



5
24

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

"LOS DOMOS RIOLITICOS DEL AREA DE
TEPETATE, S.L.P. Y SU RELACION CON EL
CINTURON ESTANNIFERO MEXICANO"

T E S I S

PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOLOGO

P R E S E N T A

EDUARDO CEREZO GARCIA



MEXICO, D.F.

1996

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

A mis padres:

Gloria García González.
Gustavo Cerezo Gayosso.

A mis hermanos:

Gustavo, Verónica, Alejandro y Erika.

A mi compañera y amiga:

Isis Iyvette Valdez Izaguirre.

A los Sres. Ings.

Alfredo Victoria Morales.
Fernando Rosique Naranjo.
Miguel Vera Ocampo.
Carlos Garza-González Velez.
José Luis Jiménez Mendoza.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-051

SR. EDUARDO CERESO GARCIA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el Ing. Alfredo Victoria Morales y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**LOS DOMOS RIOLITICOS DEL AREA DE TEPETATE S.L.P., Y SU RELACION CON EL
CINTURON ESTANNIFERO MEXICANO**

- I INTRODUCCION
 - II GEOGRAFIA
 - III LAS RIOLITAS ESTANNIFERAS DE MEXICO
 - IV LOS DOMOS RIOLITICOS DEL AREA DE TEPETATE
 - V MINERALIZACION
 - VI TECTONICA
 - VII CONCLUSIONES
- REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS
ANEXO I: PETROGRAFIA
ANEXO II: FOTOGRAFIAS

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 12 de julio de 1996
EL DIRECTOR

ING.  JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS*RM*CR*gtg

INDICE

Página

CAPITULO 1. INTRODUCCIÓN.	1
1.1. Objetivo del estudio.	2
1.2. Método de trabajo.	2
CAPITULO 2. GEOGRAFÍA.	
2.1. Ubicación del área de estudio.	3
2.2. Vías de comunicación.	4
2.3. Energía.	5
2.4. Clima.	5
2.5. Tipo de suelo.	5
2.6. Vegetación.	5
2.7. Fisiografía.	6
2.8. Minería.	6
CAPITULO 3. LAS RIOLITAS ESTANNÍFERAS DE MÉXICO.	
3.1. El cinturón estannífero mexicano.	9
3.2. Geología de las riolitas estanníferas de México.	11
3.3. Petrografía y mineralogía de las riolitas.	14
3.4. Petroquímica de las riolitas y cubiertas ignimbríticas asociadas.	18
3.5. Abundancia y modo de ocurrencia del estaño.	24
3.6. Afinidad genética entre las riolitas huésped y cubiertas ignimbríticas.	29
3.7. Geoquímica-isotópica y edades de las riolitas.	31
3.8. Fuente de las riolitas estanníferas.	34
CAPITULO 4. LOS DOMOS RIOLÍTICOS DEL ÁREA DE TEPETATE.	
4.1. Geología regional.	36
4.2. Geología local.	38
4.2.1. Forma y dimensión de los domos.	38
4.2.2. Litología y petrografía.	39
4.2.3. Composición química de las rocas.	43
4.3. Estructuras de los domos.	54
4.3.1. Los domos El Gato y Cerro Silva.	56
4.3.2. Evolución de los domos de Tepetate.	58
CAPITULO 5. MINERALIZACIÓN.	
5.1. Depósitos minerales asociados a las riolitas topacíferas.	60
5.2. Mineralización en los domos del área de Tepetate.	67
5.3. Distribución regional de los domos riolíticos.	73
CAPITULO 6. TECTÓNICA.	
6.1. Marco tectónico regional.	75
6.1. Modelo petrogenético.	77
CAPITULO 7. CONCLUSIONES.	80
• REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.	
• ANEXO I. FOTOMICROGRAFICO	
• ANEXO II. FOTOGRAFÍAS	

1. INTRODUCCIÓN.

En la parte central del estado de San Luis Potosí, existe un extenso campo volcánico constituido principalmente por rocas félsicas del Terciario Medio (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Con base en la composición química y edad de sus rocas, Aranda-Gómez y colaboradores (1983) lo consideraron equivalente a la "facies de rocas calciocalinas con alto contenido de potasio" de la provincia magmática de la Sierra Madre Occidental (SMO), descrita por Cameron y colaboradores (1980). En el campo volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) fue estudiada una secuencia de emisiones riolíticas, a las que se dio el nombre formal de Riolita San Miguelito (K-Ar: 30 ± 1.5 Ma, Labarthe-Hernández *et al.*, (op. cit.); K-Ar: 29.2 ± 0.8 Ma, Aguillón-Robles *et al.*, 1994). Posteriormente, Tristán-González (1986, 1987) reconoció la existencia de domos riolíticos en esta unidad litoestratigráfica.

En general, los domos riolíticos se forman en distintos ambientes volcano-tectónicos (Fink, 1987). Algunos de ellos están asociados con la formación de calderas, las cuales tienden a desarrollar estructuras dómicas hacia sus márgenes (e.g., La Primavera, Jalisco; Mahood, 1980), o se forman después del colapso de estas estructuras (Lipman, 1984; Henry y Price, 1984). Otros domos se emplazan a lo largo de fallas o fisuras de tensión y otros más, en los cráteres localizados en la cima de grandes conos compuestos, como el volcán Saint Helens. En el caso de los domos riolíticos de San Luis Potosí, Tristán-González (op. cit.) propuso que su emplazamiento estuviese asociado a un ambiente geológico de extensión, que se hubiera desarrollado durante el Oligoceno Medio en la parte central de México. Otros autores, como Labarthe-Hernández y colaboradores (1988) y Aranda y colaboradores (1989), han hecho énfasis en que a partir del Terciario Medio, la evolución tectónica del extremo meridional de la Mesa Central haya sido predominantemente extensiva. Sin embargo, ninguno de estos investigadores ha hecho trabajos detallados encaminados a documentar esta hipótesis.

En los últimos años, algunos investigadores, como Burt y colaboradores (1982), Christiansen y colaboradores (1986), Tristán-González (op. cit.), Fink (op. cit.) y Labarthe-Hernández-Tristán-González (op. cit.), mencionaron la importancia del desarrollo de estructuras dómicas en rocas volcánicas cuya composición varía de intermedia a riolítica, y también las relacionaron con el ambiente tectónico regional donde se formaron.

La importancia de las estructuras volcánicas mencionadas reside no sólo en el hecho de que puedan ser empleadas para hacer inferencias acerca del ambiente tectónico en el que se desarrollan, sino que, además, en algunos domos se encontró mineralización económica (Burt *et al.*, 1982). Los domos riolíticos con topacio ($Al_2SiO_5F_2$) comúnmente están asociados con mineralización de estaño. Usualmente, estas lavas ricas en flúor presentan cantidades anómalas de uranio, litio, berilio, plata, oro y otros elementos incompatibles (Burt y Sheridan, 1981).

En la parte oriental del CVSLP existen enormes depósitos de fluorita (e.g., Las Cuevas y El Realito; Fraga-Medina, 1988), y hacia el sur, asociados a rocas similares en edad y composición, están los depósitos de plata y oro de Guanajuato. Ambos tipos de mineralización se hallan relacionados, en tiempo y en espacio, con el volcanismo y fallamiento del Terciario Medio. En ambos casos, se ha documentado recientemente la existencia de domos riolíticos cerca de las zonas mineralizadas (Labarthe-Hernández *et al.*, 1989; Nieto-Samaniego, 1985; Vasallo-Morales *et al.*, 1992; Martínez-Mendoza, 1991).

Por lo anterior, se piensa que el estudio de domos riolíticos en la región central del país ayude a comprender (1) la evolución tectónica durante el Cenozoico medio y superior de la porción meridional de la Mesa Central; y (2) el origen de algunos de los depósitos minerales de interés económico dentro del área.

1.1. Objetivo del estudio.

Debido a la estrecha relación que guardan los domos y emisiones riolíticas del Terciario medio (Oligoceno) con la mineralización de estaño, comunes en el campo volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), y a la ausencia casi total de informes en la literatura geológica mexicana acerca de sus características petrológicas y geoquímicas, así como, del modo de ocurrencia de la mineralización en las riolitas estanníferas de México; el objeto de este estudio es: Determinar la relación que guardan los domos riolíticos con topacio del área de Tepetate, S.L.P. con el cinturón estannífero mexicano.

1.2. Método de trabajo.

Para la realización de este trabajo, se utilizó el siguiente método:

- a) Compilación de datos a partir de diversos trabajos geológicos, para tener una idea precisa sobre las características generales de las riolitas estanníferas de México.
- b) Reconocimiento preliminar de campo, tomando el mayor número posible de datos y muestras; con la finalidad de corroborar las conclusiones de las obras consultadas, y determinar las características geológicas y petroquímicas de los domos riolíticos del área de Tepetate, S.L.P.
- c) Procesamiento de las muestras obtenidas en el complejo de domos riolíticos del Tepetate, (domos cerro El Gato y cerro Silva) para la realización de los estudios petrográficos y análisis geoquímicos.
- d) Elaboración del informe, en el que se muestran las características más relevantes de las riolitas estanníferas mexicanas y del complejo riolítico de Tepetate, S.L.P., así como las conclusiones del estudio efectuado.

2. GEOGRAFÍA.

2.1. Ubicación del área de estudio.

El área de estudio comprende una superficie de aproximadamente 80 km^2 , la cual está ocupada por los domos El Gato (DEG) y cerro Silva (DCS); se localiza aproximadamente a 40 km al surponiente de la ciudad de San Luis Potosí, en las inmediaciones del poblado de Tepetate, que pertenece al municipio de Villa de Arriaga. El acceso al área es por medio de la carretera federal No. 70, que comunica las ciudades de San Luis Potosí y Guadalajara. Las coordenadas geográficas que limitan al área de estudio son $22^{\circ}00' - 22^{\circ}06' \text{ N}$ y $101^{\circ}13' - 101^{\circ}18' \text{ W}$ (Figura 1).

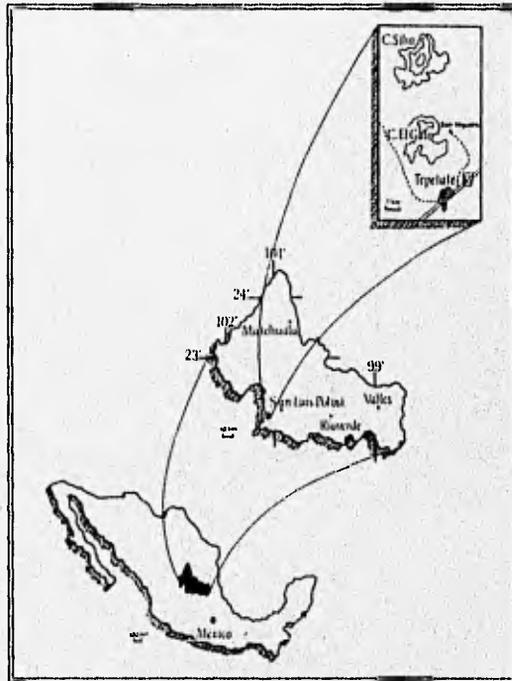


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio.

2.2. Vías de comunicación.

2.2.1. Carreteras.

El estado de San Luis Potosí cuenta con una extensa red de carreteras, principalmente federales y en menor proporción estatales. El acceso al área de estudio se hace por medio de la carretera federal No. 70, "Tampico, Tamps.-Barra de Navidad, Jal.", que cruza la entidad de oriente a poniente en su parte sur y sureste, comunicando la capital del estado con las ciudades de Río Verde, Valles, S.L.P. y Tampico, Tamps.; y al suroeste con la ciudad de Ojuelos, Jal., pasando por el municipio de Villa de Arriaga, S.L.P. Esta misma carretera comunica hacia el poniente con la ciudad de Aguascalientes, Ags.

La carretera principal es la No.57, México-Piedras Negras, que cruza la entidad de sur a norte por su parte central. Esta carretera comunica la capital del estado con Matehuala, S.L.P., Saltillo, Coahuila y Monterrey, N.L. En el entronque El Huizache sale un ramal que conecta con la carretera federal No.85, México-Nuevo Laredo, que comunica al puerto de Tampico, Tamaulipas, pasando por Ciudad Mante, Tamaulipas. La carretera No. 49 comunica la ciudad de San Luis Potosí con las ciudades de Zacatecas y Torreón y entronca con la No. 45, México-Ciudad Juárez. Además existen carreteras estatales que comunican entre sí a las principales ciudades de la entidad y permiten el acceso a otras ciudades de los estados vecinos.

2.2.2. Ferrocarriles.

La línea ferroviaria de mayor importancia en el estado es la del ferrocarril "México-Nuevo Laredo" que atraviesa la entidad de sur a norte por su parte central. A la altura de Vanegas, que está sobre esta línea, sale un ramal con extensión de 18 km que comunica a la ciudad de Matehuala, mismo que permite el acceso a la parte norte del estado.

La línea "San Luis Potosí-Aguascalientes", comunica la capital de la entidad con esta ciudad, a partir de la cual se pueden hacer conexiones con el ferrocarril "México-Ciudad Juárez", o bien a los puertos de la cuenca del Pacífico pasando por Guadalajara, Jal.

El ferrocarril "San Luis Potosí-Tampico", cruza el estado en la parte centro-oriente, lo que permite un acceso rápido al puerto de Tampico, Tamps., por el cual salen a Europa diversos productos minero metalúrgicos.

2.2.3. Aeropuertos.

El estado de San Luis Potosí cuenta con un aeropuerto internacional ubicado a 10 Km al norte de la capital de la entidad, el cual tiene vuelos directos a las ciudades de México, D.F., Monterrey, N.L., Puerto Vallarta, JAL. y San Antonio, Texas. También cuenta con un aeropuerto nacional ubicado en el municipio de Tamuín de donde salen vuelos a diferentes estados de la República Mexicana. En diferentes localidades del estado existen aeropistas para avionetas, especialmente en zonas de difícil acceso.

2.2.4. Red de comunicaciones.

Actualmente el estado de San Luis Potosí tiene en servicio una amplia red de telecomunicaciones que funciona por medio de microondas y vía satélite. La mayor parte de las poblaciones del Estado, inclusive algunas comunidades rurales, tienen servicio telefónico automático nacional e internacional y en San Luis Potosí hay un centro de telecomunicaciones que presta al público los servicios de telégrafos, fax y télex.

2.3. Energía.

La energía eléctrica con que cuenta el estado de San Luis Potosí es generada en cuatro plantas, que operan actualmente en conexión con el Sistema Interconectado Nacional y que son dos hidroeléctricas: El Salto, en Ciudad del Maiz, con una capacidad de 188 megavatios y la de Micros-Electro de Ciudad Valles, con capacidad de 2 megavatios, las otras dos son termoeléctricas: La de Villa de Reyes (vapor), instalada en Villa de Reyes, con capacidad de 700 megavatios y la de Matehuala (combustión interna), instalada en la ciudad del mismo nombre, con capacidad de 9 megavatios. El estado cuenta con una amplia red de líneas de transmisión de energía eléctrica de alta tensión (115-230 Kv) y líneas de distribución que hacen posible la disponibilidad de esta energía en prácticamente todo el territorio potosino.

La entidad cuenta con tres centros de distribución de productos PEMEX ubicados en las ciudades de San Luis Potosí, Matehuala y Tamuín, que son abastecidos por medio de poliducto, a partir de los cuales se hace la distribución de estos productos por medio de camiones cisterna.

2.4. Clima.

El clima que predomina en todo el Altiplano y gran parte de la Sierra Madre Oriental, es del tipo seco, con una temperatura media anual entre 16° y 18°C y una precipitación media anual de 410 a 500 mm; con lluvias principalmente en verano y muy escasas en el resto del año.

Según el sistema de clasificación climática de Köppen; el área de estudio, en función de la temperatura, la zona es de clima templado, con una temperatura media anual entre 12° y 18°C, con respecto a la humedad, el clima es semiárido (Bs, Kw - KwCw, semiseco-templado), con un régimen pluvial en verano y precipitación media anual de 400-600 mm.

2.5. Tipo de suelo.

El suelo de la zona es primordialmente lítico, que se clasifica como X-R-L; El suelo xerosol (dominante), es un suelo que presenta un horizonte A ócrico pobre en humus, debajo de éste suelo haber un horizonte B argílico o cámbrico; con régimen de humedad árido; El regosol (subdominante), no presenta horizonte diagnóstico y en ocasiones desarrolla un horizonte ócrico incipiente; y el litosol (menos dominante) es un suelo sin horizonte diagnóstico, limitado por un estrato duro, continuo y coherente de poco espesor.

2.6. Vegetación.

El estado de San Luis Potosí tiene en la mayor parte de su territorio poca vegetación debido al tipo de suelo y al predominio de climas de tipo seco, caracterizados por una escasa precipitación pluvial. En toda la parte norte, noroccidental y central se presenta la vegetación del tipo matorral crasicale, caracterizada por una gran variedad de cactáceas y matorrales desérticos, tales como Opuntia (platy opuntia) (nopales), Prosopis juliflora (Mezquite), Larrea divaricata (Gobernadora), Agave atrovirens (Maguey), Yucca Filifera (Palma) y Echino cactus (Biznaga).

En algunas áreas restringidas del Altiplano se presentan pastizales naturales combinados con matorrales desérticos y cactáceas, mientras que en la Huasteca se presentan pastizales cultivados.

2.7. Fisiografía.

El estado de San Luis Potosí comprende tres provincias fisiográficas que son: la provincia de la Sierra Madre Oriental, la provincia de la Mesa Central y la provincia de la Llanura Costera del Golfo de México, de las cuales la que ocupa la mayor extensión territorial, es la Sierra Madre Oriental.

El área de estudio se ubica dentro de la provincia de la Mesa del Centro que ocupa la parte noroccidental del territorio de la entidad, colinda al norte y oriente con la Sierra Madre Oriental, al oeste con la Sierra Madre Occidental, y al sur con la provincia del Eje Neovoicánico. En general, los rasgos fisiográficos que caracterizan esta provincia están representados por amplias llanuras interrumpidas por sierras dispersas. En el extremo sur-sureste (Subprovincia de las Sierras y Llanuras del norte de Guanajuato) dominan las llanuras localizadas entre sierras constituidas por rocas volcánicas, que en ocasiones se asocian con mesetas volcánicas de altitudes superiores a los 2,000 m.s.n.m., con un piso de aluviones antiguos.

En una pequeña porción en el límite suroccidental con el estado de Zacatecas se tiene la Subprovincia de los Llanos de Ojuelos-Aguascalientes, caracterizada por la presencia de mesetas y sierras volcánicas con lomeríos y llanuras entre ellas.

En la mayor parte de esta provincia (porción occidental), queda comprendida la Subprovincia de los Llanos y Sierras Potosino-Zacatecanas, caracterizada por un complejo de sierras, mesetas, lomeríos y llanuras con un suelo que se asienta sobre una fase de caliche (horizonte petrocálcico).

Finalmente, el extremo noroeste de esta provincia, está caracterizado por una pequeña cadena de sierras de rocas sedimentarias marinas que presentan una orientación aproximada norte-sur.

2.8. Minería.

El estado de San Luis Potosí, con cuatrocientos años de actividad minera, es una entidad productora de minerales metálicos y no metálicos, que tiene importantes yacimientos de fluorita, yeso, azufre, plata, plomo, zinc, cobre y en menor proporción oro. También tiene yacimientos pequeños de estaño, antimonio y manganeso.

Región minera de San Luis Potosí.

La región minera de San Luis Potosí, se ubica en la parte centro-oriental del estado, comprende el distrito minero cerro de San Pedro y las zonas mineralizadas de Villa de Reyes y Villa de Arriaga. Esta región en su parte oriental comprende formaciones calcáreas cretácicas de la Sierra Madre Oriental y hacia el poniente y surponiente en la provincia de la Mesa Central el Campo volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) del Terciario medio (Oligoceno).

En el distrito Cerro de San Pedro, la mineralización se presenta en o cerca del contacto de calizas con intrusivos dioríticos rellenando fracturas (vetiformes), dispuestos paralelamente a los planos de estratificación (mantos), en las zonas brechadas (chimeneas) y diseminaciones de minerales auroargentíferos en partes del pórfido diorítico con intensa alteración.

Las zonas mineralizadas de Villa de Reyes y Villa de Arriaga quedan comprendidas en el CVSLP y contienen pequeños yacimientos vetiformes de estaño, hospedados en riolitas así como algunos placeres aluviales derivados; vetas y mantos de mercurio en rocas sedimentarias del Cretácico Superior (Formación Caracol), vetas de cuarzo argentífero encajonadas en la Formación Caracol, y horizontes de tobas con zeolitas.

Existen también varios bancos donde se extrae cantera de diversos colores que es empleada principalmente por la industria de la construcción de la ciudad de San Luis Potosí.

Zona mineralizada de Villa de Arriaga.• Localización.

Se localiza en la porción sur de la región de San Luis Potosí y comprende parte de los municipios de Villa de Reyes, Villa de Arriaga y San Luis Potosí, se encuentra ubicada a 25 km al suroeste de la capital del estado.

• Yacimientos minerales.

En la zona de Villa de Arriaga, la mineralización es principalmente de estaño en fracturas de rocas volcánicas. Por otra parte, existe mineralización de plata en vetas de cuarzo, encajonadas en los sedimentos de la Fm. Caracol, así como canteras en las rocas ignimbríticas terciarias.

La mineralización de estaño aparece en las emisiones riolíticas en forma de casiterita con hilillos de hemalita y especularita, asociada a zonas fumarólicas de la riolita con cristalización en fases de vapor; también aparece en zonas brechadas y en las márgenes de las rocas riolíticas. Los placeres de estaño en esta área, fueron depositados en remansos y depresiones a lo largo de los arroyos de donde se extrae la casiterita obteniendo concentrados con una ley de 60 a 70% de Sn. Por lo general los placeres más ricos y abundantes se encuentran en las cercanías de los yacimientos hipogénicos de estaño.

Existen también vetas lenticulares de cuarzo blanco lechoso, con valores de plata, encajonadas en los sedimentos de la Formación Caracol, con rumbo este-oeste y echados al sur. Esta mineralización posiblemente tenga relación con un cuerpo intrusivo de tipo monzonítico, el cual corta a estas rocas a unos cuantos kilómetros al noreste de esta área.

Además en la zona existen diversas explotaciones de canteras, que presentan diversidad de colores, predominando la cantera rosa, las cuales son utilizadas, para pisos, fachadas y artículos ornamentales, también es explotada como abrasivo, como material para moldes de fundición y por su ligereza para recubrimiento de los techos de las construcciones.

• Tipo y dimensiones de las estructuras.

La mineralización de estaño tiene una distribución muy amplia y se presenta principalmente en forma de numerosas vetillas, la mayoría de ellas con espesores de unos cuantos centímetros encajonadas en riolita. Ocasionalmente aparecen en vetas de mayor espesor y concentraciones estanníferas en la intersección de éstas, con leyes muy bajas. La distribución de este tipo de mineralización estuvo controlada por una serie de fracturamientos ocasionados por el enfriamiento. Los placeres de estaño se encuentran en el arroyo Los Toriles sobre 8 Km de curso, conteniendo 2 o 3 gr de casiterita por tonelada con una ley de 45 a 60% de Sn.

Los cuerpos vetiformes de Ag se hallan emplazados en la Formación Caracol y presentan una anchura de 0.90 a 1.30 m y echados de 60 a 67° al sur y están formados por cuarzo lechoso y calcita, con pirita.

Por otra parte, las canteras son explotadas en zonas de intenso diaclasamiento en las riolitas e ignimbríticas existiendo cuerpos de cantera de diversos tamaños y que van de unos cuantos hasta cientos de metros.

• Sustancias y Leyes.

La mineralización de estaño está formada principalmente por casiterita con leyes muy bajas, en tanto que la mineralización de plata cuando se explotaban las minas de Bernalejo en 1878, las leyes fueron de 1,041 g/ton.

- Operación actual.

En la actualidad la única actividad minera es la explotación de canteras, con una producción variable de acuerdo a la demanda.

- Potencial y perspectivas.

Para las canteras existe un gran potencial y su demanda aumenta cada día ya que va de acuerdo al crecimiento de la industria de la construcción.

Otra zona de interés es al sur de las minas del Bernalejo en donde aflora la Formación Caracol y se encuentra el intrusivo con alteración hidrotermal, junto a la falla marginal del Rift de Villa de Reyes, el cual pudiera tener alguna relación con la mineralización presente.

Existe también en las ignimbritas una alteración fumarólica y sulfatárica con una intensa actividad hidrotermal compleja que dio origen a caolinización y silicificación, asimismo brechas hidrotermales que constituyen un ambiente geológico favorable para albergar posibles zonas mineralizadas.

San Luis Potosí: Sustancias y centros productores:

El estado de San Luis Potosí, que ocupa el decimotercer lugar en la minería nacional, ha destacado de manera relevante en la última década como productor de minerales no metálicos, ya que ocupa el primer lugar como productor de fluorita y produce cantidades importantes de yeso, sílice, caolín, y en menor cantidad fosforita y arcillas. Respecto al desarrollo de los minerales metálicos, en los últimos años no han tenido un movimiento significativo.

En la década de los ochentas y noventas, la caída del precio de los metales producidos en la entidad, como estaño, arsénico y antimonio, cadmio zinc, plomo, cobre, plata y oro, ocasionó el cierre de numerosas minas pequeñas.

En el plano nacional, la producción minera de la entidad ocupa importantes lugares, como es el caso de la fluorita, el estaño y arsénico colocados en primer sitio; antimonio y cadmio, en segundo; tercero zinc y yeso; cuarto plomo, cobre y sílice; sexto plata y hierro y en noveno lugar está la producción de oro.

La actividad minera de la entidad en 1990, se encuentra distribuida principalmente, en los siguientes municipios: Zaragoza, el cual produjo el 100% de la fluorita; Charcas y Villa de la Paz, se consideran los de mayor importancia, por su contribución a la producción estatal de los minerales metálicos, el primero de ellos, aporta el 8.1% de oro, 35% de plata, 36% de plomo, 60.4% de cobre, 85.4% de zinc y 21.9% de hierro; para el segundo caso, fue del 88.7% de oro, 56.2% de plata, 63.8% de plomo, 39.1% de cobre, 14.6% de zinc y 78.1% de hierro. Catorce, contribuyó con el 8.4% de plata y 0.1% de plomo. Cedral participó con el 0.1% de plata y 0.2% de cobre; y Cerro de San Pedro, colaboró con el 3.2% de oro, 0.3% de plata, 0.1% de plomo y 0.3% de cobre.

3. LAS RIOLITAS ESTANNÍFERAS DE MEXICO.

3.1. El Cinturón Estannífero Mexicano.

Aunque la mineralización de estaño es más común asociarla a rocas y cuerpos intrusivos (Stemprok *et al.*, 1977; Taylor, 1979), también se presenta dentro de provincias volcánicas continentales como en Bolivia (Kelly y Turneature, 1970; Sillitoe *et al.*, 1975) y la ex-URSS (Grushkin y Vedernikov, 1978).

En México, el cinturón estannífero mexicano se asocia al volcanismo del Terciario medio de la Sierra Madre Occidental (SMO) que cubre la mayor parte del poniente del país, y que esta constituida principalmente por potentes acumulaciones de ignimbritas andesíticas-riolíticas (Foshag y Fries, 1942; Ypma y Simmons, 1969; Cameron *et al.*, 1980) que fueron depositadas dentro de un relativamente corto intervalo de tiempo, entre 35 y 27 Ma (Mc Dowell y Clabaugh, 1979; Cameron *et al.*, *op. cit.*), período durante el cual se formaron algunos de los depósitos minerales más importantes del país como Fe, Cu, Zn, Au, Ag, F, Hg, y Sb, y que se encuentran restringidos a zonas paralelas a la costa del Pacífico (Figura 2).

Las riolitas estanníferas son ricas en sílice y flúor, y se asocian al emplazamiento de lavas y domos. Estas rocas tienen un contenido promedio aproximado de 75% de SiO_2 , 13% de Al_2O_3 , 8 a 9% de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ y 1% de CaO.

Las riolitas con topacio, o en su lugar estaño, se encuentran ampliamente distribuidas en la República Mexicana, principalmente en los estados de Guanajuato, San Luis Potosí, Zacatecas y Durango, formando un extenso cinturón de aproximadamente 1,000 Km de longitud (Pan, 1974) (Figura 3), que se extiende hasta los estados de Nevada, y Nuevo México, en los Estados Unidos de América (Burt *et al.*, 1982; Sillitoe y Bonham, 1984; Christiansen *et al.*, 1986).

El enriquecimiento en flúor, característico de estas lavas se evidencia por la presencia de topacio ($\text{Al}_2\text{SiO}_4\text{F}_2$) durante fase de vapor, en cavidades y a lo largo de fracturas, por lo que a este tipo de rocas comúnmente se les denomina riolitas topacíferas.

Un término alternativo, aunque no muy frecuente, es el de riolitas de tierras raras en reconocimiento al enriquecimiento anómalo que presentan en elementos litófilos (fluorófilos) y tierras raras (Li, Rb, Cs, Nb, Ta, W, U, etc.), que frecuentemente acompañan al flúor. Por lo que comúnmente se asocian a ellas, depósitos minerales que consisten en varias combinaciones de F, Be, U, Sn, Mo, W, Li y otros metales raros (Burt y Sheridan, 1987).

El enriquecimiento en flúor y otros elementos incompatibles se piensa es el resultado de cristalización fraccionada a partir de magmas altamente diferenciados, producto de la fusión parcial de rocas graníticas (Christiansen *et al.*, 1986) o de corteza Precámbrica (Huspeni *et al.*, 1984), en zonas de alta transferencia de calor, emplazados durante períodos de actividad tectónica extensiva.

Es importante señalar que generalmente estos depósitos presentan bajas concentraciones de estaño, pero se estima que existan más de 1,000 depósitos dentro de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental (Foshag y Fries, *op. cit.*, 1942; Lee Moreno, 1972); y no obstante que la mayoría de las vetas con casiterita en lavas y domos riolíticos son menores de 15 m de longitud y 25 cm de ancho, y sólo unas cuantas han sido minadas a profundidades mayores de 100 m; los depósitos de estaño en las minas Buena Suerte y El Naranja en el distrito de Sombrete, Zacatecas, presentan un tonelaje combinado de mineral de mena de 120,000 toneladas métricas con 0.1 por ciento de estaño (Foshag y Fries, *op. cit.*, 1942).

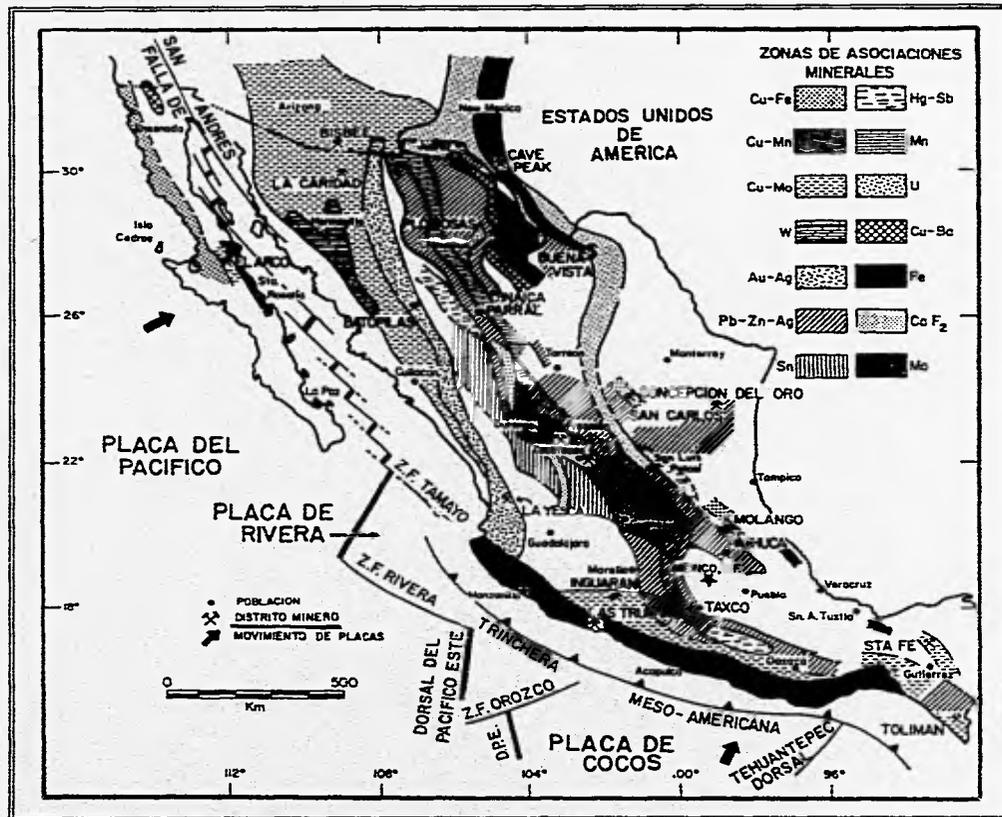


Figura 2. Provincias metalogénicas de México (modificado de Clark *et al.*, 1981). Nótese la sucesión en dirección NNW de la tendencia de las zonas metalogénicas. Tomada de Damon *et al.*, 1981.

3.2. Geología de las riolitas estanníferas de México.

En México, la mineralización de estaño ocurre en rocas y cuerpos subvolcánicos, así como en domos extrusivos y flujos de lava de composición riolítica. Los cuales, generalmente cortan otras unidades volcánicas cerca de los márgenes de calderas, algunos de los cuales son cubiertos por ignimbritas riolíticas (cubierta ignimbritica) que presentan un mayor contenido de fenocristales, y que frecuentemente son erupcionadas poco después del emplazamiento de los domos y lavas, lo cual ha llevado a algunos investigadores (Huspeni *et al.*, 1984; Ruiz *et al.*, 1983) a sugerir que las riolitas estanníferas estén estrechamente ligadas a la formación de calderas. Aunque algunos otros como Levinson y colaboradores (1974), y Burt y Sheridan (1986), señalan que esta interpretación requiere de un estudio mucho más profundo y detallado.

Con la finalidad de conocer las características de las riolitas estanníferas mexicanas enriquecidas en sílice y flúor que conforman el cinturón estannífero mexicano, Huspeni y colaboradores (*op. cit.*) procedieron a estudiar algunos de los distritos más importantes del país como Sombrerete, en Zacatecas, América-Sapioris, Aviño-Zaragoza, Ochoa, cerro de los Remedios y Río Verde, en Durango. (Figura 3). En todos estos distritos con excepción de Río Verde, la mineralización de estaño se encuentra emplazada dentro de domos y lavas riolíticas que presentan un pobre contenido en fenocristales (<10%), que se encuentran generalmente interstratificados con brechas y tobas (Smith *et al.*, 1950). Estas lavas y domos, están a su vez cubiertos generalmente por una ignimbrita riolítica (cubierta ignimbritica) más rica en fenocristales (≈20%) que se encuentran fracturados y fragmentados, junto con fragmentos de la subyacente riolita. Mientras que en el distrito de Río Verde la mineralización se encuentra a lo largo de una escarpada falla, emplazada en una ignimbrita riolítica, la cual se piensa sobreyace a un flujo o domo riolítico.

Con la finalidad de conocer su posible relación con estructuras volcano-tectónicas (e. g., calderas) Huspeni y colaboradores (*op. cit.*) estudiaron estos distritos mediante imágenes Landsat a escala 1:250,000, las cuales son claramente visibles. De esta manera se pudo observar que Cerro de los Remedios se localiza en un domo riolítico que se encuentra dentro de la caldera Chupaderos, descrita por Swanson y colaboradores (1978), mientras que el distrito de Río Verde se ubica hacia el margen occidental de esta misma estructura. Aviño-Zaragoza se encuentra al borde de un domo (subyaciendo la sierra Gamón) que aparentemente cesó su actividad antes del desarrollo de la caldera. El distrito América-Sapioris se ubica en una región caracterizada por múltiples y complejas minicalderas sobrepuestas.

En trabajos realizados por Pan (1974), Lufkin (1972), y Huspeni y colaboradores (*op. cit.*) se señala que las cubiertas ignimbriticas sobreyacentes juegan un papel muy importante en el control de la mineralización, sin embargo, Burt y Sheridan (1987), durante su investigación en varios domos de San Luis Potosí y Guanajuato (Duffield *et al.*, 1984; llegaron a conclusiones similares en domos de Durango), señala que su papel es meramente pasivo en la preservación de la mineralización de estaño, ya que no existe una cubierta ignimbritica en las riolitas estanníferas de Guanajuato, además de que en algunos casos donde ésta se presenta no existe mineralización. Sin embargo la ausencia de tales ignimbritas asociadas en la mayoría de las riolitas topacíferas de los Estados Unidos de América, podría explicar en parte la escasez de estaño asociado a la mayoría de ellas, o bien éstas podrían haber sido totalmente erosionadas.

Las secciones a través de los depósitos típicos mexicanos (Figura 4) muestran la presencia de un horizonte de brecha entre la riolita huésped (las lavas y domos riolíticos que hospedan la mineralización que de aquí en adelante se denotarán como riolitas huésped) y la sobreyacente ignimbrita. Este horizonte de brecha presenta también comúnmente mineralización, pero su origen es muy incierto debido a los restringidos datos que se tienen de los niveles más profundos de este tipo de depósitos.

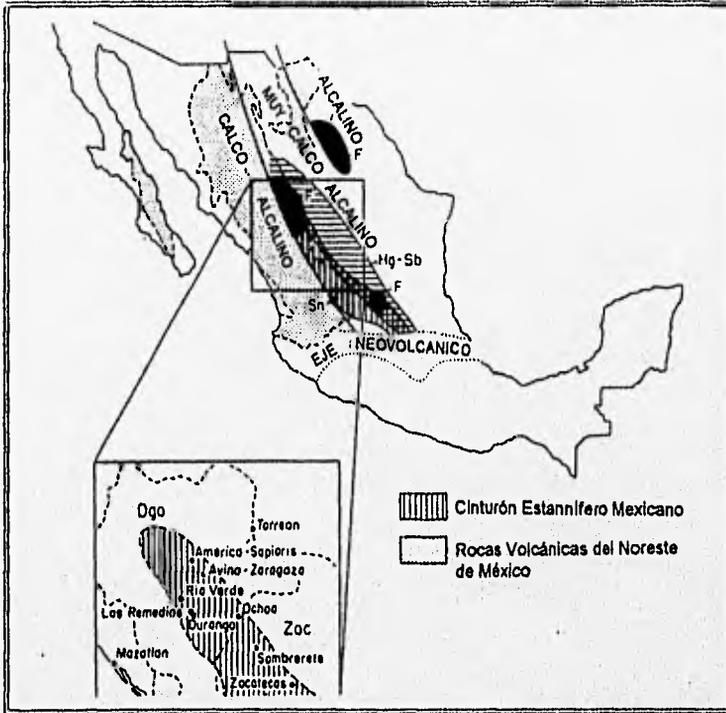


Figura 3. Localización del cinturón estannífero mexicano y algunos depósitos asociados. También se muestra la zonas de mineralización de Sb y F. Tomada de Huspeni et al., 1984.

En la mina Esperanza del distrito de Aviño-Zaragoza (Figura 4b), datos de perforación citados por Pan (*op. cit.*), muestran que la brecha se extiende hacia abajo dentro de lo que posiblemente sea la zona del conducto. En contraste, el examen de los niveles más profundos de la mina Buena Suerte del distrito de Sombrerete (Figura 4a) por Huspeni y colaboradores (1984), muestra que estas brechas no se extienden hacia la parte inferior de las estructuras dómicas, como lo propuso Pan (*op. cit.*), por tal motivo, posiblemente el horizonte de brecha podría tener dos tipos de origen; uno de carácter intrusivo y otro piroclástico, y su importancia radica en la alta porosidad que presentan para el acumulamiento de estaño.

En cuanto a la mineralización de estaño, ésta se presenta en forma de cristales de casiterita, y/o como cristales criptocristalinos, conocidos como estaño de madera o xiloide ("wood tin"). La casiterita se concentra primordialmente a lo largo de profundas e inclinadas fracturas, hacia la parte superior de las lavas y domos, mientras que el colofome de estaño ("wood tin") cubre a fragmentos de brecha, además de encontrarse diseminado en la matriz y en algunos casos en la intercalación de tobas y brechas.

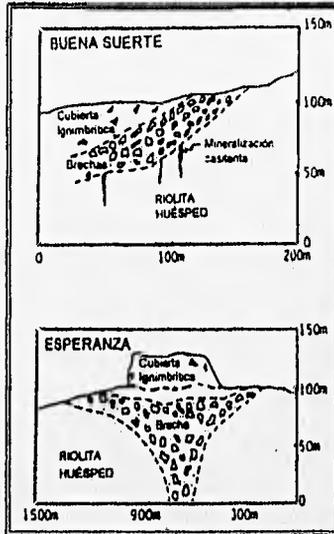


Figura 4. Secciones esquemáticas a través: (a) La mina Buena Suerte en el distrito Sombrerete (adaptado de Lee Moreno y Martínez-R., 1972) y (b) La mina Esperanza de el distrito de Aviño-Zaragoza (adaptado de Pan, 1974). Tomada de Huspenl et al., 1984.

Los minerales accesorios más comunes son la especularita, cuarzo, y calcedonia, mientras que la cristobalita, tridimita, ópalo, magnetita, sanidina, topacio, turmalina, y fluorita han sido reportados en litofisas dentro de la riolita huésped (Foshag y Fries, 1942; Pan, *op. cit.*). Dentro de las alteraciones de la roca encajonante más frecuentes asociadas con la mineralización de casiterita se tienen: caolinita, illita, feldespato y sílice.

3.3. Petrografía y mineralogía de las riolitas asociadas con mineralización de estaño.

Los análisis modales de los flujos de lava de la riolita huésped y las cubiertas ignimbríticas asociadas (Tabla 1) muestran que generalmente la riolita huésped contiene menos del 13 por ciento de fenocristales de sanidina, cuarzo y plagioclasa, además se puede observar también que la sanidina es el fenocristal más abundante y de mayor tamaño, tanto en la riolita huésped como en la cubierta ignimbrítica; estos cristales miden generalmente poco más de 2 mm. Los granos de cuarzo comúnmente se encuentran aislados y redondeados. Además es muy común observar texturas granofíricas de intercrecimiento en los fenocristales de sanidina y cuarzo. Algunos fenocristales de piroxeno se encuentran completamente alterados y es común su reemplazamiento por hematita, lo cual sugiere una similitud con las ferroaugitas descritas por Correa (1980) y Christiansen (1981) en las riolitas topacíferas del occidente de los Estados Unidos. Dentro de los minerales accesorios más frecuentes, se encuentran: zircón, titano-magnetita, biotita, epidota, apatita, fluorita, pseudobrookita, topacio, y casiterita (Foshag y Fries, *op. cit.*; Lufkin, 1972; Pan, 1974), los cuales generalmente ocurren en litofisas y vetillas.

La matriz vítrea de la riolita huésped exhibe una marcada textura de fluidez, con alternancia de bandas de hematita. La desvitrificación de esta matriz se caracteriza por la presencia de esferulitas de sanidina, cuarzo, y cristobalita que se encuentran nucleadas alrededor de los fenocristales. En algunas de las riolitas huésped la pasta completa consiste de una red de esferulitas de intercrecimiento o de granos entrelazados alotriomórficos (anedrales) de sanidina, cuarzo y cristobalita.

La cubierta ignimbrítica que sobreyace a la mayoría de las riolitas huésped presenta un mayor contenido en fenocristales (23-48%) de sanidina, cuarzo y plagioclasa; así como de fragmentos de la subyacente riolita huésped. Estos fenocristales generalmente son mayores a los 4 mm de largo y están considerablemente fracturados y fragmentados.

Los minerales accesorios más comunes son: zircón, titano-magnetita, biotita y esfena (localmente alterada a perovskita) (Lufkin, *op. cit.*; Pan, *op. cit.*). La matriz tobácea de sanidina, cuarzo y esquistas de vidrio ("shards" vítreos) está localmente unida, produciendo un bandeamiento discordante incipiente. No es muy común el crecimiento de esferulitas en la pasta y se encuentra restringida a lentes vitrofíricas o esquistas de vidrio fundidas ("shards fundidos").

Análisis por microsonda electrónica de los fenocristales de la riolita huésped y la cubierta ignimbrítica, muestran que la composición en la mayoría de los feldespatos alcalinos varía entre $Or_{50}Ab_{50}$ a $Or_{65}Ab_{35}$, en ambos casos (Figura 5).

La plagioclasa de la riolita huésped comúnmente no presenta zoneamiento; la oligoclasa rica en potasio tiene una composición de $Ab_{74}An_{11}$ a $Ab_{79}An_{17}$ (Figura 5). Los fenocristales de plagioclasa de la cubierta ignimbrítica tienen un intervalo mayor de su composición de $Ab_{65}An_{27}$ a $Ab_{83}An_6$, con un contenido promedio de Or del 7 por ciento.

Tabla 1. Análisis modales de las unidades: riolita huésped, mineralizada con estaño y la cubierta Ignimbrítica de los distritos estudiados.

porcentaje (%)	Matriz ¹	Sanidina	Cuarzo	Plagioclasa	Opacos	Piroxeno	Litofisas	Frag. de roca	Biotita
Sombbrero									
<i>Cubierta ignimbrítica</i>									
Som-3-1	61	28	5	1	tr	1	4	—	—
Som-5-1	68	10	6	1	1	tr	7	6	—
Som-6-1	66	21	10	2	tr	1	—	—	—
Som-3-2 ²	77	tr	—	16	2	5	—	—	—
<i>Riolita huésped</i>									
Som- 7-2	93	5	1	1	tr	—	—	—	tr
Som-11-2	91	5	3	1	tr	—	—	—	—
Som-13-2	91	5	3	1	tr	—	—	—	—
Aviño-Zaragoza									
<i>Cubierta ignimbrítica</i>									
Avz-17-2	65	26	7	2	tr	—	—	—	—
Avz-19-2	52	25	20	2	1	—	—	—	—
Avz-22-2	60	25	13	1	1	—	—	—	—
<i>Riolita huésped</i>									
Avz- 2-2	91	7	2	—	tr	—	—	—	—
Avz-10-2	90	7	2	—	1	—	—	—	—
Avz-14-2	92	6	1	—	1	tr	—	—	—
Avz-26-2	92	6	1	—	1	—	—	—	—
América-Sajoris									
<i>Riolita huésped</i>									
Sap-3-1	100	—	—	—	—	—	—	—	—
Sap-4-2	100	—	—	—	—	—	—	—	—
Los Remedios									
<i>Riolita huésped</i>									
Rem-2-2	95	3	2	tr	—	—	—	—	—
Ochoa									
<i>Riolita huésped</i>									
Och-2-1	97	3	tr	tr	—	—	—	—	—
Río Verde									
<i>Riolita huésped</i>									
RioV-2-2	94	5	tr	tr	—	tr	—	—	—
RioV-3-2	87	10	2	1	tr	tr	—	—	—

¹ La matriz de la cubierta Ignimbrítica consta esencialmente de sanidina, cuarzo y esquilas de vidrio (shards vítreos) con remanentes dispersos de hematita; la pasta de los flujos de la riolita huésped es una matriz recristalizada de sanidina, cuarzo, y cristobalita con texturas que varían desde esferulitas fibrosas nucleadas alrededor de los fenocristales a formas irregulares cerradas de granos.

² Muestras de andesita con una pasta de plagioclasa microlítica y criptocristales de minerales opacos.

Abreviaciones: tr = traza, — = no se presenta.

Tomada de Huspeni et al., 1984.

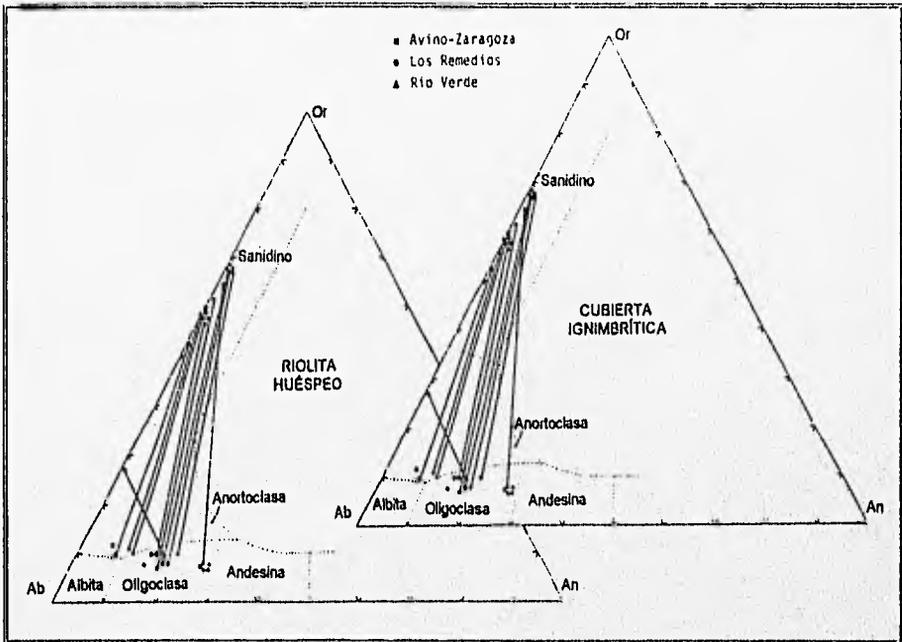


Figura 5. Composición de los fenocristales de feldespato en la riolita huésped y cubierta ignimbrítica, de las riolitas estanníferas de la Sierra Madre Occidental. Tomada de Huspeni et al., 1984.

La temperatura de equilibrio o cristalización de los feldespatos, puede determinarse por el par, sanidina-plagioclasa de la riolita huésped, empleando las ecuaciones termométricas de Stomer (1975) y Brown y Parsons (1980). Un aspecto no muy claro de este geotermómetro es el del cálculo de la fracción molar cuando la albíta es rica en Ca y/o la plagioclasa es rica en K, como es el caso de los sistemas en riolitas estanníferas, por lo que Huspeni y colaboradores (1984) calcularon la fracción molar de albíta mediante la relación $Na / [Na+Ca+K]$. Las temperaturas de cristalización en las riolitas huésped obtenidas por este método son de $700^{\circ} \pm 50^{\circ}C$ (Tabla 2).

Pan (*op. cit.*) empleó la termometría de dos feldespatos para determinar la temperatura de cristalización de la riolita huésped en Aviño-Zaragoza y fue de $670 \pm 10^{\circ}C$.

Las cubiertas ignimbríticas en la mayoría de los distritos estudiados por Huspeni y colaboradores (*op. cit.*) presentan una temperatura de equilibrio para los feldespatos generalmente mayor ($740^{\circ} \pm 50^{\circ}C$). La ignimbrita mineralizada en Río Verde también presenta una mayor temperatura de equilibrio ($780 \pm 15^{\circ}C$; Tabla 2). Las temperaturas obtenidas empleando las composiciones promedio de los fenocristales individuales de sanidina y plagioclasa son similares a las obtenidas del intercrecimiento de granos de sanidina y plagioclasa, lo cual indica que el intercrecimiento en los fenocristales de sanidina y plagioclasa no son producto de una exsolución subsólida.

CAPITULO III. LAS RIOLITAS ESTANNÍFERAS DE MÉXICO.

Tabla 2. Análisis representativos y geotermometría de feldspatos de las riolitas huésped y cubiertas ignimbríticas de la Sierra Madre Occidental.

Riolitas Huésped-Ignimbritas										
No. de muestra	Som-7-2		Som-11-2		Avz-6-2		Rlo-2-2		Rem-2-1	
CaO	3.56	0.20	3.64	0.20	3.45	0.17	1.22	0.21	2.38	0.37
K ₂ O	1.56	12.10	1.17	10.80	1.64	11.60	2.96	8.80	2.48	8.80
Na ₂ O	8.77	3.60	8.87	4.28	8.93	3.86	9.05	5.64	8.58	5.45
SiO ₂ ¹	64.60	67.60	63.80	66.80	65.20	67.10	66.60	67.50	64.50	66.30
Al ₂ O ₃ ¹	22.60	19.40	22.40	19.40	22.60	19.20	20.30	19.40	21.10	19.20
Total	101.10	102.90	99.90	101.49	101.82	101.83	100.13	101.56	89.04	180.12
An	16.70	0.90	17.30	1.00	16.00	0.80	5.80	1.00	11.40	1.80
Or	8.70	68.20	6.80	81.18	9.10	65.90	16.70	50.10	14.20	50.80
Ab	74.50	30.80	76.10	37.20	74.90	33.30	77.50	48.80	74.40	47.50
T (°C)	950		710		680		780		750	

Ignimbritas de la cubierta										
No. de muestra	Som-5-1C		Som-5-1C		Och-5-1C		Och-6-1C		Avz-1-2C	
CaO	4.11	0.28	3.58	0.21	5.36	0.34	2.33	0.24	3.23	0.34
K ₂ O	1.72	11.95	1.23	10.80	1.31	11.30	1.79	10.50	1.65	10.30
Na ₂ O	8.25	3.68	8.92	4.32	7.80	3.96	9.29	4.56	8.77	4.73
SiO ₂ ¹	63.40	67.30	64.20	67.20	61.90	67.20	65.40	68.00	64.20	67.70
Al ₂ O ₃ ¹	22.90	19.30	22.50	19.30	24.00	19.40	21.50	19.50	22.10	19.60
Total	180.37	102.47	180.49	101.83	100.36	102.30	100.24	102.90	98.87	102.63
An	19.50	1.20	16.90	1.00	22.50	1.60	11.00	1.10	15.30	1.60
Or	9.70	67.40	6.90	61.70	7.40	64.30	10.00	59.60	9.30	57.90
Ab	70.80	31.40	76.20	37.30	67.10	34.10	79.00	39.20	75.30	40.50
T (°C)	780		705		770		695		720	

Nota.- Los cálculos son inferidos empleando estequiometría.

Las temperaturas calculadas mediante las ecuaciones termométricas de Stomer (1975) y Brown y Parsons (1980), presentan un error aproximado en la lectura de las curvas de 15°.

Tomada de Huspeni et al., 1984.

3.4. Petroquímica de la riolita huésped y cubiertas ignimbríticas asociadas.

El material más puro disponible, el cual incluye escasos vidrios ligeramente hidratados de la riolita huésped y felsitas de las cubiertas ignimbríticas, fueron analizados por fluorescencia de rayos-X por elementos mayores (Tablas 3 y 4), y por activación de neutrones para elementos traza en riolitas huésped (Tabla 5).

Las rocas presentan relaciones altas en sílice (>75%) y K_2O/Na_2O (>1.5), y bajas concentraciones en CaO (<0.5%), MgO (<0.24%), TiO_2 (<0.23%) y P_2O_5 (<0.03%). Además todas las riolitas son normativas en cuarzo y corindón.

Es importante señalar que existe una marcada similitud entre las riolitas huésped y las riolitas topacíferas con estaño del oeste de los Estados Unidos (Análisis 5, Tabla 4).

Los vitrófidos frescos de la riolita huésped en Sombrerete contienen cerca de 3,100 ppm de flúor (Tabla 5) por lo que presenta anomalías altas cuando se comparan con el promedio del granitoide bajo en calcio reportado por Turekian y Wedepohl (1961; Tabla 6).

Algunas muestras de las riolitas huésped en Sombrerete y Aviño-Zaragoza, las cuales no fueron analizadas por Huspeni y colaboradores (1984), contienen fluorita y sílice secundario en las paredes de cavidades y fueron probablemente liberadas de la riolita huésped por lixiviación a baja temperatura (Zielinsky, 1979). En América-Sapioris, el enriquecimiento en flúor de la riolita huésped se evidencia por la abundante presencia de topacio.

La presencia de flúor en magmas graníticos puede significativamente disminuir su temperatura de cristalización (Wyllie, 1979; Manning, 1981). De esta manera, las bajas temperaturas de equilibrio de los feldespatos en la riolita huésped son probablemente debidas al alto contenido en flúor. Similares bajas temperaturas de cristalización han sido reportadas en riolitas topacíferas ricas en flúor del occidente de Estados Unidos; esto muestra una correlación negativa entre las temperaturas de cristalización y el grado de evolución del magma (medidas por la abundancia de U en vitrófidos; Christiansen, 1981).

Las riolitas huésped mexicanas están también altamente enriquecidas en U (10-22 ppm) y Th (34-68 ppm) (Tabla 5), comparadas con el promedio del granitoide bajo en calcio (U= 3 ppm; Th= 17 ppm) reportado por Turekian y Wedepohl (*op. cit.*) y las cubiertas ignimbríticas (Tabla 6).

La ignimbrita riolítica de el distrito de Río Verde (Tabla 5, Río 3-2) no presenta enriquecimiento en U (6 ppm) y Th (25 ppm) como las riolitas huésped. Esta disminución probablemente no este relacionada con la lixiviación post-deposicional debido a que el Th es menos móvil por este proceso que el U (Levinson, 1974).

Las riolitas huésped también presentan altas concentraciones de otros elementos litófilos como Rb, Hf, Ta, y Zn y bajas concentraciones de Sr, Ni, Ba y Eu (Tabla 5). Todas las riolitas huésped y cubiertas ignimbríticas tienen marcadas anomalías negativas en europio (Condrita-normalizada $Eu/Eu^0 = 0.148-0.012$), y un ligero enriquecimiento en elementos de tierras raras ligeras, no así en tierras raras pesadas (condrita-normalizada $La/Lu = 0.53-6.84$).

La relación Eu/Eu^0 comúnmente es mayor en muestras que son más bajas en SiO_2 y decrece con el aumento de SiO_2 .

Tabla 3. Química para elementos mayores de la riolita huésped, de los distritos estanníferos de la Sierra Madre Occidental, México

	Som-7-2	Som-11-2	Som-13-2	Avz-2-2	Avz-14-2	Avz-10-2	Avz-6-2	Sap-3-1	Sap-4-2	Sap-6-2	Sap-2-2	Och-4-1R	Rem ¹	Rlov-3-2 ²	Rlov-2-2 ²
SiO ₂ ³	76.30	77.00	77.50	74.20	75.50	75.60	76.50	76.90	77.00	77.00	77.20	75.20	75.90	75.60	75.90
TiO ₂	0.07	0.07	0.08	0.14	0.23	0.21	0.08	0.06	0.06	0.06	0.06	0.10	0.28	0.16	0.18
Al ₂ O ₃	12.90	13.00	13.20	13.90	12.60	12.50	12.90	12.60	12.90	12.80	12.80	13.60	12.70	13.50	13.20
Fe ₂ O ₃ ⁴	1.23	1.10	1.08	1.64	1.72	1.70	1.40	1.27	1.08	1.10	1.10	1.59	1.77	1.66	1.68
FeO	0.00	0.00	0.00	0.23	0.56	0.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.44	0.52	0.05	0.01
MnO	0.02	0.02	0.02	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.01	0.04	0.03	0.02	0.04
MgO	0.07	0.24	0.08	0.17	0.18	0.11	0.01	0.07	0.07	0.17	0.04	0.10	0.27	0.04	0.05
CaO	1.00	0.37	0.32	0.50	0.31	0.48	0.65	0.61	0.14	0.23	0.20	0.48	0.97	0.29	0.34
Na ₂ O	2.68	2.87	2.73	3.13	3.50	3.39	2.80	3.81	3.99	3.94	3.89	3.39	2.84	3.27	3.07
K ₂ O	5.72	5.33	4.99	6.03	5.33	5.33	5.63	4.62	4.72	4.65	4.70	5.04	4.55	5.37	5.50
P ₂ O ₅	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.08	0.02	0.01
L.O.I.	4.54	1.54	1.39	1.85	1.16	2.23	3.39	0.15	0.77	0.93	0.77	0.62	1.01	1.00	1.16
Q	37.20	38.70	41.70	31.60	33.90	34.40	37.30	35.70	35.30	35.50	36.10	35.10	39.30	35.30	36.20
C	0.67	1.83	2.72	1.33	0.58	0.32	1.01	0.27	0.97	0.86	0.94	1.74	1.39	1.80	1.57
Or	33.80	31.50	29.50	35.60	31.50	28.70	33.30	27.30	27.90	27.50	27.80	29.80	27.20	31.80	32.60
Ab	21.60	24.30	23.10	26.50	29.60	2.25	23.70	32.20	33.80	33.30	32.90	28.70	24.30	27.80	25.90
An	4.89	1.83	1.58	2.41	1.34	0.27	3.22	2.89	0.69	1.14	0.99	2.25	4.33	1.30	1.67
En	0.17	0.59	0.19	0.42	0.44	1.51	0.02	0.17	0.17	0.42	0.09	0.24	0.64	0.09	0.12
Fs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	0.00	0.00	0.00	0.49	1.26	1.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.25	0.96	0.00	0.00
Il	0.04	0.04	0.04	0.26	0.43	0.39	0.08	0.08	0.08	0.10	0.02	0.18	0.53	0.14	0.10
Hm	1.22	1.10	1.08	1.29	0.84	0.65	1.38	1.27	1.08	1.10	1.10	0.72	1.10	1.66	1.67
Ap	0.02	0.00	0.00	0.02	0.07	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.18	0.04	0.02
Ru	0.04	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.12
Σ	99.90	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

¹ Muestra de Los Remedios, Formación Cacaria (Swanson et al., 1978).

² En Río Verde, la riolita huésped es una ignimbrita riolítica.

³ Análisis obtenidos por difracción de rayos-X en X-Ray Assay Laboratories, Don Mills, Canadá.

⁴ Fe₂O₃, calculado a similitud de Irvine y Barragar (1971) donde %Fe₂O₃ = 1.5 + %TiO₂.

Tomada de Huspeni et al., 1984.

Abreviaciones minerales:

ab = albita, an = anortita, ap = apatita, c = corindón, di = diopsida, en = enstatita, fs = ferrosilita, hm = hematita, il = ilita, mt = magnetita, or = ortoclase, q = cuarzo, ru = rutilo

Tabla 4. Química por elementos mayores de las cubiertas ignimbríticas en zonas con mineralización de estaño de la Sierra Madra Occidental.

No. Muestra	Som-3-2	Som-3-1	Som-6-1	Som-4-1	Avz-22-2	Och-5-1	Och-6-1	1 ¹	2 ¹	3 ¹	4 ¹	5 ¹
SiO ₂	64.00	76.50	77.00	77.40	77.30	75.90	77.40	74.30	75.90	75.80	76.50	75.40
TiO ₂	1.03	0.08	0.16	0.19	0.12	0.27	0.08	0.22	0.21	0.21	0.15	0.06
Al ₂ O ₃	16.10	12.90	12.50	12.50	12.20	12.40	12.40	13.50	13.00	12.60	11.90	13.40
Fe ₂ O ₃ ²	2.53	1.69	1.66	1.53	1.48	1.77	1.46	1.71	1.34	1.61	1.69	1.56
FeO	3.19	0.11	0.16	0.00	0.00	0.39	0.00	0.33	0.00	0.00	0.48	0.27
MnO	0.05	0.02	0.04	0.03	0.01	0.04	0.05	0.03	0.12	0.03	0.06	0.04
MgO	0.92	0.20	0.17	0.16	0.13	0.17	0.30	0.31	0.21	0.17	0.14	0.07
CaO	4.06	0.69	0.75	0.45	0.37	0.92	0.85	1.13	0.65	0.57	0.47	0.59
Na ₂ O	3.56	2.11	2.26	1.26	3.12	2.76	2.41	3.01	3.85	3.67	3.59	3.78
K ₂ O	3.43	5.56	5.27	6.47	5.28	5.32	5.01	5.39	4.68	5.28	5.00	4.84
P ₂ O ₅	0.23	0.03	0.03	0.02	0.01	0.06	0.04	0.07	0.04	0.06	0.02	0.00
P. x C.	1.47	1.54	0.77	1.77	0.77	0.08	2.62	—	—	—	—	—
Q	20.80	41.20	41.90	44.10	38.00	37.40	42.10	33.50	34.00	33.00	35.40	33.50
C	0.00	2.22	1.78	2.60	0.70	0.57	1.56	0.82	0.51	—	—	0.87
Or	20.30	32.80	31.10	38.20	31.20	31.40	29.80	31.90	27.80	31.20	29.50	28.60
Ab	30.10	17.80	19.10	10.70	26.40	23.40	20.40	25.50	32.60	31.00	30.40	32.00
An	17.80	3.12	3.52	2.15	1.77	4.17	3.95	5.14	2.96	2.31	1.58	2.92
Di	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.47	0.00
En	2.11	0.49	0.42	0.39	8.32	0.42	0.74	0.77	0.52	0.42	0.12	0.17
Fs	1.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	3.66	0.00	0.18	0.00	0.00	0.60	0.00	0.52	0.00	0.00	1.30	8.82
Il	1.95	0.27	0.30	0.06	0.02	0.51	1.00	0.41	0.25	0.06	0.28	0.11
Hm	0.00	1.68	1.53	1.52	1.47	1.35	1.45	1.34	1.33	1.61	0.78	0.97
Ap	0.54	0.70	1.70	0.04	0.02	0.14	0.09	0.16	0.09	0.14	0.04	0.00
Ru	0.00	0.40	0.99	0.00	0.14	0.10	0.02	0.00	0.07	0.22	0.00	0.00
Σ	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

¹ (1) Promedio de riolitas calco-alcalinas (Nockolds, 1954);(2) rocas calco-alcalinas moderadas K de la SMO (Cameron *et al.*, 1980);(3) rocas calco-alcalinas ricas K de la SMO (Cameron *et al.*, 1980);(4) riolita ferroaugita de la SMO (Cameron *et al.*, 1980);

(5) riolita topacifera de Spor Mountain, Utah (Christiansen, 1981);

² Fe₂O₃ Calculado de una manera similar a las de Irvine y Barragar (1971) donde %Fe₂O₃ = 1.5 + %TiO₂— = no analizado. Tomada de Huspeni *et al.*, 1984.

Abreviaciones minerales: Ab = albita, An = anortita, Ap = apatita, C = corindón, Di = diopsida, En = enstatita, Fs = ferrosilita, Hm = hematita, Il = ilita, Mt = magnetita, Or = ortoclasa, Q = cuarzo, Ru = rutilo.

CAPITULO III. LAS RIOLITAS ESTANNÍFERAS DE MÉXICO.

Tabla 5. Abundancia de elementos traza en las riolitas huésped en zonas con mineralización de estaño de la Sierra Madre Occidental.

No muestra	Som-7-4	Som-11-2	Som-13-2	Avz-2-2	Avz-14-2	Avz-10-2	Avz-6-2	Sap-3-1	Sap-4-2	Sap-6-2	Sap-2-2	Och-4-1R	Rlov-3-2
F	3,100.00	—	—	—	—	—	2,080.00	—	—	—	—	—	—
Sc	8.90	9.50	9.43	1.24	0.83	0.80	0.97	1.12	1.23	1.28	1.22	7.74	2.05
Cr	9.10	nd	17.30	7.09	6.50	6.27	9.31	15.60	7.57	8.51	5.68	15.90	5.95
Co	0.17	0.21	0.22	0.30	0.54	0.40	0.31	0.26	0.36	1.00	0.32	0.36	0.35
Zn	200.00	191.00	220.00	1,476.0	195.00	212.00	155.00	344.00	98.20	90.20	96.30	608.00	132.00
As	32.50	nd	209.00	552.00	78.30	39.70	20.20	175.00	32.20	24.10	78.80	414.00	18.90
Se	4.38	5.47	4.15	4.11	4.72	4.15	3.91	12.30	18.10	14.00	16.10	4.83	2.22
Rb	556.00	548.00	540.00	346.00	388.00	391.00	352.00	782.00	808.00	818.00	822.00	473.00	200.00
Sr	71.00	5.00	5.00	25.00	26.00	114.00	7.00	20.00	5.00	6.00	5.00	37.00	18.00
Zr	80.00	90.00	50.00	270.00	420.00	420.00	120.00	—	90.00	100.00	100.00	—	260.00
Ag	nd	nd	1.28	0.54	1.72	0.63	nd	nd	nd	nd	0.86	nd	nd
Cd	15.20	9.26	17.90	nd	7.06	nd	8.61	13.00	11.80	9.73	8.67	nd	nd
Sb	1.16	0.40	2.04	14.80	1.71	1.91	1.22	7.50	2.10	1.70	2.05	53.40	0.96
Cs	41.40	34.40	26.70	16.20	25.80	13.60	26.90	17.70	23.90	17.30	21.20	49.30	4.05
Ba	95.10	nd	69.90	81.60	125.00	1,253.00	57.40	51.60	61.70	123.00	38.30	nd	290.00
Hf	9.31	9.77	9.63	12.80	20.40	20.60	9.27	12.20	12.80	13.00	12.20	11.90	14.00
Ta	4.50	4.94	4.56	3.03	4.18	4.05	3.57	10.50	10.50	10.50	10.30	4.98	2.23
Th	47.30	46.40	49.30	34.90	42.70	41.80	33.70	59.40	68.30	61.80	68.80	41.40	24.70
U	21.50	10.80	16.30	9.65	14.70	12.60	14.70	18.60	18.60	13.70	18.70	9.77	6.38
La	24.20	13.00	23.10	61.20	103.00	74.50	24.50	13.60	11.00	8.99	7.59	30.90	77.70
Ce	117.00	109.00	108.00	202.00	317.00	276.00	98.00	68.80	52.60	127.00	63.40	123.00	314.00
Sm	15.40	4.51	16.90	11.50	20.10	16.90	10.10	10.30	6.70	5.87	8.32	19.90	16.00
Eu	0.08	0.09	0.05	0.63	0.62	0.67	0.25	0.04	0.07	0.08	0.03	0.29	0.96
Tb	6.06	2.76	7.44	2.64	5.04	5.18	3.20	4.77	2.80	2.27	2.80	7.66	3.64
Yb	14.00	7.73	18.90	6.63	11.70	12.40	8.18	15.90	9.33	11.50	11.70	18.00	7.83
Lu	1.89	1.07	2.27	0.93	1.48	1.58	1.09	2.12	1.17	1.58	1.57	2.32	1.00

Notas.- 1) Todos los elementos traza fueron analizados por activación de neutrones (INAA) en el Phoenix Memorial Laboratory de la Universidad de Michigan exceptuando los siguientes: el níbor fue analizado por electrodo selectivo de ion con el procedimiento de Kanisawa (1979);

2) Rubidio y estroncio fueron analizados por FRX en los laboratorios de Investigación y Desarrollo de CONOCO, inc;

3) Zirconio fue analizado comercialmente por FRX por X-Ray Assay Laboratories, Don Mills, Ontario, Canadá.

Tomada de Huspen et al., 1984.

— no fue analizado; nd = no determinado.

CAPITULO III. LAS RIOLITAS ESTANNÍFERAS DE MÉXICO.

Tabla 6. Concentraciones de elementos traza en la cubierta Ignimbrítica en zonas mineralizadas de la Sierra Madre Occidental.

(en ppm)	Som-3-2	Som-3-1	Som-6-1	Som-4-1	Avz-22-2	Och-6-1	1'	2'	3'	4'
F	—	—	—	—	—	—	600.00	—	—	7,200.00
Sc	17.30	7.10	7.08	6.34	0.87	—	7.00	—	—	2.40
Cr	15.40	10.90	15.10	10.50	11.00	—	4.10	—	—	3.20
Co	8.89	0.73	0.71	0.43	0.40	—	1.00	—	—	—
Zn	168.00	159.00	157.00	581.00	111.00	—	39.00	—	—	—
As	nd	13.90	8.97	122.00	17.10	—	1.50	—	—	—
Se	nd	1.79	2.47	3.23	3.95	—	0.05	—	—	—
Rb	143.00	2.74	274.00	401.00	429.00	330.00	170.00	128.00	199.00	441.00
Sr	40.00	50.00	40.00	27.00	17.00	40.00	100.00	159.00	15.00	5.00
Zr	nd	nd	nd	nd	nd	—	175.00	184.00	352.00	110.00
Ag	nd	nd	nd	nd	nd	—	0.04	—	—	—
Cd	nd	nd	nd	nd	nd	—	0.13	—	—	—
Sb	0.26	0.59	0.23	6.67	1.89	—	0.20	—	—	—
Cs	12.20	11.00	12.20	7.06	11.40	—	4.00	—	—	21.30
Ba	706.00	605.00	438.00	310.00	117.00	—	840.00	—	—	2.00
Hf	10.70	11.60	10.70	12.00	12.10	—	3.90	—	—	7.60
Ta	1.20	2.29	2.27	7.06	3.45	—	4.20	—	—	—
Th	18.00	27.40	28.40	31.40	49.40	—	17.00	10.00	22.00	57.40
U	5.92	6.46	7.87	8.15	12.20	—	3.00	—	—	15.00
La	45.40	84.50	70.50	65.50	41.60	—	55.00	38.20	—	73.10
Ce	134.00	259.00	285.00	248.00	173.00	—	92.00	72.20	—	132.00
Sm	53.30	16.00	16.20	14.90	10.20	—	10.00	11.60	—	0.76
Eu	2.59	1.42	1.24	0.79	0.35	—	1.60	2.21	—	1.22
Tb	2.71	4.04	3.91	3.86	2.69	—	1.60	—	—	1.29
Yb	3.92	7.49	7.73	7.72	7.63	—	4.00	6.94	—	4.00
Lu	0.44	0.97	1.01	1.02	0.98	—	1.20	—	—	0.53

(1) promedio de granitoides bajo en calcio (Turekian y Wedepohl, 1961);

(2) serie calco-alcalina de la SMO (Cameron *et al.*, 1980; Cameron y Hanson, 1982);

(3) riolita (ferroaugita) de la SMO (Cameron *et al.*, 1980);

(4) riolita topaclera del occidente de los Estados Unidos (Christiansen *et al.*, 1981).

Tomada de Huspeni *et al.*, 1984.

— = no se analizó; nd = no determinado

Un ejemplo típico del patrón de tierras raras normalizadas en la condrita, se muestra en la Figura 6 junto con aquellas riolitas calcoalcalinas sin mineralización de la SMO (Cameron y Hanson, 1982) y riolitas topacíferas del oeste de los Estados Unidos (Christiansen, 1981). Es importante observar que tanto las riolitas topacíferas, como las riolitas huésped mexicanas tienen anomalías de europio grandes y aproximadamente paralelas a la línea de las condritas, características que no están presentes en las riolitas calco-alcalinas de la SMO.

Los elementos de tierras raras característicos de las riolitas huésped han sido reconocidos en otros magmas riolíticos altamente evolucionados, (e. g., Hildreth, 1979; Keith, 1980; Bacon y Duffield, 1981; Ewart, 1979) y han sido explicados por una extrema diferenciación de sus magmas a profundidades corticales relativamente someras donde la plagioclasa es estable (Hanson, 1978).

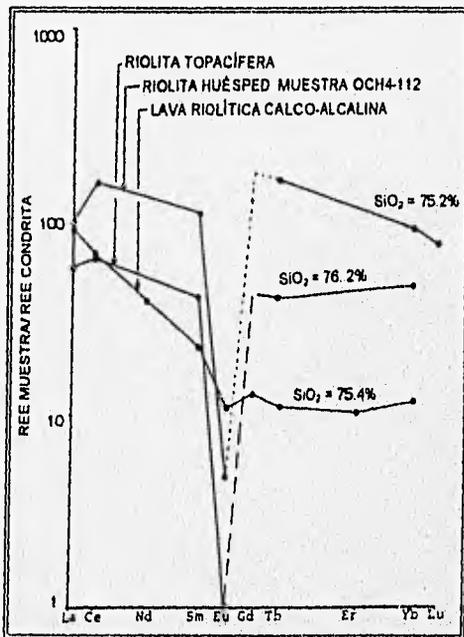


Figura 6. Patrones de elementos de tierras raras en el distrito de Ochoa, riolita topacífera (Christiansen, 1981), y lavas calco-alcalinas de la Sierra Madre Occidental (Cameron y Hanson, 1982).

Tomada de Huspeni et al., 1984.

3.5. Abundancia y modo de ocurrencia del estaño.

La abundancia de estaño fue determinada mediante el espectrómetro de absorción atómica (Welsh y Chao, 1976), para las riolitas huésped, cubiertas ignimbríticas, y otras riolitas sin mineralización conocida. Las riolitas huésped están claramente enriquecidas en estaño (Tabla 7), comparándolas con el promedio del granitoide bajo en calcio (3.0 ppm) (Turekian y Wedepohl, *op. cit.*); estas riolitas varían entre 3 a 40 ppm y en el 85 por ciento de los análisis entre 8 y 23 ppm (Figura 7). En contraste a las riolitas huésped, las cubiertas ignimbríticas comúnmente contienen menos de 8 ppm de estaño (Figura 7). La muestra Som-4-1 de la cubierta ignimbrítica en el distrito Sombrerete que contiene 55 ppm de estaño fue recolectada en un lente de toba permeable ubicada sobre la brecha mineralizada de la mina Buena suerte (Figura 4a) la cual posiblemente fue contaminada con mineralización.

Las concentraciones de estaño en el 87 por ciento de las muestras de las riolitas no están asociadas con mineralización de estaño y varían entre 0 a 7 ppm, en el 78 por ciento de los análisis son menores de 3 ppm (Figura 7). Estas muestras fueron recolectadas en los distritos de mercurio y fluorita de la SMO, exceptuando a las muestras de Villa Ahumada, Chih., y El Salto, Dgo., las cuales no están asociadas con ningún tipo de mineralización conocida. Cuatro de las muestras recolectadas en los distritos Cuencamé, Canoas, y Sain Alto de mercurio contienen entre 9 y 14 ppm de estaño, sugiriendo que similares procesos magmáticos concentraron los dos elementos. El mercurio y el estaño comúnmente ocurren en los mismos distritos mineros en México (Fries y Schmitter, 1948). El contenido promedio de estaño en las riolitas huésped es de 8 a 23 ppm, lo cual es muy inferior a las 50 - 150 ppm que Pan (1974) y Lee Moreno (1972) proponen como división entre riolitas con estaño y riolitas estériles para la SMO. Esta discrepancia probablemente refleja las diferencias entre las muestras analizadas, ya que las muestras alteradas o cercanas a la mineralización no son representativas del contenido de estaño de las riolitas.

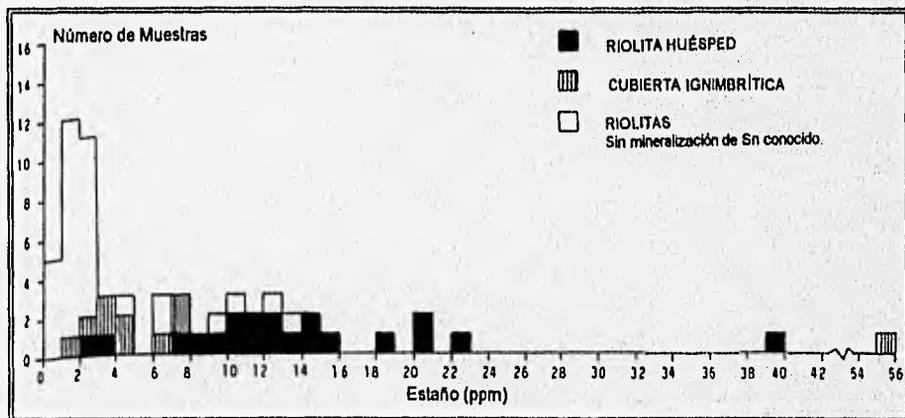


Figura 7. Histograma que muestra la abundancia de estaño en las riolitas huésped y cubiertas ignimbríticas de el cinturón de estaño mexicano, así como otras rocas volcánicas no asociadas con mineralización de estaño. Incluye la ignimbrítica riolítica (cubierta ?) de el distrito Río Verde. Tomada de Huspeni et al., 1984.

CAPITULO III. LAS RIOLITAS ESTANNÍFERAS DE MÉXICO.

Tabla 7. Abundancia de estaño¹ en las riolitas huésped y cubiertas ignimbríticas asociadas, así como de otras áreas sin mineralización de estaño conocido (concentraciones en ppm)

Sombrerete		Los Remedios y caldera Chupaderos²	
<u>Riolita huésped</u>		<u>Fm. Cacarla (riolita huésped)</u>	
Som-7-2	22.5	Rem-2-1	9.8
Som-11-2	14.4	<u>Fm. Águila</u>	
Som-13-2	20.4	Chup-3-2	1.9
<u>Cubierta ignimbrítica</u>		Chup-6-2	1.8
Som-3-1	3.6	Chup-7-2	2.0
Som-4-1	55.2	Chup-8-2	6.0
Som-5-1	3.6	<u>Fm. Santuario (cubierta ignimbrítica)</u>	
Som-6-1	1.5	Chup-1-2	2.0
Som-3-2 (andesita)	2.0	<u>Fm. Santa María (cubierta ignimbrítica)</u>	
		Chup-2-2	0.9
Aviño-Zaragoza		SM-wr ³	2.1
<u>Riolita huésped</u>		<u>Fm. Garavito</u>	
Avz-2-2	39.2	Gar-wr ³	0.9
Avz-6-2	10.6	<u>Fm. Soldado</u>	
Avz-10-2	8.2	Sol-wr ³	2.0
Avz-14-2	12.7		
Avz-26-2	3.0	Riolitas sin mineralización de Sn conocida	
<u>Cubierta ignimbrítica</u>		El Salto, Durango	
Avz-17-2	7.7	Es-wr ³	1.5
Avz-19-2	4.9	P-1-wr ³	0.9
Avz-22-2	4.0	p-3-wr ³	1.2
		Inde, Durango	
América-Saploris		Hg-5-1	1.8
<u>Riolita huésped</u>		Hg-7-1	0.6
Sap-2-1	20.6	Rodeo, Durango	
Sap-3-1	14.8	W-5-1	1.5
Sap-5-1	15.7	W-7-1	0.9
Sap-8-1 (alterada)	475.0	Navidad, Durango	
Sap-2-2	11.0	Nav-1-2	1.5
Sap-4-2	13.8	Cuencáme, Durango	
Sap-6-2	10.2	Cue-10-2	1.4
Sap-9-1 (toba)	18.2	Cue-18-2	9.7
Sap-10-1 (toba)	11.9	Canoas, Zacatecas	
		Can-1-1	43
Ochoa		Can-2-1	12.7
<u>Riolita huésped</u>		Can-4-1	10.6
Och-2-1	12.5	Salín Alto, Zacatecas	
Och-4-1R	340.0	Sain-3-1	2.2
<u>Cubierta ignimbrítica</u>		Sain-5-1	1.4
Och-5-1	6.5	Sain-7-1	13.7
Och-6-1	7.2	Las Cuevas, San Luis Potosí	
		CS001	2.4
Río Verde		CS002	2.5
<u>Cubierta ignimbrítica (?)</u>		CS004	1.6
Rlov-2-2	2.0	CS010	6.8
Rlov-3-2	7.1	Villa Ahumada, Chihuahua	
		B-43	1.2
Turekian y Wedepohl (1961)		B-103	2.0
Granitoides bajo en calcio	3.0	J-181	2.1

¹ Las concentraciones de estaño fueron determinadas mediante el espectrómetro de absorción atómica como es descrito por Welsh y Chao (1976).

² Muestras de Formaciones de la caldera Chupaderos, (Swanson et al., 1978).

³ Muestras realizadas por F.W. McDowell, Universidad de Texas en Austin. Tomada de Huspeni et al., 1984.

Evidencias de que la anomalía en la concentración de Sn, esté asociada con la presencia de casiterita, se obtuvo del examen de los concentrados de minerales pesados derivados de las riolitas estanníferas. En muestras con menos de 40 ppm de estaño, no se encontró casiterita. En la muestra Sap-8-1 del distrito de América Saporis, que contiene 475 ppm de estaño (Tabla 7), cristales de casiterita de 0.5 mm fueron vistos e identificados mediante el microscopio electrónico de barrido, equipado con un detector de rayos-X. En ésta se observaron cuatro etapas diferentes del desarrollo de la casiterita (Figura 8): (1) formación de cristales euedrales de casiterita (0.5 mm); (2) crecimiento de pequeños cristales de casiterita (10-50 μ) sobre las caras de estos cristales euedrales; (3) disolución de los cristales de casiterita a lo largo de planos de macla y caras del cristal; y (4) reprecipitación de casiterita como glóbulos de estaño coliforme ("wood tin") y sobrecrecimiento en cristales previos. Fries (1942), reportó que algunos cristales de casiterita son cubiertos por una película de estaño coliforme y que fibrosos coliformes de estaño estaban incrustados en pequeños cristales de casiterita, sugiriendo que la secuencia descrita anteriormente es cíclica.

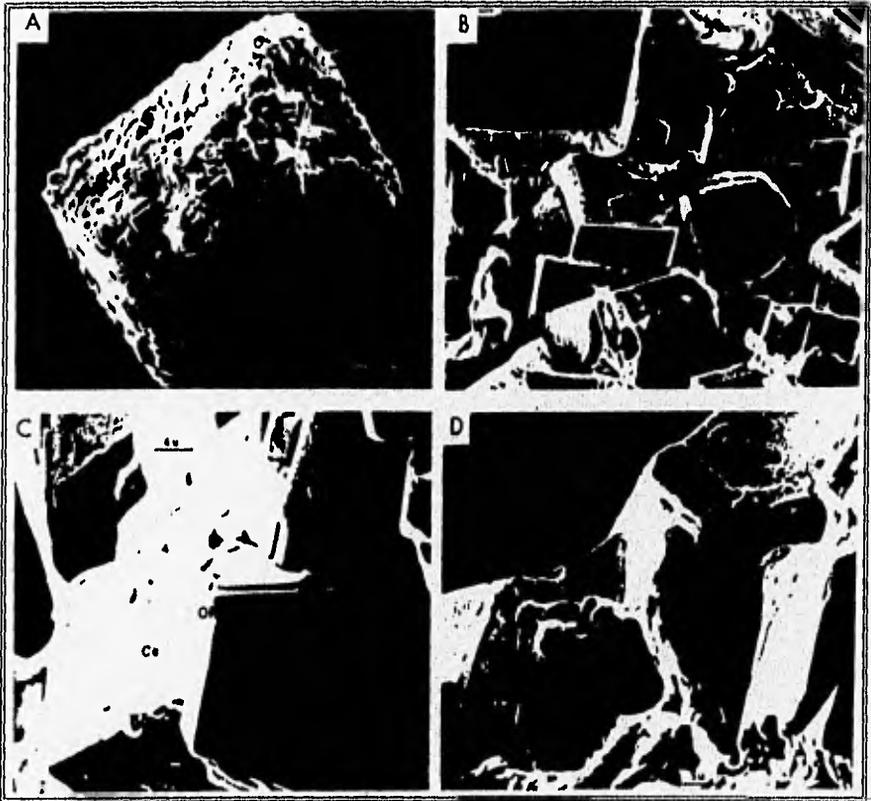


Figura 8. A. Pequeños cristales de casiterita cubriendo la cara de un cristal mayor; B. Acercamiento a pequeños cristales de casiterita (Cs) y estaño coliforme (WT) desarrollándose sobre un cristal de casiterita mayor; C. Cristales de casiterita parcialmente incrustados y cascados (Cs), localmente cubiertos por estaño coliforme (WT). OR = sobrecrecimiento del estaño coliforme; D. Masas de estaño coliforme (WT), sobrecreciendo en los bordes (OR) de pequeños cristales de casiterita (Cs). Imágenes obtenidas mediante el microscopio electrónico de barrido. Tomada de Huspeni et al., 1984

Yacimientos:

1) VETILLAS EN LOS PLANOS DE JUNTA
DE LA RIOLITA:

- a) Vetillas angostas en planos de junta de la roca.
- b) Ramaleos mineralizados de grupos de planos paralelos y transversales.

2) VETAS EN FRACTURAS:

- c) Fracturas de falla en la riolita.
- d) Aberturas con llenamientos de brechas.

3) BRECHAS MINERALIZADAS:

- e) Formaciones de brechas piroclásticas mineralizadas.
- f) Pequeñas formaciones de brechas piroclásticas confinadas e intercaladas en los planos de escurrimiento de las lavas mineralizadas.

4) DISEMINACIONES EN LA ROCA:

- g) Minerales de estaño primarios, contenidos en el magma de origen.
- h) Impregnaciones en la riolita por procesos neumatolíticos.

1. Vetillas en los planos de junta de la riolita.

Este tipo de yacimientos son los que se presentan con mayor frecuencia. Consisten en pequeñas cintas mineralizadas de casiterita con potencias de 2 a 3 cm y máximas de 10 cm que ocupan los planos de junta de la riolita que no ha sufrido deslizamientos de falla. La riolita encajonante se presenta sana o con poca alteración en sus respaldos, debida a procesos de caolinización. Cuando es más intensa se encuentran reblandecidas las paredes y en condiciones más favorables para su explotación y mineralización. Es un hecho que en las zonas más blandas se presentan los enriquecimientos en este tipo de yacimientos.

Las vetillas se encuentran reducidas hasta pequeñas cintas de 1 cm de casiterita casi pura, encajonadas en la riolita sana, o alcanzando potencias hasta de 10 cm con llenamientos arcillosos que incluyen los minerales de estaño en riñones y rajuelas. Sus echados son siempre verticales o muy próximos a el, ocasionalmente vienen con echados hasta de 45°. Algunas son persistentes a rumbo y se han llegado a reconocer en más de 200 m de longitud y hasta 80 m de profundidad con sus mismas características. Es lógico que atraviesen las formaciones de roca que las alojan, pues indudablemente la fuente que las alimentó tiene orígenes profundos.

2. Vetas en fracturas.

Existen yacimientos de estaño en vetas que pueden identificarse claramente como planos de falla. Tienen mineralización más abundante, con potencias de 60 cm y con jaboncillos y brechas de falla frecuentemente caolinizados. Son persistentes a rumbo y en su llenamiento se encuentran jaboncillos, arcillas, caolinita y productos de alteración. Su echado es cercano a la vertical. Hay otro tipo de yacimientos en vetas de potencia media de 5 cm con respaldos bien definidos y echado vertical que tienen llenamientos de brecha riolítica con cantos de 10 a 15 cm. No se encuentran jaboncillos ni salvandas y no hay elementos suficientes para considerarlos como planos de falla. Se formó en grietas abiertas en la riolita por contracciones de enfriamiento o esfuerzos de tensión que se rellenaron de fragmentos de materiales riolíticos superficiales y tienen semejanza con las brechas piroclásticas. Los procesos neumatolíticos depositaron posteriormente la mineralización.

3. Brechas mineralizadas.

Los yacimientos de mayor importancia económica que se explotan son formaciones de brechas piroclásticas con mineralización de estaño en su cementante. Los de mayor importancia descubiertos, son brechas de 15 m de potencia, mineralizadas en una faja longitudinal de 20 m de ancho y más de 500 m de largo con varios planos de enriquecimiento de 1 a 2 m de potencia media, que ocupan planos que se encuentran en la prolongación de vetillas que arman en la riolita basal. Es claro que las vetillas sirvieron de conducto para la circulación de los fluidos que alimentaron la mineralización de las brechas. La potencia de las brechas es variable y generalmente superior a 1.50 m. Sus echados varían de 10° a 45°. No en todas se ha reconocido su relación con vetillas en riolita, en algunas la mineralización está en los planos de contacto de las riolitas y las brechas.

4. Diseminaciones en la roca.

Como se observa anteriormente, el estaño primario se presenta distribuido en las riolitas estanníferas, aunque ésta, no es tan significativa como originalmente se pensó, pero algunos de los ensayos en muestras de la mina Buena Suerte presentan un contenido apreciable de Sn de 0.30%. Existen pocas posibilidades de encontrar valores económicamente explotables en este tipo de yacimientos.

3.6. Afinidad genética entre la riolita huésped y la cubierta ignimbritica.

Las diferencias composicionales químicas y sistemáticas modales, observadas entre las riolitas huésped y las cubiertas ignimbriticas en todos los distritos sugieren que estas dos unidades de roca son productos comagmáticos de una cámara magmática diferenciada. (Pruebas directas de su carácter comagmático se darán en la siguiente sección, donde se muestra que ambas unidades caen en la misma isocrona de Sr). Hildreth (1979), ha usado factores de enriquecimiento para ilustrar variaciones de elementos traza entre unidades de la toba Bishop, una secuencia volcánica riolítica similar a aquellas que contienen los depósitos de estaño mexicano.

Los factores de enriquecimiento son las relaciones de abundancia de los elementos en la riolita huésped (extruidos-inicialmente) y la cubierta ignimbritica (posteriormente-extruidos). Usando éstas comparaciones Shaw y colaboradores (1976) y Hildreth (*op. cit.*) concluyeron que los factores de enriquecimiento para elementos mayores y traza observados en la toba Bishop, son el resultado de la erupción de material progresivamente más caliente, y presumiblemente de niveles más profundos, de una única cámara magmática zoneada. El zoneamiento composicional en la cámara magmática de la toba Bishop, se pensó había sido producida en su mayoría por procesos difusionales en estado líquido, sin fracción cristalina o contaminación significativa. Durante esta secuencia eruptiva hubo un incremento progresivo en abundancia de fenocristales, justo como se observa en las riolitas huésped y las cubiertas ignimbriticas sobreyacentes.

Como se puede ver en la Figura 9, factores de enriquecimiento por 16 elementos en las unidades riolita huésped y cubierta ignimbritica de Sombrerete y Aviño-Zaragoza muestran tendencias ("*trends*") y magnitudes similares a las rocas volcánicas extruidas de la cámara magmática de la toba Bishop.

Las unidades extruidas inicialmente (flujos de la riolita huésped) están enriquecidas en Sn, Cs, Tb, Yb, Lu, Ta, y U y empobrecidas en Mg, Co, Ba, La, Ce, Nd, y Eu. El Sb y Th muestran enriquecimientos en Sombrerete y empobrecimiento en Aviño-Zaragoza.

Los factores de enriquecimiento mayores de estaño, en los flujos riolíticos mineralizados de Sombrerete (7.8) y Aviño-Zaragoza (2.4) sugieren que el estaño fue concentrado eficazmente en los flujos extruidos inicialmente, en contraste con la toba Bishop. Sin embargo los factores de enriquecimiento y la estratigrafía de las riolitas de Sombrerete y Aviño-Zaragoza son compatibles con un origen caracterizado por pulsamientos sistemáticos en diferentes niveles del interior de una cámara magmática zoneada, pero sutiles diferencias son también evidentes entre los dos distritos.

Por ejemplo, muchos factores de enriquecimiento para las riolitas de Aviño-Zaragoza son cercanas a la unidad lo que sugiere que los magmas que produjeron la riolita huésped y la cubierta ignimbritica fueron relativamente similares, posiblemente provenientes cerca del mismo nivel dentro la cámara magmática o desde profundidades diferentes en un intervalo de tiempo muy corto.

Esto es soportado por datos de elementos de tierras raras (Figura 10), los cuales muestran una fuerte semejanza en patrones de condrita-normalizada de la riolita huésped y la cubierta ignimbritica en Aviño-Zaragoza. En contraste, los factores de enriquecimiento en las riolitas de Sombrerete divergen visiblemente de la unidad.

Las riolitas huésped ricas en sílice comúnmente son derivadas de una zona superior de la cámara magmática "*estratificada*", mientras que la cubierta ignimbritica proviene de un "*horizonte inferior*" y generalmente son contemporáneas. Es importante notar que los datos en elementos de tierras raras para Aviño-Zaragoza muestran una anomalía en Eu mayor para la riolita huésped que la cubierta ignimbritica (Figura 10). Patrones de tierras raras similares fueron observados por Hildreth (*op. cit.*) en la toba Bishop.

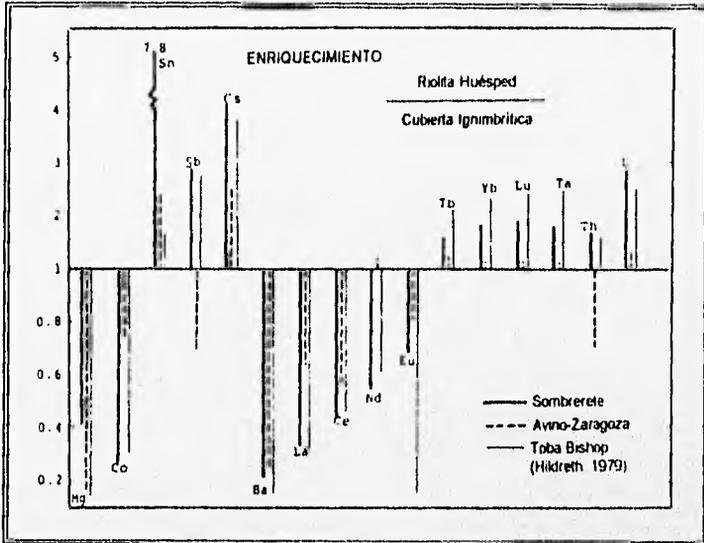


Figura 9. Factores de enriquecimiento para 16 elementos en las unidades riolita huésped y cubiertas ignimbríticas de Sombrete y Aviño-Zaragoza. Tomada de Huspeni et al., 1984.

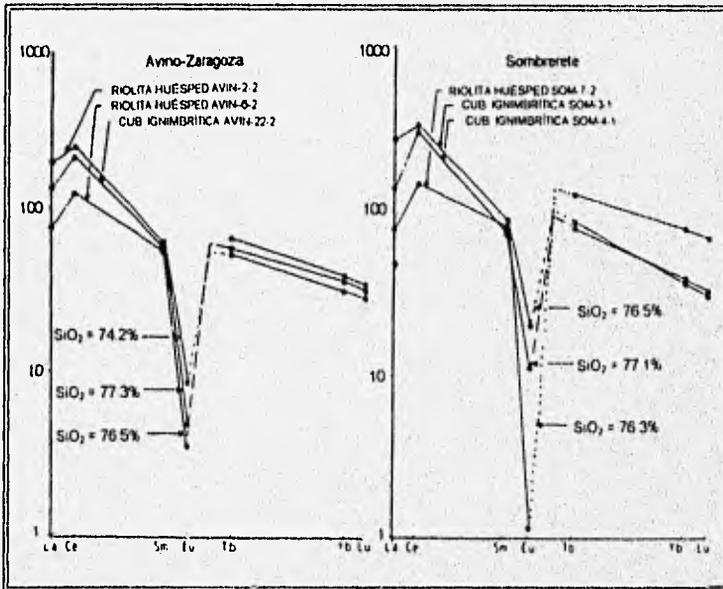


Figura 10. Patrones de elementos de tierras raras de condrita-normalizada para riolitas asociadas con mineralización de estaño en Aviño-Zaragoza y Sombrete. Tomada de Huspeni et al., 1984.

3.7. Geoquímica isotópica y edades de las riolitas.

Los datos petroquímicos discutidos anteriormente, demuestran que los depósitos de estaño están genéticamente asociados a complejos riolíticos "flujos-domos-ignimbritas", provenientes de extraordinarias cámaras magmáticas altamente diferenciadas.

Como se puede ver en la Figura 2, estos depósitos forman un cinturón en el margen oriental de la provincia volcánica de la SMO, lo que sugiere que estén relacionados en edad a ese vulcanismo, más que a un(os) evento(s) posterior(es); como es el caso de las generalmente similares riolitas topacíferas de los Estados Unidos de América (Burt *et al.*, 1982). En consecuencia, edades convencionales K-Ar, fueron determinadas por Huspeni y colaboradores (*op. cit.*), para las muestras de los distritos Los Remedios, Sombrerete, y Ochoa, con la finalidad de comparar sus edades con las de la provincia volcánica de la SMO. Las edades para los distritos de América-Saporis, Río Verde, y Aviño-Zaragoza, fueron obtenidas de datos isotópicos de Sr. Para los análisis de K-Ar, se empleó roca total, matriz y minerales separados, los cuales se hicieron pasar a través de mallas de -60 a 80. Las relaciones isotópicas de argón fueron medidas en un sector de 6° a 60°, en el espectrómetro de masas de la Universidad Estatal de Ohio. Las edades K-Ar para las muestras de los distritos Los Remedios, Ochoa y Sombrerete se listan en la Tabla 8. La localización de las muestras, así como sus descripciones pueden encontrarse en Tuta (1980). Nótese que todas las edades caen entre 25 y 31 Ma, y coinciden aproximadamente con el intervalo de 27 a 35 Ma observado para la provincia volcánica de la SMO. La única localidad en la que se pueden comparar los datos presentados, con los obtenidos por McDowell y Keizer (1977) para la SMO es en Los Remedios, donde reportaron una edad de 30.7 ± 0.7 Ma para una plagioclasa separada. Esta edad es muy similar con la edad obtenida para la matriz de 31.01 ± 0.36 Ma y ambas edades son más antiguas a los 28.31 ± 0.32 Ma para un feldespato-K de Los Remedios. La Tabla 8 muestra que todas las edades para fenocristales separados de feldespato-cuarzo-plagioclasa son más jóvenes que para la roca total o la matriz. Esta discrepancia en edades se piensa refleja la retención de pequeñas cantidades de argón en los fenocristales separados durante la fusión, como fue notado por McDowell y Keizer (*op. cit.*).

Tabla 8. Edades K-Ar de las muestras de los distritos Sombrerete, Ochoa, y Cerro de los Remedios

Número de muestra ¹	Mineral ²	% K	Moles ⁴⁰ Ar/g x 10 ⁻¹⁰	⁴⁰ Ar (%)	Edad (Ma)
Sombrerete					
Som-1-1	Ksn + pg + q	3.48	1.841	71.7	20.23 ± 0.36
Som-3-1	Ksn + q	4.02	1.725	90.7	24.60 ± 0.29
Som-3-1	RT	4.84	2.545	70.0	30.10 ± 0.39
Som-6-1	Ksn + q	3.74	1.671	82.2	25.60 ± 0.29
Som-6-1	RT	4.57	2.372	90.4	29.69 ± 0.35
Ochoa					
Och-1-1	RT	4.42	2.399	77.4	31.04 ± 0.36
Och-5-1	RT	4.17	2.265	85.2	31.08 ± 0.35
Los Remedios					
Rem-2-1	RT	4.27	2.313	69.3	31.01 ± 0.36

¹ Todas las muestras con excepción Rem-2-1 son de las cubiertas ignimbriticas; ver texto para su explicación

² Abreviaciones: Ksn = sanidina, pg = plagioclasa, q = cuarzo, RT = roca total. Tomada de Huspeni et al., 1984.

De esta manera Huspeni y colaboradores (*op. cit.*), concluyeron que los resultados obtenidos para roca total y matriz, representan más cercanamente la edad verdadera de los distritos de estaño.

Las bases de esta interpretación, son derivadas del hecho que la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para un fenocristal de biotita de Sombrerete, también excede ligeramente la edad K-Ar (Tuta, 1980).

Una isocrona Rb/Sr para roca total de las riolitas asociadas con mineralización de estaño en Aviño-Zaragoza (Figura 11) indica una edad de 29.6 Ma y una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7078, lo cual concuerda con el intervalo de edades K-Ar y edades de la isocrona Rb-Sr obtenidas para los otros distritos con mineralización de estaño (Tabla 8 y 9).

Tabla 9. Edades de la isocrona Rubidio-Estroncio y relaciones iniciales del isótopo de Sr en las riolitas asociadas con mineralización de estaño de la Sierra Madre Occidental.

Distrito	Edad de la isocrona Rb-Sr	($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ₀
Aviño-Zaragoza	29.6 ± 0.1 Ma	0.7078 ± 0.0001
América-Sapicris	30.3 ± 0.7 Ma	0.7066 ± 0.0001
Rio Verde	32.3 ± 0.3 Ma	0.7062 ± 0.0001
Ochoa ¹		0.7053 - 0.7056
Sombrerete ¹		0.7058 - 0.7075

¹ Los radios iniciales se calcularon de la Tabla 8, y los datos de las isocronas son de Ruiz (1983). Tomada de Huspeni et al., 1984.

Un importante aspecto del conjunto Aviño-Zaragoza es que la isocrona está compuesta de ambas unidades (riolita y cubierta ignimbrítica). En buena medida los datos sobre esa isocrona indican que ambas unidades provienen del mismo magma isotópicamente homogéneo.

Las relaciones isotópicas iniciales de Sr para las lavas de los distritos estanníferos estudiados varían de 0.7053 a 0.7078, con la mayoría de las relaciones sobre 0.7006 (Tabla 9). Similares relaciones iniciales se han obtenido para las rocas volcánicas asociadas con mineralización de fluorita en el norte de México (0.7052-0.7077; Ruiz *et al.*, 1980; 1981).

En contraste, McDowell y colaboradores (1978), reportaron relaciones iniciales calculadas tan bajas como 0.7033, para riolitas al poniente del cinturón estannífero mexicano entre Durango y Mazatlán; mientras que Lanphere y colaboradores (1980), obtuvieron relaciones iniciales de 0.7042 a 0.7050 para la secuencia volcánica en el área de Batopilas, también al poniente del cinturón estannífero mexicano.

Así se puede concluir que las riolitas con mineralización de estaño se asocian al volcanismo de la SMO, y son las rocas más radiogénicas de la provincia volcánica de la SMO.

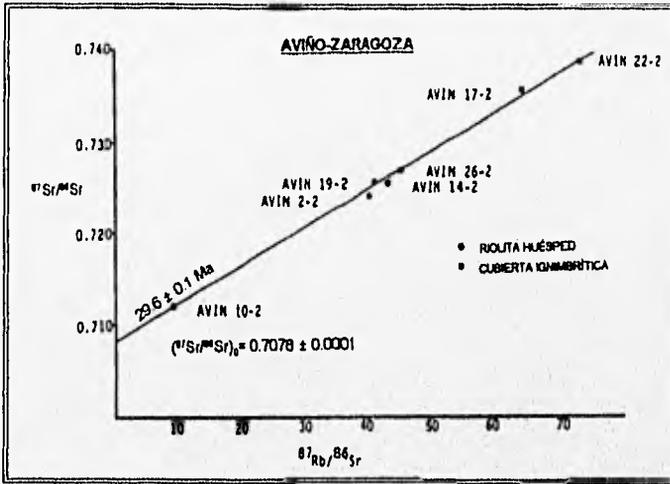


Figura 11. Isochróna Rubidio-Estrónco de las rocas volcánicas asociadas con mineralización de estaño en Aviño-Zaragoza. Tomada de Huspeni et al., 1984.

3.8. Fuente de las riolitas asociadas con mineralización de estaño.

Los resultados presentados por Huspeni y colaboradores (*op. cit.*), demuestran claramente que el cinturón estannífero mexicano se formó de magmas riolíticos altamente diferenciados que fueron una parte integral del acumulamiento volcánico de la SMO durante el Oligoceno.

Sobre si el cinturón estannífero es producto de la fusión de corteza Precámbrica, Huspeni y colaboradores (*op. cit.*) señalan que los depósitos de estaño del mundo se forman comúnmente en cratones, y se ha expresado un considerable interés a si estos cratones tienen una implicación geoquímica en el desarrollo de los depósitos de estaño. Por ejemplo, en un estudio de los depósitos de estaño en la isla Belitun en Indonesia, Jones y colaboradores (1977), concluyeron que la mineralización realmente se desarrolla en un cratón Precámbrico. Una posible evidencia del basamento en el desarrollo del cinturón estannífero mexicano se ve en la Figura 12, que muestra que éste no se extiende al norte de la zona de cizalla Torreón-Monterrey (Cserna, 1976), sin embargo las rocas riolíticas del Oligoceno sí. Desafortunadamente, muy poco se sabe de los tipos exactos de las rocas del basamento que subyacen al norte de México, debido a su espesor, cubierto esencialmente de rocas Cenozoicas y Mesozoicas.

Cumming y Kesler (1981), infirieron de datos isotópicos de Pb que el típico cratón Precámbrico que subyace al suroeste de Norte América se extiende únicamente al norte de Chihuahua (Figura 12). Coney y Campa (1981), propusieron que la mayor parte del resto del norte de México subyace por fragmentos de "terrenos" que varían de cratones Precámbricos, en el este a arcos de islas en el oeste. Los datos isotópicos de Cumming y colaboradores (1979), sugieren que gran parte de esa área, incluyendo al cinturón estannífero mexicano está infrayacido por rocas Precámbricas de aproximadamente 1,400 Ma o por un complejo sedimentario metamorizado, derivado de esas rocas.

El único análisis de datos isotópicos de plomo directamente relacionado a las riolitas con estaño es de una veta de galena en Aviño-Zaragoza, la cual se encuentra a unos cuantos kilómetros de distancia de los domos estanníferos de Aviño y está hospedada en el mismo levantamiento dómico a una escala regional. Esta galena tiene una relación $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ generalmente similar a la observada en otras galenas mexicanas y distintamente menor que las de las galenas en Indonesia (Jones *et al.*, 1977), por lo que no podemos asegurar que exista un basamento Precámbrico.

Cualquiera que sea la naturaleza exacta del basamento Precámbrico bajo México, no es igualmente radiogénico que la corteza bajo Indonesia. Similarmente, las comparaciones isotópicas de estroncio de las riolitas estanníferas (0.7053 - 0.7078) son mucho menores que aquéllas observadas en las rocas graníticas de Indonesia (Priem *et al.*, 1975; Bignell *et al.*, 1978) pero generalmente son más radiogénicas que las riolitas sin mineralización de la SMO.

La naturaleza relativamente radiogénica de las riolitas estanníferas de México sugiere que sus magmas fueron contaminados, o que son el resultado de la fusión parcial de la corteza mexicana. En función de que la mayoría de las riolitas estanníferas forman buenas isocronas, se puede inferir que el total de la contaminación cortical de los magmas ricos en estaño debió haber ocurrido antes de que se homogeneizaran isotópicamente en la cámara magmática. Este hecho al parecer impide o excluye la asimilación de material de la corteza superior debido al enriquecimiento de estaño de los magmas y apoya un origen de fusión de corteza inferior.

Huspeni y colaboradores (*op. cit.*) señalaron que aunque los magmas ricos en estaño debieron haber estado originalmente enriquecidos desde su fuente, el mayor enriquecimiento debió haber ocurrido por una extrema diferenciación, que probablemente se incrementó por un ambiente tectónico más estable en México que en el oeste de Estados Unidos, durante el Oligoceno.

El carácter altamente diferenciado de los flujos riolíticos estanníferos está indicado por similares profundas anomalías negativas de europio. Variaciones similares de elementos traza en las riolitas estanníferas mexicanas y en la toba Bishop, que fueron extruidas de una cámara magmática estratificada por difusión termogravitacional convencional (Hildreth, *op. cit.*), sugiere que este proceso jugó un papel muy importante en la evolución geoquímica de las riolitas asociadas con mineralización de estaño en México.

El enriquecimiento de flúor en un magma puede disminuir la temperatura de cristalización, acelera las tasas de difusión, y reduce la viscosidad del fundido (Kogarko, 1974), las cuales pueden incrementar los procesos de diferenciación. Magmas de baja viscosidad, con la capacidad de permanecer fundidos a temperaturas menores, pueden también ser semejantes al ascender en corteza continental, por eso forman domos y flujos interestratificados con tobas cineríticas e ignimbritas -como se ve en los distritos de estaño- que pueden proveer un foco para sistemas de circulación de agua meteórica que forman los depósitos de estaño.

Así, si algún enriquecimiento composicional en los magmas originales incrementó su habilidad para producir depósitos de estaño, este fue probablemente el flúor más que el estaño.

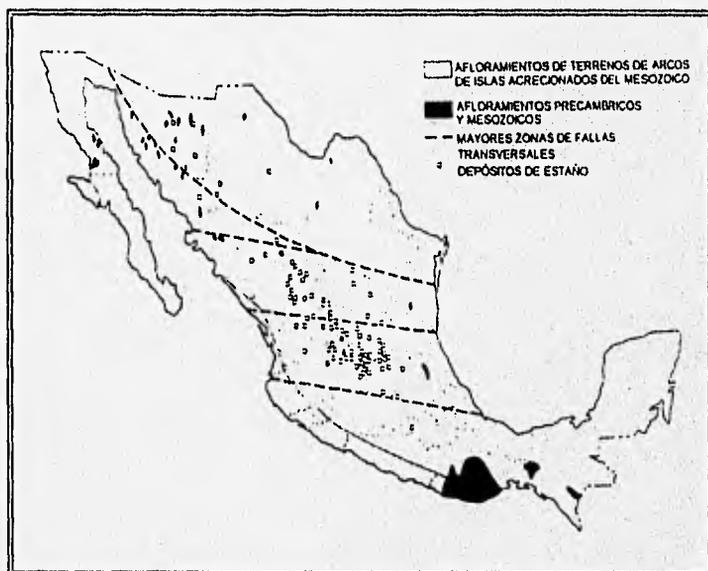


Figura 12. Distribución de las rocas del basamento pre-cretácico en el norte de México en relación al cinturón de estaño, y zonas de fracturamiento trans-mexicanas por Cserna (1976). Tomada de Huspeni et al., 1984

4. LOS DOMOS RIOLÍTICOS DEL ÁREA DE TEPETATE.

4.1. Geología regional.

La zona estudiada se encuentra en el Campo Volcánico de San Luis Potosí, localizado en la provincia morfotectónica de la Sierra Madre Occidental (Guzmán y de Cserna, 1963), dentro de la zona conocida como Mesa Central (Raisz, 1964). La Mesa Central es una alliplanicie rodeada por tres provincias fisiográficas (Raisz, *op. cit.*). Al norte y oriente se encuentra la Sierra Madre Oriental, compuesta principalmente por sedimentos mesozoicos plegados. Al poniente se localiza la Sierra Madre Occidental, que es un campo volcánico compuesto predominantemente por rocas félsicas, calcoalcalinas y que fue formado durante el Terciario medio; En la parte sur se encuentra la cadena volcánica activa de la Faja Volcánica Transmexicana (Ortega-Gutierrez *et al.*, 1992). El límite entre todas estas provincias es transicional (Figura 13).

Dentro de la Mesa Central, que cubre casi toda la mitad occidental del estado de San Luis Potosí, afloran rocas sedimentarias marinas del Mesozoico, que fueron depositadas en dos grandes unidades paleogeográficas: La plataforma Valles—San Luis Potosí y la cuenca mesozoica del centro de México (Carrillo-Bravo, 1971). En la plataforma Valles—San Luis Potosí, se han identificado rocas sedimentarias clásticas y evaporíticas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior y rocas arrecifales constituidas principalmente por rudistas del Cretácico medio y tardío (Pemex, 1972).

Durante el Terciario temprano hubo un plegamiento de las rocas marinas del Mesozoico — Orogenia Laramide — que dio origen a las estructuras compresivas de la provincia morfotectónica de la Sierra Madre Oriental. Posteriormente, durante el Eoceno u Oligoceno temprano, se formaron cuencas aisladas donde se depositaron sedimentos lagunares y terrígenos continentales— *e. g.*, Conglomerado Rojo de Guanajuato (Edwards, 1955) y Formación Cenicera (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Sobre estos sedimentos, o interestratificados en parte con ellos, existe un paquete grueso de rocas volcánicas cenozoicas, cuya edad varía entre 44 y 26 Ma, que constituyen el CVSLP (Labarthe-Hernández *et al.*, *op. cit.*; Aranda-Gómez *et al.*, 1983). Las rocas del CVSLP cubren discordantemente a los sedimentos marinos del Mesozoico y, en algunos lugares, a sedimentos continentales del Paleoceno.

En las primeras fases de formación del CVSLP, el volcanismo varió en composición desde intermedio hasta básico. De la primera etapa sólo quedan algunos vestigios aislados; representados por la andesita Casita Blanca (K-Ar: 44.1 ± 2.2 Ma; Labarthe-Hernández *et al.*, *op. cit.*), que se cree se haya formado a partir de estructuras del tipo central, que originaron derrames de lava con espesores delgados. Estas rocas son equivalentes a las andesitas del Paleoceno-Eoceno que afloran en Sinaloa y Zacatecas (Clark *et al.*, 1979); a la "andesita antigua" de la secuencia volcánica de Durango (McDowell y Keizer, 1977) y a los derrames de lava andesítica intercalados con el conglomerado rojo de Guanajuato (Edwards, 1955). El volcanismo oligoceno empezó en el estado de San Luis Potosí hace aproximadamente 32 Ma, con las grandes emisiones de piroclásticos de composición riolítica. Se considera que estas ignimbritas estén genéticamente asociadas a la caldera de Milpa Grande (Labarthe-Hernández *et al.*, 1989). Posteriormente, entre los 32 y los 30 Ma antes del presente, se emplazó una serie de domos de composición riodacítica. Se cree que la expulsión de este enorme volumen de magma haya causado la formación de grandes estructuras volcánico-tectónicas, con una orientación N45°E, como la fosa tectónica de Villa de Reyes (Labarthe-Hernández *et al.*, *op. cit.*; Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1983; Tristán-González, 1986).

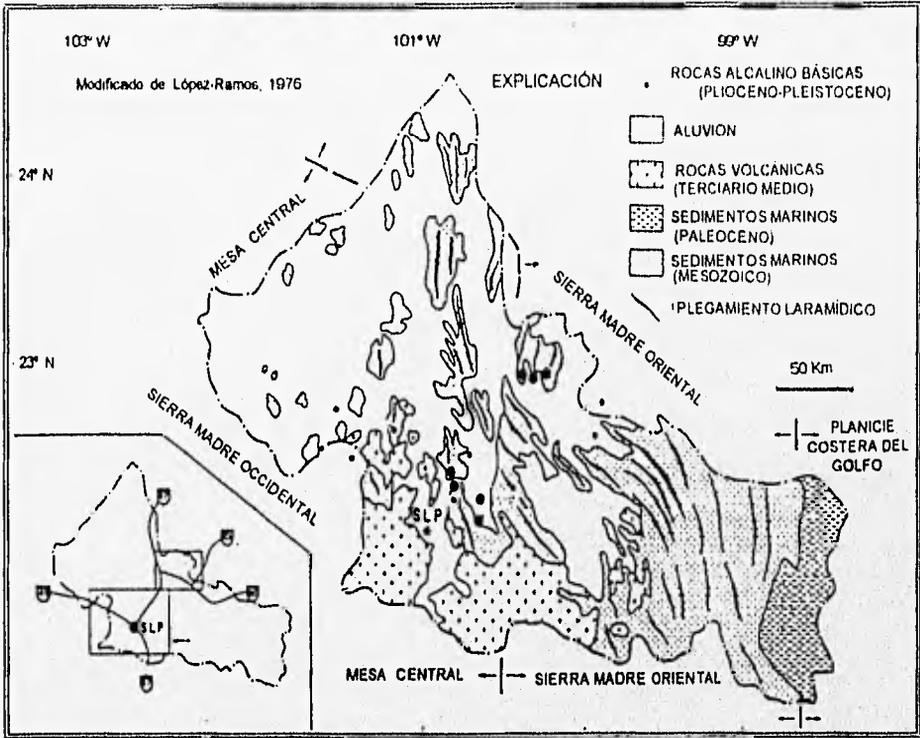


Figura 13. Mapa geológico del Estado de San Luis Potosí (modificado de López-Ramos, 1976), donde se muestra los límites aproximados de las provincias fisiográficas (Ralsz, 1959). Tomado de Aranda-Gomez et al., 1979.

Subsecuentemente, sucedió la extrusión de la riolita topacífera y la erupción de magmas riolíticos que dieron origen a domos exógenos enormes y derrames piroclásticos asociados. Simultáneamente a la etapa principal de extrusión de estas rocas, tuvo lugar un período de fallamiento en bloques para formar horst y grabens, cuya orientación predominantemente oscila entre los N30-40°W. Una vez formadas estas depresiones, fueron rellenas desde parcial hasta totalmente por materiales piroclásticos que constituyen la riolita Panalillo, con una edad K-Ar de 26.8 ± 1.3 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, *op. cit.*). Durante las últimas etapas volcánicas del Oligoceno medio, hubo erupciones esporádicas de magma basáltico, que posiblemente haya sido expulsado a través de fallas normales. El paquete oligoceno del CVSLP es equivalente al super-grupo volcánico superior de Durango (McDowell y Keizer, 1977) y a la secuencia volcánica superior de Chihuahua (Cameron *et al.*, 1980). Durante el Mioceno — ~13 Ma — hubo erupción de lavas básicas con afinidad alcalina (campo volcánico Los Encinos; Lühr *et al.*, 1990). La actividad volcánica alcalina se reanudó durante el Pleistoceno (Ferrusquia-Villa-franca, 1988 in Lühr *et al.*, 1989). Se considera que la fuente de la basanita cuaternaria con xenolitos del manto y de la base de la corteza (Aranda-Gómez y Lühr, 1990; Aranda-Gómez *et al.*, 1993) esté íntimamente relacionada con la intersección del graben de Villa de Reyes con otras estructuras de carácter regional (Aranda-Gómez *et al.*, 1983; Tristán-González, 1986).

4.2. Geología Local.

4.2.1. Forma y dimensión de los domos.

En los alrededores del área de Tepetate, se han identificado varios domos riolíticos (Tristán-González, 1986, 1987); dos de estas estructuras son los domos del cerro El Gato (DEG) y del cerro Silva (DCS), ambos cubren un área aproximada de 80 km² (Figura 14). El DEG tiene una superficie de afloramiento de aproximadamente 28 km²; es de forma aproximadamente circular, con un radio promedio de 3 Km El DCS es de forma burdamente elíptica, con un diámetro menor aproximado de 4 km, y el mayor de 6 Km Cerca de estas grandes estructuras , hay otros dos domos más pequeños: los cerros Reina y El Lobo. El cerro Reina tiene una forma mas o menos circular, con un radio promedio de 1 km, y el cerro El Lobo muestra una forma elíptica, con diámetros de 2 y 0.5 km, respectivamente.

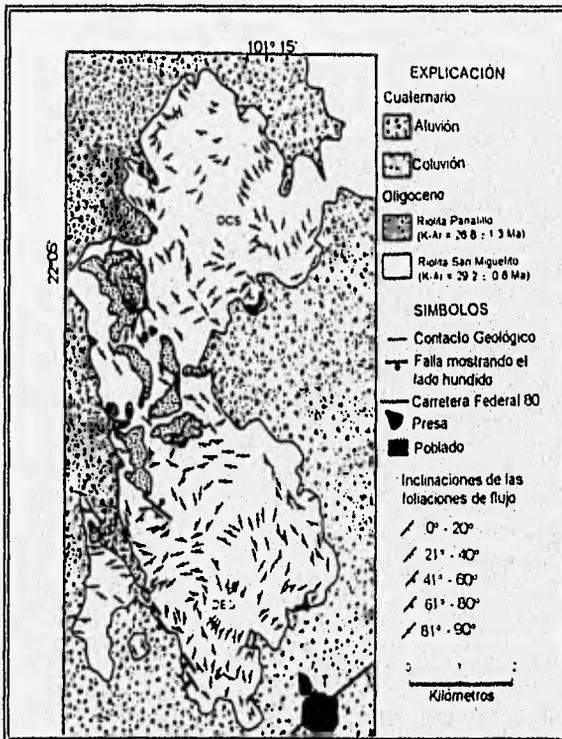


Figura 14. Mapa geológico de los domos El Gato (DEG) y Cerro Silva (DCS)
Tomado de Aguillón-Robles et al., 1994.

4.2.2. Litología y petrografía.

En el área de los DEG y DCS se identificaron dos unidades litoestratigráficas: la riolita San Miguelito y la riolita Panalillo (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Los análisis petrográficos realizados en este trabajo se muestran en la Tabla 10.

Riolita San Miguelito.

En el DEG, la riolita San Miguelito (K-Ar: 29.2 ± 0.8 Ma; Tabla 11) es una roca con textura porfídica, de color gris claro a pardo rojizo, con un contenido de fenocristales de entre 20 y 30%. La proporción relativa de fases mineralógicas es cuarzo + sanidino > plagioclasa sódica + biotita + minerales opacos. El tamaño de los fenocristales oscila entre 2 y 4 mm y son euedrales a subedrales. En los centros de expulsión, la matriz es principalmente vítrea o merocrystalina. En los márgenes del domo, las rocas están totalmente desvitrificadas. La riolita contiene cavidades miarolíticas rellenas con minerales, producto de cristalización en "fase de vapor"; los minerales identificados son cuarzo, hematita y topacio; frecuentemente se encuentran estas cavidades alineadas a lo largo de la foliación primaria del cuerpo rocoso.

Tabla 11. Datos geocronológicos de K-Ar

K (%)	⁴⁰ Ar* (ppm)	⁴⁰ Ar _{atm} (%)	Edad (M.a)	±σ (Ma)
6.897	0.01383	65.1	29.2	0.8
6.871	0.01428	69.8		

Análisis realizados por Geochron Laboratories en un concentrado de biotita.

⁴⁰Ar* : argón radiogénico

⁴⁰Ar_{atm} : argón atmosférico

$\lambda_p = 4.962 \times 10^{-10}$ /año

$(\lambda_e + \lambda_p) = 0.581 \times 10^{-10}$ /año

¹ Datos obtenidos de la muestra JAG-1 (22.04°N-101.27°W) de Aguillón-Robles *et al.*, 1994.

En el DCS, que ocupa la parte septentrional del área de estudio, la roca es de color gris claro, con 25-35% de fenocristales, de 2 a 4 mm de longitud, de cuarzo, sanidino, plagioclasa sódica y biotita. La biotita generalmente se encuentra de parcial a totalmente reemplazada por óxidos de Fe. La textura de las rocas es inequigranular—porfídica, con una matriz de parcial a totalmente desvitrificada. Los minerales cristalizados durante la "fase de vapor" rellenan cavidades a lo largo de la foliación de flujo y son calcedonia, especlarita, cuarzo y topacio. En la parte sudoriental del DCS aflora una brecha monolitológica, con fragmentos de lava riolítica y diámetro que varía desde 10 cm hasta 1 m, que pudiera representar la brecha basal de la estructura.

En la zona intermedia entre DEG y DCS, el cuerpo de lava riolítica es un vitrificado de color negro, frecuentemente desvitrificado en mayor o menor grado. En varios lugares llega a tener litofisas hasta de 20 cm de diámetro, rellenas de calcedonia. Estas estructuras indican que, durante el enfriamiento de las lavas, se liberó vapor.

Tabla 10. Petrografía de las muestras recolectadas del Domo Cerro Silva y Domo El Gato, del área de Tepetate, S.L.P.

porcentaje (%)	Matriz ^{1,2,3}	Minerales esenciales			Minerales accesorios				
		Sanidina	Cuarzo	Oligoclasa	Topacio	Zircón	Opacos	Biotita	F. de roca
Riolita San Miguelito^{1,2}									
Domo Cerro Silva²									
DCS-1	70	20	5	3	1	tr	1	tr	—
DCS-2	75	18	3	2	1	tr	1	tr	—
DCS-3	80	15	2	2	1	tr	tr	tr	—
DCS-4	70	20	5	3	1	tr	tr	1	—
DCS-5	80	15	2	1	1	tr	tr	tr	—
DCS-6	70	10	2	2	2	1	2	1	—
Domo El Gato¹									
DEG-7	80	10	4	3	1	tr	2	tr	—
DEG-8	75	15	2	6	1	—	1	—	—
DEG-9	75	15	2	3	—	tr	tr	tr	—
DEG-10	70	20	2	7	—	—	1	—	—
DEG-11	70	24	3	2	—	—	1	—	—
DEG-12	75	15	3	6	—	—	—	—	—
DEG-13	75	16	2	4	2	—	1	—	—
DEG-14	75	18	2	3	2	—	1	—	—
DEG-15	70	23	1	2	2	—	2	—	—
DEG-16	70	24	2	2	—	—	2	—	—
Riolita Panatillo³									
(cubierta ignimbrítica)									
RP-19	92	2	3	2	—	—	tr	—	1
RP-20	91	2	3	2	1	—	tr	—	1

¹ La Riolita San Miguelito (riolita huésped) en el DEG, la roca presenta un color pardo grisáceo a la intemperie y gris claro a pardo rojizo al fresco. La roca es vitrofídica hialocristalina, la cual presenta una textura inequigranular porfídica, con un contenido de fenocristales que oscila entre el 20-30% (esencialmente félsicos) de sanidino, cuarzo y plagioclasa (euhedrales-subhedrales) de grano medio (2-4mm de largo). La matriz es principalmente vítrea o merocristalina, y hacia las margenes se encuentra parcialmente desvitrificada y es frecuente su alteración por óxidos de Fe.

² La Riolita San Miguelito (riolita huésped) en el DCS, la roca es de color pardo-grisáceo a la intemperie y gris claro al fresco, la cual presenta una textura inequigranular porfídica con un contenido de fenocristales que oscila entre 25-30% de cuarzo, sanidino, plagioclasa sódica y biotita. La biotita se encuentra de parcial a totalmente reemplazada por óxidos de Fe. La matriz se encuentra de parcial a totalmente desvitrificada. (La presencia de esferulitas en la matriz en esta unidad litoestratigráfica es común tanto en el DEG como en el DCS, producto de su desvitrificación).

³ La Riolita Panatillo (cubierta ignimbrítica), es una ignimbrita con piroconsolidación densa, con 5 a 10% de fenocristales de cuarzo y sanidino, así como esquistas de vidrio de 1 a 2 mm de longitud. Además presenta fragmentos de pómez colapsados, de 3 a 5 cm de longitud. La matriz se encuentra totalmente desvitrificada.

La desvitrificación de la lava característicamente se presenta en forma de esferulitas constituidas por arreglos radiales, o bien concéntricos, de sanidino, cuarzo y cristobalita micro—a microcristalinos, que se forman alrededor de los fenocristales (Huspeni *et al.*, *op. cit.*).

Aunque no fueron realizados análisis por elementos menores, se cree que los magmas que dieron origen a estas estructuras hayan tenido un contenido alto de flúor, como lo indica la presencia de cristales euhedrales de topacio. Este silicato generalmente se forma durante la desvitrificación, que puede suceder simultáneamente al enfriamiento de la lava. El topacio generalmente está dentro de cavidades litofísicas o a lo largo de fracturas y planos de la foliación de flujo. La presencia de topacio en la lava desvitrificada señala que, al menos, 0.1-0.2% del flúor original del magma quedó atrapado dentro del vitrificado (Burt *et al.*, 1982). La riolita topacífera es una roca altamente diferenciada a partir de magmas silícicos, los cuales están enriquecidos en flúor y elementos incompatibles litófilos, incluyendo Be, U, Th, Li, Rb, Cs, Nb, Ta, W y Sn (Burt y Sheridan, 1981; Burt *et al.*, 1982).

Según Webster y colaboradores (1987), el contenido de F en el líquido residual aumenta conforme progresa la cristalización de las fases libres de este elemento (*i.e.*, todas las fases mineralógicas de la roca, excepto fluorita, biotita y topacio). Webster y Holloway (1990) consideraron que, en algunos magmas, pueda suceder un enriquecimiento extremo de volátiles, donde el F puede exceder el 4% y el Cl a las 5,000 ppm. Estos elementos se concentran en los fluidos hidrotermales magmáticos, lo que sucede durante las fases finales de cristalización de los magmas riolíticos topacíferos y magmas asociados a depósitos de molibdeno de tipo climax.

Se considera que una parte de los magmas riolíticos, que dieron origen a las rocas del CVSLP, sea muy semejante al magma del que se derivó la riolita topacífera que Burt y colaboradores (1982) y Christiansen y coautores (1986) consideraron como un tipo especial de riolita, con contenido alto de sílice y cantidades anormales de flúor y de los elementos incompatibles litófilos, ya mencionados. Desde el punto de vista geoquímico, estas rocas son singulares debido a que, por su porcentaje de tierras raras, pueden ser consideradas como "pegmatitas extrusivas".

Por otro lado, por su contenido de agua relativamente bajo, en comparación con las pegmatitas (*sensu stricto*) formadas por cristalización fraccionada del magma granítico, este tipo de roca debería estar en el otro extremo del espectro de concentración de elementos litófilos (Burt *et al.*, 1982).

La riolita topacífera puede contener granate, bixbyta, pseudobrookita, hematita y fluorita en cavidades o en la matriz desvitrificada. Todas estas fases suelen formarse durante la cristalización en "fase vapor". Los fenocristales magmáticos llegan a constituir hasta un 40% de la roca, e incluyen sanidino, cuarzo, plagioclasa sódica—generalmente oligoclasa—biotita rica en hierro y flúor. Además, en algunas lavas se encuentra hornblenda rica en Fe o clinopiroxeno. Los minerales accesorios comunes son magnetita, ilmenita, zircón, apatita, allanita y fluorita (Christiansen *et al.*, 1986).

En el DEG se observó que la parte superior del cuerpo riolítico, sobre todo en las porciones septentrional y oriental del domo, contiene cristales abundantes de topacio, lo que indica una concentración considerable de volátiles ricos en flúor en esa área. El topacio se encuentra distribuido uniformemente en todo el DCS.

La presencia de topacio en ambas estructuras, así como la cercanía entre ellas, sugieren que la lava de los dos domos pudiera provenir de una misma cámara magmática, y que estos pudieran haberse formado en un lapso relativamente corto, aunque no necesariamente con simultaneidad.

Riolita Panalillo.

En toda el área de estudio, a manera de remanentes erosionales pequeños que cubren parcialmente a los derrames de la riolita San Miguelito, existen afloramientos pequeños de la riolita Panalillo (K-Ar: 26.8 ± 1.3 Ma; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). En la porción noroccidental del área, la base de esta unidad es una capa de toba de grano fino, de color blanco a ligeramente amarillo, con fragmentos de pómez sin colapsar y esquirlas de vidrio de 1 a 2 mm de longitud. Este miembro está cubierto por una ignimbrita piroconsolidada, que contiene 5% de fenocristales de cuarzo, sanidino y plagioclasa. La matriz es vítrea en la base de la ignimbrita; en la cima se encuentra desvitrificada totalmente.

En el área de Tepetate, la riolita Panalillo aparentemente cubre una falla que sólo afectó a la riolita San Miguelito; en la zona de falla de ésta, aquélla se presenta brechada y oxidada, mientras que el vitrófido verde de la ignimbrita está sin alterar. En esa localidad la ignimbrita se inclina 15° al NE.

Entre los domos El Gato y Cerro Silva aflora una ignimbrita con piroconsolidación densa, con 5 a 10% de fenocristales de cuarzo y sanidino, con fragmentos de pómez colapsados de 3 a 5 cm de longitud. Ahí la ignimbrita está cubierta concordantemente por una toba de emisión piroclástica sin piroconsolidar, con lílicos angulosos cuyos diámetros varían desde 2 hasta 10 cm. Ambos miembros presentan un basculamiento entre 20-25 al NE.

Se considera que la riolita Panalillo cubrió depresiones pequeñas entre los volcanes de la riolita San Miguelito—DEG y DCS. El basculamiento observado en la ignimbrita aparentemente fue provocado por fallamiento regional post-oligocénico.

En el área de Tepetate, si la riolita San Miguelito (riolita huésped) cartografiada es comagmática con la riolita Panalillo (cubierta ignimbítica), y si la edad K-Ar obtenida en otros lugares para esta riolita es extrapolable al área de estudio, existe una diferencia significativa de edad—aproximadamente 3 Ma—entre la formación de los domos y el depósito de la ignimbrita.

Por las características geoquímicas de la riolita topacífera, se consideró que los domos del área pudieran tener valores anómalos de elementos radioactivos—K, U, Th—por lo que Aguillón-Robles y colaboradores (1994), realizaron un levantamiento radiométrico con un medidor de centelleo—Exploranium Geometrics EGG, modelo GR110. Con el cual fueron detectadas lecturas elevadas, hasta de 190 cps, en diferentes partes de los domos; en el aluvión circundante las cuentas oscilan entre 80 y 90 cps. Asimismo, al medir la radiación en los afloramientos de la riolita Panalillo, se notó que ésta es considerablemente más baja (~89 cps).

Por tanto, es posible que la riolita que constituye los domos y la ignimbrita no sean comagmáticas, ya que la ignimbrita, de acuerdo con su respuesta radiactiva, no presenta concentraciones altas de elementos incompatibles radiactivos, difiriendo significativamente de la riolita San Miguelito.

4.2.3. Composición química de las rocas.

4.2.3.1. Las rocas de Tepetate.

Algunas de las rocas del área de Tepetate (DCS y DEG) fueron analizadas por elementos mayores mediante fluorescencia de rayos X (FRX) en el LUGIS (Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, UNAM), estos datos se recalcularon para obtener parámetros normativos libres en volátiles que se muestran en la Tabla 12.

Los análisis químicos de las muestras del Tepetate (Tabla 12) muestran un alto contenido de elementos mayores como: $\text{SiO}_2 > 76\%$, Al_2O_3 (11.69 - 13.03%), K_2O (4.78 - 5.20%), y Na_2O (2.29 - 3.01%) y bajos en $\text{Fe}_2\text{O}_3 < 1.53\%$, $\text{MgO} < 0.04\%$ y $\text{CaO} < 0.5\%$, así como en los elementos menores $\text{TiO}_2 < 0.10\%$, P_2O_5 no determinado.

Los cálculos indican la presencia de los siguientes minerales normativos (Tabla 12): cuarzo libre, entre 40.28 y 44.29%; feldespatos, entre 51.00 y 57.33%; corindón, entre 1.02 y 2.72%; hiperstena, entre 0.1 y 1.03%. Los óxidos de hierro en los vidrios: magnetita, entre 0.26 y 1.14%; hematita, entre 0.00 y 0.86%; ilmenita, entre 0.17 y 0.19%.

Con la finalidad de comparar la composición química de las riolitas topacíferas del Tepetate, con las riolitas de los distritos estanníferos de México (Tabla 13), se empleó la clasificación química no genética de Le Bas y colaboradores (1986; Figura 15), que muestra una similitud geoquímica entre las riolitas y caen en el campo de las rocas subalcalinas de tipo ácido.

El diagrama $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (Cameron *et al.*, 1980; y el de Pecarillo y Taylor, 1976) de la Figura 16 demuestra el carácter calcalcalino alto en potasio; tanto para las riolitas estanníferas como de las de Tepetate.

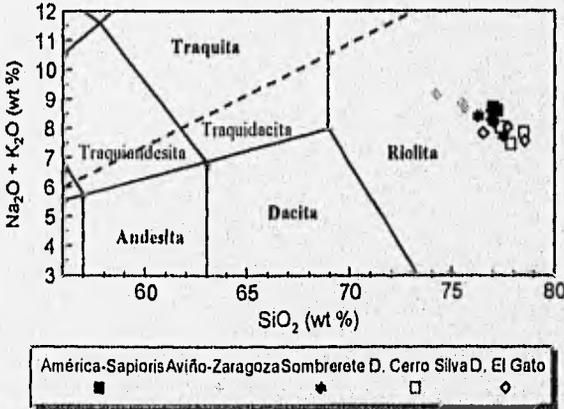


Figura 15. Diagrama binario $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ de Le Bas y colaboradores (1986), para la clasificación no genética de las rocas ígneas, que indica el carácter sub-alcalino de las riolitas estanníferas y topacíferas de Tepetate. La Línea diagonal discontinua limita el campo alcalino del subalcalino.

Tabla 12. Análisis por elementos mayores y cálculo de la norma (CIPW) de las riolitas topacíferas del área de Tepetate, S.L.P.

Muestra Oxidos	DCS-1		DOMO CERRO SILVA DCS-2		DCS-3		DEG-10		DOMO EL GATO DEG-15		DEG-17	
	(wt %)	(mole %)	(wt %)	(mole %)	(wt %)	(mole %)	(wt %)	(mole %)	(wt %)	(mole %)	(wt %)	(mole %)
SiO ₂	77.35	83.96	78.50	84.38	77.85	84.87	77.71	84.06	78.57	85.08	76.54	83.82
TiO ₂	0.10	0.08	0.09	0.08	0.10	0.08	0.10	0.08	0.09	0.07	0.10	0.08
Al ₂ O ₃	13.02	8.33	12.24	7.75	12.47	8.01	12.64	8.19	11.69	7.46	13.03	8.41
Fe ₂ O ₃	0.98	0.40	0.61	0.25	1.21	0.50	1.07	0.44	1.04	0.42	0.48	0.2
FeO	0.42	0.38	0.56	0.25	0.28	0.26	0.28	0.25	0.14	0.13	0.84	0.77
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	0.01	0.01
CaO	0.22	0.25	0.49	0.56	0.21	0.25	0.26	0.30	0.50	0.58	0.21	0.25
Na ₂ O	2.82	2.97	3.01	3.14	2.29	2.42	2.96	3.19	2.79	2.93	2.67	2.84
K ₂ O	5.20	3.60	4.84	3.32	5.17	3.60	5.07	3.50	4.78	3.30	5.17	3.61
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P x H	0.00	—	0.00	—	0.00	—	0.00	—	0.17	—	0.03	—
P x C	0.57	—	0.17	—	0.59	—	0.50	—	0.87	—	0.85	—
Σ	100.13	99.99	100.36	99.75	99.62	100.01	100.35	100.00	99.62	99.99	99.07	100.01

CALCULO DE NORMA (CIPW)												
Q	40.57	74.12	41.23	75.18	44.29	76.77	40.47	74.06	42.97	76.63	40.28	74.13
C	2.36	2.54	1.16	1.25	2.72	2.78	2.01	2.17	1.02	1.07	2.65	2.88
Or	30.73	12.12	28.61	11.26	30.56	11.44	29.97	11.84	28.26	10.88	30.56	12.14
Ab	23.86	9.99	25.47	10.64	19.38	7.70	25.04	10.50	23.61	9.65	22.60	9.53
An	1.09	0.43	2.43	0.96	1.06	0.40	1.29	0.51	2.47	0.95	1.06	0.42
Hy	0.00	0.00	0.41	0.17	0.00	0.00	0.10	0.05	0.00	0.00	1.03	0.43
Mt	1.14	0.54	0.88	0.42	0.68	0.31	0.69	0.33	0.25	0.12	0.70	0.33
Hm	0.20	0.14	0.00	0.00	0.74	0.48	0.60	0.41	0.86	0.58	0.00	0
Il	0.19	0.14	0.18	0.13	0.15	0.13	0.19	0.13	0.17	0.12	0.19	0.14
Σ	100.14	100.02	100.37	100.01	99.62	100.01	100.36	100.00	99.61	100.00	99.07	100.00

¹ Cálculo de Fe total.

² Pérdidas por Humedad (110°C).

³ Pérdidas por Calcinación (950°C).

— = no fue analizado

nd = no determinado.

SIMBOLOGIA:

Q : Cuarzo SiO₂

C : Corindón Al₂O₃

Or : Ortoclasa

Ab : Albita

An : Anortita

(K, Na) AlSi₃O₈

(K, Na) AlSi₃O₈

(Na, K) AlSi₃O₈

Hy : Hiperstena (Mg, Fe) SiO₃

Mt : Magnetita Fe₃O₄

Hm : Hematita Fe₂O₃

Il : Ilmenita FeTiO₃

Análisis realizados por FRX (Siemens SRS 3000; tubo de Rh y ventana de Be 125 mm) en el LUGIS (Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica), U.N.A.M., 1996.

Tabla 13. Análisis químicos de las riolitas estanníferas mexicanas y las rocas del Tepetate, S.L.P.,

	Som-7-2	Som-11-2	Som-13-2	Avz-2-2	Avz14-2	Avz-10-2	Avz-6-2	Sap-3-1	Sap-4-2	Sap-6-2	Sap-2-2	DCS-1	DCS-2	DCS-3	DEG-10	DEG-15	DEG-17
SiO ₂	76.30	77.00	77.50	74.20	75.50	75.60	76.50	76.90	77.00	77.00	77.20	77.35	78.50	77.86	77.71	78.57	76.54
TiO ₂	0.07	0.07	0.08	0.14	0.23	0.21	0.08	0.06	0.06	0.06	0.06	0.10	0.09	0.10	0.10	0.09	0.10
Al ₂ O ₃	12.90	13.00	13.20	13.90	12.60	12.50	12.90	12.60	12.90	12.80	12.80	13.02	12.24	12.47	12.84	11.69	13.03
Fe ₂ O ₃	1.23	1.10	1.08	1.64	1.72	1.70	1.40	1.27	1.08	1.10	1.10	0.98	0.61	1.21	1.07	1.04	0.48
FeO	0.00	0.00	0.00	0.23	0.56	0.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	0.56	0.28	0.28	0.14	0.84
MnO	0.02	0.02	0.02	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	0.07	0.24	0.08	0.17	0.18	0.11	0.01	0.07	0.07	0.17	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01
CaO	1.00	0.37	0.32	0.50	0.31	0.48	0.65	0.61	0.14	0.23	0.20	0.22	0.49	0.21	0.26	0.50	0.21
Na ₂ O	2.68	2.87	2.73	3.13	3.50	3.39	2.80	3.81	3.99	3.94	3.89	2.82	3.01	2.29	2.96	2.79	2.67
K ₂ O	5.72	5.33	4.99	6.03	5.33	5.33	5.63	4.62	4.72	4.65	4.70	5.20	4.84	5.17	5.07	4.78	5.17
P ₂ O ₅	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00	100.00	100.13	100.36	99.61	100.35	99.62	99.07
Na ₂ O + K ₂ O	8.40	8.20	7.72	9.18	8.83	8.72	8.43	8.43	8.71	8.59	8.59	8.02	7.85	7.46	8.03	7.57	7.84
K ₂ O / Na ₂ O	2.13	1.86	1.83	1.93	1.52	1.57	2.01	1.21	1.18	1.18	1.21	1.84	1.61	2.28	1.71	1.71	1.94
Na ₂ O + K ₂ O + CaO	9.40	8.57	8.04	9.66	9.14	9.20	9.08	9.04	8.85	8.82	8.79	8.24	8.34	7.67	8.29	8.07	8.05

CALCULO DE LA NORMA CIPW

Q	37.20	38.70	41.70	31.60	33.90	34.40	37.30	35.70	35.30	35.50	36.10	40.57	41.23	44.29	40.47	42.97	40.28
C	0.67	1.83	2.72	1.33	0.58	0.32	1.01	0.27	0.97	0.86	0.94	2.36	1.16	2.72	2.01	1.02	2.65
Or	33.80	31.50	29.50	35.60	31.50	28.70	33.30	27.30	27.90	27.50	27.80	30.73	28.61	30.56	29.97	28.25	30.56
Ab	21.80	24.30	23.10	26.50	29.60	2.25	23.70	32.20	33.80	33.30	32.90	23.83	25.47	19.38	25.04	25.61	22.60
An	4.89	1.83	1.58	2.41	1.34	0.27	3.22	2.89	0.69	1.14	0.99	1.09	2.43	1.06	1.29	2.47	1.06
En	0.17	0.59	0.19	0.42	0.44	1.51	0.02	0.17	0.17	0.42	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	0.00	0.00	0.00	0.49	1.26	1.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.14	0.68	0.58	0.69	0.26	0.00
Il	0.04	0.04	0.04	0.26	0.43	0.39	0.08	0.08	0.08	0.10	0.02	0.19	0.18	0.19	0.19	0.17	0.19
Hrn	1.22	1.10	1.08	1.29	0.84	0.65	1.38	1.27	1.08	1.10	1.10	0.20	0.00	0.74	0.60	0.86	0.00
Hy	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.41	0.00	0.10	0.00	1.03
Ap	0.02	0.00	0.00	0.02	0.07	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.86	0.00
Ru	0.04	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ	99.85	99.93	99.96	99.92	99.96	70.04	100.04	99.53	100.00	99.92	99.98	100.11	100.37	99.62	100.36	103.47	98.37

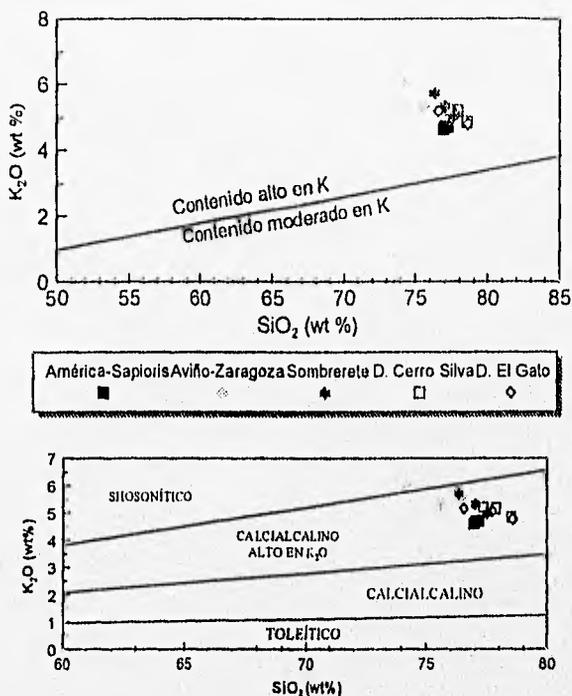


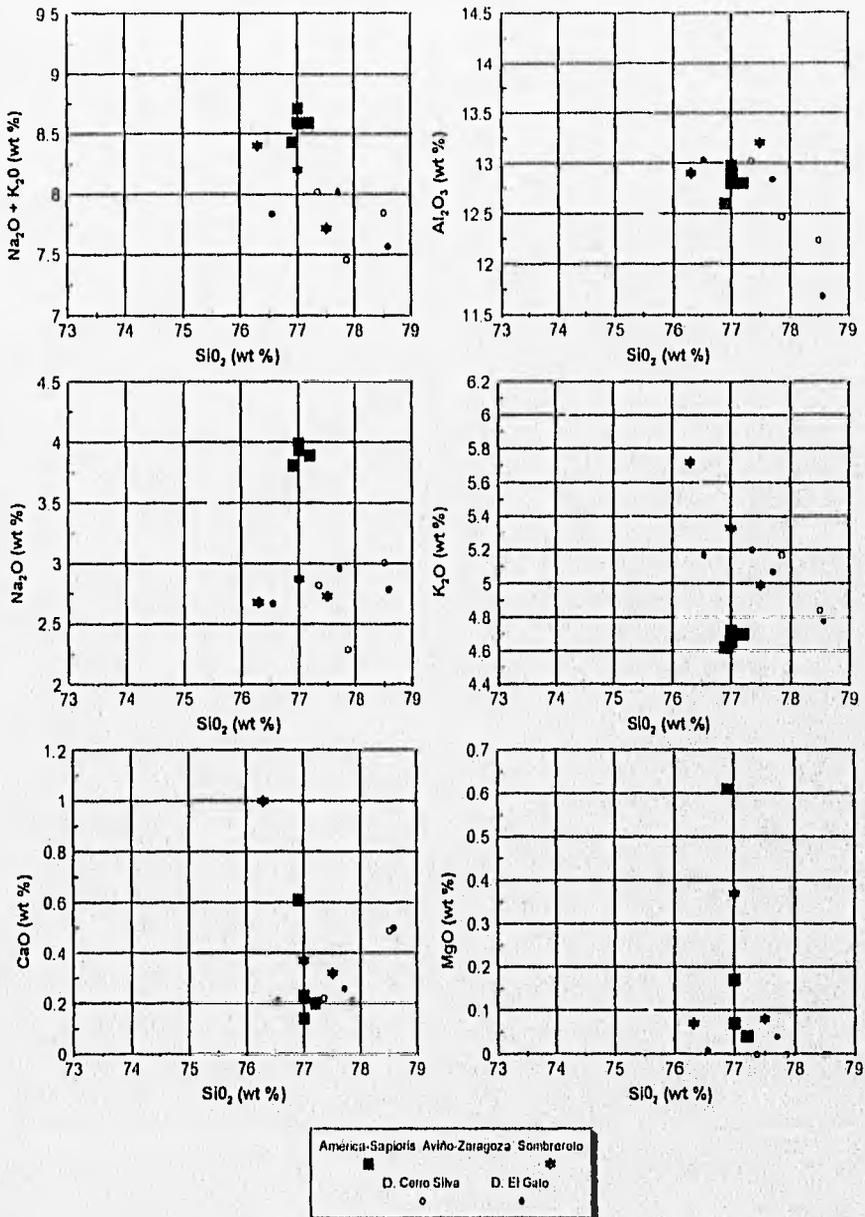
Figura 16. Diagrama binario (K_2O/SiO_2) de Cameron et al., 1980 y el de Pecerrillo y Taylor (1976). Indica la afinidad calciálcina alta en potasio, para las riolitas del Tepetate y las estanníferas.

Sin embargo en la Figura 15, se puede observar claramente que existe una correlación negativa del álcalis ($Na_2O + K_2O$) con el incremento en SiO_2 , y que las rocas del Tepetate son relativamente más ricas SiO_2 (76.54 - 78.57%) que las riolitas estanníferas (74.20 - 77.5%).

En los diagramas de Harker (Figura 17) y en las gráficas del índice de diferenciación (ID; Figura 18; Larsen), se observa una continuidad lineal de desarrollo entre las rocas. Esto podría interpretarse como exsolución de líquidos durante la diferenciación magmática por procesos incipientes de cristalización fraccionada. En estos diagramas, es notoria la poca dispersión en la composición, lo que supone un mismo magma inicial y un proceso similar de diferenciación. En los diagramas tipo Harker (Figura 17), el comportamiento general de los óxidos respecto al SiO_2 , sin considerar la localidad de las riolitas, desarrolla la siguiente tendencia: El MgO , el TiO_2 , el Fe_2O_3 y el CaO indican una línea descendente del líquido magmático a mayor contenido de sílice ó a una mayor diferenciación de la roca, patrón común de comportamiento de las series calcoalcinas.

El Al_2O_3 muestra una ligera línea descendente, sin embargo los análisis químicos muestran el carácter peralcalino de las riolitas estanníferas y las del Tepetate ($Al_2O_3 > Na_2O + K_2O + CaO$), que se representa en su normalidad en corindón, debido a la presencia topacio.

DIAGRAMAS TIPO HARKER



DIAGRAMAS TIPO HARKER

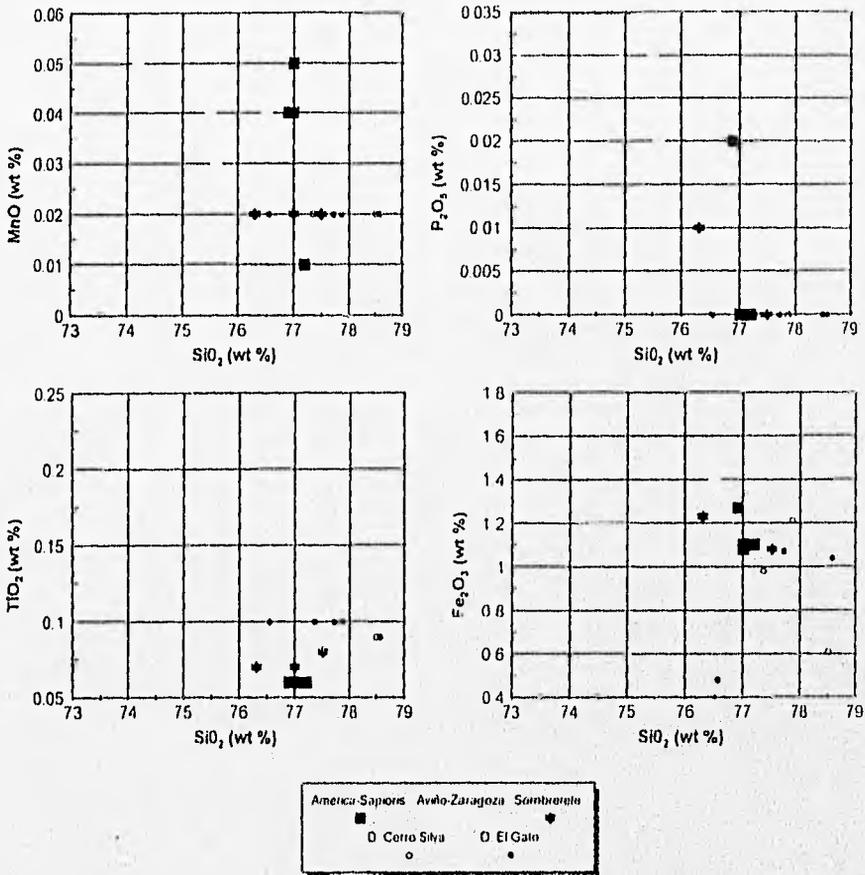
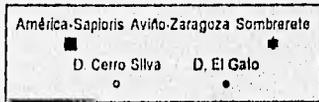
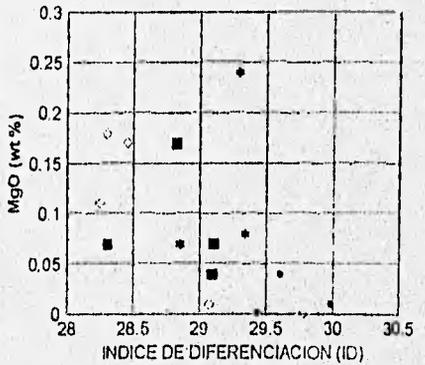
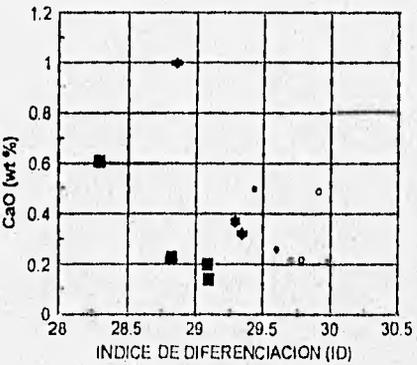
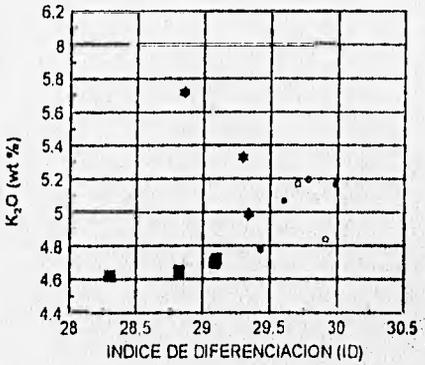
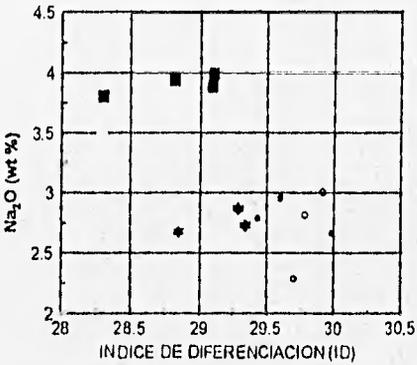
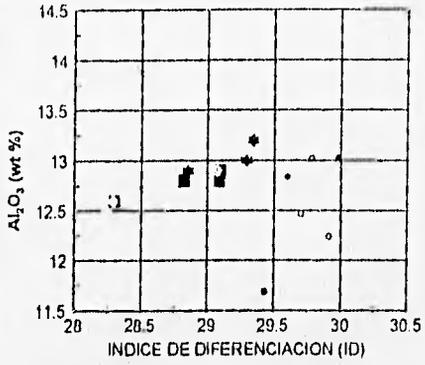
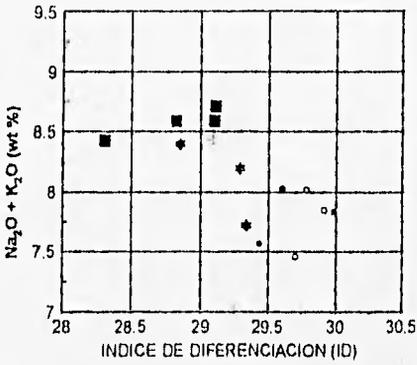


Figura 17. Diagramas de Harker (Rox-SiO₂). Las gráficas indican un marcado decrecimiento de Mg, Ti, Fe y Ca a mayor contenido de sílice, parámetros característicos de la serie calcálcica.

ÍNDICE DE DIFERENCIACIÓN (ID)



ÍNDICE DE DIFERENCIACIÓN (ID)

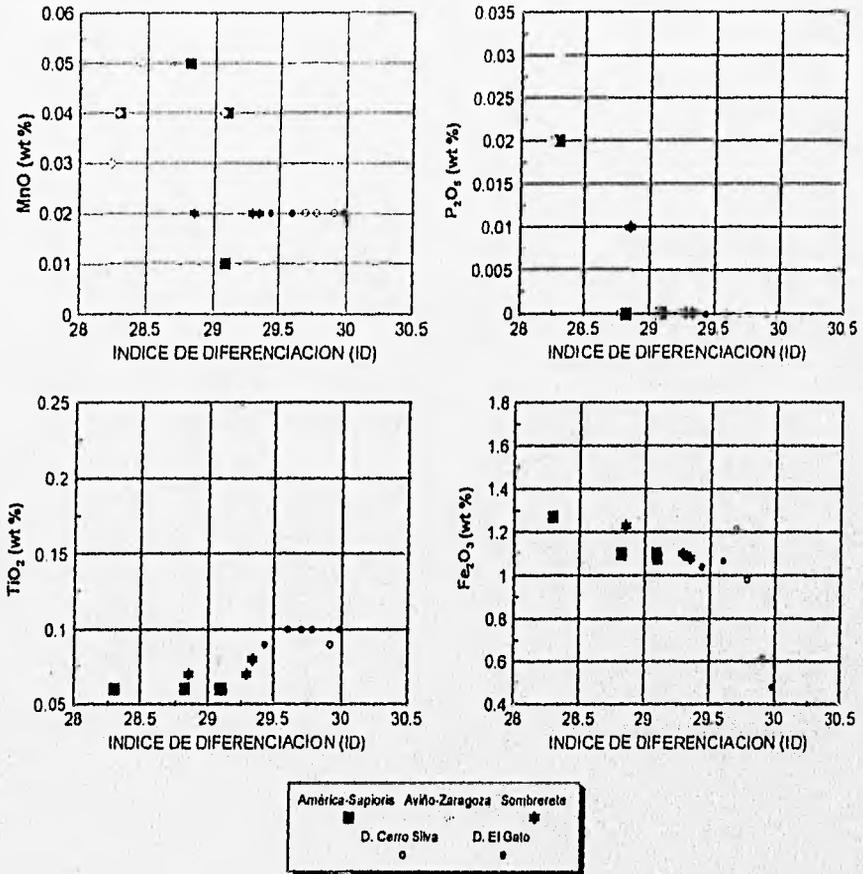


Figura 18. Diagramas de índice de diferenciación (Rox-ID) de Larsen. La linealidad de la pendiente indica fases de cristalización fraccionada al inicio de los procesos de diferenciación magmática. El decremento en los porcentajes de elementos críticos (Fe, Mg, y Ca) a un mayor índice de diferenciación (ID) muestra procesos evolutivos de la serie calcialcalina.

$$(ID) \text{ LARSEN: } \frac{1}{3} \text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO})$$

En el diagrama triangular A-F-M (Figura 19a), se observa el carácter calcalcalino de las riolitas estanníferas y topacíferas de Tepetate.

El triángulo Na-K-Ca (Figura 19b), indica una dispersión de las muestras en el campo calcalcalino, con tendencia hacia el vértice potásico, indica enriquecimiento de este último elemento debido a procesos de diferenciación magmática (relación K/Na > 1%), y un contenido bajo de Ca .

En el triángulo Na-Ca-Mg (Figura 19c), se aprecia el marcado acercamiento de las muestras hacia el vértice Na.

Se concluye que en las tres gráficas ternarias (Figura 19) es patente el agrupamiento de los datos en un área específica, que corresponde a la serie calcalcalina rica en potasio, con contenido bajo en Ca y Mg, producto de una extrema diferenciación magmática.

En el diagrama ternario Ab-An-Or (Figura 20), se observa que los cursos de cristalización (Bowen, 1956, p.28) de los fenocristales feldespáticos, ocurren entre el campo de la ortoclasa y líquido residual (OL); y el de solución sólida de las plagioclasas (SSP).

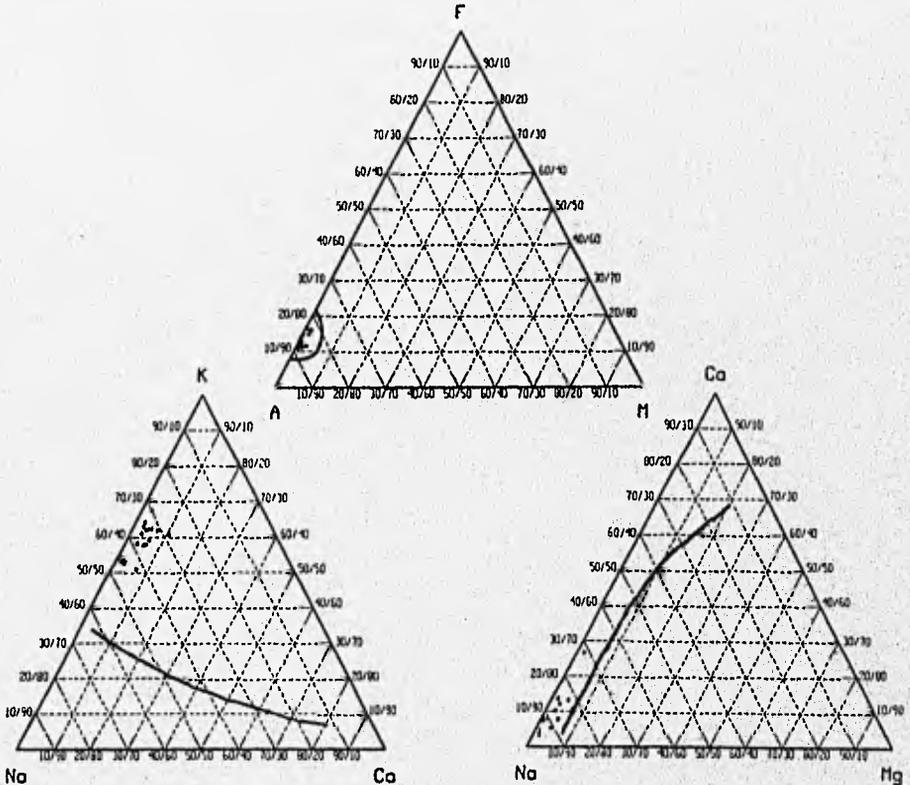


Figura 19. Diagramas ternarios (A) A-F-M, (B) K-Na-Ca y (C) Ca-Na-Mg. Demuestran el carácter calcalcalino de las riolitas Topacíferas y estanníferas estudiadas.

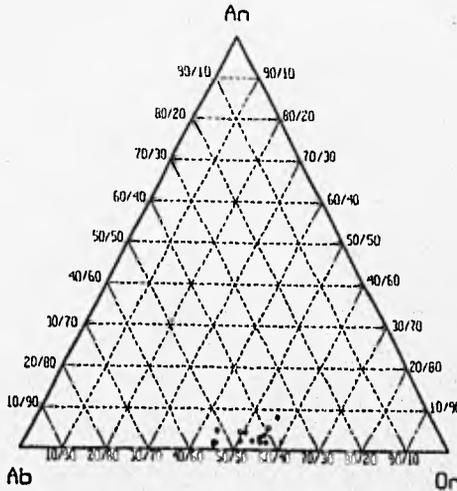


Figura 20. Diagrama ternario (Ab-An-Or) de Bowen (1956). Determina el proceso evolutivo de los feldespatos de los domos riolíticos de Tepetate y los derrames de las riolitas estanníferas de México. OL, zona de ortoclasa y líquido; PL, zona de plagioclasa y líquido; PPS, zona de solución sólida de la plagioclasa.

Aunque las rocas del Tepetate no fueron analizadas por elementos traza, es posible que, como otras rocas asociadas a mineralización de Sn y F, tengan un contenido alto en minerales radiactivos como U y Th, ya que presentan las mismas características geoquímicas por elementos mayores.

En base a su composición química se observa que las riolitas topacíferas (Christiansen *et al.*, 1986) y las estanníferas (Huspeni *et al.*, *op. cit.*), comparten características geoquímicas bien definidas, que incluyen un contenido elevado de SiO_2 (>75%), Al_2O_3 (12-14%), Na_2O (3.5-4.0%) y de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (8-9%) y un bajo contenido en TiO_2 (<0.2%), CaO (<0.9%), MgO (<0.2%) y P_2O_5 (<0.01%) (Tabla 12).

En la SMO y en el oeste de los Estados Unidos de América, existen varias rocas riolíticas topacíferas ricas en F, que se asocian a mineralización de estaño y que están caracterizadas al igual que las rocas del Tepetate, por una proporción elevada de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \geq 1.5$ (Burt *et al.*, 1982; Huspeni *et al.*, 1984; Christiansen *et al.*, 1986). Las riolitas con un alto contenido de F (~1%) presentan una ligera disminución en SiO_2 y K_2O , con un mayor porcentaje de Al_2O_3 y Na_2O , como resultado del efecto del F en mezclas residuales del sistema del granito (Manning, 1981).

Además de las características generales mencionadas anteriormente, Huspeni y colaboradores (*op. cit.*), determinaron que las rocas riolíticas asociadas a mineralización de Sn en la SMO, presentan en los vitrificados un contenido de F de hasta de 3,100 ppm, y que la riolita topacífera está enriquecida en U (10-22 ppm) y Th (34-68 ppm), en comparación con un granitoide con porcentaje bajo en Ca (U=3 ppm, Th=17 ppm). Los análisis comparativos de las riolitas topacíferas y estanníferas se presentan en la Figura 21.

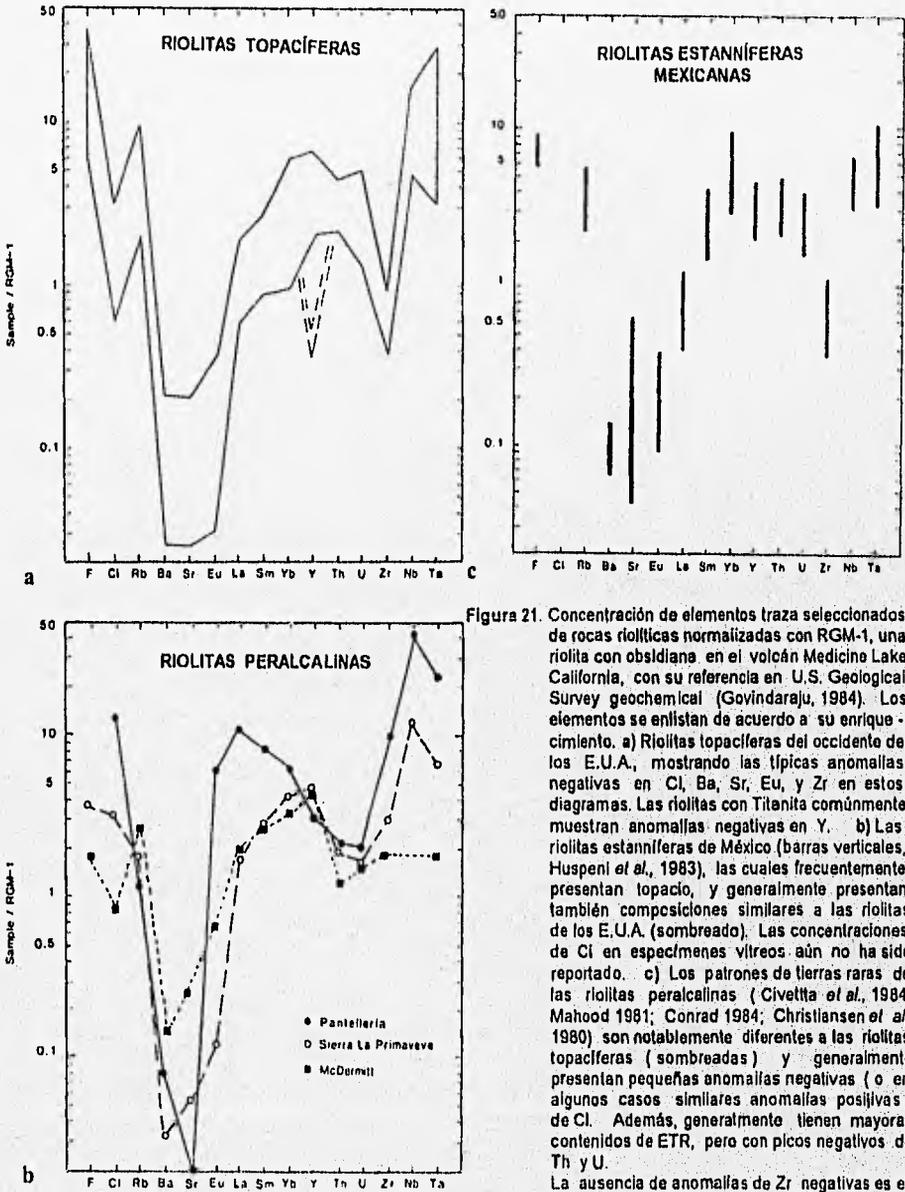


Figura 21. Concentración de elementos traza seleccionados de rocas riolíticas normalizadas con RGM-1, una riolita con obsidiana en el volcán Medicine Lake California, con su referencia en U.S. Geological Survey geochemical (Govindaraju, 1984). Los elementos se enlistan de acuerdo a su enriquecimiento. a) Riolitas topacíferas del occidente de los E.U.A., mostrando las típicas anomalías negativas en Cl, Ba, Sr, Eu, y Zr en estos diagramas. Las riolitas con Titanita comúnmente muestran anomalías negativas en Y. b) Las riolitas estanníferas de México (barras verticales, Huspeni *et al.*, 1983), las cuales frecuentemente presentan topacio, y generalmente presentan también composiciones similares a las riolitas de los E.U.A. (sombreado). Las concentraciones de Cl en especímenes vítreos aún no ha sido reportado. c) Los patrones de tierras raras de las riolitas peralcalinas (Civetta *et al.*, 1984; Mahood 1981; Conrad 1984; Christiansen *et al.*, 1980) son notablemente diferentes a las riolitas topacíferas (sombreadas) y generalmente presentan pequeñas anomalías negativas (o en algunos casos similares anomalías positivas) de Cl. Además, generalmente tienen mayores contenidos de ETR, pero con picos negativos de Th y U. La ausencia de anomalías de Zr negativas es el resultado de la elevada solubilidad de zircón en mezclas peralcalinas. Tomada de Burt *et al.*, 1987.

4.3. Estructura de los domos.

Los domos riolíticos son estructuras volcánicas formadas por la extravasación de lavas viscosas a partir de una fuente central. Su crecimiento es endógeno, por inyección de lava dentro del cuerpo inicial. Idealmente, los cuerpos tienden a desarrollar una estructura semiesférica, que es modificada, en mayor o menor grado, por la deformación inducida por la gravedad y por las irregularidades de la superficie prevolcánica. Formas similares fueron producidas experimentalmente por Reyner (in Williams, 1932) por inyección de sustancias viscosas a través de una abertura estrecha. Así en la mayoría de los casos, la foliación producida por el flujo interno de la lava, es casi vertical y concéntrica en el núcleo de las estructuras; hacia sus márgenes la inclinación de las capas decrece gradualmente. A esta disposición estructural se le ha dado el nombre de "estructura de cebolla" o "domo en forma de hongo" (Reyer in Williams, 1932; Bryan, 1966; Benson y Kittleman, 1968) Figura 22.

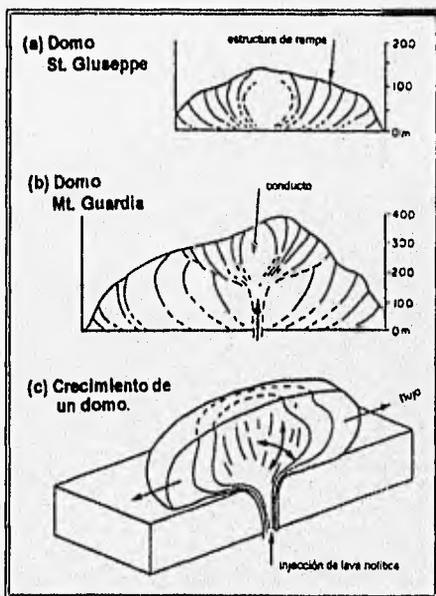


Figura 22. (a) y (b) Muestran secciones típicas a través de dos domos riolíticos, del sureste de la isla de Lipari, Italia. La escala horizontal es igual a la vertical.

(c) Vista en 3-D del crecimiento de un domo riolítico (modificado de Richardson, 1978). Tomada de Cas y Wright (1988).

Las estructuras internas observables claramente en los domos riolíticos incluyen a la foliación o pseudoestratificación generada por el estiramiento, rompimiento y disminución durante el movimiento de la roca semiplástica (Cas y Wright, 1988). Los flujos asociados a domos riolíticos presentan estructuras de "rampa" (MacDonald, 1972), así como pliegues en la superficie de la emisión (Fink, 1980) Figura 23.

Las estructuras formadas por las emisiones de lava riolítica tienen formas características. Estas han sido descritas como "cóncavas hacia arriba" (Bryan, 1966) y comparadas con la forma de una "cuchara", o con los cuerpos glaciares (Christiansen y Lipman, 1966). Varios autores como Christiansen y Lipman (*op. cit.*) mencionan la presencia de vitrófidos en los domos y consideran que estos se presentan en las brechas báseas o cerca de la zona del conducto. En algunos domos riolíticos jóvenes se conserva una cubierta o caparazón vítreo o brechoso (Fink, 1980, 1983; Fink y Manley, 1987). En general, los domos bien conservados y expuestos presentan una brecha basal, o tienen un caparazón vítreo (Burt y Sheridan, 1987). Christiansen y colaboradores (1986), consideran que las erupciones de lava riolítica topacífera comúnmente fueron extraordinariamente pasivas. También, observan que las estructuras estudiadas, en su mayoría, poseen depósitos piroclásticos en sus bases, asociados posiblemente a la apertura inicial del conducto volcánico. La importancia de estas rocas piroclásticas reside en que algunas tienen depósitos de berilio con valor económico como en Spor Mountain, Utah (Burt *et al.*, 1982; Burt y Sheridan, 1981).

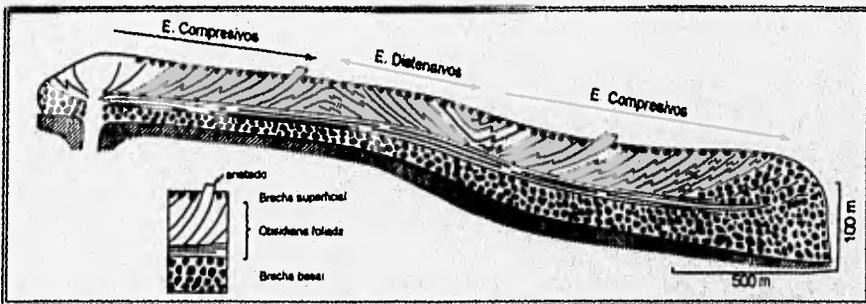


Figura 23. Sección longitudinal esquemática a lo largo de un coulées, (cuerpos rocosos que se forman cuando el flujo es asimétrico y se concentra hacia un solo lado del conducto, produciendo una extrusión que es elongada en planta). Tomada de Cas y Wright (1988).

4.3.1. Estructura de los domos El Gato y Cerro Silva.

Los domos riolíticos localizados en las partes sudoccidental de San Luis Potosí y septentrional de Guanajuato, aparentemente, no están asociados a depósitos de tefra y no hay evidencia expuesta de actividad explosiva (Burt y Sheridan, 1987). Se considera que la formación de estos domos topacíferos haya estado asociada a una etapa de erupción pasiva bastante continua. Se cree que los domos hayan sido simplemente alimentados a través de un conducto, y que hayan crecido y simultáneamente hayan sido deformados de manera compleja por diferentes esfuerzos, tanto compresivos y de tensión, como gravitacionales (Figura 24).

En el área de Tepetate, el afloramiento de la riolita San Miguelito llega a cubrir una superficie aproximada de 60 km². El Cerro Silva es un domo bien formado, con su fuente en la parte central. La localización del conducto alimentador se infiere a partir de la foliación del flujo, donde presenta las inclinaciones máximas y los rumbos muestran un arreglo aproximadamente concéntrico. Conforme aumenta la distancia al centro de emisión, la inclinación de la foliación va disminuyendo gradualmente hasta hacerse casi horizontal cerca de las partes lejanas de la estructura, y vuelven a presentar foliación casi vertical en sus extremos más alejados, formando "rampas". (ver anexo fotográfico). En el DEG la fuente de emisión se localiza en su porción centro-occidental y las lavas llegaron a recorrer hasta 6 km desde el centro de emisión (Figura 25). La forma y desarrollo de los domos de Tepetate dependió del aporte del material magmático, de las características reológicas de las lavas y de su contenido de volátiles, que tiende a reducir la viscosidad de la lava (Hausback, 1987). Estas lavas fueron deformadas simultáneamente, e inmediatamente después de su expulsión por diferentes esfuerzos causados tanto por la inyección del magma (compresión), como por la gravedad (i.e., el peso mismo del material plástico y porque existen evidencias de que la superficie anterior a la extravasación de la riolita San Miguelito no era horizontal), dando como resultado estructuras de rampa, boudinage, fracturas de tensión y juntas de enfriamiento. En los DEG y DCS no existen afloramientos grandes que sean considerados como la base de los mismos. Sólo se encontró una brecha monolitológica en la porción sudoriental del DCS y se desconoce si hay posibilidades de encontrar mineralización de berilio, ya que las tobas que albergan a las menas en otras localidades como en Spor Mountain, parecen no existir, o no estar expuestas en Tepetate. En otros domos topacíferos del CVSLP, o de la SMO, donde el nivel de erosión es el adecuado, es factible prospectar por mineralización económica de este tipo.

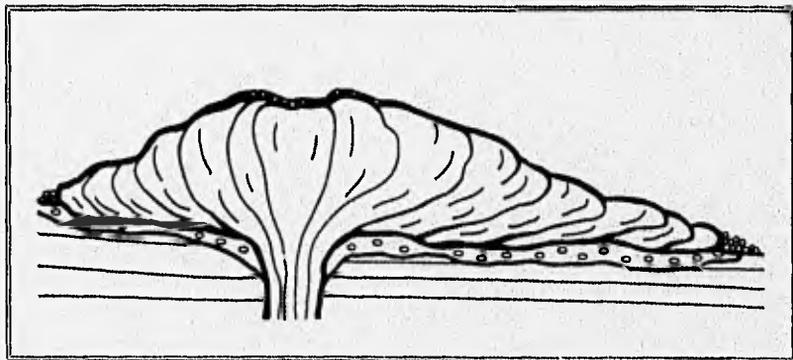


Figura 24. Sección hipotética a través de un domo riolítico, que muestra la inclinación de la foliación del flujo. Las estructuras de rampa se presentan hacia las partes distantes y hacia la cubierta del domo.

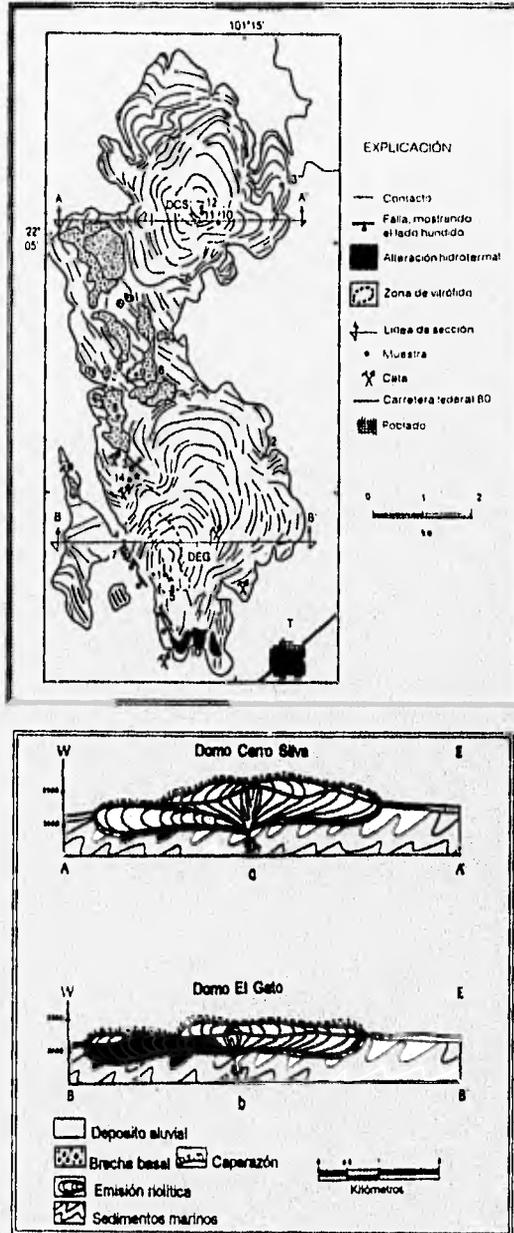


Figura 25. a) Mapa que muestra la configuración estructural de los domos de Tepetate.
 b) Secciones esquemáticas de los domos El Gato y Cerro Silva.

4.3.2. Evolución de los domos de Tepetate.

Aguillón-Robles y colaboradores (1994), cartografiaron una zona en que las rocas con textura vitrofídica son comunes y que se cree están relacionadas al conducto alimentador del DEG (Figura 25a). En contraste, el DCS presenta foliación de flujo vertical y lavas totalmente desvitrificadas en su fuente principal.

Se considera que el emplazamiento de estos domos empezó con la formación de una pequeña burbuja de lava, que fue creciendo por inyección del magma a través del conducto alimentador. En la parte exterior de la estructura debió formarse un caparazón de vidrio. Conforme crecía el volcán, esta costra rígida debía autobrecharse, en parte por la presión interna del magma, que tendía a distender al caparazón, y en parte por la deformación causada por el movimiento, pendiente abajo, de la lava.

Aparentemente, en las dos estructuras estudiadas, la cubierta superior ya fue erosionada, ya que no encontraron vestigios del caparazón vítreo. La porción inferior de la brecha posiblemente se encuentra sepultada bajo los mismos cuerpos de lava y/o cubierta por depósitos de talud en las márgenes del complejo de domos.

La forma actual de los domos DEG y DCS se debe en parte a la morfología inicial de las estructuras, que se relacionan a la velocidad de aporte de la lava y a sus características reológicas. Por otro lado, la topografía de la superficie sobre la que se formaron los domos también debió influir en su forma. Por último, la erosión modificó la estructura inicial, hasta darles su forma actual (Figura 26).

Se cree que durante las primeras etapas de formación del complejo se formó el DCS (Figura 26). En su primera fase, el emplazamiento de esta estructura consistió en la expulsión de un derrame de lava que fluyó hacia las partes más bajas, situadas al SW del conducto original, que se encuentra en la porción central del domo.

Posteriormente, hubo otra expulsión de lava a través del mismo conducto y el flujo resultante creció como una burbuja que subsecuentemente se colapso, cubriendo uniformemente el área que se encontraba alrededor de la fuente original.

Después de la formación del DCS sucedió el desarrollo del DEG. En la primera etapa del DEG se formó un pequeño cuerpo de lava que fluyó hacia una parte más baja, localizada al poniente del domo. Dicha emisión no presenta brecha ni vitrofido basal. Posteriormente, hubo el emplazamiento de otro flujo de lava de mayor volumen que simplemente creció y por gravedad fluyó hacia el norte y oriente (Figura 26).

Los DEG y DCS presentan en toda la estructura mineralización de topacio, lo que sugiere que estas lavas fueron bastante fluidas, ya que uno de los efectos del flúor en magmas ricos en SiO_2 es disminuir considerablemente su viscosidad (Wyllie, 1979, *in* Burt y Sheridan, 1981).

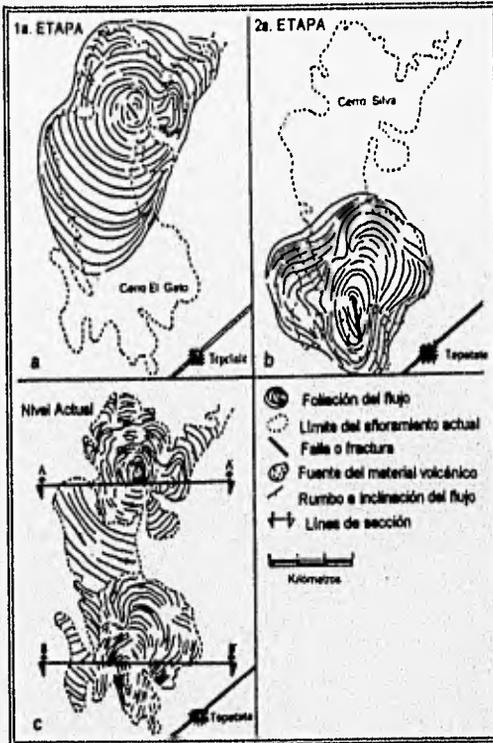


Figura 26. Etapas de desarrollo de los domos riolíticos El Gato y Cerro Silva. Tomada de Aguilón-Robles et al., 1994.

5. MINERALIZACIÓN.

5.1. Depósitos minerales asociados a las riolitas topacíferas.

En los últimos años se han venido estudiando los diferentes tipos de mineralización asociados al emplazamiento de lavas y domos riolíticos ricos en sílice y flúor. El enriquecimiento en flúor, característico de estas lavas se evidencia por la presencia de topacio ($Al_2SiO_4F_2$) cristalizado durante "fase de vapor" en cavidades y a lo largo de fracturas, por lo que a éstas rocas comúnmente se les denomina riolitas topacíferas. La riolita topacífera generalmente presenta un enriquecimiento de elementos litófilos y tierras raras, por lo que se asocian a ella depósitos minerales que consisten en varias combinaciones de F, Be, Li, Cs, U, Sn, Mo(?), y W(?), (Burt y Sheridan, 1987) Tabla 14.

Varios autores (Burt *et al.*, 1982; Christiansen *et al.*, 1986; Burt y Sheridan, 1987) han considerado que el enriquecimiento en flúor y elementos incompatibles en estas rocas es el resultado de cristalización fraccionada a partir de magmas ricos en flúor, producto de fusión parcial de rocas granulíticas (Christiansen *et al.*, 1986). Así, la diferenciación magmática causó un enriquecimiento de elementos incompatibles, lo cual, en algunos lugares fue el precursor de la formación de depósitos de U, Be, y F (Webster *et al.*, 1987).

Tabla 14. Mineralización asociada a riolitas topacíferas de los Estados Unidos de América

Localidad	Mineralización
Thomas Range, UT	-----
Spor Mountain, UT	Be, U, Li, F
Honeycomb Hills, UT	Be, Rb, Cs, Li
cerca de Wah Wah Mtns., UT	U, F, Hg, Au, Ag, Mo(?)
Cortez Mountains, NV	Au, Ag, Hg
Sheep Creek Mountains, NV	Sn
Jarblidge, NV	Au, Ag
Elkhorn Mountains, MT	Ag, Pb, Zn, Mo(?)
Little Belt Mountains, MT	Mo
Chalk Mountain, CO	Mo, W
Silver Cliff/Rosita, CO	Ag, Au, Pb, Zn, Cu
Lake City, Co	U
Black Range, NM	Sn
Grants Ridge, NM	-----
Burro Creek, AZ	-----

Tomada de Burt, Sheridan y Christiansen, 1986.

Depósitos minerales asociados a las riolitas topacíferas.

- **Berilio.**- En términos económicos, el más importante ejemplo de mineralización asociado a una riolita topacífera es probablemente el depósito de Be de Spor Mountain, Utah (Staatz y Carr, 1964; Lindsey, 1977, 1979, 1982; Bikun, 1980; Christiansen *et al.*, 1984), donde minerales como la bertrandita ($\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})$), fluorita (F_2Ca), sílice amorfo y algunos óxidos de Mn-Fe, reemplazan a fragmentos de dolomita dentro de depósitos tobaceos sin piroconsolidar, por debajo del emplazamiento de la riolita topacífera. La zona mineralizada de Be, también presenta valores anómalos de F, Sn, W, Nb, Zn, Pb, y presumiblemente Ta (Burt y Sheridan, 1987). La uniformidad lateral característica de la mineralización, la disminución de Be, hacia la parte superior de esta toba, solo a unos cuantos metros, así como la disminución del contenido de fluorita en las brechas de contacto, dentro de la subyacente dolomita, sugieren (Bikun, 1980) que la mineralización de Be resulta de la desvitrificación de las lavas riolíticas sobreyacentes. Los cálculos obtenidos del balance de masas, basados en comparaciones de la composición química de la riolita vítrea y desvitrificada, son constantes con ésta interpretación.
- **Estaño.**- Numerosos pequeños depósitos de casiterita (SnO_2) y estaño de madera o xiloide, ("wood tin") ocurren en la Sheep Creek Range, Nevada, y en la Black Range, Nuevo México. Burt y Sheridan (1984) y Duffield y colaboradores (1984), concluyeron que la casiterita (y el topacio) se forma por procesos neumatóliticos (cristalizados en fase de vapor), lo que da como resultado pequeñas concentraciones de Sn. Sin embargo, las riolitas pueden ser indicadoras de granitos topacíferos que pudieran desarrollar depósitos económicos de Sn (o W) en greisssens o skarns.
- **Uranio.**- Pequeños depósitos de uranio, generalmente sub-económicos se asocian con muchas de las riolitas topacíferas. El enriquecimiento anómalo de uranio que presentan las riolitas topacíferas probablemente explique su asociación. Notables ejemplos incluyen a las riolitas de Spor Mountain y en las riolitas cercanas a Lake City, Colorado. El miembro de la toba de Be de Spor Mountain, presenta un bajo grado de mineralización de U (y Th) que cubre la zona de Be (Lindsey, 1982; Bikun, 1980). El U ocurre en fluorita y ópalo. Las acumulaciones de U (como uronofano y/o uranillo $\text{CaU}_2(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$?), también se presentan dentro de pequeños lentes hacia la base de la toba de Be. El U muy probablemente fue lixiviado de la toba, ya que ésta presenta valores altos de U y no esta asociada con el emplazamiento de Be y Li.
- **Fluorita.**- Los depósitos de fluorita (F_2Ca) se han asociado con las riolitas topacíferas en Spor Mountain, y Needle Range, Utah. La fluorita ocurre en rocas cálcicas (carbonatos sedimentarios y rocas volcánicas de composición intermedia), que se relacionan espacialmente a complejos dómicos y en el caso de Spor Mountain a tobas y brechas del conducto.
- **Depósitos de Mo Tipo-Climax.**- La asociación del magmatismo de las riolitas topacíferas y los depósitos de Mo-W Tipo-Climax ha sido observada y reportada por Burt y colaboradores (1980, 1982), Westra y Keith (1981), White y colaboradores (1981), en los depósitos Tipo-Climax o pórfidos de Mo de Colorado; en Nuevo México. Dentro de las principales características que justifican esta correlación se encuentran:
- I. Las riolitas topacíferas son mineralógicamente muy similares a las rocas ígneas y metasomáticas asociadas con los depósitos Tipo-Climax de Mo. La mayoría de los depósitos de molibdenita se asocian con rocas graníticas (o riolíticas) que presentan topacio en las zonas mineralizadas. Burt (1981) comparó los procesos de alteración de estas intrusiones con la formación y emplazamiento del topacio en litofisas. El granate, otro mineral aluminico común en la mayoría de las riolitas topacíferas de los Estados Unidos de América, se encuentra en otros depósitos o prospectos (e. g. Pine Grove, Colorado: Gunow *et al.*, 1980).

- II. La semejanza en la inestabilidad volátil en ambos tipos de sistemas magmáticos ha sido también identificado en términos del contenido y relación de F y Cl.
- III. La distribución espacial y edades de los principales depósitos Tipo-Climax de Mo se ilustran en la Figura 27. Como se puede observar su localización está sobrepuesta con la distribución de riolitas topacíferas. La correspondencia espacial y temporal de ambos tipos de magmatismo en Colorado, Montana y Utah, han sido identificados y reportados dentro de las descripciones individuales, lo que sugiere que en algunos casos existe una relación genética entre estos grupos de rocas.
- IV. El ambiente tectónico en ambos tipos de magmatismo se presenta en rifts continentales o en zonas de "back arc" (Sillitoe, 1980). Además ambos tipos de magmas son emplazados en la corteza superior, como pequeños diques intrusivos que extrusionan en algunos casos explosivamente a la superficie, depositando pequeños volúmenes de tobas y/o lavas (J.E. Sharp, 1978; Keith, 1982).

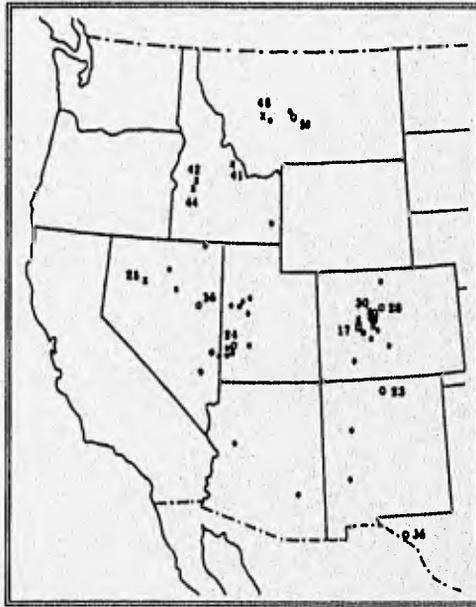


Figura 27. La distribución y edades (Ma) de granitos Tipo-climax. Los depósitos de pórfidos de Mo Tipo-Climax (circ. blanco) prospectados (X) (Westra y Keith, 1981), comparadas con las localizaciones de las riolitas topacíferas (cir. negro) en el oeste de los E. U.A. Tomada de Burt, Christiansen y Sheridan, 1986.

V. La semejanza química de los magmas involucrados se muestra en la Tabla 15. Los granitos del Tipo-Climax de Mo y riolitas comparten las principales características: alto contenido en Si, K, Na, y F, y bajas en Ti, Fe, Mg, y Ca. Las principales diferencias entre las rocas se presentan en las bajas concentraciones de P y Mg en las riolitas. Las diferencias en el contenido de Na y F, probablemente no sean muy significativas debido a que la mayoría de las intrusiones del Tipo-Climax presentan en parte alteración potásica. Los patrones de elementos traza de las riolitas topacíferas (altos contenidos de U, Be, Sn, Li, Nb, Rb, y F; y bajas en Sr, Ba, Ti) son típicas también en los sistemas asociados con Mo (Westra y Keith, 1981; Keith, 1980; Mutschler *et al.*, 1981; White *et al.*, 1981).

Tabla 15. Composición promedio de intrusiones silíceas relacionadas a depósitos de Mo.

Elementos (ppm)	1	d. s.	2	d. s.	3	d. s.
SiO ₂	76.10	1.04	75.80	2.23	75.60	0.71
TiO ₂	0.11	0.11	0.28	0.73	0.14	0.09
Al ₂ O ₃	12.70	0.46	13.40	0.82	12.80	0.38
Fe ₂ O ₃	0.84	0.36	0.71	0.83	1.12	0.19
FeO	0.55	0.26	0.42	0.38	nd	nd
MnO	0.06	0.05	0.04	0.03	0.06	0.01
MgO	0.46	0.23	0.24	0.23	0.15	0.07
CaO	0.74	0.32	0.66	0.45	0.83	0.37
Na ₂ O	3.30	0.36	3.67	0.48	3.73	0.28
K ₂ O	5.08	0.60	4.85	0.51	5.04	0.35
P ₂ O ₅	0.09	0.44	0.05	0.06	0.00	0.01
F	0.21	0.21	0.11	0.11	0.23	0.09

¹ Promedio de 13 granitos inalterados con mineralización de depósitos de Mo (Mutschler *et al.*, 1981).

² Promedio de 50 granitos y pórfidos de riolita de troncos sin mineralización cerca de depósitos de Mo

³ Promedio de 14 lavas riolíticas de la Thomas Range, Utah (Christiansen *et al.*, 1984)

Tomada de Burt, Christiansen y Sheridan, 1986.

Las semejanzas en la distribución, edad, ambiente tectónico, modo de emplazamiento, química, y mineralogía de las riolitas subcalcinas ricas en flúor (con topacio o granate) y los troncos mineralizados de Mo, llevan a la conclusión de que la erupción de riolitas topacíferas, puedan ser la manifestación superficial de la formación de un sistema intrusivo potencialmente económico.

De estos, los depósitos de pórfido de Mo Tipo-Climax, parecen ser comagmáticos con las riolitas topacíferas del oeste de los Estados Unidos de América (Burt *et al.*, 1982; Burt y Sheridan, 1984); de manera similar los granitos de topacio y turmalina cerca de Guadalcázar, San Luis Potosí, y el Peñón Blanco, Zacatecas, parecen ser comagmáticos con las riolitas topacíferas mexicanas.

Mientras que la zona de granitos con topacio ha sido explotada por estaño y plata, en los granitos con turmalina se prospecta por fluorita y uranio. Cabe señalar que la turmalina, abundante en los dos tipos de granitos mexicanos no es una fase característica de los depósitos de pórfido de Mo o de los granitos con topacio de los Estados Unidos de América.

Los diferentes depósitos minerales que al parecer están genéticamente asociados con el volcanismo riolítico rico en flúor se muestran esquemáticamente en la Figura 28 y se listan en la Tabla 16.

En esta lista no se consideran los depósitos de minerales industriales, como gemas y otros especímenes minerales (topacio, granate y berilo). Estos depósitos incluyen: 1) Li, y posiblemente W y Be, en solución de playas lacustres; 2) U y posiblemente Li y Mn, dentro de sedimentos tobáceos lacustres; 3) W, Mn, Ag, Hg y Au, en depósitos hidrotermales; 4) U, dentro de rocas clásticas, subyaciendo depósitos tobáceos (tipo Yellow Chief mine); 5) Be y posiblemente Sn, W, Li, Cs y U, dentro de depósitos tobáceos, subyaciendo a flujos riolíticos (tipo Spor Mountain); 6) Sn en lavas y domos riolíticos (tipo CEM); 7) Fluorita y posiblemente U y otros metales preciosos, en brechas del conducto e hidrotermales; 8) Skarn rico en fluorita (Sn, W, Be, etc.) y/o cuerpos de reemplazamiento ricos en sulfuros (Sn, Cu, Zn, Pb, etc.); 9) vetas de metales preciosos y base (Ag, Pb, Zn, Au, Sn, W, etc.); 10) Mo en brechas mineralizadas del conducto; 11) Mo, W, Sn, en depósitos tipo pórfido y stockwork; 12) Sn, W, Be, en vetas cerca de greisen y/o Ta, Nb, W, Sn, y elementos de tierras raras diseminados en granitos albitizados; 13) minerales pesados diseminados en granitos (económicos únicamente en placeres); 14) Li, Be, Ta, Nb, Cs, Rb, etc. en pegmatitas de metales raros.

Es importante enfatizar, en relación a la Tabla 16 y Figura 22 que los tipos de depósitos del 1 al 3, y especialmente del 8 al 9, son meramente especulativos; se cree que pudiera existir alguna relación con el volcanismo de las riolitas topacíferas. Lo que es cierto, es que están asociados con magmas graníticos ricos en flúor y elementos litófilos, en varios niveles de erosión (profundidades de emplazamiento).

Los tipos de depósitos 4, 5 y 7, se presentan en el distrito de Spor Mountain, Utah (Lindsey, 1977, 1979, 1981; Bikun, 1980; Bullock, 1981), mientras que el Tipo 6 se asocia a riolitas topacíferas mexicanas (Foshag y Fries, 1942; Ypma y Simons, 1969; Pan, 1974).

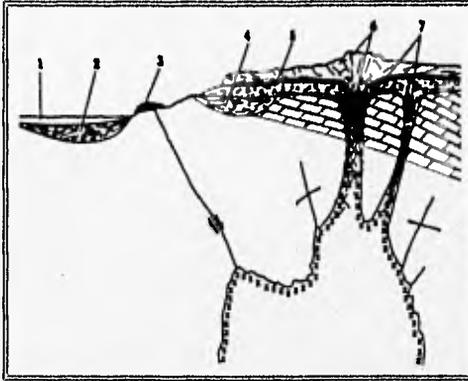
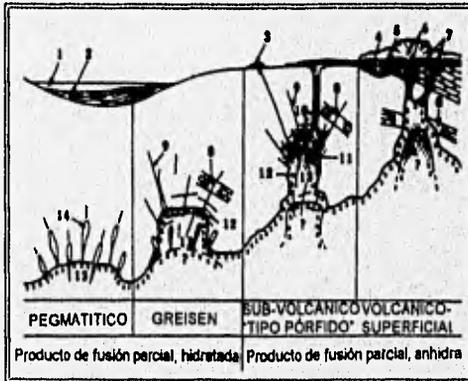


Figura 28. A. Depósitos superficiales y cerca-superficie, posiblemente asociados con volcanismo riolítico (Los tipos 1-3 son inferidos; 4-7 se presentan) 1) en solución (Li,W,etc); 2) sedimentos tobáceos lacustres (U,Li,Mn, etc); 3) depósitos hidrotermales (W,Mn,Ag, etc.); 4) en rocas clásticas debajo de tobas; 5) depósitos piroclásticos mineralizados (Be,F,Li,Cs,etc.); 6) en fracturas de los derrames y brechas (Sn); 7) brechas del conducto (F, U,etc.). Para más detalles, ver la Tabla 16. Tomada de Burt et al., 1982.



B. Depósitos superficiales y sub-superficiales asociados con cuerpos intrusivos de magma rico en flúor, con contenidos variables de agua (y consecuentemente profundidad de emplazamiento); 1-7) igual que en A; 8) Scarn rico en flúor (Sn,W,Be,etc.) y/o reemplazamiento de cuerpos ricos en sulfuros (Sn,Cu,Zn,Pb,etc.); 9) vetas de minerales preciosos y base (Ag, Pb,Zn,Au,Sn,W,etc.); 10) brechas del conducto mineralizadas 11) (Mo) depósitos tipo pórfido (Mo,W,Sn,etc.); 12) vetas en greisen (Sn,W,Be,etc.) y/o granito albitizado (Ta,Nb,W,Sn,ETR, diseminados; 13) minerales pesados diseminados (Nb,Ta,Sn,W,U,Th,Zr,Hf); 14) en pegmatitas de metales raros (Li,Be,Ta,Rb,Cs,etc.). Para más detalles, ver Tabla 16. Tomada de Burt et al., 1982.

Tabla 16. Tipos de depósitos asociados con las riolitas topacíferas, mostradas en la Figura 22 A y B.

Número	Tipo	Metal(es)	Ejemplos	Referencias
1	Solución en playas lacustres	Li (W)	Silver Peak, Nevada (Searles Lake, California)	Kunasz, 1975 Carpenter y Garret, 1959
2	Sedimentos tobáceos lacustres	U (Li, Mn)	Anderson Mine, Dale Creek basin, Arizona	Sherborne et al., 1979
3	Depósitos hidrotermales	W, Mn, Ag	Golconda, Nevada	Kerr, 1940
4	Rocas clásticas debajo de depósitos tobáceos	U	Yellow Chief Mine, Spor Mountain district, Utah	Lindsey, 1978
5	Depósitos piroclásticos mineralizados debajo de lavas	Be (F, Li, U, Cs, etc.)	Spor Mountain, Utah Honeycomb Hills, Utah	Lindsey, 1981 McAnulty y Levinson, 1964
6	Fracturas en lavas y en brechas del conducto.	Sn (wood tin)	Black Range, Nuevo México Durango, México	Lu'kin, 1977 Foshag y Fries, 1942
7	Brechas de contacto y del conducto en rocas carbonatadas	F (U)	Spor Mountain, Utah Staats Mine, Utah	Staatz y Carr, 1964 Lindsey y Osmonson, 1978
8	a. Skarn rico en Fluorita b. Cuerpos de reemplazamiento ricos en sulfuros	Sn, W, Be, (Fe) Sn (Cu, Zn, Pb)	Iron Mountains, Nuevo México Shizuyuan, Hunan, China Mt. Bischoff, Tasmania, Australia	Jahns, 1944 Groves et al., 1972
9	Veñillas de metales preciosos y base	Ag, Au, Pb, Zn, (Sn, W)	Rico, Colorado	Naeser et al., 1980
10	Brechas mineralizadas del conducto	Mo	Redwell Basin, Colorado	Sharp, 1978
11	Pórfidos y Stockwork (Depósitos en greisen de pórfidos)	Mo, W, Sn	Henderson Mine, Colorado Pine Grove, Utah Mt. Pleasant, New Brunswick, Canadá	Wallace et al., 1978 Keith, 1980 Parrish y Tully, 1978
12	a. Greisen-velas b. zona albizada	Sn, W, Be Ta, Nb, W, Sn, ETR	Boomer Mine, Colorado Cornwall, England Echassières, Massif Central Francia	Hawley, 1969 Hosking, 1969 Aubert, 1969
13	Diseminaciones de min. pesados en granitos (económicos únicamente en depósitos de placer)	Nb, Ta, Sn, W, U, Th, elem. de tierras raras, Zr, Hf, etc.	Jos Plateau, Nigeria	Bowden y Jones, 1978
14	Metales raros en pegmatitas	Li, Be, Ta, Nb, Cs, Rb, etc.	Harding Mine, Nuevo México Quartz Creek district, Colorado	Jahns y Ewing, 1978 Staatz y Trton, 1955

Tomada de Burt et al., 1982.

5.2. Mineralización en los domos del área de Tepetate.

Burt y Sheridan (1987), observaron que la mineralización de estaño se presenta en las riolitas topacíferas mexicanas en los siguientes cinco ambientes, ilustrados en la Figura 29: 1) En vetas y fracturas que cortan la foliación del flujo; 2) A lo largo de la foliación del flujo, preferentemente en donde se presentan las estructuras de rampa; 3) Dentro de la brecha vitrofírica del caparazón; 4) En la brecha vitrofírica basal y distal del flujo; y 5) En depósitos de placer alejados de la estructura dómica, formados por la erosión del flujo. Al parecer en nuestro país, el tercer modo de ocurrencia es el que presenta mayor producción de estaño.

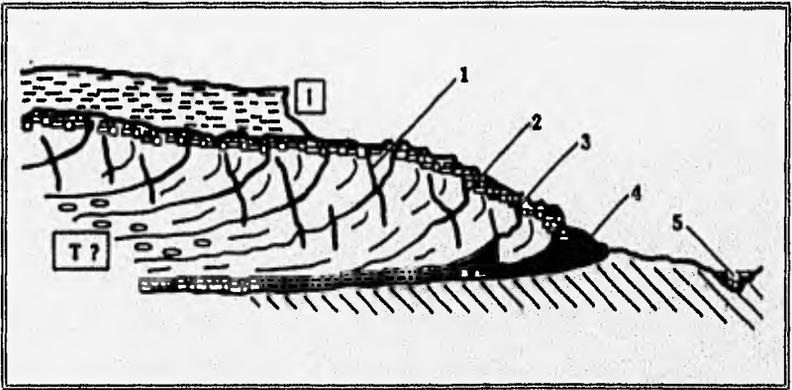


Figura 29. Sección esquemática a través de un flujo riolítico topacífero "Tipo-Mexicano", que muestra cinco posibles ambientes de mineralización de estaño y su relación erosional con la cubierta ignimbrítica (si se presenta): 1: a lo largo de fracturas internas que cortan la foliación de flujo; 2: a lo largo de la foliación del flujo hacia la parte superior del caparazón; 3: dentro de la brecha vitrofírica superior; 4: dentro de la brecha basal y en el frente del flujo; 5: en depósitos de placer formados por la erosión del derrame. I: Cubierta ignimbrítica (comúnmente ausente). T?: Posible ocurrencia del topacio en cavidades miarolíticas, dentro del flujo, donde la foliación es horizontal. Tomada de Burt y Sheridan, 1987.

Los domos riolíticos topacíferos de Tepetate fueron prospectados y explotados por estaño en los setentas, debido a que presentan mineralización de estaño en forma de casiterita. La casiterita se presenta en forma de riñones y rajuelas de color pardo oscuro-negro, mientras que los cristales tienen generalmente un color rojo-mamey (observados de ejemplares conseguidos).

Generalmente las vetillas presentaban muy baja ley (comunicación oral: Sr Antonio Luna; quien actualmente extrae el topacio de los domos de Tepetate), esto aunado con la caída de los precios en los ochentas y noventas originaron su cierre.

Todas las catas del complejo DEG-CDS fueron trabajadas por gambusinos, los cuales no siguen sistemas de explotación definidos, e inicialmente trabajaron sin usar explosivos; siguen a las vetillas, buscando los minerales más ricos y abundantes. Debido a las condiciones actuales de las catas y por la falta de minerales expuestos no fue posible desarrollar muestreos sistemáticos para valorar con precisión su contenido y leyes.

Considerando que el objetivo del estudio no es dictaminar la conveniencia o inconveniencia de inversiones en la zona, sino el de obtener información sobre el modo de ocurrencia de la mineralización, se pudo observar que en el DEG la mineralización de estaño y topacio se concentra en las porciones en que la foliación del flujo es vertical (*i.e.*, en los frentes de los derrames de lava o cerca del núcleo de la estructura), correspondiendo a los ambientes del Tipo 1 y 2, propuestos por Burt y Sheridan (*op. cit.*). En cambio, el topacio parece encontrarse distribuido al azar en todo el DCS.

En el complejo de domos de Tepetate sólo fueron encontrados algunos afloramientos aislados de rocas piroclásticas que pudieran representar una brecha basal, o parte del caparazón vítreo de las estructuras. Las tobas relacionadas a la apertura inicial del conducto volcánico, que comúnmente albergan depósitos minerales, parecen no haberse formado en el complejo DEG-DCS, o aún no han sido expuestas por la erosión.

En la porción meridional del DEG, existen zonas con alteración hidrotermal que consiste en oxidación y silicificación muy intensas. Esta alteración estuvo relacionada a la mineralización de Sn, ya que en el área hay obras mineras pequeñas donde se extrajo casiterita. También existen catas y zanjas en la parte oriental del complejo, por lo que se infiere que la mineralización se presentaba principalmente hacia las partes finales de los derrames de lava. La presencia de remanentes aislados de la riolita Panalillo en esa misma área, indica que ésta, estuviera cubierta por una "ignimbrita protectora".

En la región de Guadalcázar, S.L.P., se conoce un intrusivo granítico (K-Ar: 32 Ma, Mugica-Mondragón y Albarrán-Jacobo, 1983) con mineralización de Mo, W, Sn, Au, F y Be (Fries y Schmitter-Villada, 1948). Se cree que este intrusivo subvolcánico (Chryssoulis y Wilkinson, 1983) pueda ser el equivalente de los domos topacíferos de la región de Tepetate.

En la región de Tepetate no se observó otro tipo de mineralización, como Be, W o Mo. Como se mencionó antes, la mineralización económica de Be usualmente se encuentra asociada a rocas piroclásticas formadas durante la etapa inicial de emplazamiento de los domos (Burt y Sheridan, 1987). En el complejo DEG-DCS no hay expuesto afloramiento alguno de toba, por lo que no es seguro que los domos hayan tenido una etapa explosiva al iniciar su formación. El Mo y el W se concentran en la parte subvolcánica y en los canales alimentadores del magma.

En el área de Tepetate ninguno de los domos ha llegado a un grado de erosión que permita ver estas zonas. En el intrusivo de Guadalcázar se reportó algo de mineralización de Mo y W coexistiendo con tumalina y berilo.

En otros domos riolíticos del área Tepetate-Villa de Arriaga-Pinos se ha observado catas pequeñas que fueron trabajadas por gambusinos en la extracción de casiterita. En estructuras dómicas mayores como el cerro Los Huacales en la región de Pinos, el nivel de erosión es más profundo y se cree que en esos lugares se podría observar sus brechas y tobas basales, lugares idóneos para la exploración de Be.

En el cerro Los Huacales hay además mineralización de Au y Ag; aparentemente, los domos riolíticos de esa área influyeron en el desarrollo de este tipo de yacimientos, ya que la mineralización se asocia a una intensa alteración hidrotermal (Aguilón-Robles, 1983).

Características generales de la mineralización en las riolitas estanníferas:

- ⇒ **Alteraciones:** Diversas alteraciones en las rocas por procesos metasomáticos derivados de los fenómenos neumatolíticos se encuentran en el área de los yacimientos, afectando a las riolitas y a las brechas. La caolinización es la más generalizada; en las brechas el cementante se transforma casi totalmente a caolín y los cantos están atacados de su periferia hacia el interior, siendo frecuente encontrar intactos sus núcleos. La silicificación es otra alteración frecuente en las áreas de los yacimientos, afecta a la roca de las formaciones intrusivas y a las riolitas efusivas. Se caracteriza por depósitos de cuarzo secundario, de calcedonia, ópalo y semiópalo en los intersticios de la roca. Otros productos de alteración son las arcillas, principalmente caolín y en algunos casos, zeolitas.
- ⇒ **Especies minerales:** El estaño se presenta invariablemente en forma de casiterita. Viene en forma de riñones, rajuelas, cristales y polvillo. Los cristales tienen generalmente un color rojo mamey en tonos claros y oscuros. Los riñones y rajuelas son de un color pardo oscuro-negro. En las rocas la casiterita forma riñones muy pequeños y polvillos encerrados en la masa de la roca. Los cristales de casiterita se forman sobre rajuelas adheridas a las paredes de la roca en tamaños de 1 a 2 mm.
- ⇒ **Vetas:** Las vetas de casiterita se encuentran reducidas a pequeñas cintas de hasta 1 cm, de casiterita casi pura, encajonada en la riolita sana, o alcanzando potencias de hasta 15 cm con riñones y rajuelas. Sus echados son casi siempre verticales o muy próximos a ella, ocasionalmente vienen con echados de hasta 45°. Algunas son persistentes a rumbo y llegan hasta 3-4 m de profundidad, con sus mismas características, pero siempre hacia las partes superiores del caparazón. Los ramaleos mineralizados ocupan también los planos de junta de la roca.

Las razones de que no existan obras pequeñas sobre algunas vetillas a mayores profundidades son generalmente de carácter técnico-económico, debido a los sistemas de trabajo utilizados, y no son atribuibles en algunos de los casos a la terminación de los valores explotados superficialmente.

- ⇒ **Explotación y concentración:** Todas las catas han sido trabajadas por gambusinos, algunas de las cuales se han elaborado por cuenta y riesgo de su propietario, que en algunos casos empleó personal asalariado. En ambos casos no se siguen sistemas de explotación definidos, e inicialmente trabajaron sin usar explosivos. Siguen a las vetillas con obras de piso o frente, buscando los minerales más ricos, y abundantes.

Las herramientas más usadas para el tumba son berretas puntiagudas, palas, marros, cuñas y fierros de barrenar.

La concentración de los minerales la hacen por el sistema de planillas, que consiste en una poza de unos 35 cm de profundidad y 50 cm de ancho, que es la base de una rampa de aproximadamente 1.20 m de largo. En la parte superior de la rampa colocan el mineral que va a concentrarse, llenan de agua la poza y con un plato o jicara toman agua de la poza y se lanza en forma continua y rítmica hacia el montón de mineral de unos 100 kg. que está en el extremo superior de la rampa. El agua lanzada baja al mineral de el montón y escurre por la rampa a la poza, acarreado a las partículas y fragmentos de mineral pesado. El agua para estos trabajos la obtienen de las minas inundadas. Las recuperaciones obtenidas son de 60% o menos cuando el estaño viene en polvillo fino. Los minerales se trituran a mano, aproximadamente a tamaños de $\frac{1}{4}$ ", usando marros.

⇒ **Génesis de los depósitos:** En terrenos del Cretácico Inferior, durante el Oligoceno-Mioceno, se produjo una intensa actividad volcánica caracterizada por magmas ácidos que dio origen a las emisiones riolíticas (como en el área de Tepetate, formando el complejo DCS-DEG; ver evolución de los domos).

Simultáneamente a los derrames efusivos se produjeron depósitos piroclásticos de cenizas, fragmentos y bombas volcánicas solidificadas en la atmósfera. Estos depósitos fueron cubiertos a su vez por emisiones subsecuentes de lavas fluidas y abundante contenido gaseoso. Es probable que estos derrames se hayan efectuado por grietas, pues no existen conos volcánicos y hay zonas en que lo errático de las formaciones riolíticas hace suponer que corresponden a centros efusivos.

El enfriamiento y consolidación de las lavas definió planos de debilidad estructurales y en algunos casos se produjeron grietas y aberturas derivadas de contracciones.

A las efusiones de lava, se sucedieron esfuerzos de eyección de los magmas residuales que originaron intrusiones en las formaciones básales y en las riolitas consolidadas y cuando el magma alcanzó la superficie, derramó en cortas extensiones.

Los magmas residuales se caracterizan por su mayor contenido de sílice, fierro y estaño. Su lento enfriamiento en las intrusiones permitió mayor crecimiento de los cristales.

Los gases procedentes del magma y los eliminados al consolidarse los cuerpos intrusivos, escaparon a la superficie a zonas de menor presión y produjeron los procesos neumatolíticos que depositaron la mineralización en los yacimientos. Su tránsito se efectuó a través de las fracturas y planos de junta de las rocas y por las formaciones piroclásticas que atravesaron.

Estos gases tuvieron posiblemente temperaturas próximas a los 500°C y alta presión. Su liberación y circulación originó fenómenos de mineralización semejantes en temperatura y presión a los del tipo hipotermal, pero los cuales se efectuaron a poca profundidad y produjeron los depósitos de minerales en las grietas y planos de junta de las riolitas y en los intersticios de los materiales finos cementantes de las brechas.

La precipitación de los valores contenidos en las soluciones gaseosas se efectuó por la disminución de su temperatura y presión al ascender hacia la superficie y por la pérdida de los solventes por combinación con la roca y material encajonante, en el que originaron una alteración consistente, principalmente en la caolinización parcial o total de la zona próxima a su tránsito.

Produjeron también la alteración metasomática de las estructuras riolíticas por los procesos de caolinización y silicificación. En algunas áreas se sucedieron procesos neumatolíticos secundarios de baja temperatura que completaron la alteración.

La mineralización de mercurio en los extremos del área estannífera se efectuó por procesos neumatolíticos de baja temperatura que formaron estructuras similares a las del estaño, con depósitos de cinabrio arriñonado.

A los fenómenos neumatolíticos se sucedieron en algunas áreas procesos hidrotermales que depositaron cuarzo secundario en algunas estructuras y los yacimientos de tipo hidrotermal de minerales de mercurio, barita, plomo, cobre, y plata que se encuentran en los extremos del área estannífera.

5.3. Exploración.

Depósitos volcanogénicos superficiales.

Las características de las riolitas topacíferas que no presentan mineralización volcanogénica del Tipo Spor Mountain (Be) o del Tipo Mexicano (Sn) se presentan en una sección hipotética a través del flujo de lava y depósitos piroclásticos asociados en la Figura 30. Esta Figura se basa en algunos complejos riolíticos no-productivos como: Topaz Mountain, Utah, Nathrop, Colorado, East Grants Ridge, Nuevo México, así como en las descripciones de otras zonas sin mineralización. Las contrastantes características de los complejos riolíticos productivos (Bikun *et al.*, 1980) se presentan en la Figura 31. Esta figura se basa en las descripciones de los yacimientos de Spor Mountain, Utah (Be,U,F), la mina Staats (U,F), Honey comb Hills, Utah (Be), la Black Range, Nuevo México (Sn) y riolitas estanníferas de México.

Las riolitas que no presentan mineralización se caracterizan petrográficamente por una marcada textura de fluidez, una mayor abundancia de litofisas y una menor cantidad de fenocristales, así como una menor temperatura de erupción como lo demuestra la geotermometría en sus feldespatos realizada por Bikun *et al.* (1980), además de que generalmente sus lavas cristalizan más rápidamente como lo indican sus texturas. Geoquímicamente presentan un menor enriquecimiento, que se muestra en las relaciones La/Yb, K/Rb, Mg/Li, Zr/Nb, y Eu/Eu⁰.

Los depósitos de casiterita en Nuevo México, y el noreste de México, al parecer se asocian con flujos y domos riolíticos generalmente más voluminosos. Cerca de la mineralización se observan zonas de alteración, principalmente caolinización (neumatolítica), donde la foliación del flujo es casi vertical (Foshag y Fries, 1942; Ypma y Simons, 1969; Lufkin, 1972). Algunos cristales rojos de casiterita encontrados en cavidades y fracturas, se debe a la elevada temperatura de origen neumatolítico (producto de la devolatilización de sus magmas: Lufkin, 1976), mientras que el estaño de madera ("wood tin"), probablemente fue formado a temperaturas por debajo de los 150°C (Pan, 1974; Lufkin, 1977), posiblemente originado por disolución y re-precipitación de los depósitos fumarólicos de mayor temperatura (Correa, 1981).

ELEMENTOS		CARACTERÍSTICAS
LAVA		
Textura		Fluidez
Cavidades		Abundantes Mofeas
Fenocristales		pocos
Matriz		Esferulítica y litofisas
VITROFIDO		Bajo en F (0.1-0.3%) y elementos litófilos
TOBAS Y LITICOS		Sin alteración
BASAMENTO		No reactivo
Nivel freático		Bajo

Figura 30. Sección esquemática a través de un complejo riolítico no-productivo. Tomada de Burt, Sheridan, Bikun, y Christiansen, 1982

ELEMENTOS		CARACTERÍSTICAS
LAVA		
Textura		Masiva o vítrea
Cavidades		Cavidades miarolíticas esparcidas
Fenocristales		abundantes
Matriz		Granofínica
VITROFIDO		Alto en F (1.0%) y elementos litófilos
TOBAS Y LITICOS		alterados
BASAMENTO		Reactivo
Nivel freático		Alto

Figura 31. Sección esquemática a través de un complejo riolítico mineralizado. Tomada de Burt, Sheridan, Bikun, y Christiansen, 1982

5.4. Distribución regional de los domos riolíticos en el CVSLP

El área de afloramiento de la Riolita San Miguelito es razonablemente bien conocida a través de cartografía geológica (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Sin embargo, hasta ahora no se ha establecido de manera sistemática la localización de las fuentes del material volcánico de esta unidad, las cuales pueden emplearse para inferir la orientación aproximada del campo de esfuerzos que dio origen a los canales alimentadores de los volcanes. Como primer paso, es necesario diferenciar las partes centrales de los domos, que marcan la localización aproximada de las fracturas alimentadoras, de las partes intermedias y distantes del sistema. La cartografía geológica a semidetalle y el análisis estructural de la foliación de flujo, son los medios idóneos para establecer estos parámetros, pero éste es un proceso lento y laborioso.

Para localizar a nivel regional los principales domos en una parte del CVSLP, Aguillón-Robles (1992), recurrió al análisis del relieve y del patrón de drenaje. Observando las características de los DEG y DCS, fue posible inferir los rasgos morfológicos distintivos de estas estructuras en los mapas hipsométricos e hidrográfico. Así, se observó que sus características más sobresalientes son su forma, algunas veces circular, otras ovalada, y su drenaje radial centrífugo o radial-anular, que se expresa aún a pesar de las diaclasas o fracturas regionales.

Estas características son observadas en los cerros Los Huacales, Los Herrera y Los Sauces, en la región de Pinos, Zac.; en el cerro Grande de la sierra de San Miguelito; en la mesa de Morenos y el cerro El Gallo, en las inmediaciones de Villa de Arriaga, S.L.P.; en el cerro Las Siete Vueltas, al sur de Santiago; y en los cerros El Lobo y Rincón Reina, cerca del área de Tepetate. Estos últimos, son domos riolíticos bien documentados (D.M. Burt, *in* Aguillón-Robles *et al.*, 1994). Todas estas estructuras sólo varían en sus dimensiones.

En los mapas hipsográfico e hidrográfico (láms. 1 y 2 *in* Aguillón-Robles, 1992) se observa, además, que existe una tendencia de los rasgos geomorfológicos a orientarse con dirección N30-40°W. Se infiere que esto es en respuesta a un patrón tectónico que también controla los cauces principales de los arroyos, especialmente en la sierra de San Miguelito y que está asociado a fallas normales y fracturas desarrolladas durante el Terciario medio y tardío (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992). La ubicación de los domos Rincón Reina, Lobos, DEG, y DCS, cerca de la proyección de una de las fallas maestras de la fosa tectónica de Bledos, sugiere que el emplazamiento de los domos volcánicos del área esté relacionado íntimamente al patrón tectónico regional N30-40°W. Ya desde 1926, Waitz había propuesto que los conductos principales por donde ascendieron los magmas que dieron origen al CVSLP, aproximadamente entre 32 y 26 Ma antes del presente (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982), tenían una orientación NW-SE.

La distribución de las riolitas topacíferas identificadas en nuestro país, se muestran en la Figura 32, las cuales se encuentran ampliamente distribuidas, abarcando los estados de Hidalgo, Guanajuato, San Luis Potosí, Zacatecas y Durango, y como se puede observar éstas riolitas corresponden y/o están sobrepuestas dentro del cinturón estannífero mexicano.

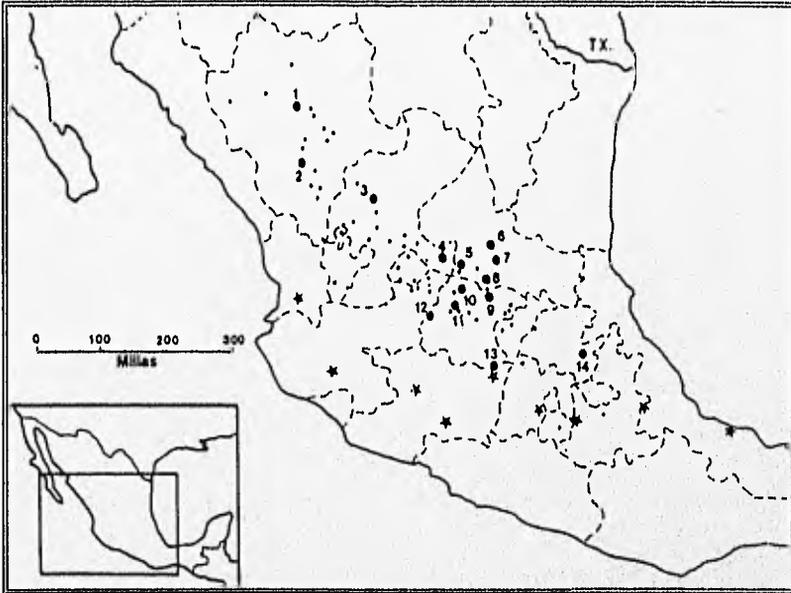


Figura 32. Distribución de las riolitas topacíferas en México (recopilado de Foshag y Fries, 1942; Sinkankas, 1959, 1976). Los puntos más pequeños corresponden con riolitas estanníferas. 1.- América, Durango; 2.- Cerro de los Remedios, Durango; 3.- Fresnillo, Zacatecas; 4.- Pinos, Zacatecas; 5.- Tepetates, San Luis Potosí; 6.- Guadalcázar, San Luis Potosí; 7.- Cerritos, San Luis Potosí; 8.- Lourdes, San Luis Potosí; 9.- Hacienda Saucedá, Guanajuato; 10.- San Felipe, Guanajuato; 11.- Tlachiquera, Guanajuato; 12.- León, Guanajuato; 13.- Tepuxtepec, Guanajuato; 14.- Apulco, Hidalgo. * Volcanes activos. Tomada de Burt, Christiansen y Sheridan, 1986.

6. TECTÓNICA.

6.1. Marco tectónico.

El papel de esfuerzos distensivos en el occidente de los Estados Unidos asociados a la provincia de Sierras y Valles (*Basin and Range*) parece ser un factor determinante en casi todas las áreas donde erupcionan las riolitas topacíferas. Los episodios magmáticos de las riolitas topacíferas coinciden con periodos de extensión litosférica, sin embargo la naturaleza o existencia de extensión coincidente con el magmatismo de las riolitas topacíferas de México necesita verificarse (Christiansen, Sheridan y Burt 1986).

Las primeras referencias sobre la existencia de estructuras de extensión postoligocénicas, con rumbo NE, en la parte centromeridional de San Luis Potosí (graben de Villa de Reyes) fueron hechas por Labarthe y Tristán (1978) y por Grasel (1979). Posteriormente, Labarthe y colaboradores (1982); Aguilón-Robles (1983) y Tristán (1986) ampliaron, a través de cartografía geológica, la extensión del área afectada por este fenómeno. Martínez-Ruiz (1984) presentó un modelo esquemático en el cual propuso que el patrón tectónico postoligocénico, y por ende la geomorfología actual, entre San Luis Potosí y Zacatecas, están dominados por pilares y fosas tectónicas con rumbo N-S.

Varios autores han hecho énfasis en que el "*grano tectónico*" de las porciones meridional de San Luis Potosí y septentrional de Guanajuato está dominado por pilares y fosas tectónicas de rumbos NE y NW (Figura 25). Entre las fosas tectónicas más importantes se encuentran los grabens de Villa de Reyes (~N40°E), Aguascalientes (~N10°E), Campuzano (~N80°E), Paso Blanco (~N45°W), Enramadas (~N45°W) y Bledos (~N45°W) y la depresión de Lagos de Moreno.

También, se ha propuesto (Labarthe-Hernández *et al.*, *op. cit.*; Tristán-González, *op. cit.*; Aranda-Gómez, 1989; Aranda-Gómez *et al.*, 1989) que estas estructuras forman parte de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras (*Basin and Range Province*). Stewart (1978), en una amplia revisión acerca de la provincia de Cuencas y Sierras, la definió como una extensa área en el oeste de América del Norte, caracterizada por fallamiento normal que se formó durante el Cenozoico tardío. Morfológicamente, la provincia se caracteriza por la alternancia de montañas alargadas y cuencas aluviales (pilares y fosas tectónicas). Esta deformación afectó a rocas del Mesozoico y del Terciario temprano y medio, y fue precedida por la intensa actividad ígnea del Terciario medio. En los E.U.A., las fallas y fracturas de extensión del Cenozoico se distribuyen desde el borde oriental de la Sierra Nevada hasta la parte SSE de la Meseta del Colorado (*Colorado Plateau*), donde forman el sistema de fosas y pilares tectónicos del Río Grande (*Rio Grande Rift*). En México, la zona comprende a la región que circunda al Golfo de California al occidente y al oriente; las provincias fisiográficas (Ralsz, 1964) de Cuencas y Sierras desaparece en la latitud de la Faja Volcánica Transmexicana y es incierto si se prolonga o si alguna vez existió al sur de este arco volcánico continental (Henry y Aranda-Gómez, 1990, 1992). La extensión regional, que comenzó a actuar a partir del Oligoceno medio o tardío (Stewart, 1978; Henry y Aranda-Gómez, 1992), dio como resultado la formación de una serie de pilares y fosas tectónicas, con orientaciones que varían entre N30-40°W en el oeste de los E.U.A. Esta tendencia cambia gradualmente hacia el NNE en el área del Río Grande.

En la parte central de México (extremo meridional de la provincia de Cuencas y Sierras) se desarrolló una zona donde se formaron fosas tectónicas con una orientación al N y NW como las estructuras de Caldera, Calvillo, Aguascalientes, Loreto, Palo Alto, Villa Hidalgo (Martínez-Ruiz, 1984; Tristán-González, 1986; Aranda-Gómez, 1989; Aranda-Gómez *et al.*, 1989). En Durango y Chihuahua también ocurrió algo similar (Henry y Aranda-Gómez, 1992).

Las rocas mesozoicas fueron deformadas por fuerzas compresivas y subsecuentemente, sufrieron extensión, mientras que las rocas del campo volcánico de San Luis Potosí no muestran evidencias de haber sido plegadas, salvo por arrastre en los lugares adyacentes a algunas fallas. Las únicas evidencias de actividad tectónica en la cubierta cenozoica son el basculamiento de las unidades y la presencia de numerosas fallas con desplazamiento predominantemente normal; se cree que el patrón de fracturamiento en la región existe desde el Eoceno y que haya sido repetidamente reactivado. Se interpreta a los conglomerados continentales del Eoceno (Conglomerado Rojo de Guanajuato y Formación Cenicera) como abanicos aluviales, depositados al pie de bloques de falla, que se elevaban rápidamente. La distribución regional de estos depósitos sugiere que las fallas El Bajío y La Aldana y el graben de Villa de Reyes ya existían en el Eoceno.

Contemporáneamente a las primeras fases de la extensión (~30-32 Ma), se extrusó la riolita topacífera. Labarthe y colaboradores (1982) interpretaron a la Formación Panalillo como un depósito epiclástico volcánico, que relleno a los grabens de Villa de Reyes, Enramadas, Bledos y Paso Blanco, hacia el final del evento magmático que dio origen al campo volcánico de San Luis Potosí (32-27 Ma; Labarthe, *op. cit.*). Posteriormente, durante el Oligoceno tardío (~22 Ma), Mioceno (~11 Ma) y Pleistoceno (<2 Ma) se expulsó basanita y basalto alcalino característicos de regímenes tectónicos extensivos (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; McDowell y Kelzer, 1977; Aranda-Gómez y Lühr, 1990) (Figura 33).

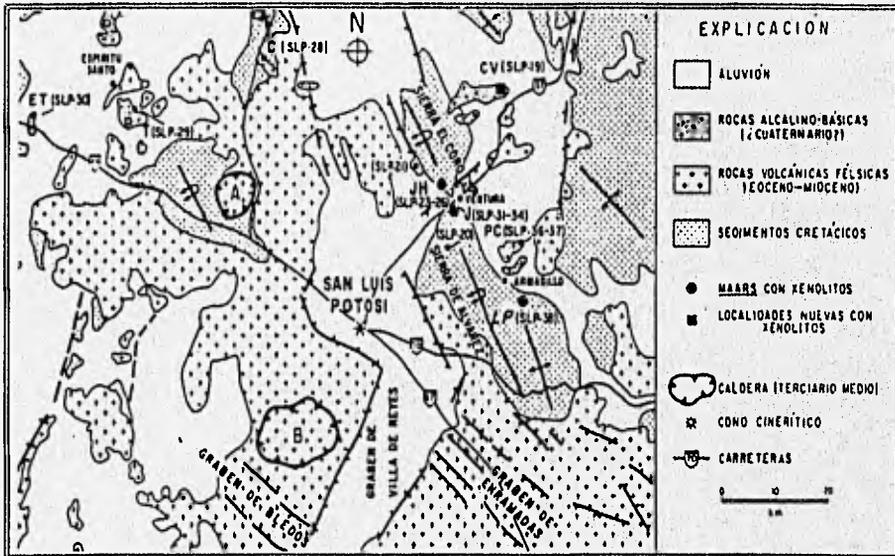


Figura 33. Mapa geológico de la región de Ventura-Espíritu Santo (modificado de Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987; y de Aguilón-Robles, 1983). Los cuadros negros corresponden a localidades con xenolitos recién descubiertas.

C: carro La Campana; CV: Cerro Verde; ET: cerro El Tecamate; T: Tolosa; JH: La Joya Honda; J: La Joyuela; LP: laguna de los Palau; PC: pozo del Carmen; A: centro volcánico de Ahuehualco (Terciario medio); B: caldera de San Miguelito (Terciario medio). Los asteriscos señalan los poblados.

6.1. Modelo petrogenético de las riolitas topacíferas.

Existen diferentes modelos petrogenéticos que explican la distribución de las riolitas topacíferas en el occidente de los Estados Unidos y el Noreste de México. Un primer modelo (Christiansen *et al.*, 1980) señala que en los Estados Unidos la distribución de las riolitas topacíferas está restringida a zonas infrayacidas por corteza continental de edad Precámbrica (que corresponden a la porción oriental de la provincia de Sierras y Valles "Basin and Range Province"). La corteza Precámbrica es por lo tanto una fuente razonable para el enriquecimiento de flúor y otros elementos litófilos comunes en las riolitas topacíferas. Sin embargo es importante señalar que la mayoría de las riolitas topacíferas del área de la provincia de Sierras y Valles no están suficientemente enriquecidas en flúor, ya que generalmente no presentan topacio. Otros autores prefieren asociar el origen del flúor y elementos litófilos a zonas del manto superior (Van Alstine, 1976; Bailey, 1978) o de magmas máficos derivados del manto, producto de una extrema cristalización fraccionada (Meighan, 1979; Higgins, 1981; Thompson, 1982). Estos argumentos no fácilmente podrían explicar la aparente restricción de las riolitas topacíferas a interiores continentales, y sus asociaciones claramente bimodales (Riolita-Basalto).

Christiansen y colaboradores (1983), Burt, Christiansen y Sheridan (1986) con base en los estudios realizados en las riolitas topacíferas de Norte América, han formulado un modelo petrogenético, que se basa en la naturaleza y composición de la fuente de la corteza de las riolitas topacíferas (el flujo de magma máfico desde la base de la corteza continental; y la naturaleza y magnitud de los esfuerzos en la litosfera). Que de acuerdo con Hildreth (1981), son los controles principales sobre la naturaleza de las asociaciones continentales de las rocas ígneas y sus modos de erupción.

La distribución de las riolitas topacíferas en el occidente de los Estados Unidos de América indica fuertemente la importancia de un componente magmático derivado de el cratón Precámbrico de Norte América. La idea de que pudiera ser otra la fuente del enriquecimiento en F de las riolitas topacíferas se apoya en la distribución de los depósitos de fluorita (Eaton 1984b) y de los granitoides ricos en F (Christiansen y Lee, 1985). Donde la corteza Precámbrica esta ausente al noroeste de la "Gran Basin", las riolitas topacíferas no se presentan. En su lugar, una sutilmente diferente riolita bimodal, se emplaza en domos extrusivos con una relación alta de Na/K y bajas concentraciones de elementos incompatibles, que están ampliamente distribuidas en el occidente de Nevada y oriente de Oregon (Wilson *et al.*, 1983).

No obstante de que pudiera ser otra la posible fuente de la riolitas topacíferas, éstas no se asocian a los equivalentes volcánicos graníticos Tipo-S, derivados por fusión parcial de rocas pelíticas metasedimentarias, ya que las riolitas poseen relaciones distintivamente más bajas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ que los granitos Tipo-S del occidente de los Estados Unidos (Wilson *et al.*, 1983; Lee *et al.*, 1981; Farmer y DePaolo, 1983, 1984).

Además, las composiciones de biotitas en las riolitas topacíferas son distintivamente menos aluminosas que la muscovita o granate de los granitos Tipo-S. Las condiciones relativamente oxidantes bajo las cuales algunas riolitas cristalizan (QFM o mayor) es inconsistente con el equilibrio de grafito metasedimentario. Asimismo, las rocas no son altamente peraluminosas, y en muchos casos son metaluminosas. El equilibrio de mezclas con muscovita o aluminio-silicatos producen líquidos con 3 a 8% de corindón normativo (Thompson y Tracy, 1977; Clemens y Wall, 1981). Además, las relativamente altas temperaturas de algunas lavas (arriba de los 850°C) y su ascensión desde niveles de corteza poco profunda, sugiere que la descomposición de muscovita no está asociada a su génesis.

Las relaciones bajas a moderadas de isótopos de Sr en las riolitas topacíferas sugieren que sus protolitos tuvieron relaciones Rb/Sr de 0.04 a 0.08. Estas son relativamente bajas relaciones para una fuente dentro de corteza continental, la cual se caracteriza por relaciones Rb/Sr en exceso de 0.2 (Taylor, 1964). Sin embargo, tales bajas relaciones son típicas de terrenos granulíticos que han experimentado una disminución de Sr durante metamorfismo y/o anatexis. Esta especie de protolito es también consistente con relaciones de isótopos de oxígeno, pero las esparcidas relaciones de isótopos de Pb, sugieren que la relación Th/U del protolito debió haber sido "normal" más que alto, tal como se presenta en muchos terrenos granulíticos. Pequeñas cantidades de contaminación de corteza superior son sugeridas por las iniciales relaciones altas de isótopos de Sr encontrados en algunos complejos (e.g. la Thomas Range y Nathrop) y no sería del todo seguro atribuirle estas relaciones isotópicas a una fuente magmática. Otro importante indicio del protolito metamórfico de alto grado para las riolitas topacíferas son las altas concentraciones de F y bajas relaciones de F/Cl.

Los minerales hidratados de las rocas metamórficas son ricos en F. Como es mostrado por Holloway (1977), las relaciones altas de F/(F+OH) incrementan la estabilidad termal de biotita y anfíbol. Otros han demostrado que las relaciones de F/(F+OH) en silicatos máficos hidratados se incrementa con el decrecimiento del grado metamórfico, patrones que se extienden a facies de granulita (Fillippov *et al.*, 1974; Janardhan *et al.*, 1982) o cerca de la fusión (White, 1966).

De esta manera, el contenido de biotita puede disminuir, con el incremento del grado de metamorfismo, lo que probablemente lo vuelva más rico en F. La descomposición de pequeñas cantidades de biotita rica en F, podría por consiguiente ocasionar mezclas con pequeñas cantidades alúminas ricas en F (probablemente sobre el orden del 0.2% F) que podrían desarrollarse para producir una riolita topacífera. Tales mezclas son probablemente menos viscosas que sus equivalentes anhidros (Dingwell *et al.*, 1985). Es importante mencionar que las escapolitas en facies de granulita son relativamente más pobres en Cl que aquellas encontradas en facies de anfibolita. (Hoefs *et al.*, 1981). La disminución en Cl se esperaría en granulitas si se forman por reacción con un fluido rico en CO₂, con una consecuente deshidratación o por la remoción de una mezcla silicatada. En cualquiera de los casos el Cl preferentemente se escaparía dentro de la mezcla del fluido. Las rocas ígneas derivadas de granulitas tendrían altas relaciones F/Cl como se observa en las riolitas topacíferas.

Sin embargo, siendo consistentes con una fuente granulítica, éstas generalmente presentan relaciones relativamente bajas de Rb/Sr, en contraste con las marcadas relaciones altas de Rb/Sr en las riolitas topacíferas. Por analogía con las rocas metamórficas de alto-grado, los posibles protolitos de corteza inferior también estarían disminuidos en otros elementos característicamente enriquecidos en las riolitas topacíferas, tales como: U, Th, K, Cs, Li, Be, Nb, Ta, e Y (Collerson y Fryer, 1978; Sheraton *et al.*, 1984; Condie *et al.*, 1982). Este "dilema" puede resolverse si el grado de mezcla parcial (contaminación) que produce a las riolitas topacíferas es baja.

La posible naturaleza granulítica del protolito, la distribución en ambientes tectónicos distensivos, y los patrones geoquímicos, implican que las riolitas pudieran ser los equivalentes extrusivos de granitos tipo-A ó anorogénicos (Loiselle y Wones, 1979; Collins *et al.*, 1982). Los granitos anorogénicos se piensa son el resultado de la diferenciación producto de contaminación variable de basaltos alcalinos (Loiselle y Wones, 1979) y/o producto de pequeños grados de mezcla parcial de corteza "residual".

Como fue señalado por Collins y colaboradores (1982), los protolitos de los granitos anorogénicos aluminicos probablemente consisten de granulitas félsicas con feldespato potásico, plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno (después de la descomposición de biotita, la cual se infiere es consumida durante la fusión) y cuarzo.

Las características geoquímicas y la distribución de las riolitas topacíferas del occidente de los Estados Unidos sobreyaciendo a rocas Precámbricas, en ambientes asociados con una tectónica distensiva, sugieren que estas riolitas pudieran ser los equivalentes extrusivos de granitos anorogénicos o residuales (tipo-A- ó R). Su petrogénesis posiblemente involucra mezcla parcial de corteza continental Precámbrica (al parecer están restringidas a zonas infrayacidas por corteza continental) en presencia de una alta transferencia de calor (que tiende a enriquecerla en F en ausencia de H_2O).

Las riolitas de nuestro país fueron erupcionadas durante el desarrollo de calderas que se relacionan con la tectónica distensiva de la región. La erupción de volúmenes considerables de Ignimbritas durante el colapsamiento de las calderas, sugiere la existencia de extensas cámaras magmáticas (someras o de poca profundidad). Estas riolitas pudieron desarrollarse como resultado de inyección de magma máfico desde la corteza inferior (que pudo proveer el calor para la fusión) los cuales posiblemente fueron mezclados con pequeños volúmenes de corteza residual (Figura 34).

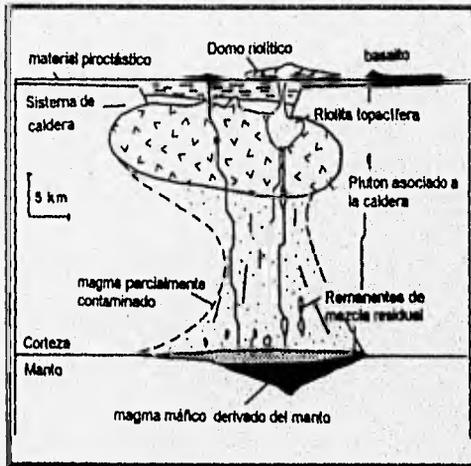


Figura 34. Modelo petrogenético propuesto.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

7. CONCLUSIONES.

Dentro de la secuencia volcánica más joven de la Sierra Madre Occidental (SMO), ocurren numerosas riolitas topacíferas (e. g. Foshag y Fries, 1942; Pan, 1974; Huspeni *et al.*, 1984; Ludington *et al.*, 1984; Ruiz *et al.*, 1985), que frecuentemente presentan mineralización de estaño en forma de casiterita, de manera muy similar a la observada en la Black Range, Nuevo México (e.g. Ypma y Simmons, 1969; Huspeni *et al.*, 1984; Duffield *et al.*, 1984). Las riolitas topacíferas y estanníferas de nuestro país conforman un cinturón que se extiende desde Durango hasta cerca de la ciudad de México con dirección NW-SE, las cuales se encuentran restringidas al flanco oriental de la SMO, y sobreyacen a lavas y tobos de composición andesítica-riolítica del Terciario medio (Foshag y Fries, 1942; Ypma y Simmons, 1969; Cameron *et al.*, 1980). Estas riolitas fueron erupcionadas en un relativamente corto intervalo de tiempo entre 32-30 Ma, durante el climax del magmatismo calco-alcalino del Terciario medio de la SMO (Huspeni *et al.*, 1984; Cameron *et al.*, 1980).

En los estados de Durango y Zacatecas, la mineralización de estaño ocurre dentro de cuerpos subvolcánicos, así como en flujos de lava y domos, los cuales cortan otras unidades volcánicas cerca de los márgenes de calderas, éstos generalmente son cubiertos por ignimbritas riolíticas relativamente más ricas en fenocristales (cubierta ignimbrítica), que son erupcionadas poco después del emplazamiento de las lavas, llevando a algunos autores a sugerir que las riolitas estanníferas estén directamente relacionadas con las riolitas asociadas a calderas (Huspeni *et al.*, 1982; Ruiz *et al.*, 1985).

La mayoría de las lavas enriquecidas en F presentan un pobre contenido de fenocristales de cuarzo, plagioclasa (An_{10-20}), sanidina (Or_{50-70}), y trazas de ferroaugita y biotita-Fe rica en F (Pan, 1974; Huspeni *et al.*, 1984; Ruiz *et al.*, 1985). La temperatura de cristalización de las lavas, calculadas mediante la termometría de dos feldespatos indica temperaturas relativamente bajas (650 a 780°C) (Pan, 1974; Huspeni *et al.*, 1984). Una notable diferencia con respecto a las riolitas topacíferas de los Estados Unidos pudiera ser la presencia de fayalita (Ypma y Simmons, 1969; Pan, 1974) en algunas riolitas estanníferas (que no necesariamente contiene topacio). En las riolitas con un moderado contenido de flúor (0.1 a 0.2%) el intercambio mineralógico de Al por Fe dentro la fase de vapor estabiliza al granate sobre la fayalita, mientras que la biotita es generalmente estable en la fase magmática con Fe.

Huspeni y colaboradores (1984) así como Ruiz y coautoras (1985) reportaron que las lavas riolíticas mexicanas enriquecidas en flúor son geoquímicamente similares a las riolitas topacíferas del occidente de los Estados Unidos. Al igual que sus contrapartes del norte, las riolitas estanníferas mexicanas presentan relaciones altas en sílice (generalmente >75%), F (0.1-1%), Na_2O (3.5-4.0%), K_2O/Na_2O (>1%) aunque en México son relativamente más altas (>1.5%) (respecto a las riolitas con estaño de la Black Range, Nuevo México, y la Sheep Creek, Nevada) y bajos contenidos de CaO (<0.5%), MgO (<0.24%), TiO_2 (<0.23%) y P_2O_5 (<0.01%). El complejo riolítico de el área del Tepetate presenta características petrográficas y geoquímicas similares, pero las rocas del CVSLP son ligeramente más ricas en SiO_2 y en K que las de los Estados Unidos, alrededor de 4.5 a 5.5% en peso, y su contenido total de álcalis K_2O+Na_2O > 8.5% (Aguillón-Robles *et al.*, 1984).

Los análisis por elementos traza, generalmente presentan valores altos en Cs, Rb, Li, U, Th, Nb, Ta, Sn (<20 ppm), W, Mo, y Be, y muestran una correlación positiva con el contenido de F, de manera similar las relaciones K/Rb, Zr/Hf, Nb/Ta y La/Yb decrecen sistemáticamente con el incremento en F. Los patrones de elementos de tierras raras muestran profundas anomalías en Eu.

Las relaciones iniciales de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de las riolitas estanníferas oscilan entre 0.7054 a 0.7075, y son ligeramente mayores que las rocas volcánicas calco-alcalinas asociadas (<F) (Huspeni *et al.*, 1984; Ruiz *et al.*, 1985).

En el área de Tepetate las fuentes de la Riolita San Miguelito son domos exógenos, que conforman el complejo riolítico DEG-DCS, las cuales son estructuras relativamente bien formadas y expuestas, en las cuales es posible establecer los centros de expulsión de la lava, mediante la cartografía de la foliación del flujo (Aguillón-Robles *et al.*, 1994). Además se observó que la mineralización de estaño y topacio se encuentra en las porciones en que la foliación del flujo es casi vertical (*i. e.*, los frentes de los derrames de lava y/o cerca del núcleo de la estructura). En cambio, el topacio parece encontrarse distribuido al azar en todo el DCS. En el complejo de domos de Tepetate sólo fueron encontrados algunos afloramientos aislados de rocas piroclásticas, que pudieran representar una brecha basal, o parte del caparazón vítreo de las estructuras. Las tobas relacionadas a la apertura inicial del conducto volcánico, que en otros lados albergan depósitos minerales, parecen no haberse formado en el complejo DEG-DCS, o aún no han sido expuestas por la erosión. La única mineralización que fue detectada es de Sn de baja ley. Sin embargo, modelos generales propuestos para este tipo de rocas (Burt y Sheridan, 1987) sugieren que en estas estructuras se puede explorar, con buenas posibilidades, depósitos de Ag, Au, Pb, Zn, Sn, U, Mn, W o Mo. El estudio detallado de la foliación de flujo, combinado con inferencias acerca de la paleosuperficie sobre la que se extravasaron las lavas, y consideraciones acerca de la profundidad del nivel de erosión actual en las estructuras, son de mucha importancia para definir blancos de exploración en otros domos del CVSLP y de la SMO.

Las estructuras cenozolcas de la parte sudoccidental del estado de San Luis Potosí, están relacionadas a tectónica extensiva. Los domos topácíferos hasta ahora estudiados a detalle están alineados en una dirección predominantemente NW-SE; su distribución aparentemente fue controlada por fallas o fracturas de tensión, las cuales debieron formarse perpendicularmente a la dirección de extensión máxima (NE-SW). La extensión y el magmatismo continuaron después de la formación de los domos, que aún se estudia, si esta fue continua o en períodos aislados de actividad a través del Cenozoico tardío. Se sabe que en la Mesa Central, durante el Mioceno (11 Ma) y el Cuaternario (Aranda-Gómez y Luhr, 1990) ha existido volcanismo alcalino, posiblemente asociado a extensión.

En el CVSLP hubo movimientos posteriores al emplazamiento de los domos que originaron levantamientos importantes. Localmente, en el área de Tepetate, esto es sugerido por el paquete ignimbrítico que cubre a los domos riolíticos, el cual se presenta basculado de 10-25° al EN, lo que posiblemente indique un levantamiento regional, posterior al depósito de la riolita Panalillo.

ANEXO I. FOTOMICROGRAFICO

**Ubicación de las muestras recolectadas en los
domos riolíticos del área de Tepetate, S.L.P.**

Riolita San Miguelito

Clave de la muestra	Estructura	Ubicación	
		Latitud	Longitud
DCS - 1	Domo Cerro Silva	22°05'09"	101°14'48"
DCS - 2	Domo Cerro Silva	22°05'12"	101°15'03"
DCS - 3	Domo Cerro Silva	22°05'13"	101°15'03"
DCS - 4	Domo Cerro Silva	22°06'03"	101°15'12"
DCS - 5	Domo Cerro Silva	22°05'36"	101°15'52"
DCS - 6	Domo Cerro Silva	22°04'55"	101°15'52"
DEG - 7	Domo el Gato	22°01'19"	101°15'38"
DEG - 8	Domo el Gato	22°01'56"	101°15'33"
DEG - 9	Domo el Gato	22°01'50"	101°14'23"
DEG - 10	Domo el Gato	22°02'13"	101°14'20"
DEG - 11	Domo el Gato	22°02'17"	101°14'50"
DEG - 12	Domo el Gato	22°02'06"	101°15'03"
DEG - 13	Domo el Gato	22°02'25"	101°15'14"
DEG - 14	Domo el Gato	22°02'45"	101°15'09"
DEG - 15	Domo el Gato	22°03'03"	101°15'14"
DEG - 16	Domo el Gato	22°02'50"	101°15'38"
DEG - 17	Domo el Gato	22°02'21"	101°15'52"
DEG - 18	Domo el Gato	22°02'33"	101°15'33"

RIOLITA PANALILLO

IRP - 19	Domo Cerro Silva	22°03'46"	101°16'28"
IRP - 20	Domo Cerro Silva	22°04'09"	101°16'31"

RIOLITA SAN MIGUELITO

Fotografía 1. Fotomicrografía en la que se aprecia la desvitrificación de la matriz microcristalina, evidenciada por la presencia de esferulitas constituidas por arreglos radiales y concéntricos de sanidino y cuarzo micro-cripto cristalinos, y minerales arcillosos, otras se presentan nucleadas alrededor de esquirlas de vidrio.

- *Muestra DCS-8; con luz paralela y el objetivo 4X.*

Fotografía 2. Fotomicrografía en la que se observa una cavidad miarolítica con una esferulita concentrica nucleada alrededor de un mineral opaco.

- *Muestra DCS-2; con luz paralela y el objetivo 4X.*

Fotografía 3. Fotomicrografía en la que se aprecia la matriz vítrea bordeando a fenocristales de sanidina (S) en una matriz microcristalina que se encuentra parcialmente alterada por óxidos (Textura digital).

- *Muestra DCS-8; con luz paralela y el objetivo 4X.*

Fotografía 4. Fotomicrografía en la que se observa a la matriz siendo alterada por óxidos de Fe (hematita), y la matriz vítrea bordeando a fenocristales fracturados de sanidino (S).

- *Muestra DCS-2; con luz paralela y el objetivo 4X.*

Fotografía 5. Fotomicrografía en la que se observa un fenocristal de plagioclasa de grano medio (aprox. 4 mm de largo) que se encuentra parcialmente reemplazado por la matriz vítrea (Textura de bahía).

- *Muestra DCS-6; con luz paralela y el objetivo 4X.*

Fotografía 6. Fotomicrografía en la que se aprecian texturas de fluidez en la matriz parcialmente desvitrificada la cual se encuentra alterada por óxidos de Fe.

- *Muestra DEG-13; con luz paralela y el objetivo 4X.*

RIOLITA PANALILLO

Fotografía 7. Fotomicrografía en la que se aprecian los fragmentos angulosos de los fenocristales de la ignimbrita riolítica engastados en una matriz vítrea.

- *Muestra IRP-19; con luz paralela y el objetivo 4X.*

Fotografía 8. Idem 7 pero con nicoles cruzados. En la que se puede apreciar la inclusión de plagioclasa en el fenocristal de feldespato engastado en una matriz vítrea.

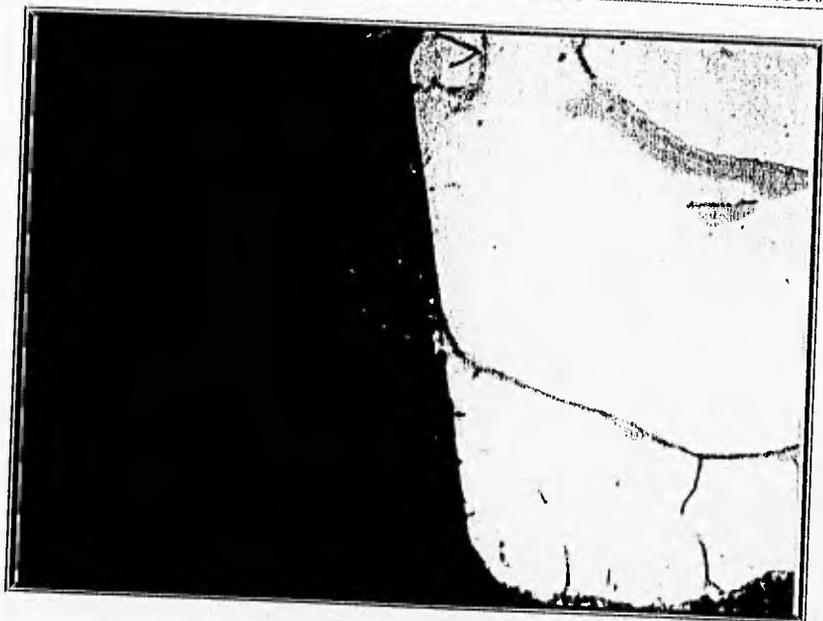
- *Muestra IRP-19; con nicoles cruzados y el objetivo 4X.*
-



FOTOGRAFÍA No.1



FOTOGRAFIA No. 2



FOTOGRAFIA No. 3



FOTOGRAFIA No. 4



FOTOGRAFIA No. 5



FOTOGRAFIA No. 6



FOTOGRAFIA No. 7



FOTOGRAFIA No. 8

ANEXO II. FOTOGRAFICO



Fotografía 1 Vista panorámica del complejo riolítico del área de Tepetate, S.L.P.

VISTA PANORÁMICA DEL COMPLEJO RIOLÍTICO



Fotografía 2. Vista que muestra la foliación del flujo casi vertical en la porción central del DEG.



Fotografía 3. Vista de la porción surentrional del DEG que muestra las estructuras de "rampa" hacia las partes más distantes de la estructura.



Figura 5. Vista que muestra las condiciones actuales de la mayoría de las minas realizadas por gambusinos.

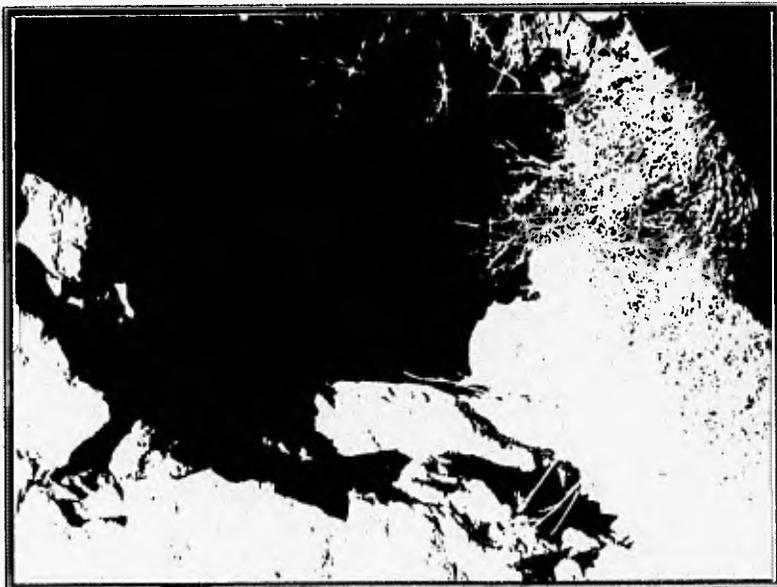


Figura 4. Vista de una de las obras realizadas por gambusinos para la extracción de estaño (casiterita: SnO_2).



Fotografía 6. Algunas de las obras realizadas para la extracción del topacio en el DEG.



Fotografía 7. Voladura realizada para la explotación de topacio, al fondo se observa el poblado de Tepetate, S.L.P.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- Aguillón-Robles, Alfredo; 1983, Cartografía geológica de las hojas Espíritu Santo, Pinos, El Obraje y Ojuelos, Estados de San Luis Potosí, Jalisco, Guanajuato y Zacatecas: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 93, 76 p., escala 1:50,000.
- _____, 1992, Características geológicas y medio ambiente tectónico de un conjunto de domos riolíticos del Terciario Medio en la porción meridional de San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de maestría, 104 p. (inédita).
- Aguillón-Robles, A.; Aranda-Gómez, J.J.; y Solorio-Mungula, J.G., 1994, Geología y Tectónica de un conjunto de domos riolíticos del Oligoceno medio en el sur del Estado de San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista de Ciencias Geológicas, vol. 11, núm. 1, p. 29-41.
- Aguirre-Díaz, G.J., y McDowell, F.W., 1991, The volcanic section at Nazas, Durango, México, and possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental: Journal of Geophysical Research, v. 96, núm. B8, p. 13373-13388.
- Aranda-Gómez, J.J., 1989, Geología preliminar del graben de Aguascalientes: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 22-32.
- Aranda-Gómez, J.J.; Aranda-Gómez, J.M.; y Nieto-Samaniego, A.F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 33-46.
- Aranda-Gómez, J.J.; Labarthe-Hernández, Guillermo; y Tristán-González, Margarito, 1983, El volcanismo Cenozoico en San Luis Potosí y su relación con la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 15, Guadalajara, Jalisco, Memoria, p.261-287.
- Aranda-Gómez, J. J., y Luhr, J. F., 1990, The nature of upper mantle and lower crust of north-central Mexico, based on deep seated xenoliths in Cenozoic alkalic rocks: Symposium on the tectonics, geophysics and volcanism of Mexico, University of New Orleans, LA, EUA.
- Aranda-Gómez, J.J.; Luhr, J.F.; Pier, J.G., 1993, Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí; Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 106, parte 1, p. 1-22.
- Bacon, C. R., y Duffield, W. A., 1981, Late Cenozoic rhyolites from the Kern plateau, southern Sierra Nevada, California: Am. Jour. Sci., v. 281, p. 1-34.
- Bailey, D. K., 1980, Volcanism, Earth degassing and replenished lithosphere mantle: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, v. 297, p. 309-322.
- Bignell, J. D., Snelling, J. N., y Teggins, D. E., 1978, Geochronology of tin granites of Southeast Asia: U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 78-701, p. 37-38.
- Benson, G.T., y Kittleman, L.R., 1968, Geometry of flow layering in silicic lavas: American Journal of Science, v. 266, p. 265-276.
- Bikun, J. V., 1980, Fluorine and lithophilic element mineralization at Spor Mountain, Utah: U.S. Dept. Energy Open-File Rept. GJBX-225(80), p. 167-377.
- Bikun, J. V., Christiansen, E. H., Sheridan, M. F., y Burt, D. M., 1980, Characteristics associated with mineralization in topaz rhyolites: Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 12, p. 387.

- Brown, W. L. y Parsons, Y., 1980, Towards a more practical two-feldspar geothermometer: *Contr. Mineralogy Petrology*, v. 76, p. 369-377
- Bryan, W.B., 1966, History and mechanism of eruption of soda-rhyolite and alkali basalt, Socorro Island, Mexico: *Bulletin of Volcanology*, v. 29, p. 453-479.
- Bullock, K. C., 1981, Geology of the fluorite occurrences, Spor Mountain, Juab County, Utah: Utah Geological Mineral Survey, Special Studies 53, 31 p.
- Burt, D.M., y Sheridan, M.F., 1981, A model for the formation of uranium-lithophile element deposits in fluorine-enriched volcanic rocks: American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, núm. 13, p. 99-109.
- , 1987, Types of mineralization related to fluorine-rich silicic lava flow and domes: Geological Society of America, Special Paper 212, p. 103-109.
- Burt, D.M.; Sheridan, M.F., Blkun, J.V.; y Christiansen, E.H., 1982, Topaz rhyolites—distribution, origin, and significance for exploration: *Economic Geology*, v. 8, p. 87-91.
- Burt, D.M., Sheridan, M.F. y Christiansen, E.H., 1986, The Geology and Geochemistry of Cenozoic Topaz Rhyolites from the Western United States: Geological Society of America, Special Paper 205, 82 p.
- Cameron, K. L., y Hanson, G. L., 1982, Rare elements evidence concerning the origin of the voluminous mid Tertiary ignimbrites and related volcanic rocks, Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico: *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 46, p. 1489-1504.
- Cameron, K.L.; Cameron, C., Maryellen; Bagby, W.C.; Moll, E.J.; y Drake, R.E., 1980, Petrologic characteristics of mid-Tertiary volcanic suites, Chihuahua, Mexico: *Geology*, v. 8, p. 87-91.
- Carrillo-Bravo, José, 1971, La plataforma Valles-San Luis Potosí: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 23, p. 1-112.
- Cas, R. A. F., y Wright, J. V., 1988, Volcanic successions, modern and ancient—a geological approach to processes, products and successions: Londres, Unwin Hyman, 528 p.
- CETENAL, 1971a, [Hoja] Ahuehualco (F14-A73), San Luis Potosí: México, D.F., Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta topográfica escala 1:50,000.
- , 1971b, [Hoja] El Obrero (F14-A83), Zacatecas: México, D.F., Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta topográfica escala 1:50,000.
- , 1971c, [Hoja] Ojuelos (F14-C12), Jalisco: México, D.F., Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta topográfica escala 1:50,000.
- , 1971d, [Hoja] Pinos (F14-A72), Zacatecas: México, D.F., Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta topográfica escala 1:50,000.
- , 1971e, [Hoja] San Francisco (F14-C13), San Luis Potosí: México, D.F., Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta topográfica escala 1:50,000.
- , 1971f, [Hoja] Tepetate (F14-A83), San Luis Potosí: México, D.F., Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta topográfica escala 1:50,000.
- Christiansen, E. H., 1980, Uranium mineralization associated with fluorine-rich rhyolites in southwestern Utah: U.S. Department of Energy, open-file report GSBX-225 (80), p. 415-458.
- , 1981, Geology and geochemistry of topaz rhyolites from the western United States: Universidad estatal de Arizona, tesis de doctorado, 351 p. (Inédita).
- Christiansen, R.L., y Lipman, P.W., 1966, Emplacement and thermal history of a rhyolite lava flow near Fortymilo Canyon, southern Nevada: *Geological Society of America Bulletin*, v. 77, p. 671-684.
- Christiansen, E.H.; Sheridan, M.F.; y Burt, D.M., 1986, The geology and geochemistry of Cenozoic topaz-rhyolites from the western United States: Geological Society of America Special Paper 205, 82 p.

- Chrystolius, Stephen, y Wilkinson, Neil, 1983, High silver content of fluid inclusions in quartz from Guadalcázar, San Luis Potosí, Mexico—a contribution to ore genesis theory: *Economic Geology*, v. 78, p. 302-318.
- Clark, K. F., Damon, P. E., Schutter, S. R., y Shafiqullah, Muhammad, 1979, Magmatismo en el norte de México, en relación a los yacimientos metalíferos: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 13, Acapulco, Gro., Memoria, p. 8-57; republicado en *GEOMIMET*, núm. 6, 3a. Época, p. 51-71 (1980).
- Clemens, J. D., y Wall, V. J., 1981, Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Canadian Mineralogist*, v. 19, p. 111-131.
- Collerson, K. D., and Fryer, B. J., 1978, The role of fluids in the formation and subsequent development of early continental crust: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 67, p. 151-167.
- Condie, K. C., Allen, P., Naragana, B. L., 1982, Geochemistry of the Archean low-to high grade transition zone, southern India: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 81, p. 157-167.
- Coney, P., y Campa, T. F., 1981, Transported terranes in Mexico and their relation to mineralization: *Geological Association, Canada Ann. Mtg., Abstracts*, p. 183.
- Conrad, W. K., 1984, The mineralogy and petrology of compositionally zoned ash flow tuffs, and related silicic volcanic rocks, from the McDermitt caldera complex, Nevada-Oregon: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 8639-8684.
- Correa, B. P., 1980, Fluorine and lithophile element mineralization in the Black Range and Sierra Cuchill, New Mexico: U.S. Dept. Energy Open-File Rept. GJBX-225 (80), P. 459-494.
- Csema, Z. de, 1976, Mexico-geotectonics and mineral deposits: *Geological Society, Special Paper, Pub. 8*, p. 18-25.
- Cumming, G. L., y Kesler, S. E., 1981, Source of lead in Central America and Caribbean mineralization, II. Lead isotope provinces: *Earth Planet. Sci. Letters*, v. 56, p. 199-209.
- Cumming, G. L., Kesler, S. E., y Krstic, D., 1979, Isotopic composition of lead in Mexican mineral deposits: *Economic Geology*, v. 74, p. 1395-1407.
- De Paolo, D.J., y Wasserburg, G. J., 1977, The Sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies: *Geophysical Research Letters*, v. 4, p. 465-468.
- Duffield, W.A.; Ludington, S.D.; Maxwell, C.H.; Reed, B.L.; y Richter, D.H., 1984, Tin mineralization in rhyolite, Sierra Madre Occidental, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 16, p. 495.
- Duffield, W.A.; Reed, B.L.; y Richter, D.H., 1990, Origin of rhyolite-hosted tin mineralization: Evidence from the Taylor Creek Rhyolite, New Mexico: *Economic Geology*, v. 85, p. 392-398.
- Eaton, G.P., 1984, Mineral abundance in the North American Cordillera: *American Scientist*, v. 72, p. 368-373.
- Edwards, J. D., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates of Central Mexico: U.S. Geological Survey Professional Paper 264-H, p. 153-183
- Ewart, A., 1979, A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related rocks, in Barker, F., de., *Trondhjemites, dacites and related rocks*: Amsterdam, Elsevier, p. 13-21.
- _____, 1981, The mineralogy and chemistry of the anorogenic Tertiary silicic volcanics of S.E. Queensland and N.E. New South Wales, Australia: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 10242-10256.

- _____. 1982, Petrogenesis of the Tertiary anorogenic volcanic series of southern Queensland, Australia, in the light of trace element geochemistry and O, Sr, and Pb isotopes: *Journal of Petrology*, v. 344-382.
- Farmer, G.L. y DePaolo, D.J., 1983, Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the western United States and implications for pre-Mesozoic crustal structure: 1. Nd and Sr isotopic studies in the geocline of *Geophysical Research*, v. 88, p. 3379-3401.
- _____. 1984, Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the western United States and implications for pre-Mesozoic crustal structure: 2. Nd and Sr isotopic studies of unmineralized and Cu- and Mo-mineralized granite in the Precambrian Craton: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 10141-10160.
- Filippov, L. V., Savimova, Y. N., Kapitonova, T. A., and Andreyeva, T. P., 1974, Fluorine in Mg-Fe micas from granitoids of various magmatic formations in the folded belt of central Asia: *Geochemistry International*, v. 11, p. 185-194.
- Fink, J.H., 1980, Surface folding and viscosity of rhyolite flows: *Geology*, v. 8, p. 250-254.
- _____. 1983, Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow: Little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, northern California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 362-380.
- _____. editor, 1987, The emplacement of silicic domes and lava flows: *Geological Society of America Special Paper 212*, p. 77-88.
- Fink, J. H., y Mantley, C. R., 1987, Origin of pumiceous and glassy textures in rhyolitic flows and domes, in Fink, J. H., de., 1987, The emplacement of silicic domes and lava flows: *Geological Society of America, Special Paper 212*, p. 77-88.
- Foshag, W.F., y Fries, Carl, Jr., 1942, Tin deposits of the Republic of Mexico: *U.S. Geological Survey Bulletin*, v. 935-C, p. 99-178.
- Fraga-Medina, Pedro, 1988, Unidad minera El Realito—geología y mineralización, Municipio de Victoria, Guanajuato, México, in Salas, G.P., de., *Geología económica de México: México, D.F., Fondo de Cultura Económica*, p. 369-375.
- Fries, Carl, Jr., y Schmitter-Villada, Eduardo, 1948, Los placeres de estaño de la región de Guadalcázar, Estado de San Luis Potosí: *Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México, Boletín 17*, 50 p.
- Govindaraju, K., 1984, Compilation of working values and sample description for 170 international reference samples of mainly silicate rocks and minerals: *Geostandards Newsletter*, v. 8, Special Issue, July, 87 p.
- Grushkin, G. G., y Vedernikov, P. G., 1978, The "rhyolite" association of tin-ore deposits (as in the Dzhaldinda deposit): *International Geol. Rev.*, v. 20, no. 9, p. 1059-1065.
- Gunow, A. J., Ludington, S., y Munoz, J. L., 1980, Fluorine in micas from the molybdenite deposits, Colorado: *Economic Geology*, v. 75, p. 1127-1137.
- Guzmán, E.J., y Cserna, Zoltan de, 1963, Tectonic history of Mexico, in Chldrs, O.E., y Beebe, W.B., eds., *Backbone of the Americas: American Association of Petroleum Geologists Memoir 2*, p. 115-120
- Hanson, G. N., 1978, Application of the trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition: *Earth Planet. Sci. Letters*, v. 38, p. 26-43.
- Hausback, B.P., 1987, An extensive, hot, vapor-charged rhyodacite flow, Baja California, Mexico, in Fink, J.H., de., 1987, The emplacement of silicic domes and lava flows: *Geological Society of America Special Paper 212*, p. 111-118.
- Henry, C.D., y Aranda-Gómez, J.J., 1990, The real southern Basin and Range—mid-late Cenozoic extension in Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 22, p. A228 (resumen).

- _____. 1992, The real southern Basin and Range—mid- to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, v. 20, p. 701-704.
- Henry, C.D., y Price, G.J., 1984, Variations in caldera development in the Tertiary volcanic field of Trans-Pecos Texas: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, núm. B10, p. 8765-8786.
- Hildreth, E. W., 1979, The Bishop Tuff: Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers: *Geological Society of América, Special Paper 180*, p. 43-75.
- Hoefs, J., Coolen, J. J. M., and Touret, J., 1981, The sulfur and carbon isotope composition of scapolite-rich granulites from southern Tanzania: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 78, p. 332-336.
- Huspeni, J.R.; Kester, S.E.; Ruiz, Joaquín; Tuta, Zane; Sutter, J.F.; y Jones, L.M., 1984, Petrology and geochemistry of rhyolites associated with tin mineralization in northern Mexico: *Economic Geology*, v. 79, p. 87-105.
- Janardhan, A. S., Newton, R. C., and Hansen, E. C., 1982, The transformation of amphibolite facies gneiss to charnokite in southern Karnataka and northern Tamil Nadu, India: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 79, p. 130-149.
- Jones, M. T., Reed, B. L., Doe, B. R., y Lanphere, M. A., 1977, Age of tin mineralization and plumbotectonics, Belitung, Indonesia: *Economic Geology*, v. 72, p. 745-752.
- Keith, J. D., 1980, Miocene porphyry intrusions, volcanism, and mineralization, southwestern Utah and eastern Nevada: *Universidad de Wisconsin, tesis de maestría*, 166 p. (inédita).
- Kelly, W. C., y Turneure, F. S., 1970, Mineralogy, paragenesis and geothermometry of the tin and tungsten deposits of the eastern Andes, Bolivia: *Economic Geology*, v. 65, p. 609-680.
- Kogarko, L. N., 1974, Role of volatiles, in Sorensen, H., de., *The alkaline rocks*: Wiley, London, p. 474-487.
- Labarthe-Hernandez, Guillermo; Tristán-González, Margarito; y Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: *Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y metalurgia, Folleto técnico 85*, 208 p.
- Labarthe-Hernández, Guillermo, y Tristán-González, Margarito, 1983, Relaciones estratigráficas y estructura del Cenozoico volcánico en la parte central del Estado de San Luis Potosí: *Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 15*, Guadalajara, Jalisco, Memoria, p. 421-456.
- _____. 1988, El domo La Negra y su ambiente tectónico en la sierra de Encinillas, Chihuahua: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre Geología Regional de México, 3*, Programa y Resúmenes, p. 51-52. (resumen).
- Labarthe-Hernandez, Guillermo; Tristán-González, Margarito; Aguillón-Robles, Alfredo; Jiménez-López, L.S.; y Romero, Adolfo, 1989, Cartografía geológica 1:50,000 de la hojas El Refugio y Mineral El Realito, Estados de San Luis Potosí y Guanajuato: *Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto técnico 112*, 76 p.
- Labarthe-Hernández, Guillermo, y Jiménez-López, L.S., 1992, Características físicas y estructura de lavas e ignimbritas riolíticas en la sierra de San Miguelito, S.L.P.: *Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto técnico 114*, 36 p.
- Lanphere, M. A., Cameron, K. L., y Cameron, M., 1980, Strontium isotopic geochemistry of voluminous rhyolitic ignimbrites and related rocks, Batopilas area, western Mexico: *Nature*, v. 286, p. 594-596.

- Lee Moreno, J. L., 1972, Geological and geochemical exploration characteristics of Mexican tin deposits in rhyolitic rocks: Universidad de Arizona, tesis de doctorado, 180 p. (inédita).
- Lee Moreno, J. L. y Martínez-Ramos, C., 1972, Evaluación preliminar, geología y geoquímica del campo minero de "El Naranja", Municipio de Sombrerete, Zacatecas: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Bol. 81, 71 p.
- Levinson, A. A., 1974, Introduction to exploration geochemistry: Wilmette, Illinois, Appl. Pub. Ltd., 924 p.
- Lindsey, D. A., 1977, Epithermal beryllium deposits in water-laid tuff, western Utah: *Economic Geology*, v. 72, p. 219-232.
- _____, 1979, Geologic map and cross sections of Tertiary rocks in the Thomas Range and northern Drum Mountains, Juab County, Utah: U.S. Geological Survey Inv. Map. Y-1176, 1:62,500.
- _____, 1981, Volcanism and uranium mineralization at Spor Mountain, Utah: *American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology* 13, p. 89-98.
- _____, 1982, Tertiary volcanic rocks and uranium in the Thomas Range and northern Drum Mountains, Juab County, Utah: U.S. Geological Survey Professional Paper 1221, 71 p.
- Lipman, P.W., 1984, The roots of ash flow calderas in western North America—windows into the tops of granitic batholiths: *Journal of Geophysical Research*, v. 94 num. B10, p. 8801-8841.
- Loiselle, M. G., and Wones, D. R., 1979, Characteristic and origins of anorogenic granite: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 11, p. 468.
- Lufkin, J. L., 1972, Tin mineralization within rhyolite flow domes, Black Range, New Mexico: Universidad de Stanford, tesis de doctorado, 148 p. (inédita).
- Lufkin, J. L., 1976, Oxide minerals in miarolitic rhyolite, Black Range, New Mexico: *American Mineralogist*, v. 61, p. 425-430.
- _____, 1977, Chemistry and Mineralogy of wood-tin, Black Range, New Mexico: *American Mineralogist*, v. 62, p. 100-106.
- Luhr, J.F.; Aranda-Gómez, J.J.; y Pier, J.G., 1989, Spinel-lherzolite-bearing Quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, México, part 1, Geology, mineralogy and petrology: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, núm. B6, p. 7916-7940.
- Luhr, J.F.; Pier, J.G.; y Aranda-Gómez, J.J., 1990, Geology and petrology of the late-Neogene, Los Encinos volcanic field of north-central México: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 22, núm. 7, p. A 165 (resumen).
- MacDonald, G.A.; 1972, *Volcanoes*: Englewood Cliffs, Prentice-Hall, 115 p.
- Mahood, G. A., 1980, Geological evolution of Pleistocene rhyolitic center-Sierra la Primavera, Jalisco, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 8, p. 199-230.
- Mahood, G. A., 1981, Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center: Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 77, p. 129-149.
- Manning, D. A. C., 1981, The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-An with excess water at 1 kb: *Contr. Mineralogy Petrology*, v. 76, p. 208-215.
- Martínez-Mendoza, J.A., 1991, Magmatismo oligocénico, una guía para la exploración por oro y plata en Guanajuato, México: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional 19, Acapulco, Gro., Memoria, p. 61-78.
-

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- Martínez- Ruíz, V.J., 1984, Control geológico estructural del agua subterránea entre San Luis Potosí, Aguascalientes y Zacatecas: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 97, 12 p.
- McDowell, F. W., y Clabaugh, S. E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the Tectonic history of western Mexico: Geological Society of America, Special Paper 180, p. 113-121.
- McDowell, F.W., y Keizer, R., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, México: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p 1479-1487.
- McDowell, F. W., Duex, T. W., Henry, C. D., y Long, L. E., 1978, Age and strontium isotope chemistry of the Sierra Madre Occidental volcanic province: U.S. Geological Survey Open-File Report 78-701, p. 81-82.
- Mujica-Mondragón, Raúl, y Albarrán-Jacobo, Jorge, 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano: México. D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Proyecto C-1156, 78 p (inédito).
- Nakamura, K., 1977, Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—principle and proposal: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 2, p. 1-16.
- Nieto-Samaniego, A.F., 1985, Geología de un área de 273 km² al norte de Guanajuato: Guanajuato, Universidad de Guanajuato, Facultad de Minería, Metalurgia y Geología, tesis profesional, 67 p. (inédita).
- Nakamura, K., 1977, Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation-principle and proposal: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 2, p. 1-16.
- Pan, Y.S., 1974, The genesis of the Mexican-type tin deposits in acidic volcanics: Universidad de Columbia, tesis de doctorado, 286 p. (inédita).
- Priem, H. N. A., Boetrijk, N. A. J. M., y Herbeda, E. H., 1975, Isotope geochronology in the Indonesian tin belt: Geologie Mijnbouw, v. 54, No. 1-2, p. 61-70.
- Raisz, Erwin, 1964, Landforms of Mexico (2^a ed.): Cambridge, Massachusetts, U.S. Office of Naval Research, Geography Branch, mapa con texto, esc. 1:3 000,000.
- Ruiz, J., 1983, Geology and geochemistry of fluorite ore deposits and associated rocks in northern Mexico: Universidad de Michigan, tesis de doctorado, 201 p. (inédita).
- Ruiz, J., Kesler, S. E., y Jones, L.M., 1981, Strontium isotopic geochemistry of fluorine mineralization in northern Mexico: Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 13, p. 542.
- 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: Economic Geology, v. 75, p. 1200-1209.
- Sharp, J. E., 1978, A molybdenum mineralized breccia pipe complex, Redwell Basin, Colorado: Economic Geology, v. 73, p. 369-382.
- Shaw, H. R., Smith, R. L., y Hildreth, W., 1976, Thermogravitational mechanisms for chemical variations in zoned magma chambers: Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 8, p. 1102.
- Sillitoe, R. H., y Bonham, H. F., Jr., 1984, Volcanic landforms and ore deposits: Economic Geology, v. 79, p. 1286-1298.
- Sillitoe, R. H., Halls, C., y Grant, J. N., 1975, Porphyry tin deposits in Bolivia: Economic Geology, v. 70, p. 913-927.

- Sillitoe, R.H., 1980, Types of porphyry molybdenum deposits: Mining Magazine, v. 142, p. 550-553.
- Smith, W. C., Segerstrom, K, y Guiza, R., Jr., 1950, Tin deposits of Durango, Mexico: U.S. Geol. Survey Bull. 962-D, 204 p.
- Staatz, M. H., Carr, W.J., 1964, Geology and mineral deposits of Thomas and Dugway Range, Juab and Tooele Countries, Utah: U.S. Geological Survey Professional Paper 415, 188 p.
- Stemprok, M., Burnol, L., y Tishendorf, G., eds., 1977, Metallization associated with acid magmatism: Prague, Czechoslovakia Geol. Survey, 446 p.
- Stewart, J.H., 1978, basin-range structure in western North America-a review: Geological Society of America Memoir 152, p. 1-31.
- Stromer, J. C., 1975, A practical two-feldspar geothermometer: American Mineralogist, v. 60, p. 667-674.
- Sutherland, D.C., 1974, Petrography and mineralogy of the peralkaline silicic rocks: Bulletin Volcanologique, v. 38, p. 517-547.
- Swanson, E. R., Keizer, R. P., Lyons, J. Y., y Clabaugh, S. E., 1978, Tertiary volcanism and caldera development near Durango City, Sierra Madre Occidental: Geological Society, America Bulletin, v. 89, p. 1000-1012.
- Taylor, S. R., 1964, The abundance of chemical elements in the continental crust-a new table: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 28, p. 1273-1285.
- Taylor, R. G., 1979, Geology of tin deposits: New York, Elsevier, 217 p.
- Thompson, A. B., y Tracy, R. J., 1977, Anatectic melting reactions in pelitic rocks: Transactions of the American Geophysical Union, v. 58, p. 520.
- Turekian, K. K., y Wedepohl, K. H., 1961, Distribution of the elements in some major units of the earth's crust: Geological Society Of America, Bulletin, v. 72, p. 175-192.
- Tuta, Z. H., 1980, K-Ar geochronology of tin, mercury and fluorite mineralization associated with mid-Tertiary rhyolitic volcanism in north-central Mexico: Unpub. M.S. thesis, Ohio State Univ., 127 p.
- Tristán-González, Margarito, 1986, Estratigrafía y tectónica del *graben* de Villa de Reyes, en los Estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 107, 91 p.
- , 1987, Cartografía geológica "Hoja Tierra Nueva", S.L.P., Esc. 1:50,000: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 109, 103 p.
- Tristán-González, Margarito, y Labarthe-Hernández, Guillermo, 1979, Cartografía geológica Hoja "Tepetate", S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 68, 31 p.
- Tristán-González, Margarito, y Torres -Hernández, J.R., en prensa, Tectónica vertical activa en las inmediaciones de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Foro de Investigación Universitaria, 2, (resumen).
- Van Alstine, R.E., 1974, Geology and mineral deposits of the Poncha Springs, Colorado: U.S. Geological Survey Professional Paper 829, 19 p.
-

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- Vasallo-Morales, L.F., Girón-García, Patricia; y Lozano-Cobo, Anastacio. 1992, Cambios químicos durante la alteración hidrotermal de domos riodacíticos contenedores de mineralización aurífera, Guanajuato, Gto.; México: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 11, Veracruz, Ver., Resúmenes, p. 206-207 (resumen).
- Waitz, Paul, 1926, Erupciones riolíticas ligadas con fracturas tectónicas entre Aguascalientes y San Luis Potosí: Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate, v. 46, p. 201-212.
- Webster, J.D., y Holloway, J.R., 1990, Partitioning of F and Cl between magmatic hydrothermal fluids and highly evolved granitic magmas: Geological Society of America Special Paper 246, p. 424-438.
- Webster, J. D., Holloway, J. R., y Herving, R. L., 1987, Phase equilibria of a Be, U and F-enriched vitrophyre from Spor Mountain, Utah: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 389-402.
- Westra, G., 1982, The Mount Hope stockwork molybdenum deposit: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 14, p. 646.
- Westra, G., y Keith, S. B., 1981, Classification and genesis of stockwork molybdenum deposits: *Economic Geology*, v. 76, p. 844-873.
- White, A. J. R., 1966, Genesis of migmatites from the Palmer region of south Australia: *Chemical Geology*, v. 1, p. 165-200.
- White, W. H., Bookstrom, A. A., Kamilli, R. J., Ganster, M. W., Smith, R.P., Ranta, D.E., y Steininger, R.C., 1981, Character and Origin of Climax-type molybdenum deposits, in Skinner, B. J., ed., *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, p. 270-316.
- Williams, Howell, 1932, The history and character of volcanic domes: University of California Publications, Bulletin of the Department of Geological Sciences, v. 21, p. 51-146.
- Wolf, J. A., y Wright, J. V., 1981, Formation of the Green Tuff, Pantallería: *Bulletin Volcanologique*, v. 44-4, p. 681-690.
- Wyllie, P. J., 1979, Magmas and volatile components: *American Mineralogist*, v. 64, p. 469-500.
- Ypma, P. J. M., y Simons, J. H., 1969, Genetical aspects of the tin mineralization in Durango, Mexico, in Fox, W., de., *Tech. Conf. on tin, 2nd, Bangkok, Proc.: London, Internat. Tin Council*, v. 1, p. 177-191.
- Zielnsky, R. A., 1979, Uranium mobility during interaction of rhyolitic obsidian, perfito an felsite with alkaline carbonate solution: T=720°, P=210 Kg/cm: *Chemical Geology*, v. 27, p. 47-53.
-