

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
Dr. Manuel Nolasco de Zana Universitaria  
Teléfonos. 13-11-86, 13-52-38, 13-63-35 y 13-82-22  
Fax 148, 13-09-24  
76290, San Luis Potosí, S. L. P., Mexico

NOVIEMBRE 22, 1993.

Al Sr. Ing. Rodolfo Rodríguez Ríos  
P r e s e n t e.-

En atención a su solicitud de autorización de Temario, presentada por el -  
Ing. Margarito Tristán González, Asesor del Trabajo Integrador para la ob-  
tención del Diploma de Especialista en Geología Económica. Me es grato co-  
municarle que en la Sesión de Consejo Técnico Consultivo celebrada el día  
22 de Noviembre del presente año, fué aprobado el Temario propuesto:

"ESTUDIO GEOLOGICO Y ESTRUCTURAL DEL DOMO DE PINOS, ZAC."

TEMARIO:

- I.- INTRODUCCION
- II.- GEOLOGIA REGIONAL
- III.- GEOMORFOLOGIA
- IV.- GEOLOGIA LOCAL
- V.- MINERALIZACION EN DOMOS VOLCANICOS
- VI.- GEOLOGIA ECONOMICA EN ESTRUCTURAS DOMICAS
- VII.- TECTONICA
- VIII.- SUMARIO Y CONCLUSIONES
- IX.- TRABAJOS CITADOS

" MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO "

ING. DAVID ATISHA CASTILLO  
DIRECTOR DE LA FACULTAD DE INGENIERIA  
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ  
FACULTAD DE INGENIERIA  
SECRETARIA

'real.

**ESTUDIO GEOLOGICO Y ESTRUCTURAL  
DEL DOMO DE PINOS, ZAC.**

**UNIVERSIDAD AUTONOMA DE SAN LUIS POTOSI**

**FACULTAD DE INGENIERIA**

**AREA CIENCIAS DE LA TIERRA**

**TRABAJO PARA OBTENER EL GRADO DE  
ESPECIALISTA EN GEOLOGIA ECONOMICA  
PRESENTADO POR:**

**RODOLFO RODRIGUEZ RIOS**

**SAN LUIS POTOSI, S.L.P.**

**OCTUBRE, 1993.**

## CONTENIDO

Tabla de contenido	i
Lista de figuras	iii
Lista de láminas	iv
<b>RESUMEN</b>	<b>v</b>
<b>1.- INTRODUCCION</b>	<b>1</b>
1.1 Definición del problema	1
1.2 Métodos y materiales	3
1.3 Agradecimientos	7
<b>2.- GEOLOGIA REGIONAL</b>	<b>8</b>
<b>3.- GEOMORFOLOGIA REGIONAL</b>	<b>13</b>
<b>4.- GEOLOGIA LOCAL</b>	<b>17</b>
4.1 Forma y dimensiones del domo	17
4.2 Estratigrafía	17
4.3 Estructura	24
4.4 Conclusión	26
<b>5.- MINERALIZACION EN DOMOS VOLCANICOS</b>	<b>29</b>
<b>6.- GEOLOGIA ECONOMICA EN ESTRUCTURAS DOMICAS</b>	<b>34</b>
<b>7.- TECTONICA</b>	<b>38</b>
7.1 Introducción	38
7.2 Control estructural del volcanismo en el área	41
7.3 Conclusión	43

<b>8.- SUMARIO Y CONCLUSIONES</b>	<b>45</b>
-----------------------------------	-----------

<b>9.- TRABAJOS CITADOS</b>	<b>48</b>
-----------------------------	-----------

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localización.	4
Figura 2. Vías de comunicación al área de estudio.	5
Figura 3. Índice de hojas utilizadas como base topográfica INEGI.	6
Figura 4. Ubicación del área de Pinos, dentro de las provincias fisiográficas y paleogeográficas del centro y NE de México.	9
Figura 5. Estereograma mostrando las densidades de las foliaciones del Domo de Pinos.	27
Figura 6. Diagrama de Rosa mostrando las inclinaciones medias de las foliaciones de la estructura dómica de Pinos.	27
Figura 7. Diagrama de Rosa mostrando la tendencia del derrame hacia el NW-SE de la Riódacita Barbechos.	27
Figura 8. Diagrama de Rosa mostrando el ángulo de echado medio de las fallas aflorantes en Pinos.	28
Figura 9. Diagrama de Rosa mostrando la tendencia del buzamiento de las fallas del domo.	28
Figura 10. Modelo idealizado de tipos posibles de depósito de minerales asociado a complejos de domos riolíticos con alto contenido de sílice.	31
Figura 11. Gráfica mostrando la variación del precio mundial de los principales metales.	35
Figura 12. Distribución de fallas extensionales del Cenozoico, provincias de Sierras y Cuencas (Basin and Range).	39
Figura 13. Modelo idealizado de la tectónica de México, mostrando la zona extensional.	40
Figura 14. Etapas de desarrollo de una zona sujeta a extensión.	42
Figura 15. Diagrama idealizado del Domo de Pinos, mostrando sitios favorables para la mineralización.	47

## LISTA DE LAMINAS

- |  |       |
|--|-------|
| Lámina 1. Mapa hipsográfico de la porción SW del Campo Volcánico de San Luis Potosí.       | Anexo |
| Lámina 2. Mapa hidrográfico de la porción SW del Campo Volcánico de San Luis Potosí.       | Anexo |
| Lámina 3. Mapa geológico regional de la porción SW del Campo Volcánico de San Luis Potosí. | Anexo |
| Lámina 4. Mapa geológico del Domo de Pinos, Zacatecas.                                     | Anexo |

## RESUMEN

En el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) se han encontrado estructuras volcánicas dómicas asociadas a la tectónica extensiva que se desarrolló en el centro de la República Mexicana durante el Terciario Medio (Labarthe Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986; Aranda-Gomez y otros, 1983); las lavas que generaron estos domos volcánicos son de composición riodacítica o de rocas riolíticas con alto contenido de F. En la actualidad estas estructuras tienen grados de erosión altos, que permiten interpretar el mecanismo de su emplazamiento y su asociación a ciertas alteraciones hidrotermales que pueden dar origen a yacimientos minerales de interés económico. También con algún mapeo en detalle de las foliaciones del derrame se pueden definir las fuentes centrales que presentan estos domos en la porción sudoccidental del estado de San Luis Potosí (Aguillón-Robles, 1992).

Los domos volcánicos se forman por la extravasación de lavas viscosas a partir de una fuente central; el crecimiento es endógeno, por la inyección de lava dentro del cuerpo inicial. Idealmente los cuerpos tienden a desarrollar una estructura semiesférica o presentan forma de acuerdo con la topografía existente; en la mayoría de los casos, las foliaciones de flujo interno de lava son concéntricas; hacia sus márgenes la inclinación de las capas decrece gradualmente; en la parte central de las estructuras las foliaciones son verticales o muy inclinadas. A estas estructuras se les ha dado el nombre de "estructuras de cebolla" o domo en forma de hongo (Benson y Kittleman, 1968). Varios autores (Christiansen y Lipman, 1966), mencionan la presencia de vitrofiros y consideran que éstos se presentan debajo de las brechas basales o cerca de la zona de fuente de estas estructuras volcánicas. En algunos domos riolíticos jóvenes se conserva una cubierta o caparazón vítreo o brechoso (Fink y Manley, 1987). En general los domos bien preservados presentan brecha basal o tienen caparazón vítreo o brecha (Burt y Sheridan, 1987).

Los domos volcánicos de la parte sudoccidental del estado, presentan características semejantes a las descritas por los autores anteriores. Dentro del área de Tepetate, S.L.P., no presentan asociación a depósitos de tefra y no hay evidencia de actividad explosiva, hacia la base del derrame presentan brecha monolitológica; el caparazón superior fue totalmente erosionado; la localización del conjunto alimentador se infiere a partir de las foliaciones de flujo cartografiadas y se considera que se ubica en donde las foliaciones presentan inclinaciones máximas y los rumbos presentan arreglo aproximadamente concéntrico (Aguillón-Robles, 1992); estas

estructuras se desarrollan en lavas riolíticas con contenido elevado en F. En esta región del estado se ha observado que en los domos que tienen dimensiones entre 10-50 km<sup>2</sup>, no existe asociación con la actividad explosiva, por lo que se considera que se emplazaron inmediatamente después que los de mayor dimensión reconocidos en el Campo Volcánico de San Luis Potosí que llegan a tener hasta 100 km<sup>2</sup>; éstos muestran un evento de actividad explosiva, lo que indica el inicio de emplazamiento de los domos riolíticos de la parte sudoccidental del estado.

Dentro del área de Pinos, Zacatecas, existen varias generaciones de domos volcánicos, cuya erupción se inicia con un evento de tipo explosivo representado por una toba lítica, seguido por brecha basal de material volcánico; se encuentran depositados sobre sedimentos marinos del Cretácico Superior (Formaciones Indidura y Caracol), o sedimentos continentales del Paleoceno-Eoceno (Aguillón-Robles, 1983). Dentro de la formación de esta estructura existen varias generaciones de lavas riolíticas, separadas por productos de actividad explosiva en la que se depositó una toba lítica con fragmentos de varios tamaños de arenisca, caliza y rocas volcánicas. Posteriormente al domo riolítico se emplazaron domos riolíticos con alto contenido en F, representado por el depósito de topacios; también llega a tener estaño fumarólico de baja ley. Todos los centros eruptivos de los domos fueron alimentados por las fallas y fisuras tensionales a través de las cuales llegaron estos magmas, productos de la fusión parcial de la base de la corteza continental (Aguillón-Robles et al., en prensa).

Los domos volcánicos se relacionan a depósitos epitermales de metales preciosos, los cuales se presentan en todo el mundo en ambientes continentales volcánicos; la mayoría de ellos se encuentran en las fajas volcánicas cenozoicas. Debido a esto se puede considerar esta zona como potencialmente atractiva para la exploración, utilizando geoquímica y geofísica, para la delimitación de las estructuras dómicas, su estratigrafía y alteraciones.

En el CVSLP se formaron fosas y pilares tectónicos, desarrollados durante el Oligoceno; el magmatismo félsico utilizó como conductos para el ascenso del magma a este sistema de fallas y fracturas, el cual se originó por fusión parcial de corteza continental, bajo condiciones de extensión cortical (Hildret, 1981). Estos domos se alinean paralelamente al patrón tectónico (NW-SE, NE-SW), lo que indica que las fallas tensionales del Oligoceno ayudaron a la formación del CVSLP (Tristán-González, 1986).

# 1. INTRODUCCION

## 1.1 Definición del problema.

Uno de los grandes problemas que ha sufrido la minería mexicana en los últimos años, ha sido la baja de precio en los metales preciosos en el mercado mundial, lo cual ha redundado en investigaciones más precisas y de menos costo en este tipo de depósitos.

Los depósitos de metales preciosos se presentan en todo el mundo en muchos territorios continentales volcánicos, muchos de ellos se forman a poca profundidad, con producción significativa y se encuentran principalmente en las fajas volcánicas cenozoicas.

Para darse idea de la importancia de los depósitos de metales preciosos en terrenos volcánicos, se puede decir que en Centroamérica los territorios volcánicos ocupan aproximadamente 125,000 km<sup>2</sup>, en donde se conoce en la actualidad la existencia de depósitos importantes, económicamente atractivos para las operaciones mineras pequeñas y medianas.

Los depósitos de metales preciosos de origen volcánico se asocian con centros volcánicos de todo tipo: estratovolcanes, domos, calderas y diatremas (Sillitoe y Bonham, 1984). Las rocas volcánicas varían en su composición desde las intermedias (andesita o riolita), hasta las silíceas (riolita) y raras veces son basálticas. Las acumulaciones de mineral se realizan durante la disminución de la actividad volcánica, o poco después de que esta cesa en el centro volcánico de origen.

Los domos asociados a calderas y cráteres se forman al final de la evolución magmática de un centro eruptivo y típicamente son cúpulas encima de grandes cuerpos de magma que en lo profundo fueron fuentes de muchos de los metales y fluidos que vienen en el magma; el complejo volcánico de los Andes de Perú, Bolivia y Chile contienen muchos excelentes ejemplos de domos volcánicos mineralizados, los que tienen sus características bien preservadas, comúnmente expuestas durante el minado y esto da una idea de la evolución de los domos.

Según Williams (1932) el término "domo" debe ser restringido a estructuras de paredes muy escarpadas y a extrusiones de lava que forman masas de forma más o menos cóncava alrededor de sus fuentes, y pueden ser subdivididos en:

- a). Tapones cóncavos, los cuales representan el levantamiento del conducto relleno.

- b). Domos endógenos, los que crecen esencialmente por expansión del interior.
- c). Domos exógenos, contruídos por efusiones superficiales usualmente de la cima central del cráter.

La forma de los domos puede también ser modificada por fallas posteriores, dando como resultado el levantamiento de una parte de la masa y la formación de una falla de escarpa.

En la porción SW del estado de San Luis Potosí, existe un extenso campo volcánico constituido principalmente por rocas félsicas e intermedias del Terciario Medio. Con base en la composición química y edad de sus rocas (Aranda y colaboradores, 1983), propusieron que es equivalente a las "facies de rocas calcialcalinas con alto contenido de potasio" descritas por Cameron y colaboradores (1980), para la provincia magmática de la Sierra Madre Occidental.

Esta zona de estudio forma parte del Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), en el cual se ha descrito una secuencia de derrames riolíticos, a los que se les dio el nombre formal de Riolita San Miguelito ( $K/Ar = 30 \pm 1.5$  Ma, Labarthe-Hernández et al., 1982). Posteriormente Tristán-González (1986, 1987), reconoció la existencia de domos riolíticos en este campo volcánico. Este tipo de domos riolíticos se forman en distintos ambientes magmáticos tectónicos (Fink, 1987). Algunos de ellos están asociados a la formación de calderas, otros domos se emplazan a lo largo de fallas o fisuras tensionales y otros más en los cráteres localizados en la cima de grandes conos compuestos (ejemplo: volcán de Santa Elena).

La mayoría de los investigadores que han estudiado los domos riolíticos del CVSLP proponen que su emplazamiento está asociado a un ambiente extensional que se desarrolló durante el Oligoceno Medio en la parte central de la República Mexicana.

La importancia de estos domos, además de ser empleados para inferir el medio ambiente tectónico en el que se desarrollaron, reside en el hecho de que en algunos de ellos se ha encontrado mineralización económica (Burt et al., 1982), los domos riolíticos con topacio ( $Al_2 SiO_4 F_2$ ), comúnmente están asociados con mineralización de estaño. Estas lavas ricas en flúor presentan cantidades anómalas de uranio, litio, berilio, plata, oro y otros elementos incompatibles (Burt y Sheridan 1981).

En la porción oriental del CVSLP existen enormes depósitos de fluorita (mina las Cuevas) y hacia el sur, asociados a rocas similares en edad y composición, se

encuentran los depósitos de plata y oro de Guanajuato, estas dos mineralizaciones se hallan relacionadas en tiempo y en espacio con el volcanismo del Terciario Medio y con fallamiento normal del Terciario Medio y Superior, en ambos casos se ha documentado la existencia de domos riolíticos cerca de las zonas mineralizadas (Labarthe-Hernández y colaboradores, 1989; y Nieto-Samaniego, 1985), el estudio de domos riolíticos en la región central del país es de gran interés económico, ya que puede ayudar a definir con más claridad el origen de depósitos minerales de gran potencialidad.

El objetivo de este trabajo es describir, analizar y cartografiar el domo de Pinos, Zacatecas, que aflora en la región conocida como CVSLP, así como relacionarlo con las estructuras que están a su alrededor, debido a la importancia económica que tiene este tipo de estructuras y la poca información que se tiene de ellas en la literatura geológica mexicana.

El área de estudio consta de una superficie de aproximadamente 200 km<sup>2</sup>, la cual está ocupada en buena parte por el domo de Pinos; éste se localiza aproximadamente a 60 km al NW de la ciudad de San Luis Potosí, a un lado del poblado de Pinos, Zacatecas; las coordenadas geográficas que limitan el área de estudio son los paralelos 22° 17' y 22° 25' de latitud norte y los meridianos 101° 29' y 101° 37' de longitud oeste (Figura 1).

Existen dos vías de acceso al área de estudio, uno es por la carretera federal No. 80, que comunica las ciudades de San Luis Potosí y Guadalajara; aproximadamente en el km 85 existe una desviación hacia Pinos, Zacatecas; la otra es por la carretera federal No. 49 que comunica las ciudades de San Luis Potosí y Zacatecas, en la que aproximadamente en el km 75 existe una desviación hacia el poblado de Pinos, Zacatecas (Figura 2).

## **1.2 Métodos y materiales**

Para el análisis tectónico regional del área en estudio, se hizo uso de varios planos topográficos y geológicos en esc. 1:50,000 (Figura 3), además del mapa geológico de revisión estratigráfica de las rocas del Cenozoico de la parte central del estado de San Luis Potosí (esc. 1:200,000), (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Para el estudio estructural del domo de Pinos, se emplearon fotografías aéreas (1:25,000) y la cartografía geológica se vació en un mapa topográfico (1:25,000).

Durante el trabajo de campo se hizo un muestreo de los diferentes derrames de lava identificados y de zonas alteradas, para un posterior estudio petrológico; además se tomaron datos de campo de las foliaciones de los derrames y de las

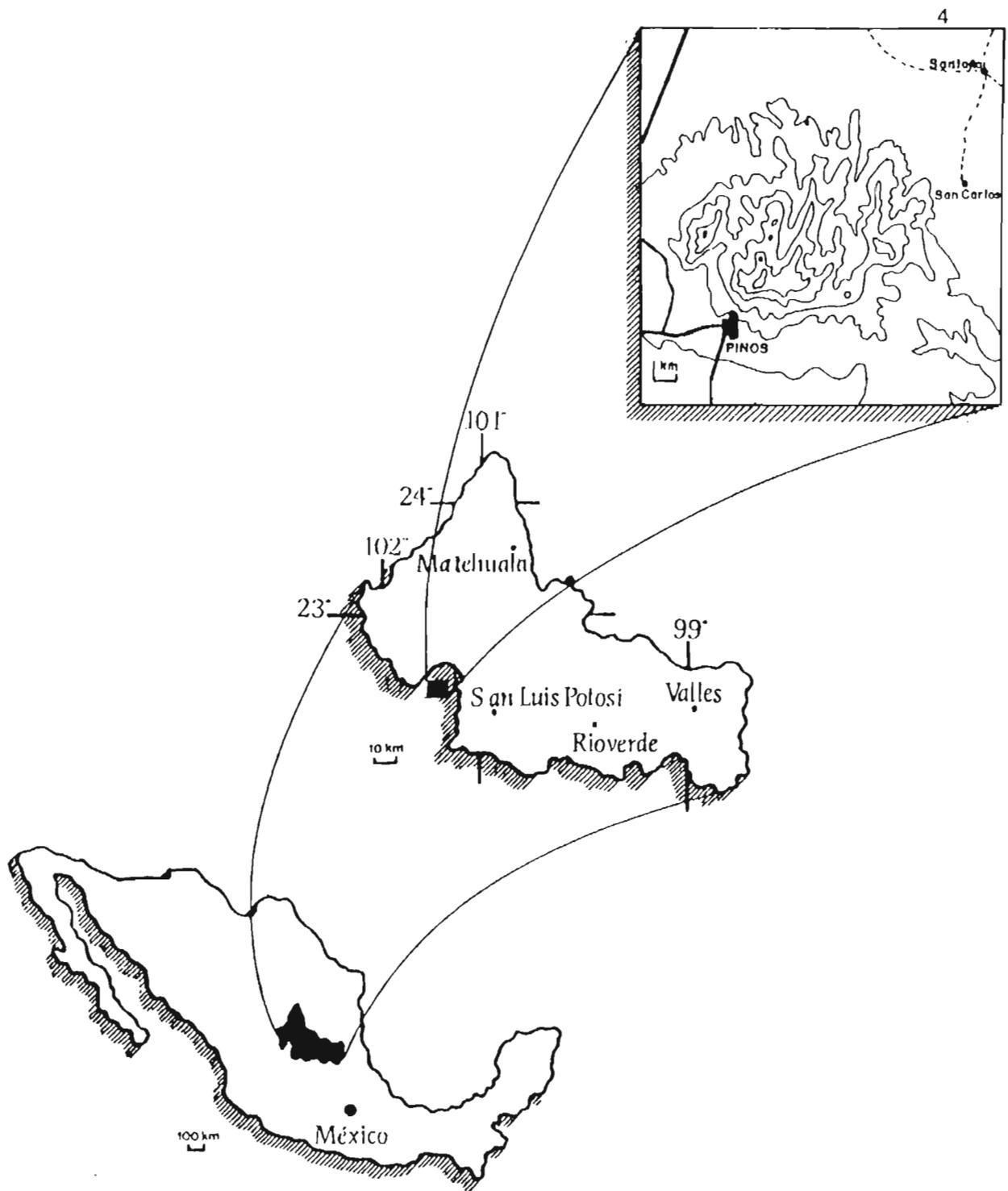


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio.



<p>Pinos F-14-A-72</p> <p>A. Aguillón R. 1983</p>	<p>Amualulco F-14-A-73</p> <p>Labarthe y Tristán 1981</p>
<p>El Obraje F-14-A-82</p> <p>A. Aguillón R. 1983</p>	<p>Tepetate F-14-A-83</p> <p>Tristán y Labarthe 1979</p>
<p>Ojuelos F-14-C-12</p> <p>A. Aguillón R. 1983</p>	<p>San Francisco F-14-C-13</p> <p>Labarthe y Tristán 1980</p>

**Figura 3. Índice de hojas utilizadas como base topográfica de INEGI.  
Base Geológica Instituto de Geología.  
(U.A.S.L.P.)**

fallas encontradas, todos estos datos fueron vaciados en el mapa geológico. También se utilizaron y analizaron mapas hipsográficos y de red de desagüe en escala 1:50,000 (Láminas 1 y 2), Toda esta información se comparó con la obtenida del análisis de una imagen de satélite Landsat 4, esc. 1:250,000 en banda 7, que cubre la mayor parte del CVSLP. Con esto se intentó hacer la interpretación de los principales rasgos tectónicos en esta zona y sus alrededores, así como su posible relación con el emplazamiento de los domos.

### **1. 3 Agradecimientos**

La realización de este trabajo fue posible gracias al apoyo y comentarios del Ing, Margarito Tristán-González, que fungió como asesor de campo y correcciones en la elaboración del escrito; también el apoyo recibido del Ing. Guillermo Labarthe-Hernández, Director del Instituto de Geología de la U.A.S.L.P. y al grupo de investigadores que tiene a su cargo; lo mismo todas aquellas personas que directa o indirectamente colaboraron para la elaboración de este estudio reciban todo mi agradecimiento.

Un agradecimiento muy especial para el M.C. Alfredo Aguillón-Robles por todos sus comentarios del trabajo en el campo, así como el apoyo moral que tuve de su parte durante la elaboración del trabajo.

## 2. GEOLOGIA REGIONAL

El área en estudio se encuentra localizada en el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP, Lámina 3), el que a su vez se encuentra en la provincia morfotectónica de la Sierra Madre Oriental, dentro de la zona conocida como Mesa Central (Raisz, 1964).

Según Raisz esta Mesa Central se define como una altiplanicie rodeada por tres provincias fisiográficas: al norte y oriente se encuentra la Sierra Madre Oriental, la cual está formada principalmente por sedimentos mesozoicos plegados. Al poniente se localiza la Sierra Madre Occidental, la cual es una provincia volcánica compuesta predominantemente por rocas félsicas, calcialcalinas y que se formó durante el Terciario Medio, en la parte sur se encuentra la cadena volcánica activa llamada Faja Volcánica Trans-mexicana; los límites entre todas estas provincias son transicional (Figura 4).

Dentro de la Mesa Central, que cubre casi toda la mitad occidental del estado de San Luis Potosí, se encuentran aflorando rocas sedimentarias marinas del Mesozoico, las cuales fueron depositadas en dos grandes unidades paleogeográficas mesozoicas, la Cuenca Mesozoica del Centro de México y la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Carrillo Bravo, 1971).

La Plataforma Valles-San Luis Potosí es un gran segmento de rocas precámbricas, paleozoicas y triásicas, plegadas y falladas, sobre el cual se depositó una secuencia de sedimentos marinos del Jurásico Superior y potentes secciones de rocas evaporíticas y calizas de tipo arrecifal y post-arrecifal del Cretácico Inferior, Medio y Superior.

El depósito en la cuenca mesozoica del Centro de México, empezó en el Triásico con la sección sedimentaria marina de la Formación Zacatecas, dicha unidad está constituida por sedimentos marinos depositados principalmente en aguas someras, intercalados con conglomerados y derrames volcánicos, posteriormente, en el Jurásico Inferior, la cuenca comenzó a hundirse, lo que dio lugar a que en el Jurásico Superior se presentara una nueva subsidencia y al depósito de la Formación Zuloaga, representada por calizas biógenas, calizas clásticas y dolomitas.

La profundidad del mar se incrementa durante el Kimmeridgiano-Titoniano y esto favorece el depósito de calizas arcillosas con pedernal y lutitas correspondientes a la Formación La Caja.

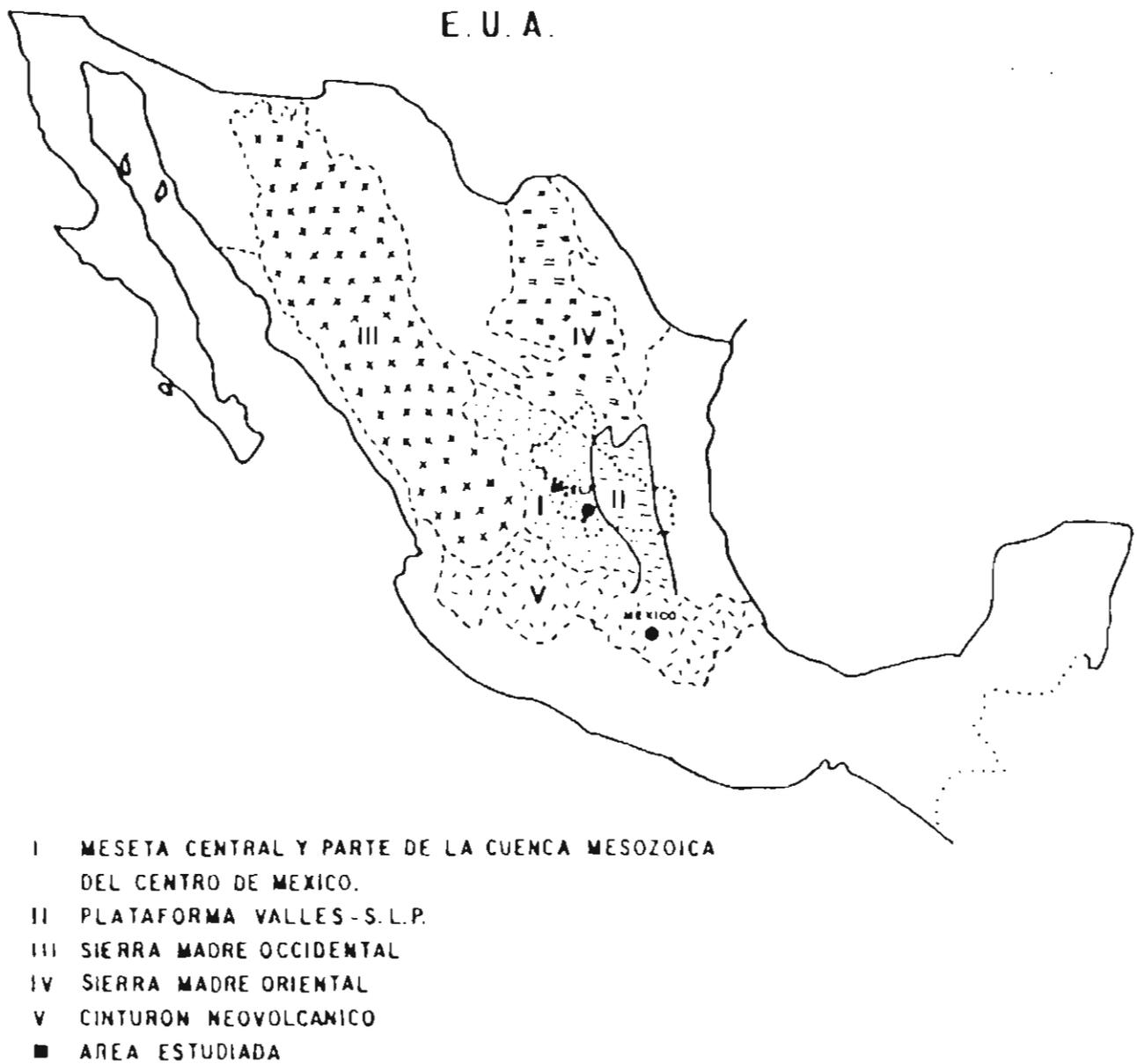


Figura 4. Ubicación del área de Pinos, dentro de las provincias fisiográficas y paleogeográficas del centro y NE de México.

Durante el Neocomiano, Aptiano y Albiano-Cenomaniano continuó la subsidencia y ello dio lugar al depósito de una sección carbonatada con pocas arcillas, de más de 900 m de espesor depositada en aguas profundas (Tamaulipas Inferior, La Peña y Cuesta del Cura).

El Cretácico Superior se encuentra representado por una secuencia arcillo-arenosa en su base (Formación Indidura) y otra arcillo-arenosa de tipo flysch en su cima (Formación Caracol); todo este conjunto tiene espesor de más de 1000 m y marca el cierre del depósito marino en el área; el carácter turbídico de estos sedimentos indica su origen sinorogénico y la fuente de suministro se postula hacia el occidente. Se cree que este flysch corresponde a la primera evidencia de movimientos orogénicos en la región.

Después del plegamiento de las rocas marinas del Mesozoico por la Orogenia Laramide hubo la formación de cuencas aisladas en donde se depositaron sedimentos lagunares y terrígenos continentales (Paleoceno-Eoceno). En la zona de San Luis Potosí la Orogenia Laramide provocó intenso plegamiento en los sedimentos de la cuenca y en los de la plataforma, aunque el estilo estructural difiere entre ellas de la siguiente manera:

Rocas de cuenca: Pliegues cerrados, asimétricos y comúnmente recostados.

Rocas de plataforma: Pliegues más abiertos, simétricos y muy pocas veces recostados.

En la Mesa Central existe un grueso paquete de rocas volcánicas de edad cenozoica (44-26 Ma), que constituyen el Campo Volcánico de San Luis Potosí (Labarthe-Hernández et al., 1982, Aranda-Gómez y otros, 1983), que cubre discordantemente a los sedimentos marinos del Mesozoico, y en algunos lugares a los sedimentos continentales del Terciario Inferior (Formación Cenicera en S.L.P. y Conglomerado Rojo en Gto.); estas rocas en su mayoría son félsicas y pertenecen a una extensa provincia magmática (Sierra Madre Occidental), que abarca en forma continua desde la Faja Volcánica Trans-mexicana en el sur, hasta los Estados Unidos de Norteamérica, con tendencia al NW y ancho medio de 150 a 200 km.

Durante el Eoceno se desarrolló volcanismo intermedio a máfico en el CVSLP, del cual sólo quedan algunos remanentes aislados, representados por la Andesita Casita Blanca (K/Ar =  $44.1 \pm 2.2$  Ma, Labarthe-Hernández et al., 1982). Se cree que ésta se originó en estructuras de tipo central, que derramaron corrientes de lava con espesores delgados. Estas rocas son equivalentes a las andesitas del Paleoceno-Eoceno que afloran en Sinaloa y Zacatecas, así como a la Andesita Antigua de la secuencia volcánica de Durango (Mcdowell y Keiser, 1977)

y a los derrames de lava andesítica intercalados con el Conglomerado Rojo de Guanajuato (Edwards, 1955).

En el área de San Luis Potosí el volcanismo oligocénico empezó hace 32 Ma con la emisión de grandes derrames piroclásticos de composición riolítica, algunos autores consideran que estas ignimbritas están genéticamente asociadas a la Caldera de Milpa Grande, la cual está ubicada en la porción meridional de S.L.P., en lo que Tristán-González (1987) y Labarthe-Hernández et al., (1989) llamaron el Campo Volcánico del Río Santa María, justo en el límite entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la cuenca mesozoica del centro de México.

Posteriormente (entre los 28 y 31 Ma), se emplazó gran cantidad de domos de composición riolítica y riodacítica; se cree que la expulsión de este enorme volumen de magma causó la formación de grandes estructuras volcano-tectónicas con orientación que varía de N25°E a N45°E, como la fosa de Villa de Reyes (Tristán-González, 1986). Posteriormente a esto sucedió la erupción de magmas riolíticos que dieron origen a domos exógenos de diferentes dimensiones y a la expulsión de derrames piroclásticos asociados a ellos. Al terminar la etapa principal de extrusión de estas rocas, tuvo lugar un período de fallamiento en bloques, que dio lugar a la formación de estructuras tipo pilares y fosas tectónicas, cuya orientación principal oscila entre los 300°-330°; una vez formadas estas depresiones, fueron rellenadas parcial o totalmente por derrames piroclásticos sin piroconsolidar, como la Riolita Panalillo, cuya edad fue determinada por K/Ar ( $26.8 \pm 1.3$  Ma, Labarthe-Hernández et al., 1982). Durante las últimas etapas volcánicas del Oligoceno Medio, hubo erupciones esporádicas de magmas basálticos, los cuales se piensa que fueron expulsados a través de fallas y fracturas profundas; este paquete oligocénico es equivalente al Super Grupo Volcánico Superior de Durango (Mcdowell y Keizer, 1977), y a la Secuencia Volcánica Superior de Chihuahua (Cameron, 1980).

A partir del Mioceno hubo erupción de lavas de composición basanítica (Campo Volcánico los Encinos, Aranda-Gómez y Lhur, 1990) a través de fallas o fracturas tensionales. La actividad volcánica alcalina continuó durante el Plioceno y el Pleistoceno, causando la formación de pequeños conos cineríticos con derrames de lava asociados, así como erupciones freatomagmáticas que produjeron grandes cráteres (maares). Algunos investigadores piensan que las fuentes de los basaltos en esta región, están íntimamente relacionadas a las intersecciones de la fosa de Villa de Reyes con otras estructuras de carácter regional (Aranda-Gómez et al., 1983 y Tristán-González, 1986). Los depósitos de esos volcanes contienen xenolitos

de lherzolita de espinela, la cual proviene del manto, y/o de granulitas feldespáticas procedentes de la base de la corteza (Aranda-Gómez y Luhr, 1990). Las lavas basaníticas descansan sobre las rocas cretácicas, terciarias, sedimentos lagunares o gravas continentales del Cuaternario.

### **3.- GEOMORFOLOGIA REGIONAL**

El área en estudio se localiza en la provincia fisiográfica de la Mesa Central. De acuerdo con las características observadas en los planos hipsométrico y de red de desagüe, Aguillón-Robles (1992) dividió esta zona en 6 unidades geomorfológicas, en un área de aproximadamente 6000 km<sup>2</sup>. Dentro del CVSLP se observaron rasgos geomorfológicos característicos de estructuras volcánicas, principalmente de derrames riolíticos y riodacíticos que tienen el relieve y el desagüe característico de estructuras volcánicas en forma de domos.

A continuación se describirán brevemente las seis unidades geomorfológicas antes mencionadas.

#### **3.1 Altiplano o Meseta Tepetate-Villa de Arriaga-Pinos.**

Esta unidad presenta relieve moderado, con elevaciones entre 2150 a 2300 msnm, se considera que la curva de nivel 2150 m delimita arbitrariamente lo que es el altiplano o meseta Tepetate-Villa de Arriaga-Pinos. Este altiplano tiene dimensiones aproximadas de 25 km de ancho por 50 km de longitud, cubierto por espesores variables de aluvión. Algunas prominencias que sobresalen en el altiplano son mesetas alargadas, productos de acumulaciones de material volcánico y que se han preservado por erosión diferencial; también existen cerros aislados hacia la porción oriental de esta unidad geomorfológica, que corresponden a domos riolíticos. Cerca de las poblaciones de la Estrella y el Obraje existe un serie de lomeríos de poca altura, constituidos por gravas, arenas y pequeñas ventanas de sedimentos marinos mesozoicos. El desagüe es de tipo endorréico mal desarrollado; la mayoría de los arroyos son intermitentes y su cauce principal descarga en lagunas pequeñas sobre el altiplano, o llegan a la depresión que da origen a la laguna de Sartanejo.

#### **3.2 Sierra de San Miguelito.**

Esta unidad geomorfológica está conformada por un conjunto de serranías alargadas con orientación NW 45--55 SE; tiene ancho total entre 20 y 25 km, con elevaciones mínimas de 1900 y máximas de 2900 msnm; los valles de Villa de Reyes y de San Luis se encuentran limitando a esta unidad en sus porciones oriental y meridional.

En la sierra de San Miguelito se presentan escarpas hacia el valle de Villa de Reyes. El patrón de desagüe en las serranías es de tipo paralelo, controlado por

fracturamiento general NW-SE; la longitud media de los arroyos es de 8 km y la densidad de desagüe es alta; hacia la porción norte de la sierra la densidad es menor que en la porción meridional, lo que se cree debido al control estructural. En general en la sierra de San Miguelito los cañones son profundos, el lecho rocoso de esta unidad geomorfológica está conformado por derrames volcánicos. Hacia su parte central se encuentra la Depresión del Peaje, que fue rellenada por una secuencia de ignimbritas riolíticas y depósitos volcanoclásticos; en la porción norponiente de esta serranía se encuentran los domos riolíticos del Cerro Grande.

El límite noroccidental de esta unidad está marcado aproximadamente por la curva de nivel 2200, que separa a la sierra del valle de San Martín que se encuentra relleno por aluvión, en este valle el desagüe es escaso, con patrón dendrítico y los arroyos principales fluyen hacia el valle de Ahualulco. El valle de Ahualulco se encuentra en la porción norte de esta unidad geomorfológica, las sierras aledañas a este valle se caracterizan por tener muy poca pendiente, presentando desagüe con patrón dendrítico incipiente, con longitud aproximada de 20 km en los cauces principales.

### **3.3 Valle de Bledos.**

Se localiza al sudoriente de la unidad 1; está limitado por dos alineamientos paralelos, que son muy evidentes tanto en el mapa hipsográfico como en la imagen Landsat; su orientación predominante es NW 30-40° SE y tiene ancho promedio de 7 km (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Este valle tiene elevación media de 1950 msnm; además presenta grado de erosión alto; se le observa desagüe dendrítico que forma cañones profundos, algunas veces con paredes escarpadas. Este valle fue rellenado por tobas riolíticas del Terciario Medio (Riolita Panalillo); también existen remanentes de rocas basálticas del Terciario Superior (Basalto Cabras). Su extremo sudoccidental, hacia el valle de Villa de Reyes está totalmente cubierto por aluvión.

### **3.4 Sierra de Bledos.**

Esta sierra tiene elevación mínima de 2150 y máxima de 2600 msnm, y presenta relieve moderado hacia su porción occidental, que se hace más abrupto en su parte oriental; los arroyos en su parte oriental tienen patrón dendrítico, que fluye hacia el valle de Bledos y los cauces principales escurren hacia el valle de Villa de Reyes. En la porción occidental el desagüe es dendrítico a ligeramente anular y en lugares específicos tiende a ser radial, ya que está asociado a geoformas dómicas

de origen volcánico. El grado de erosión en la sierra de Bledos es moderado a alto y hacia los alrededores de la unidad se encuentran depósitos de material aluvial.

### **3.5 Serranías de Villa de Arriaga.**

Los rasgos más prominentes de esta unidad son tres geoformas; dos de ellas son semejantes, aunque difieren en dimensión. La más pequeña (Cerro el Gallo), cubre una área aproximada de 9 km<sup>2</sup>, y la otra es mayor (Mesa de Morenos), con superficie aproximada de 100 km<sup>2</sup>, ambas tienen elevación mínima de 2200 y máxima entre 2500 y 2600 msnm; presentan formas elípticas con sus ejes mayores orientados al norte-sur; sus desagües son del tipo radial; los principales arroyos fluyen hacia la porción sudoccidental de estas geoformas.

La Mesa de Morenos presenta topografía truncada aproximadamente en la curva de nivel 2200 en su porción oriental, que la separa de la unidad 1; esta curva probablemente coincide con una estructura tectónica de orientación norte-sur provocada por fallamiento o fracturamiento. La base de estas geoformas está cubierta hacia sus flancos por material aluvial. Tanto el Cerro el Gallo como la Mesa de Morenos están constituidos por rocas volcánicas del Terciario Medio que cubren discordantemente a sedimentos marinos del Cretácico Superior. Hacia la porción sudoccidental de esta unidad se encuentra otra geoforma ovalada llamada Mesa el Toro, la cual tiene forma alargada en dirección NE-SW, con elevación mínima de 2200 y máxima de 2500 msnm, con relieve suave. La Mesa el Toro presenta un desagüe poco profundo del tipo dendrítico, que fluye hacia su porción este.

### **3.6 Sierra de Pinos.**

En la sierra de Pinos se localiza una geoforma ovalada, la cual se encuentra delimitada aproximadamente por la curva de nivel 2400, con elevación máxima de 2950 msnm; este domo cubre una área aproximada de 100 km<sup>2</sup>; el desagüe es del tipo dendrítico y radial poco profundo, con densidad alta. Los cauces principales miden entre 5 y 10 km de longitud; la topografía es de moderada a abrupta. La sierra de Pinos está formada principalmente por rocas volcánicas del Terciario Medio de composición riodacítica y riolítica, las cuales descansan discordantemente sobre sedimentos marinos del Cretácico.

### 3.7 Conclusión.

Analizando el relieve y el patrón de desagüe se observa que a nivel regional es posible identificar geoformas dómicas, que sobresalen de los valles. Estas estructuras fueron formadas por eventos volcánicos, principalmente por la expulsión de derrames riolíticos y riolíticos; los principales domos que se observan a nivel regional son los domos de Cerro el Gato, Cerro Silva, Cerro Grande, Cerro los Herrera y el Domo de Pinos; observando ciertas características de relieve y de forma se puede inferir que estos domos son de tipo exógeno.

En los mapas hipsográfico y de desagüe se observa también que existe tendencia de los rasgos geomorfológicos a orientarse con dirección NW 30-40° SE. Se piensa que esto es la respuesta de un patrón tectónico que controla los cauces principales de los arroyos (especialmente en la sierra de San Miguelito) y que posiblemente se encuentra asociado a fallamiento normal y fracturamiento, el cual se desarrolló en el área durante el Terciario Medio y Superior. Se considera que el emplazamiento de estos domos volcánicos está íntimamente relacionado al patrón tectónico regional de NW 30-40° SE, que controló el desarrollo del desagüe y estructuras volcano-tectónicas que se formaron en esta porción de la Mesa Central durante el Oligoceno Medio (Fosas de Bledos y Enramadas).

## 4.- GEOLOGIA LOCAL

### 4.1 Forma y dimensiones del domo.

Dentro del campo volcánico de San Luis Potosí se encuentran varios domos de composición riolítica y riodacítica. Una de estas estructuras es el Domo de Pinos (DDP, Lámina 4), de composición riodacítica, el cual cubre una área aproximada de 100 km<sup>2</sup>; esta estructura es de forma circular, con radio medio de 6 km; relativamente cerca de este domo se encuentran otras estructuras como son: El Cerro del Gato (DEG), Cerro Silva (DCS), Domo los Herrera (DLH), Mesa de Morenos y Cerro el Gallo, los cuales son de composición riolítica y más pequeños que el Domo de Pinos.

Dentro de la zona se identificaron las siguientes unidades litoestratigráficas.

### 4.2 Estratigrafía.

#### a).- Formación Indidura (Ksi)

##### Cretácico Superior (Turoniano)

#### Definición:

Esta formación fue descrita originalmente por Kelly, W.A. (1936, p. 1028), quien la estudió en la región de Delicias, Coah., dando este nombre a unos 30 m de lutitas, calizas resquebrajadas y lajas de caliza, que cubren directamente a la Caliza Aurora y que contienen fósiles indicativos del Albiano Superior-Cenomaniano y Turoniano.

Imlay (1936, p. 11-1132), midió varias secciones en la Sierra de Parras y la dividió en 5 miembros, constituídos en general por la alternancia de calizas y lutitas en capas delgadas.

#### Distribución:

Se encuentra en el lado poniente del poblado de Pinos, Zac., en una serie de lomeríos que se encuentran al oriente del camino que comunica a Ojuelos con Pinos.

#### Litología y espesor:

Está formada por calizas en estratos de 10-40 cm, de color gris oscuro a negro, algo carbonosa; se intertemperiza a color gris crema, intercalada con estratos de caliza de 5-10 cm, lajosa y arcillosa, de color violáceo y algunos estratos delgados de limolita del mismo color, además presenta gran cantidad de vetillas de calcita de color blanco, que cruzan en todas direcciones, entre las fracturas y planos de estratificación.

También se presenta en estratos de caliza más delgados entre (5-10 cm), de color gris claro, los que se intercalan con delgadas capas de limolita de color gris violáceo y morado.

Se pudo observar en esta formación una franja intensamente silicificada, paralela al rumbo de la estratificación y en ocasiones como manchones aislados, que alteró a las calizas, limolitas y pedernal. Esta franja de color pardo contrasta fácilmente con el tono claro de la roca no alterada.

Su espesor no fue posible medirlo, pero en una sección del área del Peñón Blanco tiene 353 m de espesor.

#### **Relaciones Estratigráficas:**

Esta formación suprayace a la Formación Cuesta del Cura y subyace a la Formación Caracol, siendo ambos contactos concordantes y ligeramente transicionales.

#### **Edad y Correlación:**

Imlay (1936), le asignó edad del Turoniano, basándose en el contenido de *Inoceramus Labiatus* (Sp) y *Exogyra*, Humphrey (1949), la sitúa desde el Albiano Superior al Turoniano.

Kellum y Shuback (1961), Kellum y Robinson (1963), le asignaron edad del Albiano Superior al Turoniano Superior.

En el área se le considera edad del Turoniano, por su contenido de *Inoceramus Labiatus* (sp), sobre todo hacia su base.

De acuerdo con su edad y litología, esta formación se puede correlacionar con la Formación Soyatal de la Sierra de Alvarez, S.L.P., con la Formación Agua Nueva de la Cuenca Tampico-Misantla y con la Formación Eagle Ford del NE de México y sur de Texas.

#### **Ambiente de Depósito:**

Esta formación, por sus características litoestratigráficas, se supone que fue depositada cerca del medio batial, ya que presenta una secuencia más o menos rítmica de las capas calcáreas, con muy poca aportación de arcilla, habiendo también suministro de material orgánico, presencia de pirita singenética, por lo que se sugiere que se trata de un medio ambiente reductor, sin o con muy poca circulación de agua.

**b).- Formación Caracol (Ksc)****Cretácico Superior (Coniaciano-Maestrichtiano)****Definición:**

Descrita originalmente por Imlay R.W. (1936), en el lugar donde aparecen varios afloramientos en el arroyo de Caracol, situado en la sierra de San Angel, en la parte oriental de la sierra de Parras, Coah., aquí se presenta como una serie de tobas desvitrificadas, lutitas y calizas, que descansan concordantemente sobre la Formación Indidura.

**Distribución:**

Esta formación se encuentra en las laderas del domo, sobre todo en la parte occidental, en forma de pequeñas ventanas; algunas veces se encuentra cubierta por una delgada capa de material aluvial.

**Litología y Espesor:**

Litológicamente consiste de lutitas de color gris verdoso, fósiles que al partirse se astillan fácilmente, las cuales se intemperizan a color pardo rojizo, alternando con areniscas en estratos de 10-30 cm, de color verdoso con granos subredondeados de feldespato, cuarzo y buena cantidad de moscovita, contenidos en matriz calcárea. Además presenta gran cantidad de estructuras menores, como rizaduras de corriente, crestas, moldes de estrías de corriente y huellas de animales, las cuales se formaron por acción de corrientes, cargas de compactación, movimiento a lo largo del declive y movimiento de animales en el fango. Su espesor se desconoce por estar intensamente plegada y casi por completo cubierta.

**Relaciones Estratigráficas:**

Su contacto con la Formación Indidura, es concordante y transicional, y está en general cubierta por sedimentos cuaternarios, terciarios continentales, por ignimbritas y lavas riolíticas del Terciario.

**Edad y Correlación:**

En el área no se encontraron fósiles, por lo que de acuerdo con su posición estratigráfica, se le asigna la edad dada por Carrillo-Bravo (1971), correspondiente desde el Coniaciano hasta el Maestrichtiano.

Esta formación es correlacionable con las Formaciones Cárdenas y Tamasopo de la Plataforma Valles-S.L.P., con la Méndez y San Felipe de la margen oriental de la Plataforma Valles-S.L.P., con la Mezcala del área de Guerrero y con la Creta Austin del NE de la República Mexicana.

**Ambiente de depósito:**

Por sus características sedimentológicas, como son la estratificación bien marcada, uniforme, rítmica, de lutitas laminares y areniscas graduadas, cuyos materiales fueron probablemente depositados por corrientes de turbidez, y los que se sobrepusieron delicadamente sin alterar las huellas de los gusanos en el fondo, este depósito tuvo lugar en aguas poco profundas y serenas, debajo del tren de olas con libre circulación de aguas y suficiente penetración de luz solar.

Estos sedimentos pueden considerarse como un depósito de las facies flysch, de aguas poco profundas, con carácter regresivo, situándolo por lo tanto, dentro de la zona sublitoral, que se localiza entre los límites de la marea baja y los 45 m de profundidad.

**c).- Toba Pinos (Ttp)****Terciario (Oligoceno)****Definición:**

Originalmente descrita por Aguillón-Robles (1983), se le asignó este nombre a un conjunto de tobas que se encuentran en la base de un derrame de lava de tipo riolítico.

**Distribución:**

Se encuentra aflorando en casi toda la estructura, en la base del derrame riolítico de forma muy irregular.

**Litología y Espesor:**

En general se trata de arena volcánica, de color blanco-amarillento, de grano fino, con 15% de fenocristales de cuarzo y feldespato; también presenta fragmentos líticos hasta de 2 cm de diámetro, en algunas ocasiones presenta pómez sin colapsar; su espesor es variable, aunque en promedio se puede decir que es de 40 m.

**Edad y Correlación:**

Por sus relaciones estratigráficas dentro del área, se le ha asignado edad del Oligoceno.

**d).- Riodacita Barbechos (Trb)**  
**Terciario (Oligoceno)**

**Definición:**

Descrita informalmente por primera vez por Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1992), como un derrame de lava riodacítico que se encuentra estratigráficamente abajo de la Riolita San Miguelito, y que forma la base de la secuencia volcánica en la porción norte y nororiente del domo del Cerro Grande (Sierra de San Miguelito), siendo su mejor exposición en la zona de Barbechos y Pollitos. Se ha considerado que corresponde a una facies más silícica de la Latita Portezuelo, ya que no existe contacto entre estas dos unidades y ambas se encuentran en la misma posición estratigráfica.

**Distribución:**

Aflora en gran parte del área de estudio y es la unidad predominante del Domo de Pinos.

**Litología y Espesor:**

Consiste de un derrame de lava de color gris, pardo y pardo claro, de textura porfirítica, con fenocristales de sanidino y cuarzo, en matriz desvitrificada; presenta estructura fluidal y se intemperiza a pardo rojizo, en su base presenta toba de color claro. Su espesor se desconoce, debido a que no se pudo medir por los problemas estructurales que presenta el área.

**Relaciones Estratigráficas:**

Es la unidad volcánica de más volumen que aflora en el Domo de Pinos; sobreyace discordantemente a los sedimentos marinos del Cretácico Superior y subyace a la Riolita San Miguelito y en ocasiones también discordantemente a la Riolita Panalillo.

**Edad:**

De acuerdo con lo dicho anteriormente, que se trata de una facies más silícica de la Latita Portezuelo, se le asigna la misma edad de esta roca correspondiente al Oligoceno Medio.

**e).- Riolita San Miguelito (Tsm)**  
**Terciario (Oligoceno)**

**Definición:**

Originalmente descrita por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978) y propuesta formalmente por Labarthe-Hernández et al. (1982), tiene como localidad tipo la estribación norte de la Sierra de San Miguelito, bordeando el valle de la ciudad de San Luis Potosí, consiste en general de un derrame riolítico que cubre, junto con otras unidades volcánicas toda la sierra antes mencionada; esta unidad se continúa hasta los estados de Guanajuato, Zacatecas y Aguascalientes.

**Distribución:**

En la zona de estudio, esta formación aflora en la parte norte del domo, formando algo muy parecido a un domo endógeno, con echados casi verticales y en otras partes del domo se encuentra en forma de derrame con sus foliaciones casi horizontales, delimitando a la estructura dómica.

**Litología y Espesor:**

Consiste de un derrame de lava riolítica de color gris claro, con 20-25% de fenocristales de cuarzo y sanidino; en alguna ocasiones presenta matriz desvitrificada, tiene textura fluidal y estructura columnar. También fue alterada hidrotermalmente, silicificando parte de la roca .

En cuanto a su espesor no se pudo medir con exactitud; sin embargo se puede considerar aproximadamente de 200 m, los cuales fueron medidos en el Cerro el Gallo en el área de Ojuelos, Jal.

Según los análisis químicos hechos a muestras que se recolectaron en varios domos del CVSLP (Aguillón-Robles, 1992) y de acuerdo con la clasificación de Peccerillo y Taylor, se trata de una riolita rica en K.

**Relaciones Estratigráficas:**

En la zona de estudio, esta formación se presenta en forma de domo endógeno hacia la parte norte, y en otras partes en forma de derrame; se cree que sobreyace a la Riodacita Barbechos y subyace discordantemente a la Riolita Panalillo.

**Edad y Correlación:**

Labarthe-Hernández et al. (1982), fecharon esta roca por el método de K/Ar, por roca total, dando la edad de  $30.0 \pm 1.5$  Ma, por lo cual se le sitúa en el Oligoceno Medio; Aguillón-Robles et al. (1992), para el área de Tepetate determinaron la edad de  $29.2 \pm 0.8$  Ma, por biotita.

**f).- Riolita Panalillo (Trp)  
Terciario (Oligoceno Superior)**

**Definición:**

Descrita originalmente con el nombre de Riolita Panalillo por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978), dándole ese nombre por haberse definido y separado de otras unidades volcánicas en las cercanías del poblado El Panalillo, a unos 15 km al oriente de la ciudad de San Luis Potosí. Fue propuesta formalmente por Labarthe-Hernández et al. (1982), como formación con el nombre de Riolita Panalillo.

Se trata de una roca ignimbrítica de color pardo, de textura esferolítica, con vesículas rellenas de feldespato, cuarzo y calcedonia, en matriz desvitrificada, generalmente esta unidad se halla formando extensas mesetas que se distinguen fácilmente de otras unidades volcánicas. En otros sitios se le pueden distinguir tres miembros:

Miembro Inferior: Toba depositada por aire (Tap), la que rellena principalmente pequeñas depresiones y fosas.

Miembro Medio: Ignimbrita de color pardo, con abundantes fragmentos aplanados de poméz, en matriz fina y desvitrificada.

Miembro Superior: Riolita esferolítica con matriz fina, desvitrificada y con abundantes vesículas rellenas de cuarzo y calcedonia.

**Distribución:**

En el área de estudio, los afloramientos existentes de esta unidad forman mesetas y en ocasiones presentan la toba depositada por aire hacia su base. Estos afloramientos se presentan principalmente hacia la parte oriental del domo .

**Litología y Espesor:**

En la zona se presenta como una roca ignimbrítica de color pardo, con matriz fina desvitrificada, con fenocristales de cuarzo y sanidino, bien soldada y algo de estructura fluidal, en algunas partes tiene cavidades originadas por el escape de gases, presenta poméz colapsada y algunos líticos. Hacia su base presenta toba arenosa de color blanco-amarillento. Debido a los pocos e incompletos afloramientos de esta unidad, no se pudo medir su espesor.

**Relaciones Estratigráficas:**

Sobreyace discordantemente a la Riodacita Barbechos y en ocasiones a la Riolita San Miguelito; dentro del área se encuentra como la unidad volcánica más reciente y coronando derrames más antiguos.

**Edad:**

La edad de esta formación fue determinada por el método de K/Ar, dando como resultado  $26.8 \pm 1.3$  Ma, por lo que se sitúa dentro del Oligoceno Superior (Labarthe et al., 1982).

**4.3 Estructura.****a).- Características generales de los domos.**

Los domos riolíticos y riódacíticos son estructuras volcánicas formadas por la extrusión de lavas viscosas, a partir de una fuente central.

La alta viscosidad de las lavas es esencial para la formación de estructuras dómicas y debido a esto se puede inferir que estos domos están compuestos principalmente por rocas volcánicas félsicas e intermedias. Aunque si la temperatura es suficientemente baja, la solidificación rápida y el contenido de volátiles es bajo, los domos pueden también desarrollarse en lavas basálticas. La composición química juega papel importante en determinar la forma del domo, aunque este factor es de menor importancia entre los domos volcánicos, ya que sus formas son dadas principalmente por el volumen de magma extrusionado.

El crecimiento de los domos puede ser endógeno y exógeno y en algunos casos parcialmente endógeno y parcialmente exógeno. Por inyección de lava dentro del cuerpo inicial, las estructuras tienden a desarrollar forma semiesférica; formas similares fueron producidas experimentalmente por Reyer (citado por Williams, 1932), inyectando una sustancia viscosa a través de una abertura estrecha; por medio de este modelo se puede observar que en la mayoría de los casos, las foliaciones del flujo interno de lava son concéntricas, decreciendo la inclinación de las capas hacia las márgenes del domo, y en la parte central de las estructuras las foliaciones del flujo son verticales o muy inclinadas, a estas estructuras se les ha dado el nombre de "estructuras de cebolla" o domo en forma de hongo (Benson y Kittleman, 1968).

Dentro de las estructuras internas que presentan los domos, están claramente representadas las foliaciones de derrame que son generadas durante el estiramiento, rompimiento y disminución del flujo. Los derrames de lava asociados a domos riolíticos presentan estructuras de "rampa", así como pliegues en la superficie de la lava. Cas y Wright (1988) consideraron que la longitud de onda y la amplitud del plegamiento, dependen del gradiente de temperatura y el contraste entre la superficie, así como de la viscosidad del interior y el esfuerzo compresivo (debido al flujo) y el esfuerzo gravitacional (provocado por el peso de la lava).

Comparado con el rango de crecimiento de los estrato-volcanes, el de los domos es mucho más rápido; un ejemplo de esto es el domo de Santa María en Guatemala, el cual después de dos años de crecimiento llegó a tener diámetro de 1200 m y altura de 500 m (Williams, 1932).

Las estructuras formadas por los derrames de lava riolítica tienen formas características, por lo que a este tipo de estructuras se les llamó "cóncavas hacia arriba" (Bryant, 1966). También se han comparado a los derrames glaciales (Christiansen y Lipman, 1966), estos mismos autores mencionan la presencia de vitrófidos y consideran que estos se presentan debajo de las brechas basales, o cerca de la zona de fuente. En algunos domos riolíticos jóvenes se conserva una cubierta o caparazón vítreo o brechoso.

Christiansen y colaboradores (1986) consideraron que las erupciones de lavas riolíticas topacíferas, fueron extraordinariamente pasivas y observaron que la mayoría de las estructuras estudiadas, poseen depósitos piroclásticos en sus bases. Lo importante de estas rocas piroclásticas reside en que se han encontrado algunos depósitos de berilo con valor económico, como en Spor Mountain (Burt y Sheridan, 1981). En general los domos bien preservados presentan brecha basal o tienen caparazón vítreo o brecha.

#### **b).- Características estructurales del Domo de Pinos (DDP).**

En el Domo de Pinos, el cual se encuentra ubicado en el CVSLP, existen evidencias de actividad explosiva, la cual está representada por las tobas, por lo que se considera que la formación de esta estructura estuvo asociada a etapas de pulsos continuos (Aguillón-Robles y Rodríguez-Ríos, 1993).

Se piensa que el domo se formó utilizando un conducto principal y posteriormente fué deformado de manera compleja por diferentes esfuerzos, tanto tensionales como gravitacionales.

En el área los derrames riodacíticos llegan a cubrir casi la totalidad de la estructura. El centro de emisión del material volcánico del domo se encuentra asociado a fallas y fisuras con orientación predominante N30-50°W, que corresponde a los alineamientos generales de la zona. El Domo de Pinos es una estructura bien formada con su fuente cercana a la parte central; la localización de la fuente se infiere a partir de ciertas características geológicas, tales como vitrofiro mezclado con tobas, fallas radiales, alteración hidrotermal y foliación vertical.

La forma y desarrollo del domo dependió del aporte del material volcánico, de las características mineralógicas de las lavas y de la topografía preexistente; estas

lavas fueron deformadas simultánea e inmediatamente después de su expulsión, por diferentes esfuerzos provocados tanto por la inyección del magma (compresión), como por la gravedad y ésto puede dar como resultado estructuras de tensión provocadas por el enfriamiento de la lava y estrías de deslizamiento.

En la zona de estudio se hizo el levantamiento de las foliaciones de flujo del derrame, así como de las fallas encontradas en el campo; todos estos datos fueron procesados posteriormente en la computadora por medio del programa "Splot", interpretando estos diagramas se puede dar cuenta de que el Domo de Pinos es una estructura con sus foliaciones buzando hacia los cuatro cuadrantes, con su fuente en la parte central, con cierta orientación del flujo hacia el NW-SE, y los echados de las foliaciones con promedio de  $36^\circ$  (Figuras 5, 6 y 7); las fallas normales se observan de manera radial, mostrando cierta tendencia de buzamiento hacia el noroccidente, con echados que varían entre los  $40^\circ$  y  $80^\circ$ , teniendo como promedio  $60^\circ$  (Figuras 8 y 9); con base en estos estereogramas se refuerza la teoría de que los conductos principales por los que salieron los magmas para formar estas estructuras dómicas, tienen tendencia regional al NW-SE.

#### **4.4 Conclusión.**

La estructura volcánica llamada Domo de Pinos (DDP) es de composición esencialmente riodacítica, aunque existen dentro de ella afloramientos de lavas riolíticas; dentro de la zona de estudio la formación más antigua es la Formación Indidura y la más reciente la Riolita Panalillo; este tipo de estructuras se forman por la extrusión de lavas viscosas a partir de una fuente central.

Las foliaciones de flujo de este domo son claramente observables y ésto ayuda a definir mejor la estructura, por medio del análisis estructural de estas foliaciones, así como de las fallas existentes dentro del domo.

Aunque algunos domos presentan diversidad de litología y estructura, se puede concluir que todos tienen características generales en común, que muestran su evolución y dan la idea de que esta evolución es un proceso sistemático, por lo que se puede decir que las características generales más importantes en los domos son las siguientes:

Tamaño, forma, litología, rango de crecimiento y mineralogía.

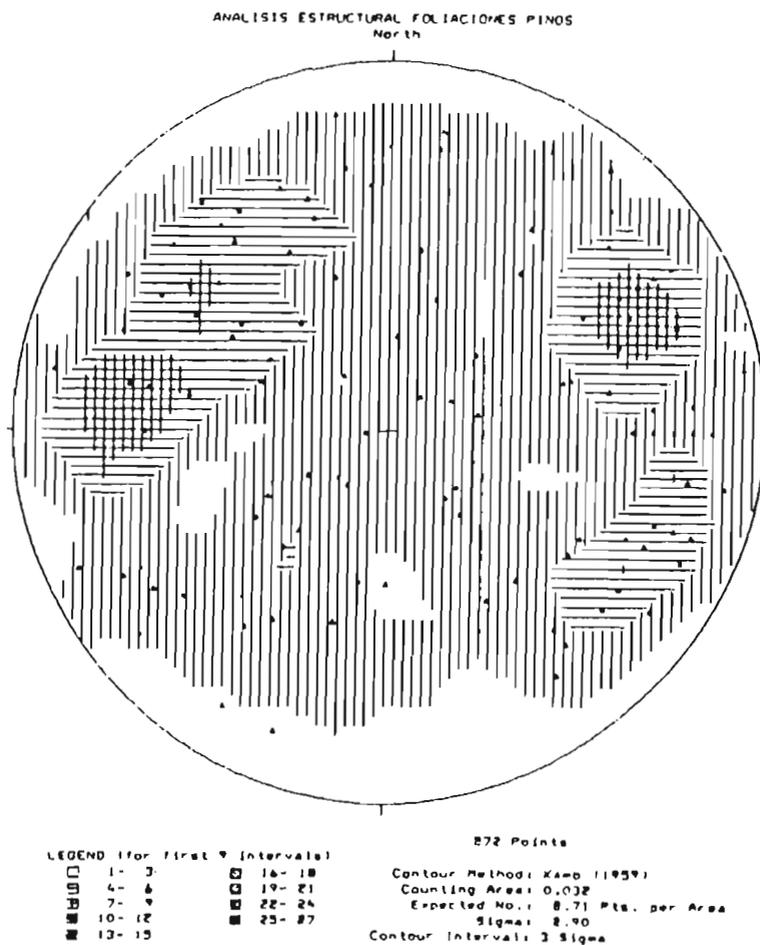


Figura 5. Stereograma mostrando las densidades de las foliaciones del Domo de Pinos.

Diagrama de Rosa con ángulo de buzamiento para análisis estructural-foliaciones Pinos

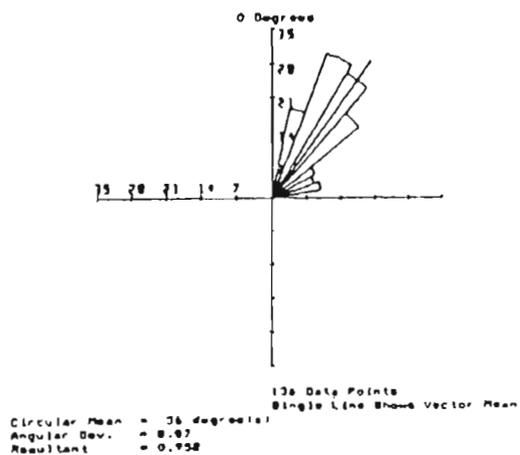


Figura 6. Diagrama de Rosa mostrando las inclinaciones medias de las foliaciones de la estructura dómica de Pinos.

Diagrama de Rosa con tendencia de los polos para análisis estructural-foliaciones Pinos

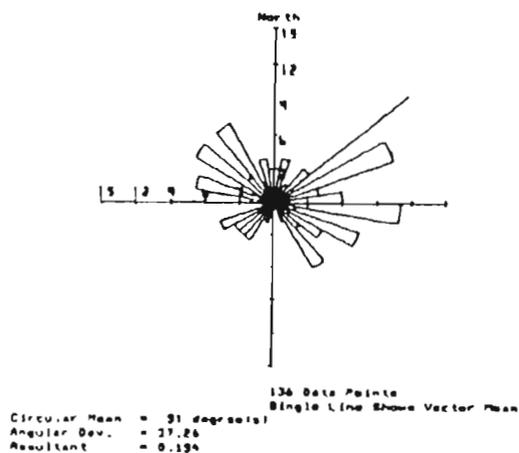


Figura 7 Diagrama de Rosa mostrando la tendencia del derrame hacia NW-SE de la Riodacita Barbecho.

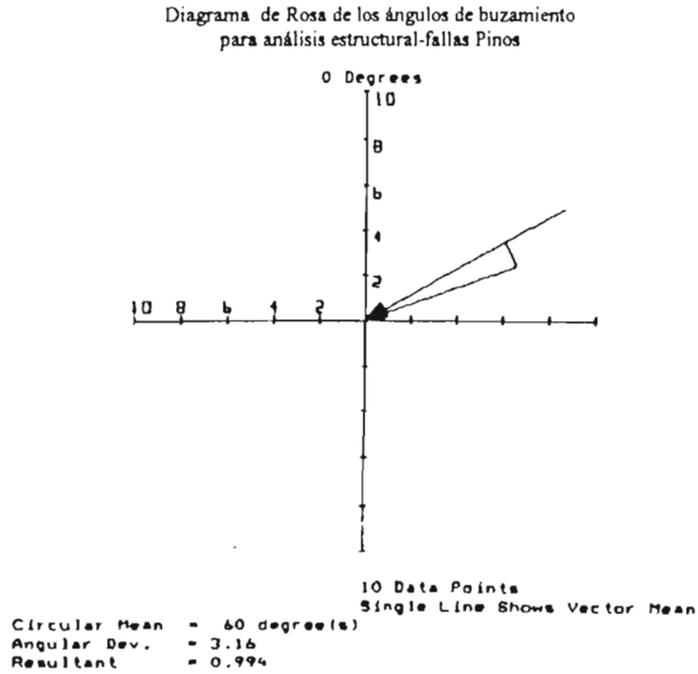


Figura 8. Diagrama de Rosa mostrando el ángulo de echado medio de las fallas aflorantes en Pinos.

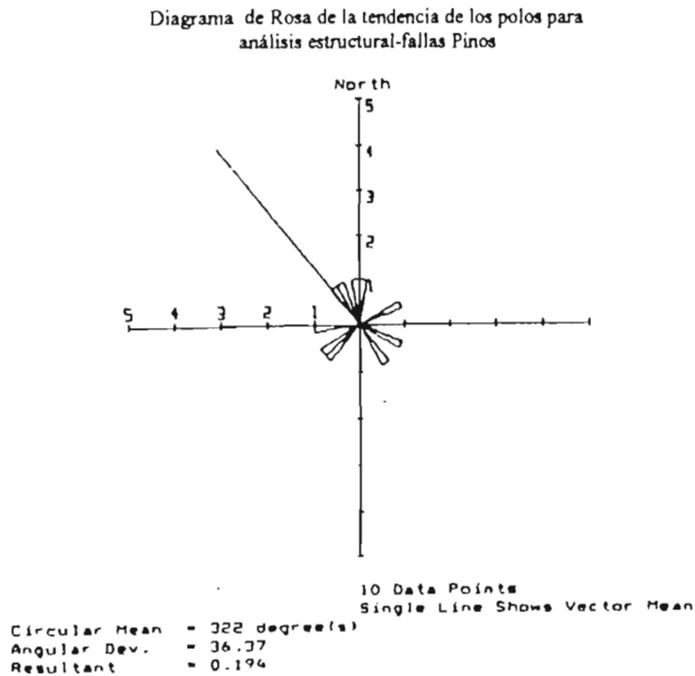


Figura 9. Diagrama de Rosa mostrando la tendencia del buzamiento de las fallas del domo.

## 5.- MINERALIZACION EN DOMOS VOLCANICOS

Las estructuras dómicas son comunes en campos volcánicos y son excelentes blancos de exploración, para depósitos epitermales de metales preciosos; estos domos normalmente tienen sus características bien preservadas, las cuales quedan expuestas durante el minado, lo que registra la evolución de los domos y da conocimiento más profundo de los controles y de la distribución de los depósitos asociados.

Grandes emplazamientos de magmas félsicos pueden causar desarrollo de conos exteriores, así como de fracturas encima de la cámara magmática, lo cual sirve como conducto natural de los flúidos hidrotermales. Como los levantamientos del magma hacia la superficie interaccionan con los acuíferos existentes, pueden dar como resultado explosiones freatomagmáticas, las que abren pasajes cónicos y depositan brechas circundantes en capas, dichas brechas consisten generalmente de fragmentos de la roca encajonante, del caparazón y de la roca en la superficie, combinación heterogénea que puede ser sumamente porosa y en consecuencia sitio favorable para la mineralización. Los movimientos posteriores del magma pueden causar la formación de fallas concéntricas y radiales; la reactivación de estas fallas puede causar el desarrollo de un sistema de fracturas dentro del domo, en el cual pueden llegar a formarse intersecciones de vetas.

Existen tres tipos de depósitos epitermales de metales preciosos emplazados en rocas volcánicas:

- 1).- Vetas ricas en Ag, Au, polimetálicos y metales básicos.
- 2).- Vetas ricas en Ag, pobres en Au, estaño y en red de vetas.
- 3).- Oro de bajo grado en red de vetas o depósitos diseminados con o sin Ag y metales básicos.

Ejemplo: Cerro Rico del Potosí (Domo de Bolivia), el más grande depósito de Ag, ha producido aproximadamente 30,000 a 60,000 ton. de Ag con aproximadamente (0.5 kg de Ag/ton) (Cunningham y Ericksen, 1991).

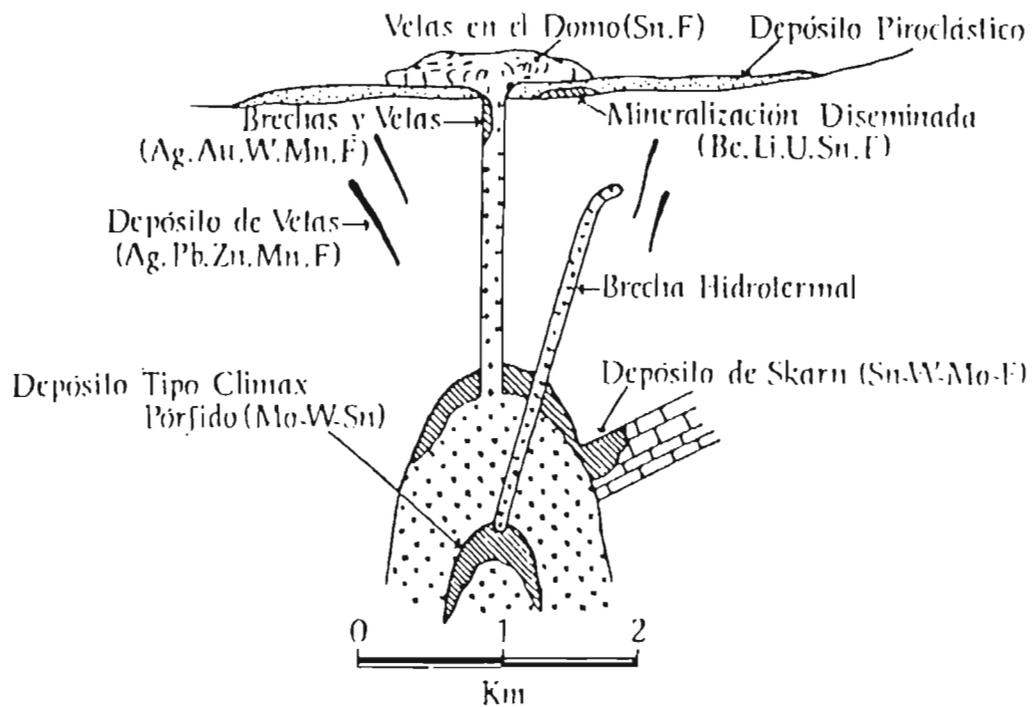
Muchas vetas y distritos muestran zoneamiento mineral, en las zonas centrales metales básicos; en algunos depósitos el Au y W abundan, y en las otras zonas, Ag, As y Sb son abundantes. El zoneamiento vertical se presenta en algunos lugares; los metales básicos son más abundantes a la profundidad y la plata es abundante cerca de la superficie.

Las lavas félsicas con alto contenido de flúor forman principalmente derrames y domos, en menor proporción tobas y brechas; el contenido elevado de

flúor en estas rocas está atestiguado por la presencia de topacio ( $\text{Al}_2\text{SiO}_4\text{F}_2$ ), que cristalizó durante la fase de vapor. Este mineral normalmente se encuentra en cavidades en los planos de pequeñas fracturas y de las foliaciones de flujo de los derrames. Las rocas topacíferas generalmente presentan enriquecimiento extremo de elementos litofílicos y tierras raras (Li, Rb, Cs, Nb, Sn, W, U, etc.), y comúnmente son acompañadas por depósitos de fluorita. Varios autores consideran que el enriquecimiento extremo de flúor y elementos incompatibles en las rocas topacíferas son el resultado final de la cristalización fraccionada (Burt y Sheridan 1987); así la diferenciación magmática causó enriquecimiento de elementos incompatibles, lo cual en algunos lugares fue el precursor en la formación de depósitos de U, Be y mineralización de F. En Spor Mountain, Utah se ha encontrado mineralización de Be en domos riolíticos de este tipo, ahí las menas se encuentran en una toba sin soldar, relacionada con el evento de formación del domo, además en esta zona se encuentra enriquecimiento en F, W, Sn, Nb, Zn, Pb y otros metales. Este tipo de domos (topacíferos), también se puede asociar a mineralización de Sn fumarólico el cual se localiza preferentemente a lo largo de fracturas, en la parte alta de los domos. En muchas zonas del norte y centro de la República Mexicana, especialmente en los estados de Guanajuato, Durango, San Luis Potosí y Zacatecas, también se ha encontrado mineralización de Sn asociado a rocas de la Secuencia Volcánica Superior de la Sierra Madre Occidental. A estos domos con mineralización de Sn en México se les ha determinado la edad por medio del K/Ar, entre 30 y 32 Ma. Las riolitas con estaño en la República Mexicana se encuentran a lo largo de un área de 1000 km de longitud (Sillitoe y Bonham 1984).

Burt y Sheridan (1981) presentaron un modelo idealizado de las asociaciones del emplazamiento de domos riolíticos topacíferos y su relación con diversos depósitos minerales (Figura 10). En la región de Guadalcázar S.L.P., se conoce un intrusivo subvolcánico al que se le determinó edad de 32 Ma. (Mújica y Albarrán, 1983), de composición granítica, que tiene mineralización asociada de Mo, W, Sn, Au, Ag, F y Be; se cree que este intrusivo puede ser el equivalente subvolcánico de los domos topacíferos que se encuentran al sudoriente del Domo de Pinos .

La mineralización de Sn en domos riolíticos topacíferos, en estructuras del norte de la República Mexicana se presenta en menas y cuerpos de pequeño volumen, a manera de vetillas; la alteración de la roca encajonante consiste de kaolinita, illita, feldespato y sílice (Huspeni, et al., 1984), este mismo autor señala



**Figura 10.** Modelo idealizado de tipos posibles de depósitos de minerales asociados a complejos de domos riolíticos con alto contenido de sílice, según Burt y Sheridan (1981); adoptado por Sillitoe y Bonham (1984).

que los cuerpos minerales son domos riolíticos con cubiertas ignimbríticas, que sirvieron de capas impermeables para los flúidos hidrotermales. Sin embargo Burt y Sheridan (1987), no encontraron ignimbritas riolíticas que cubrieran a los domos topacíferos en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato. Por lo tanto se puede inferir que el papel de las ignimbritas suprayacentes no está del todo claro en la génesis de estos depósitos. Sin embargo, aunque las ignimbritas no hayan participado en el proceso de mineralización, se puede decir que son importantes en la prospección de estos yacimientos, ya que pudieron servir de protección para que la brecha o parte superior de los domos, que son los lugares en donde preferentemente ocurre la mineralización del Sn, no fueran aún erosionados.

Dentro del Domo de Pinos, principalmente en la porción occidental, existen zonas con alteración hidrotermal, consistente en oxidación y silificación intensas, estas zonas regularmente están relacionadas a fallamiento normal y mineralización de Au y Ag; también existen pequeñas obras mineras de donde se extrajo mineral. Por la posición de las obras mineras se infiere que la mineralización se presenta principalmente en las zonas de alteración hidrotermal y fallamiento. Hasta la fecha no hay ningún dato que indique que esta área estuvo cubierta alguna vez por ignimbrita. Hacia el sur del Domo de Pinos, concretamente en el área de los domos El Gato y Cerro Silva, Aguillón-Robles (1992), tomó mediciones radiométricas tratando de establecer si existe relación entre este parámetro con los centros de efusión, alteración y/o mineralización. En términos generales, el número de cuentas por segundo (cps) registrados sobre las riolitas topacíferas ( $100 < n < 190$ ), es considerablemente más elevado que las lecturas en los aluviones circundantes ( $70 < n < 90$ ), y sobre otras unidades volcánicas (Riolita Panalillo, aproximadamente 80 cps). En general, las lecturas radiométricas más elevadas se detectaron en lo que se interpreta como los centros de efusión de las lavas riolíticas y en donde los derrames se presentan como vitrofiros. Esto parece ser el resultado de concentraciones anormales de elementos radioactivos, principalmente en fuentes de material volcánico riolítico, o bien puede llegar a conservarse en las partes vítreas de los derrames de lava.

En el Domo de Pinos no se observó mineralización de Be, W o Mo. Como la mineralización de Be económicamente atractiva, se encuentra casi siempre asociada a brechas y tobas formadas durante la etapa inicial de emplazamiento (Burt y Sheridan 1987), se pueden sugerir áreas para la prospección de Be en la zona; por

lo que respecta al Mo y W, estos elementos se encuentran asociados principalmente a la parte subvolcánica y a los canales alimentadores del magma, en el área en estudio no se ha llegado al grado de erosión que permita ver estas zonas.

## 6.- GEOLOGIA ECONOMICA EN ESTRUCTURAS DOMICAS

Como consecuencia de la baja de precio de los metales preciosos en la década de los ochentas (Figura 11), la cual ha continuado hasta estos días, las compañías mineras más importantes en la República Mexicana han tenido la necesidad de reducir su exploración; debido a ésto sus exploraciones futuras deberán cumplir con ciertos requisitos como son:

- 1).- Costo menor.
- 2).- Mayor productividad.
- 3).- Tiempo menor de exploración.
- 4).- Mayor calidad.

Estos serían sólo algunos de los aspectos más importantes que deben cumplir las exploraciones futuras, con lo cual se puede dar cuenta de que la actualización en este tipo de depósitos es esencial para poder cumplir con estos requisitos. Uno de los propósitos de este trabajo es dar a conocer la potencialidad de la rocas volcánicas, asociadas a estructuras dómicas.

Los depósitos epitermales de metales preciosos se presentan en todo el mundo en territorios continentales volcánicos. Debido a que estos depósitos normalmente se forman a poca profundidad y con producción significativa, sus costos de producción son bajos, la mayoría de ellos se encuentran en las fajas volcánicas cenozoicas. Los cuerpos minerales se presentan en zonas permeables, incluyendo los sistemas de fallas regionales y locales, en brechas de explosión volcánica asociadas tanto con domos como con diatremas, y en las brechas de explosión hidrotermal. Las rocas volcánicas varían en composición desde las intermedias (andesita o riocita), hasta las silíceas (riolita), y raras veces son basálticas. A continuación se describirán dos modelos de este tipo de depósitos, para posteriormente compararlos con el área en estudio.

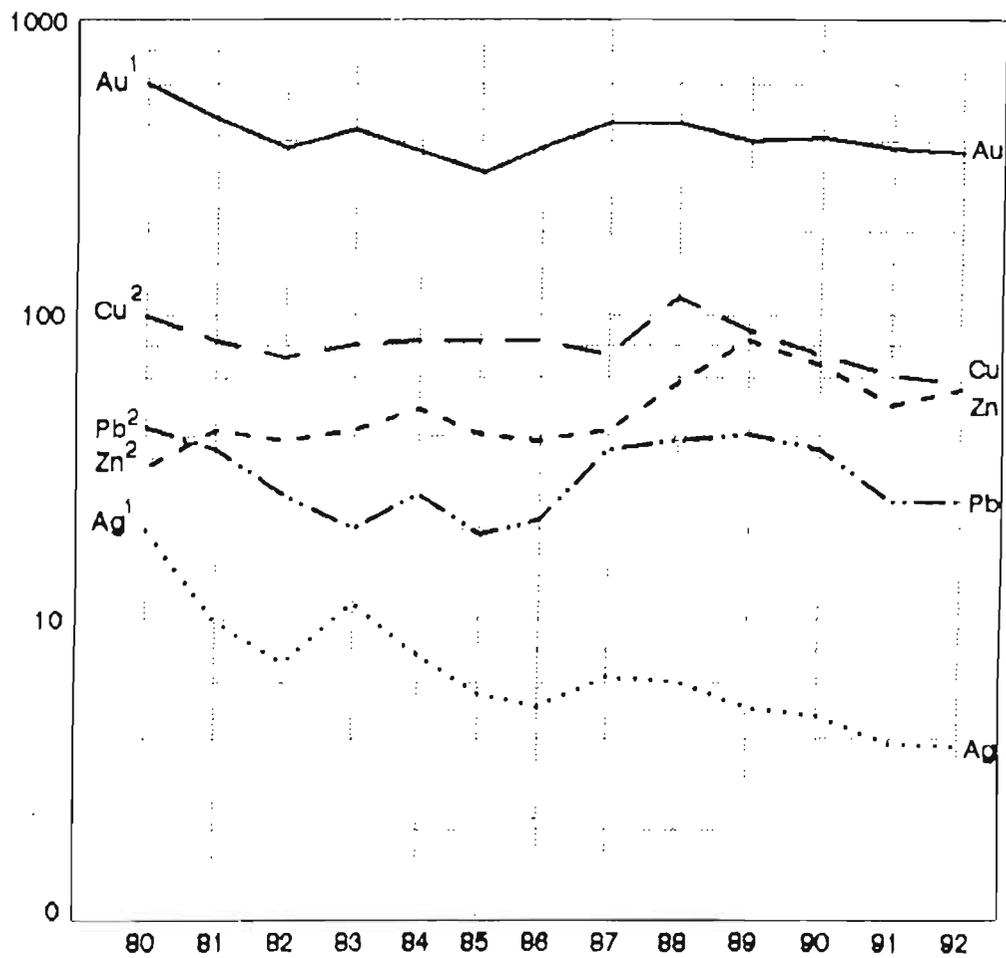
### (MODELO 1) AMBIENTE GEOLOGICO

Tipos de rocas: Andesita, dacita, latita de cuarzo, riocita y riolita.

Texturas: Porfíricas.

Edad: Principalmente terciaria, pero puede ser cualquiera.

Ambiente del depósito: Centros del volcanismo y actividad de intrusión asociada, batolitos.



## LEYENDA

1 Dólares por onza troy

2 Centavos de dólar por libra

## COTIZACIONES INTERNACIONALES 1980 - 1992

Figura 11. Gráfica mostrando la variación del precio mundial de los principales metales, (Almaguer-Tapia, 1993; com. personal).

Estructuras: Sistemas de fracturas continuas, fallas mayores normales, fracturas relacionadas con domos, zonas de fracturas anulares, grietas.

Tipo de depósito asociado: Oro de placer.

Concentraciones metálicas: Ag + Pb + Zn; Ag + W + Bi + Pb + Zn.

### (MODELO 1) DESCRIPCION DEL DEPOSITO

Minerales: En áreas hipogénicas oxidizadas o supergénicas, Au + Ag roja + Ag nativa.

Textura/Estructura: Vetas estratificadas, llenado de espacio abierto, cuarzo laminado, intrusiones.

Alteración: De la parte superior al fondo del sistema: cuarzo + caolinita + montmorillonita ± zeolitas ± barita ± calcita; cuarzo + illita; cuarzo + adularia ± illita; cuarzo + clorita. La presencia de adularia es variable.

Controles del mineral: Sistemas de fracturas entrelazadas continuas.

Meteorización: Roca madre blanqueada, jarosita, alunita. Los procesos supergénicos son a menudo factor importante para aumentar el grado del depósito.

Señal Geoquímica: Más alta en los sistemas Au + As + Sb + Hg; Au + Ag + Pb + Zn + Cu; Ag + Pb + Zn; Cu + Pb + Zn. Los metales básicos generalmente son más altos en los depósitos que contienen plata.

Ejemplos: Jarbidge, Nevada; Comstock, Nevada; Guanajuato, México.

### (MODELO 2) AMBIENTE GEOLOGICO

Tipos de rocas: Volcánicas; dacita, cuarzolita, riocita, riolita, intrusión hipabisal o domos.

Texturas: Porfíricas.

Edad: Generalmente terciaria, pero puede ser cualquiera.

Ambiente del depósito: Dentro de la estructura volcánica, zonas de fracturas anulares de calderas o áreas de actividad ígnea con evaporitas en el basamento.

Estructura: Sistemas de fracturas continuas, zonas de fracturas anulares, fallas normales, fracturas relacionadas con domos, series de grietas.

Tipos de depósitos asociados: Cobre porfírico; aguas termales con contenido de sulfato ácido, activas o fósiles; arcilla hidrotérmal.

Concentraciones metálicas: cobre, arsénico, antimonio.

## (MODELO 2) DESCRIPCION DEL DEPOSITO

Minerales: oro nativo + enargita + pirita + sulfosales conteniendo plata + calcopirita ± bornita ± telururos de metales preciosos. Puede haber fase de oxidación hipogénica, con calcocita + covelita ± luzonita.

Estructura: Vetas, brechas cilíndricas, ranuras, diques; vetas de restitución a menudo porosas, cristalizadas.

Alteración: Formación de alta temperatura; cuarzo + alunita + pirofilita; puede haber etapa temprana de cuarzo + alunita, con alteración penetrante de roca encajonante y vetas de estos minerales; el zoneamiento alrededor del cuarzo-alunita es cuarzo + alunita + caolinita + montmorillonita; alteración propilítica penetrante.

Controles de mineral: Fracturas continuas, centros de actividad intrusiva.

Meteorización: Argilización blanca con caolinita, vetas de alunita blanca de grano fino, hematita.

Señal geoquímica: Más alta en el sistema Au + As + Cu, con aumento de los metales básicos en la profundidad.

Ejemplos: Goldfield, Nevada; Summitville, Colorado; Mina Kasuga, Japón.

Como se puede observar, el área de estudio tiene varias características geológico- tectónicas muy similares a los dos modelos de depósitos antes descritos, por lo que se puede considerar como zona potencialmente atractiva para la exploración. La primera etapa de exploración sería la identificación de centros volcánicos, de intermedios a silícicos, ver si han sufrido erosión, buscar unidades volcánicas y sedimentarias que sean permeables, zonas de fracturas anulares y fracturas relacionadas con la formación de domos; exposición de rocas alteradas hidrotermalmente, vetas e indicios de mineralización. Las exposiciones de vetas y rocas alteradas deben de ser sometidas a muestreo detallado, para confirmar la existencia de señal geoquímica; si así fuera, se deben realizar investigaciones geológicas y geoquímicas detalladas adicionales de la superficie, para delinear las unidades y estructuras de roca permeable, la alteración por zonas y la zonificación geoquímica. Los métodos de exploración geofísica pueden ser de alguna utilidad para descubrir posibles fallas y determinar los minerales y sulfuros alterados, a niveles profundos.

## 7.- TECTONICA

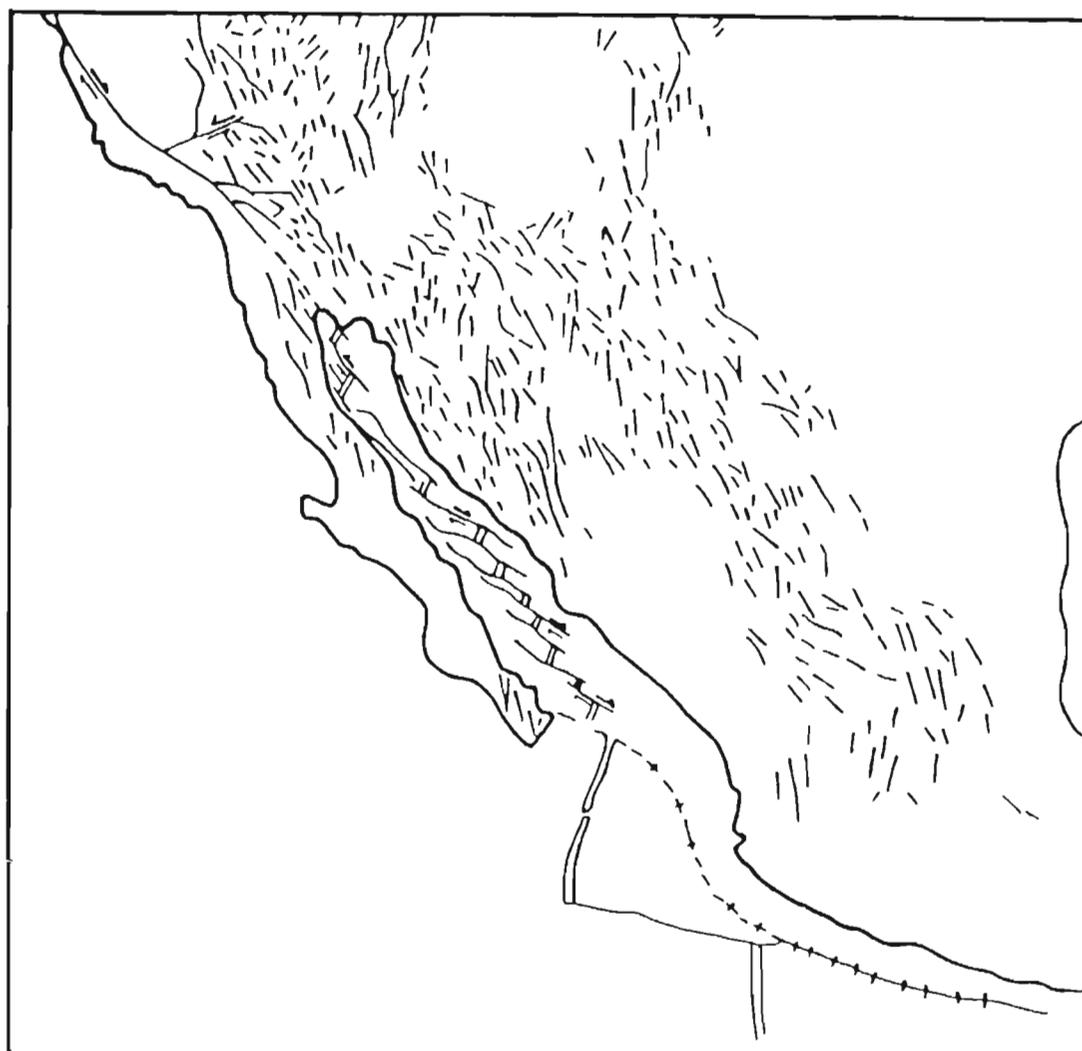
### 7.1 Introducción

Tristán-González (1986) hizo un análisis tectónico regional, utilizó una imagen de satélite Landsat 4, Esc. 1:250,000 en banda 7, que cubre la mayor parte del CVSLP. En esta imagen se pueden observar las rocas volcánicas y las estructuras asociadas a los eventos volcanotectónicos ocurridos en la región. Varios autores han hecho énfasis en que las porciones meridional de San Luis Potosí y septentrional de Guanajuato están dominadas por pilares y fosas tectónicas, de orientación NE-SW (fosa de Villa de Reyes) y NW-SE (fosas de Bledos, Enramadas, Loreto, Aguascalientes). Labarthe-Hernández et al. (1982); Tristán-González, (1986); Aranda-Gómez, (1989), propusieron que estas estructuras forman parte de la Provincia Tectónica de Cuencas y Sierras (Basin and Range Province; Stewart, 1978).

La provincia de Cuencas y Sierras fue definida por Stewart (1978), como una extensa área en el oeste de Norteamérica (Figura 12), caracterizada por fallamiento normal, que se formó en el Cenozoico Superior; 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 Inferior, a la que siguió intensa actividad ígnea del Terciario Medio. En los Estados Unidos de Norteamérica las fallas y fracturas extensionales del Cenozoico se distribuyen desde el borde oriental de la Sierra Nevada hasta la parte SSW de la Meseta del Colorado (Colorado Plateau), en donde forman el sistema de fosas y pilares tectónicos del Río Grande (Río Grande Rift, Figura 13). En la República Mexicana comprende a las provincias fisiográficas de la Sierra Madre Occidental, Mesa Central y Mesa del Norte (Raisz, 1964). Su expresión morfológica característica termina en la latitud de la Faja Volcánica Transmexicana y su prolongación hacia el sur es incierta.

La extensión regional originada a partir del Oligoceno (Stewart, 1978), dió como resultado la formación de una serie de pilares y fosas tectónicas, con orientaciones que varían entre 300-330°, en el oeste de los Estados Unidos de Norteamérica. Esta tendencia cambia gradualmente de rumbo hacia el NNE, en el área del Río Grande.

En la parte central de la República Mexicana, hacia el extremo meridional de la provincia de Cuencas y Sierras, se desarrolló una zona donde se formaron fosas tectónicas con orientación al N y NW, como las fosas de Calera, Calvillo,



→ ..... Falla Transeurrente de movimiento a rumbo.

**Figura 12.** Distribución de fallas extensionales del Cenozoico, provincias de Sierras y Cuencas (Basin and Range), según Stewart (1978).

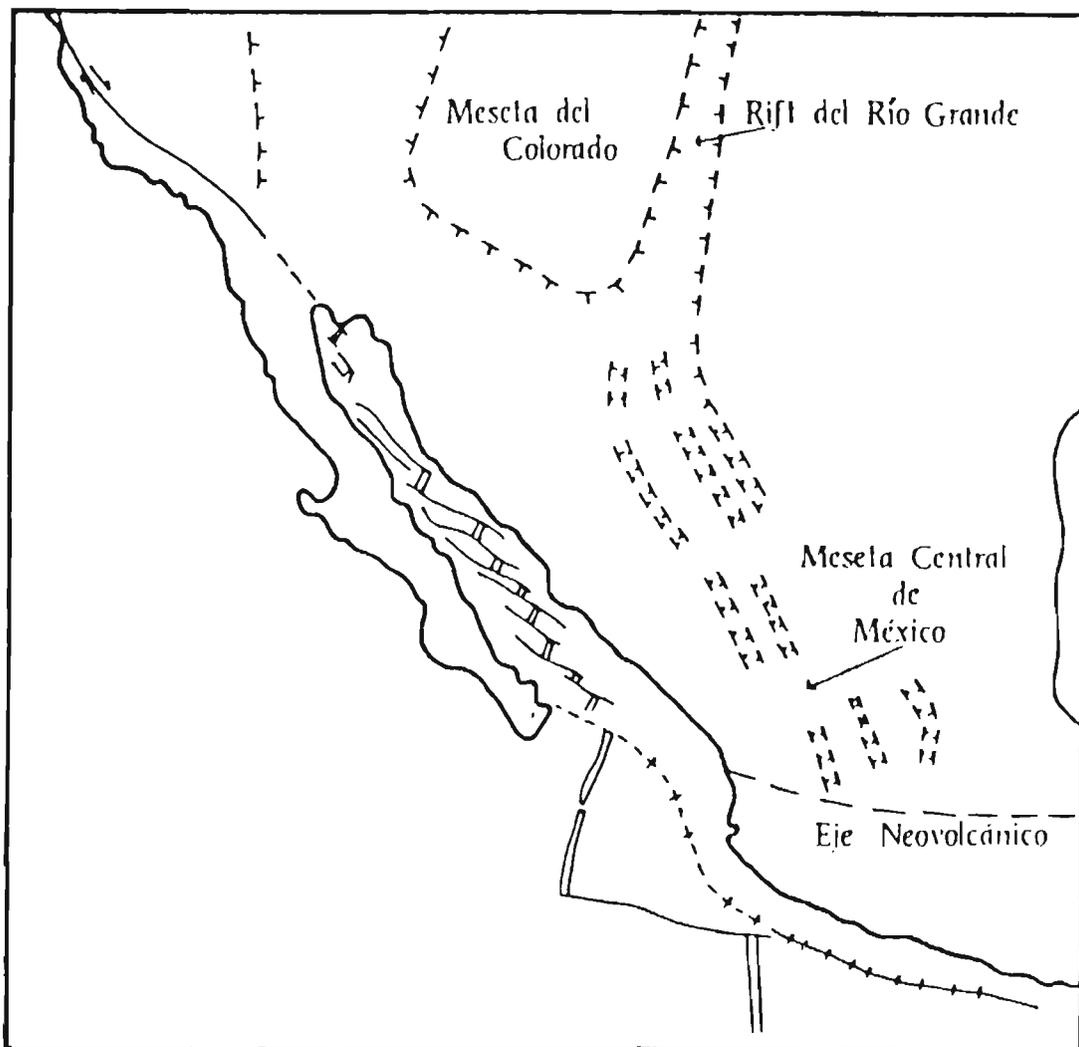


Figura 13. Modelo idealizado de la tectónica de México, mostrando la zona extensional (Tomado de Ingersoll, 1982; modificado por Tristán, 1986).

Aguascalientes, Palo Alto y Villa Hidalgo. En Durango y Chihuahua ocurrió algo semejante (Martínez-Ruiz, 1984, Tristán-González 1986, Aranda-Gómez 1989). Algo común en todas estas áreas, es que el principal pulso de la extensión fue precedido por volcanismo félsico durante el Oligoceno y que muchas de estas estructuras tienden a ser paralelas a la fosa tectónica del Río Grande. Durante las primeras fases de la extensión hubo extrusión de rocas félsicas. Posteriormente, durante el Oligoceno Superior (22 Ma), Mioceno (11 Ma), y Pleistoceno (2 Ma), se expulsaron basanitas y basaltos alcalinos (Aranda Gómez y Lhur, 1990).

Bott (1981) propuso un modelo para la formación de fosas tectónicas asociadas al volcanismo intracontinental, en este modelo el considera que el volcanismo ocurre bajo condiciones de extensión cortical, en regiones de flujo térmico alto. Esto hace que se desarrolle un conjunto de fallas y fracturas en la parte de la corteza conocida como capa frágil o quebradiza. En la siguiente capa conocida como corteza dúctil, que se encuentra aproximadamente entre los 10 y 25 km de profundidad, la extensión es disipada por deslizamiento. La corteza frágil se rompe y es penetrada por intrusiones magmáticas de composición química variada, estas fracturas sirven también como conductos para la convección hidrotermal y ascenso de flujo térmico. Según este modelo la etapa preliminar al fallamiento y combamiento de la capa frágil es el ascenso del manto, como consecuencia de fusión parcial por disminución de la presión a temperatura constante. Estos magmas ascienden en forma de diapiros a lo largo de la región afectada, así la litosfera puede ser adelgazada en poco tiempo, dando como resultado combamiento, ruptura y volcanismo (Figura 14).

En la Mesa Central hubo formación de fosas y pilares tectónicos asociados al volcanismo félsico del Oligoceno, Fix (1975) en su estudio de 18 temblores en Chiapas, determinó curvas de dispersión de velocidades, para una trayectoria a través del centro de México por medio de 4 modelos, para determinar la composición y el estado térmico de la corteza y del manto, en los cuales encontró que la corteza en esta parte del país tiene espesor medio de 30 km. Por ello existe semejanza entre la Mesa Central de la República Mexicana con la provincia Basin and Range en los Estados Unidos de Norteamérica y en particular con la fosa tectónica del Río Grande, tanto en edad como en magmatismo.

## **7.2 Control estructural del volcanismo en el área.**

En la porción sudoccidental del estado de San Luis Potosí, existen importantes estructuras derivadas del proceso de extensión como la fosa de Villa

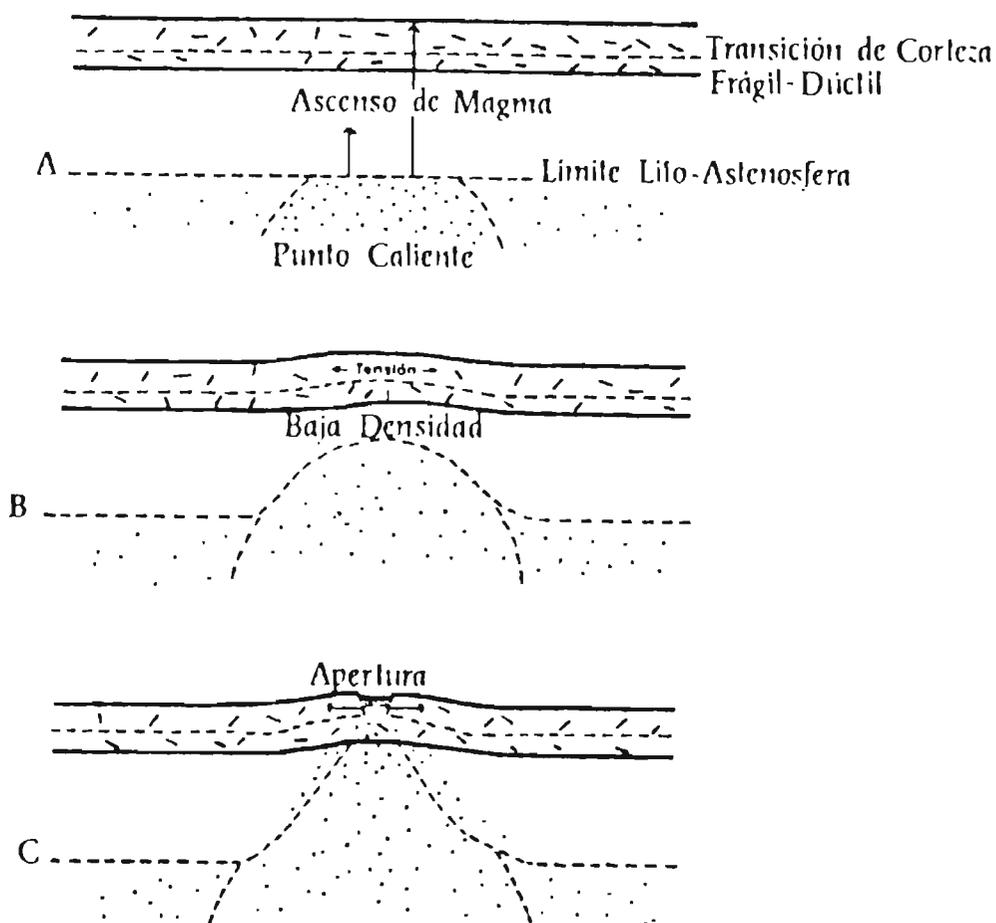


Figura 14. Etapas de desarrollo de una zona sujeta a extensión (Bott, 1981).

- A. Inicio del ascenso del manto bajo la corteza.
- B. Combamiento originando tensión en su cúpula.
- C. Formación de una fosa, por ruptura en la cúpula del diapiro.

de Reyes, la cual tiene orientación predominante de N25°E y se encuentra parcialmente rellena por un grueso paquete de tobas de caída libre, derrames piroclásticos, depósitos lacustres y aluviales, con espesor total aproximado de 500 m (Tristán-González, 1986). En esta zona también existen estructuras transversales como las Fosas de Bledos (N40°W) y Enramadas (N50°W); se considera que estas fosas tectónicas se formaron durante el Oligoceno Medio y que fueron rellenas por rocas clásticas de la Riolita Panalillo, con edad de K/Ar  $26.8 \pm 1.3$  Ma, (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). También existe una estructura con orientación N40°E, con ancho medio de 8 km, llamada depresión del Peaje, Tristán-González y Labarthe-Hernández (1979), Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1992), sugirieron que esa depresión topográfica controló el depósito de algunas unidades volcánicas del Terciario Medio.

Tristán-González (1986), reconoció un sistema de fallas normales orientadas N-S y NW-SE, consideradas como conductos principales por donde ascendieron los magmas que dieron origen al CVSLP, aproximadamente entre los 32 Ma y 26 Ma. Dentro del área de Villa de Arriaga-Pinos se determinó un sistema de fracturamiento NW-SE, se piensa que las zonas centrales de la fuente que dieron origen a los domos se encuentran alineadas con la fosa tectónica de Bledos, cuyas fallas marginales tienen la misma orientación que los domos.

El Domo de Pinos (DDP), Domo los Herrera (DLH), Domo El Gato (DEG), Domo Cerro Silva (DCS), Domo El Tecolote (DET), Domo El Lobo (DEL), Domo Reyna (DR), tienen alineamiento burdamente paralelo al patrón de fallamiento 300-330° reconocido anteriormente por Tristán-González en 1986.

### 7.3 Conclusión

Analizando la tectónica regional del área, se puede concluir que las estructuras regionales cenozoicas de la parte sudoccidental del Estado de San Luis Potosí, están relacionadas a tectónica extensiva, que empezó durante el Oligoceno, simultáneamente al magmatismo félsico, el cual utilizó como conducto para su ascenso el sistema de fallas y fracturas, formando lo que se conoce actualmente como CVSLP.

La distribución de los domos en la región, fue controlada por el fallamiento normal desarrollado durante el Oligoceno Medio, este fallamiento se formó perpendicular a la dirección de extensión máxima; los domos del área se alinean con orientación predominante NW-SE.

En el área existió basculamiento de bloques posteriores al volcanismo félsico, que dieron lugar a levantamientos importantes en la zona, lo que se demuestra con el paquete ignimbrítico que cubre a ciertos domos; este paquete se encuentra basculado de 10°-15° al NE, lo que indica levantamiento posterior a las ignimbritas.

Tristán-González y Torres-Hernández (1990), consideran que en el CVSLP existe actividad tectónica reciente, pues localizaron depósitos de gravas y arenas sin consolidar, de posible edad cuaternaria, en el Valle de San Felipe y Nuevo Valle de Moreno de Guanajuato, depósitos que están siendo erosionados aceleradamente; también observaron pequeñas fallas normales que afectaron a los depósitos de gravas y arenas.

## 8.- SUMARIO Y CONCLUSIONES

Se considera que el Domo de Pinos, así como los que se encuentran a sus alrededores provienen de cámaras magmáticas someras muy diferenciadas; ésto se deduce de la composición química de las rocas, así como del alto contenido de flúor representado por la mineralización de topacio (encontrado en los Domos El Gato y Cerro Silva) y de la posible asociación de elementos radioactivos inferido de las lecturas radiométricas elevadas tomadas en las estructuras del DEG y DCS (Aguillón-Robles, 1992).

Dentro del área (DDP,DEG,DCS), se han observado pequeñas catas que fueron trabajadas por gambusinos para extraer casiterita en pequeña escala. Debido a que en el Domo de Pinos se puede observar su parte basal, se considera este domo buen lugar para la prospección de mineralización de Be, así como de Au y Ag.

El emplazamiento de estos domos en la parte sudoccidental del CVSLP, estuvo asociado a un ambiente geológico extensivo durante el Terciario Medio, este evento tectónico originó fosas y pilares tectónicos con orientación predominante 300 y 330°; geomorfológicamente hablando es posible identificar dentro del área estructuras volcánicas en forma dómica, que se expresan como rasgos circulares u ovalados, con desagüe radial centrífugo o anular.

El área de afloramiento del DDP es de aproximadamente 100 km<sup>2</sup> y se piensa que es un domo riodacítico de tipo exógeno, se considera que el emplazamiento del DDP fue controlado por el fallamiento normal y fracturamiento que se desarrollaron en esta zona durante el Terciario Medio (~30 Ma).

El estudio detallado de las foliaciones de derrame, fallas, fracturas y zonas de alteración dentro de la estructura, son de vital importancia para definir sus fuentes centrales de la estructura y los blancos de exploración.

Se ha llegado a la conclusión de que los domos de esta zona están asociados a fracturas y fallas distensivas formadas perpendicularmente a la dirección de extensión máxima que hubo durante el Terciario Medio y que simultáneamente al fallamiento hubo magmatismo félsico que utilizó como conducto alimentador al sistema de fallas y fracturas.

Debido a la poca información sobre el estudio de estos domos en la literatura mexicana, en este trabajo se trata de hacer énfasis en la importancia de este tipo de estructuras como excelentes blancos de exploración de metales preciosos. A continuación se mostrará un diagrama idealizado de los controles de mineralización en el Domo de Pinos (Figura 15); con base en ésto se puede concluir diciendo que la

estructura del Domo de Pinos es una zona bastante aceptable para la exploración de Au y Ag, en donde presenta fallamiento normal y alteración hidrotermal marcada y también alguna posible mineralización de Be hacia la toba piroclástica de la base de la estructura.

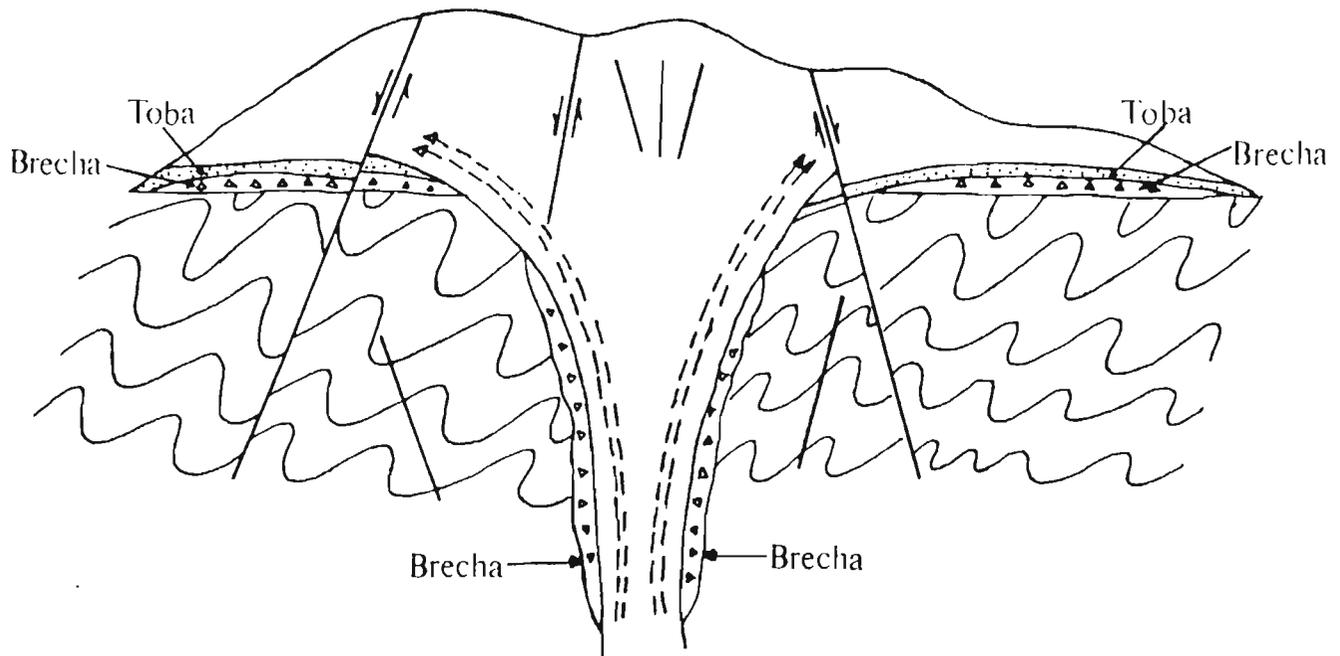


Figura 15. Diagrama idealizado del Domo de Pinos, mostrando sitios favorables para la mineralización, como fallas, fracturas y brechas (Rodríguez-Ríos, 1993).

## 9.- TRABAJOS CITADOS

- Aguillón-Robles, A., 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 No. 93.
- Aguillón-Robles, A., 1992, Características geológicas y ambiente tectónico de un complejo de domos riolíticos del Terciario Medio, en la porción meridional de San Luis Potosí, México: Tesis de Maestría inédita, Universidad Nacional Autónoma de México, 104 p.
- Aguillón-Robles, A., Aranda-Gómez, J.J., Solorio-Munguía, J.G., 1993, Características geológicas y ambiente tectónico de un complejo de domos riolíticos del Terciario Medio en la porción meridional de San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, revista en prensa.
- Aguillón-Robles, A., Rodríguez-Ríos, R., 1993, Estructura interna de los domos volcánicos de la porción sudoccidental del estado de San Luis Potosí: Universidad de Guanajuato, Facultad de Minas, Metalurgia y Geología, Simposio sobre la Geología de Centro de México, Resúmenes y Guía de Excursión, p. 6-7.
- Aranda-Gómez, J.J., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1983, El volcanismo Cenozoico en San Luis Potosí y su relación con la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental: Guadalajara, Jal., Asoc. Ing. Min. Metal., México, Convención Nacional 15, Memoria, p. 261-287.
- 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., Lhur J., 1990, The nature of the 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 México, University of New Orleans, New Orleans, LA, EUA.
- Benson, G.T. and Kittleman, L.R., 1968, Geometry of flow layering in silicic lavas: American Journal Scientific, 266, p. 265-276.
- Bott, D.M., 1981, Crustal doming and the mechanism of Continental Rifting: Tectonophysics, v. 73, p. 1-8.

- Bryant, W.B.. 1966, History and mechanism of eruption of soda-rhyolite and alkali basalt, Socorro Island, Mexico: *Bull. Volcanologique* 29, p. 453-479.
- Burt, D.M., 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*, No. 13, p. 99-109.
- Burt, D.M., Sheridan, M.F., Bikun J.V., Christiansen E.H., 1982, Topaz-rhyolites distribution, origin and significance for exploration: *Economic Geology*, v.77, P. 1818-1836.
- Burt, D.M., Sheridan, M.F., 1987, Types of mineralization related to fluorine-rich silicic lava flow and domes: *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 212, p. 103-109.
- Cameron, K.L., Cameron, M., Bagby, W.C., Moll, E.J., Drake, R.E., 1980, Petrologic characteristics of mid-Tertiary volcanic suites. Chihuahua, Mexico: *Geology*. v.8. p. 87-91.
- Carrillo-Bravo, J. 1971, La Plataforma Valles-San Luis Potosí: *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v.23, p.1-112.
- Cas, R.A.F., Wrigth, J.V., 1988, *Volcanic Successions, modern and ancient; a geological approach to processes, products and successions*: London, Unwin Hyman, p.528.
- Christiansen, R.L., Lipman, P.W., 1966, Emplacement and thermal history of a rhyolite lava flow near Fortymile Canyon, Southern Nevada: *Geological Society Of American Bull.*, V-77, p. 671-684
- Christiansen, E.H., Sheridan, M.F., Burt, D.M., 1986, The geology and geochemistry of Cenozoic topaz-rhyolites from the Western United States: *Geological Society of America, Special Paper No. 205*, 82 p.
- Cunningham, G. C., Ericksen, E. G., 1991, Exploration guides for precious-metal deposits in volcanic domes: *USGS Research on mineral resources, program and abstracts, Survey Circular* 1062.
- Edwards, J.D., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates of central Mexico: *U.S. Geol. Survey, Prof. Paper* 264-H. p. 153-183.
- Fink, J.H., 1987, The emplacement of silicic domes and lava flows: *Geological Society of America, Special Paper No. 212*.
- Fink, J.H., Manley, C.R., 1987, Origin of pumiceous and glassy textures in rhyolitic flows and domes: *Geological Society of America, Special Paper No. 212*, p. 77-78.
- Fix, J., 1975, The crust and mantle of Central Mexico: *Geophys. Jour.* v.43, No.2, p.453-499.

- Hildret, W., 1981, Gradients in silicic magma chambers: Implication for lithospheric magmatism: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, No. B11., p. 10153-10192.
- Humphrey, W.E., 1949, Geology of the Sierra de los Muertos, Area Mexico, *Bull. Geol. Soc. Am.* 60:80-176.
- Huspeni, J.R., Kesler, S.E., Ruiz, J., Tuta, Z., Sutter, J.F. and Jones, L.M., 1984, Petrology and geochemistry of rhyolites associated with tin mineralization in Northern Mexico: *Economic Geology*, v. 79, p. 87-105.
- Imlay, R.W., 1936, Geology of the western part of the Sierra de Parras, Coah., Mexico. *Bull. Geol. Soc. Am.*, No. 47. p. 1091-1152.
- Kelly, W.A., 1936, Geology of the Mountains Bordering the Valleys of Acatita and las Delicias: *Geol. Soc. Am. Bull.* 47, p. 969-1008.
- Kellum, L.B., Shuback K.A., 1961, New exogyras from the Indidura Formation, Mexico: *Michigan Acad. Sci.*, v. 46, p. 31-59.
- Kellum, L.B., Robinson W.I., 1963, Geology of the west-central part of the Sierra de Tlahualilo, Coahuila, Mexico: *Michigan, Acad. Sci.*, v.48, p. 223-361.
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L.S., 1992, Estudio geológico de la porción central de la Sierra de San Miguelito S.L.P., Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 114.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1978, Cartografía geológica hoja San Luis Potosí: Instituto de Geología y Metalurgia. Folleto Técnico No. 59, 28 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1988, El Domo la Negra y su ambiente tectónico en el Edo. de Chihuahua: Instituto de Geología, U.N.A.M., Programa y Resúmenes del III Simposio de la Geología Regional de México.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión Estratigráfica del Cenozoico de la parte Central del Edo. de San Luis Potosí: Instituto de Geología y Metalurgia. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico No. 85. 208 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Jiménez-López, L.S., Romero, A., 1989, Cartografía Geológica 1:50,000 de las hojas el Refugio y el Mineral el Realito, estados de San Luis Potosí y Guanajuato: Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico No. 112. 76 p.
- McDowell, F.W. y Keiser, P.R., 1977, Timing of Mid-Tertiary Volcanism in the Sierra Madre Occidental, between Durango city and Mazatlan, Mexico: *Geol. Soc. Am. Bull.* v.88, p. 1479-1487.

- Martínez-Ruiz, 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, p.12.
- Mújica, R., Albarrán, J.J., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano: Instituto Mexicano del Petróleo C-1156, 78 p.
- Nieto-Samaniego, A.F., 1985, Geología de un área de 237 km<sup>2</sup> al norte de Guanajuato, Tesis Profesional, Universidad de Guanajuato. 67 p. (inédita).
- Raisz, E., 1964, Landforms of Mexico: Cambridge, Mass., U.S. Office of Naval Research, geography branch, mapa con texto, Esc, 1:3,000,000, second edition.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey: Contrib. Min. Petr. v.58. p.63-81.
- Sillitoe, R.H., Bonham, H.F., 1984, Volcanic landforms and ore deposits: Economic Geology, v.79. p.1286-1298.
- Stewart, J.H., 1978, Basin and Range Structure in Western North America: Geol. Soc. America. Mem. 152, p.1-30.
- Tristán-González, M., 1986, Estratigrafía y Tectónica del Graben de Villa de Reyes en los Estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Instituto de Geología, Universidad de San Luis Potosí, Folleto Técnico No. 107. 91 p.
- Tristán-González, M., 1987, Cartografía Geológica "Hoja Tierra Nueva" S.L.P., Esc 1:50,000, Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico No. 109. 103 p.
- Tristán-González, M., Labarthe-Hernández, G., 1979, Cartografía geológica Hoja "Tepetate", S.L.P.: Instituto de Geología y Metalurgia, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico No. 66. 31 p.
- Tristán-González, M., Torres Hernández, J.R., 1990, Tectónica vertical activa en las inmediaciones de San Luis Potosí: Resumen del II Foro de Investigación Universitaria, Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Williams, H., 1932, The history and character of volcanic domes: Bulletin of the Department of Geological Sciences, University of California Publications, v.21, No. 5, p. 51-146.





PARA EL ING. GUILLERMO LABRETTE HOZ.

CON AFECTO Y ADMIRACION;

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'R. ...', written in a cursive style.

101° 30'

SANTANA

Ahijaderos

Tsm

Trb

Tsm

Tsm

Tsn

Tsm

San Carlos

Tip

Trb

Trb

2500

2400

2300

2350

2450

2350

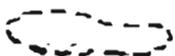
## COLUMNA GEOLOGICA

Cuaternario	}	Q	ALUVION.- Material de relleno.
		Terciario (Oligoceno)	Riolita Panalillo
Tap	MIEMBRO INFERIOR.- Toba riolítica, piroconsolidada, color café, contiene 5% de cuarzo, sanidino, plagioclasa. Fragmento de pomez colapsado.		
Tsm	RIOLITA SAN MIGUELITO.- Lava muy fluidal, que forma estructuras dómicas. (K-Ar=30 ±1.5 Ma, Labarthe <i>et al.</i> , 1982).		
Trb	RIODACITA BARBECHOS.- Derrame lávico riodiacítico, con fenocristales de sanidino y cuarzo, presenta estructura fluidal débil, es de color café rojizo.		
Cretácico superior	}	Tlp	TOBA PINOS.- Ceniza volcánica de color blanco-amarillento, presenta fragmentos líticos hasta de 10 cm de largo.
		Ksc	FORMACION CARACOL.- Consiste de lutitas de color gris verdoso, que intemperizan en color café rojizo, que alterna con areniscas en estratos de 10-30 cm.
		Ksi	FORMACION INDIDURA - Está formada por caliza en estratos de 10-40 cm, de color gris oscuro a negro, intercalado con estratos de caliza de color violáceo, lajosa y arcillosa.

## LEYENDA

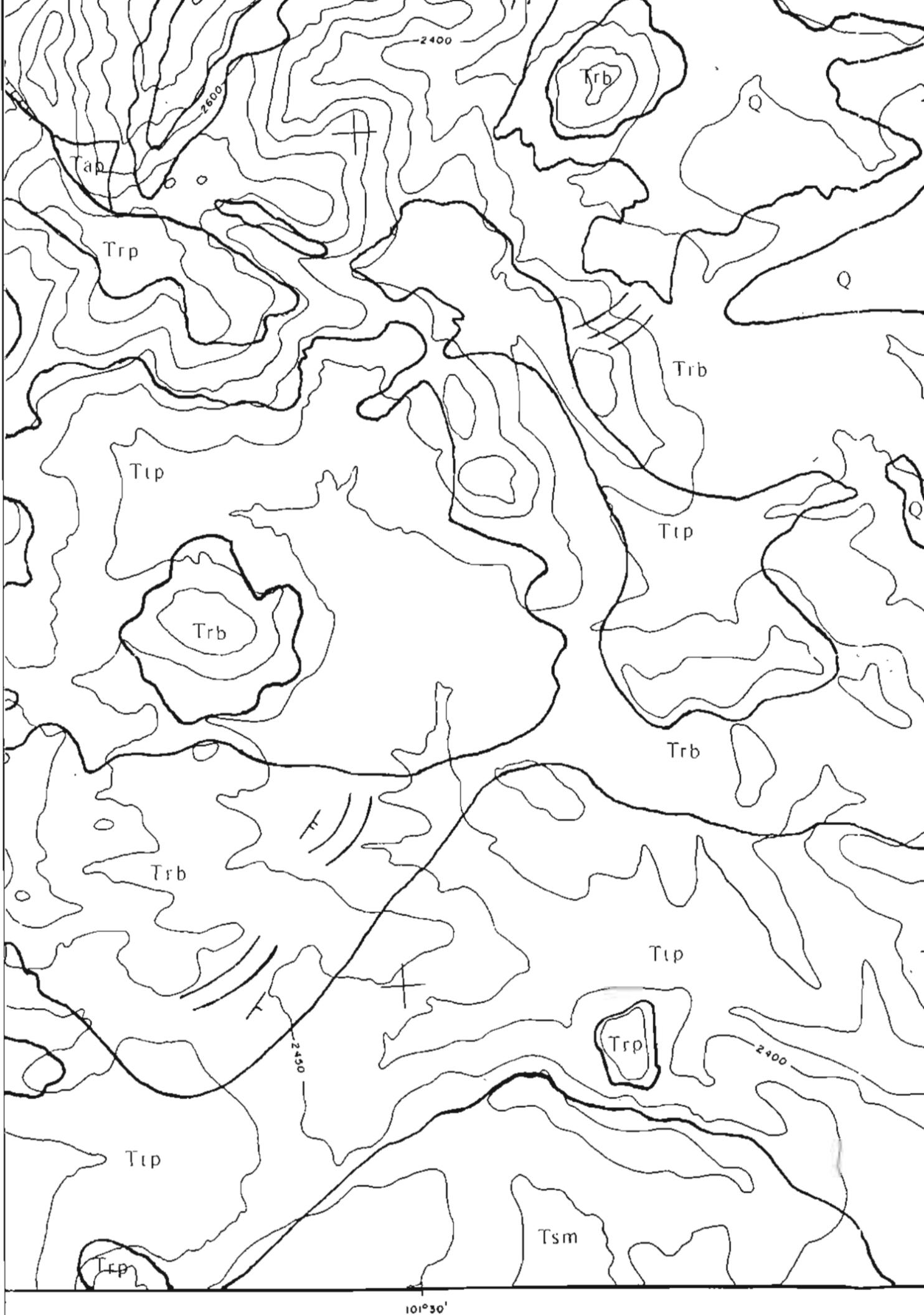


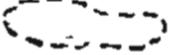
Contacto geológico



Contacto geológico inferido

Falta normal mostrando al lado hundido



-  Contacto geológico inferido
-  Falla normal mostrando el lado hundido
-  Foliación del derrame de lava
-  Carretera pavimentada
-  Población

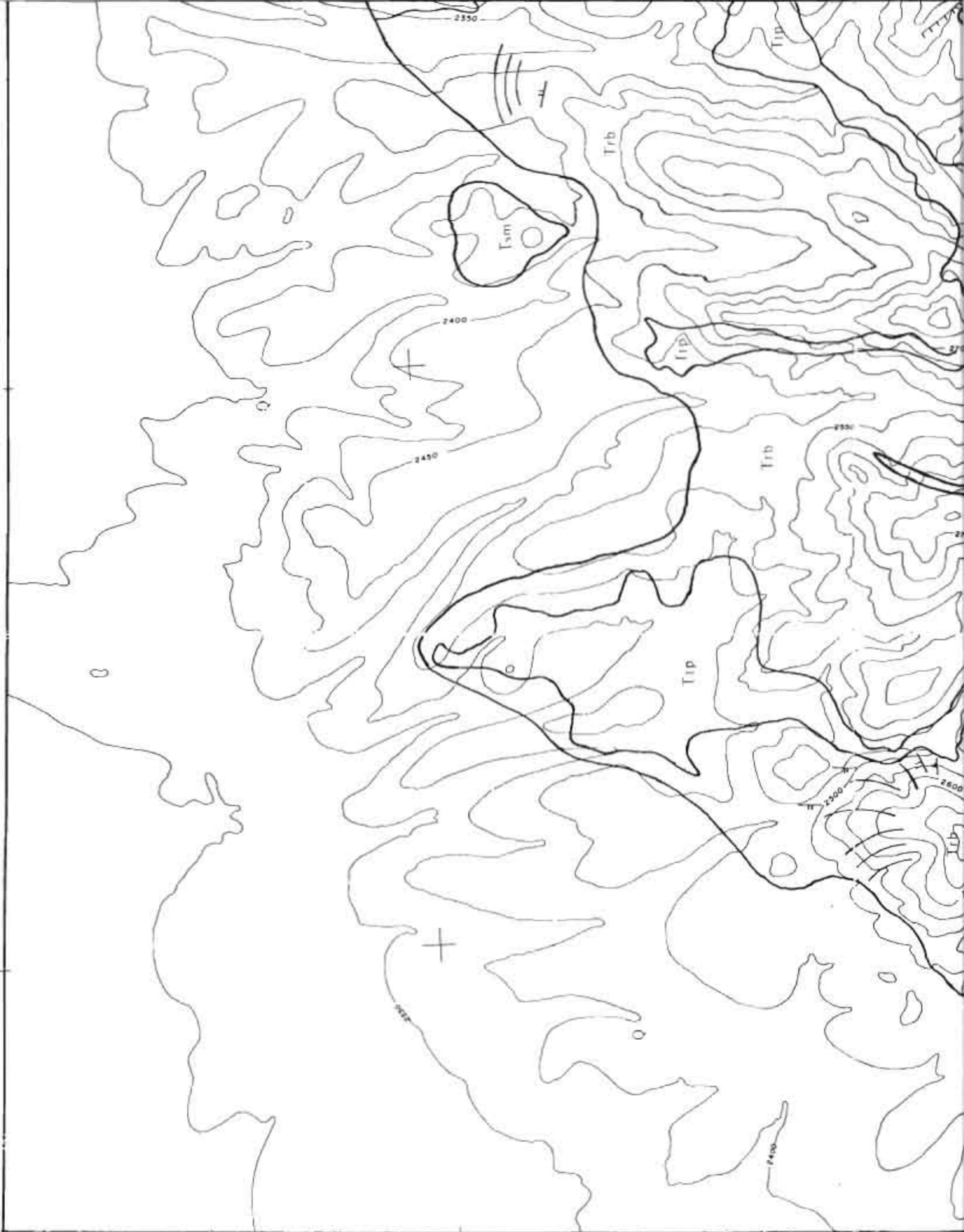
- Rango de inclinaciones de las foliaciones de flujo
-  0° -20°
  -  21° -40°
  -  41° -60°
  -  61° -80°
  -  81° -90°



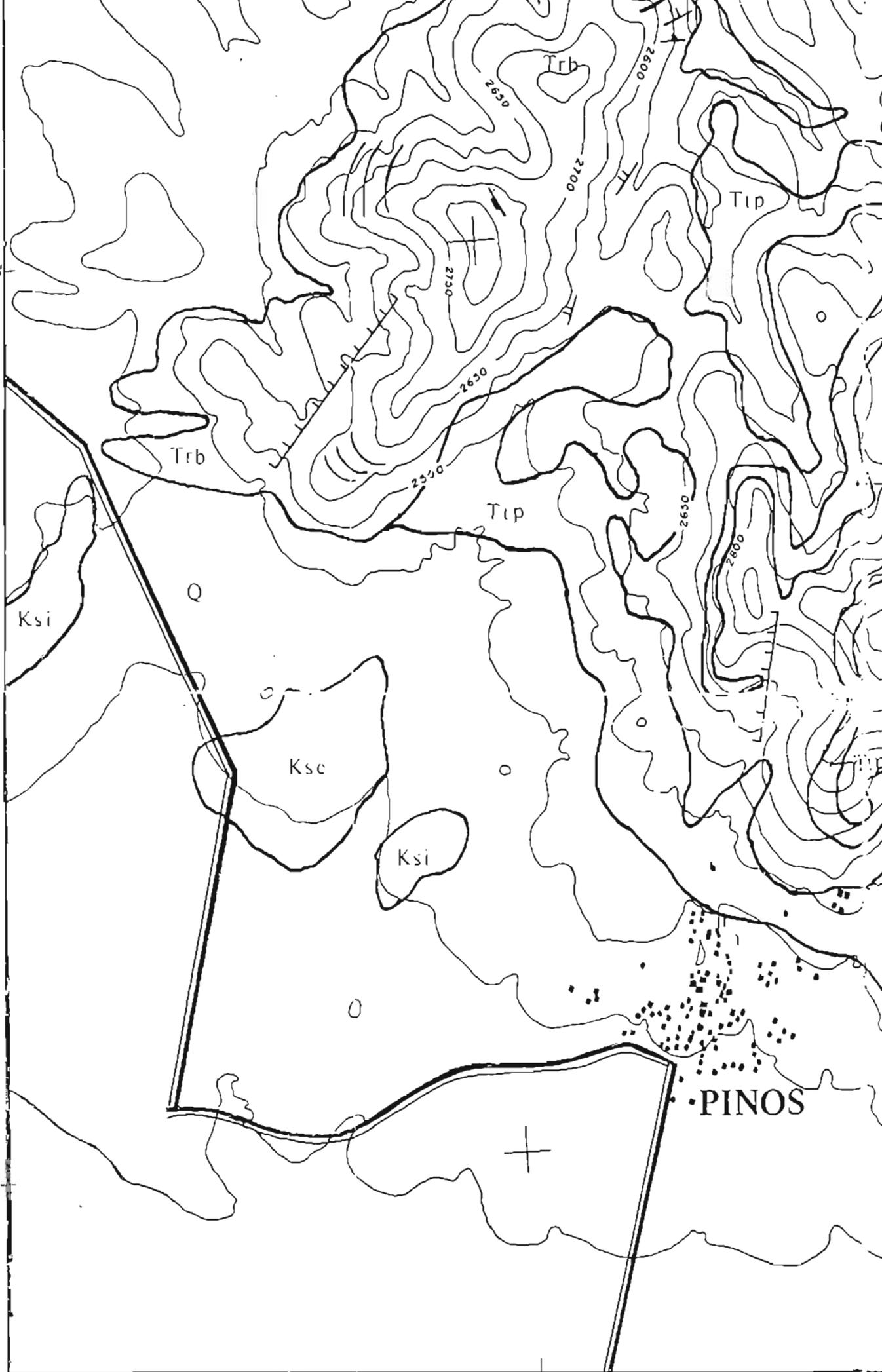
Kilómetros  
Escala Gráfica

Lámina 4. Mapa Geológico y Estructural del Domo de Pinos Zacatecas (Campo Volcánico de San Luis Potosí).

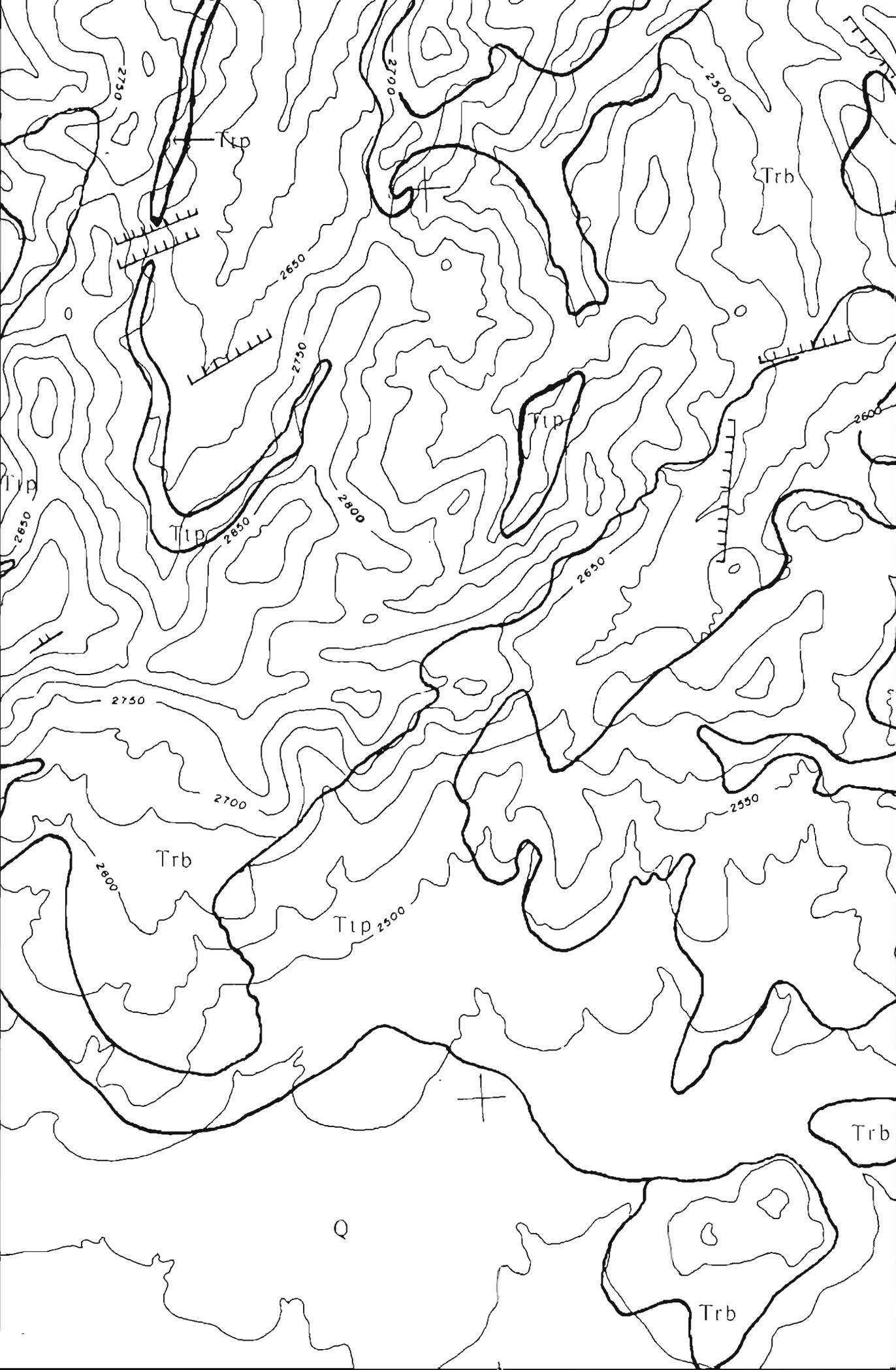
10° 35'

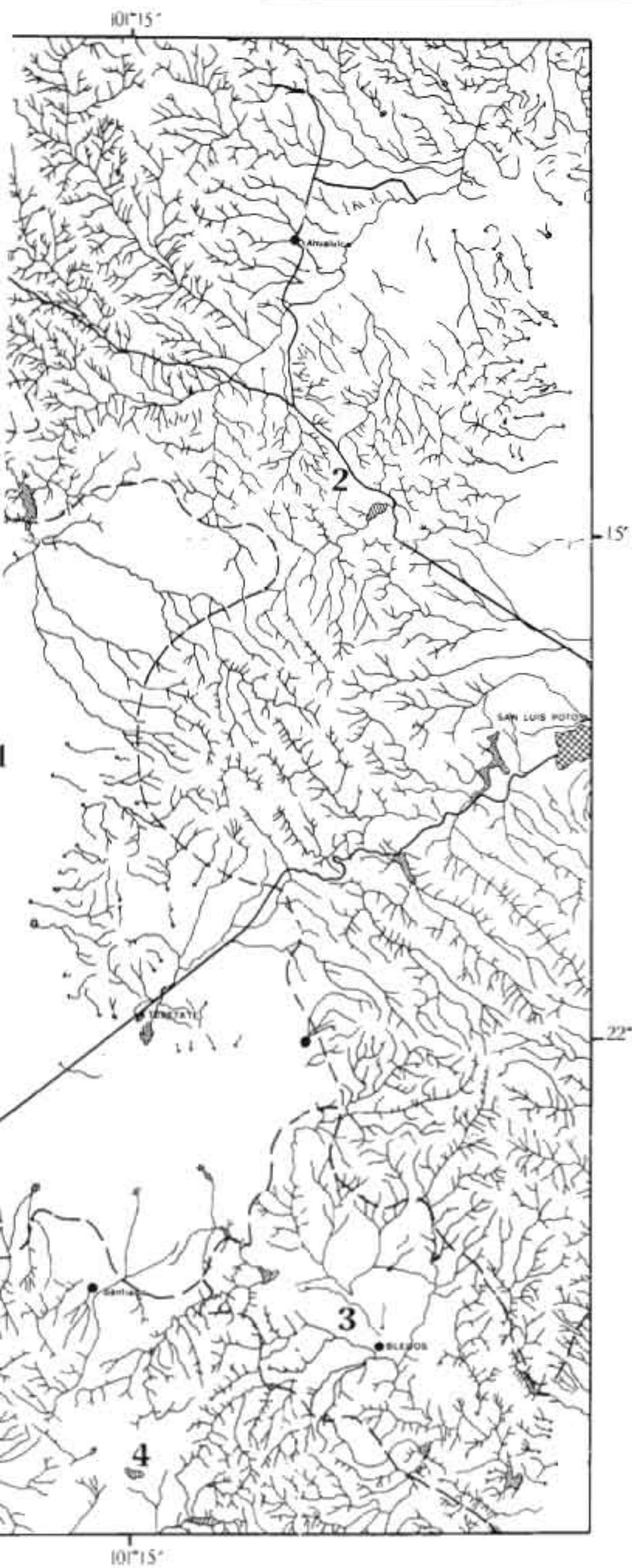


22°20'



101° 35'





LEYENDA

-  Arroyo
-  Estanque
-  Unidad geomorfológica
-  Ciudad
-  Población
-  Carretera pavimentada
-  Terracería

UNIDADES GEOMORFOLOGICAS.

1. Altiplano de Tepetate - Villa de Arriaga - Pinos
2. Sierra de San Miguelito
3. Valle de Bledos
4. Sierra de Bledos
5. Serranias de Villa de Arriaga
6. Sierra de Pinos



kilómetros  
Escala Gráfica

**Lámina 2. Mapa Hidrográfico de la porción SW del Campo Volcánico de San Luis Potosí.**

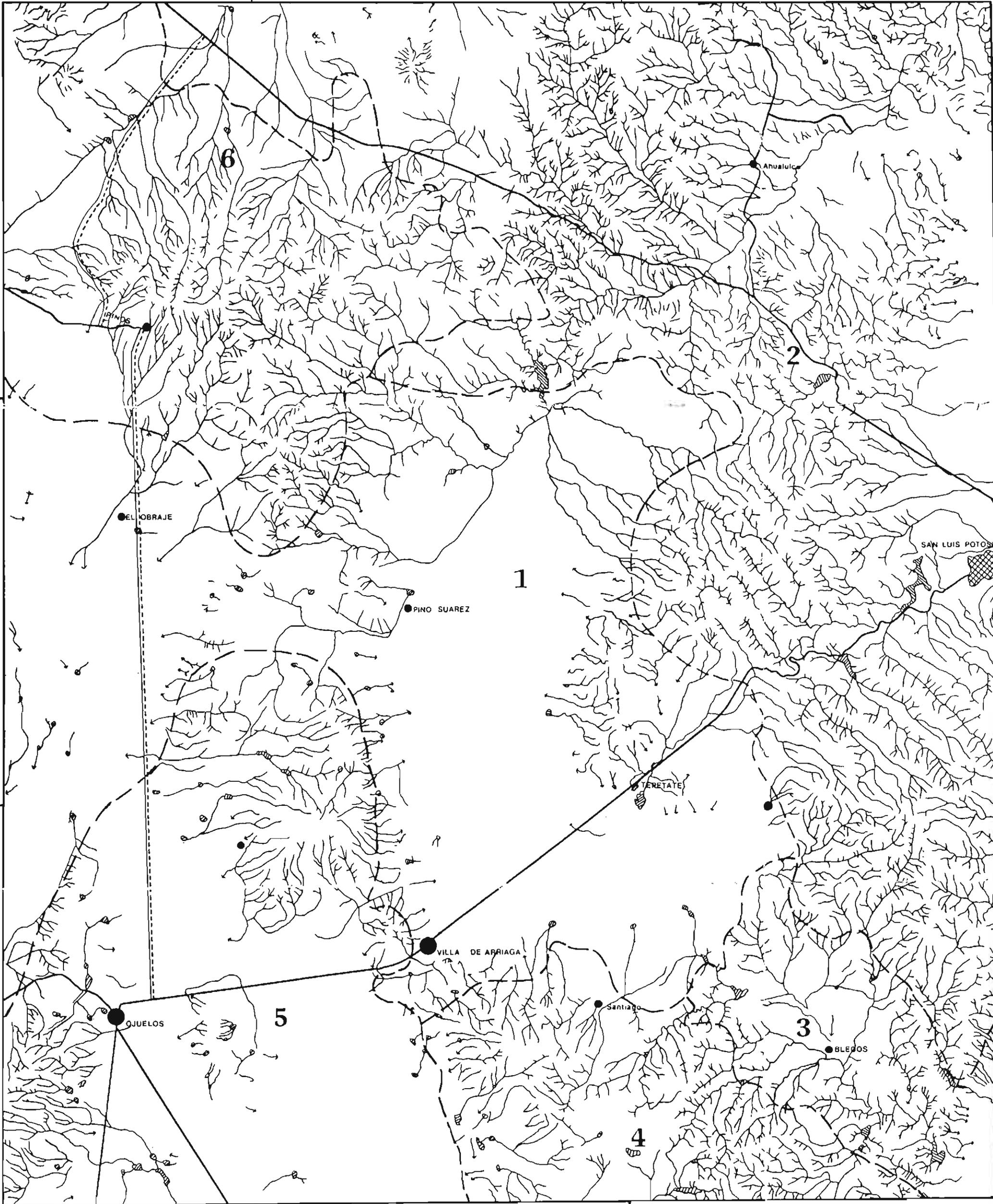
Base topográfica: cartas topográficas 1:50,000, INEGI  
F14-A72, F14-A73, F14-A82, F14-A83, F14-C12 Y F14-C13.

101°30'

101°15'

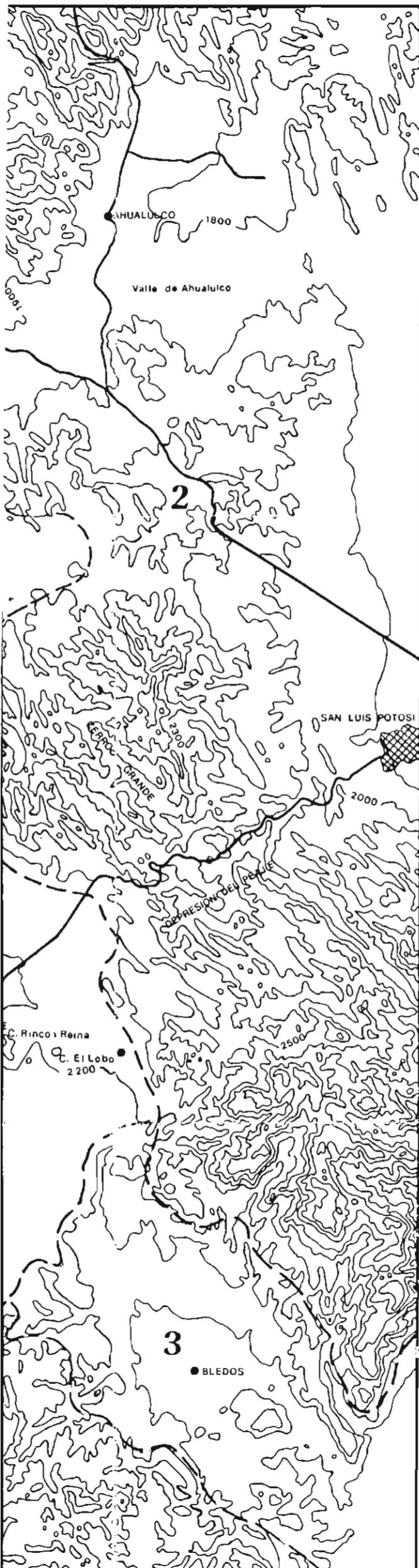
15°

22°

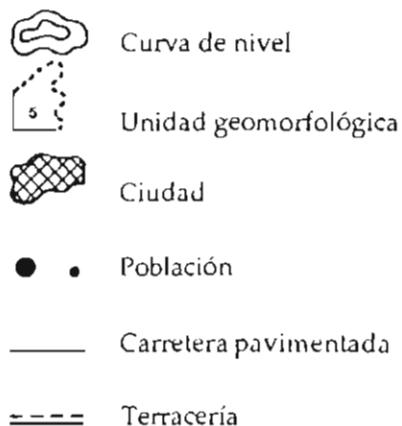
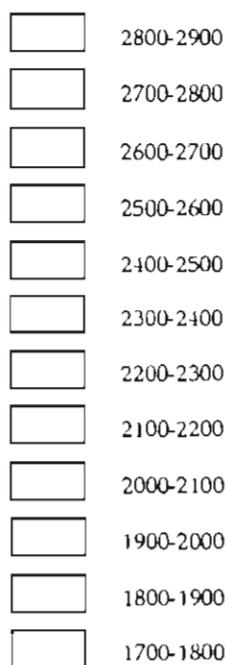


101°30'

101°15'



LEYENDA



kilómetros  
Escala Gráfica

Lámina 1. Mapa Hipsográfico de la porción SW del Campo Volcánico de San Luis Potosí.

Base topográfica : cartas topográficas 1:50,000, INEGI F14-A72, F14-A73, F14-A82, F14-A83, F14-C12 Y F14-C13.

