



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
ÁREA CIENCIAS DE LA TIERRA

**“ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN VOLCÁNICA-TECTÓNICA
DEL SEMIGRABEN DE BLEDOS, S. L. P., MÉXICO”.**

TRABAJO RECEPCIONAL

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO GEOLOGO

PRESENTA

MARÍA ARACELI ROCHA MIRANDA

SAN LUIS POTOSÍ, S. L. P. SEPTIEMBRE, 2005





Facultad de Ingeniería



Universidad Autónoma
de San Luis Potosí

22 de julio del 2004

A LA PASANTE MARIA ARACELI ROCHA MIRANDA
P R E S E N T E.-

En atención a su solicitud de autorización de Temario, presentada por el Dr. Ricardo Saucedo Girón, Asesor del Trabajo Recepcional que desarrollará usted, con el objeto de sustentar su Examen Profesional en la Licenciatura de Ing. Geólogo. Me es grato comunicarle que en la Sesión de Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 22 de julio del presente año, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

"ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN VOLCÁNICA-TECTÓNICA DEL SEMIGRABEN DE BLEDOS, S.L.P., MÉXICO".

INTRODUCCIÓN.

1. GEOGRAFÍA DEL ÁREA.
2. GEOLOGÍA REGIONAL.
3. GEOLOGÍA LOCAL.
4. ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN VOLCÁNICA-TECTÓNICA DEL ÁREA DE ESTUDIO.

DISCUSIÓN.

CONCLUSIONES.

BIBLIOGRAFÍA.

Ruego a Usted tomar debida nota de que en cumplimiento con lo especificado por la Ley de Profesiones, debe presentar Constancia de Servicio Social como requisito indispensable para sustentar su Examen Profesional.

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"


ING. JOSÉ ARNOLDO GONZÁLEZ ORTIZ
DIRECTOR

"mog.

*Au. Manuel Nava 8
Zona Universitaria
San Luis Potosí, S.L.P.
C.P. 78290
México*

2004, "Año del 150 Aniversario del Himno Nacional Mexicano"

Tels 826 23 30 al 39
Fax 826 23 36

Índice

	Página
Indice.....	1
Lista de Figuras.....	2
Agradecimientos.....	4
Dedicatoria.....	6
Resumen.....	7
Introducción.....	8
Objetivos y Método de trabajo.....	9
Antecedentes.....	9
Capítulo 1. Geografía del área.....	12
1.1 Localización y extensión del área.....	12
1.2 Vías de acceso.....	12
1.3 Clima, vegetación y edafología.....	14
1.3.1 Clima.....	14
1.3.2 Vegetación.....	14
1.3.3 Edafología.....	16
1.4 Fisiografía y geomorfología.....	16
1.4.1 Fisiografía.....	16
1.4.2. Geomorfología.....	18
1.5 Hidrografía.....	19
Capítulo 2. Geología Regional.....	21
2.1 Cuenca Mesozoica del Centro de México.....	21
Capítulo 3. Geología Local.....	24
3.1 Estratigrafía.....	24
3.2 Geología estructural.....	45
Capítulo 4. Análisis de la Evolución Volcánica-Tectónica del área de estudio.....	48
4.1 Bosquejo general de México.....	48
4.2 Sierra Madre Occidental.....	48
4.3 Provincia de Cuencas y Sierras.....	49
4.4 Mesa Central.....	50
4.5 Campo Volcánico de San Luis Potosí.....	52

4.6 Tectónica.....	53
4.7 Discusión.....	55
4.7.1 Evolución tectónica de México.....	55
4.7.2 Provincias que tienen relación con el área de estudio.....	56
4.7.3 Discusión Volcano-Tectónica del CVSLP.....	59
4.7.4 Graben o semigraben.....	62
Conclusiones.....	67
Bibliografía.....	68

Lista de figuras

	Página
1 Localización del área de estudio.....	12
2 Extensión del área de estudio.....	13
3 Vías de acceso.....	14
4 Clima del área de estudio.....	15
5 Vegetación del área	15
6 Edafología del área.....	16
7 Provincias Fisiográficas.....	17
8 El área se localiza donde predominan rocas del Terciario.....	18
9 Morfología del área.....	Anexo 1 al final
10 Representación hidrográfica del área	20
11 Unidades paleogeográficas.....	21
12 Ubicación del Campo Volcánico de San Luis Potosí.....	23
13 Columna estratigráfica.....	44
14 Muestra la Formación Caracol, Riolita Quelital y la Riolita San Miguelito.....	25
15 Muestra la textura eutaxítica de la Formación Riolita Quelital.....	26
16 Muestra la Formación de la Riolita Quelital, tefra basal, brecha de desintegración y de la Riolita San Miguelito.....	28
17 Riolita Quelital, tefra basal, brecha de desintegración y Riolita San Miguelito.....	29

18	Brecha de desintegración de la Riolita San Miguelito.....	30
19	Pliegue de flujo de la Riolita San Miguelito.....	30
20	Brecha de desintegración de la Andesita Calderón.....	32
21	Formación de la Ignimbrita Cantera y Riolita Panalillo.....	34
22	Formación de la Riolita Panalillo y Riolita San Miguelito.....	37
23	Basalto La Placa y miembro superior de la Riolita Panalillo.....	39
24	Basalto Cabras y miembro inferior de la Riolita Panalillo.....	41
25	Conglomerado Halcones.....	42
26	Mapa regional de lineamientos.....	45
27	Graben de Villa de Reyes perpendicular a la fosa de Bledos.....	46
28	Modelo idealizado de la Tectónica de México mostrando la zona extensional.....	50
29	Etapas de desarrollo de una zona sujeta a extensión.....	51
30	Emisión del paquete de la Riolita San Miguelito e Ignimbrita Cantera.....	53
31	Bloques de madera en su posición original.....	54
32	Bloques basculados.....	54
33	Reconstrucción de la geometría de las placas y dorsales desde el Cretácico superior de la parte oriental del océano pacífico (80 Ma y en la actualidad).....	57
34	Muestra la paleogeografía de México del Cretácico al presente.....	58
35	Evolución del semigraben de Bledos.....	62
36	Forma idealizada de una estructura de graben.....	63
37	Estructura de un semigraben.....	63
38	Graben de Bledos y semigraben de Bledos.....	64
39	Perfiles Morfológicos.....	65
40	Plano geológico.....	Anexo 1 al final.

Agradecimientos.

Este trabajo fue posible al apoyo del director del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Dr. Rafael Barboza Gudiño, y del Dr. Ricardo Saucedo Girón quién asesoró dicho trabajo recepcional.

Agradezco mis sinodales M.C. Ramón Torres Hernández por sus comentarios, compartir sus experiencias y conocimientos sobre la geología, y al Ing. Juan Manuel Torres Aguilera por su orientación y asesoramiento en toda mi estancia en la carrera.

De una manera especial agradezco al Dr. Alfredo Aguillón Robles y al Ing. Margarito Tristán González por su orientación y ayuda incondicional.

A todo el personal académico y administrativo del Instituto de Geología : Ing. Guillermo Labarthe Hernández, Dr. Rodolfo Rodríguez Ríos, Dr. Rubén Alfonso López Doncel, Ing. José Luis Mata Segura, Ing. Erasmo Mata Martínez, Ing. Víctor Julián Martínez Ruiz, Lic. Francisco Javier Ledezma Ríos, Lic. Areldy Liliana Elías Herrera, Evangelina Herrera Sierra y Efrén Román Guerrero Nava, por su apoyo de una u otra manera.

A todos mis profesores del Área Ciencias de la Tierra particularmente al Ing. Miguel Mayer Tanguma, Ing. Leonardo Lanto Najera, Dr. Antonio Cardona Benavides, Ing. Leticia Padilla Sánchez.

A mis compañeros y amigos : Ing. Janeth Villareal Fuentes, Ing. Aurora Zavala Monsiváis, Ing. Daniel Barajas Nigoche, Ing. Gilberto Esparza Martínez, Ing. Rogelio Galicia Ovalle, Ing. Edgar Iván Rodríguez Hernández, Ezequiel Escamilla De La Rosa, Elías Núñez Hernández, Cesio Menahén Castillo Flores, Erika Socorro Muñoz Martínez, Arturo Pérez Morán.

A la Ing. Lynetee Zanella Carrisales, por su ayuda y comprensión.

A mis padres : J. Hilario Rocha Llanas y Ma. Carmen Miranda Nieto, y a toda mi familia : Ing. Juan Manuel Rocha Nieto, María de los Ángeles, Gerardo Miguel, Martha De la Torre, Maribel, Juan Antonio, Ma. Bertha, Nalleli, Luis Ángel y José Luis.

Dedicatoria.

A mi abuelo : Sr. Antonio Rocha Martínez (†)

Resumen.

El área se ubica dentro del Campo Volcánico de San Luis Potosí ($21^{\circ}44'$ y $21^{\circ} 81'-101^{\circ} 15.5'-100^{\circ} 99'$) y ocupa un área de 25 km^2 .

El estudio muestra que el Campo Volcánico de San Luis Potosí fue el resultado de una compleja evolución tectónica que inició en el Terciario inferior y culminó con la emisión de rocas tanto ácidas (Riolita Panalillo $26.8 \pm 1.3 \text{ Ma.}$) y como basálticas (Cabras, $24.7 \pm 1.2 \text{ Ma.}$).

El Campo Volcánico de San Luis Potosí, presenta una serie grabens asociados a un fallamiento distensivo (Villa de Reyes y Bledos) que sirvió de conducto a los magmas que dieron origen al Campo Volcánico de San Luis Potosí, cabe aclarar que dicho fallamiento fue principalmente normal.

Con base a un análisis morfológico la depresión de Bledos podría ser clasificada como un graben, dado que se encuentra limitada por dos escarpes como lo muestran en los perfiles A, B y C. En éstos, claramente se observa que su límite oriental es el producto de una falla normal, mientras que su límite occidental muestra un escarpe de 100 m, el cual hasta el momento, no ha podido ser asociado a un fallamiento. Sin embargo, la información existente no es contundente como para asegurar que el escarpe occidental de la depresión de Bledos no fue el producto de un fallamiento, dado que éste podría estar cubierto por los depósitos de la Riolita Panalillo ($26.8 \pm 1.3 \text{ Ma.}$).

Por lo anterior y con base a las evidencias morfológicas y estructurales, en este trabajo se reconoce a la depresión de Bledos como un graben y no como un semigraben como hasta la fecha se ha clasificado.

Introducción.

El presente trabajo es el resultado del análisis bibliográfico de la información existente del semigraben de Bledos (SGB), así como un análisis morfológico de dicha estructura. El SGB, cubre un área de 25 km² aproximadamente y está ubicado a 41 km al sur de la ciudad de San Luis Potosí. Los hombros del SGB lo constituyen hacia el Oeste la sierra de Carranco y en el Este el extremo Sur de la Sierra de San Miguelito.

El SGB forma parte del Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), Labarthe-Hernández et al. (1982), que a su vez forma parte de la porción suroriental de la provincia volcánica de la Sierra Madre Oriental. Se encuentra dentro de la Provincia de Cuencas y Sierras (Basin and Range) que se extiende desde la parte norte de los Estados Unidos hasta la Faja Volcánica Transmexicana y se ubica al SE de la Sierra Madre Occidental.

El área de estudio, presenta una compleja estratigrafía volcánica compuesta de flujos de lava y depósitos de flujos piroclásticos (Ignimbritas) (Labarthe-Hernández y De la Huerta-Cobos, 1998), lo que muestra que la zona de estudio presentó una intensa actividad volcánica entre los 32 Ma. y 27 Ma. (Labarthe-Hernández et al., 1982).

No obstante, los grandes espesores de material piroclástico que caracterizan al Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), no ha sido posible definir la fuente de estos depósitos. Por lo tanto, el origen de estos depósitos se piensa que está íntimamente relacionado a la tectónica extensional del Terciario y como consecuencia a la formación de estructuras como el SGB (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Objetivos y Método de trabajo.

Objetivos.

- a. Definir la relación entre el volcanismo en el CVSLP y la tectónica extensional que dio origen a estructuras como : el SGB y el graben de Villa de Reyes (GVR).
- b. Mostrar la evolución volcánica-tectónica del semigraben de Bledos, y establecer si se trata de un semigraben o un graben.

Método de trabajo.

El método de trabajo básicamente consistió en la recopilación y análisis de la información existente, donde destacan los trabajos realizados por el Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Además, se consultaron los trabajos cartográficos del Instituto Nacional de Estadística (INEGI), para la elaboración del plano geológico (carta topográfica de la hoja San Francisco escala 1: 50,000 INEGI, 1988; mapa geológico hoja San Francisco escala 1: 50,000 de Labarthe-Hernández y Tristán-González 1980; mapa geológico del semigraben de Bledos escala 1: 20,000 Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998). Se analizó la información existente y se elaboró un plano geológico, posteriormente se trazaron y analizaron 3 perfiles morfológicos, con la finalidad de aclarar algunas ideas sobre dicha estructura y mostrar los resultados finales.

Antecedentes.

Los trabajos más antiguos del área datan del siglo pasado, de éstos los más completos se enfocan principalmente en la estratigrafía. A continuación se presenta una síntesis de los trabajos más importantes:

Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980), definieron la estratigrafía de las rocas volcánicas que ahí afloran y mencionaron la posibilidad de una amplia caldera en la parte NE de la carta San Francisco.

Labarthe-Hernández et al. (1982), dieron nombre formal a algunas de las formaciones existentes en el área. Además, mencionan que la tectónica que predominó en el Terciario fue eminentemente extensional, a la cual se asocia tanto la presencia de fosas y pilares tectónicos, como la extrusión de la serie de

productos volcánicos. Cabe mencionar que dentro de este trabajo se le denominó informalmente al semigraben de Bledos como graben de Bledos.

Aranda-Gómez et al. (1983), menciona la existencia de 5 calderas localizadas en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. Además, señalan que estas calderas son la fuente de las rocas del Terciario medio. Clasifican a la mayoría de las rocas del CVSLP como calco-alcálicas con $> 68\%$ de SiO_2 , y ricas en K.

Tristán-González, (1986) realizó un trabajo donde hace una descripción del graben de Villa de Reyes, y describe las diferentes unidades que afloran en sus hombros y en el interior de la fosa. El volcanismo más violento tomó lugar en el período comprendido entre los 32 a 27 Ma., correspondiente al Oligoceno, empezando con la emisión de grandes volúmenes de ignimbritas riolíticas y flujos lávicos de composición traquítica, riódacítica a riolítica que formaron estructuras de domo.

Aranda-Gómez et al. (1989), mencionan que hacia la parte norte de la Sierra de Guanajuato, hasta la latitud de San Luis Potosí (aprox. $22^{\circ} 30' N$), predominan los afloramientos de rocas volcánicas félsicas de edad oligocénica (32-28 Ma., Labarthe-Hernández et al., 1982), además bordeando al valle de Villa de Reyes también hay serranías con alturas notables, sólo que éstas no constituyen una cadena continua, sino que están interrumpidas por fosas estrechas como : Bledos con una orientación $N 45^{\circ} W$, Enramadas con una orientación $N 45^{\circ} W$, y la Quemada con una orientación de $N 60^{\circ} W$. Una característica del Graben de Villa de Reyes con sus bordes aserrados, debido a la presencia del sistema de fallas WNW.

Aguillón-Robles, (1994) señala que alrededor de los 30 Ma. se generaron volúmenes importantes de riolitas asociadas al emplazamiento de domos lo cual a su vez se relaciona a la formación de fosas tectónicas como el Graben de Villa de Reyes con una orientación de $N 45^{\circ} E$. Después se emplazaron los enormes domos riolíticos de la Sierra de San Miguelito. Seguido al emplazamiento de estos domos, se produce un fallamiento en bloques que da origen a las fosas tectónicas con orientación $N 30-40^{\circ} W$, como el graben de Bledos y Enramadas.

Nieto-Samaniego et al. (1996), obtuvo edades isotópicas en la cubierta volcánica cenozoica en la parte meridional de la Mesa Central, donde señalaron que el vulcanismo de composición riolítica inició con el emplazamiento de domos

y lavas y terminó con la emisión de ignimbritas que cubrieron toda la parte meridional de la Mesa Central, todo durante el Oligoceno tardío. Este vulcanismo ignimbrítico lo asocian con el grupo volcánico oligocénico que cubre la Sierra Madre Occidental.

Nieto-Samaniego et al. (1997), proponen una deformación Cenozoica poslaramídica que afectó la parte meridional de la Mesa Central, la deformación Cenozoica tipo triaxial, formando fallas normales con dos direcciones aproximadamente ortogonales (NE y NW) y que presumiblemente fueron sincrónicas.

Los límites de la Mesa Central son el graben de Aguascalientes y el sistema de fallas de San Miguel de Allende-Catorce, ambos con rumbo N-S. Estos mismos autores reconocen cinco eventos de deformación, dos de los cuales tuvieron lugar antes del emplazamiento de los domos riolíticos de 30 Ma. Un evento de deformación máxima ocurrió entre los 30 y 27 Ma., seguido de dos eventos de menor magnitud, uno documentado por el desplazamiento de andesitas y basaltos del Mioceno tardío, y el último ocurrido en el Plioceno-Pleistoceno.

Uno de los trabajos más recientes fue realizado por Labarthe–Hernández y De la Huerta-Cobos (1998), en éste definieron la geología del Semi-Graben de Bledos. Además, lo clasificaron como una semi-fosa, dado que solo son evidentes fallas en su margen NE. Además señalan que la Sierra de San Miguelito sufrió un levantamiento que produjo una intensa y rápida erosión, cuyo resultado fue el depósito del Conglomerado Halcones en extensos abanicos aluviales, que vinieron a rellenar la semi-fosa de Bledos.

Reyes-Zaragoza et al. (2001), documentaron cuatro eventos de deformación, el primero es sincrónico con la extensión Oligocénica de la Mesa Central (desde el Oligoceno hasta el Reciente), dos eventos de transición entre el Mioceno medio y el tardío y un evento Pliocénico-Reciente sincrónico. La región se caracteriza por presentar numerosas fallas de edad cenozoica, muchas de ellas forman depresiones topográficas constituidas en cuencas de depósito. Además señalan que existe una relación directa, espacial y temporal, entre vulcanismo y la deformación, por lo que infiere que en general fueron sincrónicos. Por último, concluye que vulcanismo como la deformación extensional migraron hacia el SE.

Capítulo 1. Geografía del área.

1.1 Localización y extensión del área.

La zona estudiada se encuentra localizada a 41 km al Sur-oriente de la ciudad de San Luis Potosí, en el límite con el estado de Guanajuato y está localizada por los paralelos $101^{\circ} 15.5'$ y $100^{\circ} 99'$ de Latitud Norte y los meridianos $21^{\circ} 44'$ y $21^{\circ} 85'$ de longitud Oeste.

Administrativamente pertenece al municipio de Villa de Reyes, S.L.P. (Figura 1), y con una extensión aproximadamente de 25 km^2 (Figura 2).

1.2 Vías de acceso.

El área de estudio se encuentra comunicada principalmente por (Figura 3):

1. Carretera pavimentada que parte del entronque de la carretera de Villa de Reyes y que comunica a los poblados de Calderón, Carranco, Bledos y San Francisco.
2. Carretera de cuota San Luis-Ojuelos.

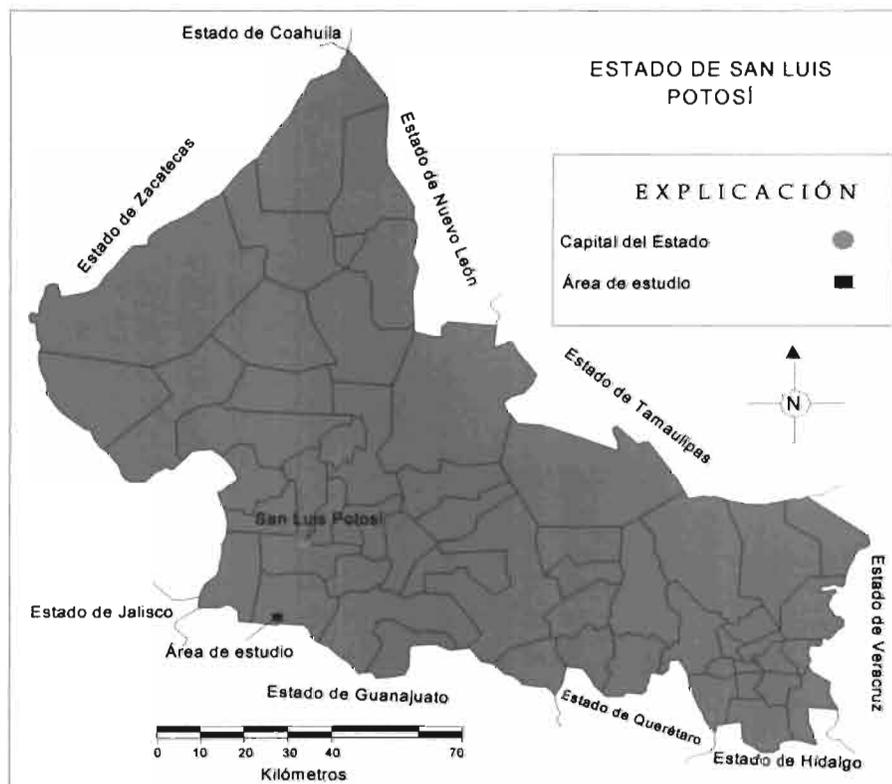


Figura 1. Localización del área de estudio (tomada de la Síntesis de Información Geográfica del Estado de San Luis Potosí, 2002, Escala 1 : 700 000).

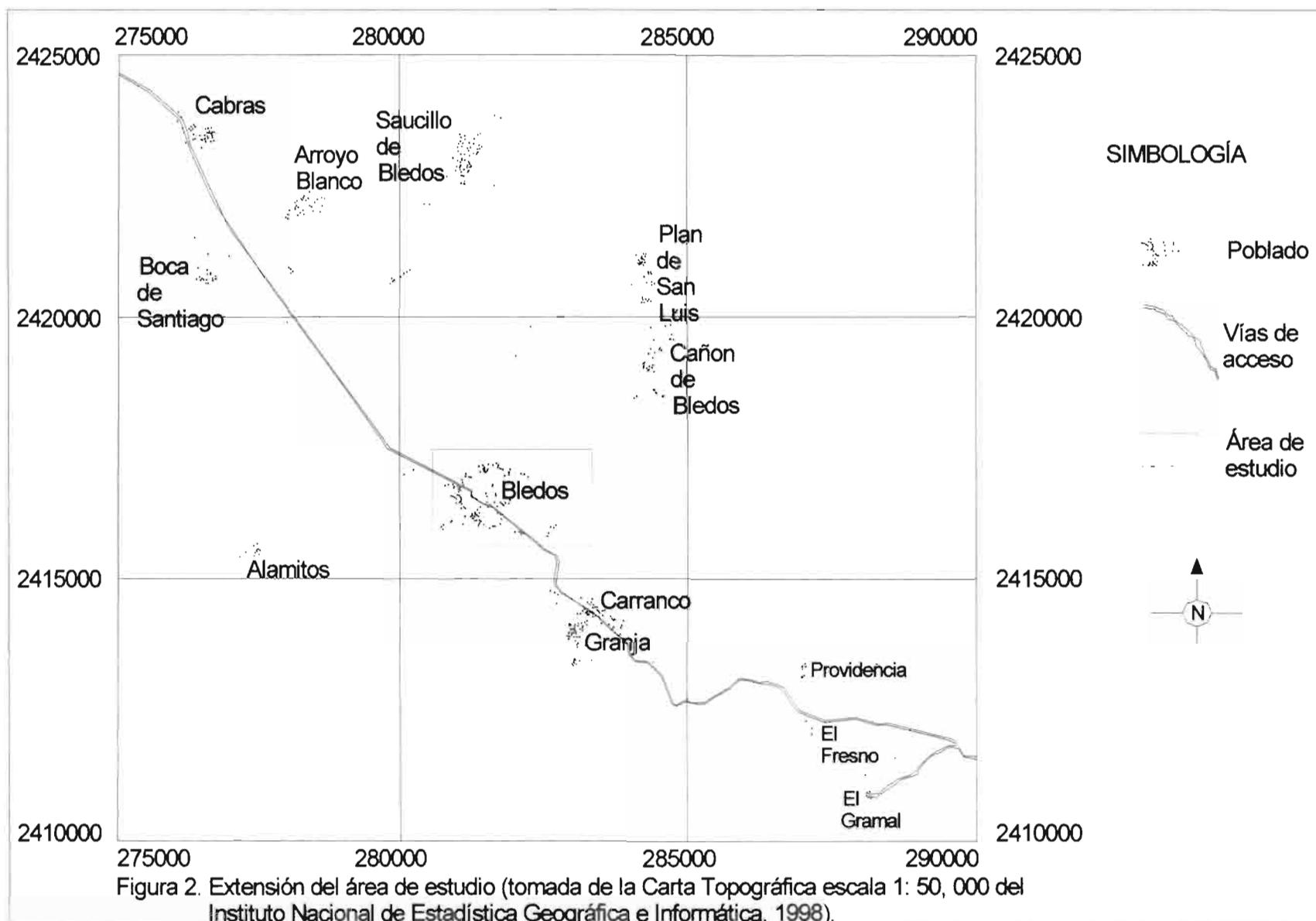


Figura 2. Extensión del área de estudio (tomada de la Carta Topográfica escala 1: 50, 000 del Instituto Nacional de Estadística Geográfica e Informática, 1998).

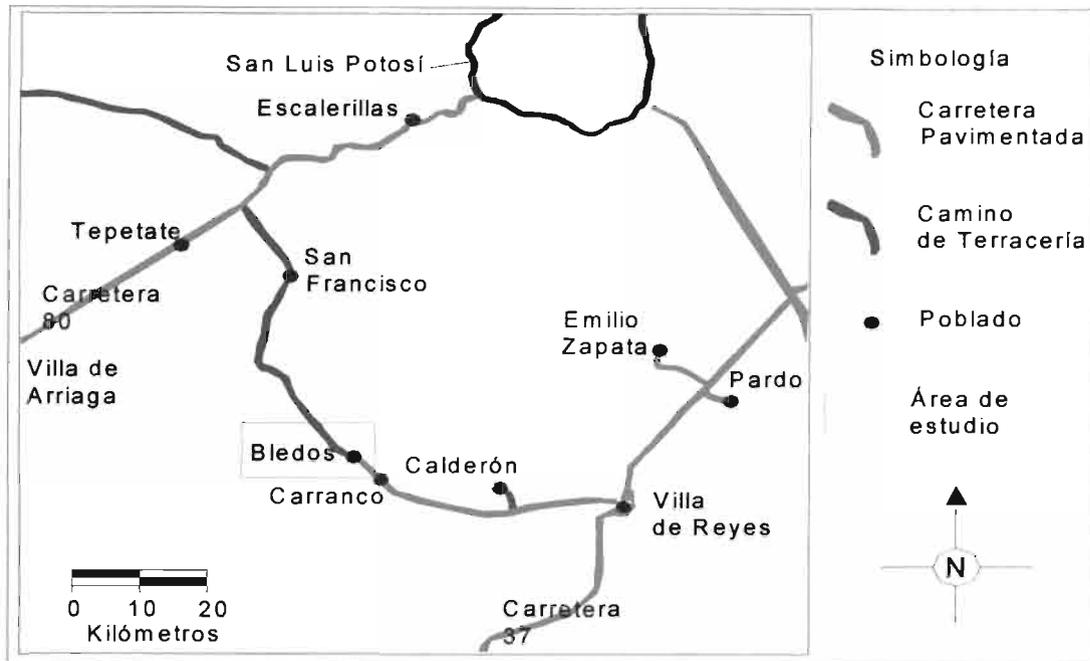


Figura 3. Vías de acceso (tomada de la Síntesis de Información Geográfica del Estado de San Luis Potosí, 2002, Escala 1 : 700 000).

1.3 Clima, vegetación y edafología.

1.3.1. Clima.

El clima del semigraben de Bledos en general es del grupo de climas secos (Figura 4), (Monografía Geológico Minera del Estado de San Luis Potosí, 1992 y Síntesis de Información Geográfica del Estado de San Luis Potosí, 2002). La Síntesis de Información Geográfica, lo subdivide en un subtipo semi-seco templado ($Bs_1 kw$), en dichos trabajos se menciona que tiene una temperatura media anual entre 16^0 y 18^0 C, y una precipitación anual de 400 a 500 mm, con lluvias principalmente en verano y muy escasas en el resto del año, (Síntesis de Información Geográfica del Estado de San Luis Potosí, 2002).

1.3.2. Vegetación.

La vegetación del área de estudio, según la Monografía Geológico Minera del Estado de San Luis Potosí, la clasifica dentro del tipo matorral crasicule, caracterizada por una gran variedad de cactáceas tales como: cardón, lechuguilla, guapilla y sotol. INEGI en el 2002, la clasifica a la vegetación del área de Bledos dentro del tipo chaparral, este tipo de vegetación es característico de zonas que

no alcanzan un gradiente altitudinal suficiente como para el desarrollo de bosques templados (Figura 5).

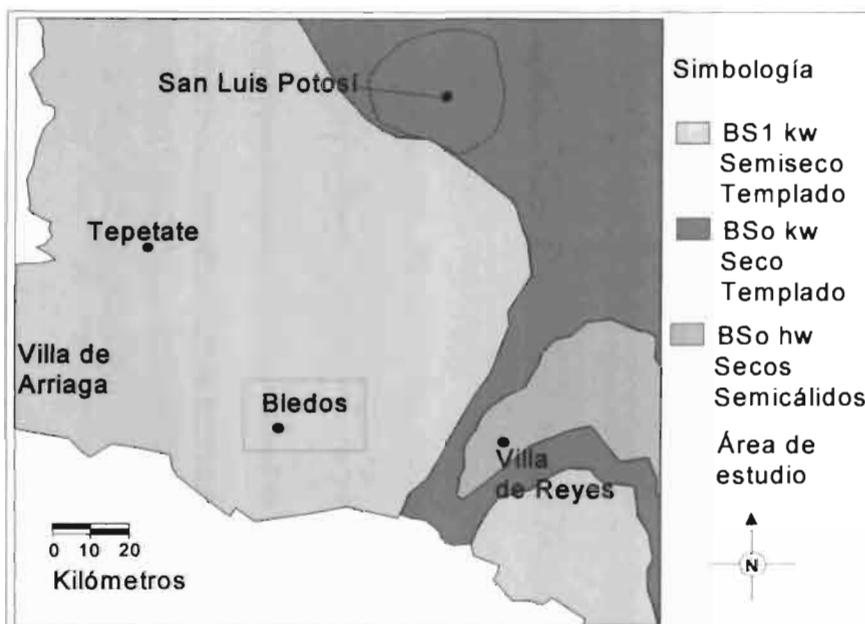


Figura 4. Clima del área de estudio (tomada de la Síntesis de Información Geográfica de San Luis Potosí, 2002, Escala 1: 700 000).

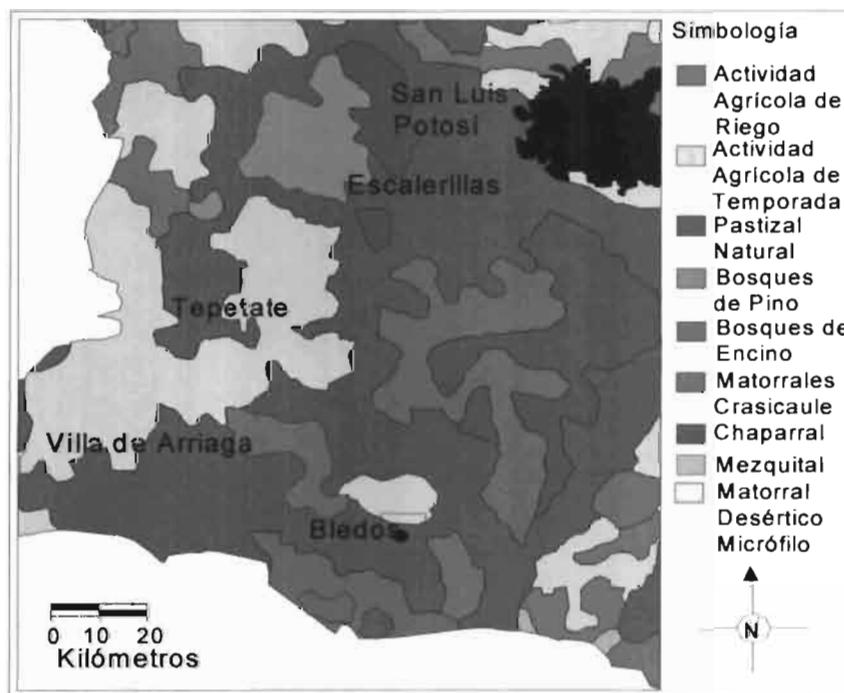


Figura 5. Vegetación del área (tomada de la Síntesis de Información Geográfica del Estado de San Luis Potosí, 2002).

1.3.3. Edafología.

Los suelos son típicamente someros, pedregosos y bien drenados. Su color, textura y naturaleza dependen básicamente del material parental que los originó. Se desarrollan sobre estratos ígneos, y son clasificados como un el suelo Feozem háplico, con fase dúrica (Figura 6).

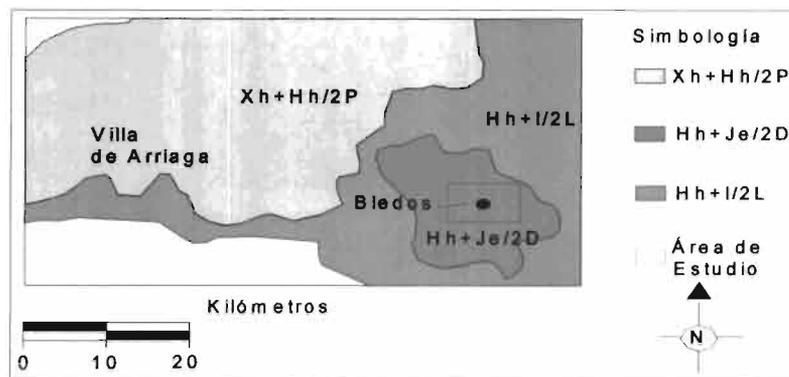


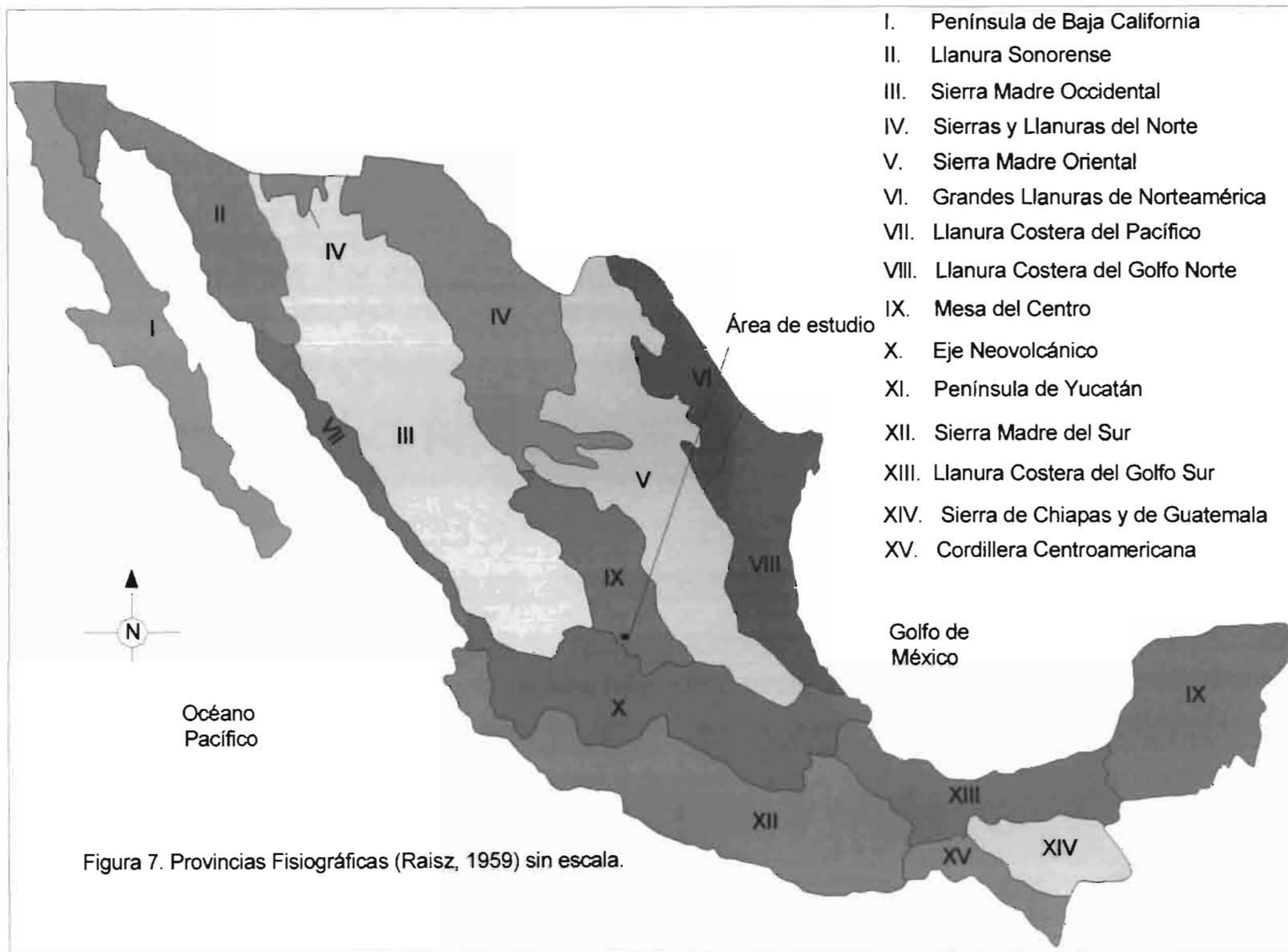
Figura 6. Edafología del área : (Xh+Hh/2P: Suelo dominante Xerosol Háplico+Suelo secundario Feozem Háplico/Textura media y una fase física pedrosa; Hh+Je/2D: Suelo dominante Feozem Háplico+Suelo secundario Fluvisol Eúrico/Textura media y una fase física dúrica; Hh+I/2D; Suelo dominante Feozem Háplico+Suelo secundario Litosol/ Textura media y fase física lítica, (tomada de la Síntesis de Información Geográfica del Estado de San Luis Potosí, 2002, Escala 1: 700 000).

1.4 Fisiografía y Geomorfología.

1.4.1 Fisiografía.

El área estudiada se encuentra comprendida dentro de la Provincia Fisiográfica de la Mesa Central (Raíz, 1959), o Altiplano Mexicano según López-Ramos (1979), esta provincia ocupa la parte noroccidental del territorio de San Luis Potosí (Figura 7).

La Mesa Central (MC) se encuentra a unos 2000 metros sobre el nivel del mar (Álvarez Jr., 1961), entre las dos grandes sierras de México: al N y E se encuentra la Sierra Madre Oriental (SMOr) compuesta principalmente por sedimentos Mesozoicos deformados. Mientras que al poniente se tiene a la Sierra



Madre Occidental (SMOc), que se puede definir como un campo volcánico calcoalcalino de edad Terciaria (Aranda-Gómez et al., 1983).

Dentro de la SMOc aflora un grueso paquete de rocas volcánicas de edad Cenozoica (Figura 8).

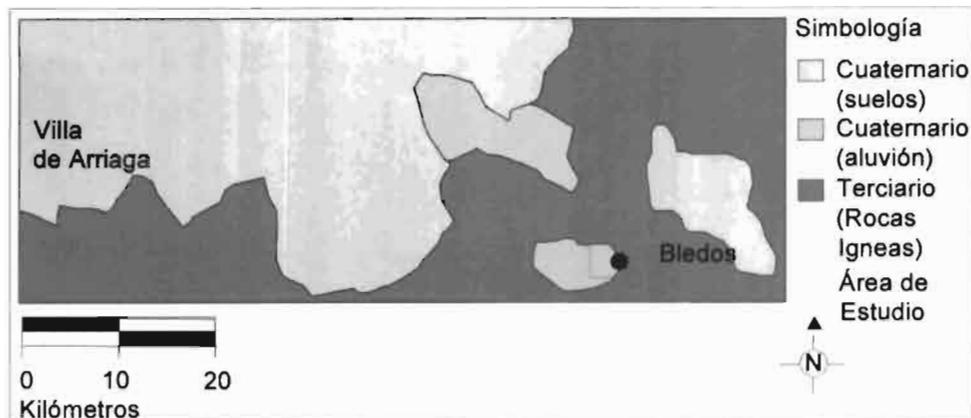


Figura 8. El área se localiza donde predominan rocas del Terciario-Cuaternario, (tomada de la Síntesis de Información Geográfica de San Luis Potosí, 2002, Escala 1: 700 000).

En general, los rasgos fisiográficos que caracterizan a la provincia de la MC, son sus amplias llanuras interrumpidas por sierras dispersas (Monografía Geológico Minera del Estado de San Luis Potosí, 1992).

1.4.2 Geomorfología.

El área de estudio se encuentra cubierta principalmente por rocas volcánicas del Oligoceno (Labarthe-Hernández et al., 1982). En base a las observaciones el plano morfológico se dividió en 3 zonas y donde el área de interés queda comprendida en la zona 2, por lo tanto se describirán por separado (Figura 9, anexo 1, al final).

Zona 1 : La parte N y NE, forma parte de la porción oriental de la Sierra de San Miguelito y está conformada por lomeríos y cerros con pendientes muy abruptas con elevaciones de entre 1900 y 2800 msnm (Mesa Silva, Mesa San Roque), presenta una etapa geomorfológica juvenil (Derruau, M., 1983).

Zona 2 : Hacia el NW presenta topografía suave con elevaciones del orden de 1950 msnm (Bledos y Carranco), en cuya parte central se ubica el semigraben de Bledos, éste con un ancho promedio de 7.5 km, formado prácticamente por

rocas volcánicas (Labarthe-Hernández y Tristán-González 1980), el resto de las geoformas del interior del graben sólo forman una serie de lomeríos constituidos de conglomerados, en general esta zona presenta una etapa morfológica madura (Derruau, M., 1983).

Zona 3: Comprende la parte sur del área, ésta vuelve a levantarse para formar una serranía menos abrupta que la Sierra de San Miguelito. Sin embargo, presenta también una topografía con alturas hasta de 2550 msnm (Cerro El Colorado, Cerro El Chiquihuitillo, Mesa Prieta), la etapa morfológica de esta zona es de tipo juvenil (Derruau, M., 1983).

1.5 Hidrografía.

El área de estudio se encuentra dentro de la Cuenca Hidrológica Río Verde Grande, (Figura 10), ésta se caracteriza por presentar corrientes de aguas superficiales intermitentes, escasas y de poco caudal. Se encuentra dentro de la Región Hidrológica Lerma-Santiago, donde el escurrimiento del agua superficial varía de 200–500 mm. (Monografía Geológico Minera del Estado de San Luis Potosí, 1992).

En la zona de estudio el drenaje se ha desarrollado principalmente sobre depósitos piroclásticos que rellenan el graben de Bledos (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1980).

Las zonas 1 y 3 son muy parecidas, el drenaje es de tipo dendrítico de segundo y tercer orden, en la primera zona el río principal es el río Guadalupe y el cual drena a la presa de Santa Rosa, y en la tercera es el río Carranco el cual desemboca en el valle del graben de Villa de Reyes, además el drenaje está controlado por sistemas de fracturamiento y/o fallamiento (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1980) debido a la abrupta topografía.

En la zona 2 los ríos principales son: Las Enramadas y Arroyo Blanco, el drenaje es de tipo dendrítico de segundo orden, debido a la suave topografía y el cual drena al valle de Bledos (Figura 9, anexo 1).

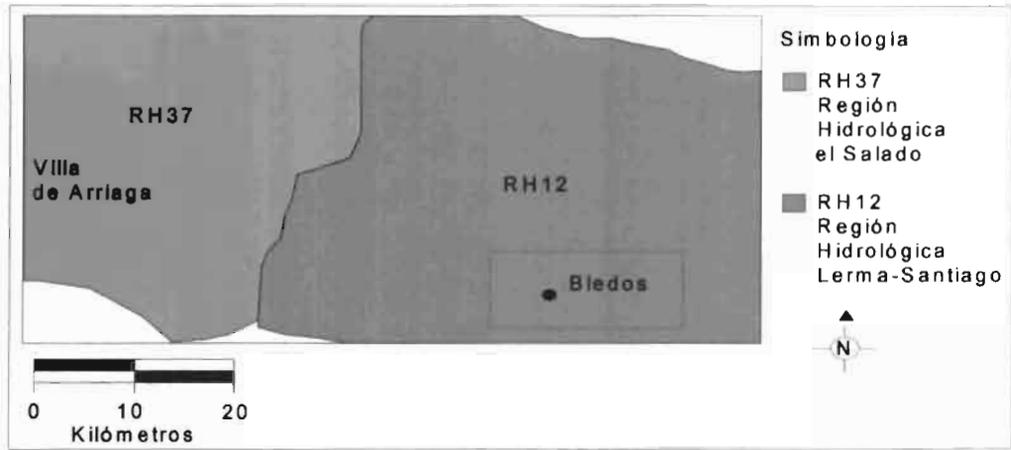


Figura 10. Representación hidrográfica del área dentro de la cuenca hidrológica del Río Verde, (tomada de la Síntesis de Información Geográfica del Estado de San Luis Potosí, 2002, Escala 1: 700 000).

FRUIT 4542

Capítulo 2. Geología Regional.

Durante el Mesozoico y dada la invasión marina que prevalece en el Jurásico superior, comienzan a definirse los elementos paleogeográficos, cuyos sedimentos fueron depositados en dos grandes unidades paleogeográficas (Figura 11), denominadas como: Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP) y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM), (Carrillo-Bravo, 1971, 1982).

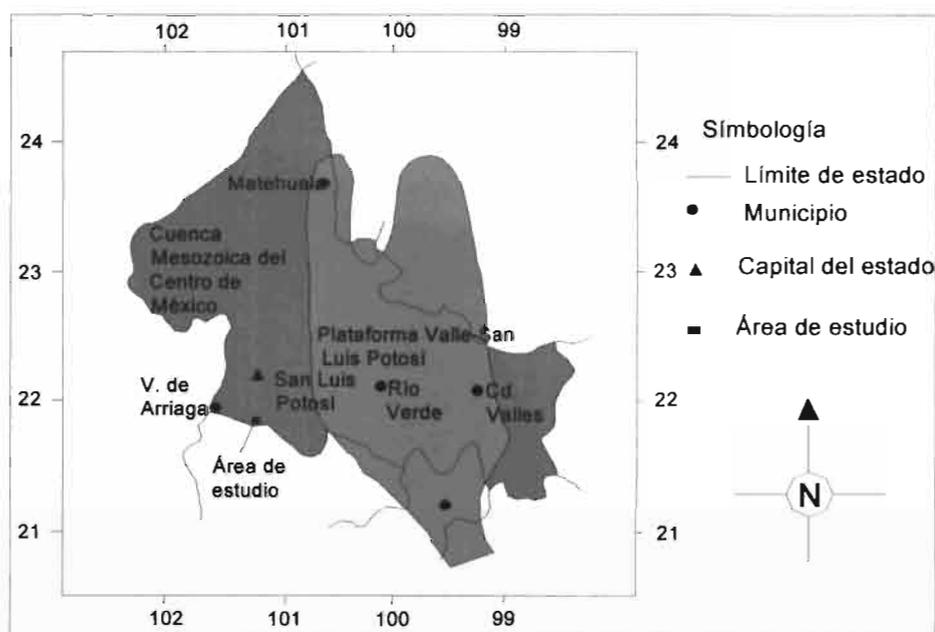


Figura 11. Unidades paleogeográficas del Mesozoico en el estado de San Luis Potosí (tomado de Carrillo-Bravo, 1971).

El área de estudio está comprendida dentro de la “Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM)”, la cual está conformada por una secuencia sedimentaria que comprende del Triásico superior y continuó hasta el Cretácico superior (Carrillo-Bravo, 1971, 1982).

2.1 Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM).

En el Triásico superior la CMCM es transgredida por aguas marinas de considerable profundidad y en ella se efectuó el depósito de sedimentos arcillo-arenosos de la Formación Zacatecas (no aflora en el área). A fines del Triásico y

principios del Jurásico inferior la CMCM se vio afectada por otra emersión y durante el Jurásico inferior y medio, no se depositaron sedimentos marinos. En el Jurásico medio y en la parte temprana del Jurásico superior en algunos sitios se depositaron capas rojas continentales. Durante el Oxfordiano tiene lugar una nueva transgresión marina, y debido a que los fondos marinos eran de poca profundidad, se depositaron sedimentos de plataforma (Formación Zuloaga, no aflora en el área de estudio) (Carrillo-Bravo, 1982).

Durante el Cretácico inferior y medio, la cuenca incrementó su profundidad y se depositaron las Formaciones Taraises, Tamaulipas inferior, La Peña y Cuesta del Cura (no afloran en el área de estudio). Al principio del Cretácico superior la CMCM, incremento el aporte de sedimentos arcillosos (Formación Indidura), y argilo-arenosos (Formación Caracol del Coniaciano-Maastrichtiano), la cual se caracteriza por una alternancia de lutitas y areniscas (Carrillo-Bravo, 1982), dicha formación se considera el producto de la erosión de una zona de intrusivos, acompañada por volcanismo del Coniaciano (De Cserna, 1956). Después del plegamiento de las rocas marinas del Mesozoico (Orogenia Laramide), se desarrollaron cuencas aisladas en donde se depositaron sedimentos lagunares y terrígenos continentales (Paleoceno-Eoceno).

En la Mesa Central (MC), existe una gruesa secuencia de rocas volcánicas del Cenozoico entre los 44-26 Ma., que constituye el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP; Labarthe-Hernández et al., 1982; Aranda-Gómez et al., 1983), (Figura 12). Dentro del cual se encuentra el área de estudio (32 a los 27 Ma.). Las rocas volcánicas de la MC se encuentran discordantemente sobre sedimentos marinos del Cretácico (Formación Cenicera en S.L.P. Labarthe-Hernández et al., 1982; y Conglomerado Rojo en Guanajuato y Zacatecas; Edwards, 1955). Además el CVSLP, forma parte de la porción oriental de la Provincia de la Sierra Madre Occidental, caracterizada en esta zona, por la presencia de un volcanismo félsico del Oligoceno, que va de los 32 a los 27 Ma., culminando en está fecha con un magmatismo bimodal, representado por una intercalación de rocas riolíticas y basaltos suavemente alcalinos (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1994), que continúan después de los 26 Ma. con basaltos suavemente alcalinos, posteriormente se registra un hiato entre estas

rocas y la emisión de las basanitas de las Joyas, (Labarthe-Hernández et al., 1982).

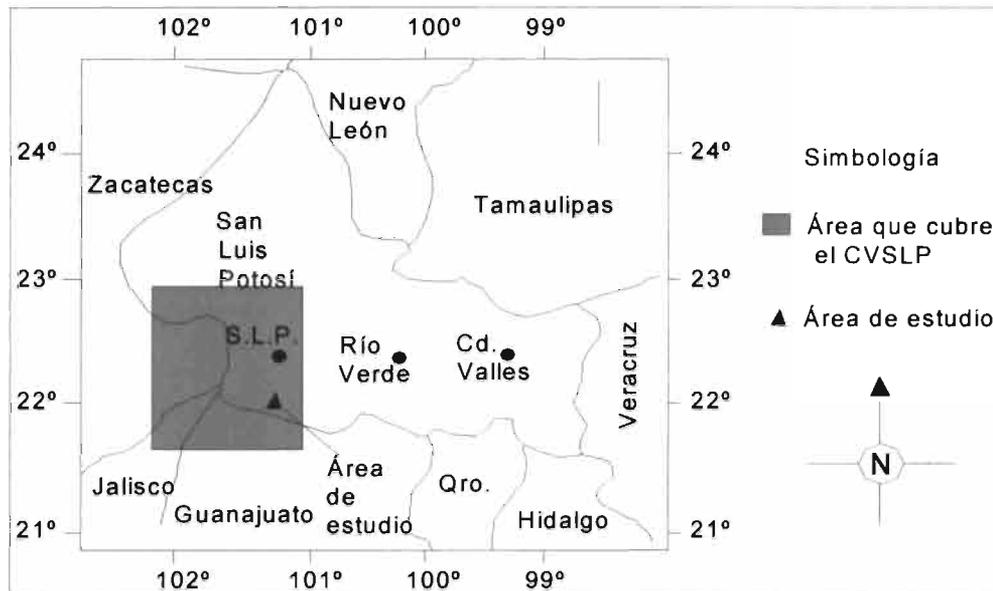


Figura 12. Ubicación del Campo Volcánico de San Luis Potosí (tomado de Rodríguez-Ríos, 1997).

Capítulo 3. Geología Local.

El Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) esta compuesto por una secuencia de rocas volcánicas del Terciario cuya edad varía de los 32 a 27 Ma. A continuación se describen las formaciones existentes en el CVSLP, donde se incluyen las formaciones del semigraben de Bledos (Figura 13, pág. 44 y Figura 40, anexo 1, al final).

3.1 Estratigrafía.

a). La Formación Caracol.

Cretácico superior (Coniaciano-Maestrichtiano).

Definición.

Descrita informalmente por Imlay (1936), posteriormente fue descrita formalmente por Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998), dicha unidad en el área se observó subyaciendo a las rocas volcánicas del Oligoceno, actualmente Torres-Aguilera y Rodríguez-Ríos (2005), la colocan en una edad del Cretácico inferior (Berriasiano-Valanginiano).

Distribución.

Existe una franja alargada de esta formación, hacia la base de la Sierra de San Miguelito (Figura 40, anexo 1).

Litología y espesor.

Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980), la describen como una alternancia de lutitas y areniscas de grano fino a medio de color gris verdoso, que se presenta en capas de 10 a 50 cm de espesor. Mientras que Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998), la definen como una alternancia de lutitas físciles de color verdoso, que intemperiza en color café rojizo, con capas de 10 a 30 cm, en ocasiones hasta de 80 cm de areniscas de grano fino a medio, con granos subredondeados de feldespato y abundantes hojuelas de moscovita en matriz calcárea (Figura 14).

Torres-Aguilera y Rodríguez-Ríos (2005), la describieron como una alternancia de lutitas físciles de color verdoso, que intemperizan en color café rojizo y alternan con capas de 10 a 30 cm y ocasionalmente de 80 cm, compuestas por

areniscas de grano fino a medio, que muestran granos subredondeados de feldespato y abundantes hojuelas de moscovita en matriz calcárea.

Relación estratigráfica.

Sobreyace a la Formación Indidura (no aflora en el área), y subyace discordantemente a la Riolita Quelital.

Edad.

La edad de dicha Formación está dada por su posición estratigráfica Carrillo-Bravo (1971), le asignó una edad del Coniciano-Maastrichtiano.



Figura 14. A. veta de cuarzo blanco, (a) lechoso en la Formación Caracol, al fondo la Riolita Quelital (b) y la Riolita San Miguelito (c), (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

b). La Riolita Quelital o Ignimbrita Santa María.

Oligoceno.

Definición.

Descrita originalmente por Tristán-González y Labarthe-Hernández (1979), y propuesta formalmente como formación por Labarthe-Hernández et al. (1982). Tristán-González, (1986) le asigna el nombre de Ignimbrita Santa María, Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998), la describen como Riolita Quelital.

Distribución.

Aflora al SE de la Sierra de San Miguelito como una franja alargada en la base.

Litología y espesor.

Tristán-González, (1986) la describe como un depósito de flujo de ceniza bien soldado, de color gris rosáceo a rojizo, de textura porfirítica y eutaxítica, con un 30-40% de fenocristales de 2-5 mm de cuarzo subhedral y sanidino euhedral, con abundante magnetita alterada.

Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998), la definen como una ignimbrita riolítica de color pardo rojizo a gris, de textura microcristalina porfirítica y eutaxítica, con abundante pómez colapsada, rica en fenocristales (40%), de 2 a 4 mm euhedrales de sanidino y anhedrales a subhedrales de cuarzo; aislados de plagioclasa y magnetita, en una matriz desvitrificada con esferolitas (Figura 15).

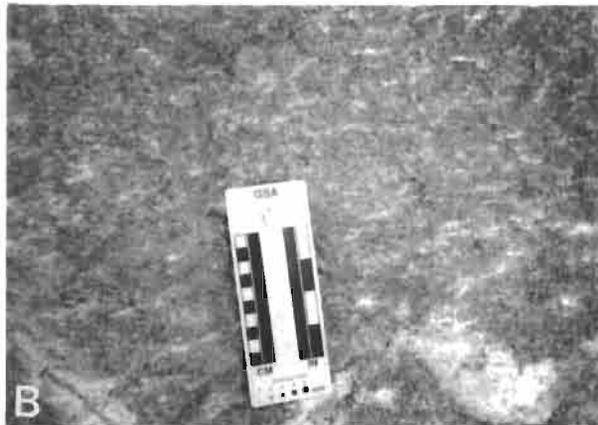


Figura 15. Textura eutaxítica, con pómez bien colapsada, de la Riolita Quelital (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

Relación Estratigráfica.

Sobreyace discordantemente a la Formación Caracol (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1980; Tristán-González, 1986; Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998) subyace a la tefra basal o a la brecha de desintegración o a un vitrófido masivo de la Riolita San Miguelito (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

Edad.

Oligoceno medio.

c). Latita Portezuelo.

Oligoceno.

Definición.

Descrita de manera informal por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978), en la cartografía geológica 1: 50,000 de la hoja San Luis Potosí. Fue propuesta formalmente como formación por Labarthe-Hernández et al. (1982), posteriormente descrita por Tristán-González, (1986) y por Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998).

Distribución.

Aflora en el Arroyo Grande hacia la porción SE del área y al sur de la presa Los Dolores, en la periferia del poblado La Ventilla, aflora hacia el borde oriental y nororiental de la Sierra de San Miguelito.

Litología y espesor.

Tristán-González (1986), la define como un derrame lávico en domos del tipo exógeno y es de color café grisáceo, de textura holocristalina, inequigranular, porfírica, matriz afanítica con 10 a 15 % de fenocristales de 2-6 mm de sanidino y andesina euhedrales a subhedrales, hay cuarzo subordinado; la matriz consiste de microlitos de plagioclasa; con minerales accesorios tiene abundante magnetita, circón y apatito.

Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1993), y Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998), señalan que consiste de flujos de lava de color gris claro a café grisáceo, de textura holocristalina, inequigranular, porfírica, traquítica a pilotaxítica, en una matriz afanítica, desvitrificada. Tiene de 10 a 15 % de fenocristales euhedrales de 2 a 6 mm, de sanidino y andesina, con cuarzo subordinado, su matriz consiste de microlitos de plagioclasa, como minerales accesorios presenta cierta abundancia de magnetita, circón y apatito (Figura 16).

Relación Estratigráfica.

Sobreyace a la Riolita Quelital y está cubierta por la Riolita San Miguelito, siendo su base una brecha de desintegración (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

Edad.

Se le asigna por el método de K/Ar en roca total una edad de 30.6 ± 1.5 Ma. (Labarthe-Hernández et al., 1982) lo que la ubica en el Oligoceno medio.



Figura 16. Fracturamiento columnar con juntas horizontales en la cima de la Riolita Quelital (a), subyaciendo a la tefra basal (b), a la brecha de desintegración (c) y a la porción central desvitrificada de la Riolita San Miguelito (d), (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

d). Riolita San Miguelito.

Oligoceno.

Definición.

Descrita informalmente por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978), en la cartografía de la hoja San Luis Potosí, posteriormente fue propuesta formalmente como formación por Labarthe-Hernández et al. (1982) y por Labarthe-Hernández y De La Huerta Cobos (1998).

Distribución.

Labarthe-Hernández y Jiménez-López en 1992, dividieron a esta formación en cuatro unidades, que de la base a la cima son como sigue: tefra

basal (Tymb) (no aflora en el área), brecha de desintegración (Tsmo) (si aflora en el área), riolita desvitrificada central (Tsm) (si aflora en el área), y caparazón (Tsmc) (no se incluyó), afloran en el área en sus porciones NE, SW y W (Figura 17).



Figura 17. Riolita Quelital (a), tefra basal (b), brecha de desintegración (c) y Riolita San Miguelito desvitrificada (d). Hombro NW de Graben de Villa de Reyes. (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

Litología y espesor.

Brechas de desintegración (Tsmo).

Zona de brecha que consiste de fragmentos angulares de 3 a 60 cm de vitrófido negro y gris oscuro verdoso, en una matriz de fragmentos más finos y hasta de tamaño de ceniza de color amarillento verdoso (Figura 18), (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

Riolita desvitrificada central (Tsm).

Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, (1998) consiste de una roca de color gris rosáceo, de textura holocristalina, porfirítica, con matriz afanítica, con 15 % de fenocristales de 2 a 4 mm de sanidino euhedral y cuarzo subhedral anhedral en la misma proporción o predominando el primero, con magnetita diseminada en la matriz, parcialmente alterada a hematita. La matriz se halla

totalmente desvitrificada, llegándose a apreciar algunas esferolitas pequeñas. Frecuentemente se observa una textura fluidal y pliegues de flujo (Figura 19).



Figura 18. Detalle de la Brecha de desintegración de la Riolita San Miguelito (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).



Figura 19. Pliegue del flujo de la Riolita San Miguelito (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

Relación estratigráfica.

Sobreyace a la Riolita Quelital y a la Latita Portezuelo y subyace a la Andesita Calderón, a la Ignimbrita Cantera, a la Riolita Panalillo y al Conglomerado Halcones (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

Edad.

Su edad determinada por el método de K/Ar en roca total de una muestra de su localidad tipo, es de 30.1 ± 1.5 Ma. (Labarthe-Hernández et al., 1982) la cual corresponde al Oligoceno.

e) Andesita Calderón.

Oligoceno.

Definición.

Descrita informalmente por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980), en la cartografía geológica 1: 50,000 de la hoja San Francisco, S.L.P., Labarthe-Hernández et al. (1982), posteriormente Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998).

Distribución.

En el trabajo de Labarthe-Hernández et al. 1982, dividieron de la base a la cima, en las siguientes unidades: Tacb-Brecha de desintegración y flujos de lava dacítica, Ttc-Toba Calderón, y Tac-Flujos de lava andesíticos a basálticos, Aflora cerca del límite central-sur del área estudiada, en la margen SW del graben de Villa de Reyes, en las inmediaciones del Ejido de Calderón (Labarthe-Hernández et al., 1982) y en las cercanías del poblado de Calderón, formando un centro volcánico pequeño en el borde del graben de Villa de Reyes (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

Litología y espesor.

Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978), la describen como una roca de color gris claro, de textura porfirítica y fluidal. Posteriormente Labarthe-Hernández et al. (1982), la definen como una roca de color gris claro verdoso de textura holocristalina, inequigranular, porfirítica, con matriz afanítica, con 15% de fenocristales de 1–2 mm. de plagioclasas (45–50%) y sanidino (45–50%). La matriz compuesta por microlitos de plagioclasas orientadas al azar con granos de magnetita parcial o totalmente alterados a hematita. Menos del 5 % de los fenocristales son de biotita reemplazados por óxidos de hierro; como minerales accesorios tiene circón y apatito. Su espesor máximo es del orden de 59 m.

Brecha de desintegración y flujos de lava dacíticos (Tacb).

Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998), consiste de fragmentos angulares de 5 a 80 cm de una roca de color café, fluidal con escasos fenocristales (1%) de sanidino, plagioclasa y cuarzo en matriz muy fina, con pequeños huecos de 2 a 4 mm, rellenos de sílice. En parte, está roca está alterada, tomando un color amarillento y haciéndose arcillosa. Está brecha pasa lateralmente a flujos de lava de la misma roca dacítica que compone los fragmentos (Figura 20).



Figura 20. Brecha de desintegración de la Andesita Calderón (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

Toba Calderón (Ttc).

Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998), aparece un depósito de caída de color blanco sin soldar, estratificada, con abundante pómez sin colapsar, con 1-2% de fenocristales de 2-4 mm de cuarzo y sanidino en matriz de ceniza. Tiene aislados líticos rojizos de 3 mm a 1 cm. Está toba pasa gradualmente hacia arriba a una toba laminar de color café compacta, con pequeños fiames de vidrio de 1-3 mm en matriz de ceniza.

Andesita Calderón (Tac).

Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998), la describen como una serie de flujos de lava, con aislados piroclásticos intercalados, que hacia su base son de composición riodacítica, haciéndose transicionalmente andesítica, para terminar hacia su cima con un basalto negro vesicular. La andesita es una roca de color gris verdoso de textura holocristalina, porfirítica, en matriz afanítica, con un

15% de fenocristales de 1–2 mm de plagioclasa, en una matriz de microlitos de plagioclasa. Los ferromagnesianos están alterados a óxidos de hierro. Como minerales accesorios tiene circón y apatito.

Relación estratigráfica.

Por su posición estratigráfica entre la Riolita San Miguelito (30.0 ± 1.5 Ma.) y la Ignimbrita Cantera (29.0 ± 1.5 Ma. ; Labarthe-Hernández et al., 1982), le asignan la edad del Oligoceno.

Edad.

Oligoceno medio.

f) Ignimbrita Cantera.

Oligoceno.

Definición.

Descrita informalmente con el mismo nombre por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978), en la cartografía de la hoja San Luis Potosí, S.L.P. Formalmente se propone como: Ignimbrita Cantera, por Labarthe-Hernández et al. (1982), posteriormente (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998), la subdividen en dos zonas: Tic: Base sin soldar y Tics : Ignimbrita Cantera soldada.

Distribución.

Aflora bordeando la Sierra de San Miguelito, y en las porciones central norte y central oriente del área estudiada.

Litología y espesor.

Ignimbrita sin soldar (Tic).

Consiste de la porción sin soldar de un depósito de flujo piroclástico riolítico, su espesor va de 2 a 30 m. Se trata de una roca de color gris claro a rosa, masiva, sin estratificación, sin gradación, con abundante pómez de tamaño promedio de 2 cm, con un 15% de fenocristales de cuarzo > sanidino > biotita, en una matriz de ceniza. Tiene de 1 a 2% de líticos verdosos y rojizos de arenisca y cafés de rocas volcánicas, los cuales son más abundantes hacia su base (Labarthe-Hernández y De La Huerta Cobos, Figura 21).

Ignimbrita Cantera soldada (Tics).

Transicionalmente la base sin soldar pasa a una zona delgada (2–3 m.) que está parcialmente soldada y luego al depósito de flujo piroclástico, que consiste de una roca de color gris rosáceo a café grisáceo de textura mero a holocristalina, porfirítica y eutaxítica con 30 a 40% de fenocristales, en ocasiones rotos. La mineralogía de los fenocristales es como sigue: 40% de sanidino euhedral; 40% de cuarzo anhedral a subhedral, 15% de oligoclasa débilmente zonada; 4% de biotita y 1% de magnetita, generalmente alterada a hematita. La matriz muestra textura vitroclástica en las áreas más alejadas a los fenocristales y cerca de éstos hay una buena foliación eutaxítica. En general la matriz presenta una débil birrefringencia que sugiere que está desvitrificada a un agregado felsítico criptocristalino. Hay desvitrificación de grano más grueso, alrededor de algunos fenocristales y adentro de algunos fragmentos de pómez (Figura 21).

Relación estratigráfica.

Sobreyace a la Latita Portezuelo relleno paleocanales, a la Riolita San Miguelito y a la Andesita Calderón. Subyace a los dos miembros de la Riolita Panalillo y Conglomerado Halcones (Labarthe-Hernández et al., 1982; Labarthe-Hernández y De La Huerta Cobos, 1998).

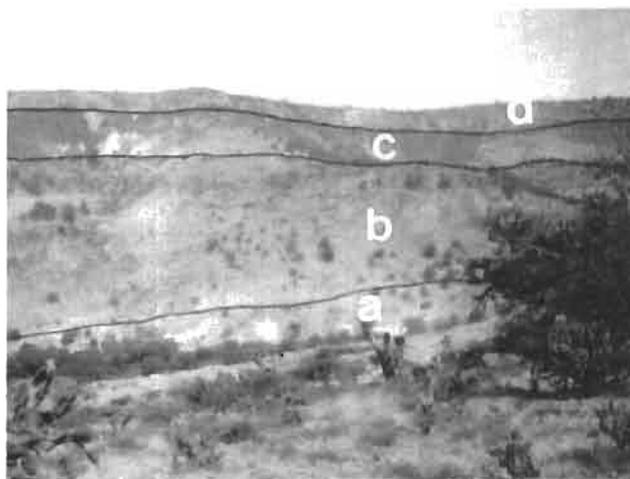


Figura 21. Secuencia Ignimbrita Cantera sin soldar (a); soldada (b); Riolita Panalillo Miembro inferior (c) y superior (d). (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

Edad.

Una edad de 29.0 ± 1.5 Ma. en roca total de una muestra fuera del área tomada cerca del poblado de La Pila, S.L.P. (Labarthe-Hernández et al., 1982).

g). Ignimbrita San José.

Oligoceno.

Definición.

Descrita informalmente por Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1994), en la cartografía geológica 1: 20,000 de la porción sureste de la Sierra de San Miguelito. Posteriormente Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998), la describen en tres partes.

Distribución.

Aflora solamente en la parte norte-central del área estudiada (Figura 40, anexo 1).

Litología y espesor.

Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998): 1) Zona sin soldar de color crema a rosa, masiva, sin estratificación ni gradación, con 5–10 % de fenocristales de cuarzo y sanidino, pómez sin colapsar y algunos líticos, en matriz de cenizas. Tiene de 5 a 15 m de espesor. 2) Vitrófico eutaxítico de color negro a café rojizo, con 10-15 % de fenocristales de cuarzo y sanidino en matriz vítrea. Presenta abundantes fiames de vidrio negro, a veces con algún fenocristal dentro de él.

Relación estratigráfica.

Sobreyace a la Ignimbrita Cantera y subyace a la Riolita Zapote (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

Edad.

Su edad está dada por su posición estratigráfica entre la Ignimbrita Cantera (29.0 ± 1.5 Ma., Labarthe-Hernández et al., 1982) y la Riolita Zapote (27.0 ± 0.7 Ma, Nieto-Samaniego et al., 1996) siendo por lo tanto del Oligoceno medio.

h). Riolita Zapote.

Oligoceno.

Definición.

Descrita informalmente por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980), en la cartografía geológica de la hoja de San Francisco, S.L.P. Posteriormente fue propuesta como formación por Labarthe-Hernández et al. (1982), y descrita por Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998).

Distribución.

Aflora solamente en la porción central-norte del área estudiada (Figura 40, anexo 1).

Litología y espesor.

Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998), consiste de una lava riolítica, en su base tiene una brecha de desintegración, con fragmentos angulares de 2 a 50 cm. de vitrófido negro y/o de riolita parcialmente desvitrificada o en ocasiones presenta un vitrófido negro masivo. El resto, es una roca de color gris claro, de textura porfírica y fluidal, merocristalina en su parte inferior y holocristalina hacia su parte media y su cima; con 20% de fenocristales de 1 a 2 mm. de sanidino y cuarzo, con algunos ferromagnesianos convertidos a óxidos de hierro, en una matriz fluidal. Hacia su base, alternan siguiendo la foliación, bandas de vidrio y bandas desvitrificadas, teniendo abundantes esferulitas de 2 a 5 mm, algunas redondas y otras alargadas.

Relación estratigráfica.

Sobreyace a la Ignimbrita San José y no está cubierta por ninguna otra unidad de roca.

Edad.

Nieto-Samaniego et al. (1996), determinaron una edad isotópica por K/Ar de sanidino de 27.0 ± 0.7 Ma.

i). Riolita Panalillo (Tap y Trp).

Oligoceno.

Definición.

Descrita en forma informal por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978), en la cartografía geológica de la hoja de San Luis Potosí; posteriormente fue propuesta formalmente por Labarthe-Hernández et al. (1982), y Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998), la dividieron a la unidad en dos miembros: Miembro inferior (Tap) y Miembro superior (Trp), en este análisis dichos miembros de la Riolita los separamos.

Distribución.

Aflora a lo largo del Valle de Bledos.

Litología y espesor.

Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998): El Miembro inferior (Tap): Consiste de una serie de flujos piroclásticos sin soldar, de color crema a amarillento, en ocasiones rosa; con 5 a 10% de fenocristales de 2 a 4 mm. de sanidino y cuarzo con aislados de biotita, pómez sin colapsar y 3 a 5% de líticos de rocas volcánicas y areniscas en matriz de esquirlas de vidrio y fragmentos del tamaño de ceniza (Figura 22).

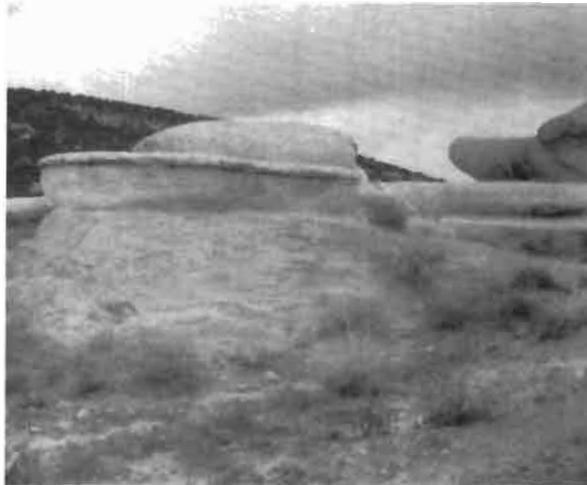


Figura 22. Depósitos de flujos piroclásticos del Miembro inferior de la Riolita Panalillo. Al fondo la Riolita San Miguelito (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998): Miembro superior (Trp). Consiste de un depósito de flujo piroclástico riolítico, bien soldado, de color rosa claro a café claro, de textura microcristalina, porfirítica y eutaxítica, con 5 a 10% de fenocristales de 1–2 mm de cuarzo y sanidino en matriz parcialmente desvitrificada, con esquirlas de vidrio. Presenta pómez bien colapsada y su característica principal es que tiene numerosas esferulitas de 0.5 a 2 cm, rellenas de calcedonia. Este Miembro superior de la Riolita Panalillo presenta una estructura columnar típica con columnas gruesas y forma mesetas alargadas y prácticamente planas.

Relación estratigráfica.

Sobreyace a la Latita Portezuelo, a la Riolita San Miguelito, a la Ignimbrita Cantera y al Basalto La Placa. Subyace al Conglomerado Halcones (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998), (Figura 13).

Edad.

Se determinó su edad por el método de K/Ar en roca total, dando como resultado 26.8 ± 1.3 Ma. (Labarthe-Hernández et al., 1982) Por otra parte, McDowell (1978), obtuvo una edad por K/Ar de sanidino de 27.6 ± 0.8 Ma.

j). Basalto La Placa.

Oligoceno.

Definición.

Descrito informalmente por Tristán-González y Labarthe-Hernández (1979), en la cartografía geológica de la hoja Tepetate, nombrándolo simplemente como basalto. En la hoja San Francisco (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1980) lo reportaron como basalto intercalado entre los dos miembros de la Riolita Panalillo. Por otra parte, Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1994), lo describieron situándolo como en el caso de la hoja San Francisco, entre los dos miembros de la Riolita Panalillo, ya con el nombre de Basalto La Placa, posteriormente Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998), lo describen ya como Basalto La Placa (Figura 23).

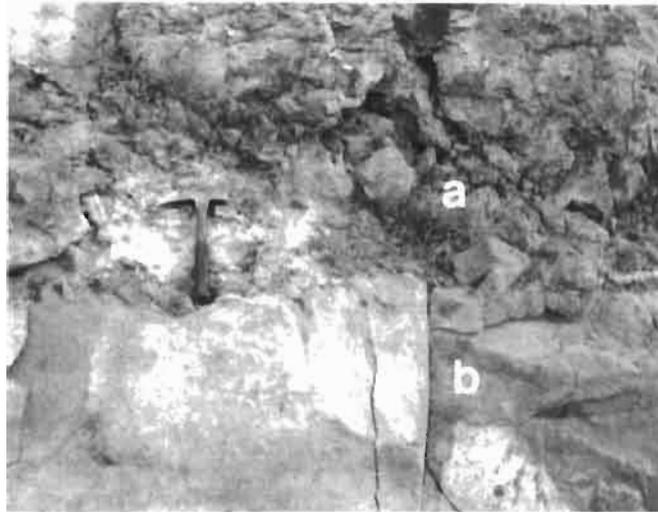


Figura 23. Contacto Basalto La Placa (a) brechoso, con el Miembro superior de la Riolita Panalillo (b) al cual reconoce ligeramente (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

Distribución.

Aflora hacia el centro y en el hombro SW del Valle de Bledos (Figura 40 anexo 1).

Litología y espesor.

Labarthe-Hernández y De la Huerta-Cobos (1998), mencionan que se trata de una roca de color negro, frecuentemente vesicular, afanítica, de textura holocristalina, inequigranular, porfírica y pilotaxítica. Los microfenocristales son de andesina y olivino alterado a bowlingita. La matriz es de microlitos de plagioclasa, magnetita oxidada y posible piroxeno intersticial. Su espesor es de 10 a 15 m.

Relación estratigráfica

Sobreyace al Miembro inferior de la Riolita Panalillo y subyace al Miembro superior de la Riolita Panalillo.

Edad.

Su edad está dada por su posición estratigráfica entre los dos miembros de la Riolita Panalillo ubicándola en el Oligoceno (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1980) posteriormente Torres-Hernández et al. (2001), le asigna una

edad de 28.0 ± 0.6 . Sin embargo, Rodríguez-Ríos (2004), le asigna una edad de 26.9 ± 0.4 Ma. por el método de K-Ar en roca total.

k). Basalto Cabras.

Mioceno.

Definición.

Descrito informalmente por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980), en la cartografía geológica de la hoja San Francisco, S.L.P. Fue propuesto formalmente como formación por Labarthe-Hernández et al. (1982), como Basalto Cabras, posteriormente fue cartografiado por Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998).

Distribución.

Aflora hacia la porción central del valle de Bledos y en su margen SW (Figura 40, anexo 1).

Litología y espesor.

Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998), la definen como una roca basáltica de color negro, de textura holocristalina, microporfirítica y pilotaxítica. Los fenocristales son de andesina y olivino alterado a bowlingita. La matriz es de microlitos de plagioclasa, magnetita oxidada y piroxeno intersticial. Sobre todo hacia su cima es vesicular, su espesor al poniente del poblado de cabras es de 25 m (Figura 24).

Relación estratigráfica.

La única unidad que sobreyace al Basalto Cabras es el Conglomerado Halcones.

Edad.

Se tiene una determinación de K/Ar de roca total (24.7 ± 1.2 Ma.). Esta unidad queda situada en el Oligoceno superior. Posteriormente Torres-Hernández et al. (2001), lo coloca en la edad de 28.9 ± 0.5 Ma.; Rodríguez-Ríos, (2004) por el método de K-Ar la coloca en el Mioceno (20.7 ± 0.48).

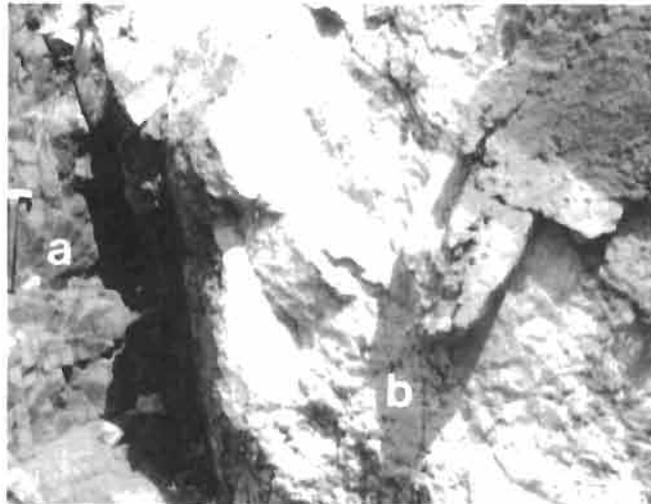


Figura 24. Dique del Basalto Cabras (a), en el Miembro inferior de la Riolita Panalillo (b).
(Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

I). Conglomerado Halcones.

Terciario superior

Definición.

Descrito originalmente en forma informal por Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1992), en la cartografía geológica 1: 20, 000 porción occidental de la Sierra de San Miguelito.

Distribución.

Aflora en el valle de Bledos y en sus márgenes (Figura 40, anexo 1).

Litología y espesor.

Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1992), lo definen como un conglomerado que descansa discordantemente sobre toda la secuencia volcánica.

Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1993); Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998), lo describen como un conglomerado, en general poco consolidado, sin gradación, con cantos redondeados hasta de 60 cm de diámetro en ocasiones presenta horizontes de gravas y gravillas (Figura 25).



Figura 25. Conglomerado Halcones descansando sobre el Miembro superior de la Riolita Panalillo (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

Relación estratigráfica.

Descansa discordantemente sobre todas las rocas volcánicas terciarias de la zona.

Edad.

No se ha determinado su edad.

m). Pumicita del Desierto.

Cuaternario.

Definición.

Descrita informal por Tristán-González y Labarthe-Hernández (1979), en la cartografía geológica de la hoja Tepetate.

Distribución.

En el área sólo se observó un afloramiento de esta unidad en el arroyo que se localiza 1 km al oriente de la rancharía de Providencia.

Litología y espesor.

Consiste de un horizonte de 0.5 a 2 m. de espesor, de color blanco, formado por fragmentos de vidrio del tamaño de ceniza, sin consolidación, bien estratificado, que hacia abajo se mezcla con depósitos limosos y arenosos. Se trata de un depósito fluvial de ceniza retrabajada. Se observa bien estratificado (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1980).

Relación estratigráfica.

Se considera proviene de la intensa actividad explosiva de alguna de las calderas de la Franja Volcánica Transmexicana y concretamente de la Caldera de La Primavera, cerca de la ciudad de Guadalajara, dada la similitud del producto y a que en ciertas épocas del año, los vientos dominantes vienen desde el Océano Pacífico en dirección NE hacia la Mesa Central. De hecho se han reportado caídas de cenizas del Volcán de Fuego de Colima, en San Luis Potosí y Saltillo, Coah. (Luhr y Carmichael, 1990; Saucedo, 1997).

n). Aluvión y Coluvión.

Cuaternario.

Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980), está constituido por gravas, arenas, limos y arcillas. En el aluvión (Q) se agruparon en los abanicos aluviales de las partes bajas de los cerros, solamente se separó como coluvión (Qcl), donde estos depósitos enmascaran los afloramientos de las unidades volcánicas en la ladera de los cerros.

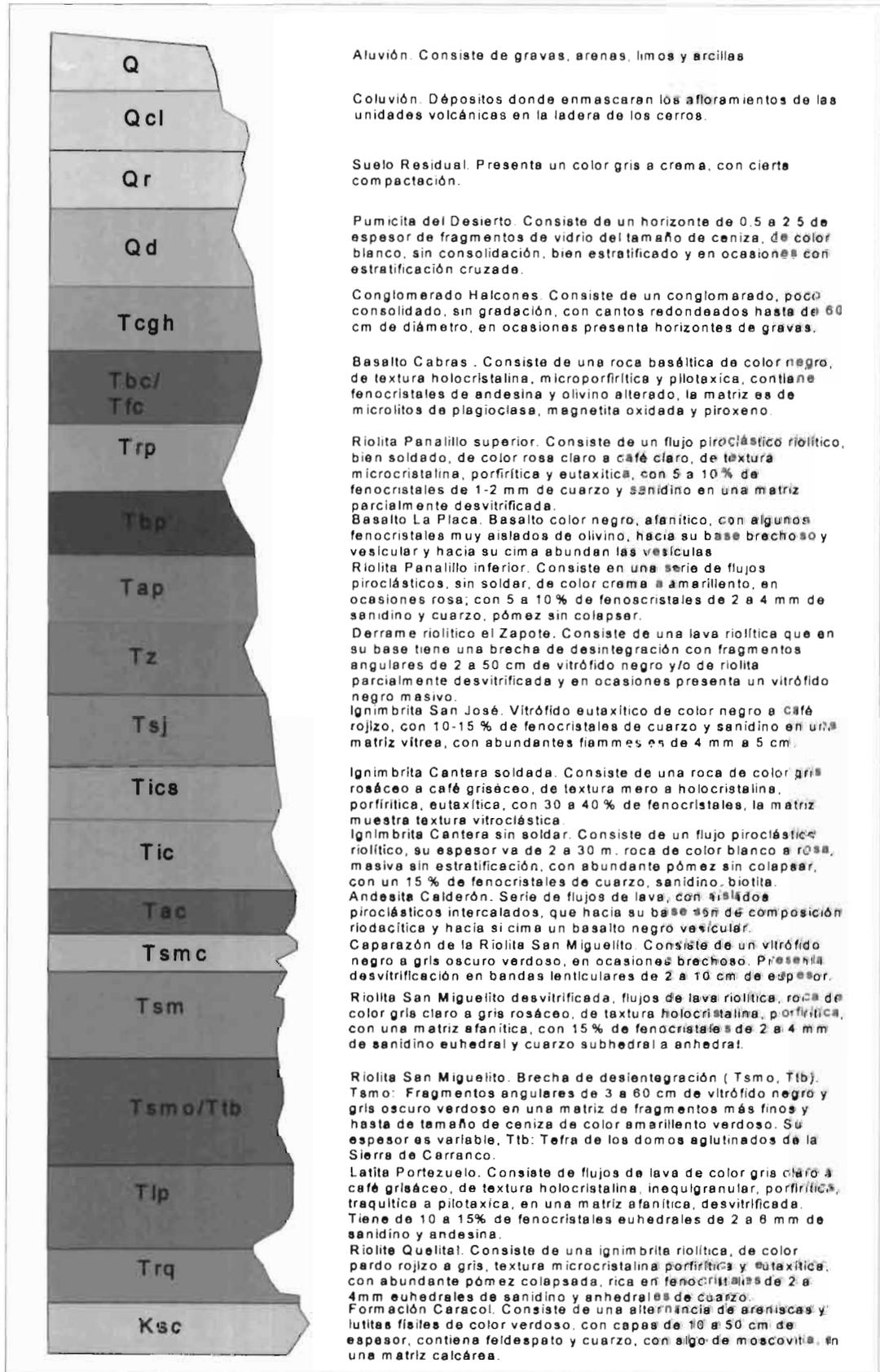


Figura 13. Columna estratigr6fica compuesta (sin escala).

3.2 Geología Estructural.

La zona comprendida entre S.L.P. y Zacatecas fue afectada por un tectonismo regional extensional durante el Terciario medio, lo que dio lugar a colapsamientos alargados de rumbo preferencial N-S, de los que sobresalen por su tamaño e importancia los siguientes : “El graben de Calera, Zac.,” “El graben de Calvillo, Ags.,” “El graben de Loreto, Zac.,” “El graben de Villa Hidalgo, Zac.,” “El graben de Villa de Arista, S.L.P.,” “El graben de Villa de Reyes-San Luis Potosí, S.L.P.,” todos guardan un paralelismo casi perfecto (Martínez-Ruiz, 1984) (Figura 26). Tristán-González, (1986) reconoció un sistema de fallas normales orientadas preferentemente N-S y NW-SE. Waitz (1922), también había considerado estos sistemas de falla e interpretó que estas fallas fueron los conductos principales por donde ascendieron los magmas. Consideraciones semejantes y una mejor documentación fue aportados por Labarthe-Hernández et al., 1982 y Tristán-González (1986), para los Campos Volcánicos de San Luis Potosí y Santa María del Río.

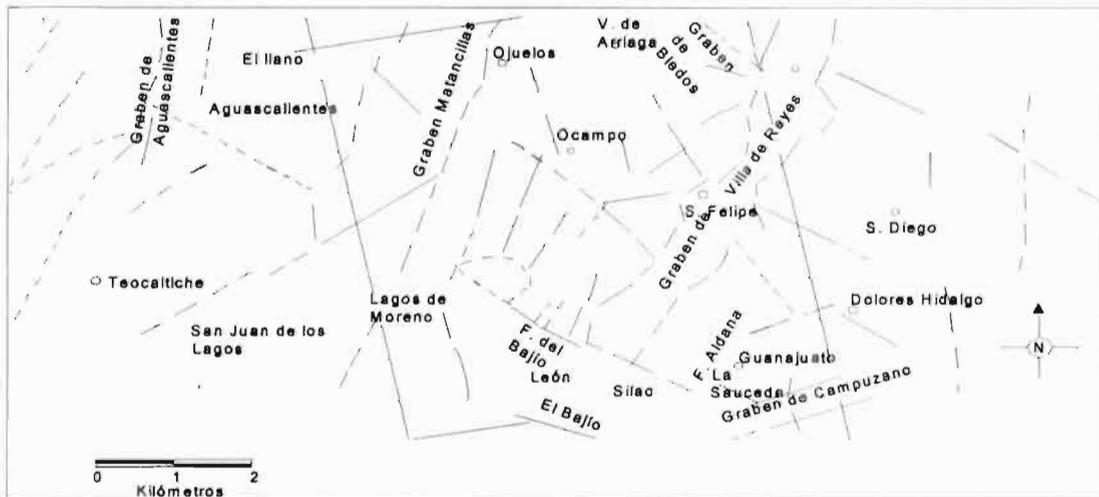


Figura 26. Mapa regional de lineamientos obtenido a partir de un mosaico de imágenes Landsat (Aranda-Gómez et al 1989, escala 1: 100 000).

En este contexto, sin duda es importante destacar el papel que ha jugado el graben de Villa de Reyes en la actividad volcánica de la región, dado que el sistema de fallas asociado a éste, ha sido determinante en el desarrollo de la actividad volcánica generada desde el Oligoceno hasta el Plioceno-Pleistoceno (Tristán-González, 1986).

No obstante el número de unidades que conforman el área de estudio, estructuralmente solo se puede hablar de tres regiones distintas: 1) Graben de Villa de Reyes, 2) Sierra de San Miguelito y 3) Semigraben de Bledos.

1) Graben de Villa de Reyes (GVR).

El GVR tiene una longitud de 200 km y un ancho de 15 km está limitado por un sistema de fallas de dirección N 20° E. El GVR forma un valle cubierto por depósitos de flujos piroclásticos, sedimentos lacustres y aluviales (Tristán-González, 1986). Está limitado al Sur por la falla regional denominada del Bajío (N 50° W), cuyo último movimiento se registró durante el Cuaternario (Aranda-Gómez, 1989). Paralelas a esta última pero ya en el CVSLP se localizan una serie de fallas normales que dan origen a las fosas tectónicas de Enramadas (N 54° W), Bledos (N 45° W) y Paso Blanco (N 60° W).

El sistema de fallas con dirección NW del cual forma parte el Semigraben de Bledos, cortan al GVR (Figura 27). Labarthe-Hernández et al. (1982), coinciden en que ambos grabens se formaron durante el Oligoceno medio y posteriormente fueron cubiertos por los depósitos piroclásticos de la Riolita Panalillo, hacia el final de fase magmática que dio origen al CVSLP (K-Ar ~26.8 Ma.).



Figura 27: Graben de Villa de Reyes (GVR), perpendicular la fosa de Bledos (Tristán-González, 1986, sin escala).

2) Sierra de San Miguelito (SSM).

La SSM está formada por una serie de domos de composición riolítica que fueron afectados por un sistema de fallas conjugadas N 50° E y N 50° W, así como un juego de fallas N-S y N 75°E y por fallas marginales N 30° W, las cuales presentan cierta tendencia a moverse hacia el N y NE (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1980). La SSM presenta una estructura tipo "dominó" que produjo basculamientos al NE (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1994). En la SSM, se han reconocido dos fases de deformación, la primera, anterior al emplazamiento de la Riolita San Miguelito (~ 30 Ma.) con dirección preferencial NE-SW y la segunda con un sistema de fallas NW-SE, la cual presentó dos fases, donde la primera corta los depósitos de la Ignimbrita Cantera (29 Ma.) y se asocia al emplazamiento de la Riolita Panalillo (26.8 Ma.). Mientras que la segunda, fue posterior al emplazamiento de la Riolita Panalillo, dado que ésta fue afectada por este sistema de fallas (Nieto Samaniego et al., 1997).

3) Semigraben de Bledos (SGB).

El SGB consiste de un valle de 18 km de largo por 7.5 de ancho (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1980). La edad del fallamiento que da origen a dicha depresión ha sido estimada en 29 Ma. (Labarthe-Hernández y De la Huerta-Cobos, 1998). En algunos trabajos anteriores se hacía la separación entre las zonas de Bledos y Carranco-Cuchillas, sin embargo, en este trabajo se tratan como una misma región, dado que están siendo afectadas por un mismo sistema de fallas (N 30° W y N 20° W). Dicha área fue afectada por este sistema de fallas y esta asociado a emplazamiento del Basalto Cabras a lo largo de un sistema de fallas N 40° W en la porción SW, de la depresión de Bledos.

Capítulo 4. Análisis de la Evolución Volcánica-Tectónica del área de estudio.

Para comprender la evolución volcánica-tectónica del CVSLP es necesario empezar de lo general hasta llegar al área de interés, se inicia con un bosquejo general de México, enseguida se describe a las provincias a la cual pertenece el CVSLP.

4.1 Bosquejo general de México.

En el N de México Clark, et al. (1979), han trabajado en rocas volcánicas del SW de los Estados Unidos y NW de México, coinciden en afirmar que estas rocas están relacionadas a una zona de subducción que existió frente a la costa oeste de Norteamérica durante el Mesozoico y parte del Cenozoico. Posteriormente Clark, et al. (1979, 1982) describieron un periodo de magmatismo casi continuo en México desde el Jurásico superior hasta el Terciario superior (10 Ma.).

4.2 Sierra Madre Occidental (SMOc).

La Sierra Madre Occidental (SMOc), es la acumulación más grande de ignimbritas conocida (Aranda-Gómez et al. 2000). Sus afloramientos se extienden de manera casi continua por más de 1,200 km, desde la frontera de México con Estados Unidos hasta la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), cubriendo una superficie de aproximadamente 300,000 km².

La SMOc generalmente es considerada producto del paroxismo ignimbrítico ("ignimbrite Flareup"). Este sucedió en el lapso de 32-28 Ma., en el borde oriental del campo volcánico ubicado en el área, ocupado por Chihuahua, Durango, Zacatecas, San Luis Potosí, Guanajuato y Jalisco (Luhr et al. 1995).

En la SMOc existe el registro de dos eventos de deformación, el primero se asocia a la formación de las fosas de Bolaños, Tlaltenango, Juchipila y Calvillo entre 20 y 22 Ma. con una orientación N 10° E (Moore et al. 1994; Lynons, 1988). Mientras que el otro evento de deformación ocurrió entre 14 y 5 Ma., y afectó la parte occidental de la SMOc formando una serie de semifosas de rumbo N 30° W. Los mecanismos promotores de procesos intraplacas sugieren que las interacciones entre la placa Norteamericana con las placas Farallón y/o Pacífica son causantes de la extensión. En la SMOc la deformación principal ocurrió en el

Mioceno temprano, fue biaxial y generó una serie de fosas y pilares tectónicos paralelos (Nieto-Samaniego et al. 1997). En la SMOc se han reconocido: tres secuencias volcánicas que difieren por su edad; el Complejo Volcánico Inferior (CVI) de edad Cretácico tardío-Terciario medio, el Surpergrupo Volcánico Superior (SVS) del Oligoceno y los Basaltos Suavemente Alcalinos (BSA) del Mioceno (McDowell y Keizer, 1977; Moll, 1981; Cameron et al., 1980; Cameron et al., 1980; Bagby, 1981).

4.3 Provincia de Cuencas y Sierras (Basin and Range).

La Provincia de Basin and Range, en su definición más simple es una provincia tectónica de extensión, que algunos autores refieren a ella como un conjunto de horts y grabens, la cual esta localizada en la parte oeste de E.U.A., y en la parte NE en México. La extensión regional originada a partir del Oligoceno (Stewart, 1978), dio como resultado la formación de una serie de fosas y pilares tectónicas (Figura 28) , Martínez-Ruiz, 1984; Tristán-González, 1986; Aranda-Gómez, 1989; Aranda-Gómez, et al. 1989). Un factor común en todas estas áreas es que el pulso de extensión fue precedido por vulcanismo félsico durante el Oligoceno y que muchas de estas estructuras tienden hacer paralelas a la fosa tectónica del Río Grande (Figura 28).

Existen varias hipótesis acerca del origen de esta provincia para la parte de E.U.A., y la exclusión de la parte mexicana se debe a que no se cuentan con datos, ni estudios, para proponer un modelo alternativo que explique el origen de la parte mexicana.

Bott (1981), propuso un modelo para fosas tectónicas asociadas al vulcanismo intracontinental. Este considera que el vulcanismo ocurre bajo condiciones de extensión cortical, en regiones de flujo térmico alto. En la corteza frágil se producen rupturas que sirven de conducto al ascenso de magmas. Estos magmas ascienden a manera de diapiros a lo largo de la región afectada. Así, la litósfera puede ser adelgazada en poco tiempo, dando como resultado combamiento, ruptura y vulcanismo (Figura 29).

Stewart (1978), propuso cuatro hipótesis sobre el origen del "Basin and Range":

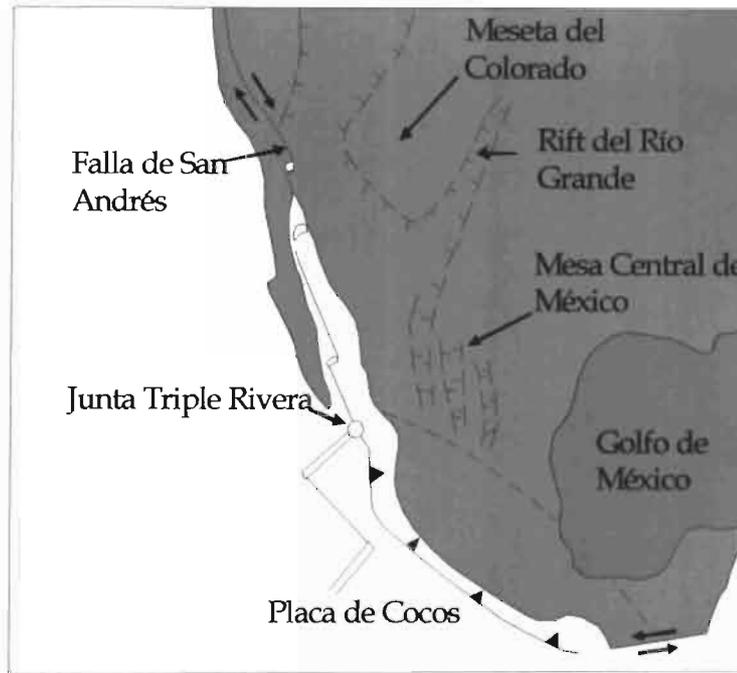


Figura 28: Modelo idealizado de la Tectónica de México, mostrando la zona extensiva (tomado de Ingersoll, 1982; modificado por Tristán-González, 1986).

1.- La estructura es ligada a la fragmentación bajo tensión oblicua. La extensión distribuida a lo largo de la parte Oeste de la Placa Norte-Americana, lo cual pone en contacto las placas de América del Norte y Pacífico, para formar el sistema de fallas transformantes diestras llamadas de San Andrés.

2.- La extensión es ligada a un levantamiento del manto, atrás de una zona de subducción activa (back-arc spreading).

3.- El desarrollo de la estructura "Basin and Range" es el resultado de la supuesta subducción de la "Dorsal del Pacífico Oriental" bajo la parte de América del Norte.

4.- La estructura "Basin and Range" esta ligada al movimiento de las placas, provocado por la convección del manto en forma de "pluma".

4.4 Mesa Central (MC).

Las partes central y occidental del Estado de San Luis Potosí (figura 9) pertenecen a la Mesa Central. En la parte meridional de la MC, existen dos juegos conjugados de fallas normales, que dan origen a fosas tectónicas : graben de Villa de Reyes (aprox. N40°E), Aguascalientes (aprox. N10°E), Campuzano (N80°E), Paso Blanco (aprox. N 45° W), Enramadas (aprox. N 80° W), y Bledos (aprox. N 45° W), y la depresión de Lagos de Moreno (Aranda-Gómez et al. 1989). Stewart

(1978) consideró que la Mesa Central está ubicada en el extremo meridional de la provincia tectónica Basin and Range.

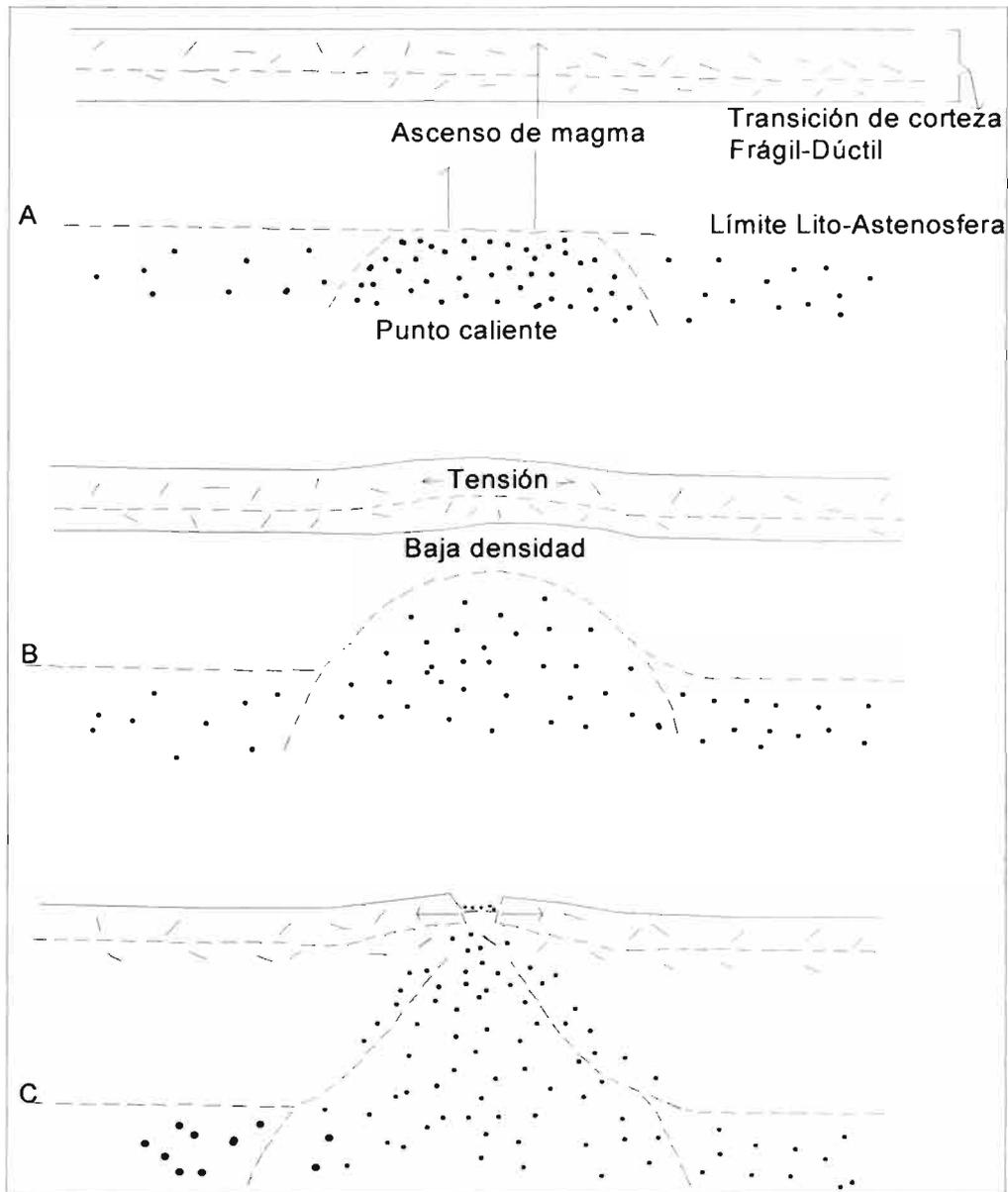


Figura 29: Etapas de desarrollo de una zona sujeta a extensión (Bott, 1981). A) Inicio del ascenso del manto bajo la corteza, B) Combamiento originado por tensión en su cúpula, C) Formación de una fosa, por ruptura en la cúpula del diapiro.

Varios autores (Spencer y Norwalk, 1979) han señalado la posibilidad que los sectores extensos de esta provincia, el fallamiento normal pudiera estar genéticamente asociado a movimientos transcurrentes entre grandes bloques de

la corteza. Stewart (1978, 1998), señaló que el fallamiento normal pudiera ser producto de tensión oblicua asociada al movimiento absoluto entre las Placas del Pacífico y de Norte América del Norte. Labarthe-Hernández et al. 1982, Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992, 1993; Silva-Romo, 1996; Nieto-Samaniego et al.; 1997. Nieto Samaniego et al. (1999^a) documentaron que en la parte sur de la Mesa Central ocurrió deformación tridimensional entre el Oligoceno y el Mioceno. Ellos documentaron también varios eventos de deformación durante el Cenozoico; (1) un primer evento extensional ocurrido en el Eoceno, (2) un evento menor ocurrido antes de 32 Ma., (3) el evento principal que tuvo lugar entre 30 y 27 Ma., y (4) dos eventos menores cercanos a los 24 y 11 Ma. (Nieto-Samaniego, et al. 1997).

4.5 Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP).

Desde el norte de la Sierra de Guanajuato hasta San Luis Potosí (aprox. 22° 30' N), predominan los afloramientos de rocas volcánicas félsicas de edad oligocénica (32–28 Ma.; Labarthe-Hernández et al., 1982). Estas rocas fueron agrupadas en lo que se llamó el “Campo Volcánico de San Luis Potosí”, el cual tiene una edad y composición que hacen pensar que pudiera estar relacionado genéticamente con el volcanismo de la Sierra Madre Occidental (Aranda-Gómez et al., 1983). El volcanismo oligocénico empezó en el Estado de San Luis Potosí hace aproximadamente 32 Ma., con la emisión de derrames piroclásticos de composición riolítica. Se considera que estas ignimbritas están genéticamente asociadas a la caldera de Milpa Grande (Aranda-Gómez, 1989). Posteriormente, entre los 32 y los 30 Ma., se emplazó una serie de domos de composición riodacítica (Figura 30). Se cree que la expulsión de este enorme volumen de magma haya causado la formación de grandes estructuras volcánico-tectónicas, con una orientación N 45° E, como la fosa tectónica de Villa de Reyes (Labarthe-Hernández et al., 1982; Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1983; Tristán-González, 1986). Tristán-González (1986), supuso que el graben de Villa de Reyes se formó por el combamiento en la corteza producido por un ascenso astenosférico, lo que generó fusión cortical, expulsión de material volcánico y colapso de la estructura. Subsecuentemente, sucedió la extrusión de la riolita topacífera y la erupción de magmas riolíticos que dieron origen a enormes domos exógenos y derrames piroclásticos asociados. Simultáneamente, a la etapa

principal de extrusión de estas rocas, tuvo lugar un período de fallamiento en bloques para formar horts y grabens, cuya orientación predominantemente oscila entre los N 30-40° W. Una vez formadas estas depresiones fueron rellenadas parcialmente por flujo piroclásticos que constituyen la Riolita Panalillo, con edad K-Ar de 26.8 ± 1.3 Ma. (Labarthe-Hernández et al.,1982). De acuerdo a las características químicas, la mayor parte de las rocas que conforman el CVSLP pertenece al grupo calcalcino y es correlacionable al supergrupo volcánico superior (SVS) de la Sierra Madre Occidental, de edad Oligocénica. Mientras que las rocas relacionadas al Complejo Volcánico Inferior de la (CVI) SMO, están relacionadas con la Andesita Casita Blanca de edad Cretácico superior, Terciario medio. Mientras que la Traquita de los Castillo y el Basalto Cabras son equivalentes al conjunto de rocas de los BSA (Basaltos Suavemente Alcalinos) (poco más de 20 Ma.).

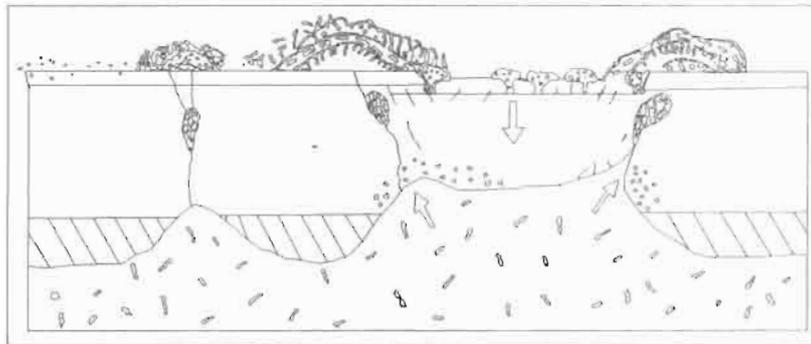


Figura 30. Emisión del paquete de la Riolita San Miguelito e Ignimbrita Cantera está última sobreyace a la Riolita San Miguelito (Tristán-González, 1986).

4.6 Tectónica.

Varios autores han hecho énfasis en las porciones meridional de San Luis Potosí y septentrional de Guanajuato, están dominados por pilares y fosas tectónicas de orientación NE-SW (graben de Villa de Reyes) y NW-SE (grabens de Bledos, Enramadas, Loreto y Aguascalientes), se ha propuesto que estas estructuras forman parte de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras (Basin and Range Province), (Labarthe-Hernández et al., 1982; Tristán-González, 1986; Aranda-Gómez, 1989).

Respecto al estilo extensional, se encuentra en la placa superior rígida de la litósfera donde aparecen una serie de fallas tipo "dominó", que bascularon la

secuencia estratigráfica 15-20⁰ hacia el NE (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992). Con el objetivo de visualizar la magnitud de la extensión, en la Sierra de San Miguelito diseñaron un experimento, que consistió en utilizar varios pequeños bloques de madera, primero en su posición original (Figura 31) y después una vez basculados (Figura 32). La extensión medida fue del 21%. Comparándola con la que se deduce geoméricamente de acuerdo a la fórmula :

$e = (\text{sen}(w+d)/\text{send})-1$, donde es el porciento de extensión “w” el ángulo de basculamiento y d el echado de la falla. (Ragan, 1985).

El resultado para el caso es de 23 %.

Nieto-Samaniego et al. (1997), calcularon un alargamiento principal máximo de 20 % en dirección aprox. E-W y de 9% en dirección aprox. N-S. Este cálculo se hizo asumiendo que la corteza se adelgazó 10 km debido a la deformación cenozoica sin cambio de volumen.

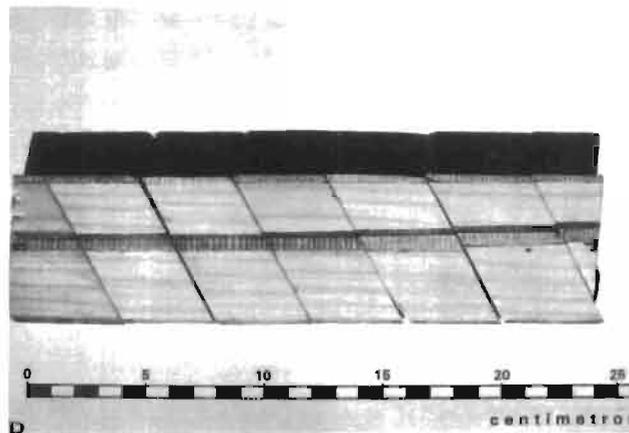


Figura 31. Bloques de madera en su posición original (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992).

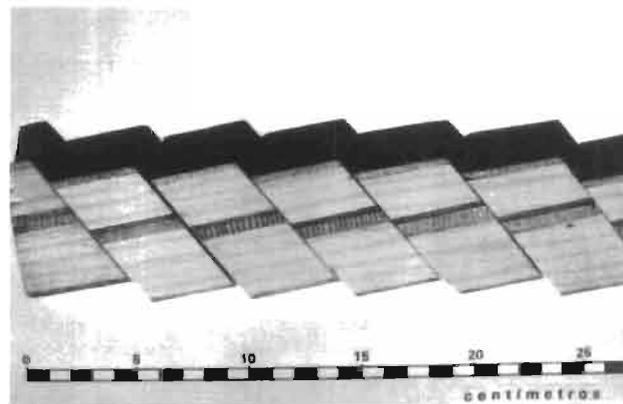


Figura 32. Bloques basculados (Labarthe-Hernández y Jiménez López, 1992).

4.7 Discusión.

4.7.1 Evolución Tectónica de México.

La configuración de México, es consecuencia de tres eventos tectónicos mayores que han tenido lugar desde el Cretácico superior al Cuaternario.

El primero esta relacionado a la migración de la Placa Continental de Norteamérica hacia el occidente y suroccidente. El segundo se asocia al salto en la dirección de la subducción hacia el noreste de la Placa oceánica del Pacífico y el ultimo evento, esta relacionado con el cambio en la dirección del movimiento de la Placa del Caribe que inicialmente se movía hacia el noreste y posteriormente cambio hacia el este (Aguayo-Camargo, 1987) (Figura 33). Como resultado del movimiento y nuevo arreglo de las tres placas tectónicas mencionadas, se formaron las provincias: Sierra Madre Oriental, Sierra de Chiapas, Cuencas Marginales, Sierra Madre Occidental, Golfo de Tehuantepec, Golfo de California y el Cinturón Volcánico Mexicano.

Evolución tectónica poscretácica.

La Placa tectónica de Norteamérica durante su migración hacia el noroccidente y el occidente, asimiló progresivamente las Placas oceánicas de Farallón y Kula. Esto dio como resultado que el arco magmático desarrollado durante el Jurásico superior, migrara hacia el noreste en el interior del continente (Anderson y Silver, 1875; Henry, 1975; y Coney, 1983). Durante ese tiempo, la velocidad de incidencia entre las dos Placas, del Pacífico y Americana se incrementó de 6 a 7 cm/año hasta 15 cm/año. Esto provocó que el ángulo de inclinación de la placa descendente se hiciera menos pronunciada ($< 10^{\circ}$), dando como resultado una migración magmática hacia el oriente (Figura 34), dando paso al evento tectónico de deformación, conocida como "Orogenia Laramide" (Coney, 1976, 1979 y 1983; Dickinson y Snyder, 1979).

En el Eoceno superior, el arco andesítico tuvo su máximo avance hacia el interior de México, mientras que del Oligoceno inferior al Mioceno, este empezó a retroceder hacia las costas del Pacífico (Coney y Reynolds, 1977; Keith, 1978; Gastil et al., 1980).

La interacción entre la Placa Farallón y la Placa América entre los 45 y 34 Ma., produjo una actividad magmática mínima sobre la margen occidental, en la SMOc. Esto debido probablemente a una pausa o disminución de la tasa de

convergencia de la placa, o un cambio de la inclinación de la placa o bien es el resultado de la subducción de una probable "dorsal" activa, localizada al Este de la dorsal del Pacífico Oriental actual (McDowell y Clabaugh, 1981; McDowell, 1978).

El fin de este período se registra hacia los 34 Ma., y es marcado por la extrusión de derrames de lava e ignimbritas en la SMOc. Es importante resaltar que este magmatismo es considerado como uno de los eventos magmático más intensos sobre la tierra, donde la mayoría de estas rocas fue extraído en un breve espacio de tiempo (7 Ma.) entre 34 y 27 Ma. (McDowell y Clabaugh, 1981; McDowell, 1978).

Durante el Mioceno medio (29 Ma.) el margen occidental de la Placa Norteamericana traslapó a la dorsal oceánica del Pacífico Oriental (Atwater, 1970), a lo largo de la costa californiana, al nivel de la zona de fracturas Mendocino.

El producto de esta colisión forma dos puntos triples (Mendocino y Rivera) que respectivamente migran hacia el Norte y hacia el Sur, lo que provoca que la Placa Farallón se divida en dos, una parte Norte llamada "Juan de Fuca" y una parte Sur denominada Placa de "Cocos". A partir de esta época el contacto entre las Placas Pacífico y Americana progresivamente se alarga a través del sistema de fallas transformante de "San Andrés".

Aproximadamente a los 29 Ma., la margen del Pacífico no es más sometida a un régimen de subducción (Aranda-Gómez et al., 2000). A partir de entonces progresivamente se asienta una fase de distensión muy importante en el oeste de Norteamérica con un fallamiento normal que se formó durante el Cenozoico (Basin and Range, 29-27 Ma.) a la cual está asociado un magmatismo bimodal (andesitas basálticas y depósitos ignimbríticos) (Rodríguez-Ríos, 2004).

4.7.2 Provincias que tienen relación con el área de estudio.

En el extremo meridional de la provincia de la SMOc y de la provincia de Cuencas y Sierras (CyS), se ha documentado una migración de la actividad magmática asociada a una subducción, donde ésta fue acompañada por una serie de pulsos de extensión en los mismos lugares donde sucedió el volcanismo de la SMOc (Aranda-Gómez, et al. 2000). Toda la Provincia de C y S, muestra la extensión hacia el W o SW (Stewart, 1998).

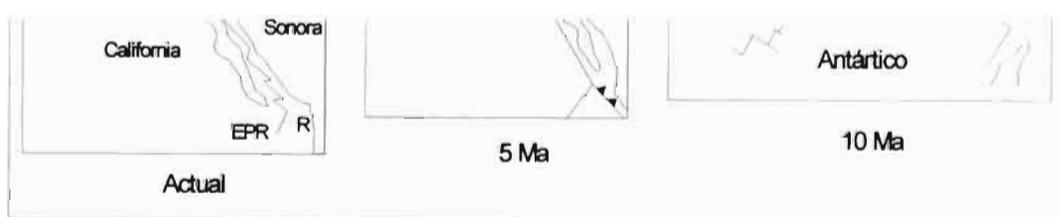


Figura 33. Reconstrucción de la geometría de las placas y "dorsales" desde el Cretácico superior en la parte oriental del océano pacífico entre los 80 Ma. y la actualidad (Mammerickx y Klitgord, 1982; Dickinson y Snyder, 1979). JF: Placa de Fuca, R: Placa Rivera, EPR: "Dorsal del Pacífico Oriental", SA: Falla San Andrés, O: Zona de fallas de Orozco (Rodríguez-Ríos, R., 1997).

mayoría de las rocas volcánicas subcalcalinas de San Luis Potosí pertenecen al conjunto calcoalcalino (Aranda-Gómez et al., 1983).

Lo anterior muestra que la actual conformación de México es el resultado de una historia tectónica compleja, donde la subducción y el reacomodo de las actuales Placas del Pacífico y Americana, han jugado un papel determinante en el volcanismo y tectónica del semigraben de Bledos.

4.7.3 Discusión Volcano-Tectónica del CVSLP.

El CVSLP está localizado en la parte suroriental en la provincia de la SMO (Guzmán y De Cserna, 1963), dentro de la zona conocida como MC (Raisz, 1964). La MC cubre prácticamente la mitad occidental del Estado de San Luis Potosí, hacia la base de ésta afloran rocas sedimentarias marinas del Mesozoico, las cuales forman dos grandes unidades paleogeográficas: La Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP: rocas sedimentarias clásticas y evaporíticas) y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM: sedimentos marinos); ambas unidades fueron plegadas durante la Orogenia Laramide (Paleoceno-Eoceno) dando paso a la formación de cuencas aisladas donde se depositaron sedimentos lacustres y terrígenos continentales de edad indeterminada (Carrillo-Bravo, 1971, 1982) cabe mencionar que en la CMCM, el plegamiento fue mayor que en la PVSLP.

Asimismo, en la MC existen rocas volcánicas cuya edad varía desde 44 a 26 Ma. las cuales conforman el CVSLP (Labarthe-Hernández et al., 1982) y dentro del cual se localiza el semigraben de Bledos.

El volcanismo en el CVSLP, inició hace 44.1 ± 2.2 Ma. (Labarthe-Hernández et al., 1982), con el emplazamiento de flujos de lava de composición andesítica (Andesita de la Casita Blanca) y continuó con la emisión de flujos piroclásticos riolíticos que dieron nombre a la Riolita Quelital o Ignimbrita Santa María (32 Ma.; Labarthe-Hernández et al., 1982). Al mismo tiempo se emplazaba el volcanismo félsico (calcoalcalino) en la Sierra Madre Occidental. En ambas partes (SMO y CVSLP) el vulcanismo terminó hace 27 Ma., con la emisión de un magmatismo bimodal, representado por una alternancia de rocas riolíticas y basálticas (Labarthe-Hernández et al., 1982; Rodríguez-Ríos, 2004).

A los 32 Ma. ocurrió un fallamiento normal de carácter regional, el cual dio paso a una ruptura de la corteza, que según el modelo de Bott (1981), es consecuencia del combamiento de la parte superior del manto (Figura 29).

Posteriormente alrededor de los 30 Ma., se emplazó una serie de domos de composición riodacítica (Latita Portezuelo, 30.6 ± 1.5), asociados a la formación de grandes estructuras volcano-tectónicas con orientación de N 45° E, como es el caso del graben de Villa de Reyes (Labarthe-Hernández et al., 1982; Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1983; Tristán-González, 1986). Asimismo, al final del volcanismo tuvo lugar un período de fallamiento en bloques que dio paso a la formación de fosas tectónicas con orientación N 40° W como es el caso del semigraben de Bledos. Asociado a este último fallamiento ocurre el emplazamiento de las lavas riolíticas de San Miguelito, (K-Ar 30.1 ± 1.5 Ma.; Labarthe-Hernández, et al., 1982; K-Ar, Biotita: 29.2 ± 0.8 Ma.; Aguillón-Robles et al., 1994) y poco después se producen los importantes depósitos de la Ignimbrita Cantera (29.0 ± 1.5 Ma., Labarthe-Hernández et al., 1982; Jiménez-López et al., 1992). Esta última, forma la base de una gruesa secuencia de depósitos ignimbriticos compuestos en primer termino por la Ignimbrita San José de edad indeterminada, la cual es sobreyacida por las lavas de la Riolita Zapote (K-Ar 27.0 ± 0.7 Ma., Nieto Samaniego et al., 1996).

En la documentación existente hay una controversia ya que lo redactado anteriormente nos da a pensar que el graben de Villa de Reyes se formó primero que el semigraben de Bledos, eso es lo expuesto en los trabajos de Labarthe-Hernández et al. (1982), y Tristán-González, (1986) es decir que fue un evento diacrónico y sin embargo, Nieto-Samaniego et al. (1996), mencionan que fue un evento sincrónico.

Entre los 28-27 Ma., se documentó un evento distensivo que formó un sistema de fosas y pilares tectónicos conocida como provincia CyS (Stewart, 1978) que afectó al área de estudio en cuestión al fallamiento normal, dando paso al vulcanismo.

Una vez formado el semigraben de Bledos (Figura 35), este fue cubierto por el Miembro inferior de la Riolita Panalillo (K-Ar aprox. 26.8 ± 1.3 , Labarthe-Hernández et al., 1982) dado que son flujos más joven del área de estudio (Labarthe-Hernández et al., 1982; Aranda-Gómez et al., 1983).

Después del depósito de la Riolita Panalillo (Miembro inferior) inicia un magmatismo bimodal con basaltos suavemente alcalinos (Basalto La Placa), y en otros sitios se observa cubriendo su Miembro superior (Basalto Cabras, 26.9 ± 0.4 Ma., Torres-Hernández, J. R., et al. 2001). Estos últimos, provienen de un magma diferenciados suavemente alcalino (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Aranda-Gómez et al. (1983), señalaron que los depósitos volcánicos del Terciario medio que conforman el CVSLP pudieron ser el producto de una serie de calderas (Ahuatlulco, de San Luis, de San Miguelito, de San José de Alburquerque y Milpa Grande), sin embargo, esto nunca fue confirmarlo y solo quedó como una idea.

En el Cuaternario sólo hay una pequeña emisión de cenizas volcánicas representadas por depósitos de caída retrabajado (Pumicita Del Desierto), la cual se piensa provienen de la actividad explosiva de alguna de las calderas de la Faja Volcánica Transmexicana (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1980; Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

El fallamiento durante el Cenozoico fue principalmente vertical, y las direcciones preferenciales NW-SE y NE-SW (Nieto-Samaniego, 1990).

La extensión y magmatismo se mantuvieron aunque no se sabe si de una manera continua o en períodos aislados de actividad. Existió un volcanismo alcalino, posiblemente asociado a extensión durante el Mioceno (aprox. 11 Ma.) y durante el Cuaternario, por otra parte cabe la posibilidad de que la extensión se realizó en varias etapas, por lo tanto las estructuras son el resultado de más de un período de actividad tectónica extensional a partir del Oligoceno (Aranda-Gómez y Luhr, 1990).

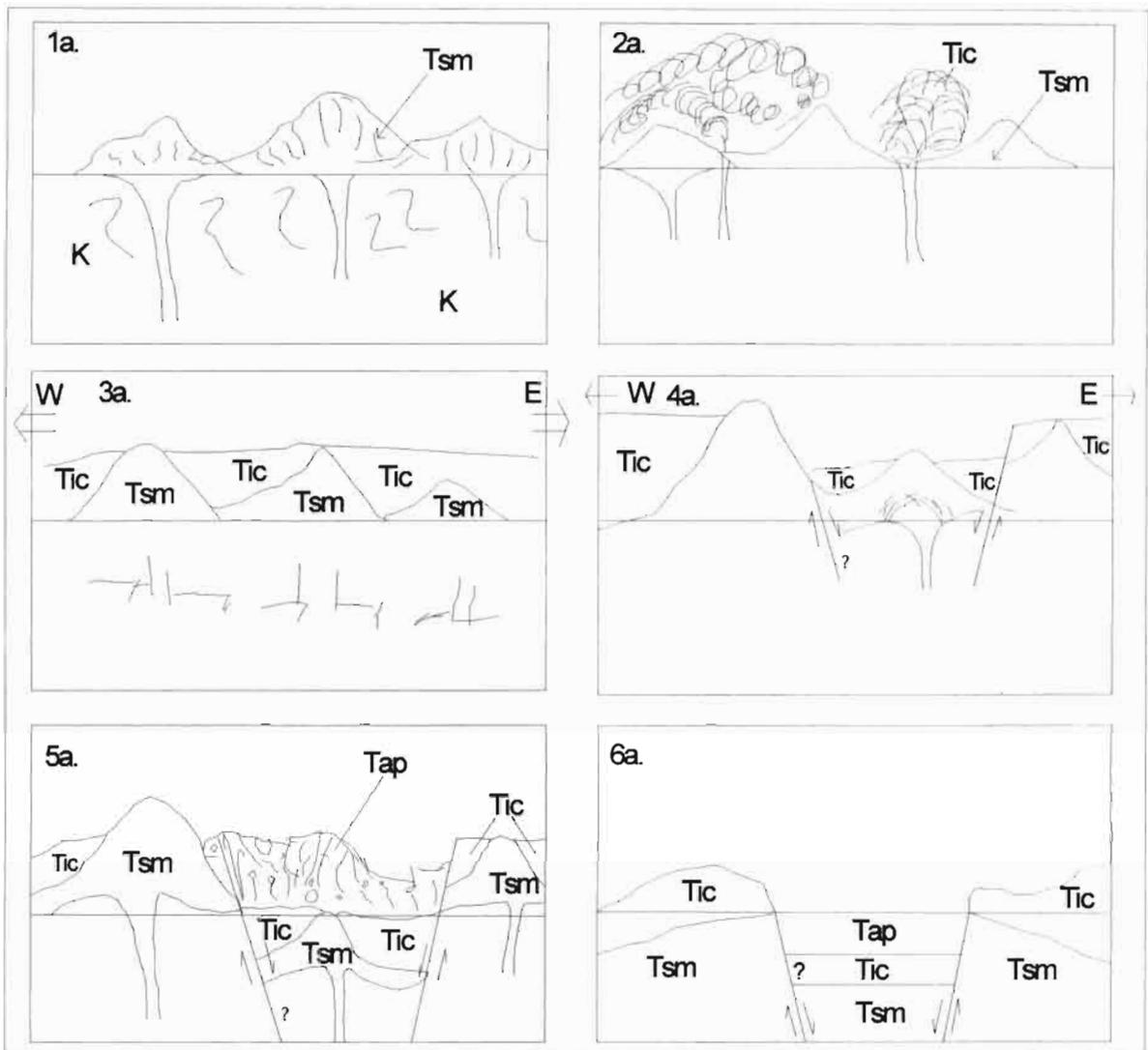


Figura 35. Evolución del semigraben 1ª. Emisión de la Riolita San Miguelito (Tsm), 2ª. Emisión de la Ignimbrita Cantera (Tic). 3ª. Etapa de inicio de extensión. 4ª. Formación del semigraben. 5ª. Emisión de la Riolita Panalillo. 6ª. Muestra la formación de la estructura de Bledos completo, donde el hombro occidental de la falla pudiera estar sepultada por los depósitos de flujos piroclásticos de la Riolita Panalillo.

4.7.4 Graben o Semigraben.

El objetivo central del presente trabajo es el de definir, sí la estructura en estudio (Bledos) es un graben o se trata de un semigraben; para esto, se analizan las características de los dos tipos de estructura.

Teóricamente un graben es una fosa tectónica delimitada por dos fallas normales divergencia opuesta. Es decir, la fosa se forma porque un bloque

central subside respecto de los bloques adyacentes (Figura 36). Mientras que un semigraben o semifosa se dice está ligada en su formación al desarrollo de una sola falla normal (Figura 37).

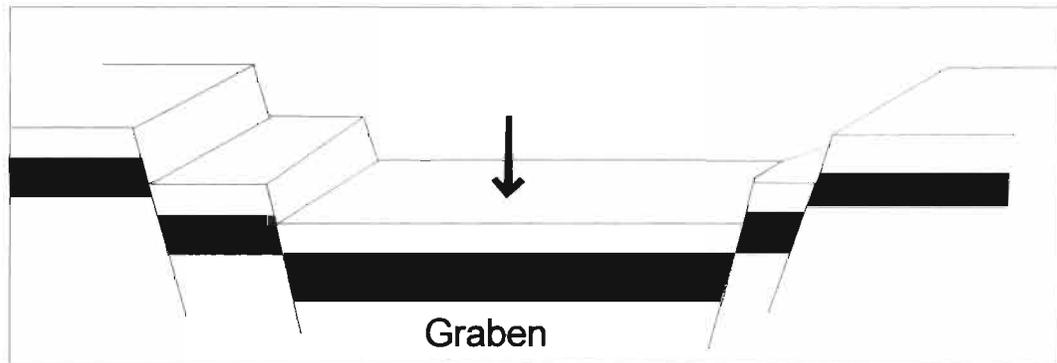


Figura 36. Forma idealizada de una estructura de graben (Twiss y Moores, 1938).

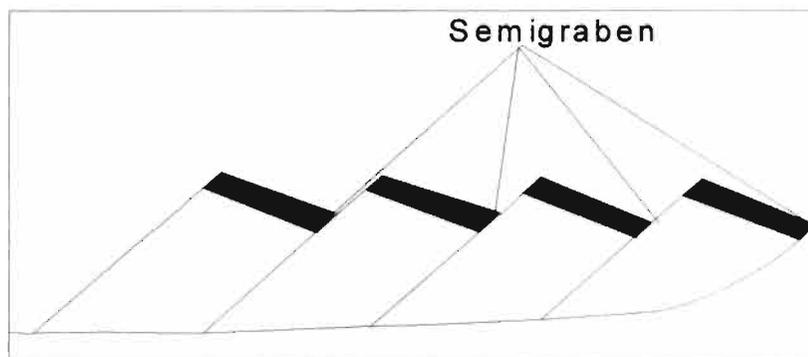


Figura 37. Estructura de un semigraben (Twiss y Moores, 1938).

Por su parte la estructura de Bledos, se presenta en forma de un valle de 18 km. de largo por 7.5 de ancho, donde en su porción Nororiental está limitada por una falla bien definida ($N 30^{\circ} W$), mientras que en su margen Suroccidental es difusa (Figura 38). Aunque, sin duda existe un borde topográfico notable, no obstante no presenta un plano de falla bien definida, por lo cual Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos (1998), lo clasificaron como un semigraben.

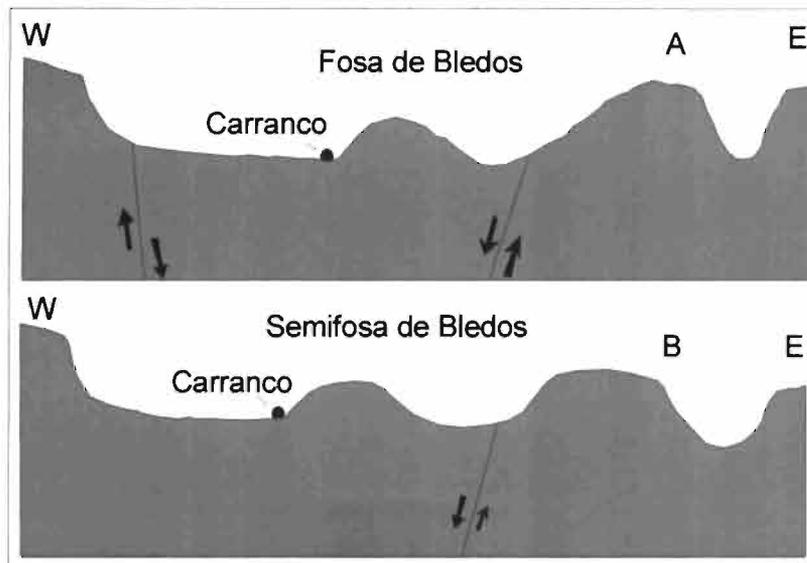


Figura 38. A) Fosa de Bledos (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1980), B) Semifosa de Bledos (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

Desde el punto de vista morfológico, los perfiles A, B y C (Figura 9, anexo 1), muestran claramente la depresión de Bledos. En estos se muestra que dicha depresión está limitada por dos escarpes ubicados al Este y al Oeste. En su porción occidental, el escarpe es menos visible y presenta una altura de 2100 m, con relación al piso de la depresión, mientras que en su límite oriental se observó un claro escarpe de 350 m, asociado a una falla normal.

Una vez formada la depresión de Bledos, fue cubierta por depósitos de flujos piroclásticos de la Riolita Panalillo de (26.8 Ma.; Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998) lo que indica que el fallamiento que produjo la depresión de Bledos inició después de los 29 Ma. y terminó antes de los 26.8 Ma., dado que los depósitos de la unidad Panalillo no son afectados por estas fallas.

Desde el punto de vista morfológico la depresión de Bledos podría ser clasificada como un graben, que en términos generales es una depresión limitada por dos escarpes como lo muestran los perfiles (Figura 39. A, B y C), en donde claramente se observa que su límite oriental es el producto de una falla normal, mientras que su límite occidental muestra un escarpe de 100 m, el cual no ha podido ser asociado a fallamiento, dada la ausencia de evidencias y de un trabajo de campo detallado. En este sentido, la información existente hasta el momento no parece contundente como para asegurar que el escarpe del límite occidental de la depresión de Bledos no fue el producto de un fallamiento mismo, que como

ya se ha mencionado podría estar cubierto por los depósitos de la Riolita Panalillo (26.8 Ma.).

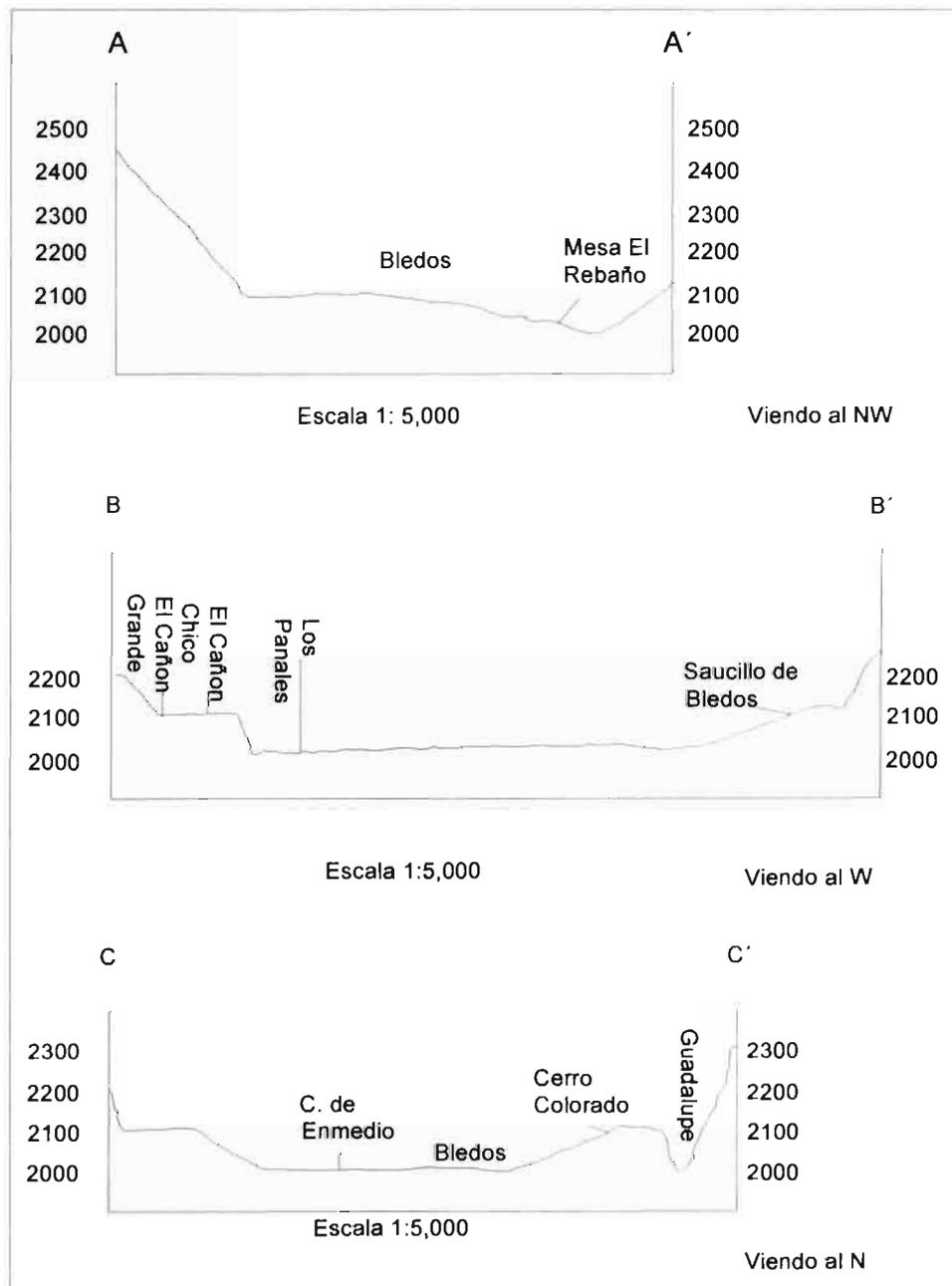


Figura 39. Perfiles escala vertical 1 : 5, 000 y la escala horizontal 1 : 50,000.

Por lo anterior, es este trabajo se concluye que esta estructura se trata de un graben dado que su margen occidental esta asociado a un alineamiento de basaltos que están de la parte NW al SE (Carta San Francisco), y eso da evidencia a una falla son fuente de estos basaltos (Rodríguez-Ríos y Torres-

Aguilera, 2005) y por consecuencia evidencia para el análisis. Los cuales parecen seguir un posible lineamiento (NW-SE) que puede ser la evidencia de un posible fallamiento, y por lo tanto confirmar que la depresión de Bledos se trata de una estructura de graben.

Conclusiones.

1.- El resultado del evento tectono-magmático durante el Oligoceno medio a tardío (Stewart, 1978; Henry y Aranda-Gómez, 1992) da origen al desarrollo de una serie de fosas tectónicas, las cuales se extiende a lo largo de la Provincia Tectónica de Cuencas y Sierras, y que sirven como conductos al material magmático al cual dará origen al volcanismo en el CVSLP (32 Ma. y 26 Ma., Waitz (1922), Labarthe-Hernández et al., 1982).

2.- En dicho análisis se llegó a la conclusión de separar a los dos Miembros de la Riolita Panalillo, ya que se comportan diferente.

3- La relación vulcanismo-tectónica extensional produce un intenso fallamiento normal NW-SE, al cual se le asocia la formación de los grabens de Villa de Reyes, Bledos, Enramadas y Paso Blanco (Tristán-González, 1986).

4.- La estructura de Bledos, es una depresión E-W de 18 km. de largo por 7.5 km de ancho, esta limitada en su margen NE por una falla con rumbo $N30^{\circ}W$, y echados de 60° a 70° al SW, producto de un intenso fallamiento normal que corta a las rocas de la Ignimbrita Cantera (29.0 Ma.; Labarthe-Hernández, y Tristán-González, 1980; y Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

5.- Se concluye que la estructura tectónica denominada semigraben de Bledos, presenta elementos suficientes para sugerir que se trata de un graben en sentido estricto. Además, en la parte occidental se ve un alineamiento de basaltos que va de la parte NW al SW (carta San Francisco) que puede ser una fuerte evidencia de la presencia de una falla.

Bibliografía.

Aguayo-Camargo, J. E., 1987. Estudio de los sedimentos terrígenos de la cuenca de Guaymas, Golfo de California, NW de México: Instituto, Mexicano del Petróleo, Revista, V. 16, Núm. 4, p. 5-35.

Aguillón-Robles, A., 1994. Estructura interna de los domos riolíticos del área de Tepetate, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 118, p. 58.

Aguillón-Robles, A., Aranda-Gómez, J. J., y Solorio-Munguía, J. G., 1994. Geología y tectónica de un conjunto de domos riolíticos del Oligoceno medio en el sur del estado de San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, D. F., Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, V. 11, Núm. 1, p. 29-42 .

Álaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Reyes-Zaragoza, M. A., Orozco-Esquivel, M. T., Ojeda-García, Á. C., y Vassallo, L. F., 2001. Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, V. 18, Núm. 2, p. 129-148 .

Álvarez-Jr., M., 1961. Provincias Fisiográficas de la República Mexicana: Sociedad Geológica Mexicana, Sobretiro del Boletín Núm. 2, Tomo 24, p. 20.

Anderson T. M. and Silver L.T., 1975. Extension and development of the craton under part of the Sierra Madre Occidental, Northwestern Mexico: Geological Society America, abst. with program 7, p. 141.

Aranda-Gómez, J. J., Labarthe-Hernández, G. y Tristán-González, M., 1983. El volcanismo Cenozoico en San Luis Potosí y su relación con la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental, Guadalajara, Jalisco, Asociación de Ingenieros de Minas, Metalúrgistas y Geólogos, México, Convención Nacional, 15, Memoria, p. 261-287.

Aranda-Gómez, J. J., 1989. Geología preliminar y del graben de Aguascalientes: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, V. 8, p. 22-32.

Aranda-Gómez, J. J., Aranda-Gómez, J. M. y Nieto-Samaniego, Á. F., 1989. Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, V. 8, Núm. 1, 33-46 pp.

Aranda-Gómez, J. J., Luhr J. F., 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 Mexico, University of New Orleans, E.U.A.

Aranda-Gómez, J. J., y Henry, C. D., 1992. Fallamiento cuaternario cerca de la ciudad de Durango, naturaleza del período de deformación más joven relacionado a extensión multipisódica en el noroeste de México, GEOS, V. 12, Núm. 5, p. 53-54.

Aranda-Gómez, J. J., Henry, C. D., Luhr, J. F., 2000. Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, V. 53, p. 59-71.

Atwater, T., 1970. Implications of plate tectonic for the Cenozoic tectonic evolution of western north America: Geological Society of America Bulletin, V. 81, p. 3513-3536.

Bagby, W. C., Cameron, K. L., Cameron, M., y Gill, J. B., 1981. Contrasting evolution of calc-alkalic volcanic and plutonic rocks of western Chihuahua, Mexico: J. Geophys. Res., V. 86, p. 10402-10410.

Bott, M. M. P., 1981. Crustal dowing and the mechanism of continental rifting, in mechanism of graben formation: J. H. Illies, ed. tectonophysics, V. 73, p. 1-8.

Cameron, K. L., Cameron M., Bagby, W. C. y Moll, E. J., 1980. Petrologic characteristic of mid-terciary volcanic suits, Chihuahua, Mexico: Geology, V. 8, p. 87-91.

Cameron, M., Spaulding, S. K., y Cameron, K. L., 1980. Petrogénesis of voluminous mid-Tertiary ignimbrites of the Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico: Contribution Mineral Petrology, V. 74, p. 271-284.

Carrillo-Bravo, J., 1971. La Plataforma Valles-San Luis Potosí: Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, V. 23, Núms. 1-6, p. 1-112.

Carrillo-Bravo, J., 1982. Exploración petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México: Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, V. 24, pp. 21-46.

Coney, P. J., 1976. Plate tectonics and the Laramide Orogeny, new Mexico: Geological Society Special Publication Núm. 6, p. 5-10.

Coney, P. J., y Reynolds, S. J., 1977. Cordilleran benioff zones: Nature, V. 270, p. 403-405.

Coney, P. J., 1979, Tertiary evolution of cordilleran metamorphic core complexes, IN: J. M. Armentout, M. R. Cole y H. Fer Best (Eds.) Pacific coast paleogeography, Symposium 3, Pacific Section. Soc. Econ. Paleont. and Miner., p. 14-28.

Coney, P. J., 1983, Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Sur y el Caribe: Revista, Instituto Mexicano del Petróleo, V. 15, Núm. 1, p. 6-15.

Clark, K. F., Damon P. E., Schutter, S. R., y Shaffiqullah, M., 1979. Magmatismo en el norte de México en relación a los yacimientos metalíferos, Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional 13, Memoria, p. 8-57.

Clark, K. F., Shaffiqullah, M. y Cárdenas, D., 1981. Sección geológica-estructural a través de la parte sur de la Sierra Madre Occidental, entre Fresnillo y la costa de Nayarit: Asociación de Ingenieros Mineros, Metalúrgistas y Geólogos de México, Memoria Técnica, V. 14, p. 69-99.

Clark, K.F., Foster, C. T., y Damon, P. E., 1982. Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico: Geology Society America Bulletin, V. 93, p. 533-544.

Derruau, M., 1983, Geomorfología, primera edición en Ariel Geografía, 528 p.

De Cserna, Z., 1956. Tectónica de la Sierra Madre Oriental entre Torreón y Monterrey: 20th Intern. Geol. Cong., México, tomo II, p. 88.

De Cserna, Z., 1976. Mexico-Geotectonics and mineral deposits new Mexico: Geol. Soc. Special Pub. Memb., p. 18-25.

Dickinson W. R., and Snyder W. S., 1979. Geometry of subducted slabs related to San Andreas transform: J. Geol., V. 87, p. 609-627.

Edwards, J. D., 1955. Studies of some early Tertiary red conglomerates of central Mexico: U. S. Geological Survey, Professional paper 264-H, p. 153-183.

Gastil, G. R., Morgan G. J. y Krumenacher, D., 1980. La historia tectónica de la Península de Baja California y zonas adyacentes de México, 25 p.

Guzmán, E. J. y De Cserna, Z., 1963. Tectonic history of Mexico: in Childs, O. E. and Beebe, W. B., Backbone of the America: Am. Assoc. Petroleum Geologists Memoir. 2, p. 115-120.

Henry C. D., 1975. Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa Mexico: (Ph. D. thesis). Austin Texas, University of Texas, 158 p.

Henry, C. D., and Aranda-Gómez, J. J., 1992, The real southern Basin and Range: mid-to the late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, V. 20, p. 701-704.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1998. Carta topográfica San Francisco, F 14-C13, Secretaría de Programación y Presupuesto escala 1: 50 000, segunda impresión.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2002. Síntesis de Información Geográfica del Estado de San Luis Potosí, 112 p.

Imlay, R. W., 1936. Evolution of the Coahuila Peninsula, México: part. 4 Geology of the western part of the sierra de Parras, *Geological Society American Bulletin*, V. 47, p. 1091-1152.

Ingersoll, R. V., 1982. Triple junctions as cause for late Cenozoic extension and fragmentation of the western United States: *Geology*, V. 10, p. 621-624.

Keith, S. B., 1978. Paleosubduction geometries inferred from Cretaceous and Tertiary magmatic patterns in southwestern north America: *Geology*, V. 6, Núm. 9, p. 516-521.

Keizer, R. P., 1974, Volcanic stratigraphy, structural geology, and K-Ar geochronology of the Durango area, Durango, Mexico, master's thesis, University Texas, Austin, 91 p.

Labarthe-Hernández, G., y Tristán-González, M., 1978. Cartografía geológica hoja San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 59, 41 p.

Labarthe-Hernández, G., y Tristán-González, M., 1980. Cartografía geológica hoja San Francisco, S. L. P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 69, 28 p.

Labarthe-Hernández, G., y Tristán-González, M., y Aranda-Gómez, J., 1982. Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 85, 208 p.

Labarthe-Hernández, G., y Tristán-González, M., 1983. Relaciones estratigráficas y estructurales del Cenozoico de la parte central del estado de San Luis Potosí: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 15 Guadalajara, Jalisco, Memoria, p. 421-456.

Labarthe-Hernández, G., y Jiménez-López, L. S., 1992. Características físicas y estructura de lavas e ignimbritas riolíticas en la sierra de San Miguelito, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 114, 31 p.

Labarthe-Hernández, G., y Jiménez-López, L. S., 1993. Geología del domo cerro grande, sierra de San Miguelito, San Luis Potosí, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 117, 21 p.

Labarthe-Hernández, G., y Jiménez-López, L. S., 1994. Geología de la porción sureste de la sierra de San Miguelito, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 120, 34 p.

Labarthe-Hernández, G., y De La Huerta-Cobos, M. L., 1998. Geología del semigraben de Bledos, San Luis Potosí, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 124, 33 p.

López-Ramos, E., 1979. Geología de México, 2ª. Edición, México, D. F., edición escolar, 3 volúmenes.

Luhr, J. F., Pier, J. G., Aranda-Gomez, J. J., y Podosek, F. A., 1995. Crustal contamination in early Basin and Range hawaiites of the los encinos volcanic field, central Mexico, Contributions to Mineralogy and Petrology, V. 118, p. 321-339.

Luhr, J. F., and Carmichael, I. S. E., 1980. The Colima volcanic complex, Mexico I. Post Caldera andesites from Colima Volcan: Contributions to Mineralogy and Petrology, V. 71, p. 343-372.

Lynons, J. L., 1988, Geology and ore deposits of the Bolaños silver district, Jalisco, Mexico: Economic Geology, V. 83, p. 1560-1582.

Mammerick J., and Klitgord K. D., 1982. Northern east-pacific rise, evolution from 25 m.y.b.p. to the present; Journal of Geophys. Res. V. 87, Núm. 88, p. 6751-6759.

Martínez-Ruiz, V. J., 1984. Control geológico estructural del agua subterránea entre San Luis Potosí-Aguascalientes y Zacatecas, Universidad de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 97, 43 p.

Moll, E. J., 1981. Geochemistry and petrology of mid-Tertiary ash flow thuffs from the sierra el virulento area, eastern Chihuahua, México: J. Geophys. Res., V. 86, p. 10321-10334.

Monografía Geológico-Minera del Estado de San Luis Potosí, 1992. Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal Subsecretaria de Minas e Industria Básica, editadas por el Consejo de Recursos Minerales, 218 p.

Moore, G., Marone, C., Carmichael, I. S. E., y Renne, P., 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic

province and the intersection of the Sierra Madre volcanic belt: geological Society of America Bulletin, V. 106, p. 383-394.

McDowell, F. W., 1978, Potassium-argon dating in the trans-pecos-Texas volcanic field: Proc. Cenoz. Geol. Trans-Pecos Volc. Fiel Texas, p. 9-18.

McDowell, F. W., y Clabaugh, S. E., 1981, The igneous history of the Sierra Madre Occidental and it's relations to the tectonic evolution of western Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, V. 5, p. 195-206.

McDowell F. W., y Keizer R. P., 1977: Timing of mid Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlan Mexico: Geological Society America Bulletin V. 88, p. 1479-1487.

Nieto-Samaniego, A. F., 1990, Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, V. 9, p. 146-155.

Nieto-Samaniego, Á. F., Macías-Romo, C., y Alaniz-Álvarez, S. A., 1996. Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, D. F., Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, V. 113, Núm. 1, 117-122 pp.

Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., y Labarthe-Hernández, G., 1997. La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología México, D. F., Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, V. 14, Núm. 1, 13-25 pp.

Nieto-Samaniego, Á., Luca, F., Alaniz-Álvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G., y Rosas-Elguera, J., 1999. Variation of Cenozoic extension and volcanism

across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico, GSA, Bulletin, V. 3, 347-363 pp.

Ragan, D. M., 1985. Structural geology an introduction to geometrical techniques, third edition : John Wiley and Sons, Inc., 393 p.

Raisz, E., 1959. Landforms of Mexico, cambridge, mass., edición privada, mapa con texto, escala 1: 3'000,000.

Raisz, E., 1964. Landforms of Mexico, cambridge, mass., U. S. Office of naval research, geography branch, mapa con texto, esc. 1: 3'000,000 (2a. edition).

Ramírez, H. M. T., y Mooser, F., 1988. Faja Volcánica Transmexicana: tectónica, volcanotectónica y sismicidad, resumen IX, Convención Geológica Nacional, México.

Rodríguez-Ríos, R., 1997. Caractérisation du magmatisme et des mineralizations asociés du dome de pinos et des domes de rhyolite a topaze du champ volcanique de San Luis Potosí (Mexique), Faculte des Sciences, Université Henri Poincaré, Nancy France, p. 357.

Rodríguez-Ríos, R., 2004. Un modelo petrogenético del vulcanismo bimodal en el Campo Volcánico de San Luis Potosí, proyecto PROMEP PTC-36, 55p.

Saucedo, 1997. Reconstrucción de la erupción de 1913 en el volcán de Colima: Tesis de Maestría, Instituto de Geofísica de la Universidad Autónoma de México, Unidad Académica de ciclos de profesionales y de Posgrado del CCH, Posgrado en Ciencias de la Tierra, 185 p.

Silva-Romo E., 1996. Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, estados de S.L.P., y Zacatecas; Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias de la UNAM, 139 p.

Spencer, J. E., Norwark, W. R., 1979. Tosco-Abrojos fault zone, a neogene transform plate boundary within the pacific margin of southern Baja California, México, *Geology*, V. 7, p. 554-557.

Stewart, J. H., 1978. Basin and Range structure in western north America: a review: *Geological Society America, Memory* 152, 1-30 p.

Stewart, J. H., 1998. Regional characteristics, tilt domains, and extensional history of the late Cenozoic Basin and Range province, western North America, in *Faulds, J. E. y Stewart, J. H., eds., accomodation zones and transfer zones: The regional segmentation of the Basin and Range Province: Boulder, Colorado, Geological Society America, Special Paper, Núm. 323, p. 47-73.*

Torres-Aguilera, J. M., y Rodríguez-Ríos, R., 2005. Caracterización Petrográfica y Geoquímica del Vulcanismo bimodal en el SGB, en el CVSLP, Tesis de Maestría en Geología Aplicada, 175 p. (en proceso).

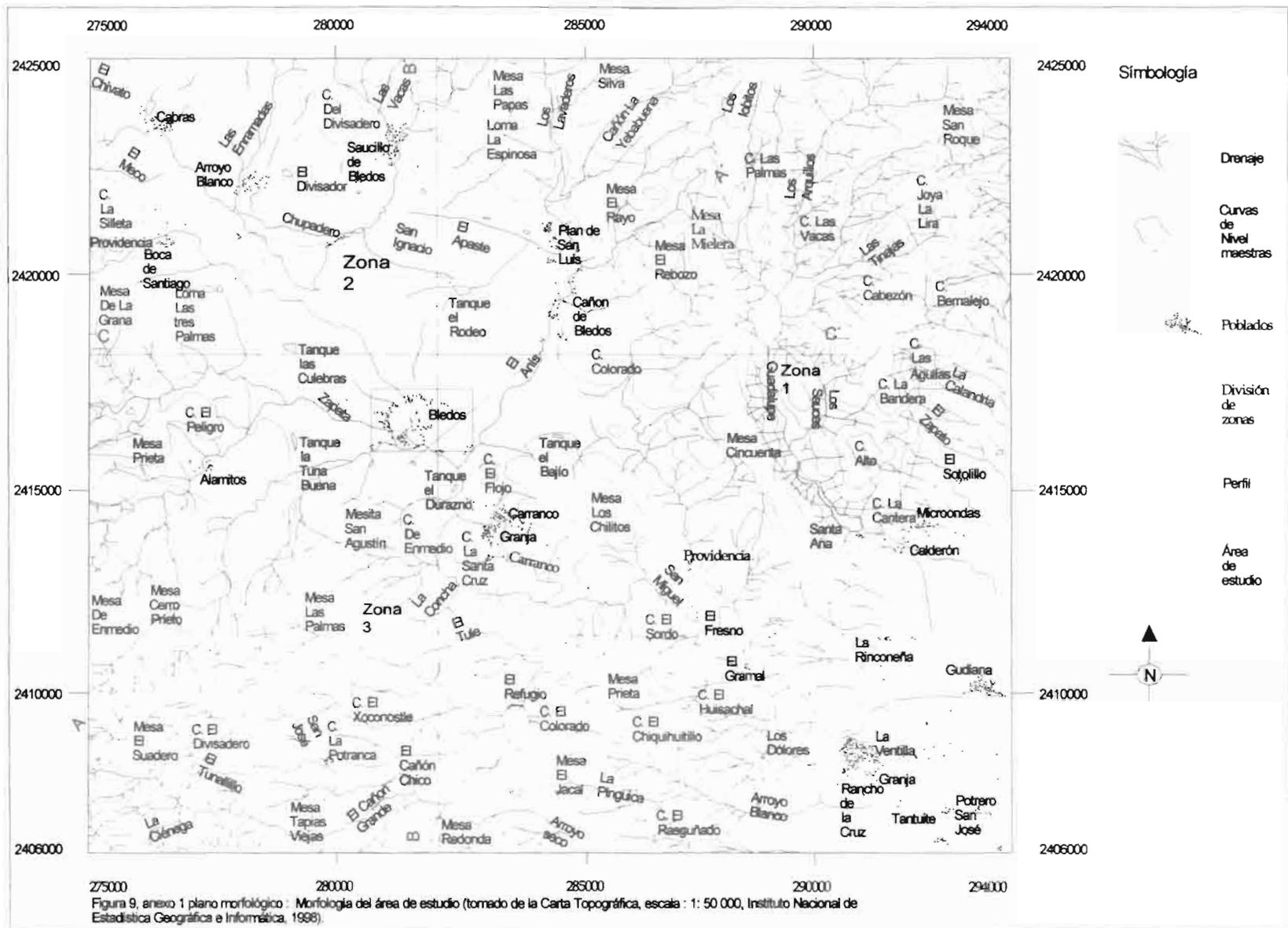
Torres-Hernández, J. R., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Siebe-Grabach, C., Macías-Vazquez, J. L., Espinola-Castro, J. M., y Aranda-Gómez, J. J., 2001. Vulcanismo y Extensión; La evolución de un Campo Volcánico en el Altiplano Central de México: XI Congreso Nacional de Geoquímica, *Actas INAGEQ*, V. 7, Núm. 1, p. 58.

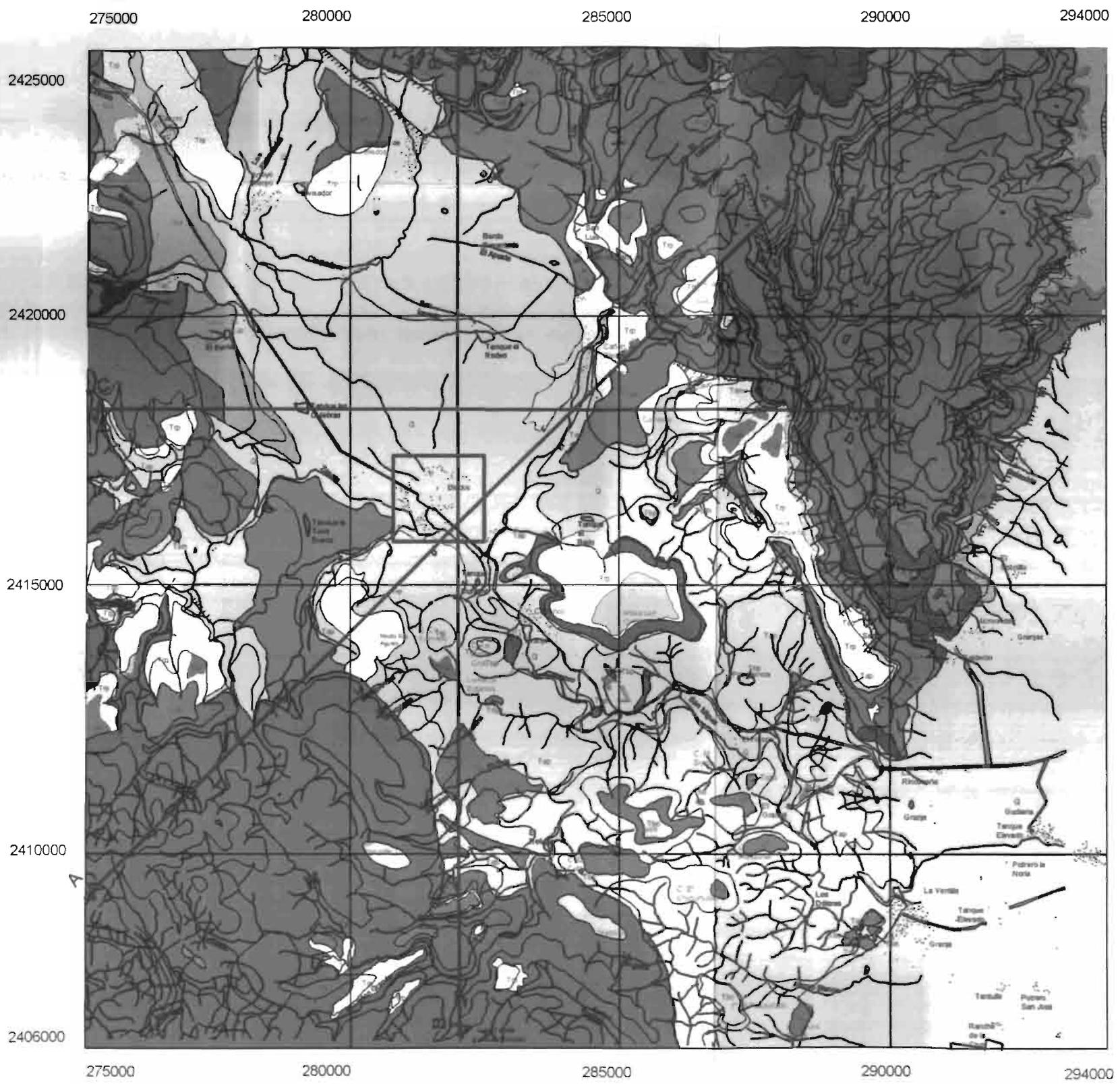
Tristán-González, M., 1986. Estratigrafía y tectónica del graben de villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 107, 91 p.

Tristán-González, M. y Labarthe-Hernández, G., 1979. Cartografía geológica hoja "Tepetate", S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 66, 31 p.

Twiss, R. J., y Moores-Eldridge M., 1938. *Structural geology*, University of California at Davis, Ed. Freeman, 582 p.

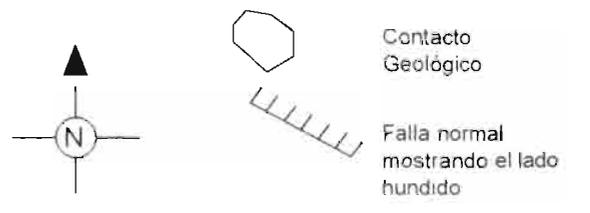
Waitz, P., 1922. Erupciones riolíticas ligadas con fracturas tectónicas entre Aguascalientes y San Luis Potosí: Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate, V. 46, p. 201-212.



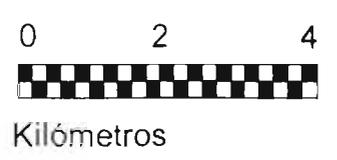


Simbología

- | | | |
|-------------|-----|---|
| Cuaternario | Q | Aluvión |
| | Qcl | Coluvión |
| | Qd | Pumicita del Desierto |
| | Tcd | Conglomerado Halcones |
| | Tcb | Basalto Cabras |
| Terciario | Trp | Riolita Panalillo (Miembro Superior) |
| | Tbp | Basalto La Placa |
| | Tap | Riolita Panalillo (Miembro Inferior) |
| | Tz | Riolita Zapote |
| | Tsj | Ignimbrita San José |
| | Tsc | Ignimbrita Cantera sin soldar y soldada |
| | Tca | Andesita Calderón |
| | Tcr | Caparazón de la Riolita |
| | Tsm | Riolita San Miguelito desvitrificada |
| | Tbd | Brecha de desintegración |
| | Tlp | Latita Portezuelo |
| | Trq | Riolita Quelital |
| Cretácico | Yac | Formación Caracol |



Plano geológico tomado de Labarthe-Hernández, y Tristán-González, 1980; Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).



Universidad Autónoma de San Luis Potosí Facultad de Ingeniería - Área Ciencias de la Tierra	
Plano geológico que cubre parte sur del CVSLP.	
Trabajo Recepcional	Figura 40 - Anexo 1
Rocha Miranda Ma. Araceli	Fecha : Septiembre de 2005