



**Universidad Autónoma de San Luis Potosí
Facultad de Ingeniería
Instituto de Geología**

**ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA PORCIÓN NOROCCIDENTAL
DEL GRABEN DE BLEDOS**

**Tesis
Para obtener el grado de
Maestro en Ciencias en
Geología Aplicada**

Presenta:

ALFREDO ERNESTO DE LA CALLEJA MOCTEZUMA

Director:

José Ramón Torres Hernández

Co-Director:

Ricardo Saucedo Girón



**San Luis Potosí, S.L.P.
agosto del 2014**

Con amor para :

Celia, Míchani Mauricio, Teúl y Fabiola

Agradecimientos:

Parte de los gastos de campo efectuados durante el desarrollo de la presente tesis, fueron aportados del Proyecto CONACYT CB-8370 cuyo responsable es el Dr. José Ramón Torres Hernández.

A mis papás por brindarme semejante oportunidad.

A mis asesores, profesores Dr. José Ramón Torres Hernández, por su amistad, compañía en el campo, apoyo oportuno, consejo práctico y total entrega profesional, y Dr. Ricardo Saucedo Girón, por su muy grato estilo de ayudar, de enseñar y aconsejar.

A mis profesores de asignaturas: Dr. Margarito Tristán González, Dr. Alfredo Aguillón Robles, Dr. Rafael Barbosa Gudiño, Ing. Guillermo Labarthe Hernández, Dr. Damiano Sarocchi y Dr. Lorenzo Borselli, por su amistad, su espíritu humanitario y decidido apoyo.

A mis incansables amigos y compañeros: Wendy Lorena Puente Castillo, María Mercedes Zavala Reyes, José Manuel González Ochoa, David Nathanael Contreras Negrete, Azalea Ortiz Rodríguez, Sonia Torres Rivera, Aurora Zavala Monsivais y Roberto Bartalli Marchetti, por esos instantes de trabajo, de dicha y de sufrimiento, y por compartir tanto conmigo y mi familia.

A mis colaboradores: Ing. Erasmo Mata Martínez, Lic. Diana Gómez Pérez, Juan Carlos Guel Casillas y Efrén Román Guerrero Nava, por su ayuda incondicional.

A mis hijos Míchani, Teúl y Fabiola, por sus cariñosas sonrisas y su indomable espíritu de lucha tanto en el campo, como en la escuela.

Y ti Celia, por tu paciencia, cariño y compañía.

INDICE GENERAL

| | | |
|--------------|---|-----------|
| | Resumen | 1 |
| I.- | Introducción | 2 |
| I.1.- | Introducción | 2 |
| I.2.- | Objetivos | 3 |
| I.3.- | Geografía y localización | 3 |
| I.4.- | Antecedentes | 5 |
| I.5.- | Metodología | 7 |
| I.6.- | Hipótesis de investigación | 7 |
| II.- | Marco Geológico | 9 |
| II.1.- | Geología Regional | 9 |
| III.- | Marco Tectónico | 15 |
| IV.- | Estratigrafía Volcánica del Graben de Bledos | 21 |
| IV.1.- | Estratigrafía del área de Bledos | 21 |
| IV.1.1.- | Riolita San Miguelito (Tsm) | 22 |
| IV.2.1.- | Ignimbrita Cantera (Tic) | 27 |
| IV.3.1.- | Ignimbrita San José (Tsj) | 29 |
| IV.4.1.- | Riolita Zapote (Tz) | 30 |
| IV.5.1.1.- | Ignimbrita Panalillo Inferior (Tap) | 31 |
| IV.6.1.- | Basalto La Placa | 41 |
| IV.5.1.2.- | Ignimbrita Panalillo Superior | 42 |
| IV.7.1.- | Basalto Cabras | 42 |
| IV.8.1.- | Conglomerado Halcones | 48 |
| IV.9.1.- | Pumicita El Desierto | 51 |
| IV.10.1 | Aluvión (Q), Coluvión (Qcl) | 52 |
| V.- | Análisis Estructural | 53 |
| V.1.- | Introducción | 53 |
| V.2.- | Fallas compiladas | 53 |
| V.3.- | Secciones estructurales | 55 |
| V.4.- | Afloramientos | 55 |
| V.5.- | Fallas normales | 56 |
| V.5.1.- | Falla Mesa El Rebozo | 56 |
| V.5.2.- | Falla Presa Plan de San Luis | 58 |
| V.5.3.- | Falla Mesa Cerito Prieto | 59 |

| | | |
|-------------|--|-----------|
| V.5.4.- | Falla Puente Autopista | 59 |
| V.5.5.- | Falla Labarthe | 60 |
| V.6.- | Fallas normales inferidas en campo | 60 |
| V.6.1.- | Falla Alamos | 60 |
| V.6.2.- | Falla Basaltos | 62 |
| V.6.3.- | Falla Inferida 1 | 62 |
| V.7.- | Fallas inferidas en las secciones geológicas | 62 |
| V.8.- | Diques basálticos | 62 |
| V.9.- | Diques piroclásticos (Tap) | 63 |
| V.10.- | Análisis estructural de fallas | 64 |
| V.11.- | Basculamiento de las capas lávicas y piroclásticas | 66 |
| VI.- | Discusión y conclusiones | 71 |
| VI.1.- | Introducción | 71 |
| VI.2.- | Datos estructurales | 72 |
| VI.3.- | Márgenes del graben | 75 |
| VI.3.1.- | Margen septentrional | 75 |
| VI.3.2.- | Margen meridional | 77 |
| VI.4.- | Vulcanismo miocénico | 85 |
| VI.5.- | Diques piroclásticos | 87 |
| VI.6.- | Simetría de las fallas y del plano de despegue | 88 |
| VI.7.- | Levantamiento de la Sierra de San Miguelito | 97 |
| VI.8.- | Conclusiones | 97 |
| | Bibliografía | 99 |

INDICE DE FIGURAS

| | | |
|------|---|----|
| 1.1 | Localización del área de estudio | 4 |
| 1.2 | Ubicación geográfica y toponímica del área de estudio | 5 |
| 2.1 | Elementos paleogeográficos, campos volcánicos, estructuras regionales | 10 |
| 2.2 | Plano geológico regional compilado (1:20,000) | 11 |
| 4.1 | Columna estratigráfica compuesta del área de estudio | 21 |
| 4.2 | Diagrama de Bonnichesen y Kauffman (1987) | 22 |
| 4.3 | Brecha de desintegración (Tsm) | 23 |
| 4.4 | Aspecto megascópico de los flujos masivos de la Riolita San Miguelito (Tsm) | 24 |
| 4.5 | Fotomicrografía del flujo riolítico desvitrificado laminar, muestra Tsm-1 | 25 |
| 4.6 | Fotomicrografía del flujo riolítico desvitrificado columnar, muestra Tsm-2 | 26 |
| 4.7 | Mineralización en fase de vapor del caparazón de la Riolita San Miguelito | 27 |
| 4.8 | Fotomicrografía de la Ignimbrita Cantera, muestra Tic-1 | 28 |
| 4.9 | Aspecto panorámico de los depósitos de la Ignimbrita Cantera (Tic) | 32 |
| 4.10 | Columna estratigráfica de la Ignimbrita Panalillo Inferior (Tap) | 33 |
| 4.11 | Depósito de flujos piroclásticos de la Ignimbrita Panalillo Inferior (Tap) | 32 |
| 4.12 | Depósito piroclásticos masivos de la Ignimbrita Panalillo Inferior (Tap) | 34 |
| 4.13 | Detalle del depósito masivo (Tap) | 34 |
| 4.14 | Horizonte epiclástico conglomerático (Tap) | 35 |
| 4.15 | Intercalación de horizontes de depósitos <i>surge</i> | 35 |
| 4.16 | Afloramiento del depósito de oleadas piroclásticas | 36 |
| 4.17 | Capas de depósito de oleadas piroclásticas | 37 |
| 4.18 | Fotomicrografía de la muestra Tap-1 | 38 |
| 4.19 | Depósitos de pómez y ceniza de caída aérea ricos en líticos | 39 |
| 4.20 | Depósito de pómez y ceniza aglutinado por salpicadura | 39 |
| 4.21 | Muestra de mano del depósito de pómez rico en líticos | 40 |
| 4.22 | Fotomicrografía de la muestra Tap-2 | 40 |
| 4.23 | Basalto La Placa en la Mesa Los Chilillos | 41 |
| 4.24 | Depósitos de caída de la Ignimbrita Panalillo Superior (Trp) | 42 |
| 4.25 | Vitrofito basal (Trp) | 43 |
| 4.26 | Derrames de la ignimbrita reomórfica (Trp) | 44 |
| 4.27 | Fotomicrografía de la muestra Trp-1, localidad Tunabuena | 45 |
| 4.28 | Fotomicrografía de la muestra Trp-2, localidad Presa Providencia | 46 |
| 4.29 | Rasgos litológicos del Vitrofito Superior (Trp) | 47 |
| 4.30 | Características litológicas de Vitrofito Superior (Trp) | 47 |
| 4.31 | Aspecto morfológico del Basalto Cabras (Tbc) | 48 |
| 4.32 | Fotomicrografía del Basalto Cabras (Tbc) | 49 |

| | | |
|---------------|---|----|
| 4.33 | Afloramiento de la Brecha basal (Tbc) | 49 |
| 4.34 | Aspecto general del Conglomerado Halcones (Tcgh) | 51 |
| 4.35 | Afloramiento masivo de la Pumicita El Desierto (Qd) | 52 |
| 4.36 | Depósito aluvial epiclástico (Q) | 52 |
| 5.1 | Falla normal Mesa El Rebozo | 57 |
| 5.2 | Falla Presa Plan de San Luis | 58 |
| 5.3 | Falla Mesa Cerrito Prieto | 59 |
| 5.4 | Falla Puente Autopista | 60 |
| 5.5 | Falla Alamitos (panorámica) | 61 |
| 5.6 | Detalle Falla Alamitos | 61 |
| 5.7 | Estereograma y diagrama de roseta de diques de basalto y piroclásticos | 63 |
| 5.8 | Diques piroclásticos | 64 |
| 5.9 | Datos estructurales de 5 fallas normales | 65 |
| 5.10 | Orientación del campo de esfuerzo | 65 |
| 5.11 | Estereogramas: Círculos mayores, densidad y roseta de 5 fallas normales | 66 |
| 5.12 | Estereogramas y diagramas de roseta de pseudoestratificaciones | 69 |
| 6.1 | Diagrama conceptual de los modelos | 72 |
| 6.2 | Estereograma de las actitudes estructurales compiladas | 73 |
| 6.3 | Estereogramas y rosetas de datos estructurales de Tap y Tbc | 74 |
| 6.4 | Características litológicas de las franjas de brecha y cataclasita | 75 |
| 6.5 | Banda de <i>Gauge</i> en franja cataclástica | 76 |
| 6.6 | Bloque diagramático de las fallas normales del margen meridional | 77 |
| 6.7 | Depósitos de material regolítico de escarpes degradados | 78 |
| 6.8 | Indicadores cinemáticos en la Falla Alamitos | 78 |
| 6.9 | Esquema de una rampa de relevo, ligadura de dos planos de falla normales paralelos | 83 |
| 6.10 | Líneas de contorno de máximo esfuerzo cortante normalizadas a los esfuerzos remotos | 84 |
| 6.11 | Modelo de deformación de un graben delimitado por dos fallas conjugadas planares | 91 |
| 6.12 | Modelo de un graben delimitado por un plano de despegue lístrico y una falla conjugada planar | 92 |
| 6.13 | Modelo de un graben delimitado por falla lístrica y falla planar con cámara magmática viscosa | 94 |
| 6.14 | Modelo de graben delimitado por falla lístrica y falla planar con cámara magmática poco viscosa | 96 |
| Tablas | | |
| 1.- | Medición de datos estructurales de la Carta San Francisco | 67 |
| 2.- | Medición de datos estructurales medidos en los afloramientos | 68 |
| 3.- | Factores D/L de once fallas normales | 80 |
| 4.- | Fallas ordenadas por su índice de crecimiento | 81 |

RESUMEN

El Graben de Bledos se encuentra enmarcado en la porción sudoriental del Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), a 42 km al SSW de la Ciudad de San Luis Potosí. Se trata de una depresión tectónica de edad oligocénica orientada NW-SE. Este, a su vez es afectado por el Graben de Villa de Reyes de orientación NE-SW, el cual lo limita diagonalmente a 45° al sudoriente.

Los trabajos cartográficos publicados anteriores al presente, concluyen que esta depresión tectónica representa un semi-graben, dado que su límite norte está bien definido por una falla de ~7 km de longitud, y no se había podido documentar una falla antitética en la parte sur de la misma. Sin embargo, en ellos sólo se documenta la estructura en su porción sudoriental, quedando por definir la parte noroccidental de dicha estructura. El presente trabajo resuelve la cuestión de la continuidad de la estructura en su porción NW y documenta la presencia de un graben completo en ese sector.

El trabajo de cartografía escala 1:20,000 realizados en el área seleccionada para esta investigación, permitió conocer nuevos afloramientos de la Ignimbrita Panalillo Superior, la cual constituye un horizonte índice en la región, permitiendo definir y mapear las trazas de varias fallas escalonadas en ambos márgenes. La presencia de las fallas conjugadas en el sur de esta fosa tectónica, definen la estructura de un graben en sentido estricto.

En el margen septentrional del graben hay una clara definición morfológica de las fallas, con saltos verticales de falla prominentes, mientras que el margen meridional se caracteriza por fallas normales con saltos verticales discretos. Este comportamiento diferencial del proceso del fallamiento en ambos márgenes de la estructura puede ser explicado por dos posibles factores principales, el primero, porque las unidades cortadas por las fallas del margen septentrional son mecánicamente más competentes que las del margen meridional. El segundo posible factor, fue que el plano de falla de la margen meridional durante su subsidencia, generó una serie de fallas escalonadas sin trazas continuas.

I.- INTRODUCCIÓN

I.1.- Introducción

El área de estudio corresponde a una depresión tectónica denominada, como “Graben de Bledos”. Se encuentra enmarcada dentro de un polígono cuadrangular, que abarcan una superficie de 180 km², y se ubicada a 42 km al SSW de la Ciudad de San Luis Potosí, capital del estado del mismo nombre.

Se trata de una cuenca intermontana de origen vulcano-tectónico, orientada sensiblemente NW-SE, limitada al NE por la Sierra de San Miguelito, y al SW por la Sierra de Carranco.

Desde los primeros trabajos de cartografía geológica de esta región, esta depresión natural del terreno se le considero como una cuenca de origen tectónico, probablemente formada durante el mismo proceso del vulcanismo que le dio origen. Sin embargo, el fallamiento normal que caracteriza los bordes de una estructura de esta naturaleza, sólo fueron reconocidos y mapeados a lo largo del margen nororiental de esta depresión (Labarthe-hernández y de la Huerta-Cobos, 1998), sin reconocer una falla conjugada en el borde opuesto, y dejando indefinida la porción noroccidental de esta estructura.

El presente trabajo analiza sólo la porción noroccidental de esta estructura, justo la que quedo indefinida en los trabajos anteriores, los cuales permitieron plantear las siguientes interrogantes:

1. ¿existe o no un semigraben en ese sector?
2. ¿Se prolongan las fallas que definen el hombro norte de la estructura, y se prolonga el semi-graben definido por Labarthe-Hernández y de la Huerta-Cobos (1998) hacia el NW?
3. ¿Se trata de un graben en sentido estricto con fallas conjugadas delimitando un bloque hundido central?

La importancia que reviste el definir la presencia, forma, orientación y la longitud de esta estructura es la de poder dimensionar la intensidad con la cual, los procesos volcánicos y tectónicos interactuaron simultáneamente para configurar una estructura vulcano-tectónica tal, que permite explicar distintos aspectos geológicos a partir de diferentes puntos de vista y criterios de observación.

El resultado de este trabajo permitió dimensionar mejor la amplitud y la forma de esta importante estructura, definiendo por vez primera la geometría de sus planos de falla en cada uno de sus márgenes y la influencia que estos tuvieron para determinar la asimetría que caracteriza a esta estructura.

Las conclusiones de este trabajo también permiten reinterpretar desde una perspectiva de mayor amplitud los procesos geológicos y tectónicos del Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), al ser posible contemplar el Graben de Bledos, como una estructura clave, que permite comprender la distribución superficial y volumétrica de los diversos productos volcánicos emplazados en esta región, así como la complejidad evolutiva del campo de esfuerzo activo, durante los diferentes episodios de deformación tectónica en él registrados.

I.2.- Objetivo

1. Por medio de un análisis estructural y de control estratigráfico, determinar si la estructura vulcano-tectónica del área de Bledos, S.L.P., corresponde a un semi-graben o a un graben.
2. Elaborar un nuevo mapa geológico y dos secciones estructurales a escala de 1:20,000 que permitan reinterpretar las características estructurales del sector noroccidental de la estructura aquí estudiada.

I.3.- Geografía y localización

El área de estudio cubre una extensión superficial de 180 km², comprendida dentro de las coordenadas geográficas 21° 47' 30" -21° 55' 00" de Latitud Norte y 101° 02' 30" – 101° 10' 00" de Longitud Oeste, área circunscrita dentro de la demarcación política del estado de San Luis Potosí, y más particularmente, sobre el extremo occidental del municipio de Villa de Reyes, aproximadamente a una distancia de 42 km al SSW de la Ciudad de San Luis Potosí, como se observa en la Fig. 1.1.

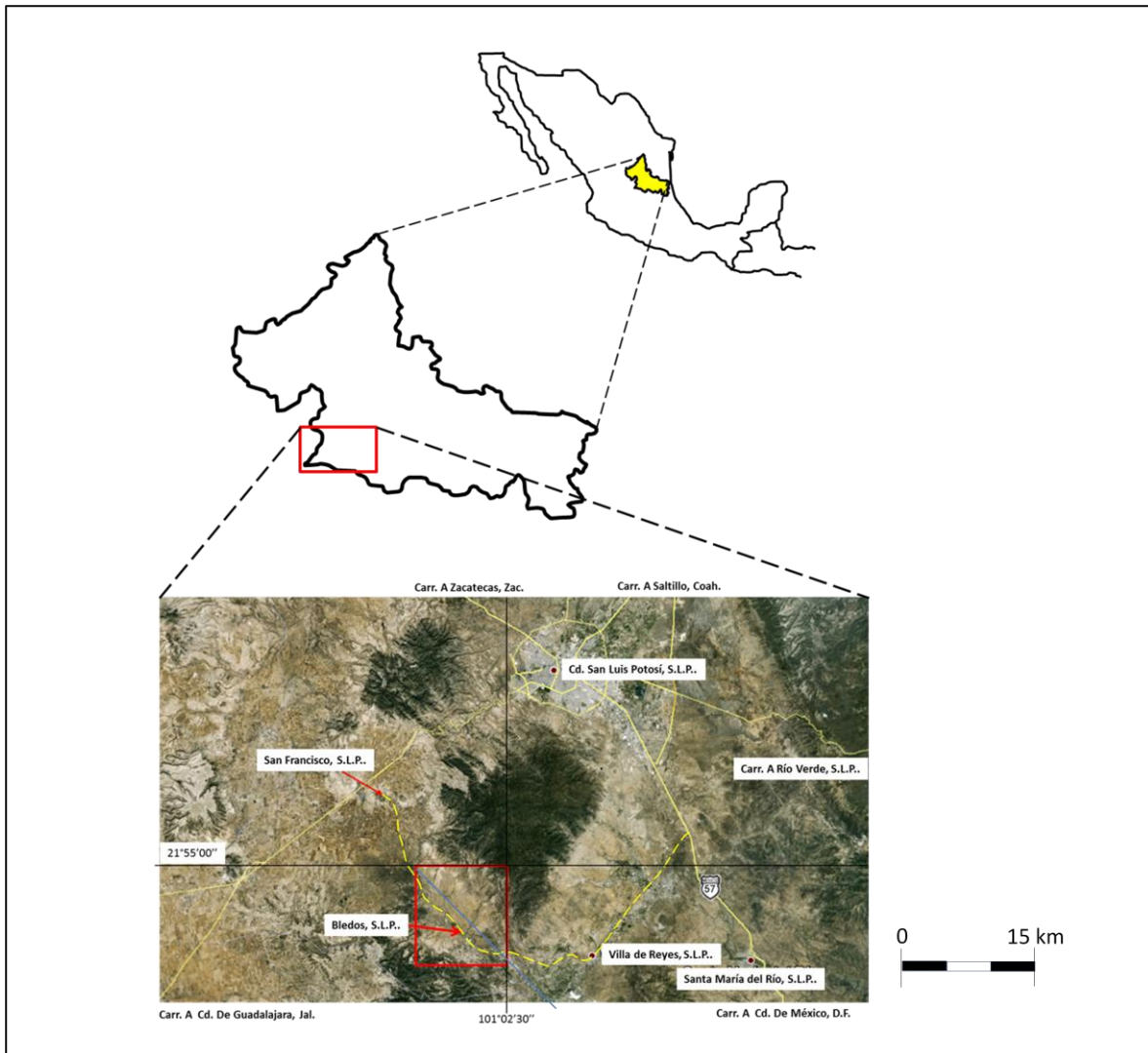


Fig. 1.1.- Localización del área de estudio, y aspecto regional del Campo Volcánico de San Luis Potosí y sus vías de comunicación terrestres (Tomado de Rocha Miranda M.A., 2005).

Dicha superficie comprende principalmente la porción central del Valle de Bledos, una cuenca orográfica mayormente peni-plana que se orienta ligeramente WNW-ESE drenada y denudada por una red fluvial dendrítica que surca la región de NW a SE, un terreno dominado por suaves lomeríos y profundas cañadas que denudan el terreno volcánico de edad terciaria y generan un desnivel topográfico de 550 m, desde la cumbre de la Mesa Potrero Grande, de la Sierra San Miguelito (cota 2400m.), en el extremo nororiental del área de estudio, hasta el cauce del Arroyo San Miguel (cota 1850m.), en las inmediaciones de la localidad El Gramal, en el extremo sudoriental del área de estudio, como se observa en la Fig. 1.2.

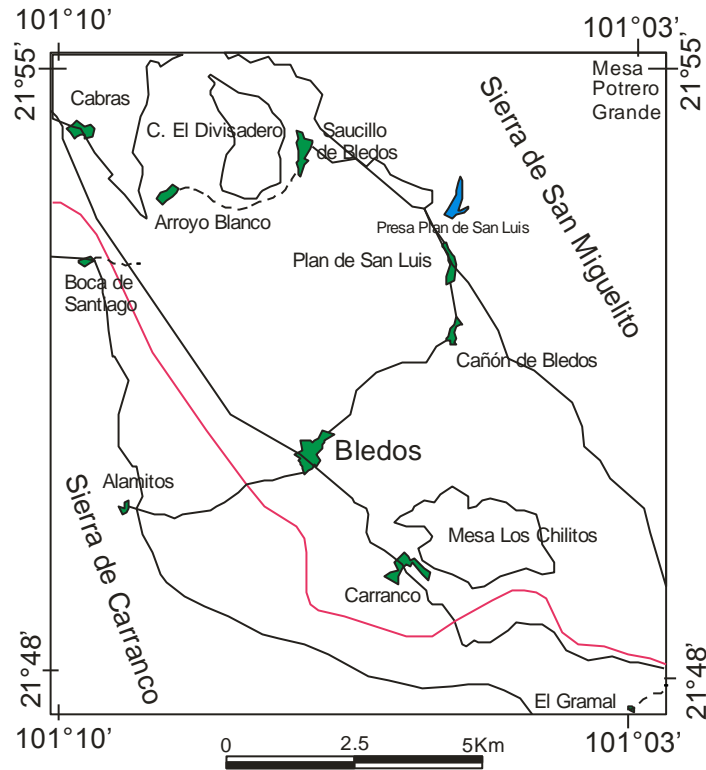


Fig. 1.2.- Ubicación geográfica y toponímica del área de estudio.

I.4.- Antecedentes

Los estudios de cartografía geológica efectuados por Labarthe-Hernández y Triztán-González (1980) y de Rodríguez- Ríos et al. (2004), de la Hoja San Francisco, a una escala 1:50,000. En ella documentan ampliamente la estratigrafía y las estructuras principales de esta región. Así mismo, Labarthe Hernández y Tristán-González (1980) propusieron que esta estructura represente el techo de una caldera *moat* y observan que el extremo NW de esta depresión debió encontrarse a mayor altitud durante el depósito del miembro inferior de la Riolita Panalillo (Tap), ya que esta capa exhibe un acuñamiento en esta dirección y sus espesores son cada vez más pequeños.

En un trabajo de cartografía a mayor detalle (escala 1:20,000), Labarthe-Hernández y Jimenez-López (1992) determinaron que la edad del fallamiento responsable de la formación de esta estructura ocurrió entre el emplazamiento de la Ignimbrita Cantera de (29 Ma), y el

emplazamiento del miembro superior de la Riolita Panalillo de (26.8 Ma), ya que la ignimbrita Cantera esta afallada, y el miembro superior de la Riolita Panalillo cubre las fallas de la porción noreste de esta estructura.

En un trabajo de revisión a semi-detalle (1:20,000), Labarthe-Hernández y de la Huerta-Cobos (1998) concluyen que esta estructura representa una semi-fosa, cuya falla principal de orientación NW-SE a lo largo de su extremo nororiental, puntualizando que dicha falla prácticamente desaparece hacia su extremo noroccidental. Sin embargo también mencionan que los afloramientos del Basalto Cabras a lo largo del límite suroccidental de la semi-fosa, podrían perfectamente interpretarse como una profunda fisura regional por donde pudieren haber sido extruidas dichas lavas.

Rocha-Miranda, (2005), interpretó los rasgos morfológicos de una superficie sensiblemente mayor a la presente área de estudio, planteando la posibilidad de que, esta estructura corresponda a un graben delimitado por dos fallas normales.

Por último, Torres-Aguilera (2005) y Rodríguez-Ríos y Torres-Aguilera (2007) argumentan los aspectos geoquímicos, geocronológicos y petrográficos del vulcanismo bimodal sub-alcalino que se emplazara particularmente durante la formación de esta estructura. No obstante, no mencionaron las características del patrón estructural, que controlara el emplazamiento de estas lavas y de los productos piroclásticos que rellenaron dicha cuenca.

Hasta ahora, se ha determinado de manera fehaciente el limite nororiental de esta estructura, formado por fallas normales mapeadas con suficiente detalle en el trabajo de Labarthe-Hernández y de la Huerta-Cobos (1998). Sin embargo, a lo largo del límite opuesto de la estructura, sólo un pequeño segmento de falla normal presenta dicho carácter conjugado. Dichos autores consideraron que el resto de dicho límite tectónico, aún permanece enmascarado por los mismos depósitos Oligocénicos.

I.5.- Metodología

Se utilizaron los trabajos de cartografía compilados para elaborar un mapa de campo a escala 1:20,000. El análisis estructural se llevo a cabo interpretando los rasgos morfológicos registrados en los planos topográficos a escala 1: 50 000 y 1: 250 000, así como imágenes satelitales Land-Sat TM y “Google Earth”, siempre tomando en cuenta los mapas geológicos ya publicados. El resultado de este análisis guió el trabajo de campo, el cual permitió elaborar y detallar un mapa geológico a escala 1: 20,000 así como dos secciones estructurales paralelas. La interpretación final tanto del mapa como de las secciones se fundamenta principalmente en las observaciones de campo y en el análisis estratigráfico y estructural aquí detallado, aunado a las opiniones de otros autores referidas en el material bibliográfico compilado, como es el caso de las características litológicas y estructurales de las fallas normales aquí documentadas. También se realizó un experimento que permitió esquematizar un modelo, a escala, de la dinámica de la deformación extensional con un material análogo, sobre el cual se logro emular la ruptura del terreno, representando cuatro escenarios de deformación distintos, particularmente donde modelando la interacción entre fallas normales planares y fallas normales lítricas.

Entre otros trabajos de laboratorio, también fueron elaboradas y analizadas petrográficamente distintas láminas delgadas de las diferentes unidades lito-estratigráficas aquí mencionadas, cuyos aspectos mineralógicos y texturales más importantes se observan en las figuras que ilustran las descripciones de cada una de ellas.

Por último se redactó el texto de la presente tesis, el cual fue revisado en reiteradas ocasiones tanto por mis directores, como por mis sinodales y asesores.

I.6.- Hipótesis de investigación

En el presente trabajo se contemplan dos hipótesis de trabajo, la primera es considerar que, la estructura representa un semi-graben, la segunda, que se trata de un graben. Ambas hipótesis pueden analizarse documentando los datos estructurales y los basculamientos de las capas de la unidad denominada “Ignimbrita Panalillo Inferior”, ya que, como lo documentaron Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1992), el fallamiento extensional ocurrió entre los 29 y 27 Ma., es decir, durante el tiempo de depósito de esta unidad. Otros autores que también observaron este

aspecto fueron Aranda-Gómez et al., (2000); Torres-Hernández (2006) y Torres-Hernández (2009), quienes documentaron que, tanto el vulcanismo como el tectonismo sucedieron en forma sincrónica, durante el emplazamiento de esta unidad.

El modelo conceptual que aquí se plantea, es que si las capas estratificadas de los depósitos volcánicos emplazados durante el fallamiento, se basculan preferencialmente en una vergencia, hacia una sola orientación, el acomodo estructural corresponde a un semi-graben. Mientras, que si observamos dos conjuntos de planos que se inclinan con vergencias opuestas, entonces, dicho acomodo corresponde al de un graben.

Torres-Hernández et al., (2006) y Xu et al., (2004 y 2008) utilizaron el modelo del semi-graben para explicar la ocurrencia y el mecanismo de emplazamiento de distintos diques piroclásticos emplazados dentro de las secuencias volcánicas oligocénicas del sector central del Campo Volcánico de San Luis Potosí, así como para dilucidar el comportamiento mecánico rotacional del Sistema de fallas normales San Luis-Tepehuanes, que ejemplifica notablemente las características de deformación extensional tan particulares del sector meridional de la Mesa Central. Sin embargo, un modelo de deformación extensional que conforma una estructura regional tipo graben, explicaría un mayor número de aspectos geológicos y estratigráficos dentro de un área de mucha mayor extensión superficial, además de explicar la ocurrencia de cuantiosos y voluminosos productos volcánicos, así como el emplazamiento y distribución de numerosas zonas mineralizadas y de distritos mineros de importancia económica considerable.

II.- MARCO GEOLÓGICO

II.1.- Geología Regional

La depresión de Bledos es una de las estructuras tectónicas más importantes del Campo Volcánico de San Luis Potosi (CVSLP) y se encuentra en la porción meridional del mismo. El CVSLP se ubica en el sector sudoriental de la “Provincia fisiográfica de la Mesa Central”, la cual se caracteriza por los cuantiosos emplazamientos de domos traquidacíticos y riolíticos oligocénicos (33-28 Ma), así como de volúmenes subordinados de depósitos piroclásticos distribuidos en localidades específicas (Tristán González et al.,(2009) y Aguillón Robles et al, (2009).

El CVSLP también acusa la ocurrencia de un discreto vulcanismo bimodal durante el estadio final de la evolución tectono-magmática de la Mesa Central (Tristán González, 2009). Este vulcanismo consistió en la extrusión casi simultánea, de dos fuentes (regiones) diferentes, que produjeron dos magmas de composiciones distintas: por una parte, un vulcanismo de productos calci-alcalinos y de composición félsica, notoriamente diferenciado (dacitas y riolitas), generado en la base de la corteza continental por efecto de la fusión de una cuña astenosférica en la zona de subducción de la paleo-placa Farallón, mientras que otra fuente distinta producía un magma basáltico sub-alcalino proveniente, igualmente de la base de la corteza, pero escasamente diferenciado. Ambos procesos se vieron favorecidos por la instauración de un régimen distensivo que les dió origen, y que propició sus mecanismos de ascenso, y sus estilos eruptivos característicos, conformando sincronicamente las condiciones mecánicas litosféricas responsables de su deformación (Orozco Esquivel, et al., 2007).

A diferencia de la Provincia Ignimbrítica de la Sierra Madre Occidental, en la Mesa Central, un volumen importante del magma félsico eruptado, fue emplazado en forma de domos de lava dacítica y riolítica, en el CVSLP, el magma félsico adquirió una viscosidad elevada, característica principal del vulcanismo oligocénico en esta provincia, mientras que para la provincia ignimbrítica, dicho magma manifestó una densidad distinta, provocando que el mecanismo de fragmentación durante la actividad eruptiva fuera mayormente eficiente, tal es el caso de los depósitos piroclásticos ricos en cristales, depositados desde luego a menor temperatura. Orozco Esquivel et al. (2007), por esta razón, y por otras consideraciones geoquímicas, que explican los procesos petrogenéticos tan particulares ocurridos en las lavas oligocénicas de la Mesa Central, establecen

que la fuente de estos magmas félsicos debió ser la fusión parcial de la base de la corteza continental, por efecto del incremento de la tasa de deformación distensiva de esta región litosférica.

Otra diferencia notable en este campo volcánico, con respecto a la Provincia Ignimbrítica, es que aquí ocurriera un hiatus volcánico de casi 8 Ma, posterior al cual, irrumpiera un nuevo pulso magmático miocénico, que emplazara volúmenes discretos de lavas de composiciones diversas: basáltica, traquítica y riolítica, aspectos que en la Sierra Madre Occidental no han sido documentados, sino más bien, en otra provincia magmática adyacente, denominada “Provincia Extensional del Golfo”, que para el Mioceno, <23.5 Ma, comparte sus características geoquímicas con las del vulcanismo tipo *SCORBA* (*Southern Cordillera Basaltic-Andesite*) de la Sierra Madre Occidental, y con la geoquímica de los basaltos miocenos del CVSLP (Tristán González, et al., 2009).

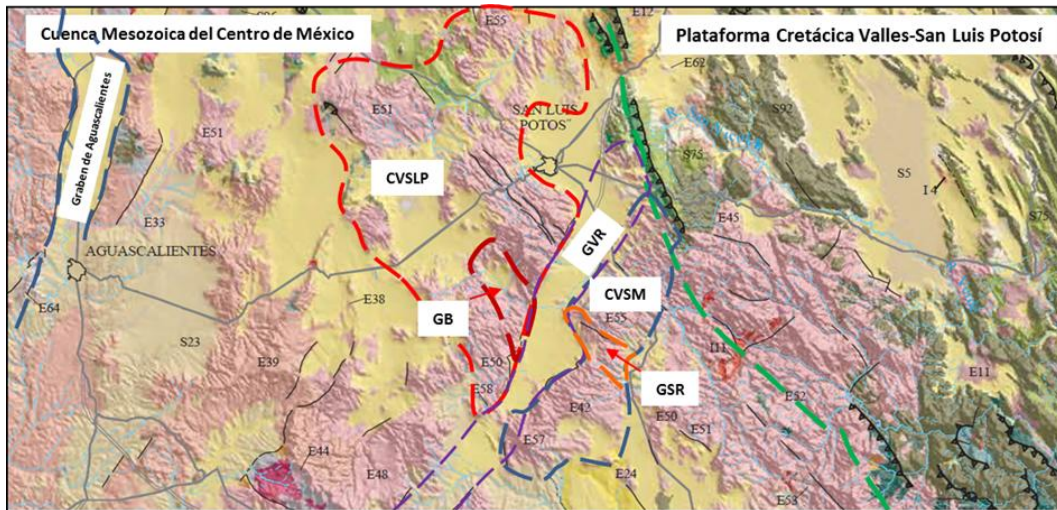


Fig. 2.1.- Elementos paleo-geográficos, campos volcánicos y estructuras vulcano-tectónicas regionales: 1) Plataforma Valles-San Luis Potosí; 2) Cuenca Mesozoica del Centro de México; 3) Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP); 4) Campo Volcánico de Santa María (CVSM); 5) Graben de Bledos (GB); 6) Graben de Santa Rosa (GSR); 7) Graben de Villa de Reyes (GVR); y 8) Graben de Aguascalientes.

En la Fig. 2.1. se observan los campos volcánicos oligocénicos de San Luis Potosí y de Santa María, así como el Graben de Villa de Reyes y el Graben de Bledos que ocurren en la región de frontera de dos elementos paleo-geográficos mesozoicos grandes, la “Cuenca Mesozoica del Centro de México” (CMCM), al poniente del Graben de Villa de Reyes, y la “Plataforma Valles-San Luis Potosí” (PVSLP), al oriente de dicha estructura. Dado que la depresión de Bledos, objeto de estudio de la presente tesis, es una estructura tectónica ubicada al occidente del Graben de Villa

de Reyes, entonces el basamento sedimentario que le corresponde a esta estructura es el de los depósitos areno-arcillosos de la CMCM. Los cuales son expuestos en el hombro occidental del Graben de Villa de Reyes, a tan solo 2.5 km al oriente del límite oriental del área de estudio, correspondiendo a los afloramientos del Cretácico Superior (Coniaciano-Maastrichtiano) de la Formación Caracol, mientras que los afloramientos calcáreos más cercanos de la PVSLP se ubican a 50 km al ENE del área de estudio, y corresponden a los depósitos arrecifales de la Formación El Abra (Aptiano-Cenomaniano) del distrito fluorífero La Salitrera, al noreste del Campo Volcánico de Santa María.

Las secuencias sedimentarias mesozoicas, tanto de cuenca como de plataforma fueron plegadas durante la Orogenia Laramide del Cretácico Superior-Paleogeno, resultando en el levantamiento y exposición subaérea de estos depósitos, que para el inicio del Terciario generaron los sedimentos molásicos de la Formación Cenicera, aflorantes en el arroyo del mismo nombre a 30 km al oriente del área de estudio (Labarthe Hernández et al., 1982).

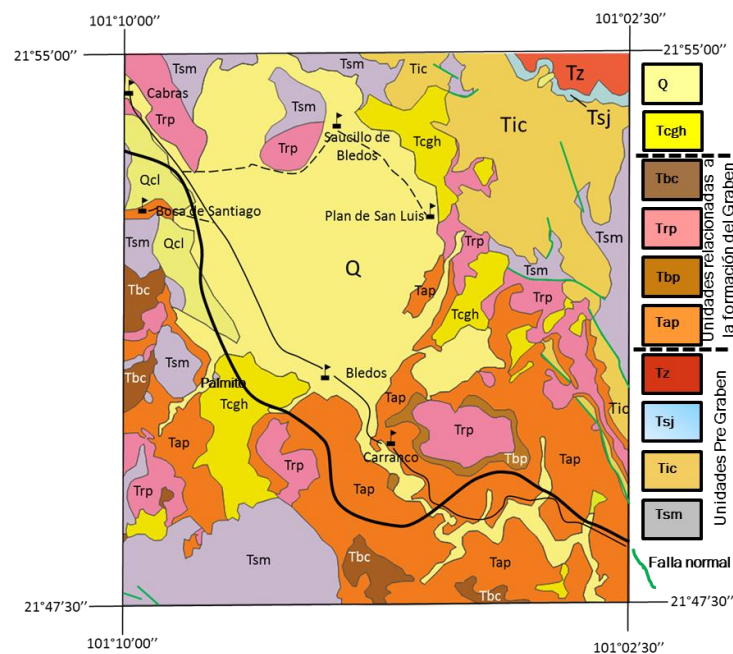


Fig. 2.2.- Plano geológico regional compilado a escala 1:20,000 (Labarthe-Hernández y de la Huerta-Cobos, 1998), que muestra la distribución geográfica de las unidades volcánicas pre-graben: Riolita San Miguelito (Tsm); Ignimbrita Cantera (Tic); Ignimbrita San José (Tsj); Riolita Zapote (Tz); Unidades relacionadas con la formación del graben: Ignimbrita Panalillo Inferior (Tap); Basalto La Placa (Tbp); Ignimbrita Panalillo Superior (Trp); Basalto Cabras (Tbc) y los sedimentos más jóvenes: Conglomerado Halcones (Tcgh) y los sedimentos aluviales no consolidados (Q).

Los productos volcánicos oligocénicos más antiguos tanto de los campos volcánicos de San Luis, como de Santa María representados por las formaciones: Ignimbrita Santa María y Latita Portezuelo afloran en una zona adyacente al extremo oriental, a tan solo 2 km y 3.2 km respectivamente del área de estudio (Labarthe-Hernández y de la Huerta-Cobos, 1998).

Para el Oligoceno, alrededor de los 30 Ma, el emplazamiento de domos ríolíticos y dacíticos, particularmente enriquecidos en F y Sn fue una constante a lo largo de la región denominada “Mesa Central” (Orozco Ezquivel et al., 2007), en cuyo extremo sudoriental se encuentra circunscrita el área de estudio, en la cual, la erupción y extrusión de dichos magmas, obedeció al control estructural de los lineamientos regionales (Fallas normales) que se extienden orientadas principalmente NW-SE y NE-SW, que conformaron prominentes fosas y pilares y otras estructuras vulcano-tectónicas, como es el caso que nos ocupa, (Labarthe-Hernández y de la Huerta-Cobos, 1998), como se observa en la Fig. 2.2.

Cierto vulcanismo andesítico fue emplazado posterior al derrame de los domos félsicos de la Riolita San Miguelito. Las rocas andesíticas de esta unidad (Andesita Calderón), afloran en la zona de intersección de los grabenes de Villa de Reyes y Bledos, en el extremo oriental del área de estudio, al noroccidente de la localidad Calderón, ubicada fuera del área de estudio.

Posterior a estos derrames, se depositaron voluminosos emplazamientos de material piroclástico ignimbrítico, (29 Ma.), que rellenan las depresiones topográficas presentes y peni-planan el terreno, como fue el caso de las ignimbritas Cantera y San José (Labarthe-Hernández y de la Huerta-Cobos, 1998).

Un último episodio eruptivo de derrames de lava riolítica viscosa, formo los domos de la Riolita Zapote (27 Ma), en la porción central y en la parte más alta de los domos de la Riolita San Miguelito, en la Sierra del mismo nombre (Tristán-González et al., 2009).

De manera inmediata ocurre un abrupto incremento en la tasa de deformación cortical (distensiva), y grandes y profundas fallas se propagan y se extienden en dirección NW-SE a lo largo de esta región, facilitando y promoviendo un nuevo magmatismo y vulcanismo de tipo bimodal, responsable del hundimiento de sendos bloques corticales, y que dieron origen a la depresión de Bledos, la estructura aquí estudiada. Las unidades extruidas durante este vulcanismo fueron: la Ignimbrita Panalillo Inferior (Tap), el Basalto La Placa (Tbp), y la Ignimbrita Panalillo Superior (Trp),

de 27.5 Ma., representado por el emplazamiento de una ignimbrita reomórfica de alto-grado (Labarthe Hernández y de la Huerta Cobos, 1998).

Posterior a un hiato volcánico de más de 7 Ma., algunos pulsos de lavas discretos de edad miocena, de distintas composiciones, conforman los emplazamientos de la Riolita Cerro Reina, la Traquita Los Castillos y el Basalto Cabras con edades comprendidas entre 21.8 y 20.1 Ma. (Tristán González et al., 2009). Los afloramientos del Basalto Cabras (Tbc) se circunscriben en la porción occidental y suroccidental del área de estudio. Un carácter geoquímico notoriamente alcalino caracteriza estas lavas, se trata del último episodio volcánico Mioceno documentado en el sector meridional del CVSLP.

Labarthe Hernández y Tristán González (1980), y Labarte Hernández y de la Huerta Cobos (1998) interpretaron un sensible levantamiento tectónico regional, particularmente en la Sierra de San Miguelito, el cual provocó la sedimentación de los depósitos continentales del Conglomerado Halcones (Tcgh), así como un rejuvenecimiento del terreno, en respuesta morfo-tectónica a dicho levantamiento.

Durante el Cuaternario, acumulaciones pequeñas de material pumicítico y tefras finos, (Pumicita El Desierto (Qd), probablemente transportados por el viento, quizás provenientes desde la Caldera de la Primavera, del área de la Ciudad de Guadalajara (Labarthe Hernández y de la Huerta Cobos, 1998), fueron depositados y posteriormente retrabajados acumulándose en pequeños cuerpos sedimentarios al nororiente de la localidad denominada "Providencia", en el extremo sudoriental del área de estudio. Del mismo modo, y al mismo tiempo, también fueron depositados y distribuidos extensamente los sedimentos aluviales y coluviales de esta cuenca, tanto en las porciones más bajas, como en las pendientes más suaves que la bordean respectivamente.

Desde una perspectiva de mayor amplitud superficial, Salinas Prieto et al., (2007) describen otros rasgos geológicos y unidades lito-estratigráficas, que rodean la periferia de la región estudiada, entre ellas destacan los diferentes depósitos evaporíticos y carbonatados de las formaciones: Guaxcamá, El Abra, Tamabra y Tamasopo, donde ocurren litologías de anhidrita, caliza, brecha calcárea y carbonatos arcillosos, que, en la Carta Geológica de México a escala 1:2,000,000 son representadas con la clave nomenclatural "S92", distribuidos al este de la Ciudad de San Luis Potosí.

Otras unidades de extensión superficial considerable, se distribuyen hacia el sur del CVSLP, son las secuencias lávicas y vulcanoclásticas oligocenas "E48" representadas por los emplazamientos andesíticos, dacíticos y riódacíticos tanto lávicos como piroclásticos de la región de San Felipe y San Pedro Almoloyan, al sur del CVSLP. Más hacia el poniente del área de estudio fueron emplazados las ignimbritas y los depósitos piroclásticos oligocenos "E33 y E39" de la Sierra Madre Occidental, que delimitan por el oeste la Provincia de la Mesa Central, caracterizada por la presencia de numerosos domos de composición riolítica, los cuales conforman los hombros orientales del Graben de Aguascalientes, la primera estructura vulcano-tectónica de la Provincia Ignimbrítica de la Sierra Madre Occidental. Al sureste de la Ciudad de Aguascalientes, una importante columna de sedimentos continentales conglomeráticos calcáreo-evaporíticos neógenos "S23" mantean y peni-planan las planicies elevadas de esta región. Posteriormente, los depósitos lacustres limo-arcillosos y arenosos cuaternarios "S5" se sedimentaron en los antiguos lagos y pantanos de la región noroccidental de la cabecera municipal de Rioverde y Ciudad Fernández de la zona intermontana de la Plataforma Cretácica Valles-San Luis Potosí, al este del área de estudio. Por último, los troncos intrusivos porfiríticos de composición monzonítica, granodiorítica y cuarzo-monzonítica "I11", atraviesan una gruesa secuencia de derrames félsicos, Riódacita El Carmen, e intermedios, Serie Potrerillos, que rellenan una probable zona caldérica oligocénica denominada Caldera de Milpa-Grande "E52", que se extiende al oriente del Campo Volcánico de Santa María (CVSM), sobre los depósitos carbonatados de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Salinas-Prieto et al., 2007), como se observa en la Fig. 2.1.

III.- MARCO TECTÓNICO

Desde el punto de vista tectónico, toda esta región queda circunscrita en la “Provincia Tectónica de Cuencas y Sierras de Norteamérica” (*Basin and Ranges*), en el sector meridional de la misma. Esta provincia se extiende desde el extremo oriental de los estados de Washington y Oregón, y occidental de Idaho, en los Estados Unidos de América (Sullivan R.K., et al., 1991), prolongándose hacia el sur, por toda la región suroccidental del continente norteamericano, hasta el límite septentrional de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), en los estados de Nayarit, Jalisco, Zacatecas, Guanajuato, Querétaro e Hidalgo del centro de México, bordeando las vertientes oriental y occidental de la Sierra Madre Occidental (Ferrari et al, 2005; Moore et al, 1994; Henry y Aranda Gómez, 1992).

Al este del área de estudio, a sólo 35 km, ocurre el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) (Alaniz Álvarez et al, 2002) que consiste en un juego de fallas de orientación NNW-SSE reactivadas sobre la margen occidental del basamento subyacente de la Sierra Madre Oriental. Este juego de fallas de edades Eoceno, Oligoceno, y Mioceno, por su orientación, se traslapa diagonalmente al Graben de Villa de Reyes, al oriente de la Ciudad de San Luis Potosí, para enseguida continuar su rumbo en dirección norte a lo largo de la Mesa Central. Esta falla, entonces señala el límite entre las provincias geológicas arriba mencionadas, así como el límite oriental de los depósitos vulcano-sedimentarios del Cretácico Inferior del Terreno Guerrero (TG), los sedimentos de cuenca profunda del Cretácico Superior de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM), al poniente, y los sedimentos carbonatados de la Plataforma Cretácica Valles-San Luis Potosí (PCVSLP), al oriente (Alaniz Álvarez y Nieto Samaniego, 2005).

Inmediatamente y adyacente, al oriente de nuestra área de estudio, se encuentra el rasgo tectónico más prominente de toda la Mesa Central, el Graben de Villa de Reyes, una estructura de 112 km de longitud por 20 km de amplitud (en promedio), pero que ocasionalmente se extiende hasta los 30 km de anchura, se encuentra orientado NE-SW, en la cual se encuentran emplazados los domos oligocénicos de composición traqui-dacítica, traquítica y riolítica más antiguos de los Campos Volcánicos de San Luis Potosí (CVSLP), y del Rio Santa María (CVRSM) (Tristán González, 1986), los cuales, por su composición geoquímica característica, señalarían una voluminosa fusión de las rocas sub-corticales (Orozco Esquivel et al, 2002), que encontraron una vía hasta la

superficie, en sincronía con la actividad del intenso campo de esfuerzos del Terciario Medio, cuya geometría, bien puede interpretarse, como la respuesta a la influencia del borde de un bloque del basamento profundo (Tristán González, Comunicación personal). No obstante, estos mismos rasgos son interpretados por Henry y Aranda Gómez, (1992) como los grabenes formados por los esfuerzos distensivos, generados por el borde de la Placa Norteamericana interactuando contra la paleo-placa Farallón, durante la desaceleración y el cese de su subducción hace 30 Ma, a lo largo del litoral occidental de Norteamérica.

Esta estructura corta diagonalmente por su extremo sudoriental, la depresión vulcano-tectónica del Graben de Bledos. Sin embargo, a tan sólo 15 km al ESE del área de estudio, Torres Hernández y Montoya Castillo (2012) establecen las relaciones estructurales y estratigráficas entre las rocas volcánicas del Graben de Santa Rosa y las del Graben de Villa de Reyes, en la zona de intersección de ambas estructuras. Desde una perspectiva de mayor amplitud, El Graben de Santa Rosa, aunque más angosto, pudiera ser la prolongación sudoriental del Graben de Bledos. Aquí, los autores arriba mencionados, observaron los afloramientos de la Ignimbrita Panalillo del Graben de Santa Rosa desplazados y hundidos rellenando parcialmente la depresión del Graben de Villa de Reyes. Esta observación les permite establecer el orden cronológico en el cual se formaron dichas cuencas tectónicas. Así, el Graben de Santa Rosa es afectado por el tectonismo del segundo, seccionándolo casi perpendicularmente durante la instauración del campo de esfuerzos ortogonal ya mencionado, durante una etapa de evolución tardía de dicho campo.

Sin embargo, tiempo antes, Nieto Samaniego et al, (1999), en el apartado *GSA Data repository* de dicho trabajo plantea en forma de apéndice la explicación del modelo tridimensional de esfuerzos de (Krantz, 1998), en el cual sugiere y argumenta los motivos para aplicar “el modelo del eje particular”, para la solución de la cantidad de extensión en el sistema de fallas que afectan la Sierra de San Miguelito (San Luis de la Paz- Salinas de Hidalgo) y que utiliza para generalizar a toda la Provincia fisiográfica de la Mesa Central. Se trata de un modelo de cuatro planos de falla en arreglo simétrico ortorrómbico cuyos movimientos de acomodamiento simultáneos son tri-axiales y no-rotacionales, donde uno de ellos, el eje particular de acortamiento de esfuerzo es ε_3 y los demás ejes son similares y viceversa. Así, y asumiendo ningún cambio de volumen y una deformación positiva, donde $\varepsilon_1 > \varepsilon_2 > \varepsilon_3$ y 2α es el ángulo entre la traza de la falla y el plano de falla similar intermedio. Entonces, de esta forma y partiendo de la ecuación $(1 + \varepsilon_1)(1 + \varepsilon_2)(1 + \varepsilon_3) = 1$ y utilizando el valor principal del factor esfuerzo $\kappa = -0.45$ en esta ecuación e

introduciendo los valores calculados de $\varepsilon_3 = -0.25$ obtenemos un $\varepsilon_1 = 0.2$ y un $\varepsilon_2 = 0.11$. Así estos valores representan la deformación total del sector meridional de la Mesa Central sin tomar en cuenta la transferencia de materia debido al magmatismo.

A 125 km al occidente, otro límite fisiográfico relevante es señalado por un importante rasgo topográfico, el Graben de Aguascalientes, a partir del cual, hacia el poniente se extiende la prominente Sierra Madre Occidental (Nieto Samaniego et al., 2005), la cual es afectada principalmente por un conspicuo tectonismo distensivo, que conformo una serie de rasgos tectónicos oligocénicos y miocénicos en forma de cuencas y pilares tectónicos mayoritariamente orientados NNE-SSW y N-S, presentes desde este graben y distribuyéndose hacia el oeste, hasta desaparecer sepultados bajo la cubierta sedimentaria de la Planicie Costera del litoral Pacífico en el estado de Nayarit (Ferrari et al, 2005; Nieto Samaniego et al, 1999).

En un meticuloso análisis cronológico de las anomalías paleo-magnéticas, de las rocas basálticas de la corteza oceánica, al suroccidente del continente norteamericano, Atwater, (1970) reconstruye, y ensambla un modelo de la evolución paleo-geográfica de este borde continental. En él, utiliza las diferentes técnicas de análisis del movimiento de los diferentes segmentos de las placas litosféricas del fondo oceánico: Placa Pacífica, Placa Juan de Fuca, Placa Farallón, Placa de Kula y el Continente Norteamericano, y logra esquematizar, la historia del movimiento de cada una de las placas analizadas, pudiendo de esta forma, entender el proceso de la deriva continental, así como los procesos de distensión cortical del *Basin and Ranges* del suroccidente norteamericano, de la colisión de las dorsales oceánicas contra la paleo-trinchera terciaria, la trayectoria geográfica de los antiguos puntos triples (puntos de intersección de tres placas litosféricas), y la relación que ellas tuvieron con respecto a la antigua zona de subducción, y la más reciente actividad transformante de la Falla de San Andrés, no más antigua de 30 millones de años, así como la evolución tectónica, que todos estos elementos tuvieron a lo largo de los últimos 80 millones de años.

En este estudio, la autora logro detectar la edad del fracturamiento de un gran segmento de la Paleo-Placa Farallón, al occidente del litoral californiano, desde hace 32 millones de años, en la región que ahora es delimitada por las zonas de fractura Pioneer y Murray, en cuya traza, se instaló una nueva cordillera dorsal, que por su dinámica divergente, desacomoda y modifica extensamente las trayectorias de varios elementos tectónicos circundantes, algunos de sus efectos consistieron en provocar la colisión de dicha dorsal contra la antigua trinchera, de tal forma, que la

extensión superficial de la Paleo-placa Farallón se consumía rápidamente por efecto de la subducción, la cual, hacia los 24 Ma, esta última casi desaparece de la superficie entre las zonas de fractura Murray y Mendocino. Sin embargo, antes de que estas condiciones se dieran, la deriva de la Placa de Kula hacia la Trinchera Aleutiana, desde la instalación de un punto triple, a partir del cual, las placas Farallón, Kula y Norteamericana se separaban entre sí, donde fue posible estimar la dirección y la tasa de divergencia entre las placas Farallón y Kula, dados los espaciamentos entre las anomalías magnéticas de estas últimas, entre los 75 y 63 Ma.

Un último planteamiento en el trabajo de Atwater, (1970) fue, que la configuración de esta nueva geometría pudo influenciar lo suficiente en la dinámica de esta región, que entre las placas de Kula y Norteamericana debió existir un movimiento lateral derecho muy importante. De esta forma, entre el final del Cretácico y el principio del Terciario, quizás debió darse un episodio de actividad temprana (pre-Terciario tardío), en el fallamiento lateral de la Falla San Andrés, el cual pudo eventualmente desplazar los terrenos geológicos mesozoicos de esta región,

Toda esta intrincada interacción de vectores afectó, tanto los fondos oceánicos como la litosfera continental, de forma tal, que para los 32 Ma., un nuevo proceso distensivo también debió instalarse a lo largo y ancho de toda la corteza continental mexicana. Sin embargo, muy probablemente, haya sido en la región de la Mesa Central, donde y por efecto de los márgenes tectónicos del basamento profundo, se dieron las primeras manifestaciones del magmatismo y vulcanismo durante el proceso de reactivación de estas estructuras subyacentes (Tristán González 2013, comunicación personal). Prueba de ello, son las características geoquímicas tan particulares de los magmas extruidos en esta región, donde el emplazamiento de lavas viscosas dio origen a los domos oligocénicos, y a su distribución geográfica tan estrechamente relacionada a lineamientos regionales y a fallas normales importantes (Orozco Esquivel et al 2002; Aguillón Robles et al, 2009; Tristan González et al, 2009; y Rodríguez Ríos et al, 2013).

Por otra parte, también es necesario mencionar, que apenas, un poco más atrás en el tiempo geológico, en el Terciario Temprano, un tectonismo trans-tensional configuró una serie de bloques levantados, así como una serie de cuencas tectónicas características de la Mesa Central, durante el Paleoceno y el Eoceno temprano, donde nuevamente, un conspicuo magmatismo y un vulcanismo se hacen presentes sincrónicamente, junto con tan singular deformación, responsable de la formación de las cuencas *pull-apart* y del vulcanismo andesítico de la zona de Ahualulco, y del emplazamiento de los domos riolíticos, rellenando dichas cuencas, a lo largo de esta región

(Tristán González, et al., 2009), una región ubicada a escasos kilómetros más al norte de nuestra área de estudio.

Por otra parte, Aranda-Gómez y McDowell, (1998) describen pormenorizadamente el arreglo rombohedral de los bloques afallados, levantados y erosionados, así como las características deposicionales de los sedimentos clásticos continentales sin-tectónicos de la región del distrito minero de Guanajuato, que dan idea del evidente tectonismo del Paleogeno del Centro de México. En este estudio observaron bloques basculados al SW a lo largo de un tren estructural de rumbo NW. Un segundo juego de fallas más jóvenes orientadas al NE bascularon los bloques al SE, dicho proceso distensivo continuo incluso posterior al depósito de la "Ignimbrita La Bufa" de 37 Ma (K-Ar). Evidentes diferencias entre el conglomerado y la Formación Calderones (entre los 37 y los 30 Ma.), parte de los depósitos volcánicos que sobreyacen concordantemente al Conglomerado Rojo de Guanajuato, acusan al menos 13° de inclinación y una rotación no menor de 20° antes de los 37 Ma. El basculamiento NE de la Formación Calderones indicando que la extensión subsecuente reactivó preferencialmente las fallas orientadas al NW. Esta secuencia de eventos deformacionales conformaron el patrón de bloques rombohedral típico de esta región. No obstante, en otras regiones del centro de México, también es evidente, aunque, en localidades dispersas, el tectonismo distensivo que sedimentó numerosos depósitos de lechos rojos pre-terciarios, que subyacen los depósitos volcánicos del Eoceno-Oligoceno.

Desde la perspectiva del análisis estructural Xu et al., (2004) y (2008) estudiaron el tren de fallas normales denominado Sistema de Fallas San Luis-Tepihuanes (SFSLT) que afecta principalmente a la Sierra de San Miguelito en su porción central, al sur y suroccidente de la Ciudad de San Luis Potosí, en donde lograron determinar el origen de la rotación de los bloques afallados así como estimar la extensión regional de este sistema. En el primer trabajo demostraron que la rotación de cuerpos rígidos no es el mecanismo principal del fallamiento en domino, más bien, proponen un acomodamiento de corte vertical o inclinado por deslizamiento de fallas menores. Calcularon la cantidad de esfuerzo contemplando un corte vertical ($e_v \sim 0.20$), valor similar al de otras mediciones en la región. La extensión de las capas requerida en este modelo se aproximó al 33% de la extensión horizontal total. Sin embargo asumiendo una geometría auto-similar de los desplazamientos de falla, observaron que el esfuerzo requerido en la capa de este modelo puede ser liberado por las fallas más pequeñas. No obstante, si el modelo utiliza la rotación del cuerpo

rígido, el alargamiento resulta subestimado hasta un 9%, demostrando además que este modelo también es útil en los terrenos volcánicos.

En el segundo trabajo documenta la dirección de la traza de las fallas y de los ejes mayores de los domos riolíticos, así como la evolución geométrica de las fallas, demostrando que la inclinación de las capas es controlada por la rotación de los bloques, igualmente observó que los perfiles de las capas inclinadas son irregulares y alveoladas probablemente debido a la conexión de diferentes segmentos de falla durante su crecimiento, las fallas tienen mecanismos de fractura tipo I y II, siempre tomando en cuenta la inclinación inicial calculada de cada falla. También estudiaron la relación entre el desplazamiento máximo “D” y la longitud de la traza de la falla “L”, mostrando un diagrama D/L disperso, diferenciando los valores $0.1 < D/L > 0.1$ como criterio de clasificación. Ambos grupos de fallas resultan de la influencia, tanto de los efectos de su crecimiento, como de su muestreo; pero los factores principales que controlaron el índice D/L fueron las interacciones entre ellas y su acoplamiento entre sí, la rotación de los bloques de falla, su mecanismo inicial, el tipo de roca, y los efectos erosivos locales.

Por último, Nieto Samaniego, et al., (2005) menciona y describe los aspectos más generales de las distintas tipologías de yacimientos minerales económicos, y de las manifestaciones minerales más importantes, emplazadas y distribuidas a lo largo y ancho de la provincia fisiográfica de la Mesa Central, y más particularmente de los depósitos metalíferos asociados genéticamente a las grandes estructuras tectónicas, que delimitan regionalmente esta importante provincia. Entre los cuantiosos depósitos económicos aquí mencionados se destacan por su proximidad al área de estudio y por su muy probable control estructural con las zonas de fallas normales aquí descritas, las rocas volcánicas mineralizadas con vetillas de estaño (Sn) de las localidades de Villa de Reyes y Villa de Arriaga en San Luis Potosí, así como la de Tlachiqueros, Guanajuato, los depósitos fluoritíferos *Mississippi Valley Type (MVT)* de “Las Cuevas” (Municipio de Villa de Zaragoza) y de “El Realito”, Gto., este último también enriquecido en Sb, Ag, Pb, y por último, el depósito tipo Skarn del Cerro de San Pedro, S.L.P., (Ag-Au), así como el depósito de carácter epitermal del Mineral de Pozos, Guanajuato (Ag-Au-Bi-Se-Zn), todos ellos emplazados entre los 36 y los 24 Ma, temporalidad de la metalogénesis regional.

IV.- ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA DEL GRABEN DE BLEDOS

IV.1.- Estratigrafía del área de Bledos, S.L.P.

La descripción de las diferentes unidades mapeadas en el presente fue el resultado de observaciones directas, donde se presenta una síntesis de los aspectos estratigráficos más relevantes de cada unidad, los mismos que fueron de utilidad para determinar sus facie vulcanológicas dentro del contexto de la evolución geológica del área, y que fueron determinantes para ubicar y definir la magnitud de las fallas geológicas que delimitan el Graben de Bledos. Por esta razón fue fundamental describir con suficiente detalle cada una de las características estratigráficas de las unidades geológicas dentro del área de estudio.

En el presente apartado se describen en orden cronológico, de la base a la cima, las unidades aflorantes en el área de estudio, cuyas características generales se sintetizan en la Fig. 4.1, una columna estratigráfica compuesta.

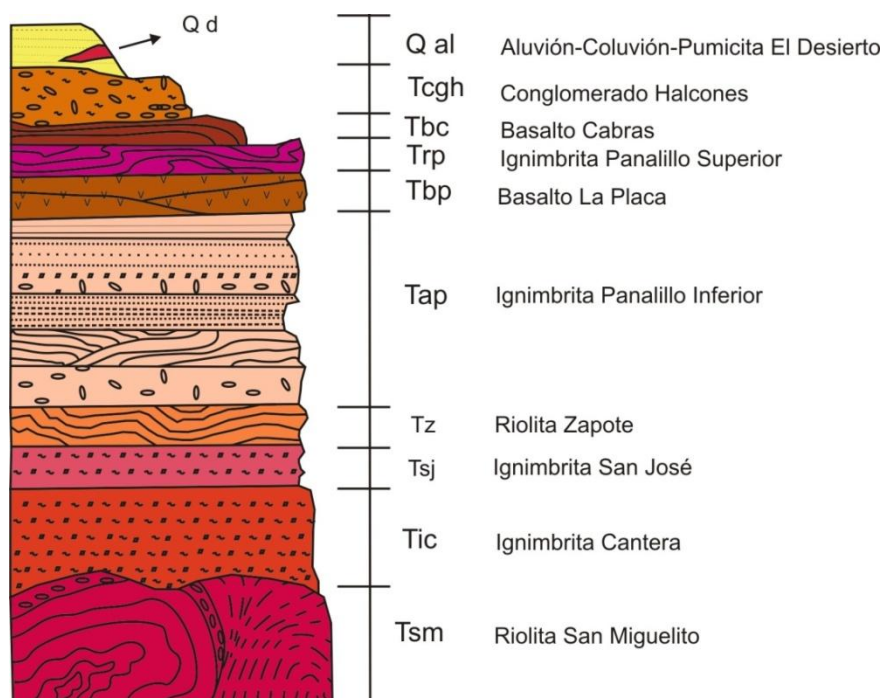


Fig. 4.1.- Columna estratigráfica compuesta del 3rea de estudio, representando la superposici3n de las diferentes unidades lito-estratigr3ficas dispuestas en orden cronol3gico.

IV.1.1.- Riolita San Miguelito (Tsm) 30.0 ± 1.5 Ma.

Unidad compuesta por lavas de composición riolítica de edad oligocénica, las cuales forman estructuras dómicas grandes. Esta unidad fue originalmente descrita por Labarthe-Hernández y Tristán González (1978), y propuesta formalmente como formación Riolita San Miguelito por Labarthe Hernández et al. (1982), donde su localidad tipo se ubica en la región septentrional de la Sierra de San Miguelito. Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1992) subdividen a esta formación en cuatro unidades: Tefra basal (Tsmb), Brecha de desintegración (Tsmo), Riolita desvitrificada central (Tsm) y caparazón (Tsmc), como se observa en la Fig. 4.2. Volumétricamente representa el derrame lávico Oligocénico de mayor importancia, y aflora principalmente a lo largo de los extremos, septentrional, occidental, oriental y suroccidental del área mapeada.

En lo general, el contacto inferior de esta unidad no se ha observado en el área de estudio, aunque Labarthe-Hernández y de la Huerta-Cobos (1998) lo mapearon discordantemente sobre la Formación Latita Portezuelo en el Cerro Pelón, a sólo 4.5 km al oriente del margen oriental del área de estudio, y sobre la Formación Riolita Quelital, en el Cerro Las Águilas a sólo 2.5 km al oriente del mismo margen, hacia el noreste del pueblo de Bledos.

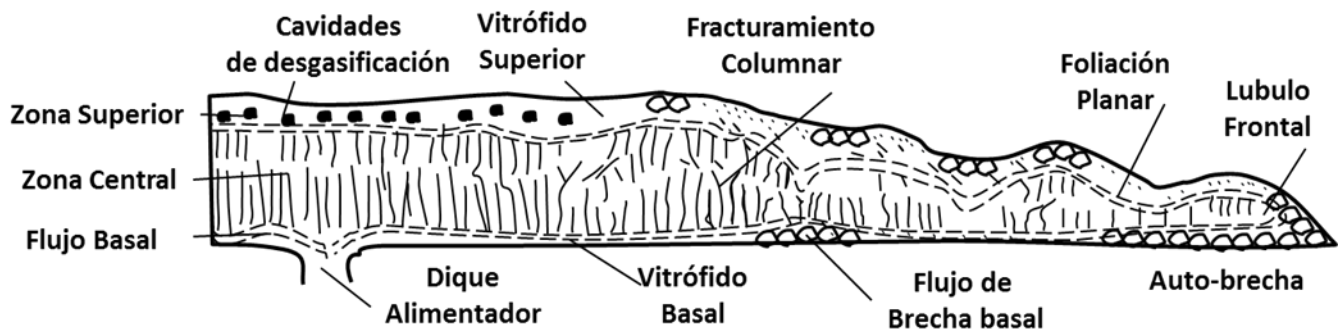


Fig. 4.2.- Diagrama de Bonnichsen y Kauffman (1987) de un flujo riolítico en sección longitudinal. La Riolita San Miguelito presenta características que se ajustan muy bien a este modelo

Descripción de las 3 unidades de la Riolita San Miguelito:

Brecha de desintegración

Una brecha de clastos y bloques de material vitrofírico de color negro y gris oscuro inmersos frecuentemente en roca riolítica desvitrificada y masiva, cuyos clastos se componen de agregados de minerales cuarzo-feldespáticos en arreglo textural vitroclástico, conforman el elemento estratigráfico y estructural de la base de estos emplazamientos lávicos, ya que por lo general, se emplazan en las porciones inferiores y frontales de cada derrame, generando de esta forma la brecha de desintegración del caparazón vitrofírico, (*Crumble breccia*) durante el avance del lóbulo frontal del derrame (Labarthe Hernández y de la Huerta Cobos, 1998). Ver Fig. 4.3.

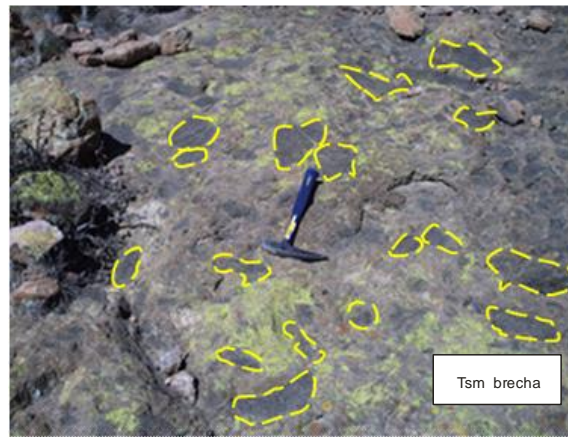


Fig. 4.3.- Brecha de desintegración de la Riolita San Miguelito en las inmediaciones de Saucillo de Bledos, en el extremo septentrional del área de estudio.

Flujos riolíticos desvitrificados

Los flujos masivos presentan estructura columnar hacia las partes altas. En su base, dichos flujos exhiben una estructura fluidal, como se observan en la Fig. 4.4.

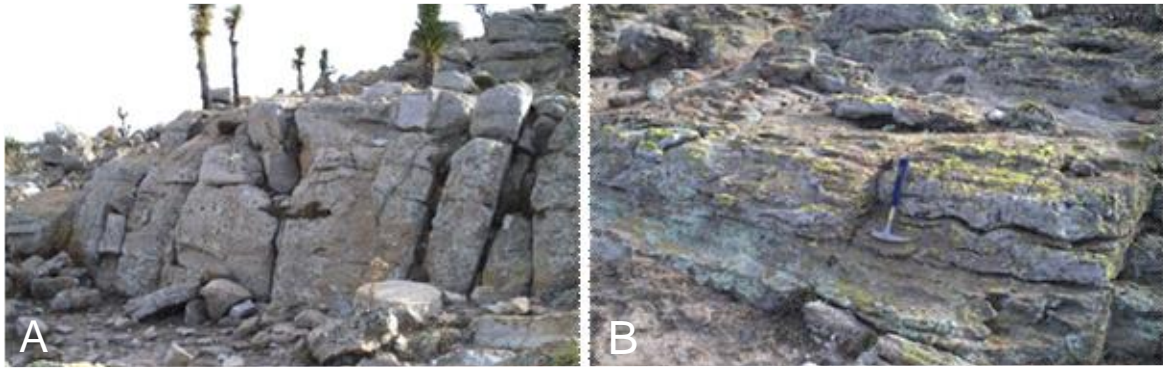


Fig. 4.4.- Aspecto megascópico de los flujos masivos de riolita desvitrificada en los afloramientos del Cerro El Divisadero, porción central del extremo septentrional del área de estudio. En **A.-** Se observan los derrames que exhiben una estructura columnar hacia la cima del afloramiento, y en **B.-** los derrames planares en la base de los mismos afloramientos. Martillo 30 cm.

Dos láminas delgadas fueron descritas a partir de las muestras de mano, de los afloramientos del Cerro El Divisadero, ambos flujos riolíticos desvitrificados exhiben al microscopio una microtextura porfírica, cuya matriz se muestra profusamente desvitrificada con abundantes microcristales alineados paralelamente a la foliación de flujo (fluidal). Fenocristales sub-hedrales y anhedrales de 1 a 2.5 mm de Cuarzo > Plagioclasa (Oligoclasa) se observan dispersos en la matriz desvitrificada. El grado de desvitrificación es variable.

Observar las diferencias mineralógicas entre los flujos laminares y los flujos masivos columnares de Tsm en el Cerro El Divisadero como se aprecia en las Fig. 4.5 y 4.6.

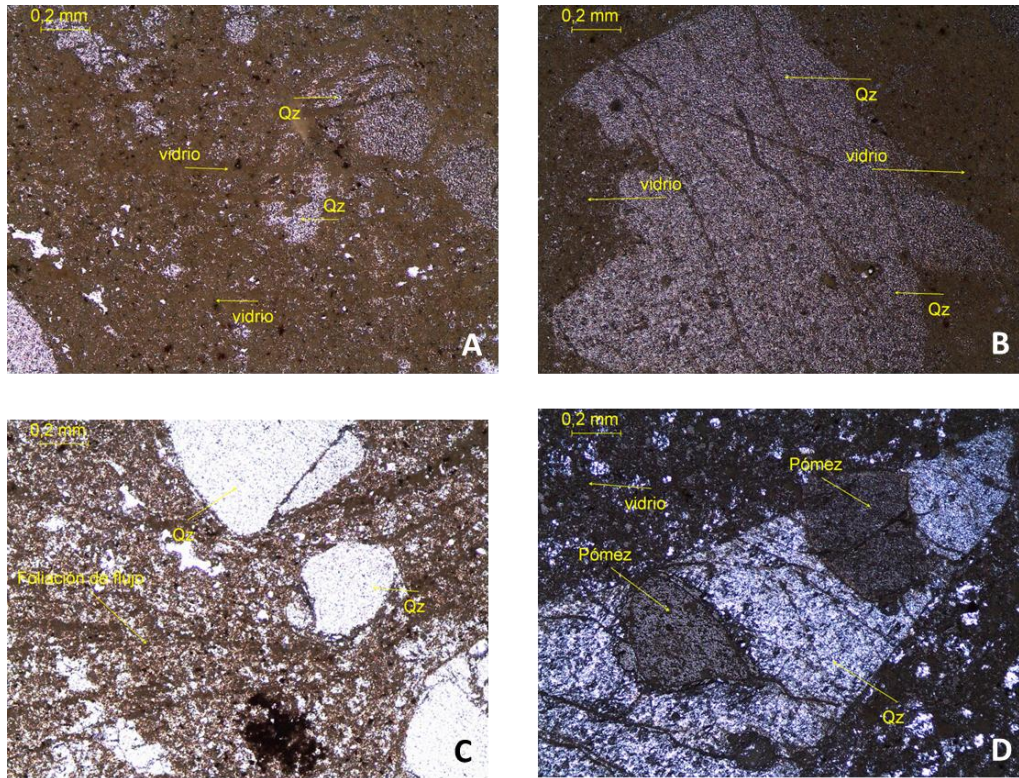


Fig. 4.5.- Fotomicrografía del flujo riolítico desvitrificado laminar, muestra Tsm-1. Objetivo 5X **A)** Matriz desvitrificada con numerosos micro-cristales y fenocristales de cuarzo (Luz natural). **B)** Fenocristal sub-hedral de cuarzo de 1.5 mm de longitud (Luz polarizada). **C)** Foliación de flujo afectando la orientación de los micro-cristales de la matriz desvitrificada (Luz natural). **D)** Gran fenocristal de cuarzo en contacto con fragmentos de pómez de hasta 0.4mm de longitud.

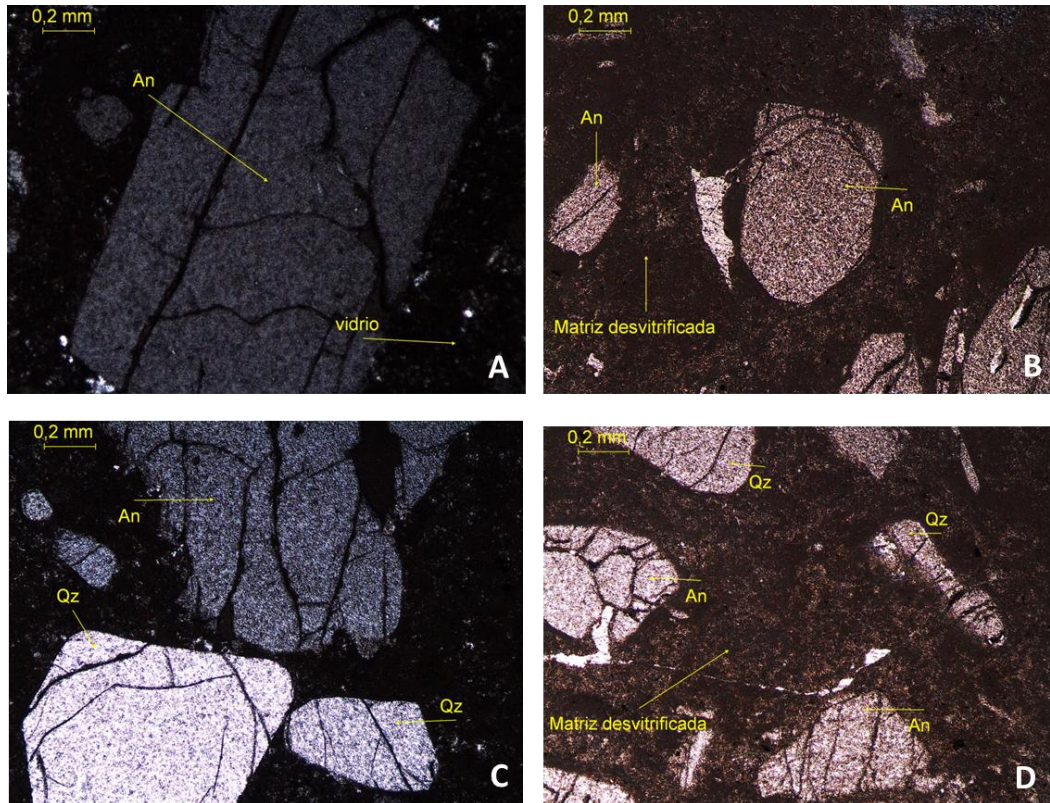


Fig. 4.6.-Fotomicrografía del flujo riolítico desvitrificado columnar, muestra Tsm-2 (objetivo 5X). **A)** Fenocristal euhedral de Andesina (Luz polarizada). **B)** Fenocristales sub-hedrales de Andesina embebidos en la matriz desvitrificada (Luz natural). **C) y D)** Fenocristales fracturados de Andesina y Cuarzo embebidos en la matriz desvitrificada (Luz polarizada y natural).

Caparazón de los flujos riolíticos

Donde es posible observar el caparazón de algunos flujos, es común observar las siguientes características: consisten de vitrificado negro a gris oscuro, bandas de desvitrificación de 2 a 10 cm de espesor paralelas a la foliación de flujo, así como la formación de litofisas de 3 a 60 cm de diámetro. En el Cerro El Divisadero, al oeste del saucillo de Bledos es posible estimar más de 10 m de espesor de este caparazón, ver Fig. 4.7.

Los afloramientos más importantes de esta formación se encuentran en las porciones nororiental y suroccidental del área de estudio, tanto en la parte central de la Sierra de San Miguelito, así como en la Sierra de Carranco (Ver mapa geológico).



Fig. 4.7.- Mineralización en fase de vapor (litofisas grandes >3cm) que caracterizan los caparazones de la Riolita San Miguelito.

IV.2.1.- Ignimbrita Cantera (Tic) 29.0 ± 1.5 Ma.

Sobrayaciendo discordantemente (por erosión) a la Riolita San Miguelito, se depositaron los cuerpos ignimbríticos que cubrieron una superficie mayor a los 300 km², que Labarthe et al., (1982) denominaron Ignimbrita Cantera. En dicho trabajo la definen formalmente como formación, indicando el Arroyo La Cantera como localidad tipo, a 25 Km al noreste del poblado de Arroyos, S.L.P. En el área de estudio esta formación sólo aflora en el extremo noreste de la misma.

De la base a la cima, la Ignimbrita Cantera consta de un vitrófido negro basal y de tres miembros con diferentes grados de soldamiento; los miembros muestran en orden ascendente soldamiento parcial, soldamiento denso, y nuevamente soldamiento parcial. El color de cada miembro es rosa oscuro en el primero, café claro en el segundo, y nuevamente rosado, en el último. En el área de estudio, el espesor de esta unidad varía entre los 30 y 300 metros, conformando depósitos masivos. La porción superior de estos depósitos exhibe una notoria desvitrificación, mayor mineralización en fase de vapor, y un mayor porcentaje de fenocristales de cuarzo y sanidíno (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Al norte de la Presa Plan de San Luis, en las inmediaciones de la Falla Mesa del Rebozo se tomó la muestra Tic-1, en cuya lámina delgada se observó una micro-textura piroclástica, eutaxítica y fluidal constituida principalmente de fragmentos de pómez > cuarzo > biotita > magnetita embebidos en una matriz de vidrio parcialmente desvitrificada, cuyos micro-cristales en su

acomodo denotan cierta foliación de flujo. Algunos fenocristales subhedrales de biotita se muestran alterados a magnetita de hasta 0.2 mm de largo. En este afloramiento eventualmente es posible apreciar un grado alto de soldamiento, como se puede observar en la Fig. 4.8.

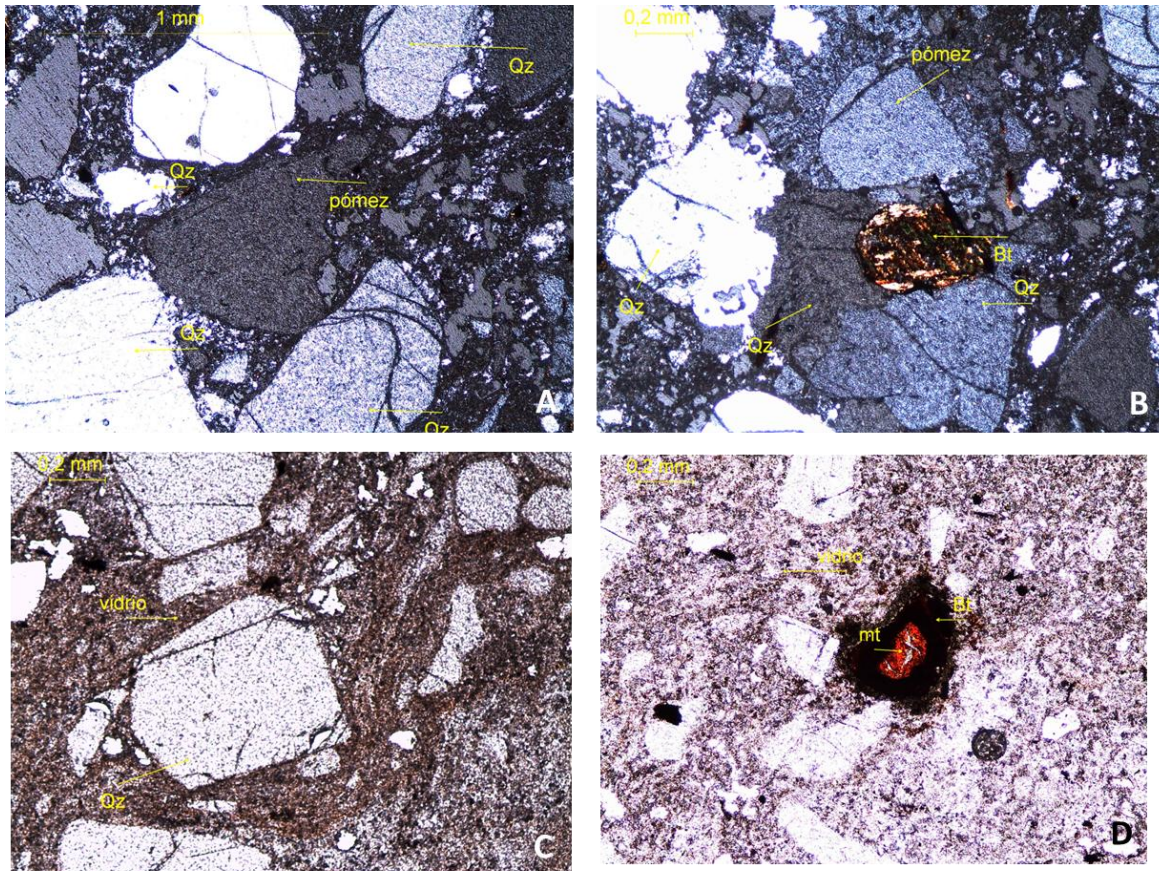


Fig. 4.8.- Fotomicrografía de la Ignimbrita Cantera, muestra Tic-1 (Objetivo 5X). **A)** Fragmentos de pómez y cristales subredondeados de cuarzo en matriz piroclástica. **B)** Fragmentos de cuarzo subhedral, pómez y biotita parcialmente soldados. **C)** Fenocristales de cuarzo sub-redondeado de 0.5 cm embebidos en una matriz flúidal parcialmente desvitrificada. Y **D)** Fenocristal de biotita parcialmente reemplazado por magnetita embebidos en una matriz desvitrificada.

La parte bien soldada presenta abundantes “*fiamas*” (pómez colapsada), donde el diaclasamiento conforma afloramientos columnares.

Con respecto al espesor de esta unidad, podemos mencionar que estos flujos piroclásticos rellenaron las partes bajas de un paleo-cauce irregular, de modo que las porciones centrales exhiben un volumen mayor, mientras que, en las áreas externas disminuye su espesor.

Cuenta con dos fechamientos K-Ar fuera del área de estudio: 29.9 ± 0.6 Ma., en el Km 23 de la vieja Carretera San Luis Potosí-Guadalajara, y de 29.0 ± 1.5 Ma., en roca entera de una muestra de la localidad de La Pila, S.L.P. (Labarthe-Hernández et al., 1982).



Fig. 4.9.- Aspecto panorámico de los depósitos de la Ignimbrita Cantera, en el flanco sur de Mesa Silva, zona septentrional del área de estudio, donde se aprecian el basculamiento de los horizontes hasta 15° por efecto de las fallas normales adyacentes.

IV.3.1.- Ignimbrita San José (Tsj)

Esta unidad fue descrita por Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1994) en la cartografía geológica 1:20,000 del sector Sudoriental de la Sierra de San Miguelito. Su localidad tipo es el cauce del arroyo San José, y solo se le ha reconocido sobre el extremo nororiental del área de estudio. Esta unidad y la Riolita Zapote descansan sobre un pilar tectónico en la Sierra de San Miguelito, y aparentemente no son afectadas por el fallamiento del graben. Estas unidades no fueron reconocidas en el área estudiada, por lo que sus descripciones fueron compiladas de otros autores.

De la base a la cima, Labarthe-Hernández y de la Huerta-Cobos (1998) describen estos depósitos de la siguiente manera:

1. Horizonte sin soldar de color crema a rosa sin estratificación ni gradación, con 5-10 % de fenocristales de cuarzo y sanidino, pómez sin colapsar y algunos líticos en matriz de ceniza, cuyo espesor oscila entre 5 y 15 m.

2. Vitrófido eutaxítico de hasta 40m de espesor de color café rojizo con 10-15 % de fenocristales de cuarzo y sanidino en una matriz vítrea; presenta *fiammes* de 4 mm a 5 cm.
3. En la parte superior presenta desvitrificación progresiva, exhibiendo un color gris-rosáceo, la pómez en forma de *fiammes* se torna a gris claro, y la matriz se observa mayormente desvitrificada. Su espesor oscila entre los 3 y los 10 m.

Esta unidad sobreyace a la Ignimbrita Cantera y está cubierta por la Riolita Zapote. Dada su posición estratigráfica se le ha asignado una edad relativa del Oligoceno Medio, ya que se encuentra entre la Ignimbrita Cantera (29.0 ± 1.5 Ma.) y la Riolita Zapote (27.0 ± 0.7 Ma.), ambas fechadas radiométricamente por Labarthe-Hernández y de la Huierta-Cobos, (1998).

IV.4.1.- Riolita Zapote (Tz) 27.0 ± 0.7 Ma.

Labarthe-Hernández y Triztan-González (1980) la describieron informalmente por vez primera en la cartografía geológica de la Hoja San Francisco; posteriormente fue formalizada por Labarthe-Hernández et al., (1982) asignándole como localidad tipo el parteaguas entre los arroyos de La Laja y El Zapote en la Sierra San Miguelito. En el área del presente estudio, esta formación aflora en el extremo nororiental, como se aprecia en el mapa geológico.

Se trata de lavas de color gris claro de composición riolítica, que por sus texturas es posible distinguir 3 diferentes zonas, en la primera se observa una brecha de desintegración constituidas de fragmentos y bloques angulares de 2 a 50 cm de vitrófido negro, y fragmentos de rocas félsicas parcialmente desvitrificadas, todo embebido en una matriz vítrea de color gris claro de textura porfídica y fluidal. En la segunda zona (central) y en la tercera zona (porción superior) la textura es holocristalina con 20 % de fenocristales de 1 a 2 mm de sanidino y cuarzo y algunos ferro-magnesianos hematizados. Las bandas de desvitrificación esferulítica son numerosas en la primera zona, en la segunda abundan las cavidades tipo *vuggy zone*, y la tercera presenta estructura columnar y cavidades. El espesor máximo en esta área es de 330 m.

Descansa sobre la Ignimbrita San José, sin tener algún otro depósito encima. Su fechamiento, por el método de K-Ar en sanidino, dio una edad de 27.0 ± 0.7 Ma. (Nieto-Samaniego et al., 1996).

IV.5.1.- Riolita Panalillo (Tap, Trp) 26.8 ± 1.3 Ma

Descrita informalmente por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978), y posteriormente formalizada en Labarthe –Hernández et al., (1982), donde señala como localidad tipo un corte del camino ubicado al poniente del poblado de Panalillo, S.L.P. Esta unidad aflora ampliamente en el Valle de Bledos, donde forma algunos promontorios dispersos. Los autores antes mencionados subdividieron esta unidad en dos miembros, un miembro inferior (Tap), y un miembro superior (Trp), los cuales en el presente trabajo designaremos en lo sucesivo como Ignimbrita Panalillo Inferior e Ignimbrita Panalillo Superior respectivamente, las cuales se describen con las siguientes características:

IV.5.1.1.- Ignimbrita Panalillo Inferior (Tap)

Se trata de una secuencia de depósitos masivos derivados de flujos piroclásticos, de oleadas piroclásticas (*surges*) y caída, depósitos de pómez y ceniza. La mayoría de estos depósitos son de color crema amarillento a rosado. Los depósitos de flujos piroclásticos están compuestos de 3 a 5 % de líticos de rocas volcánicas y areniscas inmersos en una matriz vítrea de ceniza del tamaño de arena fina, con 5 a 10% de fenocristales de 2 a 4 mm de sanidino y cuarzo, escasa biotita y abundante pómez sin colapsar, algunos de estos depósitos tienen soldamiento incipiente, aunque la mayoría de ellos carecen del mismo. Diversos diques piroclásticos de 10 a 40 cm de espesor intrusionan estos depósitos.

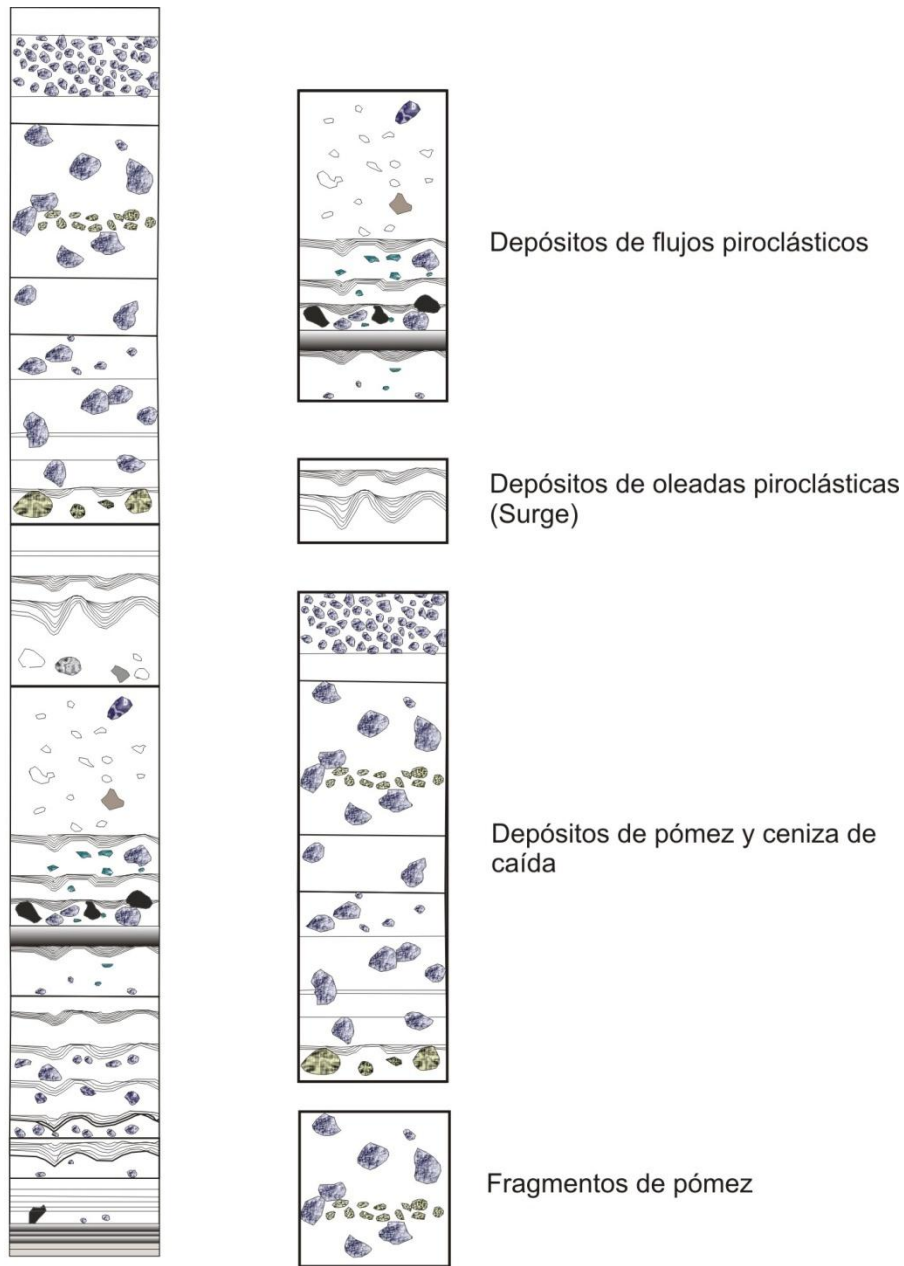


Fig. 4.10.- Columna estratigráfica de la Ignimbrita Panalillo Inferior (Tap) en el área de estudio. Observar las relaciones estratigráficas entre los diferentes tipos de depósitos (Depósitos de flujos piroclásticos, oleadas piroclásticas (*Surge*), y depósitos de pómez y ceniza de caída), y sus formas de emplazamientos durante la evolución vulcanológica de dichos eventos.

Esta unidad está expuesta principalmente en la zona sudoriental del área cartografiada, y aflora en forma parcial en el extremo occidental de la misma.

El espesor de este miembro, dentro del Valle de Bledos se desconoce, ya que no aflora su base, ni son conocidos los datos del subsuelo en perforaciones profundas. Sin embargo, a tan solo 3 km al sureste del pueblo de Carranco parece que puede tener hasta 300 m de espesor, pero, igualmente se adelgaza gradualmente hasta 20 m en la Mesa Cincuenta ubicada 5 km al noreste de dicha localidad.



Fig. 4.11.- Depósitos de flujos piroclásticos alternando con depósitos *de* oleadas piroclásticas *surges* y con horizontes de pómez y ceniza de caída que constituyen los depósitos de la Ignimbrita Panalillo Inferior (Tap).

Por sus distintas características litológicas y por sus diversos modos de emplazamiento, es posible distinguir tres diferentes tipos de depósitos volcánicos, estos son: 1) depósitos de flujos piroclásticos, 2) depósitos de oleadas piroclásticas (*surge*), y 3) depósitos de pómez y ceniza de caída aérea, que de forma general, se distribuyen lateralmente, pasando de uno a otro en forma transicional, y donde los dos primeros tipos conforman los depósitos más voluminosos, mientras que el último tipo representa los depósitos de menor importancia volumétrica, como se observa en las Figs. 4.10 y 4.11.

Depósitos de flujos piroclásticos:

El principal tipo de depósito, y el más común entre los emplazamientos piroclásticos de la unidad “Tap”, son los depósitos de flujo piroclástico de aspecto masivo. Son depósitos de color claro, blanco a gris claro a pardo grisáceos, que forman pseudo-estratos, con espesores desde 30 hasta más de 300 cm de espesor, los cuales se componen generalmente de granos gruesos mal

clasificados. Tanto los clastos juveniles mayores y líticos accidentales se caracterizan por su forma subangulosa a subredondeada. El espesor de los pseudo-estratos en este tipo de depósitos tiende a incrementarse hacia la cima del depósito, así como el tamaño de los líticos. La estratificación igualmente es masiva, aunque en algunos casos es posible distinguir una burda gradación normal, y con menor frecuencia la gradación inversa, como se observa en la Fig. 4.12. Por último, el grado de soldamiento en la mayoría de los afloramientos es pobre a nulo, aunque presentan buena consolidación.



Fig. 4.12.- Aspecto megascópico de los depósitos de flujos piroclásticos masivos de la Ignimbrita Panalillo Inferior (Tap) en la zona central del área de estudio. Localidad La Candelaria, a 1.5 km al oriente de Bledos, S.L.P.



Fig. 4.13.- Afloramientos de los depósitos masivos de “Tap”, en el cual se aprecia el contenido de líticos soportados entre el material de pómez y ceniza. (Brújula Brunton 7.5 cm).



Fig. 4.14.- Horizontes epiclásticos conglomeráticos interdigitado entre los depósitos de flujos piroclástico de (Tap). Localidad La Candelaria, zona central del área de estudio (Brújula Bruntón 7.5 cm).

Otro aspecto muy común entre los depósitos de flujos piroclásticos es la intercalación de delgados horizontes de depósitos *surge*. Constan de frecuentes horizontes de no más de 3 cm de espesor, que en conjunto pueden ensamblar secuencias de hasta 40 cm de espesor. Se conforman de partículas de arena gruesa, que por lo general se disponen en gradación inversa.

Son los depósitos menos frecuentes, y por lo mismo, los de menor volumen, por lo general ocurren intercalados entre otros depósitos piroclásticos más gruesos. Así, por ejemplo a 1.5 km al sur de Bledos, se observan algunos de estos depósitos intercalados entre los depósitos de flujos piroclásticos expuestos en el Potrero Las Víboras. Ver Fig. 4.15.



Fig. 4.15.- Intercalación de horizontes de depósitos *surge* entre los depósitos de flujos piroclásticos masivos. Afloramiento Potrero Las Víboras.

Depósitos de oleadas piroclásticas (*surge*)

Es el segundo tipo de depósitos de mayor distribución geográfica de los depósitos volcánicos de Tap. Emplazados principalmente en la zona central y meridional del área de estudio, alojados en las inmediaciones de la localidad de Bledos, S.L.P., tanto expuestos en los causes de los arroyos circundantes a esta localidad, como en los cortes de la autopista de cuota San Luis Potosí-Ojuelos de Jalisco. Son depósitos de color blanco grisáceos, alcanzando en promedio, horizontes de 15 cm de espesor, y acumulaciones máximas de 20 m de potencia. El depósito consta mayoritariamente de ceniza y fragmentos de pómez juvenil, así como líticos de entre 0.1 y 3.0 cm de largo. La matriz ésta compuesta de ceniza del tamaño de la arena gruesa a fina, sin embargo, el material piroclástico más abundante es del tamaño de la arena media. Presenta estructuras de dunas y anti-dunas con longitudes de onda de diferentes tamaños, frecuentemente del orden de 1.5 - 3.5 m, así como estratificación cruzada y laminar. En numerosos afloramientos estos depósitos se observan fuertemente consolidados pero escasamente soldados, como es posible apreciar en las figuras 4.16 y 4.17.

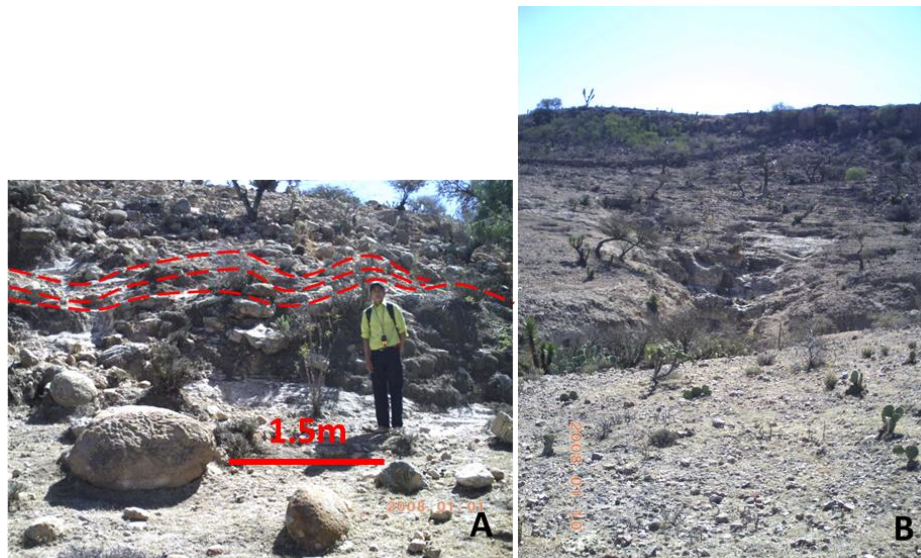


Fig. 4.16.- Afloramiento de depósitos de oleada piroclásticas de tipo *base surge* de “Tap”. **A)** Al norte de la localidad de La Candelaria, al oriente de Bledos, S.L.P. Observarse la longitud de onda de 1.5 m de cresta a cresta o de valle a valle conformado por partículas piroclásticas arenosas. **B)** Afloramiento de depósitos *Surges* cuyas ondulaciones tienen longitudes de onda mayores a los 10 m en el Potrero Las Viboras, al sur de Bledos, S.L.P.



Fig. 4.17.- Las capas de los depósitos de oleadas piroclásticas se caracterizan por mostrar un espesor promedio de entre 10 y 20 cm.

Al ESE de la localidad de Boca de Santiago se muestreo una roca de este depósito *surge*, en la cual fue posible apreciar en lámina delgada numerosos granos subredondeados de hasta 0.5mm de pómez > cuarzo > cristales de biotita de hasta 1 mm > fragmentos subredondeados de lutita y arenisca de hasta 1.5 mm de longitud, todo en un ensamble de textura piroclástica en matriz de vidrio, en la cual ocurren numerosas vesículas intersticiales, como se observan en la figura 4.18.

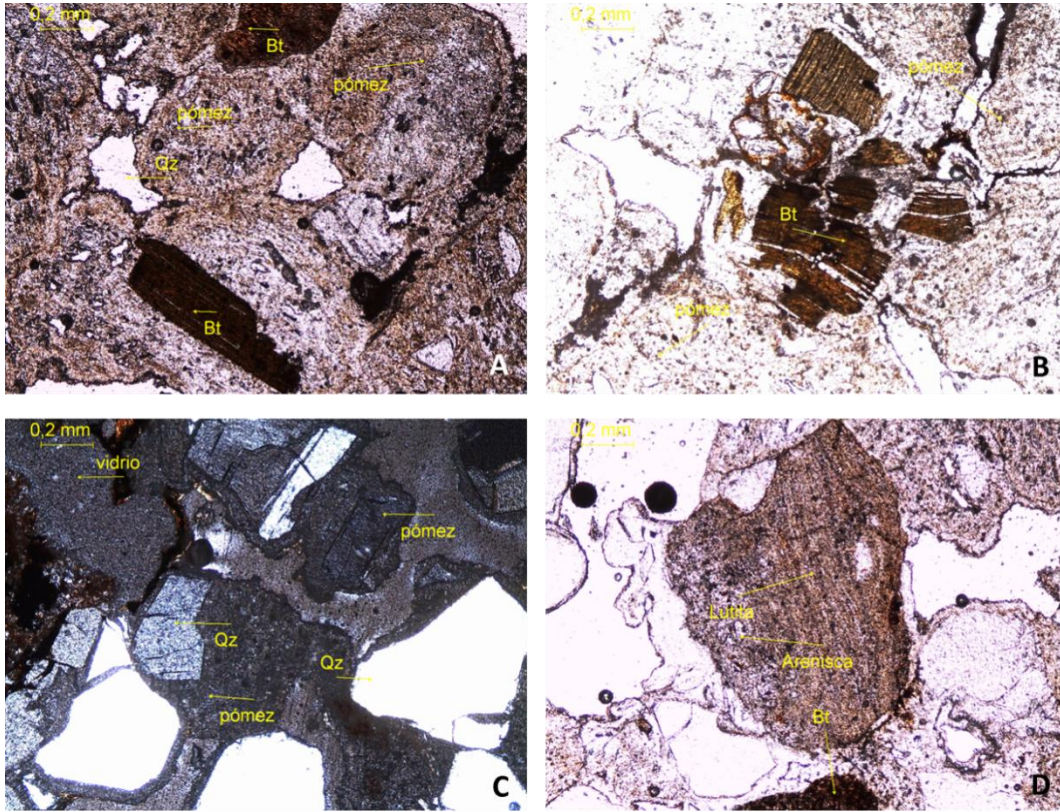


Fig. 4.18.- Fotomicrográficas de la muestra Tap-1 colectada al ESE de Boca de Santiago, en el extremo occidental del área de estudio. **A)** Granos subredondeados de pómez, cristales subhedrales de biotita (Bt) y cuarzo (Qz). **B)** Cristal de Biotita (Bt) subhedral roto. **C)** granos y cristales subredondeados de pómez y cuarzo (Qz) en matriz de vidrio. **D)** Fragmentos de roca arenisca y lutita subredondeado inmerso en la matriz de vidrio. Microtextura piroclástica. A,B y D luz natural y C luz polarizada. Objetivo 5X.

Depósitos de pómez y ceniza de caída aérea:

Los depósitos volcánicos de pómez y ceniza. Son depósitos compuestos de material piroclástico rico en bloques de roca riolítica, pómez y ceniza. Los clastos líticos y bloques son sub angulosos y subredondeados. Los clastos de pómez son de color claro a amarillento, de diversos tamaños, generalmente entre 0.5 a 7 cm, aunque algunos alcanzan los 30 cm en su eje mayor, como se observa en la Figs. 4.19, 4.20 y 4.21. Algunas capas se encuentran hidrotermalmente alteradas.



Fig. 4.19.- Depósitos de pómez y ceniza de caída aérea ricos en líticos. Ignimbrita Panalillo Inferior emplazados en la porción suroccidental del área de estudio. Localidad Alamos, a 3 km al SW de Bledos, S.L.P.



Fig. 4.20.- Depósito de pómez y ceniza de caída, con escasos de líticos accidentales, inmersos en una matriz de ceniza parcialmente soldada que presenta un aglutinamiento por salpicadura. Afloramientos en la Candelaria, aproximadamente 1.5 km al suroriente de Bledos, S.L.P.

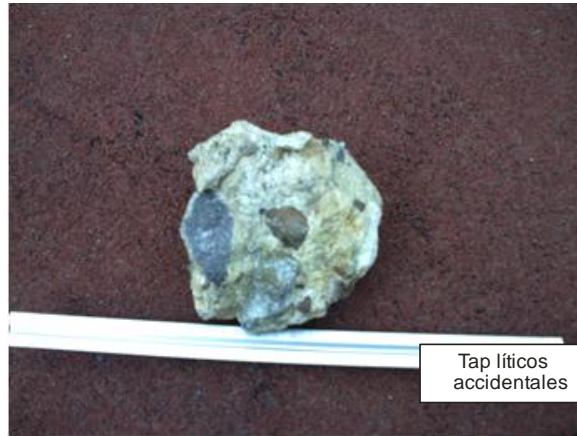


Fig. 4.21.- Muestra de mano del depósito de pómez y ceniza masivo rico en líticos, donde se observa una nutrida diversidad de líticos angulosos y subángulosos de rocas volcánicas de distintas composiciones soportadas en una matriz. Localidad, El Alamo, a escasos kilómetros al SW de Bledos, S.L.P. Regla, 30 cm.

En las inmediaciones de la localidad de Alamos se muestreó un depósito masivo de pómez y ceniza rico en fragmentos líticos en cuya lamina delgada es posible distinguir numerosos clastos de pómez de 1 mm > cristales subredondeados de cuarzo de 0.5 mm > granos subredondeados de arenisca 2-3 mm > biotita, todo embebido en una matriz vítrea en arreglo piroclástico, en donde ocurren igualmente evidentes vesículas intersticiales, como se observa en la figura 4.22

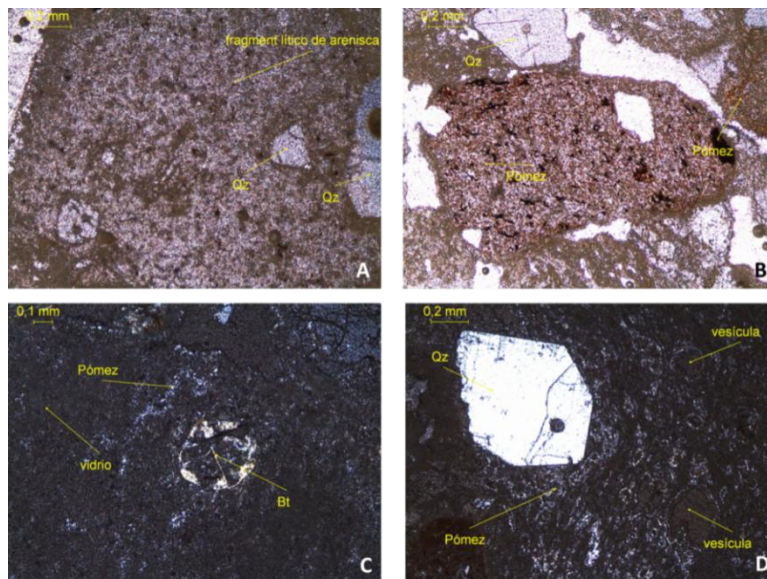


Fig. 4.22.- Fotomicrografía del depósito de pómez y ceniza masivo en la localidad de Alamos. **A)** Fragmento lítico de arenisca y cristales de cuarzo (Qz). **B)** Clastos de pómez subredondeado y cristales de cuarzo (Qz). **C)** Fragmento de pómez y cristal de biotita (Bt) en matriz de vidrio. **D)** Fragmento de pómez vesicular y cristal de cuarzo (Qz). A y B con luz natural. C y D con luz polarizada. A, B y D 5X. C, 10X.

IV.6.1.- Basalto La Placa (Tbp) 27.5 ± 0.6 Ma.

Triztán-González y Labarthe-Hernández (1979) lo denominaron como basalto. Posteriormente, Labarthe-Hernández y Triztán-González (1980) lo reportan como el basalto intercalado entre la Ignimbrita Panalillo Inferior y Superior. Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1994) le asignan como localidad tipo el km 30 + 300 de la Carretera San Luis Potosí-Guadalajara. En el área de estudio, aflora hacia la porción sudoriental de la misma, al SE de la localidad de Bledos, en la Mesa Los Chilillos.

Labarthe-Hernández y de la Huerta-Cobos (1998) lo describen como una roca de color negro, vesicular, afanítica y de textura holocristalina, inequigranular, porfirítica y pilotaxítica. Los microfenocristales son de andesina calcárea y olivino alterado a bowlingita, matriz microlítica de plagioclasa, magnetita y probable piroxeno intersticial. Tiene un espesor de 10-15 m.

Los derrames descansan sobre los depósitos piroclásticos y ocasionalmente intrusionan a la Ignimbrita Panalillo Inferior, también subyacen a la Ignimbrita Panalillo Superior.

Torres-Aguilera (2005) obtuvo una edad de 27.5 ± 0.6 Ma para esta unidad por el método K-Ar en roca total.

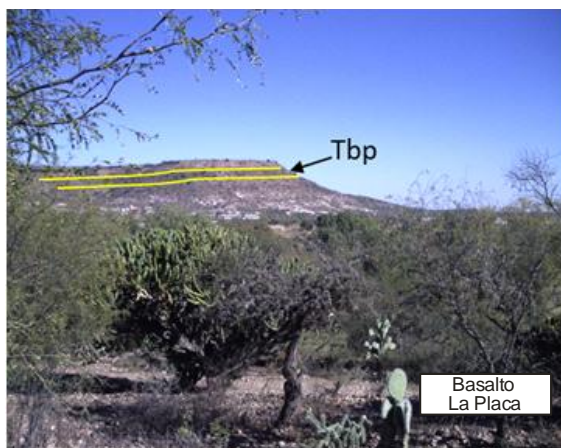


Fig. 4.23.- Basalto La Placa (Tbp). Localidad: Mesa Los Chilillos, porción sudoriental del área de estudio.

IV.5.1.2.- Ignimbrita Panalillo Superior (Trp)

Depósito de flujo piroclástico de composición riolítica soldado de color rosa claro a café claro, con abundantes “*fiammes*”, así como numerosas litofisas de 0.5-2 cm rellenas de calcedonia, conforman los derrames reomórficos que también se caracterizan por su fracturamiento columnar y diaclasas planares horizontales.

Cinco elementos principales conforman esta unidad estratigráfica: Depósito de caída basal, Vitrófido basal, Ignimbrita reomórfica, Vitrófido superior y Toba no soldada (Horizonte superior), los cuales describiremos a continuación:

Depósito de caída basal:

En el extremo noroccidental del área de estudio, al sur de la localidad de Cabras, S.L.P., aflora, sobreyaciendo los depósitos piroclásticos de la Ignimbrita Panalillo Inferior, una delgada secuencia de depósitos piroclásticos de partículas de pómez ocre-rojiza, del tamaño de la de arena fina y de ceniza mediana de color pardo-amarillento, cuyos clastos se soportan unos a otros, más o menos bien clasificados formaron delgadas capas semi-paralelas, se interpreta como un depósito de caída como se aprecia en la Fig. 4.24.

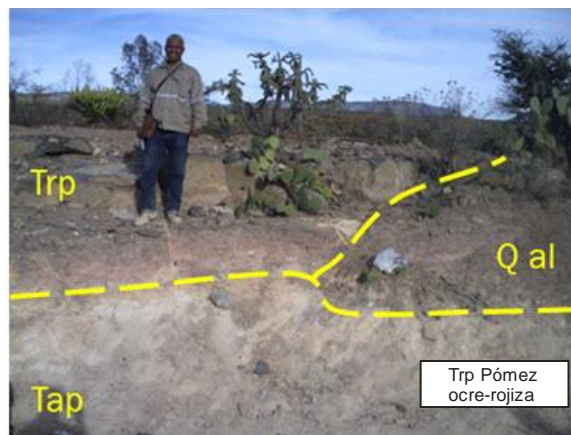


Fig.4.24.- Deposito de caída de la Ignimbrita Panalillo Superior descansando sobre un depósito masivo de la Ignimbrita Panalillo Inferior. Localidad Cabras, S.L.P.

Vitrofito basal:

En la porción inferior de esta unidad se formó un vitrófido de color claro, que intemperiza en tono blanco-amarillento de 1 a 2 m de espesor, ocasionalmente puede estar en contacto un horizonte piroclástico no soldado, como se observa en los afloramientos de la Presa Plan de San Luis, en la porción centro norte del área de estudio.



Fig. 4.25.- Vitrofito basal de la Ignimbrita Panalillo Superior. **A)** Vitrófido intemperizado en tono crema claro de 2 m de espesor. **B)** Vitrófido alterado donde se distingue la foliación de flujo planar. Localidad Presa Plan de San Luis, porción centro norte del área de estudio. Sombrero 37 cm.

Ignimbrita reomórfica:

El carácter reomórfico de la ignimbrita se observa mejor donde es mayor el espesor de su afloramiento (más de 100 m de espesor), en los extremos suroccidental y noreste del área de estudio, donde se le observa profusamente replegada. Se infiere que estos pliegues se formaron pasivamente por deslizamiento por gravedad (reomorfismo) del depósito piroclástico emplazado a alta temperatura (fundido) antes de alcanzar la rigidez por enfriamiento y consolidarse permanentemente.

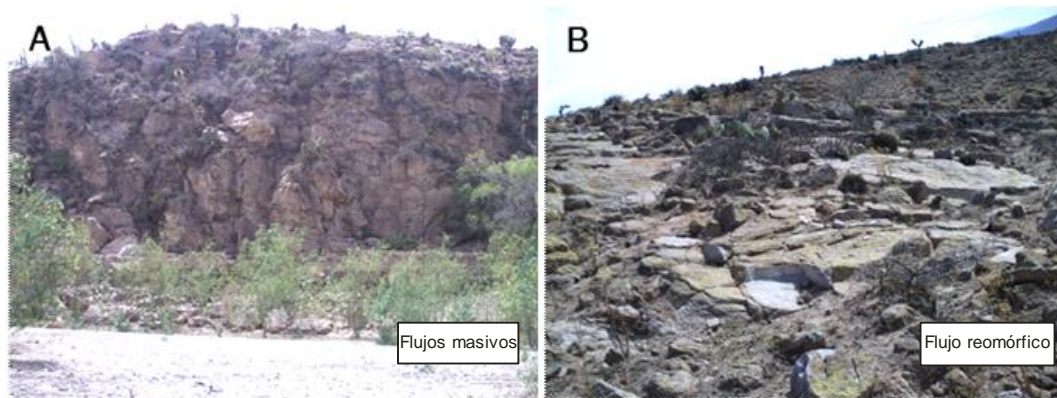


Fig. 4.26.- Aspectos megascópicos de la Ignimbrita Panalillo Superior (Trp). **A)** Potentes flujos masivos de Ignimbrita reomórfica con abundantes replegamientos de flujo. Localidad Presa Plan de San Luis. **B)** Flujos reomórficos de la ignimbrita siguiendo la inclinación de la paleo-topografía pre-existente. Localidad Cerro El Divisadero, porción centro-norte del área de estudio.

Dos descripciones petrográficas realizadas en diferentes localidades denotan un alto grado de soldamiento y el reomorfismo en estos derrames ignimbríticos; la primera de ellas corresponde a la muestra colectada en la localidad Tuna Buena, en la porción centro oriental del área de estudio. Aquí se observa al microscopio una matriz desvitrificada profusamente flúidal, que exhibe una muy notoria foliación de flujo, cuyo reomorfismo fue capaz de rotar numerosos fenocristales pequeños dentro del flujo de dicha matriz, así como deformar diversos fragmentos de pómez que adquirieron formas alargadas y adelgazadas. También es posible apreciar fragmentos líticos de composiciones diversas. Algunos xenocristales de labradorita también se encuentran presentes en estos emplazamientos junto con otros fenocristales de cuarzo, tal y como se observa en la Fig. 4.27.

Una segunda muestra fue estudiada en las inmediaciones de la Presa Providencia, ubicada en el extremo occidental del área de estudio, en cuya lámina delgada es posible observar una muy evidente matriz desvitrificada, donde los pliegues de flujo igualmente señalan el desarrollo del reomorfismo post-emplazamiento de estos depósitos piroclásticos. Numerosos fenocristales de cuarzo, y en menor cantidad y tamaño de magnetita caracterizan la composición del magma. Numerosos clastos de pómez colapsada orientados según el flujo, así como una gran cantidad de vesículas alargadas igualmente distribuidas a lo largo de las foliaciones de flujo distinguen a estos depósitos, como se observa en la Fig. 4.28.

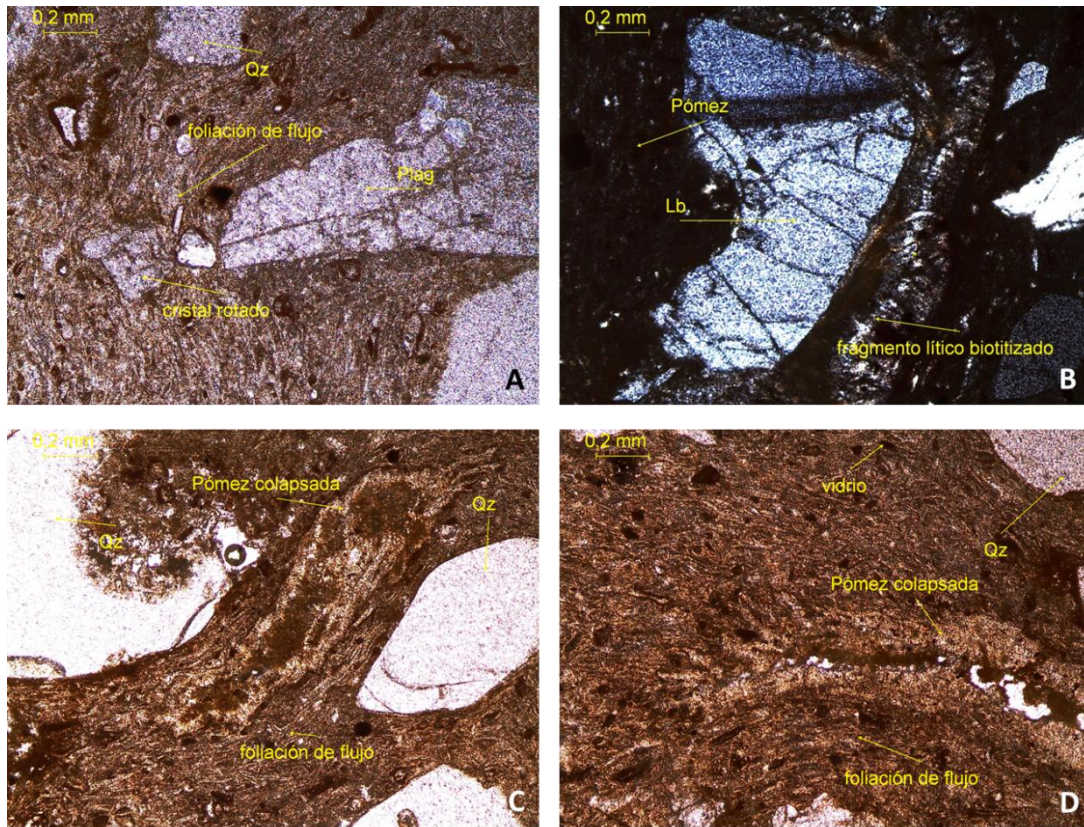


Fig. 4.27.- Fotomicrografía de la Ignimbrita reomórfica de Trp en la localidad Tuna Buena **A)** Fenocristal de Plagioclasa rotado por efecto del reomorfismo, observe la notoria foliación de flujo de la matriz. **B)** Estrecho contacto de un fragmento lítico, un fenocristal de labradorita (Lb), y un fragmento de pómez subredondeado. Luz Polarizada. **C)** Pómez colapsada paralelamente a la foliación del flujo entre los fenocristales de cuarzo (Qz). **D)** Colapsamiento del pómez adoptando la foliación del flujo reomorfo. Imágenes con objetivo 5X. A, C, y D Luz Natural.

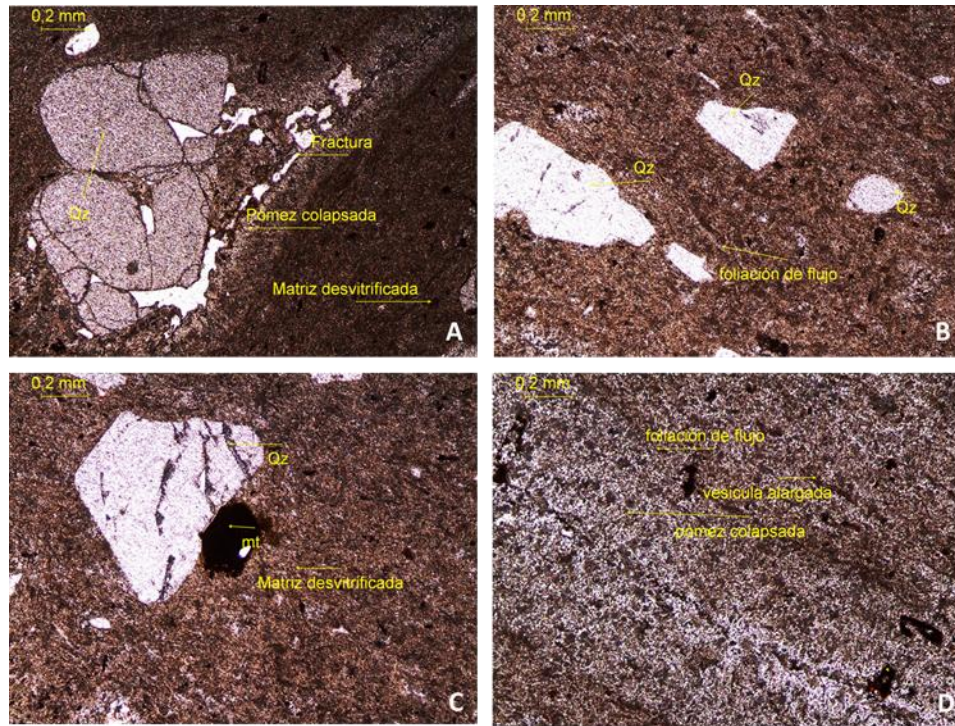


Fig. 4.28.- Fotomicrografía de la Ignimbrita Panalillo Superior (Trp) en la localidad de la Presa Providencia. Objetivo 5X, y luz natural. **A)** Fenocristal de cuarzo (Qz) adozado a un fragmento de pómez colapsado y formación de fractura a lo largo de una vesícula alineada al flujo reomórfico. **B)** Fenocristales de cuarzo (Qz). **C)** Fenocristales de cuarzo (Qz) y magnetita (mt) subhedral en la matriz desvitrificada. **D)** Detalle de una pómez colapsada a lo largo del flujo reomórfico, observe el alineamiento de las vesículas de desgasificación.

Vitrofito superior:

Vitrofito de color gris oscuro intemperizado, que conforma un caparazón de aproximadamente 2 o 3 m de espesor, que consta de numerosas litofisas y vesículas alargadas, que se alinean a lo largo de sus planos de foliación., frecuentemente brechado por efecto del reomorfismo con vesículas alargadas, y potentes bandas de litofisas de 2 a 3 m de espesor. El caparazón de esta unidad gradúa verticalmente a la ignimbrita reomórfica que le subyace. El mejor lugar para apreciar estos aspectos es en el corte de la autopista al SW de Bledos ,S.L.P.

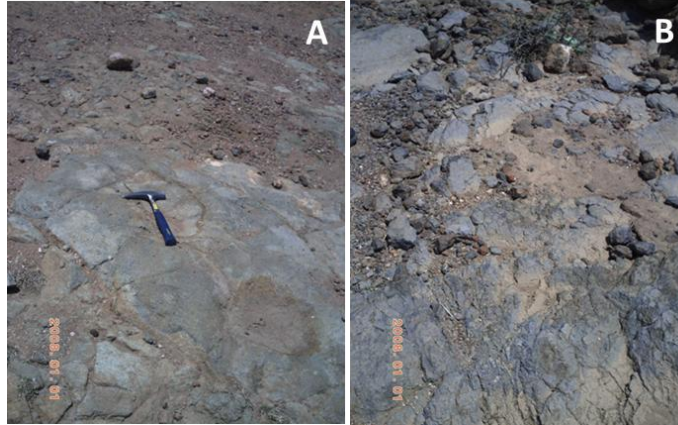


Fig. 4.29.-Rasgos litológicos del vitrófido superior de la Ignimbrita Panalillo Superior (Trp): **A.-** Aspecto brechoso y vesículas alargadas orientadas según el flujo. **B.-** Fracturamiento conspicuo de los bloques vitrofíricos .



Fig. 4.30.- Características litológicas del vitrófido superior son: **A.-** Abundantes litofisis de calcedonia y depósitos de fase de vapor. Y **B.-** Abundantes vesículas alargadas y alineadas en dirección del flujo.

Esta formación representa una potente ignimbrita de alto-grado, cuyos flujos descansan sobre las formaciones: Latita Portezuelo, Riolita San Miguelito, Ignimbrita Cantera y Basalto La Placa. Subyace al Conglomerado Halcones y al Basalto Cabras. Algunos diques del Basalto Cabras intrusionan a la Ignimbrita Panalillo Superior, la alteran y la silicifican.

Labarthe-Hernández y de la Huerta-Cobos, (1998) reportaron para esta unidad una edad isotópica por el método de K-Ar en roca total de 26.8 ± 1.3 Ma, al sur de la Ciudad de San Luis Potosí. Un segundo fechamiento dió 27.6 ± 0.8 , en el km 68.2 de la carretera San Felipe-Ojuelos, al sur del área de estudio (Labarthe-Hernández y de la Huerta-Cobos, 1998).

IV.7.1.- Basalto Cabras (Tbc)

Labartthe-Hernández et al., (1982) propone formalmente a esta unidad como “Basalto Cabras”, señalando como localidad tipo un afloramiento ubicado a 2 km al N45°W de la Ranchería de Cabras. Esta unidad sólo aflora a lo largo de los extremos meridional y occidental del área de estudio.

En el extremo occidental del área de estudio alcanza un espesor máximo de 100 m, en las cumbres de la Mesa La Grande y de la Mesita Prieta; y espesores menores en los lomeríos del extremo centro-meridional del área cartografiada, como se aprecia en el mapa geológico.



Fig. 4.31.- Aspecto morfológico del Basalto Cabras (Tbc) en la localidad Alamito. Al fondo, el derrame basáltico conforma una mesa de cima peni-plana, el cual se caracteriza por su rápido intemperismo, que genera un suelo muy particular.

Se trata de una roca de color negro a gris oscuro con estructura fluidal, vesicular en su cima y lateralmente cambia a estructura de bloques en su porción distal. El análisis petrográfico de una muestra colectada en las inmediaciones del Alamito documenta las siguientes relaciones: Es una roca de microtextura microlítica a veces porfírica, que se caracteriza por su matriz con numerosos fenocristales euhedrales de olivino de hasta 0.4 mm, frecuentemente alterados y reemplazados por plagioclasa (anortita), escasos fenocristales de anortita de hasta 0.3 mm dispersos entre sí, numerosos microcristales de plagioclasa y de olivino, mayoritariamente acumulados en las zonas vecinas de fracturas, donde los cristales mayores de olivino se observan notoriamente fracturados y reabsorbidos. El mineral de clinopiroxeno no se distinguió con claridad, sin embargo en la lámina delgada algunos espacios sugieren ser ocupados por fenocristales pequeños de este mineral, como se observa en la figura 4.32.

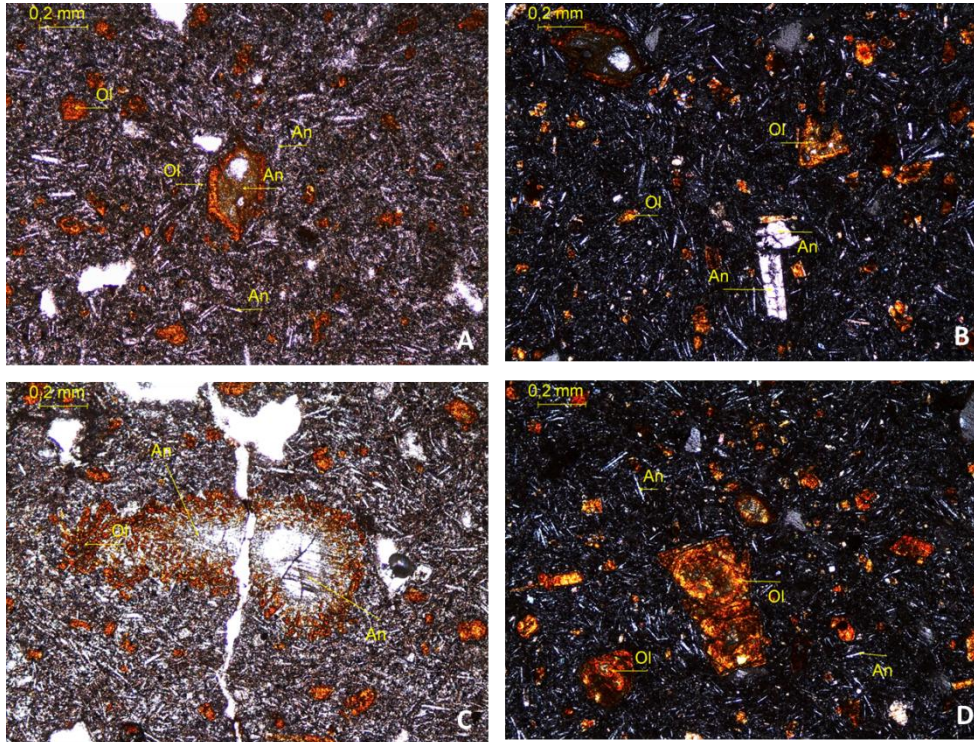


Fig. 4.32.- Fotomicrografías del Basalto Cabras: **A)** Fenocristales de olivino (Ol) alterados en matriz microlítica de Anortita (An) y olivino. Los espacios oscuros son ocupados por fenocristales pequeño de clinopiroxeno **B)** Fenocristales de anortita (An) euhedral y olivino (Ol) subhedral. **C)** Numerosos cristales de olivino en las inmediaciones de fisuras. **D)** Fenocristales de olivino (Ol) y microlitos de anortita (An). Luz polarizada, objetivo 5X.

El Basalto Cabras descansa sobre la Ignimbrita Panalillo Superior con una delgada capa basal brechosa, como se observa en la Fig. 4.33, mientras que el Conglomerado Halcones es la única unidad que descansa sobre estos derrames.



Fig. 4.33.- Afloramiento de la brecha basal del Basalto Cabras en la localidad de Alamitos, extremo suroccidental del área de estudio.

Los pequeños afloramientos de derrames basálticos del área de Alamitos, fueron asignados a esta unidad, dada su notoria cercanía a los extensos derrames basálticos de la localidad tipo, a escasos kilómetros al noroccidente de los mismos, aunque se carece de un fechamiento radiométrico que pudiera aclarar la edad de su emplazamiento. No obstante, numerosos análisis químicos de elementos mayores en muestras petrográficas en el área de la localidad tipo, acusan un mayor grado de alcalinidad con respecto a la composición química del Basalto La Placa (Torres-Aguilera, 2005).

La edad de este basalto fue determinada por Torres-Aguilera (2005), quien obtuvo dos edades K-Ar en roca total: 20.07 ± 0.48 y 20.64 ± 0.48 Ma, en muestras colectadas en el Cerro El Rasguñado, en una localidad cercana al área de estudio.

IV.8.1.- Conglomerado Halcones (Tcgh)

Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1992) lo designan como Conglomerado Halcones en el club de tiro homónimo, al SW de la Ciudad de San Luis Potosí, proponiendo ese lugar como su localidad tipo. Dentro del área de estudio estos sedimentos son expuestos en el sector central del área de estudio, en pequeños afloramientos a sólo 3.5 km al noreste de Bledos, y a 2 km al SSE de la misma localidad. Otra exposición de esta unidad se encuentra en el extremo suroccidental del área cartografiada.

Se trata de depósitos conglomeráticos de color ocre-rojizos a pardo-rosáceos de espesores variables, entre 4 y 20 metros de potencia, que rellenan pequeñas cuencas intermontanas. Compuesto de clastos sub-angulosos a sub-redondeados de todas las unidades volcánicas terciarias del área de estudio, pero mayoritariamente de clastos de la Riolita San Miguelito, y en menor cuantía de la Ignimbrita Panalillo Superior. Los clastos inmersos en la matriz areno-limosa varían desde 3 a 30 cm de diámetro mayor. La matriz corresponde a arenas y limos, presenta buena compactación y escasa cementación de sílice y óxidos de fierro, como se observa en la Fig. 4.34.

Esta unidad se caracteriza por conformar depósitos masivos muy erosionados, y dado que estos depósitos sobreyacen a las demás rocas volcánicas del área, incluyendo al Basalto Cabras, consideramos que su edad relativa es terciaria, probablemente del Mioceno.



Fig. 4.34.- Aspecto general del Conglomerado Halcones: **A)** Afloramiento masivo en las inmediaciones de la localidad La Candelaria, porción central del área de estudio. **B)** Conglomerado continental empacado y cementado por silice y óxidos de Fe. Afloramiento en la Presa Plan de San Luis, zona centro-norte del área cartografiada.

IV.9.1.- Pumicita El Desierto (Qd)

Tristán-González y Labarthe-Hernández (1979) la describen informalmente a esta unidad, señalando como localidad tipo un afloramiento situado a 1 km de la ranchería La Providencia, en la Hoja Tepetate.

Se trata de un depósito de color blanco a crema grisáceo, de 0.5 a > 2 m de espesor, constituido principalmente de partículas de ceniza volcánica re TRABAJADA, no consolidado, medianamente estratificado, que frecuentemente se mezcla con depósitos aluviales, y se encuentra interdigitado entre estos depósitos cuaternarios (Ver Fig. 4.35). Según Labarthe Hernández y de la Huerta Cobos (1998) pudiera tentativamente tener como fuente, la Caldera de la Primavera ubicada a 13 km al occidente de la Ciudad de Guadalajara, Jal.

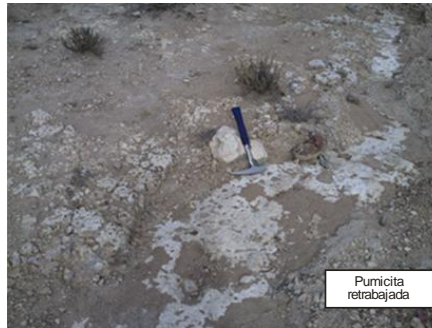


Fig. 4.35.-Afloramiento masivo de la Pumicita El Desierto. Es una pequeña acumulación no cartografiable de material pumicítico retrabajado, aflorante en el cauce del Arroyo Saucillo de Bledos, porción centro-norte del área de estudio.

IV.10.1.- Aluvión (Q) y Coluvión (Qcl)

Lo conforman depósitos epiclasticos de grava, arenas limos y arcillas que rellenan los Valles de Bledos y Villa de Reyes, así como los causes de los arroyos principales. El Aluvión igualmente es conformado por los depósitos de los abanicos aluviales sedimentados al pie de las elevaciones más prominentes del área de estudio. El coluvión lo conforman los clastos de mayor tamaño, que ruedan cuesta abajo y llegan a cubrir las pendientes suaves de algunos promontorios. Ambos depósitos se les ha asignado edades del Cuaternario.

El espesor máximo probablemente sea mayor a los 10 m de potencia. Esta acumulación de material areno-arcilloso se observa claramente en un banco de material ubicado a 1 km al NE del poblado de Boca de Santiago, en el extremo occidental del área de estudio como se observa en la Fig. 4.36.



Fig. 4.36.- Banco de material epiclástico aluvial, que expone 10 m de sedimentos areno-limosos cuaternarios. Localidad Boca de Santiago, S.L.P.

V.- ANÁLISIS ESTRUCTURAL

V.1.- Introducción

El presente análisis se basa en los datos estructurales tomados de los trabajos publicados, y los datos estructurales medidos sobre el terreno, durante esta investigación.

Los rasgos estructurales mejor definidos corresponden al margen septentrional del Valle de Bledos, que constan de fallas normales de aproximadamente 7 km de longitud, orientadas NNW-SSE y con echados al WSW, mismas que se prolongan hacia el sector noroccidental de esta estructura, como se observa en el plano geológico. Por el contrario, las fallas del margen meridional del Graben de Bledos no muestran un relieve importante, ya que sus escarpes se encuentran menormente expuestos.

V.2.- Fallas compiladas

Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980) mapearon a escala 1:50,000 un conjunto de fallas normales a lo largo del margen suroccidental de la Sierra de San Miguelito, desde el poblado de Calderón y la ranchería de La Providencia, en el extremo sudoriental de la Hoja San Francisco, hasta las inmediaciones de la localidad denominada Cañón de Bledos, en la porción central de dicho plano, donde registraron un par de fallas normales sub-paralelas entre sí, de rumbo NNW-SSE y echados entre 60° y 70° hacia el WSW, que afectaron principalmente los derrames lávicos de la Riolita San Miguelito y los depósitos piroclásticos de la Ignimbrita Cantera. Dichas fallas se interrumpen abruptamente en esa localidad y su prolongación noroccidental sólo se infiere por pequeños lineamientos y fracturas. Posteriormente Labarthe-Hernández y de la Huerta-Cobos (1998) mapearon con mayor detalle la porción central de la Hoja San Francisco documentando algunas fallas normales pequeñas dispersas y otra falla normal orientada perpendicular al tren principal. Dicha falla prosigue su rumbo E-W, a lo largo del Arroyo Cañón El Güero, particularmente a partir de la cabecera de su afluente oriental, y hasta su inflexión hacia el SW, ya que en ese punto la falla se flexiona hacia el NW para ser sepultada, bajo los depósitos del Conglomerado Halcones (Tcgh) en el llano del Potrero El Colorado, en la zona central del área de estudio. No obstante, la prolongación noroccidental de este tren continúa siendo desconocida, ya que el siguiente afloramiento de esta estructura, se encuentra en la Mesa Las Tunas, distante 5 km

al NW del último segmento mapeado por Labarthe-Hernández y de la Huerta-Cobos (1998) al oriente de la Mesa El Rebozo.

En la vertiente meridional de la Sierra de San Miguelito, en el área afectada por el tren de fallas principal, se observa que la mayoría de los afloramientos de las unidades ahí expuestas exhiben un notorio sub-parallelismo, y la forma estrecha de los afloramientos se orienta, paralelamente al rumbo de las fallas normales que los limitan.

Tanto en los trabajos de cartografía geológica de Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980), como de Labarthe-Hernández y de la Huerta-Cobos (1998) no se hace referencia, a alguna estructura en específico denominándola con algún nombre en particular. Sin embargo, en este trabajo, las hemos llamado con alguna designación toponímica vecina; así, a las dos fallas mayores que delimitan el graben a lo largo de su margen septentrional, se denominan “Falla Presa Plan de San Luis” y “Falla Mesa El Rebozo”; mientras que la falla perpendicular que separa sus sectores noroccidental y sudoriental se llama “Falla Cañón El Güero”.

Con respecto a la contraparte meridional, nuevamente Labarthe Hernández y Tristán-González (1980) mapearon otra falla normal de varios kilómetros de longitud, a lo largo del extremo nororiental de la Sierra de Carranco. A 1.1 km al sur de la localidad del Alamito, Labarthe Hernández y de la Huerta Cobos (1998), en su cartografía a escala 1:20,000 reducen, a una falla normal orientada NW-SE con echado de 65° al NE, de sólo 600 m de longitud, única falla normal buzante en esa dirección, en toda el área cartografiada.

Esta última falla, así como la orientación y forma de los afloramientos mapeados tanto por Labarthe Hernández y Tristán González (1980) y Labarthe Hernández y de la Huerta Cobos (1998) sugirieron la probabilidad de localizar las fallas normales antitéticas faltantes, que pudieran complementar la estructura de un graben.

Así, entre los objetivos principales del presente estudio, figura el de examinar la posible prolongación noroccidental de las estructuras mapeadas en los trabajos previos, [Labarthe-Hernández y de la Huerta-Cobos (1998) y Rodríguez Ríos et al, (2004)], así como el detectar, la posible presencia de fallas conjugadas que delimiten la estructura del graben a lo largo de su margen meridional.

El presente trabajos ha permitido enriquecer y actualizar los planos geológicos compilados, y elaborar un plano geológico-estructural más completo, que ofreció la oportunidad de reinterpretar la forma de esta estructura como un graben *sensu stricto*.

V.3.- Secciones estructurales

Dos secciones estructurales de orientación general SW-NE distantes 1.6 km una de otra, fueron propuestas en la zona adyacente al NW de la localidad Cañón de Bledos; la primera de 10.6 km de longitud y la segunda de 12.3 km.

La sección A-A' parte de la Mesita Prieta (extremo occidental del área de estudio) y culmina en las faldas de la Mesa Silva, en el sector nororiental de la estructura. La sección B-B' parte de la falda norte de la Mesa Cerrito Prieto, y termina en el brazo oriental del Arroyo de La Yerbabuena, al NE de la Presa Plan de San Luis (Ver Anexo 1).

V.4.- Afloramientos

Dada la apertura de la nueva autopista de cuota San Luis Potosí-Guadalajara a lo largo del extremo meridional del Graben de Bledos, fue posible acceder a dos nuevos afloramientos, uno de 4.16 km² (Tsm) y otro de 2.64 km² (Trp). Ambos afloramiento se encuentran a lo largo de las cotas topográficas más bajas del sector central del graben, señalando la ocurrencia de dichas unidades aflorando en diferentes niveles del terreno, a lo largo de la vertiente noreste de la Sierra de Carranco, conformando un escalonamiento muy notorio en el acomodamiento de los diferentes bloques basculados, los cuales eventualmente es posible medir sus rumbos, con orientaciones NW-SE, paralelos al rumbo general de la fosa tectónica, como se observa en el mapa geológico.

El nivel de erosión diferencial que afecta los nuevos afloramientos, exhibe los diferentes elementos estratigráficos que conforman ambas unidades, permitiendo observar ocasionalmente las capas profundas, o las más superficiales, aspectos que contribuyeron a distinguir la presencia de fallas normales o inferidas en este sector.

Otro ejemplo similar se observa en la porción suroccidental del área de estudio, donde un pequeño afloramiento de Tbc se observa yuxtapuesto tectónicamente a una brecha de

desintegración de Tsm en la falda norte de la Mesa Cerrito Prieto. Lo mismo sucede con los numerosos manchones de basalto, que descansan sobre los afloramientos de Trp. Ambos afloramientos ocurren paralelamente a las fallas normales y a los diques de basalto observables en las inmediaciones de la localidad de Alamitos, en el sector suroccidental del área de estudio.

Los nuevos afloramientos mapeados en el margen septentrional del Graben de Bledos muestran características estructurales diferentes con respecto a sus contrapartes opuestas, por ejemplo, los afloramientos del área de la Presa Plan de San Luis, por lo general se muestran notoriamente basculados, donde la disección erosiva descubre fácilmente las capas de las unidades subyacentes, mientras que el basculamiento de los bloques en el margen opuesto es apenas perceptible y muy pequeño.

Otra diferencia notable entre ambos márgenes, es que los afloramientos del margen septentrional exhiben un continuo truncamiento paralelo a las fallas normales que los limitan, donde el basculamiento hacia el NE provocó que, en sus superficies se acumularan sendos depósitos de piedemonte provenientes de la Sierra de San Miguelito, que a la postre fueron confundidos con los depósitos del Conglomerado Halcones en la cartografía de Labarthe Hernández y de la Huerta Cobos (1998), mientras que las fallas normales del margen opuesto, exhiben por el contrario, escarpes degradados recubiertos principalmente por depósitos epiclásticos y delgadas capas de material regolítico.

V.5.- Fallas Normales

V.5.1.- Falla Mesa El Rebozo

Al norte de la Presa Plan de San Luis, a escasos 700 m de la cola de la presa, se observa una falla que pone en contacto tectónico a la Ignimbrita Cantera (Tic) con la Ignimbrita Panalillo Superior "Trp" (Ver secciones A-A' y B-B' en el Anexo 1). La traza de la falla presenta una franja de 2-3 m de anchura de brecha cataclástica de la Ignimbrita Cantera, la cual presenta un basculamiento de 15° hacia el NE. Se trata de un plano de falla orientado al N 55° W y con una inclinación de 60° al SW como se observa en la Fig. 5.1.

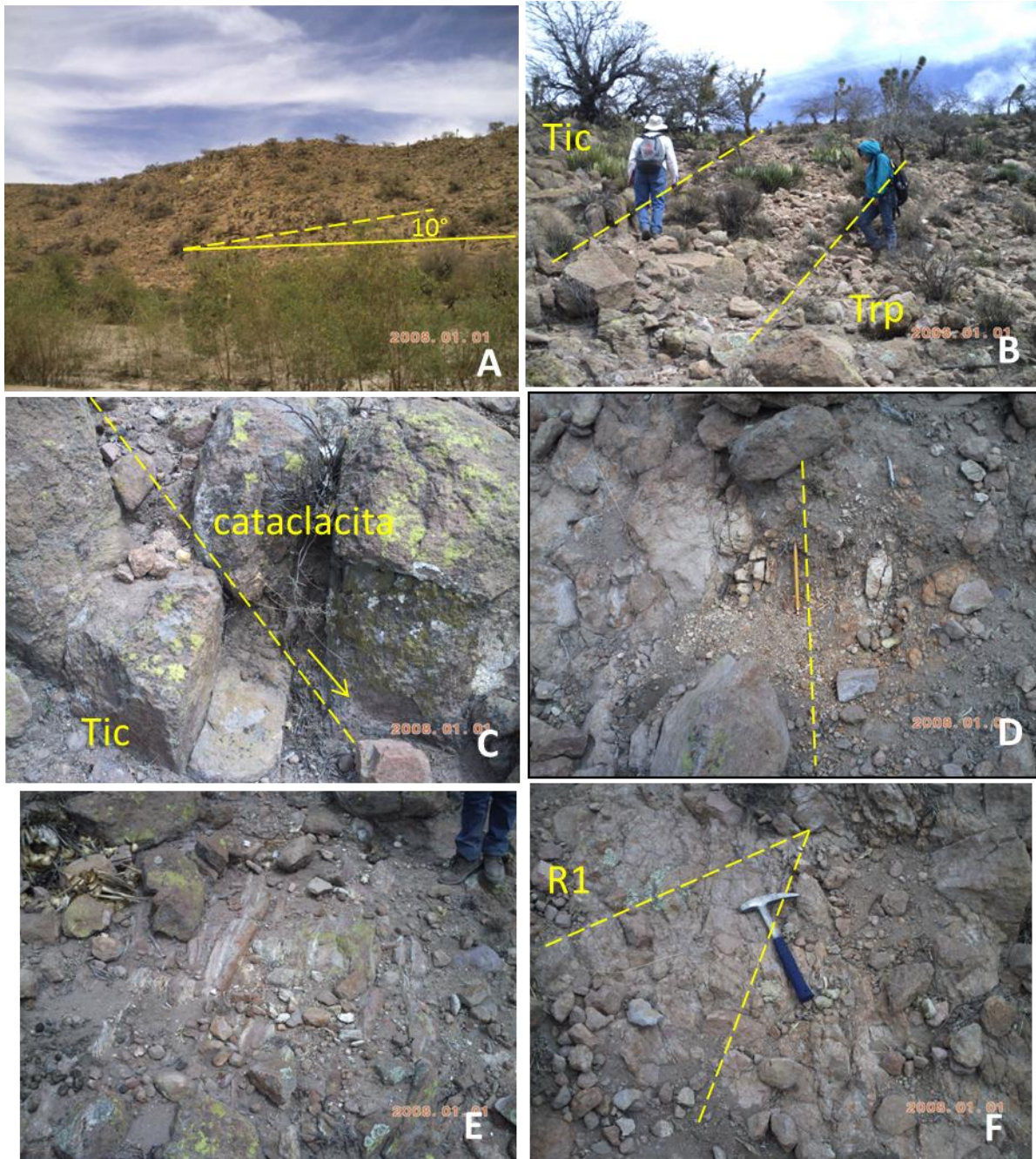


Fig. 5.1.- Falla normal “Mesa El Rebozo” **A)** Basculamiento de las capas de depósitos piroclásticos de la Ignimbrita Cantera. **B)** Espesor de la franja cataclástica y de las rocas que exhiben foliación dinámica. **C)** Aspecto megascópico de la roca triturada (cataclacita). **D)** Foliación vertical de la roca afectada. **E)** Aspecto megascópico de la foliación planar a lo largo de la traza de la falla. **F)** Fracturamiento y foliación tipo “riedels” a los 30° con respecto de la foliación paralela al plano de falla. Martillo 35 cm (14Q 284585 2422556).

V.5.2.- Falla Presa Plan de San Luis

A 100 m al NE de la cortina de la presa, sobre la rivera sudoriental, una falla de orientación N55°W y con una inclinación de 60° al SW pone en contacto a la Ignimbrita Cantera (Tic) con la Ignimbrita Panalillo Superior (Trp). La secuencia volcánica afectada por esta falla se muestra notoriamente basculada 30°NE tal y como se aprecia en la Fig. 5.2.

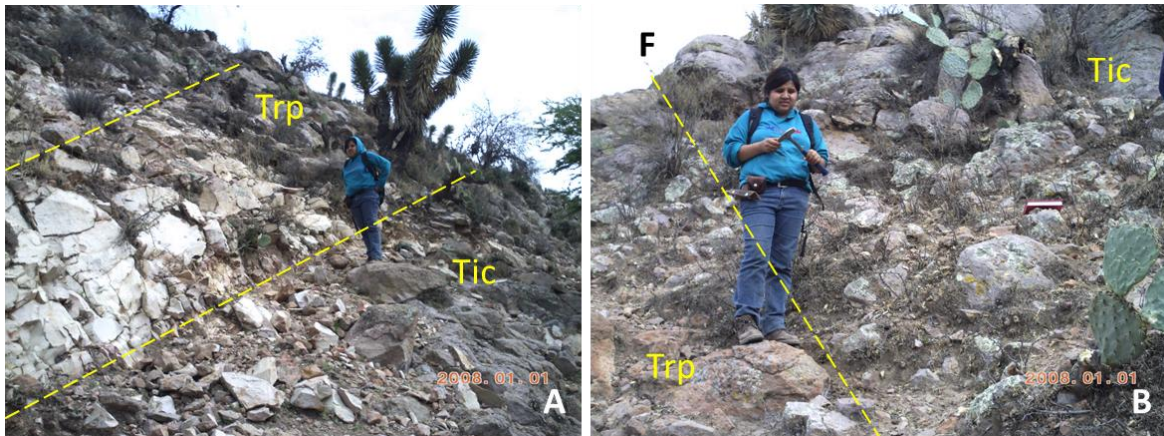


Fig. 5.2.- Falla Presa Plan de San Luis. **A)** Notorio basculamiento de la capa del vitrófido basal de Trp. **B)** Traza de la Falla normal y contacto tectónico entre las unidades Trp y Tic (14Q 284477 2421925).

La continuidad de esta falla hacia el SE se observa a 1.5 km al oriente del poblado Cañón de Bledos, una falla mapeada por Labarthe Hernández y de la Huerta Cobos (1998) que pone en contacto tectónico a la Ignimbrita Cantera (Tic) con la Riolita San Miguelito (Tsm). En esta falla coincide la Falla Mesa del Rebozo, aquí reportada. Hacia el NW, a la altura del Saucillo de Bledos, ambas fallas se encuentran sepultadas bajo una gruesa capa de material regolítico, principalmente conformado de fragmentos subangulosos y bloques de la Riolita San Miguelito. Más hacia el noroccidente del Saucillo de Bledos, se infiere que la Falla Mesa El Rebozo se une a la Falla Presa Plan de San Luis, cerca del límite norte del área de estudio.

Al sur de este punto de unión, en el Cerro El Divisadero, se observa una delgada franja de “Trp”, que aflora sobreyaciendo directamente los derrames riolíticos de “Tsm”, sin que se presente la Ignimbrita Cantera, la cual, normalmente es prominente en el hombro norte del graben. En general, en el hombro meridional de esta estructura, tampoco se depositó la Ignimbrita Cantera en esta franja. En el Arroyo de Bledos, al norte del poblado se observa la Ignimbrita Panalillo Inferior aflorando directamente sobre la Riolita San Miguelito; y puesto que este punto, el Cerro El

Divisadero y la localidad de Cabras pertenecen al mismo bloque hundido, y carecen de la Ignimbrita Cantera, se infiere que, en el subsuelo del graben, esta unidad sólo pueda presentarse hasta la latitud de la localidad Candelaria, y quizás, probablemente al sudoriente del Saucillo de Bledos, como se observa en el mapa geológico.

V.5.3. Falla Mesa Cerrito Prieto

A lo largo del extremo suroccidental del área de estudio, se observa una falla normal orientada N25°W, que pone en contacto tectónico a la Riolita San Miguelito con la Ignimbrita Panalillo Superior, la cual es cortada en su extremo SE, por otra pequeña falla perpendicular más joven, que pone en contacto la Ignimbrita Panalillo Superior con los flujos del Basalto Cabras.

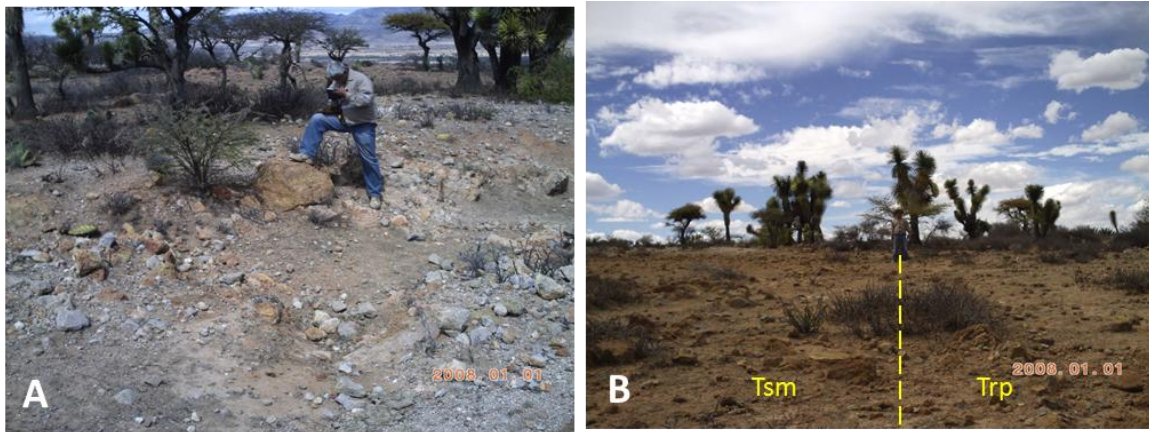


Fig. 5.3.- Falla Mesa Cerrito Prieto. **A)** Afloramiento de los derrames lávicos félsicos de la Riolita San Miguelito (Tsm). **B)** Traza de la Falla en la falda septentrional de la Mesa Cerrito Prieto, extremo suroccidental del área de estudio (14Q 276966 2414193).

V.5.4.- Falla Puente Autopista

En el camino de terracería que une el pueblo de Bledos con la comunidad de Alamitos, justo donde cruza la autopista de cuota San Luis Potosí-Guadalajara (en el puente) se observa el plano de falla (N34°W-68°NE), que yuxtapone tectónicamente el horizonte del vitrófido basal de “Trp”, en el bloque del bajo, con los horizontes reomórficos de la misma unidad, en el bloque del alto (Ver Fig. 5.6). El salto de falla de 2.5 m fue rellenado posteriormente por un depósito epiclástico regolítico rico en fragmentos del vitrófido basal (de hasta 25 cm de diámetro) y un material pumicítico

retrabajado, que conforma un escarpe de pie de monte, como se ilustra en el gráfico “a” de la Fig. 6.6, en el capítulo siguiente.

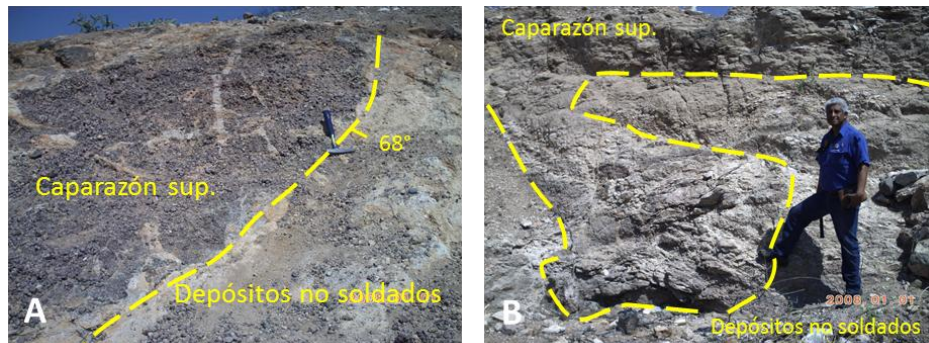


Fig. 5.4.- Falla Puente Autopista. **A)** Punto de la medición de la falla. **B)** punto distante de 12 m del punto “A”. Observar la yuxtaposición de ambos elementos estratigráficos de Trp, a sólo 10 m del puente de la autopista (14Q 279735 2416691).

V.5.5. Falla Labarthe

A 1 km al WSW de la localidad Alamitos, Labarthe-Hernández y de la Huerta-Cobos (1998) mapearon una falla normal de 600 m de longitud, orientada NW-SE, se trata de la única falla que se inclina hacia el NE, entre todas las demás fallas del área cartografiada en el trabajo de dichos autores. Esta fue la falla normal que dio la pauta para buscar y encontrar las demás fallas normales asociadas a este lineamiento, señalando el área donde pudiera ser factible localizar un mayor número de fallas normales que indicaran el borde meridional del Graben de Bledos.

V.6.- Fallas normales inferidas en campo

V.6.1. Falla Alamitos

A 4.5 km al SW del pueblo de Bledos, y a escasos 600 m al SE de la localidad Alamitos se infiere una falla normal, cuya extensión se manifiesta sutilmente en la imagen satelital “Google Earth”, y que en el terreno corresponde a un discreto escalón estructural dentro de la unidad denominada Ignimbrita Panalillo Inferior, como se puede apreciar en la Fig. 5.5.



Fig. 5.5.- Falla Alamos, panorámica. (14Q 277508 2415606).

Una falla normal de rumbo N55°W, con 65° NE y un pitch de 45° (SE), significando la prolongación noroccidental de la Falla Alamos, al SW de la Presa Providencia, a tan sólo 1 km al W del límite occidental del área de estudio (fuera de ella). Es una falla normal que esta segmentada por otras fallas normales oblicuas que escalonaron repetidamente los afloramientos afectados, observables en el Arroyo El Ancón, en la vertiente NW de la Mesa La Grana, como se observa en la Fig. 5.6.



Fig. 5.6.- Falla Alamos. **A)** Contacto tectónico entre las unidades Tap-Trp. **B)** Roca cataclástica de la falla. **C)** Estrías en el plano de falla con un pitch de 45° (derecho), moneda 2.2 cm. Localidad Arroyo El Ancón, Presa Providencia (14Q 274344 2420151).

V.6.2.- Falla Basaltos

A 600 m al ENE de la ranchería de Alamitos, se ubican dos afloramientos pequeños de coladas basálticas que descansan sobre la Ignimbrita Panalillo Superior. Se trata del Basalto Cabras, y a tan sólo 450 m al NE de la misma localidad afloran en forma segmentada algunos diques de basalto que intrusionan a la Ignimbrita Panalillo Inferior, dichas estructuras se alinean paralelamente a otro sutil lineamiento NW-SE en el terreno, que afecta tanto los afloramientos de Tap como de Trp (Observe dicha falla en ambas secciones A-A' y B-B').

V.6.3.- Falla Inferida 1

Un último lineamiento NW-SE, afecta principalmente el mayor de los nuevos afloramientos de la Riolita San Miguelito, que característicamente también se encuentra alineado paralelamente a dicho rumbo, así como del trazo de la carretera de terracería que comunica Bledos con el pueblo de Cabras, dicho lineamiento pasa por debajo de un pequeño caserío disperso llamado El Frijolillo, registrado en la carta topográfica Bledos (1:50,000), sobre el costado occidental de la nueva autopista San Luis Potosí-Guadalajara, en el extremo occidental del área de estudio (Ver ambas secciones A-A' y B-B').

V.7.- Fallas inferidas en las secciones geológicas

Las Fallas Inferidas 2 y 3, son fallas normales que complementan el modelo del graben, generan un angosto bloque hundido en forma de cuña central de 3.2 km de anchura, cubierto por los sedimentos continentales del Conglomerado Halcones y por los sedimentos aluviales Plio-cuaternarios.

V.8.- Diques basálticos

Como antes se ha mencionado, los diques del Basalto Cabras intrusionan a la Ignimbrita Panalillo Inferior (Tap), y a la Ignimbrita Panalillo Superior (Trp), particularmente asociados a las fallas

normales y a fracturas en las inmediaciones de la localidad de Alamitos. Los diques tienen posiciones verticales y sub-verticales preferencialmente, como se ilustra en la Figura 5.9

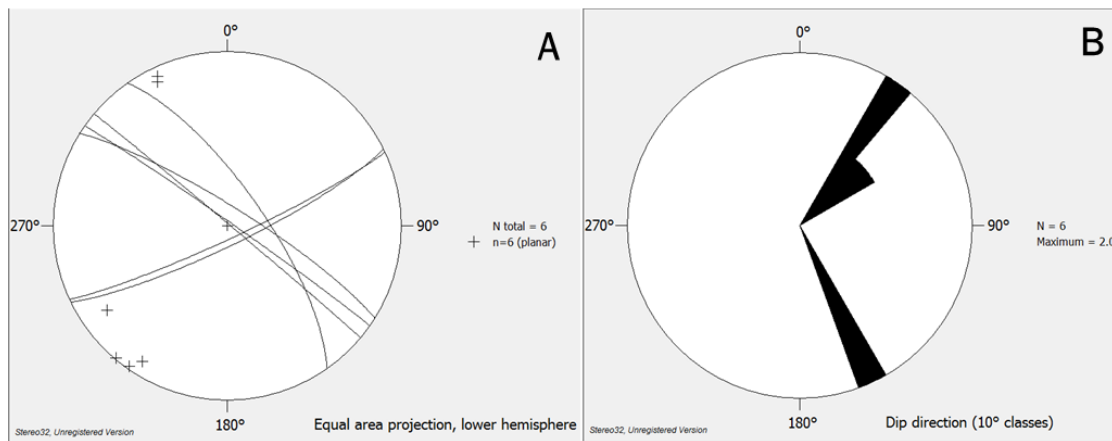


Fig. 5.7.- Estereo-diagrama y diagrama de roseta de los diques de basalto y de los diques piroclásticos. **A)** Estructuras orientadas NW-SE corresponden a los diques basálticos. Estructuras WSW-ENE corresponden a los diques piroclásticos. **B)** Hechados de los diques basálticos (NE) y de los diques piroclásticos (SE).

V.9.- Diques piroclásticos (Tap)

Aunque hay numerosos diques piroclásticos asociados a la Ignimbrita Panalillo Inferior, dos diques piroclásticos fueron registrados en el área central del graben, distantes 3.5 km uno de otro. Son cuerpos de hasta 1.2 m de espesor constituidos de material piroclástico de composición riolítica, principalmente de fragmentos de ceniza del tamaño de la arena fina a mediana, que exhiben cierto soldamiento, y que intrusionan casi verticalmente los depósitos de las oleadas y flujos piroclásticos de la Ignimbrita Panalillo Inferior.

Estos cuerpos tabulares, que lateralmente pueden ramificarse, se orientan preferencialmente WSW-ENE denotando cierta perpendicularidad con respecto a las demás estructuras regionales frecuentemente orientadas NW-SE o NNW-SSE. En un dique piroclástico aflorante al sur del pueblo de Bledos, se observó un juego de fracturas diagonales tipo (*riedels* de 30°), sugiriendo que el fracturamiento que lo formó también denotara una componente lateral derecha. (Observar la Fig. 5.8 A,B,C). Este dique piroclástico no fue registrado en el mapa geológico, ya que en su lugar se optó registrar otros datos estructurales de "Tap" ahí medidos.



Fig. 5.8.- Diques piroclásticos de (Tap). **A)** Intrusión vertical entre capas piroclásticas horizontales. **B)** Fracturamiento tipo riedels, vista frontal. **C)** Fracturamiento riedels, vista lateral. Localidad Arroyo Bledos (14Q 280337 2416713). **D)** Dique piroclástico, corte transversal. Localidad La Candelaria (14Q 283390 2417574).

V.10. Análisis estructural de fallas

En la Fig. 5.9 se muestran los datos estructurales de cinco fallas normales medidas en campo, en donde se incluye la orientación azimutal de los planos de falla, de sus inclinaciones, y de sus estrías, según es el caso.

| Nombre de la falla | Azimut | Inclinación | Pitch |
|-------------------------------|--------|-------------|--------|
| Presa Providencia (F. Alamos) | 330° | 72° SW | 60° SE |
| Falla Labarthe | 317° | 65° NE | no |
| Falla Puente Autopista | 333° | 68° NE | no |
| Falla Cortina | 314° | 76° SW | no |
| F. Presa Plan de San Luis | 305° | 60° SW | no |

Fig. 5.9.- Datos estructurales de 5 fallas normales del área mapeada.

Los datos estructurales de las cinco fallas fueron graficados en un estereograma de densidades y de roseta (Hemisferio sur y de áreas iguales) se graficaron de esta forma para determinar la orientación del campo de esfuerzos en el área de estudio, resultando, en un campo de esfuerzo orientado de la siguiente:

| | | |
|------------|------|-----|
| σ_1 | 305° | 79° |
| σ_2 | 139° | 7° |
| σ_3 | 48° | 19° |

Fig. 5.10.- Orientación geográfica del campo de esfuerzo σ_1 , σ_2 , σ_3 , azimutes e inclinaciones resultantes a partir del análisis estructural de las cinco fallas normales medidas en campo.

Como se puede observar en los diagramas de la Fig. 5.13, la actitud de los planos de falla, como la del campo de esfuerzo que les dio origen, muestran una deformación distensiva típica, donde el vector σ_1 se orienta verticalmente, σ_3 se orienta hacia el NE, dirección preferente de la extensión regional, mientras que σ_2 señala el rumbo promedio del crecimiento horizontal de las fallas analizadas.

Donde la orientación de la inclinación de los planos de falla puede variar entre los 40° y los 70° NE y SW, mientras que el rumbo de sus trazas se pueden orientar entre los 30° y los 60° NW y SE.

La orientación de la única estría medida, sugiere que el plano de falla de la Falla Alamos, en el área de la Presa Providencia tiene una componente lateral izquierda relativamente moderada.

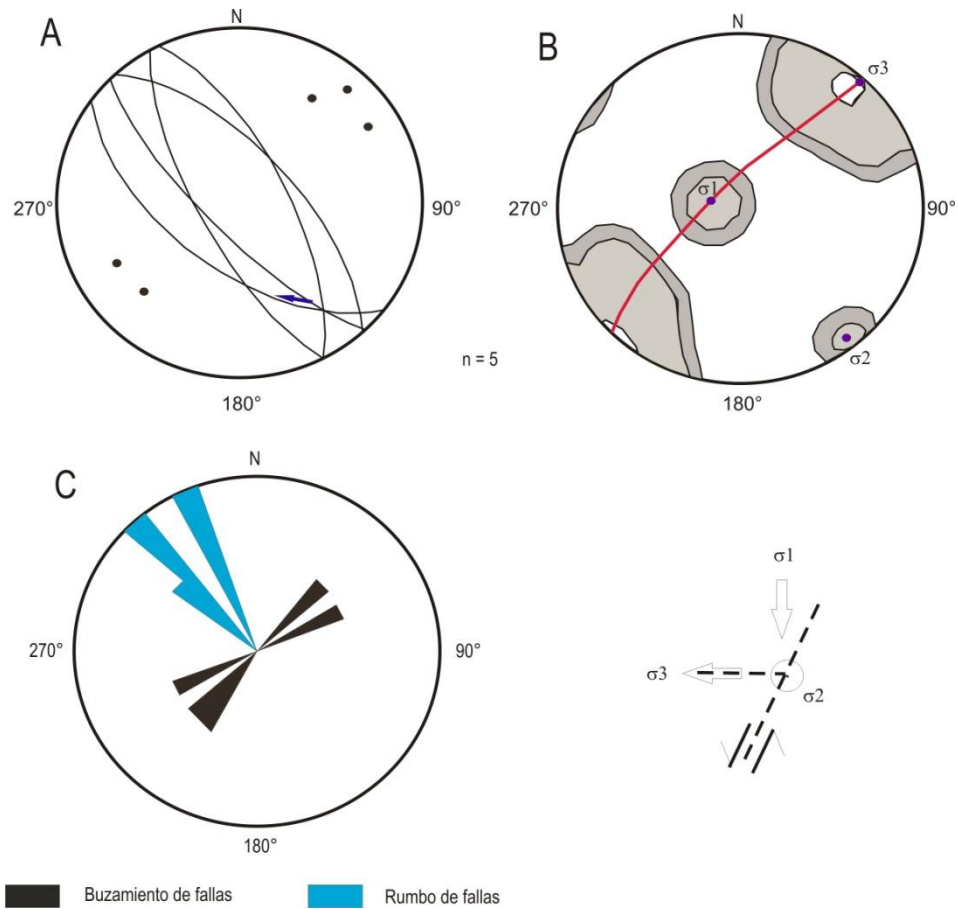


Fig. 5.11.- Estereogramas: Círculos mayores, de densidad y de roseta de cinco fallas normales medidas en campo. A) Círculos máximos de las fallas, sus polos y el pitch de una estría, 2) Orientación del campo de esfuerzos regionales, y C) Rumbo y dirección de la inclinación de las fallas.

V.11.- Basculamiento de las capas lávicas y piroclásticas del área de estudio

Como ya fue mencionado en el apartado metodológico y de las hipótesis planteadas en esta investigación, el basculamiento de las diferentes unidades lito-estratigráficas afectadas, fue determinado a partir de los datos estructurales de los planos que ciertamente reflejan tanto la foliación de flujo, en las lavas, como de pseudo-estratificación en los depósitos piroclásticos pre y sin-rift. Para ello, se tomaron en cuenta los datos estructurales de trabajos publicados, particularmente los de la Carta Geológico-Minera San Francisco F14-C13 elaborada por Rodríguez Ríos et al., (2004) y los datos estructurales medidos en los afloramientos mapeados en el presente trabajo, mismos que son referidos en las tablas 1 y 2:

| Número | Unidad | X= | Y= | RMO | Echado | Dip | Azmut |
|--------|--------|--------|---------|---------|--------|-----|-------|
| 1 | Trp | 280000 | 2415100 | N 31° W | 12° SW | 12 | 239 |
| 2 | Tap | 280450 | 2414750 | N 06° W | 08° NE | 8 | 84 |
| 3 | Trp | 279890 | 2414100 | N 32° W | 15° NE | 15 | 58 |
| 4 | Tap | 281100 | 2415250 | N 37° W | 05° SW | 5 | 233 |
| 5 | Trp | 280350 | 2413500 | N 73° W | 10° NE | 10 | 17 |
| 6 | Tap | 281650 | 2413160 | N 30° W | 05° SW | 5 | 240 |
| 7 | Tap | 281510 | 2413340 | N 01° W | 05° SW | 5 | 269 |
| 8 | Tap | 284350 | 2413550 | N 69° W | 85° SW | 85 | 201 |
| 9 | Tap | 286860 | 2411280 | N 58° E | 05° NW | 5 | 148 |
| 10 | Tap | 287850 | 2413580 | N 33° W | 44° NE | 44 | 57 |
| 11 | Tap | 285450 | 2412700 | N 01° W | 49° SW | 49 | 269 |
| 12 | Tap | 286710 | 2415535 | N 42° W | 11° NE | 11 | 48 |
| 13 | Tap | 284870 | 2413220 | N 45° W | 21° NE | 21 | 45 |
| 14 | Tap | 284400 | 2413760 | N 87° W | 40° SW | 40 | 183 |
| 15 | Trp | 284320 | 2415475 | N 87° W | 25° SW | 25 | 183 |
| 16 | Trp | 284610 | 2415280 | N 29° W | 17° SW | 17 | 241 |
| 17 | Trp | 284950 | 2415320 | N 55° E | 14° SE | 14 | 145 |
| 18 | Tap | 286500 | 2414050 | N 69° W | 07° NE | 7 | 21 |
| 19 | Tap | 286450 | 2414460 | N 83° W | 17° SW | 17 | 187 |
| 20 | Trp | 286050 | 2414600 | N 18° W | 12° NE | 12 | 72 |
| 21 | Trp | 286030 | 2414925 | N 20° E | 17° NW | 17 | 290 |
| 22 | Tap | 286750 | 2412820 | N 52° W | 09° SW | 9 | 218 |
| 23 | Tap | 288950 | 2413050 | N 63° E | 69° NW | 69 | 333 |
| 24 | Tic | 288870 | 2413830 | N 26° W | 15° SW | 15 | 244 |
| 25 | Tap | 287615 | 2416490 | N 18° W | 06° SW | 6 | 252 |
| 26 | Trp | 287740 | 2417100 | N 06° E | 35° SE | 35 | 96 |
| 27 | Tap | 285650 | 2417650 | N 25° W | 10° NE | 10 | 65 |
| 28 | Trp | 286290 | 2418100 | N 50° W | 17° NE | 17 | 40 |
| 29 | Tic | 288600 | 2416700 | N 02° E | 30° SE | 30 | 92 |
| 30 | Tic | 286850 | 2421250 | N 52° E | 13° SE | 13 | 142 |
| 31 | Tic | 286000 | 2421800 | N 35° W | 17° NE | 17 | 55 |
| 32 | Tic | 287200 | 2421850 | N 50° W | 18° NE | 18 | 40 |
| 33 | Tic | 287050 | 2422550 | N 09° W | 22° NE | 22 | 81 |
| 34 | Tic | 286450 | 2423150 | N 15° E | 10° NW | 10 | 285 |
| 35 | Tic | 288175 | 2422450 | N 48° E | 09° NW | 9 | 318 |
| 36 | Tic | 288800 | 2423000 | N 12° E | 28° NW | 28 | 282 |
| 37 | Tic | 287650 | 2423000 | N 55° W | 25° NE | 25 | 35 |
| 38 | Tic | 287880 | 2423300 | N 70° E | 33° NW | 33 | 340 |
| 39 | Tic | 287700 | 2423450 | N 85° W | 38° NE | 38 | 5 |
| 40 | Tic | 286060 | 2422850 | N 20° E | 13° NW | 13 | 290 |
| 41 | Tic | 286600 | 2423980 | N 20° E | 12° NW | 12 | 290 |
| 42 | Tic | 285500 | 2423950 | N 00° E | 11° NW | 11 | 270 |
| 43 | Tic | 285900 | 2424250 | N 50° E | 09° NW | 9 | 320 |
| 44 | Tic | 285200 | 2424650 | N 30° E | 12° SE | 12 | 120 |
| 45 | Tic | 285000 | 2422700 | N 74° W | 08° NE | 8 | 16 |
| 46 | Tic | 284150 | 2423080 | N 61° W | 21° NE | 21 | 29 |
| 47 | Tic | 283850 | 2424050 | N 72° W | 08° NE | 8 | 18 |
| 48 | Trp | 279450 | 2422000 | N 50° W | 80° SW | 80 | 320 |
| 49 | Trp | 279800 | 2422350 | N 58° E | 11° NW | 11 | 328 |
| 50 | Trp | 280140 | 2422700 | N 27° E | 33° SE | 33 | 117 |
| 51 | Trp | 276650 | 2413170 | N 44° W | 15° NE | 15 | 46 |
| 52 | Trp | 277200 | 2414050 | N 55° W | 44° SW | 44 | 325 |
| 53 | Trp | 276165 | 2414775 | N 35° W | 15° NE | 15 | 55 |
| 54 | Trp | 276700 | 2423730 | N 25° W | 76° NE | 76 | 65 |
| 55 | Trp | 276800 | 2423450 | N 13° W | 15° NE | 15 | 77 |
| 56 | Trp | 276950 | 2422825 | N 47° W | 20° SW | 20 | 317 |
| 57 | Trp | 277380 | 2422530 | N 28° W | 06° SW | 6 | 242 |
| 58 | Trp | 277600 | 2422370 | N 63° W | 16° SW | 16 | 207 |

Tabla 1.- Medición de datos estructurales compilados de la Carta geológico-minera San Francisco, Rodríguez Ríos et al., (2004).

| Número | X= | Y= | RMO | Echado-capa | símbolo |
|--------|--------|---------|---------|--------------|-----------------------|
| 22 | 281165 | 2425094 | N 38° W | 08° NE | Foliación de flujo |
| 25 | 280780 | 2425207 | N 75° E | 18° SE | Foliación de flujo |
| 26 | 280557 | 2425313 | N 45° E | 03° NW | Foliación de flujo |
| 28 | 279617 | 2424547 | N 85° E | 05° SE | Foliación de flujo |
| 29 | 279735 | 2424295 | N 80° E | 21° SE | Foliación de flujo |
| 30 | 279791 | 2424199 | N 30° W | 15° SW | Foliación de flujo |
| 31 | 280362 | 2423933 | N 85° E | 34° NW | Foliación de flujo |
| 32 | 280533 | 2424004 | N 85° E | 27° NW | Foliación de flujo |
| 34 | 280908 | 2423895 | N 72° E | 12° SE | Pseudoestratificación |
| 38 | 281198 | 2423204 | N 40° W | 20° NE | Pseudoestratificación |
| 42 | 279890 | 2423291 | N 07° W | 47° SW | Pseudoestratificación |
| 44 | 279797 | 2423462 | N 34° W | 23° SW | Foliación de flujo |
| 46 | 279766 | 2423604 | N 40° W | 27° SW | Foliación de flujo |
| 47 | 279712 | 2423490 | N 39° W | 11° SW | Foliación de flujo |
| 49 | 279684 | 2423040 | N 55° E | 22° SE | Pseudoestratificación |
| 53 | 279692 | 2422738 | N 89° W | 15° NE | Pseudoestratificación |
| 54 | 279643 | 2422538 | N 60° E | 22° NW | Pseudoestratificación |
| 56 | 279826 | 2422542 | N 32° E | 71° SE | Foliación de flujo |
| 60 | 279840 | 2422063 | N 89° W | 11° NE | Foliación de flujo |
| 62 | 278034 | 2422378 | N 85° E | 79° NW | Fractura |
| 63 | 276244 | 2423533 | N 78° W | 07° NE | Foliación de flujo |
| 67 | 280801 | 2414887 | N 05° E | 18° SE | Pseudoestratificación |
| 68 | 280791 | 2414910 | N 45° E | 12° NW | Pseudoestratificación |
| 69 | 280876 | 2414833 | N 10° E | 06° NW | Pseudoestratificación |
| 70 | 280919 | 2415027 | N 14° E | 06° NW | Pseudoestratificación |
| 71 | 281000 | 2415009 | N 80° W | 20° NE | Pseudoestratificación |
| 72 | 281319 | 2414983 | N 61° W | 08° NE | Pseudoestratificación |
| 73 | 281492 | 2414884 | N 49° W | 06° NE | Pseudoestratificación |
| 74 | 281578 | 2414900 | N 47° E | 17° NW | Pseudoestratificación |
| 75 | 281581 | 2414914 | N 78° W | 04° NE | Pseudoestratificación |
| 76 | 281940 | 2415031 | N 65° W | 07° NE | Pseudoestratificación |
| 77 | 283157 | 2416749 | N 23° E | 11° SE | Pseudoestratificación |
| 78 | 282373 | 2415512 | N 85° W | 09° NE | Pseudoestratificación |
| 80 | 283115 | 2417061 | N 50° E | 08° NW | Pseudoestratificación |
| 81 | 283126 | 2417108 | N 64° E | 81° SE | Pseudoestratificación |
| 82 | 284049 | 2418170 | N 07° E | 17° SE | Pseudoestratificación |
| 83 | 283390 | 2417574 | N 04° W | 08° SW | Pseudoestratificación |
| 84 | 281489 | 2417190 | N 20° W | 76° SW | Foliación de flujo |
| 85 | 280337 | 2416713 | N 75° W | 05° NE | Pseudoestratificación |
| 86 | 280297 | 2416719 | N 45° W | 03° NE | Pseudoestratificación |
| 87 | 280280 | 2416709 | N 80° E | 04° SE | Pseudoestratificación |
| 89 | 276808 | 2423184 | N 50° W | 22° NE | Foliación de flujo |
| 90 | 276888 | 2420944 | E-W | 15° N franco | Pseudoestratificación |
| 91 | 276736 | 2421033 | N 60° W | 12° NE | Pseudoestratificación |
| 93 | 279025 | 2415666 | N 74° E | 06° NW | Foliación de flujo |
| 95 | 278789 | 2415550 | N 60° E | 09° NW | Pseudoestratificación |
| 101 | 277270 | 2414752 | N 50° E | 11° SE | Pseudoestratificación |
| 102 | 277210 | 2414542 | N 50° W | 11° NE | Foliación de flujo |
| 105 | 276982 | 2414190 | N 70° W | 27° NE | Pseudoestratificación |
| 118 | 277079 | 2414654 | N 69° W | 07° NE | Pseudoestratificación |
| 126 | 284014 | 2422440 | N 58° E | 15° NW | Foliación de flujo |
| 127 | 284127 | 2422371 | N 07° E | 16° SE | Foliación de flujo |
| 129 | 284402 | 2422410 | N 86° W | 08° SW | Foliación de flujo |
| 134 | 284608 | 2422396 | N 65° W | 33° NE | Foliación de flujo |
| 139 | 275162 | 2420169 | N 45° W | 19° NE | Pseudoestratificación |
| 148 | 279735 | 2416691 | N 05° E | 26° NW | Foliación de flujo |
| 156 | 278567 | 2415480 | N 24° E | 23° NW | Foliación de flujo |
| 158 | 278982 | 2415642 | N 66° W | 57° NE | Foliación de flujo |
| 162 | 279659 | 2416775 | N 83° W | 31° SW | Foliación de flujo |

| | |
|--|-------------------------------------|
| | Conglomerado Halcones (Tcgh) |
| | Basalto Cabras (Tbc) |
| | Ignimbrita Panalillo Superior (Trp) |
| | Ignimbrita Panalillo Inferior (Tap) |
| | Riolita San Miguelito (Tsm) |

Tabla 2.- Mediciones de datos estructurales medidos en los afloramientos del área de estudio.

El mayor volumen de los depósitos piroclásticos de la Ignimbrita Panalillo Inferior (Tap) se registró al sur del poblado de Alamitos y al sur del poblado de Bledos, mas de 100 metros y corresponden a los depósitos de pómez y ceniza de caída. Los planos de pseudo-estratificación (S_0) en esta unidad fueron medidos en los escasos pseudo-estratos delgados y medios, que se intercalan entre los depósitos masivos más comunes. Estos corresponden a los depósitos de oleadas piroclásticas *surge*. En ambas localidades, las inclinaciones de las capas pseudo-estratificadas se muestran en todas direcciones, sin embargo la tendencia general es hacia el noreste, como se observa en la Fig. 5.12.

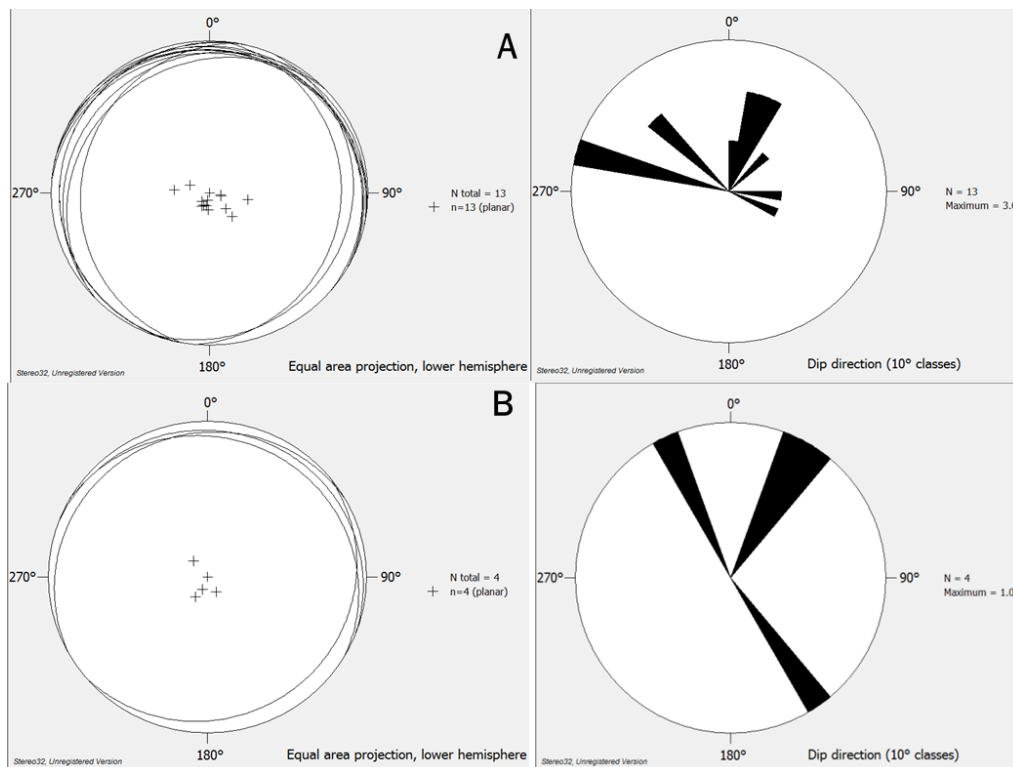


Fig. 5.12.- Estereogramas y diagramas de roseta de las mediciones de pseudo-estratificación (S_0) en los depósitos masivos y tipo *surge* de Tap. **A)** Área del Potrero Las Víboras, al sur de Bledos. **B)** Área de Alamitos, extremo suroccidental.

Pese a que se intentó evitar medir la pseudo-estratificación, en las capas combadas en los depósitos ondulados de dunas y anti-dunas, de los depósitos tipo “surge”, y, dado que muchas de las capas piroclásticas emplazadas sobreyacen a estos depósitos y siguieron la forma de las paleotopografías preexistentes, desconocemos en gran medida, que tanto influenció este factor la medición de nuestras capas.

VI.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

VI.1.- Introducción

El presente análisis pretende aclarar tres interrogantes: la primera, si la falla que en trabajos anteriores delimitaba al “Semi-graben de Bledos” en la mitad sudoriental de esta depresión, continúa hacia la parte noroccidental de la misma; la segunda, si en realidad se trata de un semi-graben; y la tercera, si se trata de una estructura tipo graben, cuyos márgenes sean señalados por las fallas conjugadas que conformen esta estructura.

En cuanto a la primera interrogante, en el capítulo anterior se demuestra la continuidad de las fallas cartografiadas en la mitad sudoriental del Semi-graben de Bledos (Labarthe Hernández y de la Huerta Cobos, 1998; Rodríguez Ríos et al, 2004 y Torres Aguilera, 2005), dado que tiene una clara exposición en el margen oriental de la Presa Plan de San Luis, y en la zona de la cola de la misma, así como al E del pueblo del mismo nombre, como se observa en el plano geológico. La cartografía previa (Labarthe Hernández y de la Huerta Cobos, 1998; Rodríguez Ríos, 2004 y Torres Aguilera, 2005), mostraba un continuo truncamiento de afloramientos paralelamente al rumbo de las fallas cartografiadas por los autores aquí citados, sugiriendo la continuidad de las mismas. Los rasgos morfológicos en esta parte del valle, entre los pueblos Plan de San Luis y Saucillo de Bledos, muestran una elevación característica coherente con la expresión de estas fallas.

Para determinar las dos interrogantes restantes, es necesario distinguir tanto la ocurrencia de fallas normales sintéticas, como de fallas normales sintéticas y conjugadas. Para detectar dichas estructuras, es indispensable reconocer las orientaciones de los bloques basculados involucrados en la conformación y subsidencia de esta cuenca. De esta forma, se consideró la orientación del basculamiento del basamento volcánico oligocénico. Así, el acomodo de estos bloques necesariamente refleja alguno de los dos escenarios contemplados. De esta forma, si la inclinación de las capas involucradas por el fallamiento ocurre en una sola dirección a lo largo y ancho de la cuenca, tendremos la configuración de un semi-graben. Pero si, por el contrario, la orientación de estas ocurren en dos direcciones opuestas, dentro de esta estructura, entonces tendremos la configuración de un graben *sensu stricto*, tal y como se ilustra en la Fig. 6.1.

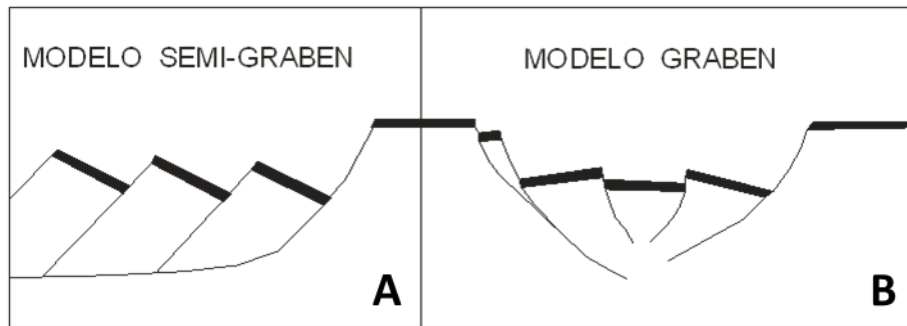


Fig. 6.1.- Diagrama conceptual de los modelos estructurales de: A) un semi-graben; y B) un graben.

Aguirre-Díaz et al., (2008) propone un modelo de evolución de deformación morfo-tectónica vinculado estrechamente a la sucesión de eventos volcánicos, generadores de estructuras tipo graben-caldera, característicos tanto en la región meridional de la Mesa Central, como en la región meridional de la Sierra Madre Occidental. Aunque la presente tesis no pretende demostrar que el Graben de Bledos se originó a partir de una estructura de este tipo, es importante mencionar que los procesos volcánicos aquí referidos, tanto por su naturaleza como por sus mecanismos eruptivos, son promotores y promovidos por la intensa actividad tectónica distensiva concomitante, conformadora de estructuras de este tipo y de otras similares. Dichas secuencias de eventos volcánicos, resultan ser las mismas ya descritas en el capítulo IV de este trabajo, señalando de esta forma, que la presente sucesión de eventos y depósitos representa el criterio estratigráfico diagnóstico, necesario para clasificar esta estructura desde su contexto de evolución vulcanológica.

VI.2.- Datos estructurales

Para llevar a cabo dicha determinación se procedió a medir con ayuda de la Brújula Brunton (Rumbera), todos aquellos planos estructurales que pudieran ser indicativos de la inclinación o basculamiento de sus planos horizontales originales, pero, dado que nos encontramos dentro de un contexto de rocas volcánicas, entonces se midieron pseudo-estratificaciones en los productos piroclásticos. Sin embargo, considerando que el proceso de subsidencia fué posterior al emplazamiento de la Ignimbrita Cantera y durante las erupciones piroclásticas de la Ignimbrita Panalillo Inferior (Labarthe-Hernandez y Jiménez-López, 1992), planteamos que estos depósitos

piroclásticos fueron deformados a lo largo de un proceso de deformación multi-episódica, desde sus primeros depósitos, hasta el emplazamiento de la Ignimbrita Panalillo Superior (Trp), continuando durante el emplazamiento de los derrames basálticos oligocénicos La Placa (Tbp), y por último, durante el pulso magmático del Basalto Cabras (Tbc) de edad Miocena.

Se midieron 67 planos S_0 en las áreas aledañas a las secciones estructurales de este trabajo, más los 55 datos estructurales reportados por Rodríguez-Ríos et al., (2008) en la Carta geológico-minera San Francisco, se presentan en el mapa geológico y en las Tablas 1 Y 2. Así, las diferentes inclinaciones de las capas de material volcánico se muestran por sectores en los diagramas de la figura 6.2.

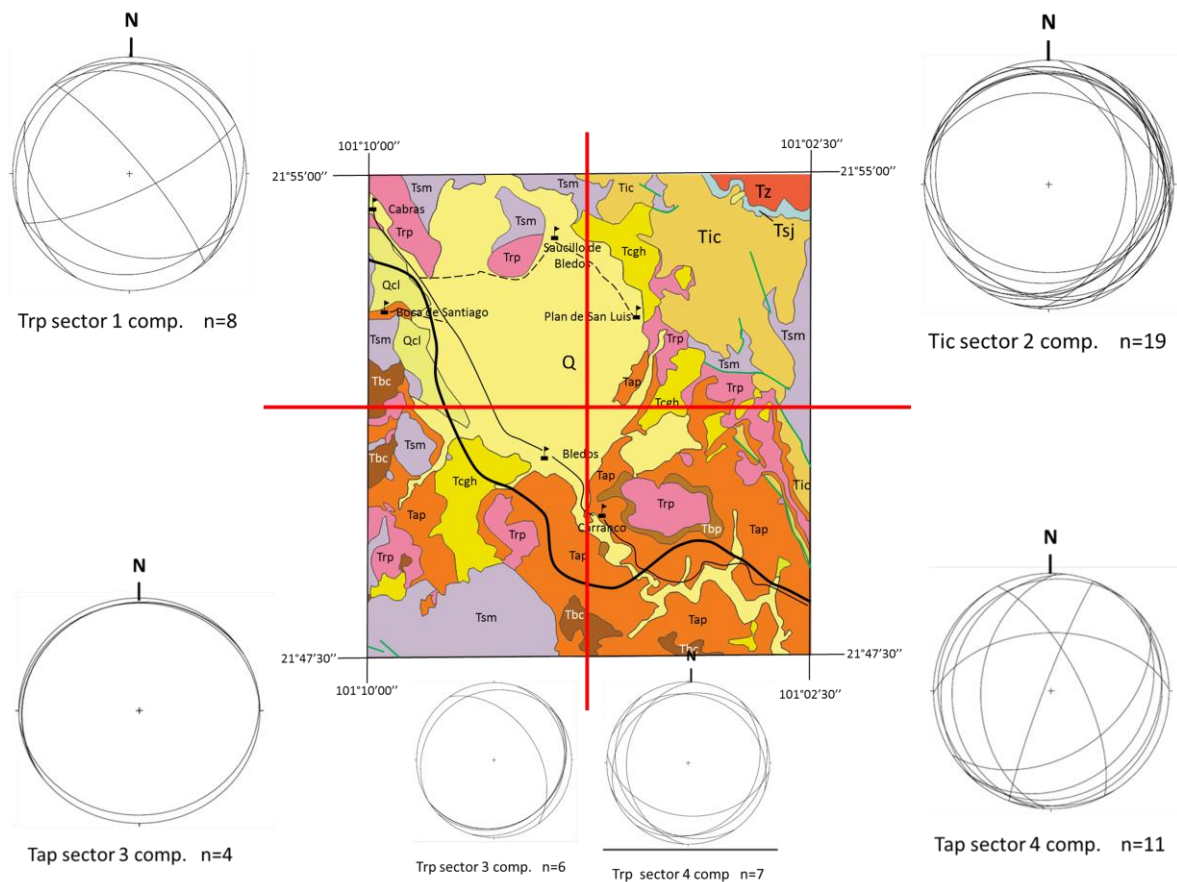


Fig. 6.2.- Stereogramas de los planos S_0 en foliaciones de flujo y pseudo-estratificaciones del trabajo de Rodríguez-Ríos et al., (2008). Sector 1 (área NW); sector 2 (área NE); sector 3 (área SW); y Sector 4 (área SE).

En las secciones estructurales se destaca que la Ignimbrita Panalillo Inferior (Tap) tiene un espesor moderado en el extremo sudoriental de ambas secciones, <100 m en la sección A-A', y >100 m en

la sección B-B', en tanto que es muy limitado, o ausente en la porción noroccidental, como se puede apreciar también en el mapa geológico.

Tomando en cuenta la ubicación de estos afloramientos y las características estratigráficas de sus productos piroclásticos de caída (mantos horizontales basculados), y sus flujos *surge* (en pseudo-estratos ondulantes) de estos depósitos, se midieron 13 capas en el área del Potrero Las Víboras y 4 más en los afloramientos cercanos al Cerro El Peligro. Las 17 capas medidas reflejan en su mayoría, buzamientos hacia el noreste en ambas localidades. Por otra parte los depósitos piroclásticos de esta unidad, sus características físicas y espesores indican haber sido extravasados desde las áreas afectadas por las fallas normales del margen meridional del graben, sin manifestar su presencia a lo largo del margen noreste de esta depresión vulcano-tectónica, por lo menos dentro del sector noroccidental de la misma.

Los datos medidos en las localidades ya mencionadas fueron graficados tanto en estéreogramas como en diagramas de roseta, para mostrar tanto sus actitudes como sus vergencias, Fig. 6.3.

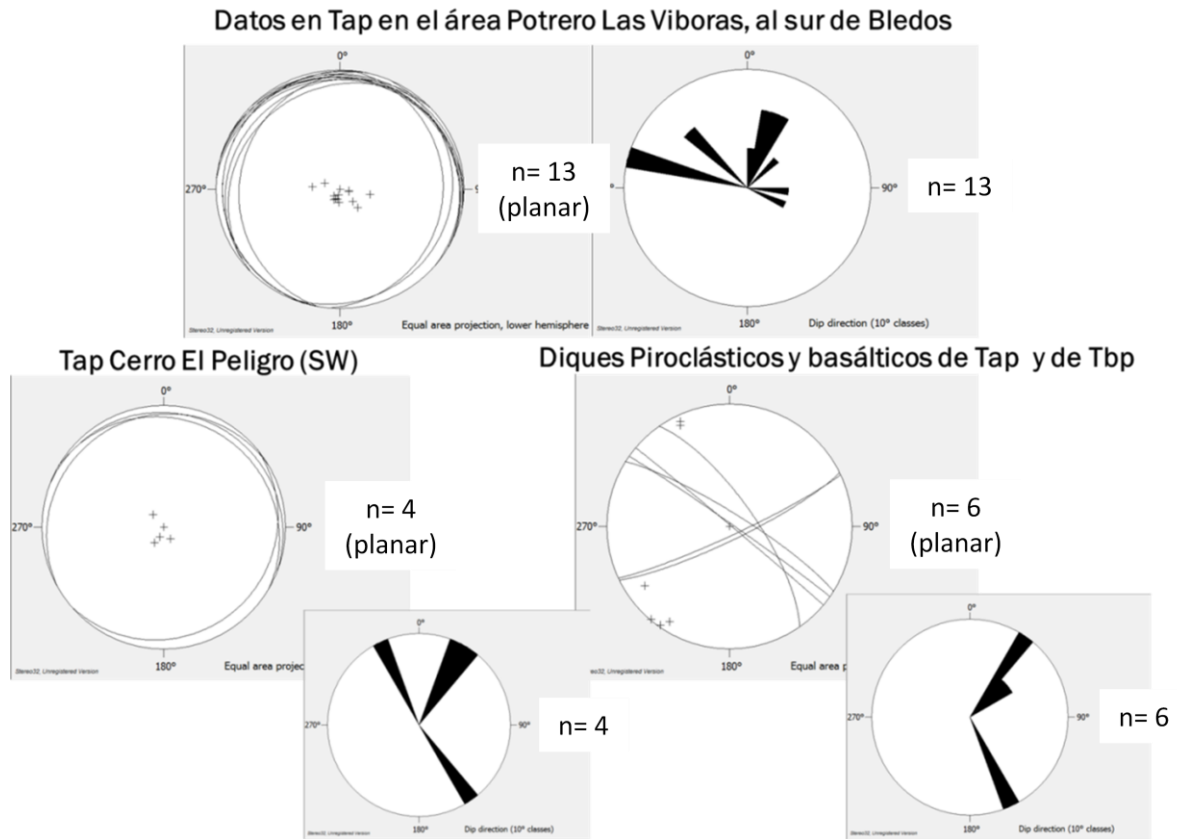


Fig. 6.3.- Estereogramas y rosetas de datos estructurales de las capas ignimbríticas y de diques piroclásticos de “Tap” y de otros diques basálticos de “Tbc”.

VI.3.- Márgenes del Graben

VI.3.1.- Margen septentrional

En la margen septentrional de la estructura se cartografiaron cinco grandes fallas normales semi-paralelas entre sí, todas ellas de orientación NW-SE, las cuales en el presente trabajo se las denominó con los siguientes nombres: 1) Falla Mesa del Rebozo, 2) Falla Plan de San Luis, 3) Falla Cortina, 4) Falla Cañón de Bledos, y 5) Falla Inferida “3”. Todas ellas muestran características geométricas muy semejantes entre sí; son fácilmente reconocibles en campo, salvo la Falla Inferida “3” que se encuentra sepultada bajo la cubierta de sedimentos continentales no consolidados que rellena el centro del valle. Saltos de falla considerables y largas trazas superficiales caracterizadas por franjas de brechas cataclástica de 5 metros de espesor, que eventualmente pueden exhibir algunas bandas de material molido (*gouge*) de hasta 30 cm de espesor.

Entre las características litológicas de las diferentes zonas de falla ya descritas en el capítulo precedente, el material fragmentado en bloques de diferentes tamaños, desde clastos grandes, hasta las partículas más finas, presentes en las franjas de brecha y cataclasita, las podemos interpretar según el criterio de Sibson R.H., (1977) como la porción más superficial de la zona de falla normal, donde la fragmentación de la roca apenas es perceptible, y hasta donde la molienda de dichos fragmentos comienza a conformar una matriz más fina que soporta los clastos subangulosos de granulometría mayor, como es posible apreciar en la Fig. 6.4.

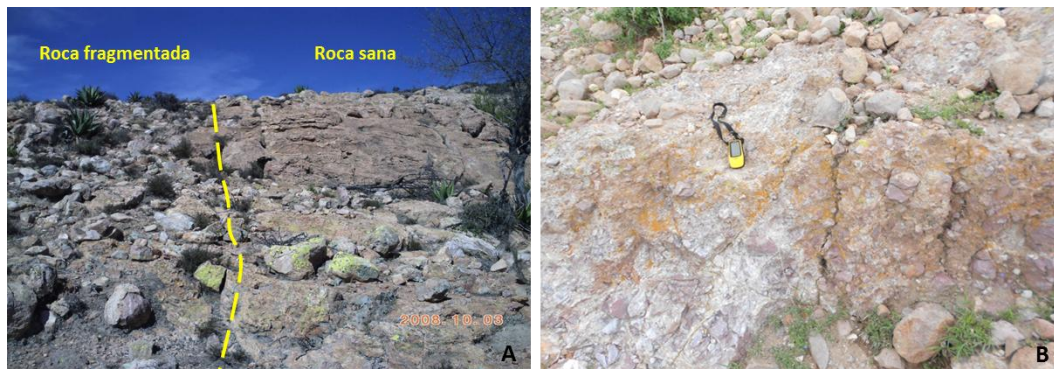


Fig. 6.4.- Características litológicas de las franjas de brecha y cataclasita. **A)** Brechas de fragmentos grandes que contrastan con las capas no afectadas por la deformación. Falla Plan de San Luis al norte del Cerro El Divisadero (14Q 281090 2425129). Y **B)** Franja cataclástica en la Falla Cortina. Localidad Cañón de Bledos, S.L.P., Receptor GPS 11cm (14Q 284945 2420801).

Las características litológicas y los productos generados durante el fallamiento del margen septentrional del graben, refleja la dinámica de la fricción, ya que produjo una fábricas muy característica. La fragmentación de las rocas volcánicas cuarzo-feldespáticas del CVSLP, muestran un carácter friccional, donde el desgaste de los partículas en ambos lados de la falla homogeniza el tamaño de las mismas. Sibson R.H., (1997) argumenta que los deslizamientos por falla ocurren en condiciones de alta sismicidad, donde la fragmentación térmica en rocas impermeables puede producir pseudo-taquilita por fricción-fusión.

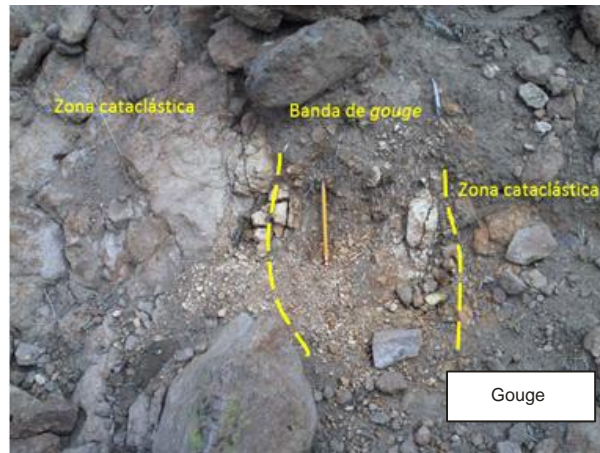


Fig. 6.5.- Banda del gouge en franja de cataclasita de la Falla Mesa del Rebozo. Localidad cola de la Presa Plan de San Luis, lápiz 15 cm (14Q 284570 2422566).

La formación de una zona de *gouge* y de las brechas de falla indican que se trata del segmento más superficial, dada la abundancia de rocas de la serie cataclástica. Dentro de esta zona, los detritos cataclásticos se observan fracturados y rotados paulatinamente. Así, a medida que aumenta la profundidad y la temperatura, la roca cuarzo-feldespática resultante adquiere una textura en mortero, por efecto de la re-cristalización de los granos de cuarzo y de una deformación semi-plástica (Sibson R.H., 1997).

Estas características litológicas imprimen un carácter distintivo muy evidente, en las zonas de falla a lo largo del margen septentrional del Graben de Bledos, rasgos texturales que contrastan notoriamente con las características litológicas de las zonas de falla del margen meridional.

VI.3.2.- Margen meridional

Por el contrario, el aspecto que muestran las fallas normales que bordean el margen meridional de la presente estructura es muy diferente, ya que en este margen no se observan desarrollos de franjas cataclásticas asociadas a las fallas, sino más bien, en su lugar se observan fallas de salto discreto intraformacionales, todo en la unidad denominada Ignimbrita Panalillo Inferior (Tap), que dan idea de una respuesta mecánica muy distinta a la observada en el margen opuesto.

Por lo general, el aspecto más común que muestran las capas rocosas cortadas por las fallas, es el de una serie de fallas normales escalonadas, todas ellas paralelas entre sí, que por su frecuencia y

su muy reducido salto de falla, con facilidad pasan desapercibidas y no exhiben alguna morfología característica.

Dado el promedio de las distancias de separación entre una capa y otra adyacente, resulta muy complicado fotografiar adecuadamente esta característica, así como su representación cartográfica a escala 1:20,000. Para ilustrar este aspecto, el margen sur del graben correspondería a un escarpe con fallas múltiples tal como se ilustra en el dibujo "b" de la Fig. 6.6.

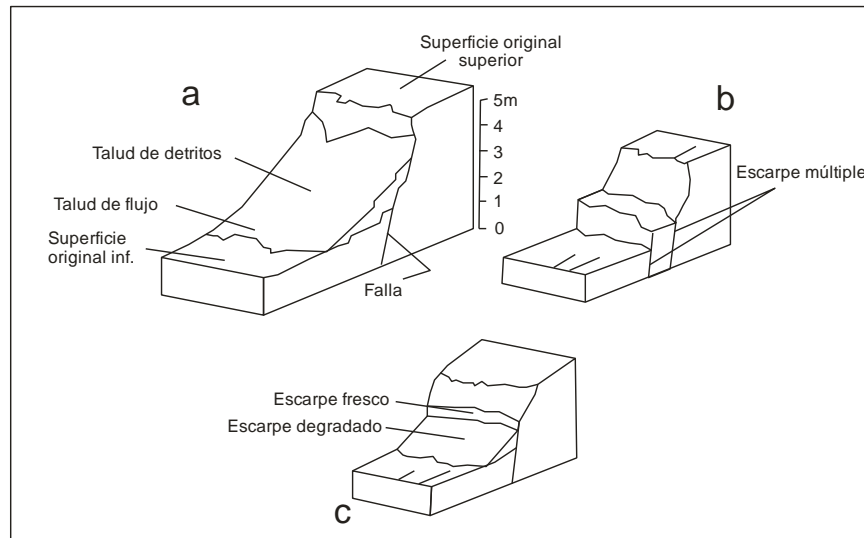


Fig. 6.6.- Bloque diagramático que muestra el aspecto más común de las fallas normales del margen meridional del graben. Modificado de González G., y Carrizo D., (2003).

Las fallas del margen meridional, no presentan claros escarpes de falla ni brechas cataclásticas tan notables como las fallas del margen septentrional, quizás porque sus escarpes están degradados y/o cubiertos por depósitos de talud, constituidos por material regolítico y del material fragmentario disperso, generado a partir de la exposición y erosión de las capas rocosas del escarpe, las fallas del margen meridional están ocultas por una morfología semi-plana y cubiertas parcialmente por una delgada capa de regolita o coluvión. Los depósitos aluviales solo son considerables en la parte central del graben.



Fig. 6.7.- Depósito de material regolítico y fragmentario que caracteriza los escarpes degradados de la Falla Inferida "1". Localidad, inmediaciones del Tanque Tuna Buena. Al fondo, Cerro El Peligro (14Q 277210 2414542).

Entre los escasos planos de falla que fueron cartografiados, se pueden observar algunos indicadores cinemáticos tales como estrías, grietas de tensión y saltos. Las estrías presentan un *pitch* de 60° en sentido horario, indicando una componente de movimiento horizontal (derecho) del orden del 66.66%, como se ilustra en la Fig. 6.8.

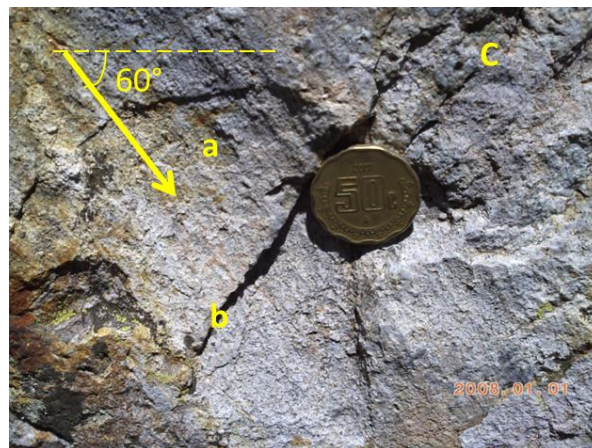


Fig. 6.8.- Indicadores cinemáticos en la Falla Alamos. **A)** Estrías, **B)** Saltos, **C)** Grietas de tensión. Localidad Presa Providencia, al occidente del área de estudio. Moneda 21 mm (14Q 274344 2420151).

Xu et al., (2008) es el primero en México, en estudiar las relaciones geométricas de las fallas normales terciarias de la Mesa Central, para clasificarlas. Para ello, calcula el factor D/L de numerosas fallas normales subparalelas entre sí, que afectan el sector meridional de la Sierra de San Miguelito, al sur de la Ciudad de San Luis Potosí. Este factor, permite cuantificar la tasa de

crecimiento (en forma porcentual) de las fallas, donde el producto del desplazamiento de la falla "D" (en metros) multiplica el inverso de la longitud "L" de la misma (en metros). Conformando de esta forma un factor superficial del plano de la falla "A", dando así una idea del crecimiento de la misma en ambas dimensiones, por un lado el desarrollo de su salto de falla (D), y por el otro, de su propagación lateral (L).

$$A = D \frac{1}{L}$$

El factor D/L de cada una de las fallas normales, tanto del margen septentrional, como meridional es calculado y consignado en la siguiente tabla, cuyo índice indica la proporción porcentual del crecimiento de cada una de ellas, como es posible contemplar en la siguientes tablas.

| FACTOR D/L DE LAS FALLAS NORMALES DEL GRABEN DE BLEDOS | | | |
|---|-----|-------|---------|
| | D | L | D/L |
| Falla Mesa del Rebozo | 100 | 12000 | 0.00833 |
| Falla Plan de San Luis | 150 | 5000 | 0.03 |
| Falla Cortina | 125 | 5000 | 0.025 |
| Falla Cañón de Bledos | 170 | 13000 | 0.01307 |
| Falla Mesa Cerrito Prieto | 50 | 1800 | 0.02777 |
| Falla Alamitos | 50 | 3300 | 0.01515 |
| Falla Basaltos | 50 | 5000 | 0.01 |
| Falla Autopista | 50 | 2600 | 0.01923 |
| Falla Inferida 1 | 100 | 3000 | 0.03333 |
| Falla Inferida 2 | 250 | 2600 | 0.09615 |
| Falla Inferida 3 | 250 | 3800 | 0.06578 |
| | | | |
| | | | |
| <p>D= Salto de Falla aproximado (metros); L= Longitud del segmento de falla (metros). La estimación de D corresponde a los valores interpretados en la secciones estructurales A-A' y B-B'.</p> | | | |

Tabla 3.- Factores D/L de las once fallas mapeadas en el sector noroccidental del Graben de Bledos.

| menor-mayor | Nombre | D/L |
|-------------|---------------------------|---------|
| 1 | F. Mesa del Rebozo | 0.00833 |
| 2 | Falla Basaltos | 0.01 |
| 3 | Falla Cañón de Bledos | 0.01307 |
| 4 | Falla Alamitos | 0.01515 |
| 5 | F. Puente Autopista | 0.01923 |
| 6 | Falla Cortina | 0.025 |
| 7 | Falla Mesa Cerrito Prieto | 0.02777 |
| 8 | Falla Plan de San Luis | 0.03 |
| 9 | Falla inferida 1 | 0.03333 |
| 10 | Falla inferida 3 | 0.06578 |
| 11 | Falla inferida 2 | 0.09615 |

Tabla 4.- Fallas ordenadas por su índice de crecimiento de menor a mayor.

La presente tabla permite distinguir con facilidad dos rangos de valores del factor D/L de las fallas mapeadas en el área de estudio. Un rango pequeño de 0.008 a 0.03 que caracteriza por igual ambos conjuntos de fallas, tanto los del margen meridional, como los del margen septentrional. No obstante, un rango alto, a partir de 0.033 caracteriza las fallas inferidas “1”, “2” y “3” que delimitan el bloque central, el más hundido de esta depresión tectónica.

Entonces, tomando en cuenta los valores relativamente mayores del factor D/L de las fallas: Presa Plan de San Luis, Mesa Cerrito Prieto, Cortina, y Puente Autopista, es posible explicar la razón por la cual, dichas fallas se encuentran distanciadas unas de otras por espacios muy regulares casi constantes a lo largo de la mayoría de sus longitudes. Y es que este valor de sus índices de crecimiento explica la ocurrencia del fenómeno llamado “sombreado de los esfuerzos”, donde una falla ocurrente dentro de la región de caída de los esfuerzos de otra se vuelve inactiva, y ninguna otra falla podrá nuclearse dentro de ese espacio. Donde la anchura de la sombra de esfuerzos es proporcional a la amplitud de la falla, la cual crece con la longitud de la misma, hasta que dicha falla puntea la capa frágil (horizonte afallado), posterior a la cual permanece constante y proporcional al espesor sismogénico (Scholz H., 2002). Este fenómeno de sombreado de esfuerzos es el factor principal que determina el espaciamiento dentro de la población de las fallas en ambos márgenes.

En contraste, las fallas: Alamitos, Cañón de Bledos, Basaltos y Mesa del Rebozo, dado su muy bajo índice de crecimiento sus sombras de esfuerzos son muy reducidas, y por lo mismo, su espaciamiento también es muy breve, pudiéndose incluso repetir la ocurrencia de las mismas en gran número. Sin embargo este mismo efecto, promueve la coalescencia de las fallas, esto ocurre dado, que las interacciones de los campos de esfuerzo de una falla con respecto al de las fallas vecinas es repulsiva, de modo que si una falla penetrara dentro de la región de influencia de otra, la primera será atraída hacia la segunda coalesciendo instantáneamente; es decir, ambas fallas se combinan para formar una falla cuya distribución de deslizamientos será mínima en la región de coalescencia, pero a medida que los deslizamientos se acumulan, la distribución de deslizamientos sumados de ambos segmentos se aproximarán al de una falla simple con la longitud combinada. Esto es posible pese a que las fallas se encuentren moderadamente separadas, ya que entre ambas se formaran innumerables pequeñas fallas que conforman las ligaduras entre las más grandes (Scholz H., 2002). Este efecto se observa claramente en los afloramientos afectados por la Falla Alamitos, en la rivera meridional de la Presa Providencia, a escasos kilómetros al poniente de la localidad Boca de Santiago, en el extremo occidental del área de estudio, donde las ligaduras de falla y su coalescencia explican las numerosas repeticiones escalonadas de los afloramientos de Tap y de Trp dentro de la zona de falla inferida.

Por otra parte, el espesor de las capas delgadas de los flujos piroclásticos de la Ignimbrita Panalillo Superior, como es el caso en los cuerpos vitrofíricos, y de numerosos cuerpos reomórficos de (Trp), pero sobre todo, en los delgados horizontes ondulantes *surge* (10-20 cm), de la Ignimbrita Panalillo Inferior (Tap), se observa que el espesor de estos horizontes influye decididamente en la restricción vertical de las fallas y en la evolución de sus formas.

Benedicto A., et al., (2003) propone que el conjunto de esfuerzos mecánicos homogéneos y heterogéneos de varias secuencias estratificadas, pueden producir la diversidad de formas de fallas que se observan en la naturaleza.

Igualmente explica, que su modelo de crecimiento de fallas (en segmentos de falla), cuyos segmentos se encuentran confinados principalmente en las capas más delgadas, sin embargo los segmentos incluidos en las capas de mayor espesor parecen exhibir un mayor grado de segmentación, mientras que los más delgados demuestran mayor heterogeneidad. Del mismo modo, a medida que la restricción vertical disminuye el número de fallas ligadas aumenta. Mientras que las secuencias más heterogéneas tendrán un mayor número de segmentos que

aquellas secuencias más homogéneas de mayor espesor. Este autor señala igualmente, que las propiedades mecánicas de las rocas estratificadas determinan, tanto la forma final de las fallas mayores, como su distribución de desplazamientos y de transmisibilidad, en resumen, que la arquitectura y las propiedades físicas de las fallas mayores dependen críticamente de las heterogeneidades mecánicas de las secuencias estratificadas.

Soliva R., et al., (2006) posteriormente hacen notar que, el espaciamiento en una población de fallas confinadas en horizontes delgados, como las capas de los depósitos piroclásticos “Tap” y “Trp”, denominados *bookshelf faults*, las cuales pueden suceder a diferentes escalas, dependiendo del espesor de las capas. En observaciones de campo, se aprecia un espaciamiento regular en la vecindad de las fallas más largas, que corresponden a la separación máxima entre las fallas paralelas ligadas a través de rampas de relevo. En esta población de fallas, también es posible observar que la posición de las máximas caídas de esfuerzos permanece constante entre los 5 y los 10 m, con respecto a la falla, particularmente en las fallas con saltos de falla semejantes que incrementan su longitud. Dentro de las zonas de bajo valor de esfuerzo cortante, la propagación de las fallas es inhibida, mientras que la formación de rampas de relevo aumenta, de esta manera es posible inferir, que en los pequeños segmentos de falla incluidos en las capas más delgadas exhiben espaciamientos entre fallas casi regulares, como se observan en las Figs 6.9 y 6.10.

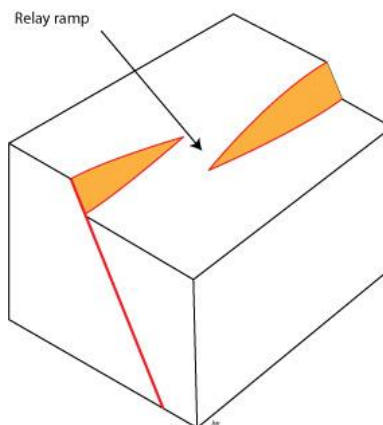


Fig. 6.9.- Esquema de una rampa de relevo que liga dos planos de falla normales paralelos.

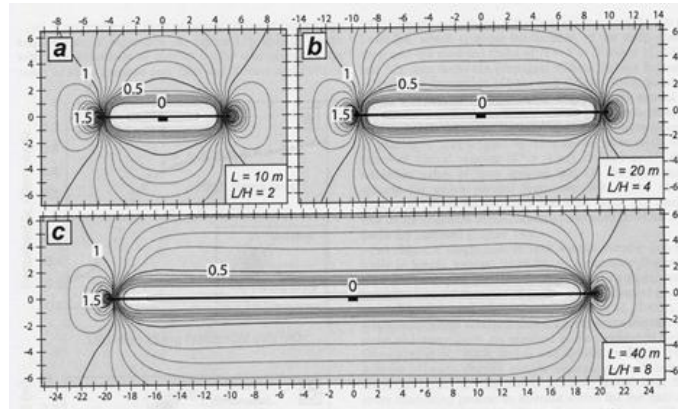


Fig. 6.10.- Líneas de contorno de máximo esfuerzo cortante normalizadas a los esfuerzos remotos de fallas normales vistos en planta en fallas de diferentes relaciones D/L .

Soliva R., et al., (2006) calculo la relación espaciamento/espesor en varios tipos de fallas, encontrando que los espesores de las capas mecánicas confinantes pueden controlar la amplitud de la reducción de esfuerzos, y por lo tanto, el espaciamento entre las fallas a diferentes escalas, dando así una explicación física del porqué, en los medios estratificados, algunas poblaciones de fallas muestran una mejor distribución de esfuerzos que otras. Igualmente considera que las poblaciones de fallas confinadas en capas discretas, el espesor de estas últimas controlan el límite superior del espaciamento, en el cual, dos fallas pueden ligarse mutuamente, así como las formas de las zonas de transferencia de las mismas, mientras que sus ligaduras se escalan en forma lineal en las zonas de rampas de relevo. Por último, señala la importancia que reviste la identificación de los parámetros geométricos, que relacionan el grado de interacción entre las fallas en las zonas de rampa de relevo.

Tomando pues todos estos factores en cuenta, es posible concluir, que, en el margen meridional de la estructura estudiada se exhiben, cada uno de los aspectos descritos por estos autores, aunque es necesario señalar que en los afloramientos del área estudiada, los pequeños escarpes de las zonas de rampa, ahora se encuentran degradados (fracturados y erosionados) y re-depositados en forma de pequeños abanicos aluviales y coluviones adyacentes, generando de esta forma depósitos regolíticos, que invariablemente dificultan la labor de reconocimiento de estas estructuras y de su mapeo geológico, necesiéndose entonces para ello una muy concienzuda y detallada observación, en cada uno de ellos.

Una reflexión que no deja de ser interesante, es que, pese a que las distancias " S_{avg} " (promedio), que separan entre sí las fallas del composito principal del margen meridional (5,10 y 15m) y los valores de los espesores de los depósitos piroclásticos de "Tap" y "Trp" (muy variables), útiles para establecer la relación S_{avg}/T de fallas listricas propuesto por Soliva R., et al., (2006), no coinciden mucho con los valores calculados en nuestra área, tal vez por nuestro desconocimiento en cuanto a determinar un espesor promedio de estos depósitos, y de las rocas lávicas, subyacentes, que nos permitan discriminar estas fallas, de las fallas no-listricas. Sin embargo, el cambio progresivo de inclinación de la falla, hasta un nivel de despegue sub-horizontal, implica que fallas con saltos de falla considerable, puedan producir espacios de mayor amplitud de reducción de esfuerzos, explicando de esta forma, la ocurrencia de sombras de falla con distancias como las ya mencionadas.

En el caso específico de las fallas listricas, una tendencia casi lineal (por un exponente de valor casi 1 en la ecuación $S_{avg} = 0.45T^{1.01}$ (Soliva et al., 2006)), parece ser muy relevante para los valores de sus datos, así, el cociente S_{avg}/T relaciona estrechamente las propiedades mecánicas de los materiales de cada capas. Considerando este aspecto es posible afirmar, que el espaciamiento entre las fallas depende linealmente del espesor de las capas de la cubierta volcánica, y probablemente también de los bloques corticales afectados.

VI.4.- Vulcanismo miocénico

Durante los últimos episodios de deformación extensional de esta región, un muy discreto vulcanismo basáltico irrumpe y afecta las secuencias volcánicas oligocenas sin-rift, se trata de los derrames miocénicos del Basalto Cabras (Tbc), que se distribuyen principalmente a lo largo del área de influencia de las fallas del "Margen Meridional" de la depresión vulcano-tectónica estudiada.

Dado que ya hemos descrito, desde la perspectiva estratigráfica y vulcanológica, los derrames basálticos, tanto oligocénicos, como miocénicos de esta región, ahora sólo resta mencionar que la distribución geográfica de ambos eventos, a la luz de nuestras observaciones, obedecen fundamentalmente a un control estructural muy particular, para cada una de las diferentes unidades basálticas. Por una parte, el vulcanismo basáltico oligocénico de la unidad denominada

Basalto La Placa (Tbp), se emplazo entre el tiempo del cese del vulcanismo piroclástico de la Ignimbrita Panalillo Inferior (Tap), y el principio del vulcanismo ignimbrítico de alto-grado (reomórfico) de la Ignimbrita Panalillo Superior (Trp), a través de un complejo juego de fallas ortogonales (estructuras no-estudiadas) como es el caso de la Falla “El Güero”, que caracterizan el sector sudoriental del graben. Por el contrario, la distribución del vulcanismo miocénico del Basalto Cabras (Tbc), como ya se mencionó, obedece y refleja el control estructural determinado por los compósitos de falla que conforman el margen meridional del Graben de Bledos.

Tal y como se aprecia en el estereodiagrama, y en el diagrama de roseta de la Fig. 6.3, la orientación de los diques basálticos del área de la “Falla Basaltos”, en el sector suroccidental del área estudiada, coinciden con el rumbo de las diferentes fallas que conforman este compósito estructural, indicando contundentemente, que dichas discontinuidades se conectarán en profundidad, con las regiones fuentes de dicho magma, sugiriendo de esta forma, que el crecimiento de estas fallas, durante el principio del Mioceno, promoviera y facilitara la extrusión de un magma basáltico generado en una región sub-cortical, dadas sus características petrográficas y geoquímicas ya mencionadas.

El emplazamiento de delgados cuerpos basálticos, en forma de mesetas de lava, y otros muy discretos derrames, apenas cartografiables a la escala 1:20,000, que se conectan con algunos diques alimentadores, frecuentemente muy erosionados y/o enmascarados por depósitos regolíticos, contrastan, notoriamente con respecto del volumen extravasado de los productos piroclásticos oligocénicos subyacentes dado su muy escaso volumen extruido,. Es de llamar la atención, que este aspecto también caracterice el sector sudoriental de la depresión vulcano-tectónica estudiada, ya que nuevamente el Basalto La Placa (Tbp) también exhibe dicha característica. Un ejemplo de este aspecto se evidencia notoriamente en la Mesa Los Chilillos al noreste de la localidad de Carranco y en la Fig. 4.23.

Es curioso observar la diferencia tan notable entre los volúmenes eruptados, tanto de productos piroclásticos, considerables como de derrames basálticos pequeños. Este hecho, permite establecer la interrogante, de porque sucede con tanta frecuencia este fenómeno, tanto en el tiempo, como en el espacio, a lo largo del CVSLP y de la Mesa Central, contemplado desde un contexto de mayor amplitud regional. Sin embargo, Ferguson D.J., et al., (2010) reporta con observaciones de campo e interpretaciones de imágenes satelitales en el Rift de Dabbahu-Manda Hararo (DMH), una sección del sistema Afar, en el Rift del Mar Rojo, Etiopía, la actividad eruptiva

basáltica fisural reciente (agosto 2007 y junio 2009), cuyas características en cuanto al volumen eructado y su relación con cuerpos intrusivos tabulares y diques, son muy semejantes a nuestras observaciones. El autor referido, utilizando modelos geodésicos determino el balance de masa intrusivo-extrusivo del magma involucrado durante ambos eventos, calculando una relación de 180:1, y lo comparó con los datos del ciclo del *rifting* Krafla de Islandia (1975-1984), encontrando que dicha actividad fue muy parecida al de este último, sobre todo, durante su primera etapa.

Este reporte nos sugiere, que, el vulcanismo asociado puede ocurrir muy rápidamente (entre 36 y 72 horas), pero que el proceso intrusivo *diking*, puede ser, aún mucho más importante volumétricamente, lo que probablemente podría explicar porque las lavas basálticas del CVSLP y de la región de la Mesa Central exhiben volúmenes tan discretos en sus respectivos afloramientos. Sugiriendo de esta forma, que el proceso de *diking* es un mecanismo capaz de acomodar un importante volumen de magma, aprovechando el espacio generado en la corteza por efecto de la deformación distensiva.

Head J.W., y Wilson L., (1993) proponen que el proceso de emplazamiento de diques basálticos, *diking*, por sí mismo, es un mecanismo generador de esfuerzos mecánicos muy eficiente, para producir una deformación cortical somera, donde la formación de estructuras tipo graben resultan ser muy frecuentes en la corteza lunar. Tal es el caso de los grabens “Rima Parry I, IV y V” del área de los cráteres: “Fra Mauro”, “Parry”, y “Bonpland”, así como del graben “Rima Sirsalis” del “Mar Procellarum”, en donde lograron calcular las dimensiones y profundidades de sus respectivos diques generadores, que subyacen diversas estructuras volcánicas y conos piroclásticos.

VI.5 Diques piroclásticos

Las observaciones de campo en los diques piroclásticos de “Tap”, cuyas mediciones fueron graficadas en la Fig. 6.3, permitieron describir la orientación de estos cuerpos tabulares de sección transversal lenticular, todos ellos denotan una clara relación intrusiva con respecto a su roca huésped, los depósitos piroclásticos de la Ignimbrita Panalillo Inferior (Tap). En las inmediaciones de la localidad Pozuelos, S.L.P., al norete del área de estudio, se han observado numerosos diques piroclásticos alojados en afloramientos de la Riolita San Miguelito y de la Ignimbrita Cantera, ambas rocas más antiguas que “Tap”, por lo que dichos diques han sido asignados a esta última

unidad, dado que fueron emplazados afectando los mismos depósitos formados a partir de las exhalaciones piroclásticas procedentes de orificios centrales o fisuras adyacentes.

Entre otras observaciones de campo, encontramos que el emplazamiento de estos cuerpos piroclásticos soldados es controlado preferentemente por la ocurrencia y distribución de las fallas normales y de otras fracturas principales que afectarán a esta unidad, las cuales facilitaron el ascenso de un magma riolítico enriquecido en volátiles, y que por efecto de la despresurización del magma, la mezcla gaseosa pudo alcanzar su punto crítico, explotando y fragmentando instantáneamente el magma presente en dichos conductos.

Torres-Hernández J.R., et al., (2006) sugiere que, además del proceso del fallamiento, promotor del vulcanismo explosivo de la Ignimbrita Panalillo Inferior, simultáneamente sucedió un proceso de hidro-fracturación. Igualmente compara los rasgos de estas fracturas y de estos diques piroclásticos, con los reportados en los domos riolíticos de Inyo, en California, los cuales son interpretados como generados a partir de un fracturamiento hidráulico. Esta observación refuerza el planteamiento de nuestra hipótesis referente a la instauración de un régimen hidro-magmático durante el vulcanismo explosivo de Tap y de sus diques piroclásticos.

Al sur y al oriente de la localidad de Bledos, los afloramientos de “Tap” se observan profusamente afectados por dos importantes sistemas de fallas perpendiculares entre sí, el primero de ellos, orientado NW-SE (Margen Meridional), y el segundo, NE-SW (segmento meridional de la “Falla El Güero”). Las relaciones geométrica de ambos juegos no ha sido descrita en los reportes geológicos de esta región, no obstante, dada la escasas de datos estructurales en fracturas y en diques piroclásticos de esta unidad, creemos probable que dichos datos pudieran incluso explicar, las características estructurales del sector sudoriental del Graben de Bledos.

VI.6 Simetría de las fallas y del plano de despegue

Con el objeto de intentar dilucidar, tanto la forma de las fallas normales como de su geometría en general, así como el estilo de deformación distensiva, con el cual los diferentes depósitos lávicos y piroclásticos fueron deformados a lo largo de esta depresión, se procedió a experimentar en un modelo a escala, una maqueta dinámica, los rasgos estructurales característicos de una

deformación distensiva controlando sistemáticamente tanto la geometría de las fallas maestras, sus planos de despegue y sus porcentajes de extensión mecánica.

Cuatro diferentes escenarios fueron propuestos y modelados: 1) Un graben delimitado por dos fallas conjugadas planares; 2) Un graben delimitado por un par de fallas conjugadas, una falla planar y otra falla opuesta de carácter lístrico; 3) El mismo caso anterior, pero con la influencia de una cámara magmática semi-rígida; y 4) El mismo arreglo anterior, pero con la influencia de una cámara magmática mucho más fluidal.

Para reproducir a escala los escenarios físicos propuestos, se utilizaron los siguientes materiales comunes: Una pecera de vidrio prismática de sección rectangular de 10 X 15 X 45 cm (abierta por un lado largo y en un extremo), Un bloque de madera de 10 X 15 X 30 cm con un extremo en ángulo recto (90°) y en el otro extremo con una rampa de 65° de inclinación, Una rampa de plano lístrico trunca de curvatura moderada 15 X 10 X 10 cm, láminas de mica transparente, 2 Kg de harina de maíz nixtamalizada "Maseca", 4 sobres de tintura textil azul en polvo "Caballo", ½ litro de miel de abeja, ½ litro de gel fija-pelo; 2 reglas graduadas (en cm) y una cámara fotográfica digital de máxima resolución. Se procede a teñir de azul aproximadamente ½ Kg de harina de maíz, utilizando los 4 sobres de polvo azul, en seguida se procede a instalar el arreglo geométrico deseado dentro de la pecera, utilizando los bloques y/o las rampas de madera y de unicel cuyos extremos inferiores deben encontrarse separados por una distancia de 10 cm. Si el experimento reproduce una cámara magmática, verter el ½ litro de miel de abeja o el ½ litro de gel fijador de pelo entre los bloques y las rampas, asegurarse que la superficie superior de los productos utilizados sean lo más regulares y planos, a continuación verter algunas capas de harina de maíz gruesas, alternando con capas de harina teñida de azul (horizontes marcadores delgados y de espesor uniforme), procurando que las capas sean todas horizontales y de espesor regular, tantas como sean necesarias hasta colmatar el modelo. Fijar las reglas graduadas tanto horizontalmente como verticalmente sobre la cara de la pecera que será fotografiada. Ahora ya es posible comenzar a deformar paulatinamente la pila de materiales estratificados acomodados. Asegurarse de fotografiar tanto la cara lateral, como la superficie superior del modelo en cada etapa. Desplazar muy cuidadosamente el bloque de madera por espacio de 1 cm (lo más lentamente posible) en cada etapa. Los detalles de la deformación son cruciales para el modelado, por eso es recomendable utilizar la mayor resolución (pixelage) en cada exposición fotográfica.

Posteriormente, se realizaron dibujos (Corel Drawl X-3) sobre los rasgos y detalles más sobresalientes de cada fotografía, se montaron en secuencia cronológica para cada uno de los experimentos, señalando en cada uno el porcentaje de deformación representado, como se observa en las figuras siguientes, resultando el modelado de los cuatro escenarios propuestos.

En el primer escenario, en el graben influenciado por dos grandes fallas planares opuestas observamos que las estructuras de mayor relevancia, se desarrollan adyacentes a la falla de mayor cociente "D/L". La evolución de este conjunto de fallas a lo largo de los distintos estadios de distensión cortical, transforman la configuración de una gran cuña subsidente (10% - 40%), a un pilar tectónico complejo (50%), resultando, de esta forma en una estructura de mayor estabilidad mecánica. En este escenario se observó, que la influencia que tuvo la falla de menor índice "D/L" fue mínimo, ya que sólo logro conformar una pequeña cuña subsidente, adyacente a esta falla, la cual se evidenció con un moderado salto de falla en la etapa del 50% de extensión como se observa en la Fig. 6.11.

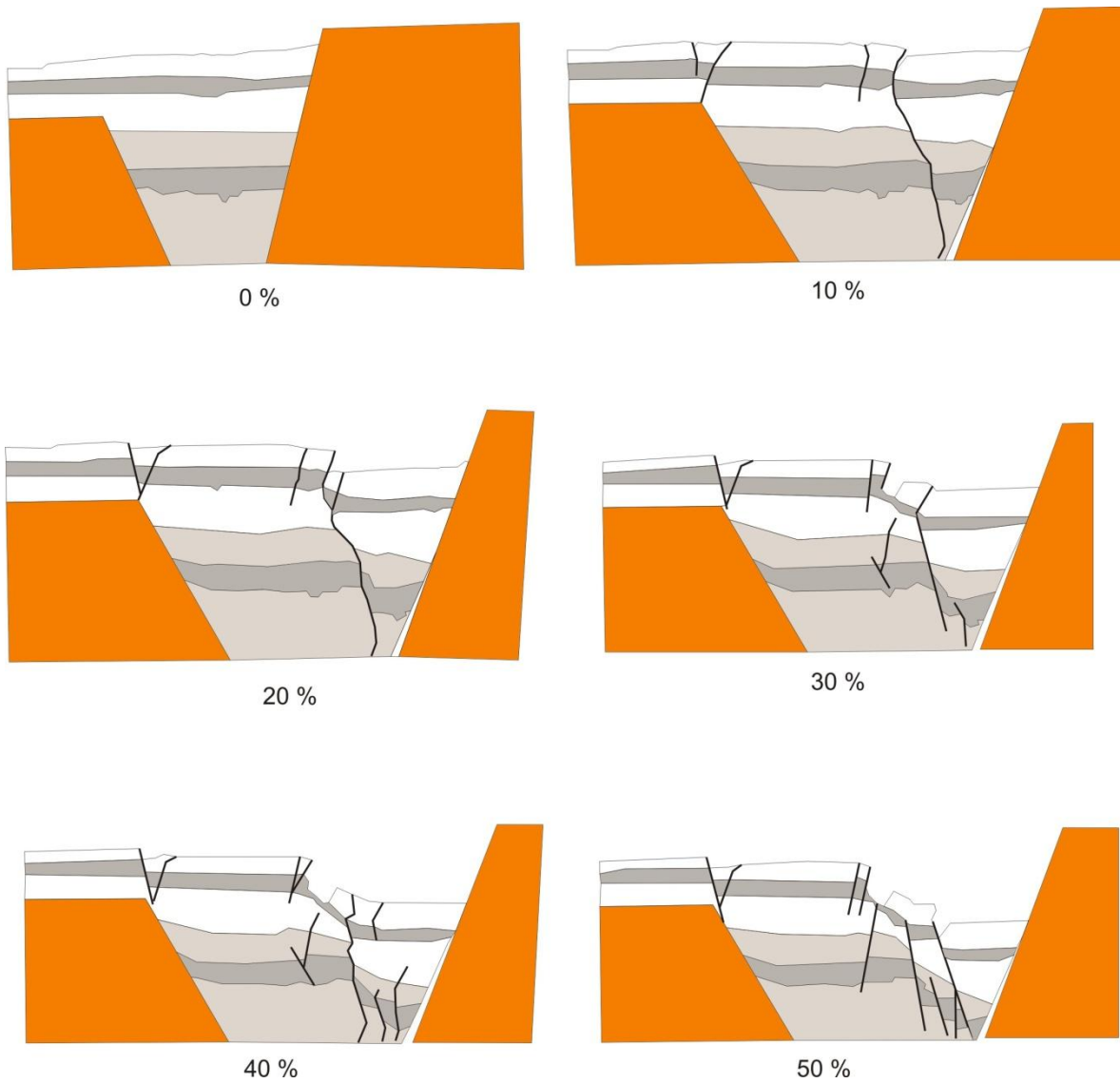


Fig. 6.11.- Modelo de deformación de un graben delimitado por dos fallas conjugadas planares. 5 etapas de deformación variando 10 % de extensión en cada etapa.

En el segundo escenario, en el graben influenciado por un plano de despegue de carácter lítrico y escaso índice de crecimiento, por un lado, y una falla conjugada planar y vertical, de mayor índice de crecimiento por el otro, observamos que desde el principio de la distensión, el plano de despegue de la falla lítrica configuro una falla normal característicamente curva, coincidente con el punto extremo del *tip line* de dicho plano (10%). Sin embargo, el efecto resultante de la coalescencia de fallas controla la configuración de pequeñas pero numerosas fallas de escaso índice de crecimiento, que al ir ligándose paulatinamente unas con otras conforman otras fallas de

mayor envergadura, que poco a poco, se conectan con el plano de despegue lístrico, igualando, rápidamente los grandes desplazamientos generados por las fallas conjugadas de mayor índice D/L, que conforman el hombro opuesto del graben, que por lo general, hundien el terreno rápidamente con pocas fallas de alto índice de crecimiento, en las etapas tardías de desarrollo del mismo. Este es el aspecto principal, que caracteriza las fallas observadas en el área de estudio, particularmente en el sector noroccidental del Graben de Bledos a lo largo de las dos secciones medidas, por lo que creemos este es el modelo que más y mejor se apego a nuestras observaciones en campo, como se observa en la Fig. 6.12.

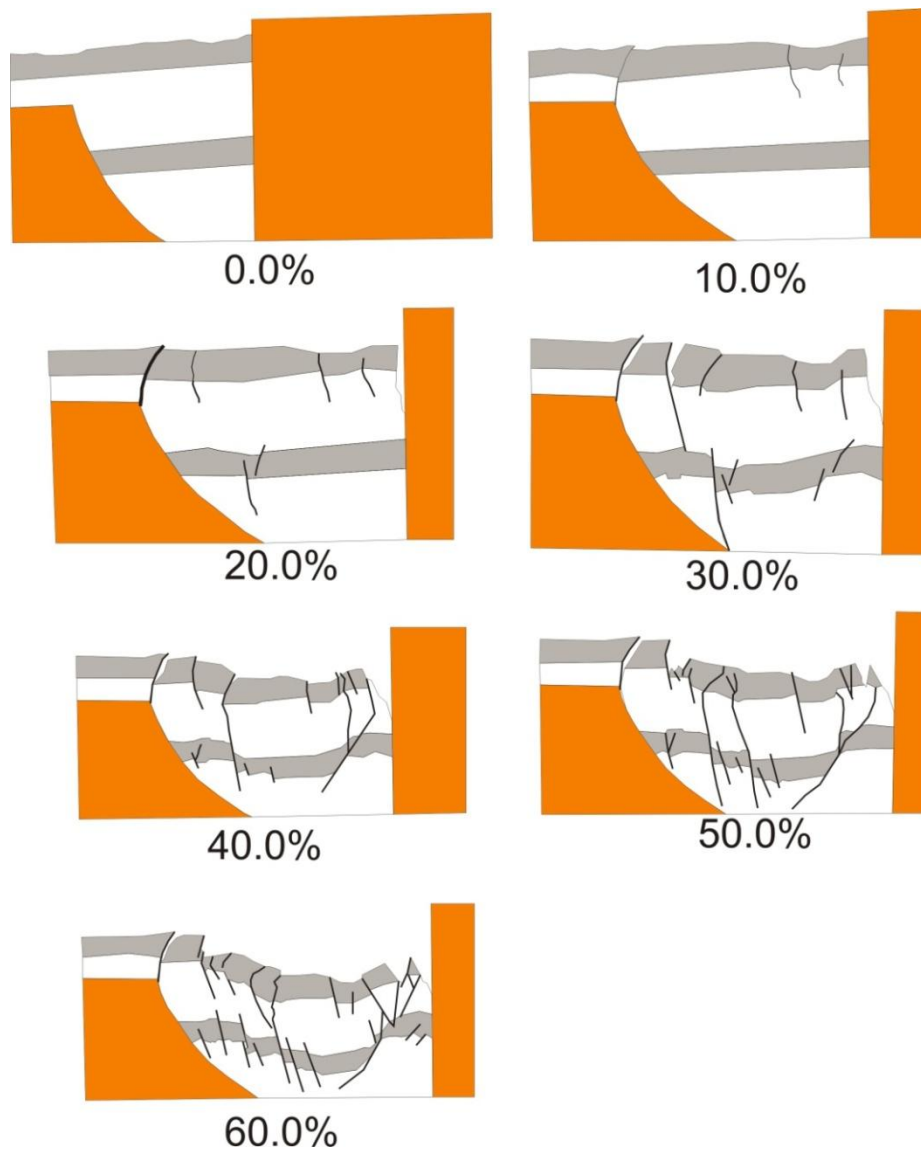


Fig. 6.12.- Modelo de deformación de un graben delimitado por un plano de despegue lístrico y una falla conjugada planar. 6 etapas de deformación variando 10 % de extensión en cada etapa.

Una vez reproducido el modelo, cuya geometría mayormente se asemeja a nuestras observaciones de campo, en donde por un lado se tiene un plano de despegue de naturaleza lítrica, y por el otro, una falla normal con un índice de crecimiento comparativamente mucho mayor, se procedió a modelar nuevamente este mismo escenario, pero esta vez añadiendo una cámara magmática relativamente profunda, ubicada en la zona, donde el plano de despegue lítrico se inflexiona hasta adquirir una inclinación sub-horizontal. Este es nuestro tercer escenario, cuya cámara magmática fue emulada con gel fijador de cabello, donde su viscosidad correspondería a la de un magma semirrígido, quizás en proceso de cristalización avanzada. Aquí, en este modelo se observó nuevamente el desarrollo de una importante cuña subsidente, inmediatamente adyacente a la falla planar de alto cociente D/L, que paulatinamente se hunde dado el efecto de la coalescencia de los pequeños segmentos de falla planar asociados a la falla lítrica, que poco a poco se transforman en planos de falla de mayor importancia (20% - 30%), mientras que en un estadio evolutivo un poco más avanzado (30% - 40%), el fenómeno de ligadura de segmentos es el predominante y es el responsable de promover la tasa de subsidencia de mayor velocidad (40% - 50%). No obstante, la promoción del *dyking* (formación y emplazamiento de diques) a partir de la cámara magmática, ocurre principalmente durante el hundimiento de la cuña en sincronía con el fenómeno de la coalescencia de las fallas de menor índice de crecimiento, como se observa en la Fig. 6.13.

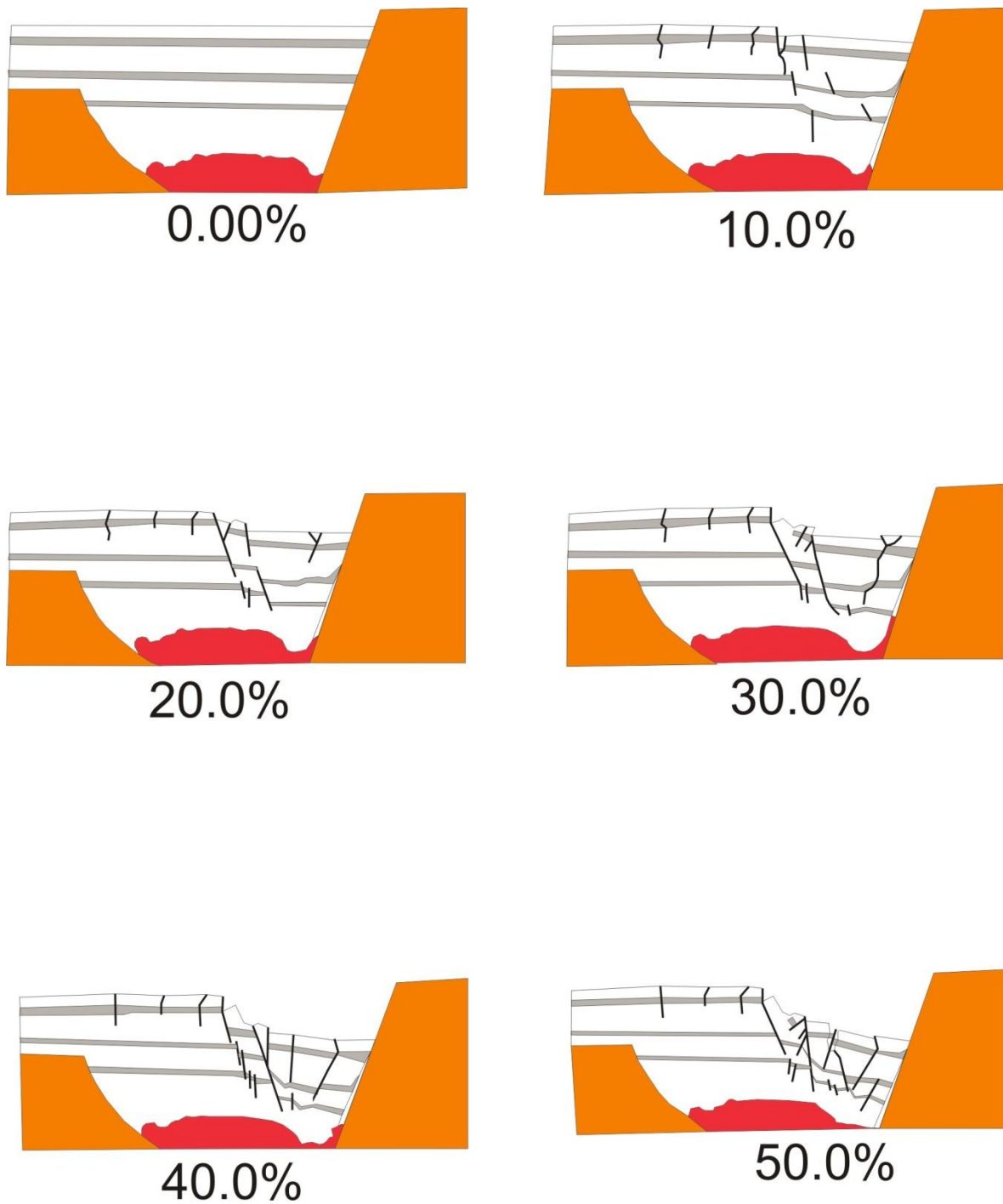


Fig. 6.13.- Modelo de deformación de un graben delimitado por un plano de despegue lístrico y una falla conjugada planar bajo la influencia de una cámara magmática muy viscosa. 5 etapas de deformación, variando 10 % de extensión en cada etapa.

Por último, un cuarto modelo de desarrollo involucra una cámara magmática cuya reología significaría un magma mucho más caliente o un reservorio menormente diferenciado. Aquí se

experimentó, simulando una cámara magmática igualmente profunda, emulada con miel de colmena, con la cual fue posible observar los siguientes rasgos: El desarrollo de una importante cuña subsidente contigua al plano de mayor índice D/L, que genera una falla antitética de muy alto índice de crecimiento durante un estadio evolutivo intermedio (20% - 30%). La subsidencia de esta cuña es tan veloz, que simultáneamente se desarrolla un proceso de *dyking* igualmente intenso, el cual se mantiene a lo largo de todo el proceso de subsidencia y destrucción de dicha cuña. Durante los episodios de deformación, entre el 40% y el 50% de extensión, la influencia del plano de despegue lístrico, produce frecuentes ligaduras de falla, que consiguen configurar un patrón de diversos planos segmentados escalonados adyacentes entre sí, mientras que el cuerpo de la cuña subsidente se desquebraja y se hunde cada vez más. Por último, en la etapa final del desarrollo de esta estructura, se observa un colapso generalizado (catastrófico), tanto de la cuña subsidente, como de los bloques contiguos aparentemente más estables, pero que por efecto de la coalescencia de sus fallas hacen ceder el cuerpo del bloque, bajo su propio peso, sobre la cámara magmática despresurizada, inyectando el magma a través de diques hasta la superficie, e induciendo de esta forma, un vulcanismo de origen fisural. Dadas las características estructurales y morfológicas de este último modelo, parece más bien reflejar, el colapso del techo de una cámara magmática caldérica, como se observa en la Fig. 6.14.

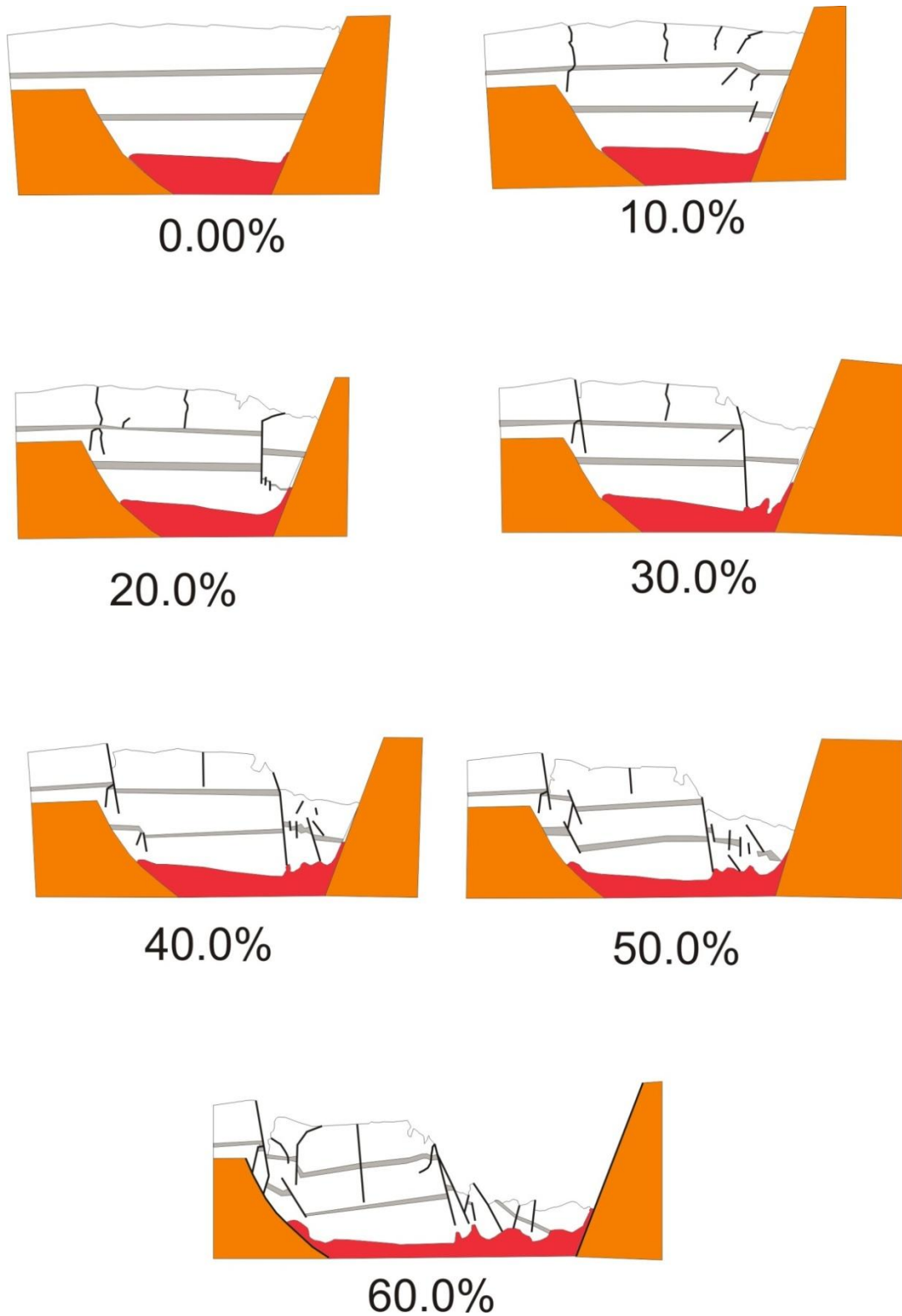


Fig. 6.14.- Modelo de deformación de un graben delimitado por un plano de despegue lístrico y por una falla conjugada planar bajo la influencia de una cámara magmática poco viscosa. 6 etapas de deformación variando 10 % de extensión en cada etapa.

VI.7.- Levantamiento de la Sierra de San Miguelito

Labarthe Hernández y de la Huerta Cobos, (1998) deducen un evidente levantamiento de la Sierra de San Miguelito, al observar e interpretar la posición topográfica que guardan los afloramientos del Conglomerado Halcones, y del conspicuo rejuvenecimiento del terreno. Esta deformación regional, que ha venido afectando los diferentes bloques corticales del altiplano central, es necesario investigarla desde una perspectiva neo-tectónica y/o morfo-tectónica, que permita comprender mejor este fenómeno, y que ayude a dimensionar el alcance y la temporalidad del mismo, a lo largo y ancho de la Mesa Central, ya que al desconocerse la antigüedad de su influencia, se desconocen igualmente otros aspectos evolutivos del rift, en su contexto regional, y del Graben de Bledos en lo particular, aspectos que probablemente influenciaron y determinaron la forma de las fallas, así como los mecanismos de nucleación, crecimiento y propagación de las mismas.

VI.8 Conclusiones

1. El estudio fue realizado en la porción noroccidental del Graben de Bledos, justamente donde, los trabajos anteriores de cartografía no documentaron fallas normales, que exhibieran la prolongación de esta estructura, pese a que, en su extremo sudoriorientado ocurren fallas normales sub-paralelas bien definidas.
2. El presente estudio permitió documentar la continuidad de dichas fallas normales en la porción noroccidental del Graben de Bledos. Estas fallas exhiben una morfológica clara y bien definida, contrastando con las fallas normales conjugadas del extremo opuesto del graben. Las fallas del Margen Septentrional provocaron un basculamiento de bloques que exponen perfectamente los planos de falla en los flancos levantados, donde es posible apreciar diversos indicadores cinemáticos, así como la expresión superficial de los planos de falla en franjas cataclásticas de 1 a 3 m de espesor.
3. El mapeo de las fallas conjugadas del Margen Meridional del graben permitió contemplar el repetido escalonamiento de bloques, hacia la parte central del valle. Un horizonte índice, la Ignimbrita Panalillo Superior (Trp) coadyuvo a observar mejor este

aspecto. Así mismo, las fallas de menor desplazamiento abrieron el espacio necesario para alojar numerosos diques piroclásticos y basálticos a lo largo de sus trazas.

4. La documentación de las presentes fallas normales en ambos extremos del graben en el sector noroccidental del mismo, indica la ocurrencia de un graben en sentido estricto; cuyas diferencias en la expresión morfológica de sus respectivos márgenes se explica por la influencia de dos factores principales: 1) Factores litológicos que influenciaron la resistencia a la ruptura durante el fallamiento, así, las fallas del margen septentrional, afectaron una columna litológica de mayor resistencia, mientras que las fallas del margen meridional afectaron otra columna litológica de menor resistencia. Y 2) Los factores geométricos del plano de falla explican el discreto escalonamiento de los bloques lístricos, acomodados a lo largo del margen meridional, mientras que los planos de falla planar del margen septentrional, acomodaron bloques de mayor volumen y longitud.

BIBLIOGRAFÍA

Ackermann R.V., Schlische R.W., Withjack M.O., 2001. The geometric and statistical evolution of normal fault systems: an experimental study of the effects of mechanical layer thickness on scaling laws. *Journal of Structural Geology*, Vol.23, pp.1803-1819.

Aguillón Robles A., Tristán González M., Aguirre Díaz G.J., Bellon H., 2009. Syn-extensional intra-plate trachydacite-rhyolitic dome volcanism of the Mesa Central, Southern Sierra Madre Occidental Volcanic Province, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol.187, pp.33-52.

Aguirre Díaz G.J., Labarthe Hernández G., Tristán González M., Nieto Obregón J., Gutiérrez Palomares I., 2008. The ignimbrite flare-up and Graben Calderas of the Sierra Madre Occidental, Mexico. En *Caldera Volcanism: Analysis, Modeling and Response*. Ed. Gottsmann J., Martí J. *Development in Volcanology*, pp.143-180.

Alaniz Álvarez S.A., Nieto Samaniego A.F., Orozco Esquivel M.T., Vasallo L.F., Xu S., 2002. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LV, Núm.1, pp.12-29.

Alaniz Álvarez S.A., y Nieto Samaniego A.F. 2005. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen Conmemorativo del Centenario Grandes Fronteras Tectónicas de México*, Tomo LVII, Núm.1, pp.65-82.

Aranda Gómez J.J., y McDowell F.W., 1998. Paleogene extensión in the southern Basin and Range Province of Mexico: Syndepositional tilting of Eocene Red Beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato Mining District. *International Geology Review*, Vol.40, Núm.2, pp.116-134.

Atwater T., 1970. Implication Of Plate Tectonics For The Cenozoic Tectonic Evolution Of Western North America. *Geological Society of America Bulletin*, Vol.81, pp.3513-3536, 18 figs.

Benedicto A., Schultz R.A., Soliva R., 2003. Layer thickness and the shape of faults. *Geophysical Research Letters*, Vol.30, Núm.20, pp.13-1,13-4.

Bonnichsen B., Kauffman D.F. 1987. Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho. In Fink J.H. Ed. The Emplacement of Silicic Domes and Lava Flows. Special Paper No. 212 Geological Society of America.

Ferrari L., Valencia Moreno M., Bryan S., 2005. Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen conmemorativo del centenario. Temas selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, Núm.3, pp.343-378.

Ferguson D.J., Barnie T.D., Pyle D.M., Oppenheimer C., Yirgu G., Lewi E., Kidane T., Carn S., Hamling I., 2010. Recent Rift-related volcanism in Afar, Ethiopia. Earth and Planetary Science Letters. Doi:10.1016/j.epsl.2010.02.010. Article in press, 10 paginas.

Head J.W., Wilson L., 1993. Lunar graben formation due to near-surface deformation accompanying dike emplacement. Planet, Space Science, Vol.41, Núm.10, pp.719-727.

Henry C.D., Aranda Gómez J.J., 1992. The real Southern Basin and Range: Mid-to late Cenozoic extensión in Mexico. Geology, Vol.20, pp.701-704.

Henry C.D. Aranda Gómez J.J., 2000. Plate interctions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Ranges in the southern Basin and Range. Tectonophysics, Vol.318, pp.1-26.

Labarthe Hernández G., de la Huerta Cobos M.L., 1998. Geología del Semi-Graben de Bledos, san Luis Potosí, México (Escala 1:20,000). Folleto Técnico No.124. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología.

Labarthe Hernández G., Jiménez López L.S., 1992 Características físicas y estructura de lavas e ignimbritas riolíticas en la Sierra de San Miguelito, S.L.P. Folleto técnico No.114. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología.

Labarthe Hernández G., Tristan González M., 1980. Cartografía geológica Hoja San Francisco, S.L.P., Folleto Técnico No.69. Universidad Autónoma de San Luis Potosi, Instituto de Geología Y Metalurgia.

Labarthe Hernández G., Tristan González M., Aranda Gómez J.J., 1982. Revisión estratigráfica del cenozoico de la parte central del Edo, de San Luis Potosí. Folleto Técnico No.85. Universidad Autrónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia.

López Loera H., Tristán González M., 2013. Geología y magnetometría aérea del Graben de Villa de Reyes, San Luis Potosí, Mesa Central de México: Implicaciones tectónicas y geohidrológicas. Boletín de la Sociedad geológica Mexicana, Vol.65, Núm.1, pp.137-156.

Moore G., Marone C., Carmichael I.S.E., Renne P., 1994. Basaltic volcanism and extension near of the Sierra Madre Volcanic Province and the Mexican Volcanic Belt. GSA Bulletin, Vol.106, Núm.3, pp.383-394.

Nieto Samaniego A.F., Ferrari L., Alaniz Alvarez A., Labarthe Hernández G., Rosas Elguera J., 1999. Variations of Cenozoic extension and volcanism across the Southern Sierra Madre Occidental Volcanic Province, Mexico. GSA Bulletin, Vol.111, Núm.3, pp.347-363.

Orozco Esquivel M.T., Nieto Samaniego A.F., Alaniz Alvarez S.A., 2002. Origin of rhyolitic lavas in the Mesa central, Mexico, by crustal melting related to extension. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol.118, pp.37-56.

Rocha Miranda M.A., 2005. Análisis de la evolución volcánica-tectónica del Semi-Graben de Bledos, S.L.P., México. Trabajo Recepcional, Ingeniero Geologo. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Área Ciencias de la Tierra.

Rodríguez Ríos R., Saucedo Girón R., Mata Segura J.L., Blanco Briones J.I., 2004. Carta Geológico-Minera San Francisco F14-C13 San Luis Potosí y Guanajuato. Consejo de Recursos Minerales, Secretaria de Economía.

Rodríguez Ríos R., Tristán González M., Aguillón Robles A., 2013. Estructura y geoquímica de un grupo de domos dacíticos del norponiente del Campo Volcánico de San Luis Potosí, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol.65, Núm.1, pp.109-122.

Salinas Prieto J.C., Montiel Escobar J., Sánchez Rojas E., Díaz Salgado C., de la Calleja Moctezuma A., Barajas Nigoche D., Dorantes Salgado E., Jiménez Gonzaga A., Amezcua Torres N., 2007. Texto explicativo de la Carta Geológica de México, escala 1:2,000,000, 6ª. Edición. Servicio Geológico Mexicano.

Scholz C.H., 2002. The mechanics of earthquakes and faulting, 2nd edition. Cambridge University Press.

Sibson R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of Geological Society of London*, Vol.133, pp.191-213.

Soliva R., Benedicto A., Maerten L., 2006. Spacing and linkage of confined normal faults: Importance of mechanical thickness. *Journal of Geophysical Research*, Vol.111, B01402, doi:10.1029/2004JB003507.

Sullivan K.R., Kowallis B.J., Mehnert H.H., 1991. Isotopic ages of igneous intrusions in southern Utah: Evidence for a mid-Cenozoic Reno-San Juan Magmatic Zone. *Brigham Young University Geology Studies*. Vol.37, pp.139-144.

Torres Aguilera J.M., 2005. Caracterización petrográfica y geoquímica del vulcanismo bimodal en el semi-graben de Bledos, en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. Tesis M.C., en geología aplicada. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería.

Torres Hernández J.R., Labarthe Hernández G., Aguillón Robles A., Gómez Anguiano M., Mata Segura J.L., 2006. The piroclastic dykes of the tertiary San Luis Potosí Volcanic Field: Implications on the emplacement of Panalillo ignimbrite. *Geofísica Internacional*, Vol.45, Núm.4, pp.243-253.

Torres Hernández J.R., Montoya Castillo L.A., 2012. El Graben de Santa Rosa, Gto., y su relación con el Graben de Villa de Reyes, S.L.P. *Geos*, Vol.32, Núm.1, pp.138-139, (resumen).

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, Folleto Técnico, 107, 91 p.

Tristán González M., Aguirre Díaz G.J., Labarthe Hernández G., Torres Hernández J.R., Bellon H., 2009. Post-Laramide and pre-Basin and Ranges deformation and implications for Paleogene (55-25 Ma) volcanism in central Mexico: A geological basis for a volcano-tectonic stress model. *Tectonophysics*, Vol.471, pp.136-152.

Tristan González M., Labarthe Hernández G., 1979. Cartografía Geológica Hoja Tepetate, S.L.P., Folleto Técnico No.66. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia.

Tristan González M., Aguillón Robles A., Barboza Gudiño J.R., Torres Hernández J.R., Bellon H., López Doncel R., Rodríguez Ríos R., Labarthe-Hernández G., 2009. Geocronología y distribución

espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol.61, Núm.3, pp.287-303.

Withjack M.O., Peterson E.T., 1993. Prediction of normal-fault geometries _A sensitivity analysis. The AAPG Bulletin, Núm.11, pp.1860-1873.

Xu S., Nieto Samaniego A.F., Alaniz Alvarez S.A., 2004. Tilting mechanism in domino faults of the Sierra de San Miguelito, Central Mexico. Geologica Acta, Vol.2, Núm.3, pp.189-201.

Xu S., Nieto Samaniego A.F., Alaniz Alvarez S.A., Grajales Nishimura J.M., 2008. Evolution of the geometry of normal faults in the Oligocene volcanic field of the Mesa Central, Mexico. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol.60, Núm.1, pp.71-82.