

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
INSTITUTO DE GEOFÍSICA



ORIGEN Y EMPLAZAMIENTO DE LAS IGNIMBRITAS CANTERA  
Y PANALILLO DEL CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

DOCTOR EN CIENCIAS (VULCANOLOGÍA)

P R E S E N T A

JÓSE RAMÓN TORRES HERNÁNDEZ

DIRECTOR: DR. CLAUS SIEBE

MÉXICO, D F., ABRIL DE 2009



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

**Con gratitud a Dios**

**Con amor a Julia**

**Con todo mi cariño para mis hijos: Elisa, Angélica, Alejandra, Magui, David y  
Luis**

**Mi deseo es que esta tesis inspire y motive algún día a Nayeli, María  
Fernanda, Emanuel, Eduardo, y a los otros nietos que Dios quiera regalarnos  
a alcanzar sus metas en la vida.**

## **AGRADECIMIENTOS**

Quiero manifestar mi más profundo agradecimiento a todas las personas que siempre me han apoyado y han cooperado en mi formación profesional y personal. A mi esposa e hijos, con quienes he pasado los momentos más maravillosos de mi vida.

Me siento afortunado de haber podido estudiar en el Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM y por haber convivido con excelentes profesores y compañeros.

Particularmente agradezco a mi tutor el Dr. Claus Siebe, por todo el apoyo que me ha brindado; sobre todo por la segunda oportunidad, cuando las cosas eran más difíciles. Gracias por su paciencia y por enseñarme que siempre hay que seguir adelante.

Agradezco a mi comité de sinodales, quienes con sus atinados comentarios y sugerencias enriquecieron este trabajo. Gracias a los Drs. Luis Alva, José Luis Macías, Sergio Rodríguez y Ricardo Saucedo. Un agradecimiento especial a la Dra. Cecilia I. Caballero.

No puedo omitir nombrar a dos personas que han sido muy especiales para mí: El Ing. José Luis Motilla y el Dr. Zoltán de Cserna. Ambos me han animado a que busque lo mejor en la vida y luche por alcanzar mis metas. No tengo con que pagarles.

Gracias al Ing. Guillermo Labarthe, con quien compartí agradables momentos en el campo y discutimos algunas de las ideas aquí desarrolladas. Gracias al Dr. Rafael Barbosa-Gudiño, Director del Instituto de Geología de la UASLP, por su apoyo para que pudiera completar este ciclo de mi vida. Gracias a Alfredo Aguillón-Robles por el apoyo en la obtención de los fechamientos K-Ar y Ar-Ar, cuyos resultados fueron muy importantes en la elaboración de este trabajo.

Estoy muy agradecido con el personal del Laboratorio de Paleomagnetismo por todo el apoyo que me brindaron en el proceso de obtención de los datos paleomagnéticos. Gracias a Ofelia Morton, Peter Schaaf, y al excelente equipo

humano del LUGIS por darme asilo y apoyo. A Carlos Linares por su apoyo en la microsonda.

Agradezco también a mis compañeros y amigos del Departamento de Vulcanología, con quienes me la he pasado de lo mejor; Renato, Ignacio, Lilia, Katrin, Isaac, Sergio, Javier, Denis, etc...

Pude realizar los estudios de doctorado gracias a la beca que me otorgó el CONACyT a través del departamento de Intercambio Académico de la UNAM, durante los años 1995-1997.

Agradezco a María Eugenia Malagón y Araceli Chaman del Posgrado en Ciencias de La Tierra, por toda su ayuda en los trámites escolares durante mi estancia en el Posgrado.

# INDICE

RESUMEN	ix
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Antecedentes	1
1.2. Definición del problema	5
1.3. Metodología	6
1.4. Marco geológico regional	7
1.5. El campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP)	7
2. ESTRATIGRAFÍA	9
2.1. Oligoceno	9
2.1.1. Ignimbrita Santa María	9
2.1.2. Latita Portezuelo	13
2.1.3. Riolita San Miguelito	13
2.1.4. Andesita Calderón	14
2.1.5. Ignimbrita Cantera	15
2.1.6. Riolita El Zapote	16
2.1.7. Ignimbrita Panalillo Inferior	17
2.1.8. Basalto La Placa	19
2.1.9. Ignimbrita Panalillo Superior	19
2.2. Mioceno	20
2.2.1. Basalto Cabras	21
2.2.2. Lavas riolíticas Cerro Reina	21
2.2.3. Traquita Los Castillo	22
2.2.4. Rocas intrusivas (Terciario)	22
2.3. Plioceno	23
2.4. Cuaternario	23

IGNIMBRITA CANTERA	24
3. PETROGRAFÍA DE LA IGNIMBRITA	24
3.1. Petrografía de luz transmitida	24
3.2. Petrografía de luz reflejada	30
3.3. Interpretación de los datos petrográficos	31
3.4. Comentarios acerca de la mineralogía magnética	33
3.5. Soldamiento	34
3.6. Mineralogía y temperatura de emplazamiento	35
3.7. Devitrificación	36
3.8. Devitrificación y alteración por fase de vapor	38
4. FACIES VOLCÁNICAS DE LA IGNIMBRITA CANTERA	39
4.1. Caracterización de las facies volcánicas	43
4.2. Líticos accidentales	47
4.3. Interpretación	49
4.4. Emplazamiento en maza contra emplazamiento gradacional	51
5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	53
5.1. Generalidades	53
5.2. Rasgos semicirculares	54
5.3. Significado de los rasgos semicirculares	57
5.4. ¿Es una estructura tipo bisagra? (“trapdoor subsidence”)	57
5.5. Fallas normales	59
6. DESARROLLO DE LA ERUPCIÓN QUE PRODUJO LA IGNIMBRITA CANTERA	66
6.1. Significado de los distintos tipos de pómez en la ignimbrita Cantera	77
6.2. El contenido de cristales en la pómez y en la matriz	80
6.3. El origen de los cristales rotos	84

7. DISCUSIÓN	85
7.1. Evidencias morfológicas de la estructura caldérica	89
7.2. Significado de la abundancia de líticos en la parte inferior de la Ignimbrita Cantera	91
8. CONCLUSIONES	94
9. ANÁLISIS DE LAS ANISOTROPÍAS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA	96
9.1. Introducción	96
9.2. Metodología	97
9.3. Resultados del análisis de Anisotropías de Susceptibilidad Magnética (AMS)	99
9.3.1. Susceptibilidad y parámetros AMS	101
9.3.2. Análisis estadístico	101
9.3.3. Direcciones de flujo inferidas	103
9.3.4. Discusión de los resultados de AMS y direcciones de flujo Inferidas	108
9.3.5. Conclusiones	111
IGNIMBRITA PANALILLO	
10. PETROGRAFÍA DE LA IGNIMBRITA PANALILLO	113
10.1. Generalidades	113
10.2. Ignimbrita Panalillo Inferior	115
10.2.1. Descripción petrográfica	118
10.3. Ignimbrita Panalillo Superior	128
10.4. Petrografía de los diques piroclásticos	130
11. VULCANOLOGÍA DE LA IGNIMBRITA PANALILLO INFERIOR	136
11.1. Localidad curva El Centavo	136
11.2. Localidad tipo de las co-ignimbritas del Juachín	140
11.3. Localidad Cantera Escalerillas	143



11.4. Localidad La Curva	147
11.6 Localidad Insurgentes	151
11.7. Características geoquímicas de los depósitos	153
11.7. Modelo de emplazamiento de la Ignimbrita Panalillo	154
11.8. Edad de los depósitos	160
12. DISCUSIÓN	163
13. CONCLUSIONES	176
BIBLIOGRAFÍA	181
Anexo 1	204

## INDICE DE FIGURAS

Fig. 1. Localización del Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP)	2
Fig. 2. Mapa geológico del CVSLP	4
Fig. 3. Cronodiagrama de las rocas fechadas radiométricamente	10
Fig. 4. Estratigrafía general del CVSLP	11
Fig. 5. Columna geológica esquemática del CVSLP	12
Fig. 6. Microfotografías mostrando la mineralogía de la Ignimbrita Cantera	25
Fig. 7. Microfotografías mostrando componentes de la matriz de la ignimbrita y estructuras de devitrificación	26
Fig. 8. Microfotografías mostrando dos diferentes tipos de pómez en la ignimbrita	29
Fig. 9. Variaciones texturales y de componentes de la ignimbrita	31
Fig. 10. Mineralogía de la Ignimbrita Cantera y serie de reacción de Bowen	36
Fig. 11. Morfología de esferulitas y temperatura de formación	37
Fig. 12. Distribución en capas de un flujo piroclástico y depósitos resultantes	40
Fig. 13. Distribución de facies de la Ignimbrita Cantera en el CVSLP	41
Fig. 14. Panorámica de la Ignimbrita Cantera	42
Fig. 15. Depósitos de facies proximales de la ignimbrita (co-ignimbritas), parte NE del CVSLP	44
Fig. 16. Depósitos de facies intermedias de la ignimbrita, mismo sector del campo	46
Fig. 17. Depósitos de facies distales, parte NE del CVSLP	47
Fig. 18. Secciones y correlación litológica de los depósitos	50
Fig. 19. Mapa estructural del CVSLP	55

Fig. 20. Imagen de satélite destacando los rasgos semicirculares y estructuras regionales principales	56
Fig. 21. Diagramas de proyección estereográfica y roseta de orientaciones de la dirección de inclinación de los planos de falla del CVSLP	64
Fig. 22. Ubicación de las fuentes de material piroclástico	67
Fig. 23. Depósitos piroclásticos en la parte SW del CVSLP	69
Fig. 24. Depósitos co-ignimbríticos, parte SW del CVSLP	71
Fig. 25. Alternancia de depósitos de ignimbrita ricos en líticos, intercalados con depósitos donde su presencia es limitada	72
Fig. 26. Dique piroclástico de la parte SW del CVSLP	75
Fig. 27. Esquema del frente de solidificación de una cámara magmática hipotética	81
Fig. 28. Modelos de subsidencia caldérica en relación con la profundidad de emplazamiento de la cámara magmática	87
Fig. 29. Trazo de la falla del rasgo semicircular mayor en la parte sur del CVSLP	92
Fig. 30. Mapa geológico simplificado del CVSLP y ubicación de los sitios de muestreo para el estudio de Anisotropías de Susceptibilidad Magnética (AMS)	98
Fig. 31. Microfotografías de secciones pulidas de la Ignimbrita Cantera	100
Fig. 32. Presentación estereográfica de los datos de AMS corregidos estructuralmente	105
Fig. 33. Direcciones de flujo inferidas a partir de los datos de AMS	106
Fig. 34. Mapa geológico de la parte NE del CVSLP destacando los depósitos	

de la Ignimbrita Panalillo	114
Fig. 35. Columna compuesta y características de los depósitos que conforman a la Ignimbrita Panalillo Inferior	116
Fig. 36. Depósitos de la ignimbrita con estructuras de “lapilli armado”	117
Fig. 37. Contenido de cristales en los depósitos de la ignimbrita	119
Fig. 38. Clasificación de las plagioclasas en base al ángulo de extinción medido en los cristales	121
Fig. 39. Microfotografías que muestran la mineralogía de la Ignimbrita Panalillo	122
Fig. 40. Microfotografías que muestran la mineralogía en un clasto de pómez contenido en la Ignimbrita Panalillo	123
Fig. 41. Microfotografías mostrando el carácter vitroclástico de la matriz y algunos minerales de óxidos de fierro con diferentes grados de alteración	124
Fig. 42. Microfotografías mostrando la mineralogía de la Ignimbrita Panalillo Superior	129
Fig. 43. Dique piroclástico del Arroyo El Juachín	132
Fig. 44. Secuencia de depósitos piroclásticos en Curva El Centavo	137
Fig. 45. Secuencia de depósitos piroclásticos en Arroyo El Juachín	141
Fig. 46. Secuencia de depósitos piroclásticos en Cantera Escalerillas	144
Fig. 47. Secuencia de depósitos piroclásticos en localidad La Curva	148
Fig. 48. Secuencia de depósitos piroclásticos en localidad Insurgentes	152
Fig. 49. Sección esquemática de la Ignimbrita en Mesa El Panal	155
Fig. 50. Diagramas de clasificación química de la Ignimbrita Panalillo	156

Fig. 51. Correlación litológica de las localidades donde aflora la Ignimbrita

Panalillo	158
INDICE DE TABLAS	
Tabla 1. Edades K/Ar de las rocas del CVSLP	10
Tabla 2. Datos estructurales del CVSLP	61
Tabla 3. Susceptibilidad magnética y parámetros de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS)	102
Tabla 4. Análisis estadístico de las direcciones AMS aplicando corrección estructural	104
Tabla 5. Inferencia de flujo a partir de los datos AMS corregidos geográfica y estructuralmente	107
Tabla 6. Petrografía de la Ignimbrita Panalillo Inferior	125
Tabla 7. Óxidos mayores de la Ignimbrita Panalillo	154
Anexo 1	204

## RESUMEN

El Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), México, está ubicado adyacente al SW de la ciudad de San Luis Potosí. Este campo presenta una secuencia volcánica casi exclusivamente de composición riolítica, con pequeños volúmenes de andesitas basálticas y basaltos intercalados entre las lavas e ignimbritas riolíticas. La secuencia es principalmente Oligocénica ( $32.7 \pm 1.0$  a  $27.0 \pm 0.7$  Ma), y sólo algunas unidades de pequeño volumen son de edad Miocénica (Riolita Cerro Reyna  $21.8 \pm 0.3$  Ma, Basalto Cabras  $21.5 \pm 0.5$  Ma y Traquita Los Castillo  $20.3 \pm 0.5$  Ma). Tres ignimbritas (Santa María, Cantera y Panalillo), de composición riolítica las tres, pero de edad y carácter distinto, están intercaladas entre diferentes eventos de emisión lávica. Aquí se trata de dos de ellas, las ignimbritas Cantera y Panalillo. El estudio de estas ignimbritas incluyó la localización de las fuentes de material piroclástico. En particular no estaba claro si su origen se relaciona con una caldera (lo cual se sugiere por la presencia en el CVSLP de dos rasgos semicirculares concéntricos) o con fallas extensionales, las cuales se ubican principalmente en la parte NE de dicho campo.

Las facies volcánicas de la Ignimbrita Cantera que se pudieron documentar, definen tres zonas de expulsión del material piroclástico. Dos de estas zonas fuente se asocian al rasgo semicircular mayor y una a las fallas extensionales de la parte NE del CVSLP. La primera de carácter puntual y la segunda, a diques piroclásticos. La ubicación de las fuentes está marcado por depósitos de brechas líticas, o por la presencia de clastos de pómez de dimensiones muy grandes, lo que evidencia su corta distancia de transporte. La zona de fuente asociada a las fallas extensionales se ubica en la falla que cierra la estructura caldérica en su parte NE y atraviesa todo el CVSLP.

La presencia de fuentes ligadas al rasgo semicircular mayor (~40 Km en su diámetro mayor), señalan la existencia de una caldera en el CVSLP. La geometría de los rasgos semicirculares y fallas extensionales asociadas señalan una estructura caldérica tipo "trapdoor", con la parte más colapsada hacia el SW y S del CVSLP, donde el escarpe tiene una expresión morfológica más acentuada. La

aplicación de la técnica de “Anisotropías de Susceptibilidad Magnética” AMS señala direcciones de emplazamiento de los flujos que concuerdan con las determinadas con criterios vulcanológicos (fácies volcánicas). La fuente mejor documentada es la que está ubicada en la localidad denominada Las Capillas y está caracterizada por la presencia de brechas líticas. Hacia esta localidad apuntan la mayoría de las direcciones de flujo piroclástico de la parte NE del CVSLP, determinadas mediante la técnica de AMS. La otra fuente está asociada a diques piroclásticos tal como lo indican las direcciones obtenidas por AMS en la parte oriental del CVSLP. Las fuentes de la parte SW del CVSLP tienen también una concordancia con la dirección de flujo piroclástico obtenida por la técnica AMS.

La Ignimbrita Panalillo está confinada a depresiones tectónicas del tipo graben y semigraben y muestra una relación de emplazamiento sincrónica con el fallamiento. Estas estructuras son por lo tanto del tipo vulcanotectónico. Las fuentes de material piroclástico están asociadas a las fallas y son de dos tipos: Fuentes puntuales alineadas a lo largo de la Falla El Juachín, a las cuales están asociadas brechas líticas o co-ignimbritas de rezago y fuentes representadas por diques piroclásticos, las cuales son más abundantes y se presentan sobre todo asociadas a las fallas El Juachín y Cabras así como a las fallas que delimitan a los Grabens de Bledos y San Martín.

## ABSTRACT

The San Luis Potosí Volcanic Field (SLPVF) is located to the SW of the City of San Luis Potosí in North Central Mexico. The SLPVF is a volcanic sequence dominated by rhyolitic ignimbrites (Santa María, Cantera and Panalillo) and rhyolitic lava flows interbedded with minor basalts and basaltic andesitic lava flows. This sequence is mainly Oligocene in age ( $32.7 \pm 1.0$  a  $27.0 \pm 0.7$  Ma) with three units spanning to the Miocene (Cerro Reina rhyolite  $21.8 \pm 0.3$  Ma, Cabras basalt  $21.5 \pm 0.5$  Ma, and Los Castillo trachyte  $20.3 \pm 0.5$  Ma). This work focuses on the Oligocene Cantera and Panalillo ignimbrites that were produced during a series of eruptions whose source area and origin were unknown.

The Oligocene activity of the SLPVF started with the emission of the Cantera Ignimbrite some  $29.0 \pm 1.5$  Ma ago. This ignimbrite was issued from three sources: two of them are located at a semicircular structure in the SW part of the SLPVF around Mesa Moreno and to the SE of the town of Villa de Arriaga respectively and the third was issued from extensional faults in the NE part of the SLPVF. These sources suggest that the Cantera Ignimbrite originated from a 40 Km wide caldera closed in its NE part by extensional faults that transect it. This geometry suggests that this structure is a “trapdoor-type” caldera whose lowest rim is located at its SSW walls. Anisotropy and magnetic susceptibility measurements of the Cantera Ignimbrite were carried out in order to determine directions of flow emplacement and source areas. These correlate well with the sedimentary facies of the deposits observed in the field.

After the emplacement of the Cantera Ignimbrite, pyroclastic flows of limited distribution were issued in the SE part of the SLPVF. These explosive events preceded emplacement of extensive lava flows comprising of the Zapote rhyolite ( $27.0 \pm 0.7$  Ma). The next explosive phase produced the lower Panalillo Ignimbrite which covered extensive areas and was associated to regional extensional NW-SE oriented faults. This ignimbrite was confined to tectonic depressions (grabens and half-grabens) and was emplaced synchronically with faulting. This ignimbrite was generated along the El Juachín Fault and includes co-ignimbrite breccias that were



issued from vents overlying pyroclastic dykes that are more abundant along the El Juachín and Cabras faults as well as along faults bounding the Bledos and San Martín grabens.

Activity at the SLPVF ended with the emission of the Panalillo Ignimbrite ( $26.6 \pm 1.3$  Ma) issued through major faults (Juachín and Bledos-Sur faults) during the final stages of fault movement. The Panalillo ignimbrite is barely affected by these faults.

In summary, the Cantera Ignimbrite was associated to the formation of a “trapdoor-type” caldera, while the Panalillo Ignimbrites (Lower and Upper) were generated from vents aligned along normal faults.

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1.- Antecedentes

El Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) del Oligoceno-Mioceno, se ubica entre las coordenadas  $100^{\circ} 55'$  -  $101^{\circ} 35'$  W y  $21^{\circ} 45'$  -  $22^{\circ} 20'$  N, justo al SW de la ciudad de San Luis Potosí. Este campo volcánico abarca parte de los Estados de San Luis Potosí, Jalisco y Zacatecas y ocupa el extremo SE de la Sierra Madre Occidental (Fig. 1).

Sobre el desarrollo del CVSLP se han escrito un número importante de trabajos, donde se ha tratado de definir tanto su estratigrafía como sus características estructurales (Labarthe y Tristán, 1979; Labarthe et al., 1982; Labarthe y Jiménez, 1992; 1993; 1994; y Nieto, et al., 1997; 1999). Más recientemente, se han publicado algunos trabajos sobre la geoquímica y petrogénesis de las rocas del CVSLP (Labarthe et al., 1982; Webster et al., 1996; Aguillón-Robles, 1992; 1994; Rodríguez-Ríos, 2003; Labarthe y de la Huerta 1998; y Orozco-Esquivel et al., 2002).

Sin embargo, la características más relevantes del CVSLP es la presencia de enormes volúmenes de ignimbritas ( $\sim 100 \text{ km}^3$ ). Entre las más importantes por su volumen y distribución, están las denominada formalmente como "Ignimbrita Cantera" (Tic) (Labarthe y Tristán, 1978) e "Ignimbrita Panalillo", ésta ultima dividida en dos miembros: "Panalillo Inferior" (Tap) y "Panalillo Superior" (Trp) (Labarthe et al., 1982). Al respecto, algunos trabajos (Labarthe y Jiménez, 1992; 1994; y Torres et al., 2001b) han documentando la presencia de depósitos co-ignimbríticos asociados al emplazamiento de estas ignimbritas (Panalillo), lo cual señalan como una clara evidencia de que estas ignimbritas fueron expulsadas a través de fallas rectas (El Potosino y El Juachín), asociadas a las estructuras extensionales de carácter regional.

La idea fue retomada por Aguirre y Labarthe (2003), quienes sostienen que la presencia de las co-ignimbritas y diques piroclásticos en el Arroyo El Juachín, constituyen una evidencia de que la ignimbrita Panalillo fue emitida a través de

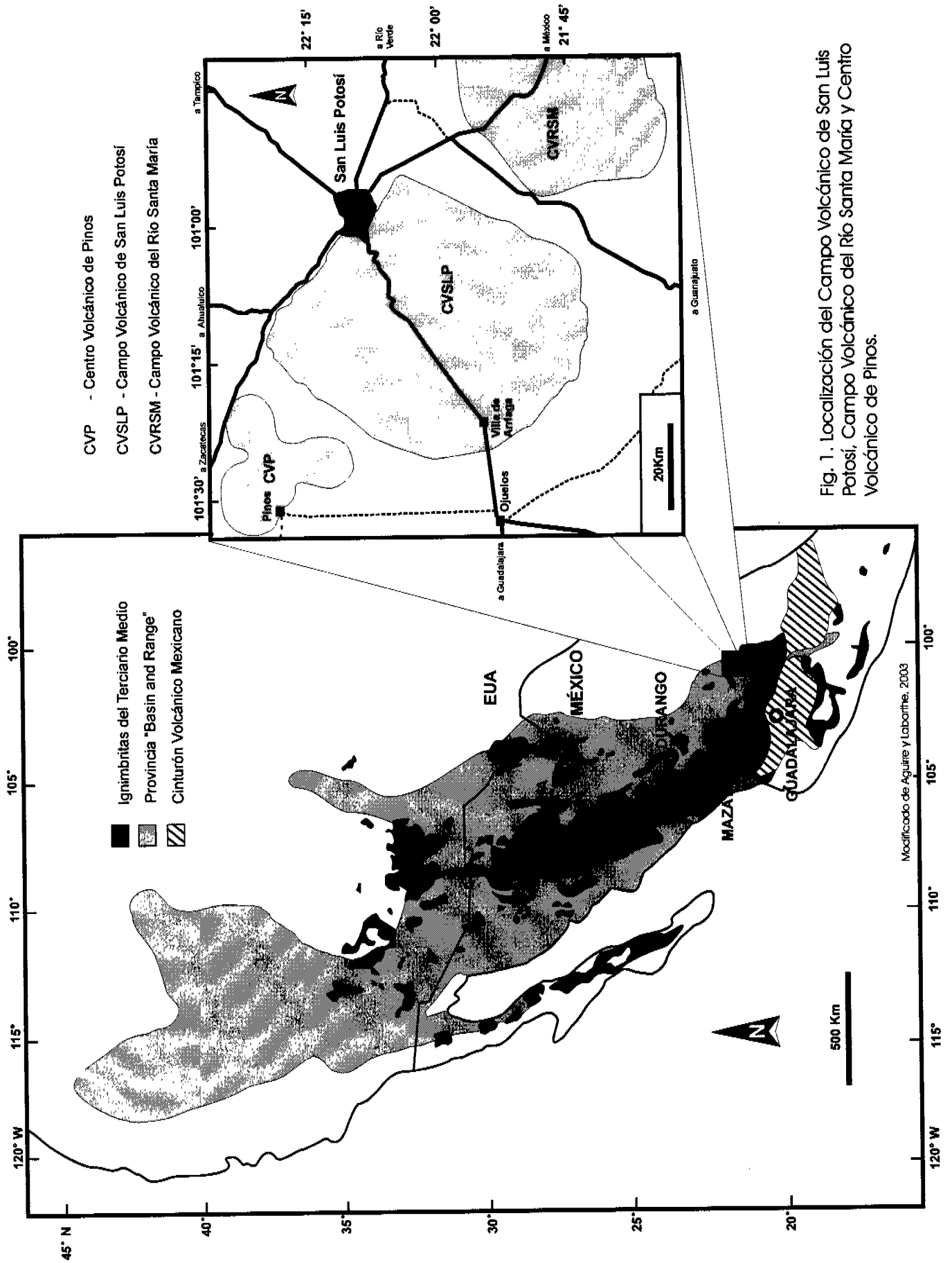


Fig. 1. Localización del Campo Volcánico de San Luis Potosí, Campo Volcánico del Río Santa María y Centro Volcánico de Pinos.

fisuras, lo que ya había sido reportado desde 2001 (Torres et al., 2001b). Con esta idea en mente y otros casos que ellos han estudiado, tratan de explicar el enorme volumen de ignimbritas en la SMO, donde sólo se han podido documentar la presencia de algunas estructuras de caldera.

No obstante que el modelo propuesto por Aguirre y Labarthe (2003), podría explicar el origen de las ignimbritas del CVSLP, desde una óptica personal y con base en nuevas evidencias se piensa que la emisión por fisuras, no fue el único proceso que operó en la expulsión de las ignimbritas del CVSLP. Los resultados del presente trabajo y tema de esta tesis, muestran que la fuente de la ignimbrita Cantera, no fue el resultado de un solo mecanismo por lo que se concluye que el emplazamiento de las ignimbritas que conforman el CVSLP, también fueron emplazadas a través de calderas, como se demostrará en este trabajo.

Como parte de las evidencias que soportan la idea de la existencia de una caldera en el CVSLP, se documenta una serie de domos riolíticos pre-ignimbrita Cantera que se emplazaron en dos fracturas semicirculares; se demuestra que hay fuentes de material piroclástico ubicadas a lo largo del rasgo semicircular mayor y se define un evento de subsidencia asimétrico relacionado con la emisión de la ignimbrita Cantera. Así mismo, se presenta el resultado de 12 nuevos fechamientos radiométricos por el método K/Ar (la ubicación de los puntos muestreados se indica en la Fig. 2) que inciden de forma importante en la interpretación de la evolución del CVSLP y por tanto en la secuencia estratigráfica. Los nuevos datos abren una nueva visión hacia el CVSLP, que permite despejar la interrogante sobre el tipo de fuente de emisión que dio origen a las Ignimbritas.

Los resultados que se presentan en este trabajo, también están soportados por un mapeo detallado de facies volcánicas y por la aplicación de la técnica de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS por sus siglas en Inglés). Ambas técnicas permitieron ubicar las fuentes de emisión de material piroclástico.

Los nuevos datos obtenidos permitieron precisar que en el CVSLP existen dos tipos de fuentes de emisión del material piroclástico: Fuentes puntuales y diques piroclásticos. El caso de la Ignimbrita Cantera se relacionan con la evolución de una caldera, mientras que el caso de la Ignimbrita Panalillo se relaciona a

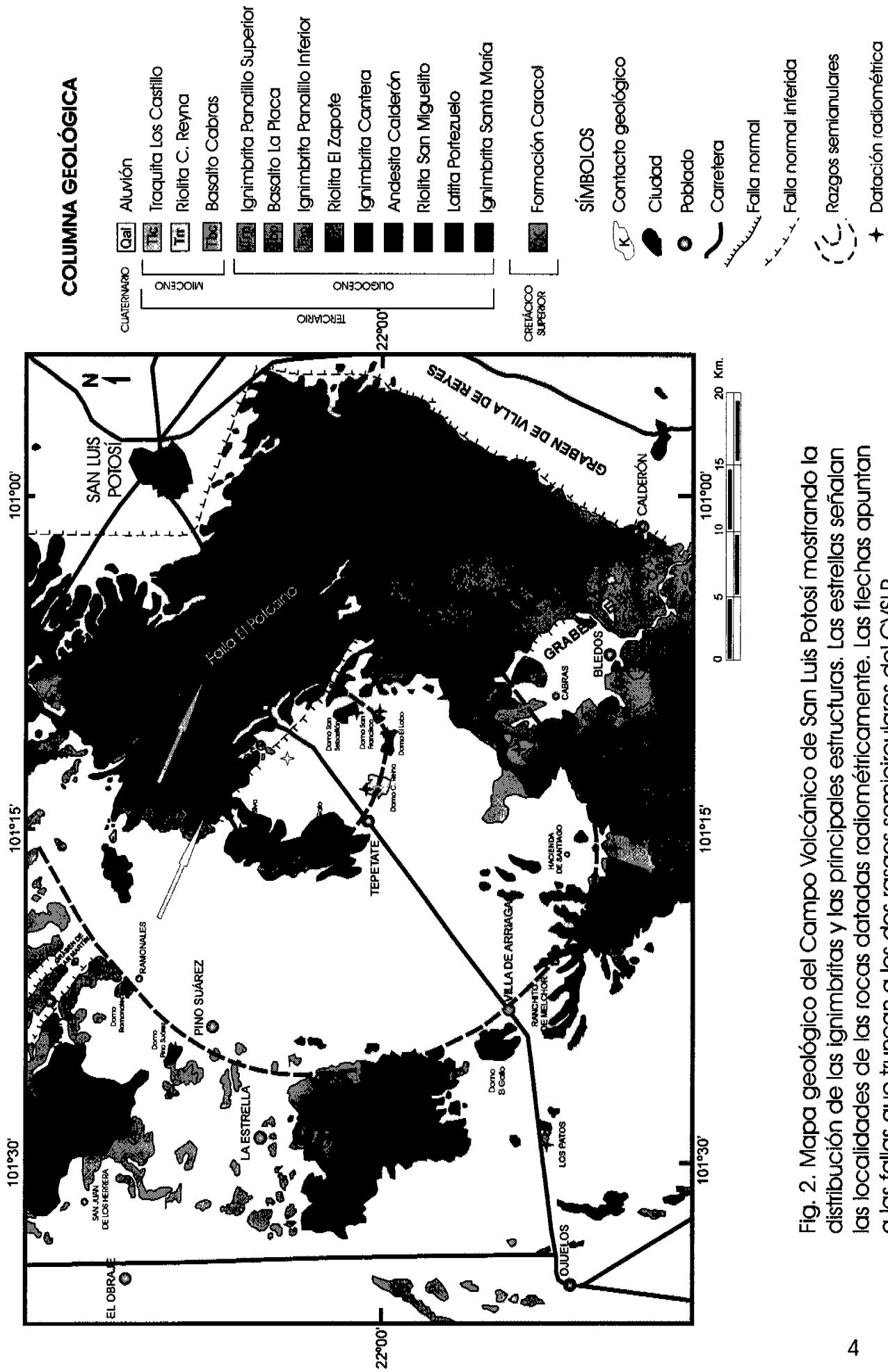


Fig. 2. Mapa geológico del Campo Volcánico de San Luis Potosí mostrando la distribución de las ignimbritas y las principales estructuras. Las estrellas señalan las localidades de las rocas datadas radiométricamente. Las flechas apuntan a las fallas que truncan a los dos rasgos semicirculares del CVSLP.

fallamiento extensional.

## **1.2.- Definición del problema**

La Sierra Madre Occidental (SMO) es la provincia ignimbrítica más grande del mundo con un área de 296,000 km<sup>2</sup> aproximadamente. Consiste de una secuencia volcánica cuyo espesor promedio es de 1 Km, constituida principalmente por depósitos de ignimbritas (Swanson y McDowell, 1984). Para explicar este enorme volumen de ignimbritas, se necesitaría asociar al menos la formación 350 calderas. Sin embargo, sólo se han identificado algunas cuantas en los estados de Durango y Chihuahua (Swanson y McDowell, 1984), Zacatecas (Ponce y Clark, 1988), Nayarit (Ferrari, 1995) y Guanajuato (Randall et al., 1994). Swanson y McDowell (1984) consideran que las pocas calderas que ellos pudieron documentar en los estados de Durango y Chihuahua (10 en total) son aquellas que están expuestas en un nivel estructural alto y que por ello resultan distinguibles. Esto implica que la mayoría de las calderas están sepultadas por los depósitos piroclásticos que se emplazaron entre los 32 y 27 Ma (McDowell y Clabaugh, 1979). Aguirre y Labarthe (2003) consideraron un volumen cercano a los 393 000 Km<sup>3</sup> y menos de 15 calderas, por lo que concluyen que las ignimbritas salieron por fisuras asociadas al fallamiento del sistema extensional del "Basin and Range", algo que localmente ya había sido señalado para la Ignimbrita Panalillo en el CVSLP por Torres et al. (2001b).

El CVSLP como parte de la SMO presenta el mismo problema de interpretación, pues aunque hay tres ignimbritas voluminosas (Ignimbritas Cantera, Panalillo Inferior y Panalillo Superior) no es evidente la presencia de una caldera en dicho campo. Por tanto, el problema que aborda la presente tesis está enfocado a determinar las fuentes que dieron origen a las ignimbritas más voluminosas del CVSLP, las ignimbritas Cantera y Panalillo Inferior, y si estas fuentes se asocian a fracturas semicirculares, determinando así, si su emisión se relaciona a la formación de una caldera y/o a fallamiento extensional.

El estudio de cada una de estas ignimbritas se aborda por separado, porque cada

una de ellas tiene características y edad muy distintas. En especial, las características y distribución de la Ignimbrita Cantera sugieren la posibilidad de que su emisión haya estado asociada a la evolución de una caldera. El análisis de esta hipótesis se basa en la determinación de sus fuentes por medio de un estudio de facies volcánicas y mediante la técnica de AMS.

### **1.3.- Metodología**

Se elaboró un mapa geológico escala 1:100,000, basado en Labarthe et al. (1982) y Labarthe y Jiménez (1992; 1993; 1994). En este mapa se incluye además la información obtenida durante el desarrollo del presente trabajo. La descripción de las unidades del mapa se basaron en las publicadas en Labarthe et al. (1982) y modificadas con datos publicados por Torres et al. (1998; 2001a), y con los nuevos datos generados.

Con el propósito de visualizar con mayor claridad tanto los rasgos semicirculares como el fallamiento regional, se realizó un análisis detallado de imágenes de satélite a escala 1:500,000 y 1:1000,000, en blanco y negro y a color, así como de mapas topográficos a escala 1:50,000 y 1: 250,000 y de fotografías aéreas a escala 1:50,000. Se analizó un mapa hipsométrico y de drenaje del CVSLP (Aguillón-Robles, 1992; 1994) y un modelo de elevación digital editado en 1997 por el Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI).

La distribución de las facies volcánicas de la ignimbrita Cantera esta basada en el análisis detallado de 14 secciones estratigráficas principales, aunque el estudio de esta ignimbrita implicó el levantamiento de 30 de secciones estratigráficas y 91 puntos de verificación. Se realizó además un estudio de AMS en 18 sitios previamente seleccionados para la determinación de la dirección de emplazamiento de los flujos piroclásticos. Finalmente, los resultados del estudio de AMS se confrontaron con los resultados obtenidos mediante la determinación de facies. El método de muestreo para el estudio de AMS y los detalles de la técnica se describen más adelante en el apartado correspondiente.

#### **1.4.- Marco geológico regional**

El CVSLP ocupa el extremo SE de la provincia magmática de la SMO. Adyacentes al CVSLP, hacia el SE está el Campo Volcánico del Río Santa María y al NW el Centro Volcánico de Pinos (Fig. 1). El basamento prevolcánico del CVSLP está compuesto por rocas marinas (calizas, margas y areniscas) de edad Mesozoica (Valanginiano al Maastrichtiano), las cuales muestran pliegues con vergencia general NW-SE. En discordancia sobre dicho basamento se encuentra una secuencia de conglomerados continentales con intercalaciones de lavas andesíticas que tiene una edad de  $44.1 \pm 2.2$  Ma (Labarthe et al., 1982).

La cubierta volcánica en la región es en su mayoría de edad Oligocénica, fue emplazada durante dos ciclos: 1) el primero ocurrió entre los 30 y 31 Ma. (Torres et al., 2001a; 2006), fue esencialmente efusivo y las lavas emitidas fueron de composición riodacítica y riolítica. Durante esta etapa se formaron grandes domos, casi sin emisión de productos piroclásticos; 2) durante el segundo ciclo (entre 29 y 27 Ma), se emitió un volumen considerable de depósitos de flujos piroclásticos que conforman a las Ignimbritas Cantera y Panalillo (miembros Inferior y Superior) con emisiones subordinadas de lavas de composición riolítica y basáltica intercaladas entre ambas ignimbritas (Torres et al., 2001a). El vulcanismo de edad Miocénica constituye un tercer ciclo, el cual ocurrió después de un hiato volcánico de ~5 Ma (entre 22 y 20 Ma) y corresponde a lavas basálticas, traquíticas y riolíticas con una distribución muy limitada en la parte Sur del CVSLP (Torres et al., 2001a). Un manto delgado de conglomerados se depositó durante el Mioceno-Plioceno. El material aluvial que resulta de la degradación de las rocas de la región se está acumulando sobre todo en el graben de Villa de Reyes, donde alcanza espesores de más de 100 metros. En cambio, forma una cubierta muy delgada (máximo pocas decenas de metros) en las partes altas.

#### **1.5.- El Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP)**



El CVSLP está situado en las inmediaciones de la ciudad de San Luis Potosí y forma parte de la porción oriental de la Sierra Madre Occidental (SMO). Las rocas volcánicas que en él afloran abarcan desde los  $44.1 \pm 2.2$  Ma (Andesita Casita Blanca) hasta los  $20.3 \pm 0.5$  Ma (Traquita Los Castillo) y muestran una relación compleja entre el tectonismo y el vulcanismo (Torres et al., 2001a). El magmatismo más voluminoso ocurrió entre los 32 y los 29 Ma e involucra dos etapas de formación de domos (Torres et al., 2001). Los primeros tienen un contenido en  $\text{SiO}_2$  menor (70.2%) que los segundos (77.58%), aunque ambos son de composición riolítica. Hace 29 Ma ocurrió un cambio en el estilo del vulcanismo, al pasar de efusivo a explosivo, dando paso a la emisión de la Ignimbrita Cantera ( $80 \text{ Km}^3$ ). Después de una corta etapa explosiva y efusiva, donde en primer término se forma un manto delgado de depósitos de flujo piroclástico, se producen grandes volúmenes de lavas riolíticas de baja viscosidad que forman domos de morfología poco pronunciada. Los mayores de estos domos son El Zapote y El Tocho, este último fechado por Nieto, et al. (1996) en  $27.0 \pm 0.7$  Ma (Fig. 2).

La actividad volcánica explosiva concluye con la emisión de flujos piroclásticos que forman las Ignimbritas Panalillo Inferior y Superior, esta última fechada en  $26.8 \pm 1.3$  Ma (Labarthe et al., 1982). Entre ambas secuencias de las Ignimbritas Panalillo (Superior e Inferior), se emplazaron una serie de derrames de basalto conocidos como "Basalto La Placa". Finalmente, ya en el Mioceno temprano (22 a 20 Ma), se producen lavas de diversa composición (basalto, traquita y riolita), en la parte S y SE del CVSLP.

La interpretación de imágenes de satélite muestra que los domos mayores del CVSLP pre-Ignimbrita Cantera se alinean en un patrón NW-SE y se piensa que su emplazamiento ocurrió a través de fracturas regionales que se asocian al sistema "Basin and Range" (Labarthe et al., 1982; Tristán-González, 1986) que se extiende desde el Sur de Canadá, hasta la parte central de México (Stewart, 1978; Labarthe, et al., 1982; Henry y Aranda, 1992).

## 2. ESTRATIGRAFÍA

La secuencia volcánica en el CVSLP, originalmente fue descrita por Labarthe et al. (1982) y posteriormente modificada (Labarthe y Jiménez, 1992; 1993; 1994). En esos primeros trabajos, la secuencia de lavas e ignimbrita fue reportada esencialmente como oligocénica (32 a 27 Ma). Sin embargo, nuevos fechamientos obtenidos de las lavas de los primeros domos del CVSLP, permitieron ubicar temporalmente el emplazamiento de dos conjuntos de domos asociados a los dos rasgos semicirculares del CVSLP, antes del emplazamiento de la Ignimbrita Cantera. Asimismo, otros fechamientos reportados por Torres, et al. (2001a), muestran dos etapas de emisión de lavas de composición andesítico-basálticas a basaltos, intercalada en la secuencia del Oligoceno. Los nuevos fechamientos radiométricos aquí reportados muestran con claridad la presencia de rocas (lavas basálticas, traquíticas y riolíticas) de edad miocénica en el CVSLP, lo cual no había sido reportado antes. La distribución y relaciones estratigráficas de estas unidades en el CVSLP se muestran en el mapa geológico (Fig. 2). Los datos geocronológicos obtenidos para las distintas unidades están resumidos en la Tabla 1 y representados esquemáticamente en la Fig. 3. Las coordenadas de los distintos sitios donde se colectaron las muestras fechadas están referidas en el Anexo 1. La ubicación y temporalidad de las distintas unidades volcánicas del CVSLP se muestran en el esquema de la Fig. 4 y se ilustran en la Fig. 5.

A continuación se describen brevemente las distintas unidades del CVSLP con base en datos de Labarthe et al. (1982) y Labarthe y Jiménez (1992; 1993; 1994).

### 2.1.- Oligoceno

*Ignimbrita Santa María.*

( $31.3 \pm 0.7$  Ma)

Se trata de una ignimbrita de composición riolítica ( $\text{SiO}_2 > 73.6$  wt. %), color gris claro en fractura fresca que intemperiza a color rojo claro por oxidación y

Tabla 1. Edades radiométricas K-Ar, del volcanismo cenozoico del CVSLP.

Unidad y/o estructura geológica	Edad $\pm 1\sigma$ (Ma)	Fracción	$^{40}\text{Ar}_R$ ( $10^{-7} \text{ cm}^3/\text{g}$ )	% $^{40}\text{Ar}_R$	$\text{K}_2\text{O}$ (% wt)	Peso (g)	Ref.* Lab.
1. Traquita Los Castillo <sup>1</sup>	20.3 $\pm$ 0.5	RE	41.1	93.6	6.26	0.4057	5127-3
	20.9 $\pm$ 0.5	RE	45.7	87.6	6.72	0.5055	5134-1
2. Domo Rincón Reyna <sup>2</sup>	21.1 $\pm$ 0.3	RE	37.1	90.9	5.43	0.2521	5551-9
	21.8 $\pm$ 0.3	F	37.6	91.4	5.31	0.2509	5559-8
3. Basalto Cabras	21.5 $\pm$ 0.5	RE	8.5	74.1	1.22	0.5074	5126-2
4. Ignimbrita Panalillo <sup>3</sup>	26.8 $\pm$ 1.3	RE					
5. Basalto la Placa <sup>1</sup>	26.9 $\pm$ 0.4	RE	26.3	79.4	3.02	0.5032	5523-6
6. Riolita El Zapote <sup>4</sup>	27.0 $\pm$ 0.7	S		71.9	9.51		
7. Riolita Melchor	27.4 $\pm$ 0.4	S	39.5	9.4	4.44	0.3041	5580-2
8. Ignimbrita Cantera <sup>3</sup>	29.0 $\pm$ 1.5	RE					
9. Domo El Gato <sup>3</sup>	29.2 $\pm$ 0.8	B		67.5	6.88		
10. Domo El Ramonal	29.6 $\pm$ 0.6	RE	49.1	59.6	5.10	0.4017	5494-5
11. Domo El Gallo	29.8 $\pm$ 0.7	RE					
12. Domo C. Grande <sup>3</sup>	30.0 $\pm$ 1.5	RE					
13. Domo Cerro Silva	30.4 $\pm$ 0.5	S	42.1	85.5	4.26	0.4013	5637-4
14. Latita Portezuelo	30.6 $\pm$ 1.5	RE					
15. Domo El Lobo	30.7 $\pm$ 0.7	RE	34.11	89.6	3.42	0.6007	6188-8
16. Domo San Francisco	31.3 $\pm$ 0.7	RE	52.89	81.1	5.20	0.6015	6185-5
17. Domo San Sebastián	32.7 $\pm$ 1.0	RE	32.49	39.5	3.05	0.6091	6189-9
18. Andesita Casita Blanca <sup>6</sup>	43.7 $\pm$ 1.0	RE	31.66	81.0	2.22	0.6043	6320-1
19. Andesita Casita Blanca <sup>1</sup>	44.1 $\pm$ 2.2	RE					

\* Número de referencia en el laboratorio de Geocronología, en la Université de Bretagne Occidentale, Brest, FRANCE

<sup>1</sup> Torres-Hernández *et al.* (2001)

<sup>2</sup> Torres-Hernández *et al.* (2005)

<sup>3</sup> Labarthe-Hernández *et al.* (1982)

<sup>4</sup> Nieto-Samaniego *et al.* (1996)

<sup>5</sup> Aguillón-Robles *et al.* (1994)

<sup>6</sup> Idier (2003)

RE, Roca entera; S, sanidino; B, biotita

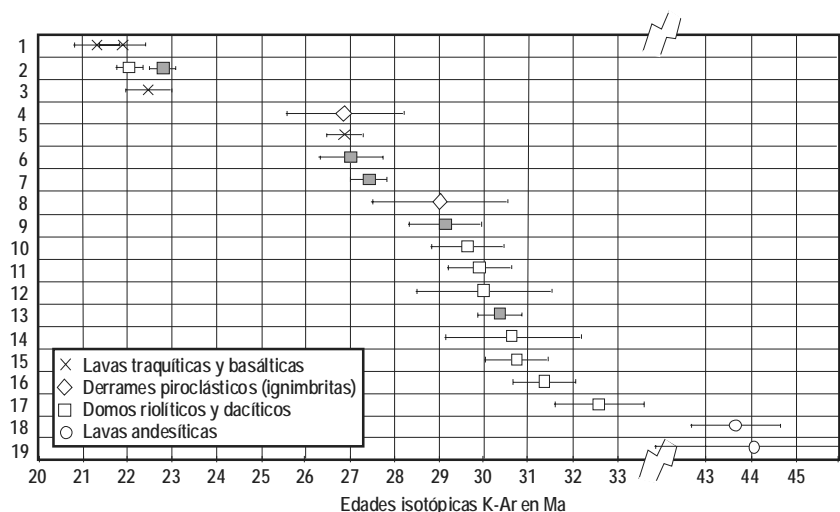


Figura 3. Cronodiagrama de las rocas volcánicas del CVSLP fechadas radiométricamente.

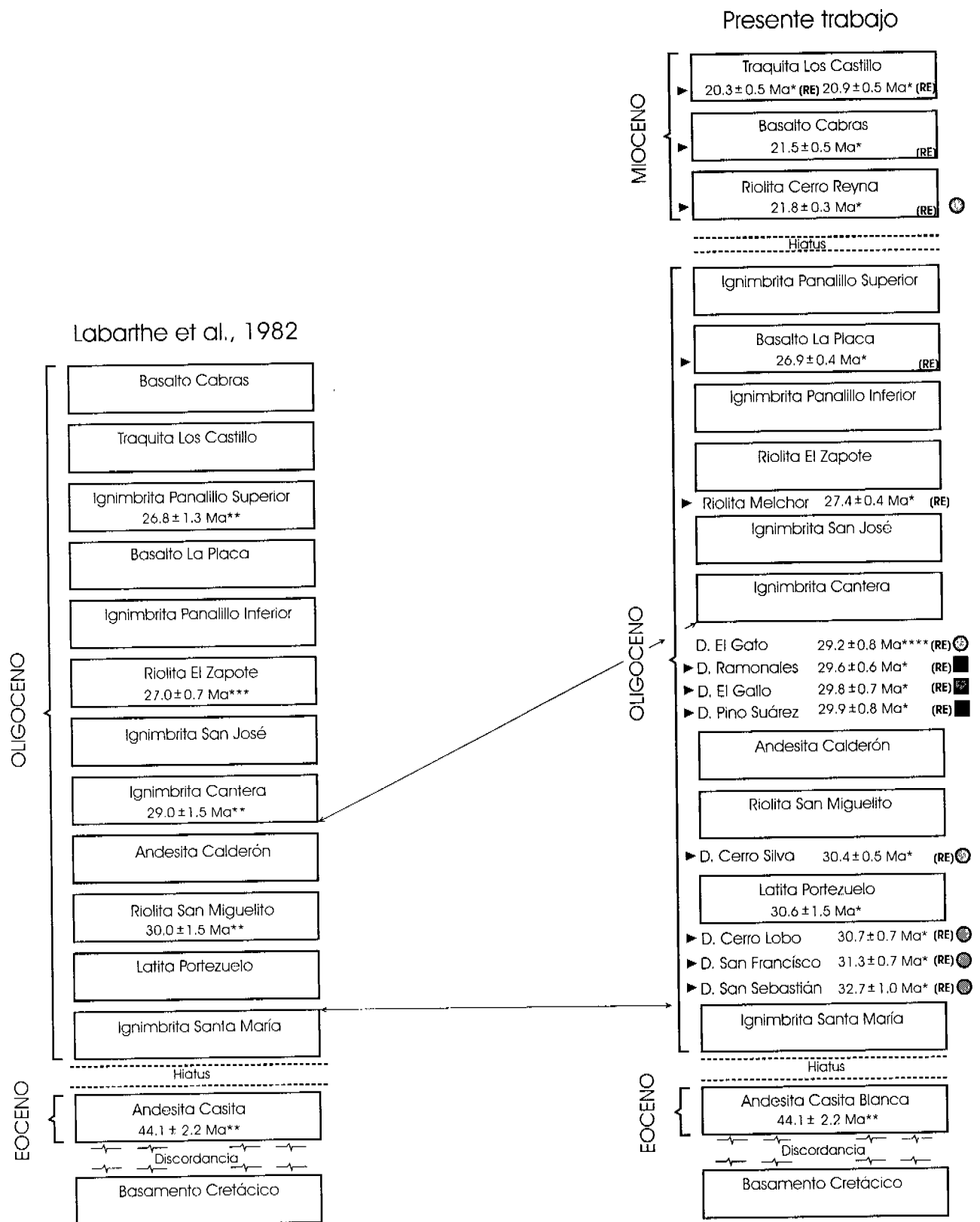


Fig. 4. Estratigrafía general del Campo Volcánico de San Luis Potosí y aportaciones a la geocronología que se hacen en el presente trabajo. Los triángulos negros señalan los nuevos fechamientos; los círculos corresponden a domos riolíticos emplazados en el rasgo semicircular mayor presentes en el CVSLP. El vulcanismo del Mioceno queda separado y evidencia un hiatus de aproximadamente 5 Ma en el vulcanismo. Las edades se obtuvieron por el método K/Ar; las letras pequeñas en negrillas indican si se obtuvieron en roca enteral (RE) o en feldespato (f).

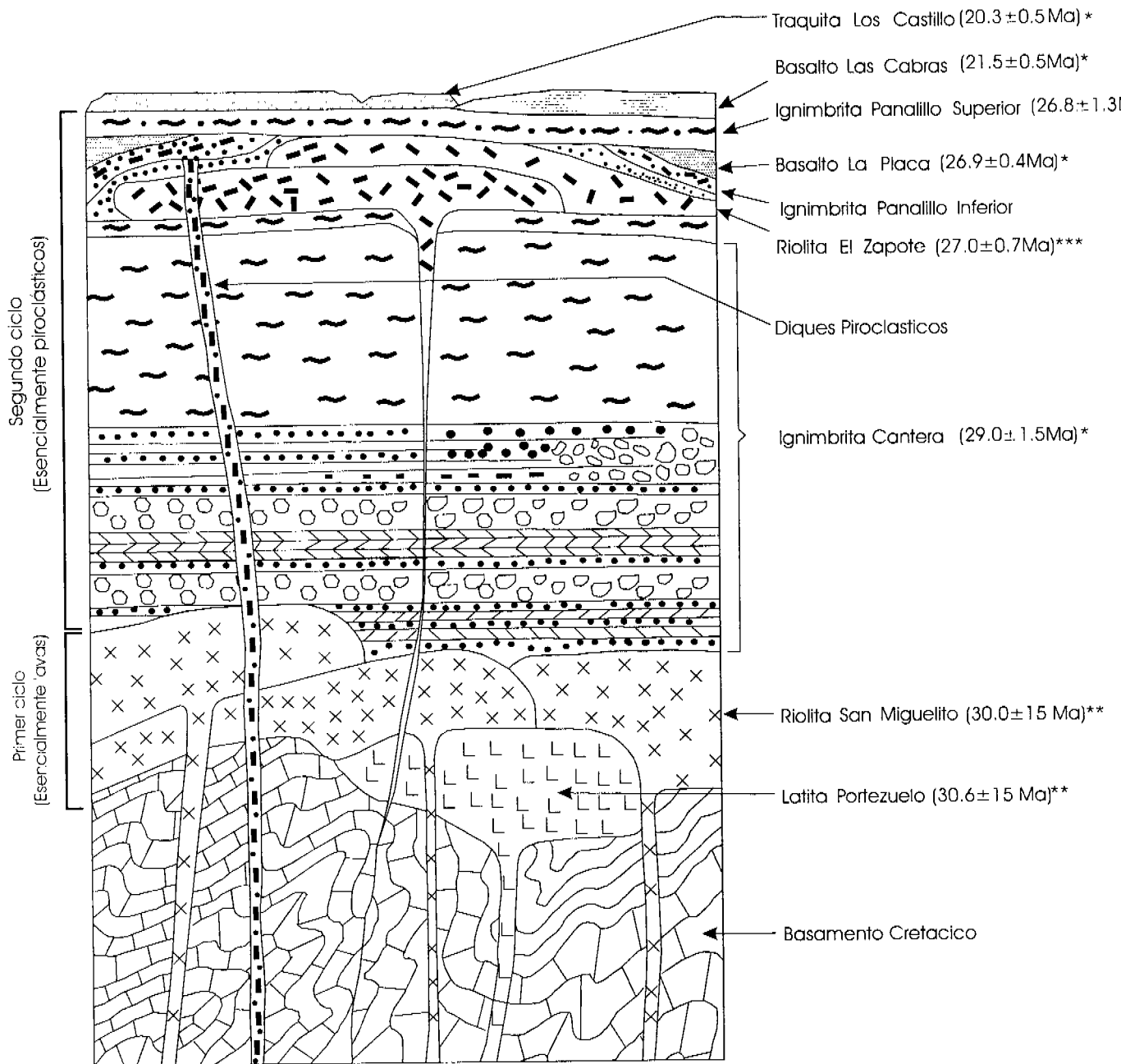


Fig. 5. Columna estratigráfica compuesta del Campo Volcánico de San Luis Potosí.

Edades K/Ar reportadas por:

\*Torres-Hernández et al., 2001

\*\*Labarthe-Hernández, et al., 1982

\*\*\*Nieto-Samaniego, et al., 1996

ocasionalmente presenta esferulitas. Su textura es microcristalina y eutaxítica, con abundante pómez colapsada. Es muy rica en fenocristales (40 %) de cuarzo y sanidino de 2 a 4 mm de longitud. Se observan escasos cristales de plagioclasa (oligoclasa) y de magnetita. La matriz es de vidrio con diferentes grados de devitrificación. La base de la ignimbrita es un vitrófido de color negro de 3 a 9 m de espesor, en la parte media es masiva y en la cima tiene estructura columnar. El espesor máximo de la unidad es de 60 m al norte del poblado de Calderón. Subyace a la Latita Portezuelo o a la Riolita San Miguelito. Esta ignimbrita tiene una amplia distribución al E del Graben de Villa de Reyes, en el Campo Volcánico del Río Santa María (Fig. 1). Se considera que esta ignimbrita fue emitida por la Caldera de Milpa Grande, ubicada en el campo del mismo nombre (Labarthe et al., 1982).

*Latita Portezuelo* (En realidad se trata de una riolita con  $\text{SiO}_2=70.58-71.43$  wt. %) (30.6  $\pm$  1.5 Ma.)

Se trata de una secuencia gruesa de flujos de lava con amplia exposición en la parte NE del CVSLP (Fig. 2). Es una roca de color gris claro que intemperiza a rojo claro por oxidación de los minerales de hierro que contiene. Su textura es holocristalina, inequigranular, porfídica, traquítica y su matriz es afanítica devitrificada. Se trata de una riodacita\* (70.20 wt. % de  $\text{SiO}_2$ ) rica en potasio (Labarthe et al., 1982) que contiene de 10% a 15% de fenocristales euhedrales de sanidino y plagioclasa (andesina) con cuarzo subordinado. Los cristales son de 2 a 6 mm de longitud. Como minerales accesorios presenta zircón, apatito y abundante magnetita. El espesor de esta unidad es de hasta 200 m. En la parte basal de algunos flujos se presenta como un vitrófido y es también común observar brechas de desintegración (“crumble breccias”). La edad de esta roca fue determinada por Labarthe et al. (1982) en 30.6  $\pm$  1.5 Ma (K/Ar, roca total).

*Riolita San Miguelito* (Tsm) (30.0  $\pm$  1.5 Ma)

Son lavas de composición riolítica (77.58 wt. % de SiO<sub>2</sub>) que formaron un gran complejo de domos en el CVSLP. Estas lavas contienen entre 5% y 25% de fenocristales de cuarzo y sanidino con magnetita diseminada en la matriz y parcialmente alterada a hematita. El sanidino se presenta euhedral y el cuarzo es subhedral a anhedral. La matriz está totalmente devitrificada y el tamaño de los cristales varía entre 2 y 4 mm. Además contiene algunos cristales de biotita. Los domos de mayor tamaño como el Cerro Grande (30.0 ± 1.5 Ma), Cerro El Potosí (Sierra de San Miguelito) y una serie de domos aglutinados que forman la Sierra de Carranco (30.0 ± 0.8 Ma) (Labarthe y de la Huerta, 1998) se emplazaron a través de estructuras extensionales de orientación NW-SE.

Los domos de menor tamaño se emplazaron en dos estructuras semicirculares concéntricas que están truncadas por fallas regionales de orientación NW-SE (Fig.2). Estos domos se emplazaron durante dos eventos más o menos definidos temporalmente. Los del semianillo interior se emplazaron entre 32.7 ± 0.7 Ma (Domo San Sebastián) (este trabajo) y 29.8 ± 0.8 Ma (Domo El Gato) (Aguillón, et al., 1994). Los del semianillo exterior se emplazaron entre los 30.5 ± 1.0 Ma y 27.4 ± 0.4 Ma (este trabajo). Es decir, ambos eventos de emplazamiento de domos se traslaparon en el tiempo.

#### *Andesita Calderón (Tac).*

Esta unidad aflora únicamente en las cercanías del poblado de Calderón, donde forma un pequeño centro volcánico en el borde W del Graben de Villa de Reyes (Labarthe et al., 1982) (Fig. 2). En general se agrupa bajo este nombre a una secuencia compuesta por lavas riolíticas, dacíticas y andesíticas con algunos depósitos piroclásticos intercalados. La litología predominante es la andesítica, por lo que propiamente es la que le da nombre a esta unidad, que en la cima está coronada por un basalto vesicular. La andesita (60.71 wt. % de SiO<sub>2</sub>) es de color gris, de textura holocristalina, porfirítica con un 15% de fenocristales de plagioclasa en una matriz de microlitos de plagioclasa. Como minerales accesorios tiene zircón y apatito. Sobreyace a la Riolita San Miguelito (30.1 ± 1.5 Ma) y

subyace a la Ignimbrita Cantera ( $29.0 \pm 1.5$  Ma). Esta andesita no ha sido fechada radiométricamente.

### *Ignimbrita Cantera (Tic)*

( $29.0 \pm 1.5$  Ma)

La Ignimbrita Cantera fue descrita originalmente por Labarthe y Tristán (1978) y propuesta formalmente por Labarthe et al. (1982). Aflora principalmente en la parte NE, SE y SW del CVSLP y su localidad tipo se encuentra en el Arroyo de La Cantera, 2.5 Km al NE del poblado de Arroyos (Fig. 2). En esos trabajos dichos autores dividieron esta ignimbrita en dos miembros: el Inferior con pobre soldamiento, y el Superior fuertemente soldado. En el presente trabajo y con base en la descripción de las 13 secciones estratigráficas más completas de la ignimbrita Cantera, se asume que ambos miembros conforman una sola unidad de enfriamiento (según el concepto de Smith 1960b), con diferentes grados de soldamiento. Por tanto, se reconoce como una ignimbrita compuesta por una secuencia de depósitos de flujo piroclástico de composición riolítica (75.10 - 77.90 wt. % de  $\text{SiO}_2$ ).

En la parte inferior con pobre soldamiento el depósito es masivo, de espesor variable, muy rico en líticos accidentales (5-15%) de riolita y arenisca y con abundante pómez blanca (15%) casi afírica sin colapsar, cuyo tamaño promedio es de 2 cm, aunque los hay de hasta 7 cm. Contiene además un 15% de fenocristales de cuarzo y sanidino y escasa biotita. La matriz es de ceniza blanca. Hacia la cima disminuye el contenido de líticos.

La parte superior con fuerte soldamiento es de color café claro con textura de mero a holocristalina, en partes eutaxítica, porfídica, con 40% de fenocristales muchos de los cuales están rotos. El 40% del total de cristales corresponden a cuarzo, 40% a sanidino; 15% a plagioclasa (oligoclasa), 4% a biotita y 1% a ferromagnesianos. La matriz es de ceniza fina y de naturaleza vitroclástica.

La pómez (15%) en el depósito, se presenta colapsada con estructura de "fiammes". Los líticos accidentales corresponden a fragmentos de riolita y



arenisca. Además es notable su desarrollo columnar.

En general, la unidad está formada por un número considerable de unidades de flujo individuales, cuyo espesor varía generalmente entre 0.6 y 1.5 m y alcanza un máximo de 6.0 m. En algunos de estos depósitos de flujo, la pómez presenta mayor cantidad de cristales que la matriz. En general hay tres elementos que permiten reconocer regionalmente a la Ignimbrita Cantera: En la base los depósitos son de pómez blanca casi afírica y ceniza del mismo color y sobre éstos se presenta un horizonte rico en líticos y cristales. La parte media presenta pómez color ocre a café claro y pómez ocre bandeada, mientras que en la parte superior contiene pómez gris rica en cristales.

El espesor de esta ignimbrita varía en las diferentes localidades debido a que se emplazó sobre una topografía irregular.

La ignimbrita Cantera descansa sobre la Riolita San Miguelito, la Latita Portezuelo, y sobre la Andesita Calderón, mientras que en la localidad de Villa de Arriaga se depositó directamente sobre el basamento Cretácico (Fig. 2). Subyace a la Ignimbrita San José, a la Ignimbrita Panalillo Inferior y en áreas muy limitadas, subyace discordantemente al Conglomerado Halcones.

La edad de esta unidad fue determinada por Labarthe et al. (1982) en  $29.0 \pm 1.5$  Ma (K/Ar, roca total).

#### *Riolita El Zapote (Tz)*

( $27.0 \pm 0.7$  Ma)

Se trata de una serie de derrames riolíticos (75.48 wt. % de  $\text{SiO}_2$ ) que forman domos en la parte E del CVSLP (Fig. 2), los cuales tienen forma semiplana (es decir su espesor es muy reducido comparado con su extensión). Estos domos se emplazaron después de la Ignimbrita Cantera a la cual sobreyacen. Los domos El Zapote y El Tocho presentan en su base una serie de depósitos de flujo piroclástico (10 m de espesor en promedio) pobremente soldados emitidos durante la apertura del conducto, previamente a la emisión de las lavas.

Las lavas El Zapote son de color gris claro de textura porfídica y fluidal, mero-

cristalina en su parte inferior y holocristalina hacia su parte media y superior. Los diferentes flujos contienen cantidades variables de cristales pequeños (1 a 2 mm) de cuarzo y sanidino, con algunos ferromagnesianos convertidos a óxidos de hierro. Su espesor máximo es de 330 m (Labarthe y de la Huerta, 1998). No le sobrepasa ninguna otra unidad de roca. La edad de estas lavas fue determinada por Nieto, et al. (1996) en  $27.0 \pm 0.7$  Ma (K/Ar en sanidino).

#### *Riolita Panalillo* (Tap-Trp)

( $26.8 \pm 1.3$  Ma)

Fue originalmente descrita por Labarthe y Tristán (1978) y propuesta formalmente por Labarthe et al. (1982) quienes indicaron su localidad tipo al W del poblado Panalillo. Los mejores afloramientos se encuentran en el Graben de Bledos (Fig, 2), pero afloran de manera fragmentaria en la parte central y N del CVSLP. Esta unidad fue dividida en dos miembros, pero aquí se tratan como unidades separadas formales, las cuales están separadas en algunos lugares por una discordancia erosional, y por flujos aislados de basalto conocidos como Basalto La Placa.

#### a) Ignimbrita Panalillo Inferior (Tap)

Se trata de una secuencia de flujos y oleadas (“surges”) piroclásticas de forma estratificada y composición riolítica, no soldada aunque puede presentar horizontes ligeramente soldados (75.46 wt. % de SiO<sub>2</sub>). Su color varía de amarillo claro a rosa claro, está compuesto por pómez, líticos accesorios y accidentales inmersas en una matriz de ceniza fina a media. La matriz contiene entre 5 y 10% de fenocristales (2 a 4 mm) de sanidino y cuarzo con aislados cristales de biotita (aunque hay algunos horizontes con mayor cantidad de cristales de biotita). La pómez es blanca casi afírica sin colapsar y de 3% a 5% de líticos de rocas volcánicas y de arenisca. El espesor de las unidades de flujo piroclástico varía de 10 a 30 cm y hasta 4 m. Algunas de las unidades de mayor espesor se presentan

ligeramente soldadas y están compuestas por 10% a 15% de pómez blanca casi afírica y hasta 15% de fenocristales (2 a 4 mm) de cuarzo, sanidino y escasa biotita en una matriz devitrificada. Estos depósitos piroclásticos en la parte central de la Sierra de San Miguelito presentan ángulos de depósito que varían entre 35° y 10°, mientras que en el Graben de Bledos varían entre 5° y 15°.

En el Arroyo El Juachín, al W de la Presa El Peaje, afloran depósitos co-ignimbríticos asociados a la Ignimbrita Panalillo Inferior, los cuales consisten de bloques y fragmentos angulares de riolita de 2 a 60 cm (aunque los hay de más de 1 m), inmersos en una matriz de ceniza del tamaño de la arena gruesa. Presentan una burda estratificación y gradación, así como estructuras de imbricación de bloques y canales de erosión y estructuras de dunas. Otros depósitos semejantes se observaron en la entrada al cañon Las Negritas, al SE de la Mesa Las Palmas (Sierra de Carranco (101° 6' 15"/21° 46' 30")). Este tipo de depósitos son de la mayor importancia, ya que constituyen uno de los principales indicadores para ubicar las fuentes de las ignimbritas (Wright y Walker, 1981; Walker, 1985; Branney y Kokelaar, 1997; 2002; Druitt y Sparks, 1982; Druitt, 1985; Druitt y Bacon, 1986).

El espesor máximo de los depósitos de la ignimbrita Panalillo (Tap), en la parte central-norte del CVSLP es de 250 m, mientras que en el Graben de Bledos supera los 100 m (sin que aflore su base) y sólo es de 20 m en los hombros de esta estructura tectónica.

En la parte SE del CVSLP y en la parte central de la Sierra de San Miguelito sobreyace a la Ignimbrita Cantera, pero en la parte W de esta sierra y en el flanco N de la Sierra de Carranco sobreyace a la Riolita San Miguelito (Fig. 2). En general le sobreyace el Basalto La Placa.

La edad de esta unidad está determinada por su posición estratigráfica entre la Ignimbrita Cantera ( $29.0 \pm 1.5$  Ma) y el Basalto La Placa ( $26.9 \pm 0.4$  Ma). La muestra de basalto que se dató, fue tomada en el km 33 + 300 m de la carretera San Luis-Guadalajara. Asimismo, se tomó otra muestra de Basalto La Placa, en la Mesa el Cerrito Prieto, donde arrojó una edad (K/Ar; roca total ) de  $28.0 \pm 0.6$  Ma (Torres et al., 2001a).

b) *Basalto La Placa* (Tbp)

( $26.9 \pm 0.4$  Ma); ( $28.0 \pm 0.6$  Ma)

Originalmente descrito por Tristán y Labarthe (1979), fue incluido posteriormente en otra unidad basáltica (Basalto Cabras) por Labarthe et al. (1982). Más tarde, Labarthe y Jiménez (1994) lo redefinen situándolo entre los dos miembros de la Ignimbrita Panalillo y lo denominan Basalto La Placa. Se trata de una roca gris oscura, afanítica, de composición basáltica (55.63 wt. % de SiO<sub>2</sub>) y textura holocristalina, inequigranular, porfídica y pilotaxítica. Los cristales son de andesina y olivino alterado. La matriz es de microlitos de plagioclasa, magnetita oxidada y posible piroxeno intersticial. Su espesor varía de 10 a 15 m.

Sobreyace al miembro Inferior de la Ignimbrita Panalillo y subyace al miembro Superior de la misma. Su edad fue determinada por Torres et al. (2001a) en  $26.9 \pm 0.4$  Ma (K/Ar, roca total) en una muestra de la localidad tipo. Otra edad radiométrica de  $28.0 \pm 0.6$  Ma (K/Ar, roca total) fue obtenida por Torres et al. (2001a) en una muestra de esta unidad recolectada en el Cerrito Prieto en la margen N del Arroyo El Juachín.

El emplazamiento de los “Basaltos la Placa” esta asociado a una serie de diques ubicados en la parte central del Graben de Bledos y en la Mesa el Cerrito Prieto, en el margen norte del Arroyo El Juachín (Fig. 2).

c) *Ignimbrita Panalillo Superior* (Trp)

( $26.8 \pm 1.3$  Ma); ( $28.9 \pm 0.5$  Ma)

Este miembro está constituido por dos unidades piroclásticas de composición riolítica (76.11 wt. % de SiO<sub>2</sub>), que pueden distinguirse por diferencias en la textura, porcentaje y tamaño de los cristales, leves diferencias mineralógicas y grado de soldamiento. La unidad inferior es una ignimbrita de color café rojizo de textura microcristalina, porfirítica y eutaxítica con 5% a 10% de fenocristales (1 a 2 mm) de cuarzo y sanidino en una matriz con esquirlas de vidrio parcialmente devitrificada. En su base se presenta como un vitrófido de color gris oscuro, en el

que puede aún distinguirse su carácter vitroclástico. En este vitrófido se desarrollaron numerosas litofisas (devitrificación) con su hueco central parcialmente relleno de calcedonia, cuarzo botroidal y algunas zeolitas. Hacia la parte superior presenta numerosas cavidades alargadas desarrolladas por degasificación durante la diagénesis (como una vesícula de gas expandiéndose antes de su litificación final), las cuales están incipiente o parcialmente rellenas de sílice amorfa.

La unidad superior es de color rosa claro a rojo claro (por oxidación). Contiene abundante pómez (15%) colapsada formando “fiammes”, que varían en tamaño de 1 a 15 cm. Presenta textura merocristalina, porfídica, fluidal, con 10 a 15% de fenocristales (1 a 4 mm) de cuarzo y sanidino y algunas plagioclasas. La matriz está constituida por esquirlas de vidrio y en algunas partes está casi totalmente devitrificada. Presenta numerosas esferulitas y una típica estructura columnar.

Una de las características de la Ignimbrita Panalillo Superior es su distribución un tanto dispersa. Se presenta en forma de pequeñas mesas aisladas en donde el Miembro Inferior (Tap) ocupa las depresiones asociadas a las fallas normales del CVSLP, mientras que el Miembro Superior cubre las fallas o bien presenta fallamiento con desplazamientos muy pequeños.

En promedio presenta un espesor de 30 m y en general muestra un fuerte soldamiento con pómez bien colapsada. El pequeño espesor, la amplia distribución, el fuerte colapsamiento de la pómez y el alto grado de soldamiento en prácticamente todo el espesor de la ignimbrita y los pliegues de flujo post emplazamiento, la señalan como una ignimbrita reomórfica de alto grado, lo que implica temperaturas muy por encima de la temperatura mínima de emplazamiento (Riehle, 1973; Freundt, 1999). La edad de esta unidad fue determinada por Labarthe et al. (1982) en  $26.8 \pm 1.3$  Ma. En este trabajo se obtuvo otro fechamiento K/Ar en roca total, en una muestra tomada en el Cerrito Prieto, el cuál arrojó una edad de  $28.9 \pm 0.5$  Ma.

## **2.2.- Mioceno**

### *Basalto Cabras (Tbc)*

(21.5 ± 0.5 Ma)

Originalmente descrito por Labarthe y Tristán (1980a) y formalmente propuesto con este nombre por Labarthe et al. (1982), aflora en la parte suroriental del CVSLP y su localidad tipo se encuentra 2 km al NW de la ranchería Las Cabras (Fig. 2). Es una roca gris oscura de composición basáltica (54.40 wt. % de SiO<sub>2</sub>), de textura holocristalina, microporfirítica y pilotaxítica. Los fenocristales son de andesina y olivino alterado. La matriz es de microlitos de plagioclasa, magnetita oxidada y piroxeno intersticial. En su base y parte media no presenta vesículas y hacia su cima es vesicular. El máximo espesor al poniente de su localidad tipo es de 25 m. Lo sobreyace el Conglomerado Halcones (Labarthe et al., 1982).

La edad del basalto fue determinada por Torres et al. (2001a) en 21.5 ± 0.5 Ma (K/Ar, roca total). Labarthe y de la Huerta (1998) lo correlacionaron con el intrusivo Nuevo Valle, al cual dataron radiométricamente en 24.7 ± 1.2 Ma (K/Ar, roca total).

### *Lavas riolíticas Cerro Reyna.*

(21.1 ± 0.3 Ma)

El domo Cerro Reyna (150 m de alto) se emplazó en el semianillo interior (Fig. 2), como parte de un episodio de vulcanismo bimodal que ocurrió en la región entre los 22 y 20 Ma. La roca (76.52 wt. % de SiO<sub>2</sub>) contiene menos de 10% de fenocristales de cuarzo y sanidino, tanto subhedrales como euhedrales. Es de color gris oscuro e intemperiza a color rojizo claro. Además, tiene textura fluidal, está parcialmente devitrificada y presenta pliegues de flujo a diferentes escalas. Tiene un alto contenido de flúor (Burt y Aguillón, 1988; Webster et al., 1996), alojado en pequeños cristales de topacio como mineralización en fase de vapor. Presenta esferulitas a varias escalas y pequeñas litofisas (menos de 3 cm de tamaño). Contiene también escasa mineralización de estaño (casiterita) en fracturas. La edad de esta roca por el método K/Ar (roca total) obtenida en este trabajo resultó de 21.1 ± 0.3 Ma.

*Traquita Los Castillo (Tlc)*  
( $20.3 \pm 0.5$  y  $20.9 \pm 0.5$  Ma)

Fue descrita originalmente por Labarthe y Tristán (1980a) como una andesita y posteriormente propuesta informalmente como una traquita (63 wt. % de  $\text{SiO}_2$ ) por Labarthe et al. (1982). Aflora de manera muy aislada en la parte S y SW del CVSLP (Fig. 2). Su localidad tipo se encuentra en las inmediaciones de la ranchería Los Castillo ( $101^\circ 16' 00''/21^\circ 50' 00''$ ), al sur de la Hacienda de Santiago. Se trata de una serie de derrames de lava de color gris oscuro que intemperiza a café o amarillo claro (color mostaza). Es muy fluidal, su textura es microcristalina, inequigranular porfirítica con 5 a 10% de fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales de 1-5 mm de largo, en una matriz de vidrio. Además de plagioclasas contiene abundante magnetita parcial o totalmente oxidada. No es sobreyacida por otra unidad y su espesor máximo es de 50 m. Torres et al. (2001a) obtuvieron dos edades radiométricas de  $20.3 \pm 0.5$  Ma y  $20.9 \pm 0.5$  Ma (K/Ar roca total) para esta roca. La muestra fue recolectada en el poblado de Los Patos, entre Villa de Arriaga y Ojuelos (Fig. 2). Asimismo, otra muestra fue datada en  $20.49 \pm 0.49$  por Rodríguez-Ríos (2003) en la localidad tipo.

### **2.3.- Rocas intrusivas (Terciario)**

*Pórfido Cuarzo Monzonítico (Tm)*

Se trata de un cuerpo ígneo que intrusó a la Formación Caracol en la porción W del cerro El Calero (Fig. 2). En este sitio aflora como un apófisis pequeño y en forma de diques. Es una roca intrusiva de color gris claro que intemperiza a color verde claro y amarillo respectivamente (cloritización y oxidación). Su textura es holocristalina, porfídica, con cristales de 3 a 10 mm de ortoclasa y plagioclasa con cuarzo subordinado en una matriz de cristales pequeños. No intrusionan a ninguna de las unidades volcánicas, por lo que su edad se estima del Terciario Inferior, quizás Paleoceno-Eoceno (Labarthe et al., 1982; Labarthe y de la Huerta, 1998).

## **2.4.- Plioceno**

### *Conglomerado Halcones (Tcgh)*

Fue descrito originalmente por Labarthe y Jiménez (1992) como un conglomerado que descansa discordantemente sobre la secuencia volcánica. Su localidad tipo se encuentra en el campo de tiro del Club Halcones al SW de la ciudad de San Luis Potosí. Aflora en forma muy dispersa en la Sierra de San Miguelito, así como en el Graben de Bledos (Fig. 2).

Consiste de un conglomerado formado por clastos de todas las rocas volcánicas del área donde aflora. Sus clastos están redondeados, los mayores son de hasta 60 cm, no tienen gradación, su matriz es del tamaño de la arena y en general es poco consolidado. En ocasiones presenta horizontes de gravas y gravillas. Este conglomerado se puede encontrar en zonas topográficamente altas y sobre arroyos profundos formando terrazas aluviales que están siendo disectadas. Lo que sugiere un levantamiento relativamente reciente (Plioceno) de la sierra, y evidenciando un importante rejuvenecimiento del área (Labarthe et al., 1982). Su espesor fluctúa entre 2 y 20 m.

No se ha determinado su edad y tentativamente fue ubicado en el Terciario Superior (Labarthe y Jiménez, 1992).

## **2.5.- Cuaternario**

### *Aluvión (Q) y Coluvión (Qcl)*

Está constituido por gravas, arenas, limos y arcillas y forman el piso de los valles tectónicos (“graben”) de Bledos, Villa de Reyes y en general las partes bajas de todo el CVSLP. En el aluvión (Q) se agrupan los abanicos aluviales que se forman en las desembocaduras de los arroyos que bajan de las sierras y cuyas partes finas cubren el piso de los valles. Como coluvión (Qcl) se consideran a los depósitos de regolita que enmascaran a los afloramientos de rocas volcánicas en las laderas o sobre los cerros.



### 3. PETROGRAFIA DE LA IGNIMBRITA CANTERA

#### 3.1. Petrografía con luz transmitida

Los datos que se muestran en esta sección son totalmente diferentes a los que se mostraron en el apartado de estratigrafía, donde fueron retomados de los trabajos publicados.

Se seleccionaron los cuatro mejores perfiles donde está expuesta la Ignimbrita Cantera y que cubren al mismo tiempo una sección aproximada NE-SW, para observar las variaciones verticales en la mineralogía de la ignimbrita y las posibles variaciones laterales que pudieran presentarse. Los resultados de este análisis se sintetizan a partir de un perfil de la ignimbrita localizado al sur del poblado de Pozuelos (Fig. 2).

La parte inferior no soldada, está formado por ceniza (35-40%), cristales (10 a 15%), pómez blanca (15 a 20%) con escasos fenocristales y líticos accidentales de riolita (20%) y arenisca (5%).

La mineralogía presente en la base es como sigue: cuarzo > sanidino > plagioclasa > biotita. Los cristales se presentan comúnmente rotos o fracturados pero sin llegar a disgregarse, semejando en algunos casos estructuras de rompecabezas (Fig. 6). En algunos de los cristales de sanidino y cuarzo se nota desgaste por reabsorción y otros presentan textura granofírica. Los cristales de plagioclasa son pequeños (1 mm) y muy escasos (< 1%) así como los cristales de biotita. También contiene escasos cristales mal formados de magnetita. La matriz está constituida por esquirlas de vidrio formadas por la fragmentación de pómez altamente vesicular. En ella se distinguen algunas estructuras de relleno de sílice amorfo (amígdalas), por lo que se infiere que fue afectada por soluciones hidrotermales.

Transicionalmente hacia arriba, la matriz se muestra más vítrea, aunque aun se pueden observar en la matriz, aisladas espículas de vidrio. Presenta devitrificación incipiente en dos formas distintas: La primera es por la formación de esferulitas (Fig. 7) y la segunda es por la formación de mosaicos de intercrecimiento de

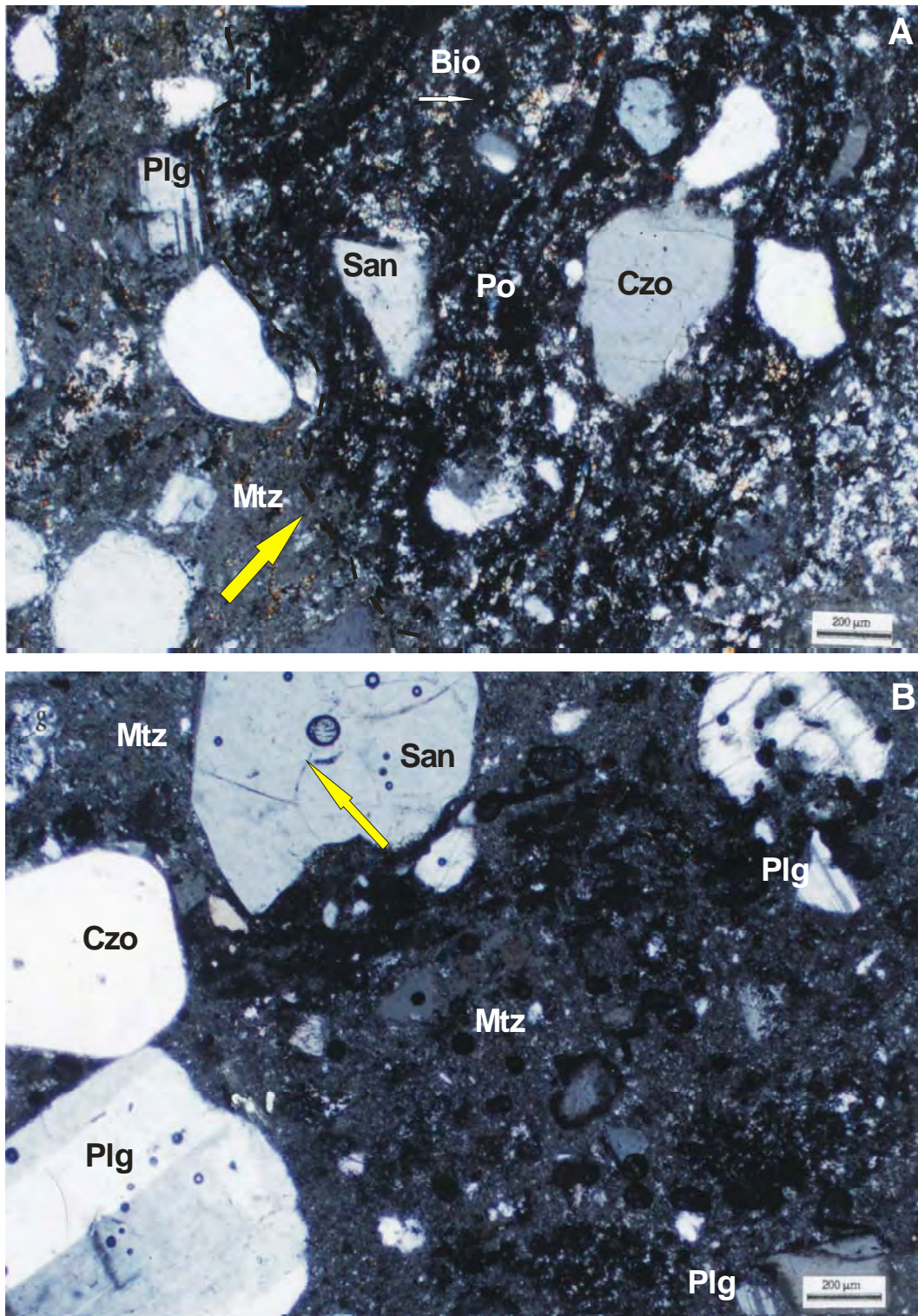


Fig. 6. Microfotografías que muestran el carácter fragmentario de los cristales de cuarzo (Czo), sanidino (San), plagioclasa (Plg) y biotita (Bio). En A, se observa la presencia de un fragmento de pómez (Po) que en muestra de mano es de color ocre (señalado por la flecha), englobado en una matriz (Mtz) de ceniza fina. En B, se puede observar que los cristales suelen estar rotos, pero sin separarse de sus partes (estructura de rompecabezas). La plagioclasa (oligoclasa) presenta la macla de albita.

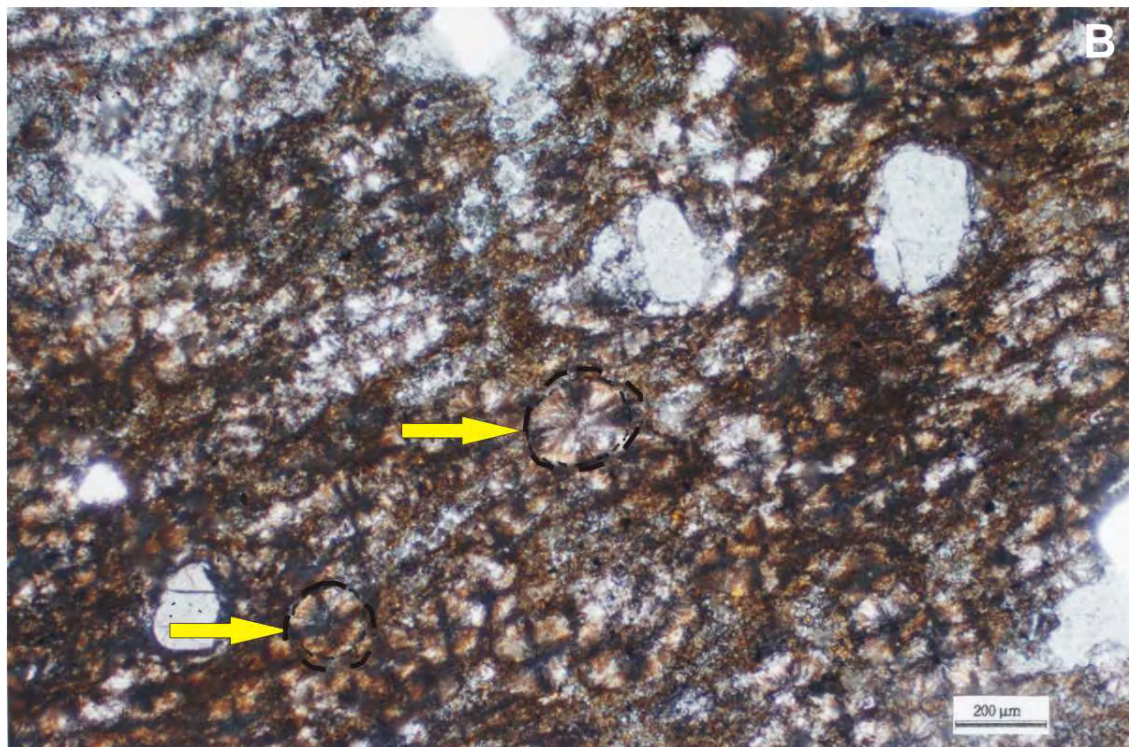
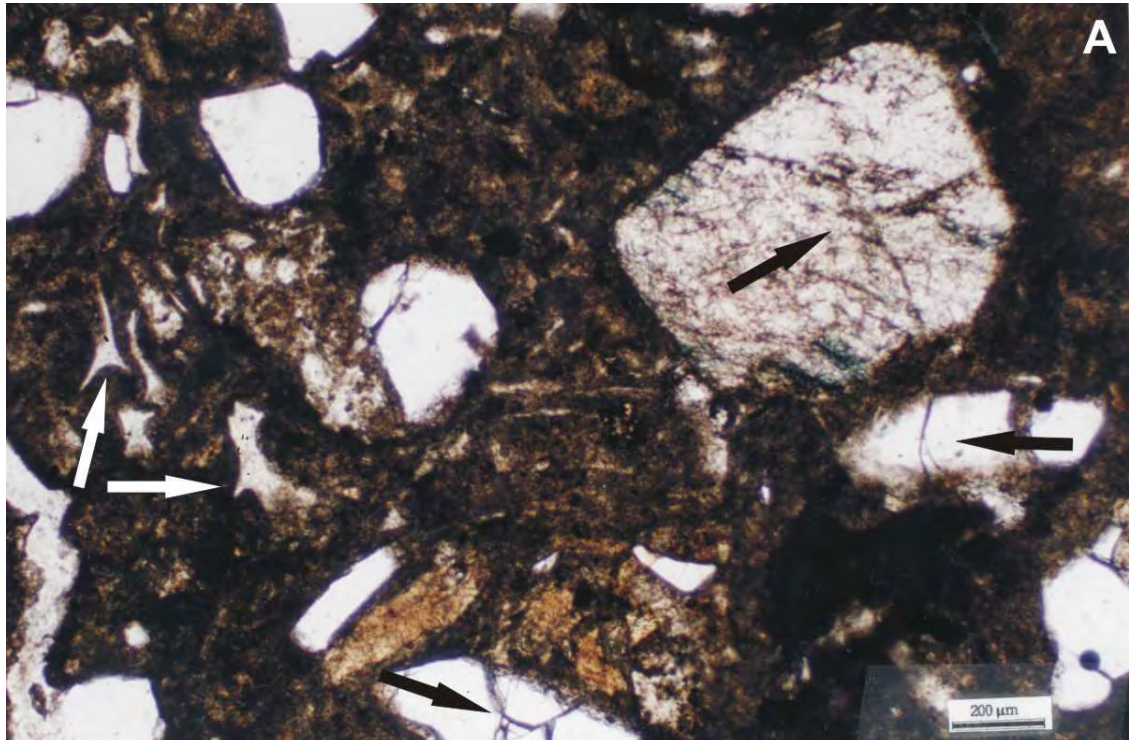


Fig. 7. Microfotografías mostrando en detalle la matriz de ceniza y de su proceso de devitrificación. A. Los vitroclastos, como partículas individuales (flecha blanca), muestran un proceso incipiente de devitrificación en algunos de sus bordes. En cuanto a los cristales, nótese el carácter fragmentado de los mismos y algunas estructuras en forma de rompecabezas (flecha negra). B. Otra expresión del proceso de devitrificación es el desarrollo de esferulitas de forma radial. Aunque estas esferulitas se muestran en toda la foto, las flechas señalan las más visibles.

cristales mal formados de cuarzo y sanidino. Contiene líticos accidentales de riolita.

En los distintos afloramientos es común observar los cristales alineados, lo que también se refleja en las observaciones bajo el microscopio. Aunque la mayoría de los cristales son de cuarzo y sanidino anhedrales a subhedrales (la mayoría están rotos), también se presentan como agregados (por intercrecimiento), por lo que exhibe textura granofírica y textura micrográfica.

En la mitad de la parte no soldada (Tic) nuevamente la matriz está compuesta por espículas de vidrio y se observan algunos clastos pequeños de pómez de color ocre que están bien colapsados. La pómez ocre presenta la misma mineralogía que los cristales que están englobados en la matriz, la cual corresponde a cuarzo, sanidino y biotita (no se observan cristales de plagioclasa). En este contexto, las diferencias en el color de los clastos de pómez ocre no corresponden con una diferencia mineralógica notable, excepto que ésta si tiene mayor contenido de cristales que la pómez blanca. La presencia de este tipo de clastos de pómez, resulta contrastante con respecto a lo que se observa microscópicamente, porque en los afloramientos y en las muestras de mano no es evidente la presencia de pómez ocre (solo la pómez blanca sin colapsar). En cuanto a lo demás, sigue siendo abundante el contenido de cristales (hasta 30%), los cuales corresponden a cuarzo y sanidino. Algunos cristales de cuarzo están zonados y con algunas estructuras de intercrecimiento. El carácter zonado en los cristales de cuarzo sugiere que en estos casos se trata de xenocristales que al ser incorporados reaccionan con el fundido magmático generando coronas de reacción. También se observan aislados cristales de magnetita mal formados.

En la parte superior de la parte sin soldar (Tic) aumenta el contenido de cristales, los cuales siguen correspondiendo a cuarzo y sanidino y están comúnmente rotos.

Se observan algunos agregados por intercrecimiento de cristales de cuarzo y sanidino (textura granofírica), en donde el sanidino se presenta maclado. También se presenta biotita, pero como mineral accesorio. La matriz está formada por espículas de vidrio que presentan soldamiento secundario por procesos de

alteración fumarólica. Aquí se observan algunos clastos de pómez bandeada, en la que se presentan bandas de color gris claro y otras de color ocre en un mismo clasto. En la fotografía de la Fig. 8 se pueden observar detalles de este bandeamiento. Cerca de la cima se pueden observar clastos de pómez ocre colapsada y la matriz presenta devitrificación incipiente.

La parte superior de la Ignimbrita Cantera (Tics) es de coloración café claro a rosado y presenta fuerte soldamiento por lo que resulta muy contrastante con el color blanco grisáceo de la parte inferior sin soldar (Tic). Su característica más distintiva en los afloramientos es su contenido de pómez de color ocre, que se distingue a simple vista. La pómez está colapsada y su tamaño es de 3 a 5 cm. En láminas delgadas la base de este miembro está marcada por la aparición de cristales de plagioclasa (oligoclasa) en mayor proporción (3%) que la que presenta el miembro con pobre soldamiento. Se trata de oligoclasa porque el ángulo de extinción medido a partir de la macla de albita varía entre  $13.5^\circ$  y  $17^\circ$  y su índice de refracción es mayor que el del bálsamo de Canadá.

Hacia la parte media del depósito con fuerte soldamiento (Tics), se presenta otro tipo de pómez la cual es de color gris y rica en fenocristales. En general, el tipo de fenocristales que contiene es igual al de los cristales que están englobados en la matriz. Los cristales corresponden a cuarzo, sanidino, plagioclasa (oligoclasa), biotita y magnetita. La mayoría de los cristales están rotos y el mayor tamaño de éstos es de hasta 5 mm.

En la parte superior del depósito con fuerte soldamiento (Tics), es donde se desarrolla la estructura columnar. La pómez característica es de color gris y rica en cristales. Lo más relevante es que el contenido de cristales alcanza su máxima concentración y el contenido de plagioclasa es un poco mayor que en la base ( $3\% < x < 5\%$ ). El contenido de magnetita sigue siendo pobre ( $<1\%$ ). La mayoría de los cristales están rotos y algunos presentan estructura de rompecabezas.

Un aspecto interesante en cuanto a las micas es que en muestra de mano se observan de color café, semejando a la flogopita, pero bajo el microscopio las características que presenta son las típicas de la biotita, excepto que con luz polarizada se observan ciertos tonos rojizos o de color bronce. En contraste, la

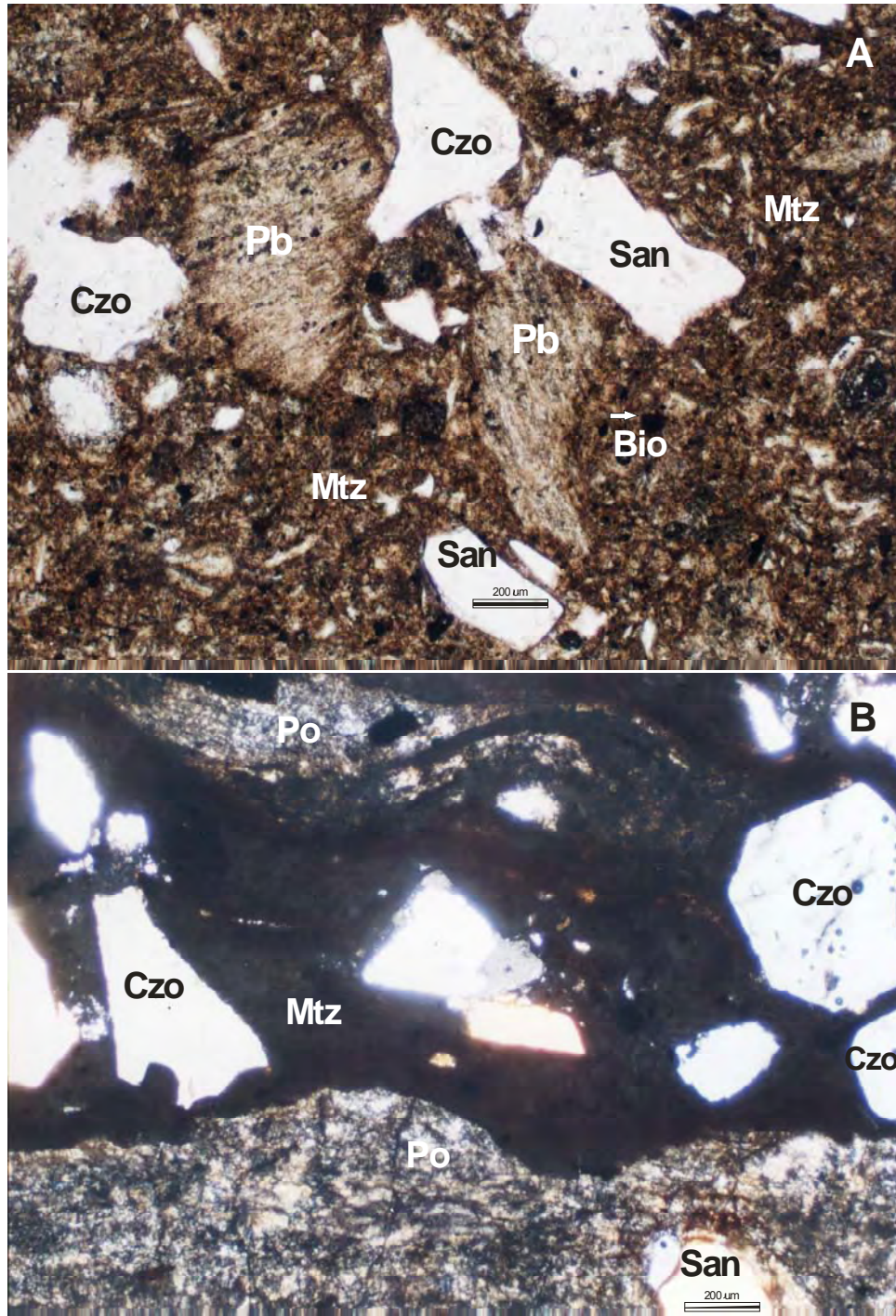


Fig. 8. Microfotografías mostrando los tipos de pómez más característicos en la ignimbrita Cantera. En A, la pómez blanca (Pb) sin colapsar presente en el miembro inferior de la ignimbrita, el cual tiene pobre soldamiento. Además, contiene cristales de cuarzo (Czo), sanidino (San) y pequeños cristales de biotita (Bio) (señalada por la flecha blanca). La matriz (Mtz) es de ceniza fina formada por vitroclastos débilmente soldados. En B, la pómez ocre bandeada (Po) y colapsada que caracteriza al miembro superior con fuerte soldamiento. Contiene básicamente la misma mineralogía que el miembro inferior, excepto que la biotita tiene tonalidades cobrizas (no se observa en esta foto).

que se presenta en la parte inferior no soldada (Tic), en muestra de mano y bajo el microscopio se observa de color negro. Este fenómeno se debe posiblemente a la oxidación de la biotita.

Las características petrográficas más relevantes encontradas en la base y cima de la Ignimbrita Cantera están representadas en la Fig. 9, pero básicamente podemos considerar que el tipo y contenido de pómez es el que mejor marca la diferencia entre la cima y base. La parte inferior tiene pómez blanca con escasos fenocristales y la superior tiene pómez ocre y gris rica en cristales. Es importante señalar que el contenido de cristales de plagioclasa sólo es significativo en niveles superiores de la ignimbrita. Adicionalmente, la biotita del miembro inferior es negra, en tanto que la del miembro superior presenta tonalidades cobrizas.

### **3.2.- Petrografía con luz reflejada**

Se prepararon superficies pulidas de muestras provenientes de 16 sitios donde aflora la Ignimbrita Cantera en el CVSLP. El análisis petrográfico con luz reflejada permitió la identificación de los siguientes minerales: hornblenda, magnetita, titanomagnetita, pseudobroquita y rutilo. Las hornblendas presentan anillos de alteración de rutilo, e interiormente los cristales presentan algunas bandas de pseudobroquita. Las hornblendas también se presentan con cristales de titanohematita reemplazados en las lamelas y la titanohematita se altera a rutilo. El mayor tamaño de los cristales es de 200 por 350  $\mu\text{m}$ .

Los cristales de pseudobroquita son los más abundantes, presentan textura lamelar y algunos no tienen alteraciones. Presentan inclusiones aisladas de apatito. Lo más común es que presenten coronas de alteración de rutilo y/o con reemplazamiento parcial de goetita. En algunos de estos cristales la pseudobroquita se observa intercrecida lamelaramente con rutilo y rodeados por goetita. En algunos casos, se observan estructuras esqueléticas irregulares de pseudobroquita completamente reemplazadas por rutilo.

Los cristales de hematita son anhedrales, se presentan con textura lamelar y en sus bordes están alterados irregularmente a ilmenita. En las lamelas es común

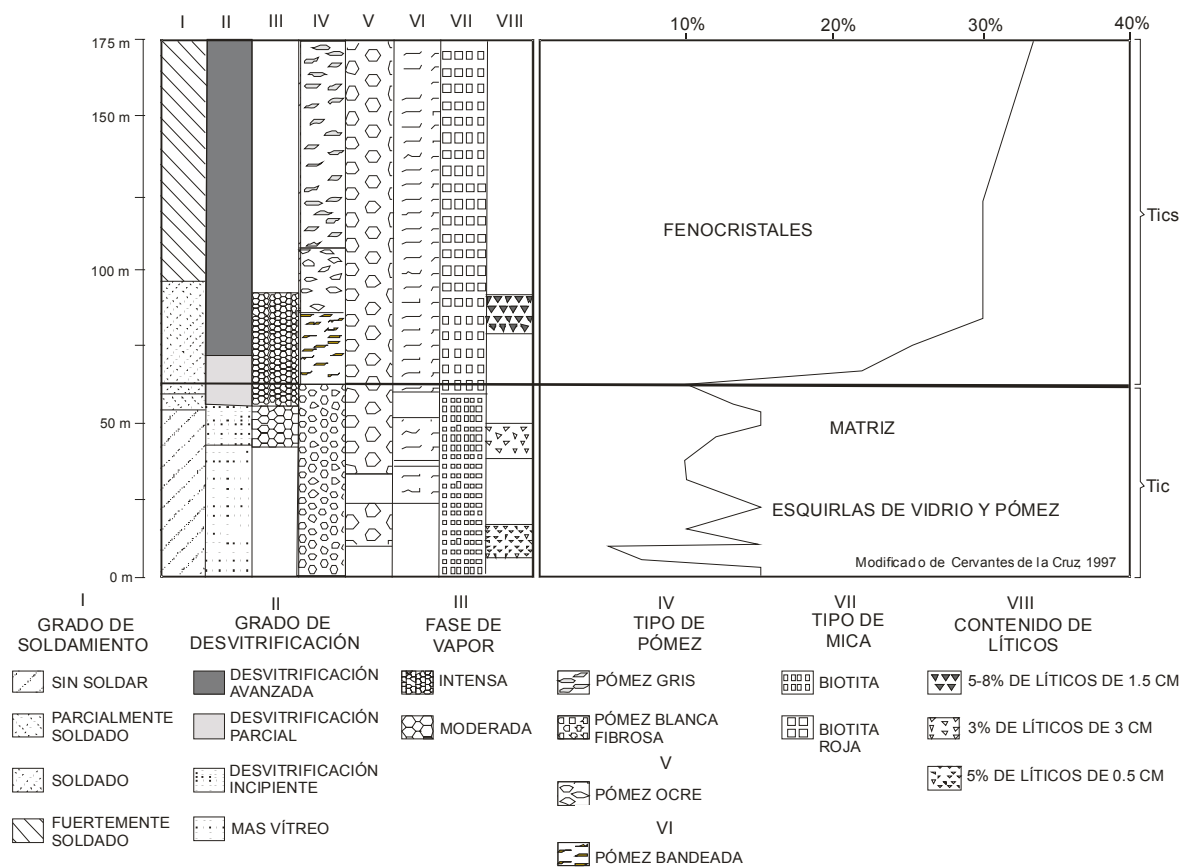


Fig. 9. Variaciones texturales y de componentes en los dos miembros de la Ignimbrita Cantera. Sección medida al sur del poblado de Pozuelos.

observar alteración a rutilo. Algunos cristales están fuertemente lixiviados y presentan un aspecto esquelético.

Los cristales de ilmenita son subredondeados, presentan tamaños muy homogéneos (entre 55 y 90  $\mu\text{m}$ ). En sus bordes presentan alteración a pseudobroquita y ésta a su vez a rutilo. Otros cristales menores (<15  $\mu\text{m}$ ) tienen forma granular y están muy dispersos en la muestra.

### 3.3.- Interpretación de los datos petrográficos

La mineralogía determinada petrográficamente (tanto con luz transmitida como con luz reflejada) señala asociaciones mineralógicas típicas para ignimbritas de



composición riolítica. La abundancia de cuarzo (15 a 20%) y sanidino (15 a 20%), el escaso contenido de plagioclasas (1-3%) y el marcado carácter sódico de las mismas (oligoclasa), además de la escasez (<2%) de ferromagnesianos (biotita, piroxenos, hornblenda, magnetita, titanomagnatita, pseudobroquita e ilmenita), señalan un carácter altamente diferenciado del material piroclástico que formó la ignimbrita.

A excepción de un ligero aumento en el contenido de plagioclas (1% en la parte inferior y 3% a 5% en el miembro superior) y mayor concentración de fenocristales de cuarzo y sanidino en el miembro superior, prácticamente no hay cambios mineralógicos en la ignimbrita.

La mineralogía presente en la ignimbrita sugiere que la temperatura de emplazamiento de la ignimbrita fue del orden de 750°C a 850°C, suficiente para inducir fuerte soldamiento en la misma. Sin embargo, el hecho que solo la parte superior de la ignimbrita presente fuerte soldamiento, sugiere que este fenómeno probablemente se deba a procesos diagenéticos post-emplazamiento, lo cual incluye, entre otros, compactación y soldamiento. Este último, favorecido por la reabsorción de volátiles, lo cual es más favorable en la parte superior de una ignimbrita (Sparks et al., 1999). Otra posibilidad es que el material emplazado en la parte superior haya sido emitido a mayor temperatura y/o emplazado más rápidamente en la etapa paroxismal de la actividad eruptiva.

Los diferentes tipos de pómez (blanca casi afírica, ocre, bandeada y gris rica en cristales), su diferente coloración y contenido de cristales y su posición en el depósito (blanca en la base y gris en la cima), posiblemente indican un cambio en el nivel de vaciado de la cámara magmática, dado que la pómez representa el material juvenil por excelencia. Esto es algo típico en muchas ignimbritas. El que los cristales de la pómez gris rica en cristales sean iguales a los que están englobados en la matriz, señala a la pómez como posible fuente de aporte para el enriquecimiento de cristales en la cima del miembro superior (Tics) de la ignimbrita. También es posible pensar que había mayor contenido de cristales en los productos piroclásticos emitidos conforme avanzaba el tiempo de emisión (por un grado de cristalización mayor en niveles progresivamente mayores en la

cámara magmática) y a esto se asignaría también que cristales previamente formados, al chocar unos con otros durante el transporte se fracturaran y se rompieran, explicando así el carácter fragmentario de los mismos.

### **3.4.- Comentarios acerca de la mineralogía magnética**

El desarrollo del material ferromagnético en las rocas volcánicas y sus propiedades son extremadamente sensibles al desarrollo de la temperatura de la roca (Clark, 1974). Así las mediciones cuantitativas magnéticas y las observaciones bajo el microscopio de los granos minerales ferromagnéticos potencialmente proporcionan información petrológica como un corolario de los estudios paleomagnéticos (Clark, 1974).

La magnetita se forma antes de la extrusión (Gromme et al., 1969). En cambio, la titanomagnetita se forma después de la extrusión. La magnetita esquelética se forma como producto final de la alteración deutérica de alta temperatura. En cualquier punto de la historia de la roca, el desarrollo de los granos magnéticos podría ser afectado por cambios en el ambiente, alterando los procesos de oxidación o produciendo nuevos minerales (Clark, 1974).

El mismo autor señala que si está presente la pseudobroquita, entonces los productos volcánicos podrían haber sido extruidos a temperaturas superiores a 685°C, dado que ésta es la temperatura mínima de formación de la pseudobroquita. La hematita tiene una temperatura de Curie de 670°C.

La titanomagnetita no se forma a temperaturas arriba de los 1500°C, pero si bajo el microscopio la titanomagnetita se presenta finamente diseminada, entonces la temperatura de intrusión (¿o de extrusión?) podría haber estado abajo de los 1500°C.

Si la exolución de la ilmenita lamelar está presente, la temperatura mínima de su formación podría haber sido superior a los 600°C (Clark, 1974).

Los minerales opacos más abundantes encontrados en la Ignimbrita Cantera son la pseudobroquita y la titanomagnetita. Esta mineralogía sugiere que la temperatura de emplazamiento de la Ignimbrita Cantera estuvo entre los 700°C y

los 850°C, lo cual es típico para ignimbritas con fuerte soldamiento. Fisher y Schmincke (1984) (Pág. 210-211) señalan que las temperaturas de emplazamiento más comunes de los productos emitidos en las erupciones ignimbríticas varían entre 750 y 800°C.

### **3.5.- Soldamiento**

Dependiendo de la temperatura, espesor y contenido de volátiles, los fragmentos de vidrio podrían estar sueltos o porosos, o soldarse en una masa densa y compacta (Riehle, 1973). Las espículas de vidrio fragmentadas tienden a presentarse con mejor soldamiento a mayor espesor. A condiciones normales se requieren temperaturas del orden de 500 a 600°C para que ocurra soldamiento, pero si se presentara abundante vapor de agua, los fragmentos (vitroclastos) de pómez podrían ser ablandados y fundidos, formando capas o lentes de vidrio negro denso. Las ignimbritas depositadas a temperaturas ligeramente superiores a 550°C muestran un rango de efectos que son el resultado directo de la naturaleza del material juvenil (Ross y Smith, 1961; Riehle, 1973; Streck y Grunder, 1995).

Durante la erupción el magma es demasiado viscoso para responder como un fluido a los esfuerzos y por lo tanto se rompe para formar el material piroclástico. Sin embargo, si durante el emplazamiento del flujo éste retiene calor suficiente, los piroclásticos pueden deformarse lentamente como si se tratase de un líquido viscoso, uniéndose los fragmentos individuales entre sí, para fluir conjuntamente, bajo la presión de carga del material suprayacente, y soldarse (Smith, 1960b; Ross y Smith, 1961; Riehle, 1973). Son varios los factores que intervienen en el grado de soldamiento de una ignimbrita: en primer lugar está la composición química del material juvenil, ya que controla la viscosidad del mismo y su facilidad para deformarse a una temperatura dada. En segundo lugar, la temperatura y presión de carga (Sheridan y Ragan, 1976). La temperatura en cualquier punto de la ignimbrita varía debido a los efectos de enfriamiento y la tasa de soldamiento (es decir, la tasa de deformación del material juvenil) es aproximadamente proporcional a la presión de carga (Smith, 1960b, Ross y Smith, 1961; Sheridan y

Ragan, 1976). Partiendo de estos criterios, de manera ideal, en un depósito isotérmico dado (una unidad de enfriamiento simple), el soldamiento máximo estará cerca de la base del mismo, aunque no en la misma zona de contacto con el suelo, porque esta sufre enfriamiento rápido (Ross y Smith, 1961; Smith, 1960b). El soldamiento se inicia cuando la deformación y fusión se producen a través de los puntos de contacto entre los fragmentos de pómez y los vitroclastos (los puntos con mayor esfuerzo de carga), para dar a la roca una naturaleza cohesiva. A medida que aumenta el grado de soldamiento, la deformación y el colapsamiento se hacen visibles tanto a nivel de fragmentos pumicíticos individuales como en la matriz, eliminándose el espacio poroso y dando lugar a la textura eutaxítica. En el extremo máximo de soldamiento, se transforma en un líquido coherente que puede parecer y comportarse como una colada de lava que puede fluir siguiendo la pendiente (Chapin y Lowell, 1979; Hargrove y Sheridan, 1984; Freundt, 1998).

### **3.6.- Mineralogía y temperatura de emplazamiento**

La presencia de oligoclasa en la ignimbrita (ambos miembros), señala temperaturas de formación del orden de 800°C para estos cristales, según la serie de reacción continua de Bowen (1928) (Fig. 10). Esta temperatura representa sin duda la temperatura prevaleciente en la cámara magmática antes de que el magma inicie su ascenso por el conducto de salida para formar la columna eruptiva. El contenido de abundantes cristales de sanidino rotos (el sanidino es polimorfo del feldespato potásico de enfriamiento rápido), señala que el magma ascendió a una zona de profundidad somera con temperaturas del orden de 700°C antes de iniciar su ascenso final. Las temperaturas de emplazamiento de los productos emitidos en las erupciones piroclásticas varían entre 750 y 800°C (Fisher y Schmincke, 1984; pag. 210-211).

La asociación de la oligoclasa con biotita y magnetita, nos ubica al mismo nivel aproximado de evolución de la cristalización del magma y por lo tanto, es confiable la estimación de temperaturas en el rango antes mencionado.

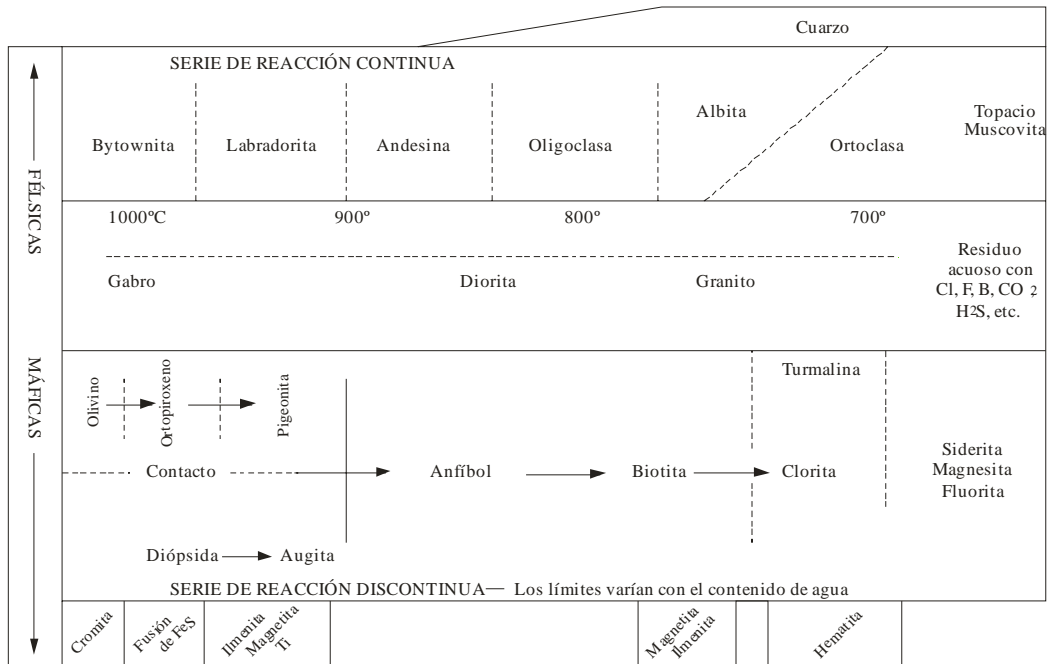


Fig. 10. Serie de reacción continua mostrando las diferentes temperaturas de formación de las plagioclasas (orden aproximado de cristalización normal en una serie de magma). (Según Huang, 1968).

### 3.7.- Devitrificación

En principio, el proceso de devitrificación primaria a alta temperatura, es un fenómeno distinto al de cristalización en respuesta a metamorfismo, alteración hidrotermal o intemperismo. Esferulitas, litofisas, texturas “orb” y texturas micropoikilíticas compuestas de cuarzo y feldespato de grano fino, son productos característicos de devitrificación de vidrio silíceo de alta temperatura (Lofgren, 1971a, b). La subsecuente recristalización a un mosaico de cuarzo y feldespato puede destruir o modificar las texturas de devitrificación originales (McPie, et al., 1993). Las esferulitas son un producto típico de devitrificación de vidrios volcánicos de rocas ígneas silíceas y sus fibras consisten de feldespato alcalino y/o cuarzo (cristobalita).

Lofgren (1971a) ha demostrado que la morfología de las esferulitas de vidrios riolíticos varía de acuerdo a la temperatura de formación (Fig. 11). Las esferulitas

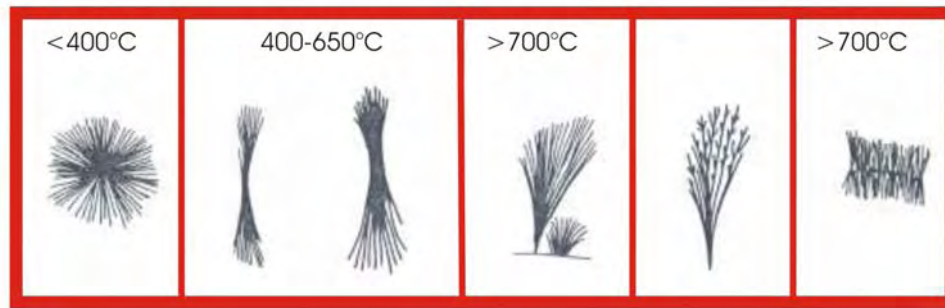


Fig. 11. Morfología de las esferulitas y temperaturas estimadas de formación según Lofgren (1974), modificado por McPhie et al. (1993).

formadas a altas temperaturas (700°C) consisten de abanicos abiertos o de fibras de cristales con espaciamiento ancho. A bajas temperaturas (<400°C), las esferulitas presentan formas esferoidales, en tanto que las esferulitas en forma de corbata, señalan temperaturas de formación intermedias (400-650°C). Además, el ancho de las fibras de cristales se incrementa conforme mayor sea la temperatura de formación. Estos criterios permiten asumir que la forma de las esferulitas de devitrificación desarrolladas en los flujos piroclásticos voluminosos, puede ser un criterio útil en el cálculo de temperatura mínima de emplazamiento al cual estuvo sujeto el depósito de flujo piroclástico.

En la Ignimbrita Cantera se presentan esferulitas de forma redonda y sólo en una de las láminas delgadas se observó una esferulita en forma de abanico. De acuerdo a la gráfica referida, las temperaturas que señalan estas estructuras son menores de 400°C para las primeras y de 700°C para las segundas. Cervantes de La Cruz (1997) y Maldonado-Sánchez (1997) estudiaron otros perfiles de la ignimbrita y encontraron que las esferulitas de forma redonda se presentan sobre todo en la base (Tic) y que las de abanico se observan sólo en la parte superior (Tics). Otro aspecto digno de mencionarse es que en la base del miembro sin soldar se presenta un depósito de flujo piroclástico de color rojizo debido a una intensa oxidación. Según Wilson (1993), evidencias de temperaturas de emplazamiento moderadas, aún por debajo de la temperatura necesaria para producir soldamiento en depósitos piroclásticos, se pueden ver en la coloración

anaranjada, rosada o púrpura que aparece en la oxidación térmica generada por la depositación de óxidos de hierro a partir de los gases calientes que circulan a través del depósito. En algunos depósitos la precipitación de minerales a partir de la fase de vapor, puede producir la cementación de la ignimbrita a temperaturas por debajo de las requeridas para que ocurra el soldamiento (Wilson, 1993).

### **3.8.- Devitrificación y alteración por fase de vapor**

La naturaleza vítrea del material juvenil permite que sea susceptible a la alteración.

En muchas de las ignimbritas soldadas, la mayor parte del material vítreo se ha devitrificado para formar agregados cristalinos, generalmente de feldspatos alcalinos y polimorfos de la sílice (Ross y Smith, 1961; Lofgren, 1971a). Inicialmente la devitrificación conserva la textura eutaxítica de los depósitos con fuerte soldamiento, pero cuando este proceso se completa, la roca puede perder totalmente las evidencias texturales de su origen clástico (Bonnichsen y Kauffman, 1987). Los volátiles que escapan del vidrio que se está devitrificando, junto con agua calentada ya sea subterránea, superficial o de lluvia, pueden lixiviar elementos retenidos en el vidrio, transportarlos en la fase de vapor y depositarlos en cualquier parte, sobre todo en las porciones superiores de la ignimbrita, las cuales estarán más frías y posiblemente poco o no soldadas, lo que produce importantes cambios mineralógicos y químicos (Sheridan, 1970; Keith et al., 1981; Kadosky y Keiskinen, 1990). Las ignimbritas soldadas se enfrían como un material coherente dentro de un rango amplio de temperaturas y como resultado de esto, puede generarse diaclasamiento columnar, el cual resultará más amplio en tanto menor sea el grado de soldamiento (reflejando la mayor elasticidad de la roca) y menor haya sido su tasa de enfriamiento. Cuando las ignimbritas densamente soldadas se enfrían rápidamente, la roca se resquebraja formando pequeñas y abundantes diaclasas que favorecen el intemperismo.

#### 4. FACIES VOLCÁNICAS DE LA IGNIMBRITA CANTERA

Desde el punto de vista vulcanológico, una facies puede ser considerada como una unidad eruptiva con una relación litológica espacial distintiva y con estructuras y texturas internas distintivas en secuencias estratigráficas verticales; un modelo de facies es una suma generalizada de la organización de los depósitos en tiempo y espacio (Cas y Wright, 1988; p.244). Wilson y Walker (1982) usaron el termino “facies” para unidades de ignimbritas definidas por su morfología, superposición relativa, composición y tamaño de granos. Basados en un modelo de fluidización, ellos infieren que los rasgos arriba citados pueden ser causados por diferentes regímenes deposicionales en una unidad de flujo piroclástico sencilla, la cual consiste de cabeza, cuerpo y cola. Ellos aplicaron este concepto a la unidad de flujo ignimbrítico estándar generado por el colapso de una columna de erupción pliniana introducida por Sparks et al. (1973) (Fig. 12).

La fluidización es causada por la ingestión de aire en el frente de los flujos y genera depósitos de la capa 1. El cuerpo y la cola representan la parte más importante del flujo y generan los depósitos de la capa 2 (Fig. 12A). Sin embargo, diferentes clases de flujos piroclásticos generan (verticalmente) diferentes secuencias estratigráficas.

Hay todavía pocas ignimbritas en las cuales se conocen bien las diferentes facies y relaciones laterales, pero sin duda la mejor estudiada es la Ignimbrita Bandelier, dado que a partir del estudio de sus depósitos se originaron los trabajos claves para entender muchas de las características del vulcanismo que produce ignimbritas (Smith, 1960a y b; Ross y Smith, 1961; Smith y Bailey, 1966; 1968). Por eso, la información derivada de ella contiene las normas de comparación principales para todos los trabajos sobre facies en ignimbritas (Walker, 1984; Cas y Wright, 1988). Un caso en donde las variaciones laterales han sido evaluadas aceptablemente es la “Laacher See tefra” en Alemania, donde Freundt y Schmincke (1985) han identificado sus facies proximales, intermedias y distales. Otras ignimbritas bien documentadas son la ignimbrita Río Caliente de Guadalajara Jal., la de Acatlán, Jal., México y la de Taupo, Nueva Zelanda. Entre



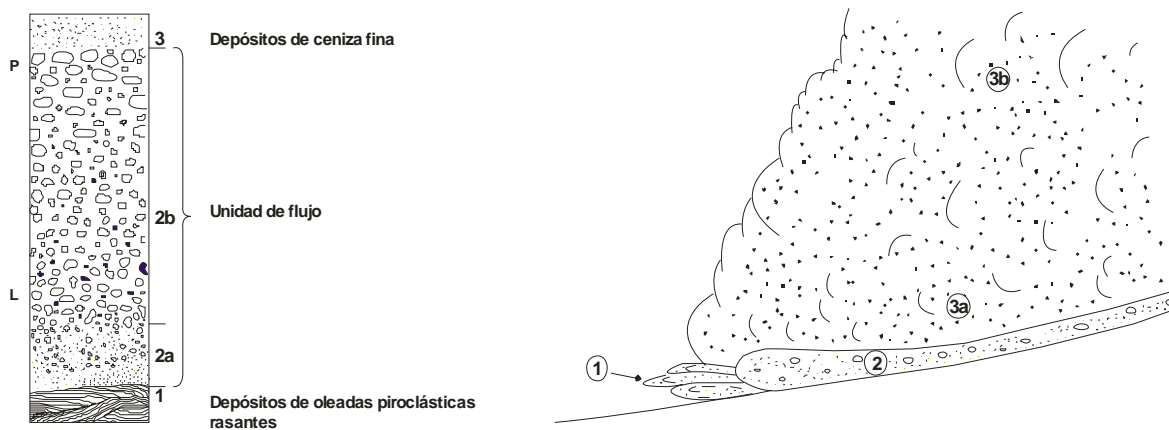
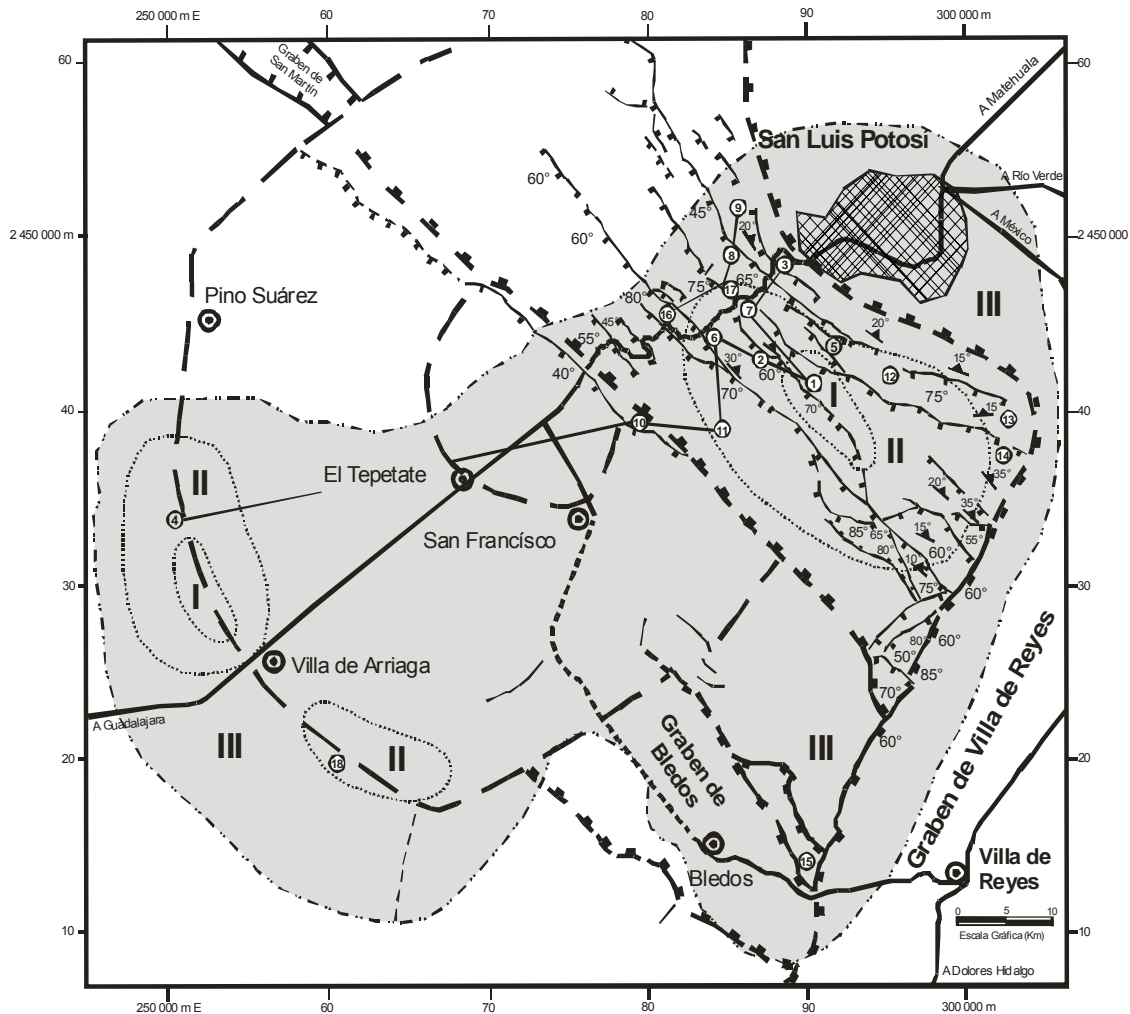


Fig. 12. A) Diagrama que muestra la distribución de capas de una unidad de flujo piroclástico estándar según Sparks et al. (1973b). B) Diagrama esquemático mostrando la estructura y depósitos idealizados de un flujo piroclástico (Cas y Wright, 1988).

los modelos conocidos, se considera que la de Río Caliente y la de Taupo, son los extremos opuestos en el espectro de ignimbritas (Cas y Wright, 1988; cap. 8). Un enfoque diferente de facies (litofacies) en ignimbritas ha sido planteado por Branney y Kokelaar (2002) en términos de procesos en la zona límite del flujo (“flow boundary zone”). En este enfoque, el término litofacies se refiere al carácter de los depósitos, o parte de un depósito, que es distinto, de acuerdo a algunas combinaciones de características tales como: tamaño y forma de los granos, fábrica y composición. Esto es “no genérico” y “no estratigráfico”.

El análisis detallado en 18 secciones medidas en la Ignimbrita Cantera en el CVSLP, ha permitido delimitar tres zonas bien definidas, las cuales contienen facies proximales, intermedias y distales de la ignimbrita con respecto a las fuentes del material que la formó, según el modelo de facies de Wright, et al. (1981) (Fig. 13).

La Ignimbrita Cantera, la más voluminosa del CVSLP, está formada por una secuencia numerosa de flujos piroclásticos individuales que se comportan en conjunto como una unidad de enfriamiento. La localidad donde mejor se expone es la cantera de la que por décadas se ha obtenido el revestimiento y ornamento de los principales edificios públicos del centro histórico de la ciudad de San Luis Potosí. Esta se ubica en el Arroyo El Potosino, unos 2.5 Km al sur del poblado de



**SIMBOLOGIA**

---	Distribución de la Ignimbrita Cantera	⊖	Rasgo circular	II	Facies intermedias
	Falla normal	—	Carretera pavimentada	III	Facies distales
⊙	Poblado	- - -	Terracería	I	Facies proximales
⊙	Localidad de sección medida				

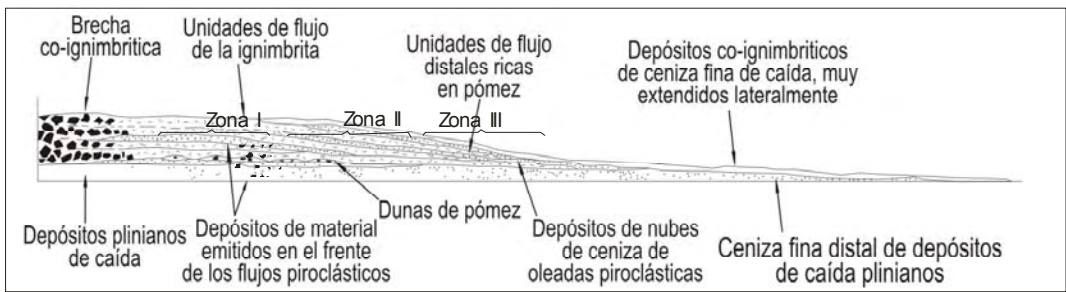


Fig. 13. Distribución de facies de la Ignimbrita Cantera en el CVSLP. La ubicación de las zonas de facies proximales e intermedias tiene una clara asociación con respecto a las estructuras, sean fallas normales, o rasgos circulares. La distribución general de la ignimbrita y la geometría del depósito tienen una clara asociación con las estructuras. La figura del recuadro inferior precisa los criterios de delimitación por zonas.

Escalerillas. En esta cantera se muestran dos ignimbritas voluminosas: la inferior que aquí se denomina Ignimbrita El Potosino y la Ignimbrita Cantera. Ambas ignimbritas están separadas por una secuencia estratificada de depósitos de flujos piroclásticos tanto densos (“ash flows”) como diluidos (“surges”). Una imagen de la Ignimbrita Cantera se presenta en la Fig. 14.

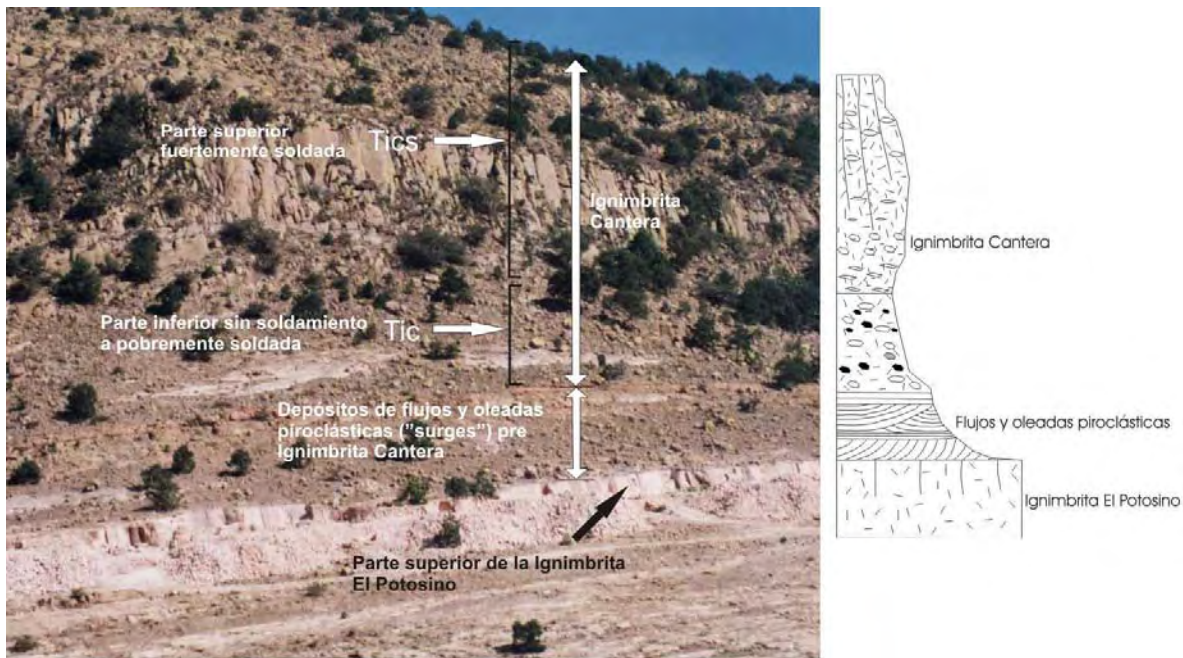


Fig. 14. Panorámica de la Ignimbrita Cantera en el Arroyo El Potosino. El miembro con fuerte soldamiento presenta desarrollo columnar (Tics), en tanto que el miembro inferior (Tic) se presenta débilmente soldado. La diferencia entre los dos miembros en el campo es primeramente morfológica, pero también presentan un marcado contraste en cuanto al tipo de pómez que contienen y el porcentaje de cristales.

La parte inferior (sin soldar) de la Ignimbrita Cantera contiene de manera característica pómez blanca fibrosa y casi afírica y es menos densa que el miembro con fuerte soldamiento. Adicionalmente, es rica en líticos accidentales de riolita y de arenisca.

La parte con fuerte soldamiento está conformada por un número considerable de unidades de flujo individuales cuyos espesores varían entre 0.6 y 1.5 m (de manera más común) y hasta un máximo de 6.0 m de espesor. Su rasgo distintivo es que presenta de manera consistente secuencias de depósitos de flujo

piroclástico con pómez ocre pobre en cristales y secuencias con depósitos de flujos de pómez gris rica en cristales. En algunos horizontes la pómez gris rica en cristales presenta mayor cantidad de cristales que la matriz. Algunos horizontes presentan ambos tipos de pómez y aunque de manera menos frecuente, algunos horizontes delgados con pómez blanca fibrosa sin colapsar o medianamente colapsada; o con pómez ocre bandeada. En algunos casos hay variación en el contenido de cristales entre diferentes flujos y entre la base y la cima del mismo flujo. Los cristales de cuarzo y sanidino de mayor tamaño son de 3 a 4 mm y en planta se observan alineados, lo que sugiere que sus ejes mayores se orientaron en el sentido del flujo piroclástico. Es común observar en algunos depósitos gradación inversa de la pómez y de manera menos clara, gradación normal de líticos. En algunos niveles de la secuencia en la localidad Cuchilla Los Fierros y en la base de la secuencia de Arroyo Hondo (sur de la Presa San José), se observa en algunos de los depósitos de flujos que componen la ignimbrita, el desarrollo de las capas 2a y 2b, el horizonte rico en líticos y pómez respectivamente. Están ausentes la capa 1 y 3 del modelo de Sparks et al. (1973b).

#### **4.1.- Caracterización de las facies volcánicas**

La zona (I) de co-ignimbritas se caracteriza por depósitos de bloques y clastos gruesos (30 cm hasta 1 m) de material pre-ignimbrítico (principalmente clastos de riolita y en mucho menor cantidad fragmentos de <5 cm de arenisca) que se presentan burdamente estratificados, pobremente clasificados y gradados (Fig. 15). Hay contacto entre granos, la matriz corresponde a material de ceniza, líticos de tamaño de arena gruesa y escasa pómez. Estos depósitos se intercalan con algunos horizontes de material de ceniza y pómez con sólo un bajo porcentaje de líticos accidentales. El tipo de clastos de pómez que contienen, muestran la misma secuencia vertical que la que se observa en la facies intermedia de la ignimbrita. Estos depósitos representan la fracción densa y pesada que no pudo ser arrastrada por los flujos piroclásticos y se quedó rezagada formando una brecha

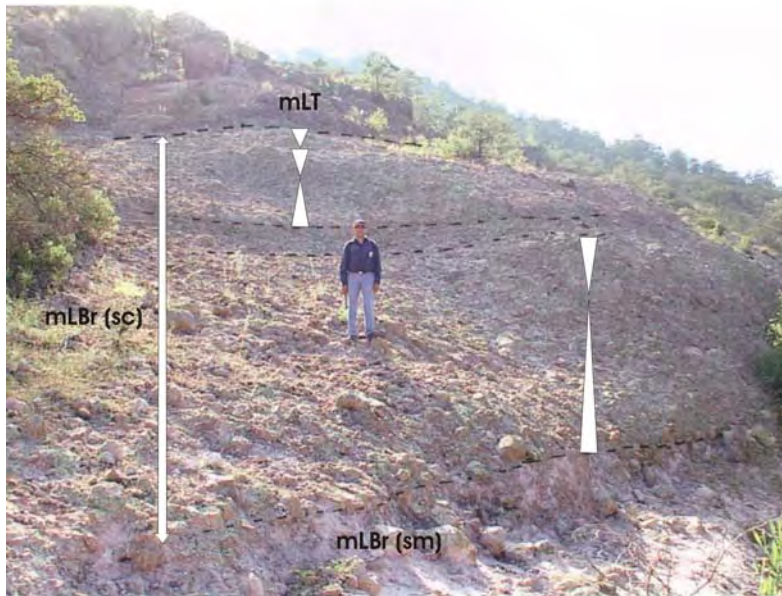


Fig. 15. Depósitos co-ignimbríticos de la Ignimbrita Cantera en la localidad Las Capillas. Nótese la naturaleza estratificada de los depósitos de brechas líticas formados por bloques, ceniza y pómez o brechas líticas masivas soportadas en clastos mLBr (sm). Interiormente, cada uno de estos depósitos presenta capas difusas, cierta imbricación y gradación normal o inversa (simétrica) lo cual se indica con los triángulos blancos. En la parte superior los depósitos están constituidos por ceniza, pómez y abundantes cristales (mLT) (hasta 40% del total del volumen del depósito) y están fuertemente soldados.

lítica proximal a la fuente (Wright y Walker, 1981; Walker, 1985; Branney y Kokelaar 1997; Druitt y Bacon, 1983).

La Fig. 13 muestra que la distribución de las zonas I y II guardan una estrecha relación con respecto a la falla de mayor dimensión en el CVSLP y al rasgo semicircular mayor del mismo.

La zona II se caracteriza en algunos depósitos de flujos piroclásticos por presentar un claro desarrollo de la capa 2a, un horizonte de enriquecimiento de líticos cerca de la base de los depósitos de flujos y encima de éste, la capa 2b (Fig. 12), la cual, según el modelo de emplazamiento de ignimbritas propuesto por Sparks et al. (1973), está caracterizada por una gradación inversa de pómez y gradación normal de líticos accidentales. Los lugares donde mejor se observan estos rasgos son: Cuchilla Los Fierros, El Peaje Oeste, Arroyo El Potosino y presa El Peaje. En la primera de estas localidades, el horizonte rico en líticos está bien definido y la diferenciación de los flujos individuales es clara. En esta zona resulta evidente que

los diferentes miembros de la Ignimbrita Cantera están constituidos por una secuencia de flujos piroclásticos que se emplazaron uno sobre el otro en intervalos de tiempo cortos (Fig. 16).

Adicionalmente, en los depósitos de flujos donde no se presenta definido con claridad el horizonte de enriquecimiento de líticos, la separación entre ellos se puede observar por variaciones en el contenido y tamaño de los cristales, por la gradación inversa de los clastos de pómez, gradación normal de los líticos, y porque en la base los clastos de pómez generalmente se presentan colapsados, en tanto que en la cima se presentan poco colapsados a sin colapsar. Si asumimos que estas características reflejan un perfil clásico de un depósito de flujo piroclástico, en esta zona resultaría evidente que los dos miembros de la Ignimbrita Cantera están constituidos por una secuencia de flujos piroclásticos que se emplazaron uno sobre otro con intervalos cortos de tiempo entre los distintos eventos de emisión, o de manera prácticamente ininterrumpida. Es decir, son múltiples flujos, pero una sola unidad de enfriamiento. Sin embargo, estas mismas características se pueden generar por agradación progresiva de material piroclástico a través de la línea límite de flujo ("flow boundary line"), en donde las variaciones en el tamaño del material y las estructuras de depósito reflejan variaciones en la violencia o energía en la columna eruptiva que alimenta la corriente de flujo piroclástico de densidad (Branney y Kokelaar, 1992; 1997; 2002). La zona III está caracterizada por depósitos de flujo de menor espesor. Además, la separación entre ellos está marcada por horizontes delgados de ceniza fina (Fig. 17). En los diferentes depósitos varía el porcentaje de cuarzo y sanidino. El aspecto general de cada uno de los depósitos es de apariencia masiva (mLT) (según la nomenclatura de Branney y Kokelaar, 2002) y los horizontes ocasionales de pómez y/o líticos generan una apariencia estratificada difusa. No parece haber existido una interrupción prolongada entre el emplazamiento de flujos piroclásticos sucesivos, por lo que se asume que los horizontes de ceniza fina (Cf) podrían corresponder a depósitos de flujos diluidos ("surges") y de aporte continuo (sostenido) de material piroclástico para la parte masiva de pómez y ceniza (P y c). No se han observado facies más distales de esta ignimbrita en ningún otro lado

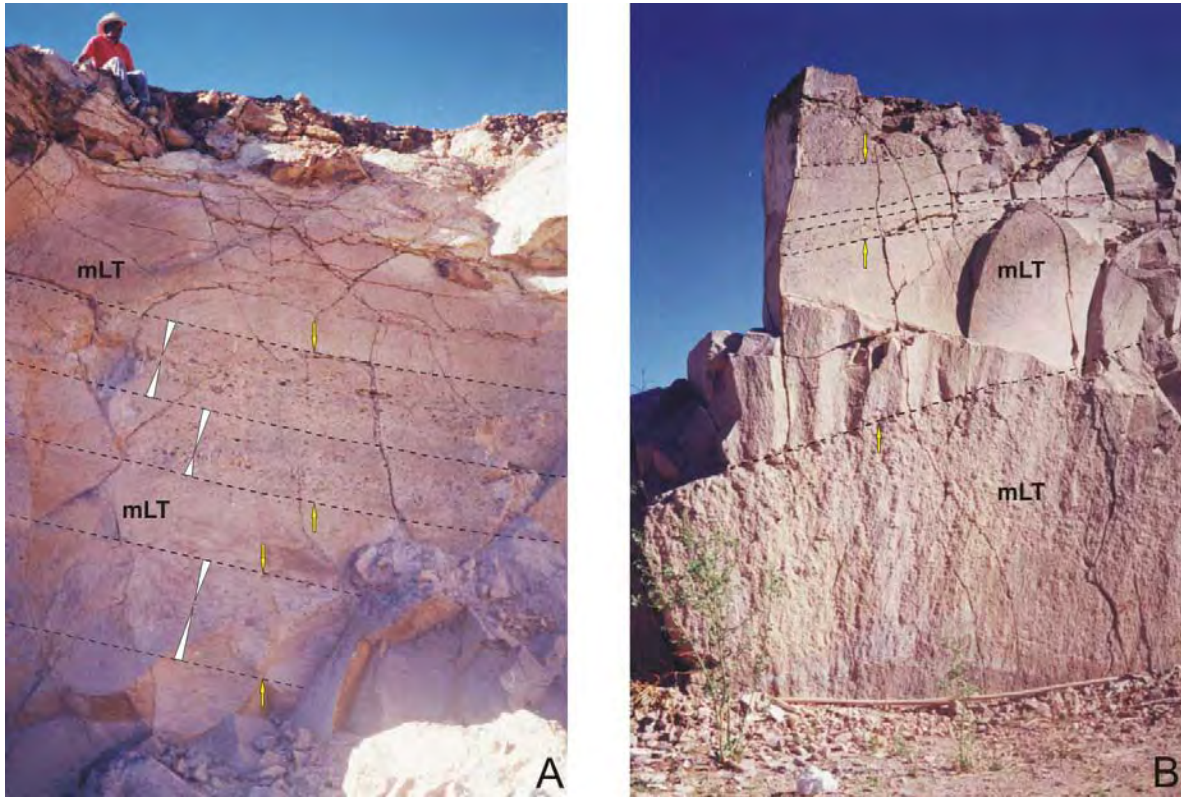


Fig. 16. Facies intermedias de la Ignimbrita Cantera. Los depósitos están constituidos por tobas de lapilli masivas (ceniza, pómez y escasos líficos accidentales) que en algunos horizontes presenta gradaciones simétricas de pómez (A), lo cual evidencia variaciones de energía en la columna eruptiva. La variación en la granulometría del material piroclástico genera diferencias texturales que se distinguen fácilmente en el afloramiento, dando una apariencia estratificada a la ignimbrita (B). La persona en (A) da una idea del espesor del depósito y del grosor de los horizontes con gradación simétrica.

fuera de los límites marcados en la Fig. 13, porque sus bordes E y NE están sepultados en el Graben de Villa de Reyes-San Luis Potosí, en el Graben de Bledos y en su parte S y SW, están cubiertos por coluviones y aluviones.

No se ha podido documentar la presencia de una capa de ceniza fina de caída (co-ignimbrita) que suele acompañar a la emisión de ignimbritas según el modelo de Sparks et al. (1973b) por lo que se asume que, tratándose de una ignimbrita de  $29.0 \pm 1.5$  Ma, es difícil que dichos depósitos pudieran conservarse. Esta capa de ceniza fina se forma por elutriación de material fino que se separa de la masa principal del flujo piroclástico, y dado que posee un momento de inercia, se mueve encima detrás del flujo y es capaz de viajar distancias mucho mayores. Es posible

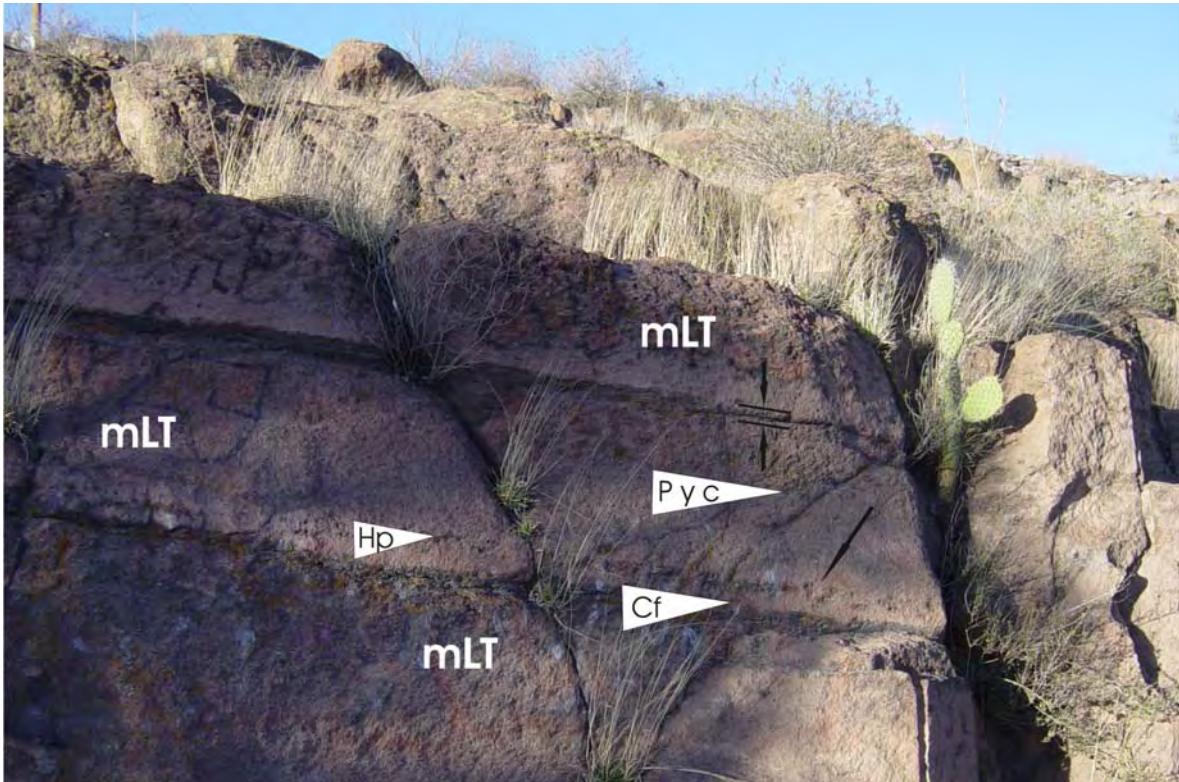


Fig. 17. Las facies más distales de la ignimbrita se presentan hacia la Presa San José, parte NE de la Sierra de San Miguelito y hacia el NE del poblado de Ojuelos. Su característica distintiva es que los flujos piroclásticos que forman la ignimbrita son más delgados, se marca la separación entre ellos y se forman algunos horizontes de pómez (Hp). Esencialmente siguen siendo depósitos de tobas de lapilli masivas (mLT). Las puntas de flecha con nomenclatura son para hacer énfasis en el carácter estratificado difuso de los depósitos de flujos piroclásticos individuales, los cuales son de apariencia masiva. Cf = Ceniza fina; P y c = Pómez y ceniza. El espesor de los depósitos varía de 25 hasta 60 cm. Las flechas negras indican el límite entre dos depósitos.

que este tipo de material después de su emplazamiento fuera erosionado por removilización por el agua y por el viento.

#### 4.2.- Líticos accidentales

La estimación del contenido de líticos en la ignimbrita Cantera, no está basada en análisis de componentes, sino que es producto de observaciones en campo que sirvieron para diferenciar de forma cualitativa la base y la cima de esta ignimbrita. En cuanto a los líticos accidentales, su presencia es mucho mayor en la parte inferior de la ignimbrita, la cual presenta un soldamiento incipiente. Estos



corresponden a bloques y clastos de lava riolítica con tamaño generalmente menor a 5 cm, excepto en los depósitos de brechas masivas o co-ignimbritas de la zona de Facies I, donde los bloques llegan a medir hasta 1 m, en la localidad de Las Capillas (Zona I, Fig, 13). Los clastos de arenisca en general son menores de 3 cm. Mientras que en áreas aisladas de la parte centro-oriental del CVSLP se observan líticos pequeños de andesitas basálticas (<2 cm).

Sobre la procedencia de los diferentes líticos inmersos en los depósitos de la ignimbrita, se piensa que la abundancia de líticos de lavas riolíticas (Riolita San Miguelito) se debe a la predominancia de esta litología como la unidad inmediatamente anterior a la ignimbrita Cantera, mientras que los de arenisca tienen una relación directa con el basamento pre-volcánico que aflora en la parte SE del CVSLP, al W del poblado de Rodrigo. Por su parte, los clastos de basalto o de andesita basáltica pre-ignimbrita afloran sólo en las inmediaciones del poblado de Calderón.

En la localidad de Villa de Arriaga ubicada en la parte SW del CVSLP (Fig. 2), los líticos accidentales corresponden a riolitas, areniscas y escasas lutitas. Estos últimos fueron posiblemente asimilados de la Formación Caracol que aflora ampliamente al norte de esta localidad y está constituida por una alternancia de lutitas y areniscas.

En la parte SE de la Mesa Moreno, localizada en la parte oeste del CVSLP, se observan en la base de la ignimbrita, líticos de caliza recristalizados. Estos líticos corresponden claramente al basamento Cretácico que subyace a la ignimbrita en esa parte, donde descansa directamente sobre la Formación Indidura, la cual está constituida por calizas y lutitas. Parte de esos líticos pudieron ser asimilados o incorporados durante el emplazamiento de la ignimbrita. En ambos casos se muestra que el tipo de líticos inmersos en los depósitos de la Ignimbrita Cantera, aparentemente depende del basamento local.

En la base de la ignimbrita, (parte sin soldar), los líticos comúnmente presentan gradación inversa o normal (simétrica). Esto se ha interpretado como parte del proceso de ensanchamiento del conducto debido a un progresivo aumento en la violencia de la erupción,

### 4.3.- Interpretación

En forma general toda la secuencia de flujos piroclásticos individuales forma una sola unidad de enfriamiento. En la figura de correlación litológica (Fig. 18), la sección A muestra las columnas de la sección regional que alcanza el borde sureste del rasgo semi-circular mayor que se presenta en el CVSLP, hasta el extremo NE de la Sierra de San Miguelito (Fig. 2). Puede observarse que los mayores espesores de la ignimbrita se encuentran entre la Presa El Potosino y el Cerro Cuchilla Los Fierros. En esta última localidad se encuentra el mayor espesor que incluye la secuencia más numerosa de flujos piroclásticos. En la sección B de la misma figura, se puede observar que en las localidades ahí representadas, la emisión de la Ignimbrita Cantera se inició con el emplazamiento de depósitos de oleadas piroclásticas (“surges”) que generaron depósitos de ceniza que presentan estratificación cruzada. Después fue emitida la secuencia de flujos piroclásticos que contienen pómez blanca y que en su conjunto constituyen la parte inferior de la Ignimbrita Cantera con pobre soldamiento.

Los depósitos piroclásticos subsiguientes con fuerte soldamiento que constituyen la parte superior de la ignimbrita muestran variaciones en el tipo de pómez (pómez gris rica en cristales, pómez ocre, pómez blanca fibrosa y pómez ocre bandeada). Los clastos de pómez muestran un grado de colapsamiento que varía de mediano a alto.

La alternancia de depósitos con pómez gris rica en cristales y depósitos con pómez ocre, puede explicarse en términos de vaciado de una cámara magmática zonada, en la que, en cuanto se vacía la parte superior bien diferenciada, se inicia el vaciado del siguiente nivel menos diferenciado (Hildreth, 1981; Hildreth y Wilson, 2007). Esto implica que hubo una renovación continua de material en la parte inferior de la cámara magmática compensando así la masa que estaba siendo emitida. Algunos flujos dentro de la ignimbrita contienen ambos tipos de pómez y en otros, presentan pómez bandeada (franjas blancas y ocre en un mismo clasto de pómez). Un caso extremo se presenta en la localidad al sur de

## CORRELACIÓN LITOLÓGICA

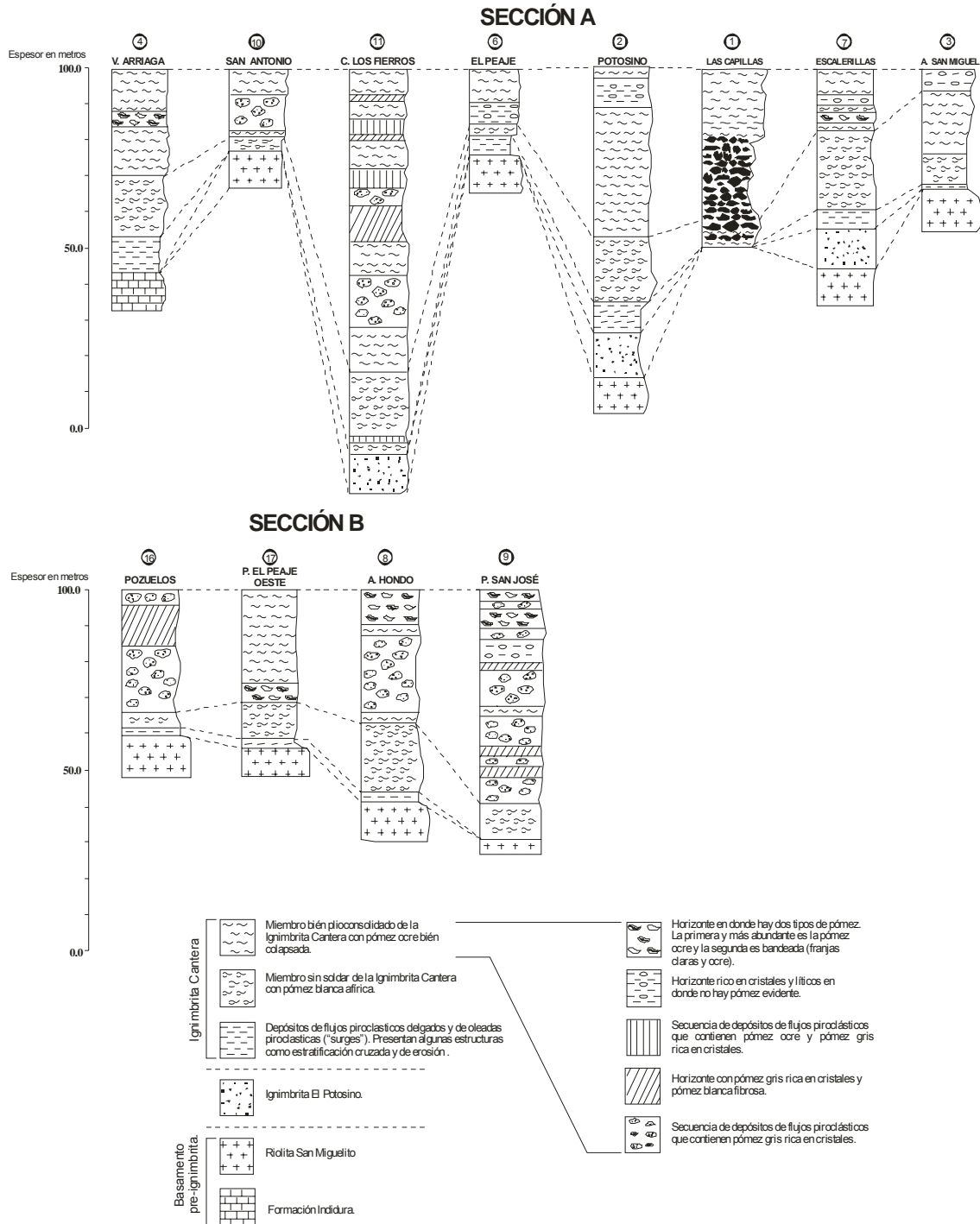


Fig. 18. Secciones de correlación litológica de la Ignimbrita Cantera en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. La sección A cubre desde Mesa Moreno al N-NW de Villa de Arriaga, en la parte SW del CVSLP hasta el Arroyo San Miguel en el extremo NE del mismo. La sección B cubre sólo la parte central desde el poblado de Pozuelos (al W de la Presa El Peaje) hasta la Presa San José. En las columnas se destaca principalmente la parte de la ignimbrita que tiene fuerte soldamiento y en la cual se registra también zoneamiento de diferentes tipos de pómez.

Pozuelos, donde coexisten tres tipos de pómez (pómez ocre bandeada, pómez blanca afríca y pómez rosa con cristales de biotita) en un solo flujo.

Hay tres elementos que se pueden agregar a los utilizados por Labarthe et al. (1982) para distinguir regionalmente la Ignimbrita Cantera. El primero es el tipo de pómez en los depósitos. En la base no soldada, contiene principalmente pómez de color blanco casi afríca (cristales pequeños y aislados <1 mm), mientras que la parte con fuerte soldamiento contiene pómez ocre a café claro. Adicionalmente, en la cima se presentan de manera irregular horizontes en donde además de la pómez ocre se presenta pómez bandeada, o bien, pómez gris rica en cristales. En ocasiones la pómez gris presenta mayor cantidad de cristales que la matriz que las soporta. El segundo elemento distintivo es una secuencia de depósitos de ceniza blanca y pómez blancas que se presenta en la base del miembro con pobre soldamiento; y, el tercero es la presencia de un horizonte rico en cristales y líticos donde es raro observar pómez. Este horizonte se presenta encima del miembro con pómez blanca y antes de la aparición de la pómez ocre.

#### **4.4.- Emplazamiento en masa contra emplazamiento gradacional**

Con base a sus características texturales, es factible pensar que el mecanismo de emplazamiento de los flujos piroclásticos fue en masa. En este caso se esperaría que los líticos accidentales presentaran una gradación normal debido a su densidad (capa 2a de Sparks, et al., 1973b), en relación al material juvenil (pómez) que participa en el flujo y que en lo general muestra una gradación inversa (capa 2b).

En flujos muy diluidos la matriz puede tener menor densidad que los clastos de pómez (sobre todo cuando éstos contienen abundantes cristales) y entonces se produce una gradación normal de la pómez. La gradación inversa de los líticos accidentales, posiblemente responde a la acción de las fuerzas dispersivas producto de la interacción entre partículas, o bien por altos esfuerzos de cizalla - "shear strain rates"- (Cas y Wright, 1988; p. 183-189).

Walker (1983) destacó que el hecho que las ignimbritas ocurran preferentemente rellenando valles o depresiones, o que se extiendan en gran manera lateralmente depende entre otros factores de su forma de emplazamiento. La habilidad de las ignimbritas para superar barreras topográficas depende de si su emplazamiento fue de tipo “low aspect ratio ignimbrite” (L.A.R.I.) o de tipo “high aspect ratio ignimbrite” (H.A.R.I.) (Carey, 1991). Las primeras se emplazan de manera cataclísmica y poseen una alta velocidad de flujo, debido a un ritmo de descarga de magma extremadamente alto. En cambio, las segundas se emplazan de manera relativamente lenta, canalizándose y rellenando valles. La Ignimbrita Cantera pertenece a este último tipo.

## **5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL**

### **5.1.- Generalidades**

El CVSLP se ubica dentro de la provincia “Basin and Range”, muy cerca de su límite suroriental. Morfológicamente esta provincia está constituida por regiones montañosas (sierras y cuencas alternantes de orientación noroeste a noreste), formada por bloques fallados y basculados que abarca una extensión considerable de Norteamérica, desde el Cinturón Volcánico Mexicano hasta el sur de Canadá, con una distancia aproximada de 3000 Km. Su anchura es variable y alcanza un máximo de 1000 Km en la parte oeste de Norteamérica. Esta provincia es parte de una amplia altiplanicie cuya altitud varía entre 1000 y 2000 m sobre el nivel del mar. Muchas de las cuencas en esta provincia son endorreicas o de drenaje interno.

El tectonismo responsable de la estructura actual de la provincia “Basin and Range”, y del levantamiento y basculamiento de Sierra Nevada en California, la Sierra Madre Occidental y la Sierra Madre Oriental de México, ocurrió durante el Terciario y Cuaternario durante un espectacular episodio de fallamiento extensional que afectó desde el sur de Oregon, USA a México (Stewart, 1978). De las miles de fallas normales que conforman esta provincia, la gran mayoría tiene un buzamiento casi vertical en su parte superior, que a profundidad se hace menos pronunciado, casi “lístrico”. Estas fallas cortan la parte superior de la corteza y delimitan a una gran cantidad de bloques levantados y subsidentes. Forman cientos de bloques montañosos casi paralelos, separados por valles o grabens y semi-grabens rellenos de aluvión. El relleno de los grabens también incluye depósitos de material piroclástico y lavas.

Se considera que un gran número de fallas de esta provincia penetran sólo hasta la parte media de la corteza, otras son más superficiales (Stewart, 1978). Sin embargo, algunas fallas penetran hasta la parte profunda de la corteza continental y sirvieron como conductos de ascenso a magmas basálticos portadores de xenolitos de la parte superior del manto y de la base de la corteza. Dichos

magmas generaron vulcanismo efusivo y explosivo (“hidrovulcanismo”) generando cráteres de explosión tipo “maar”; por ejemplo, el “maar” de la Joya Honda, ubicado cerca del CVSLP (Aranda, et al. 1993).

Algunos autores consideran que este fenómeno de extensión se debió al incremento del flujo de calor en el manto subyacente y que la extensión alcanzó en algunas regiones hasta el doble de la anchura original (Hamilton, 1987).

La parte norte de la provincia “Basin and Range” se ubica al este de la zona de subducción abandonada (Stewart, 1978) que estuvo activa a lo largo del margen continental de los Estados Unidos de Norteamérica y a la cual se asocia el vulcanismo reciente de “Cascades Range”. La parte sur de la provincia “Basin and Range” se ubica al este de la terminación de la dorsal del Pacífico oriental, en el Golfo de California. El flujo de calor en toda esta región es muy alto y alcanza hasta tres veces el valor normal para áreas continentales (Eaton, 1980).

El CVSLP se ubica al oeste del Graben de Villa de Reyes (Fig. 19) Estructuralmente presenta dos dominios, separados por una falla regional, que aquí se denomina Falla El Calero (FC) de orientación  $N40^{\circ}W$ , que tiene su bloque caído hacia el NE. Al noreste de San Francisco, a esta falla (FC), se le une otra falla antitética denominada Falla San José (FSJ), cuya expresión es con bloque caído hacia el SW (Fig. 19). Las principales estructuras tectónicas regionales aledañas al CVSLP se muestran en la imagen de satélite de la Fig. 20.

## **5.2.- Rasgos semicirculares**

En el CVSLP existen dos rasgos semicirculares anidados (Fig. 19). El menor está delineado por siete domos riolíticos, seis de los cuales tienen edades entre 32 y 27 Ma, mientras que el séptimo tiene sólo 21 Ma, lo que muestra dos etapas de formación de domos riolíticos, asociados a lo que se asume es una fractura semicircular. Este rasgo está truncado en su parte NE por una falla normal (FSJ) con bloque caído al SW (Fig. 19).

El rasgo semicircular mayor está delimitado por otros domos riolíticos con edades entre 32 y 27 Ma (Fig. 19). La estructura semicircular mayor en su porción oeste

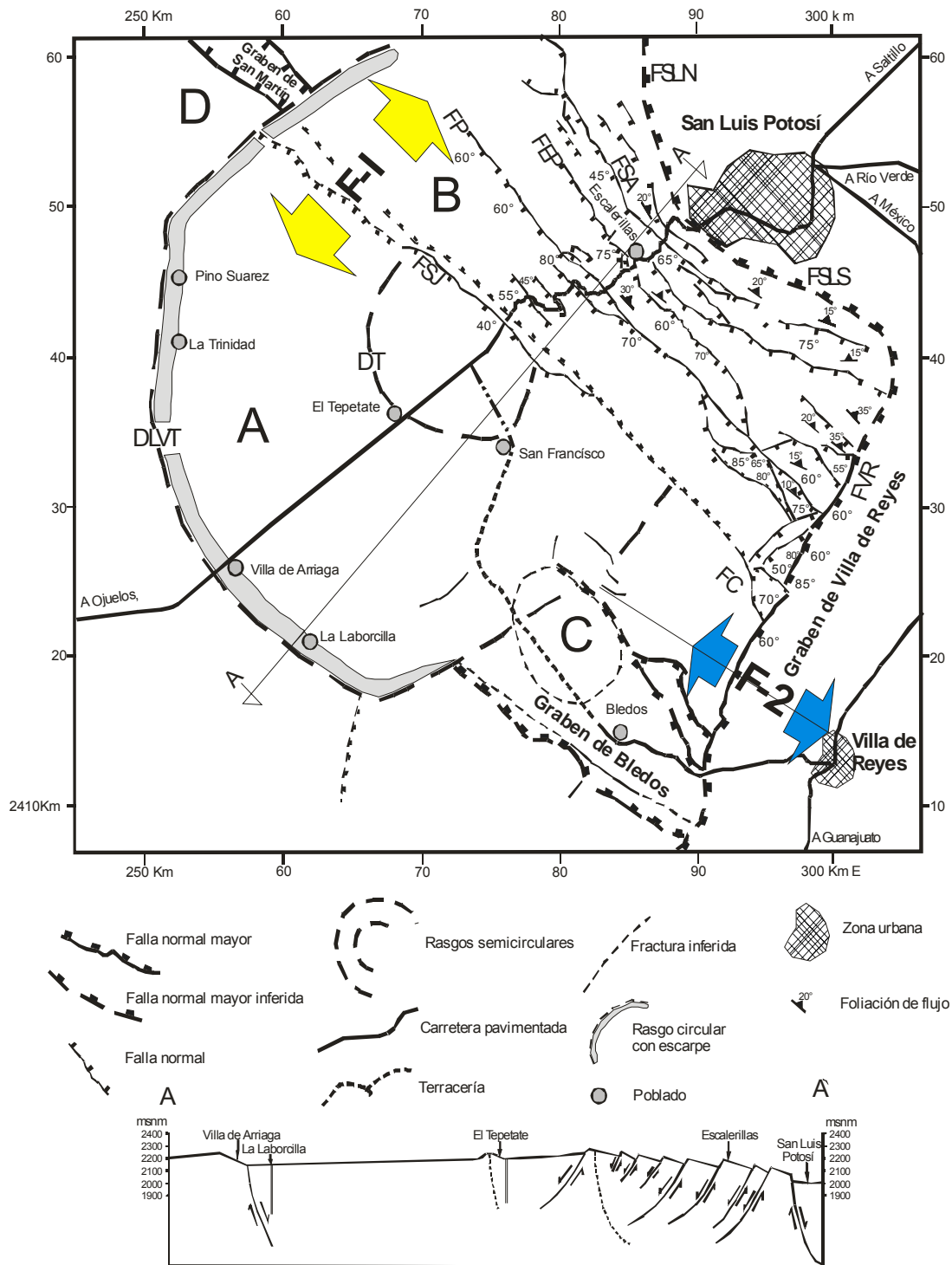


Fig. 19. Mapa estructural del Campo Volcánico de San Luis Potosí. Las fallas mayores en el campo corresponden a la Falla San José (FSJ), El Peaje (FP), El Potosino (FEP), San Antonio (FSA), Villa de Reyes (FVR), El Calero (FC), San Luis Norte (FSLN), San Luis Sur (FSLS). Los rasgos circulares corresponden a: Conjunto de Domas El Tepetate (DT) y a la Depresión Laborcilla - Villa de Arriaga - La Trinidad (DLVT). Dos estructuras "C" y "D" son dos depresiones tectónicas, el Graben de Bledos y el Graben de San Martín. F-1 y F-2 representan las dos fases de deformación extensional en el CVSLP.



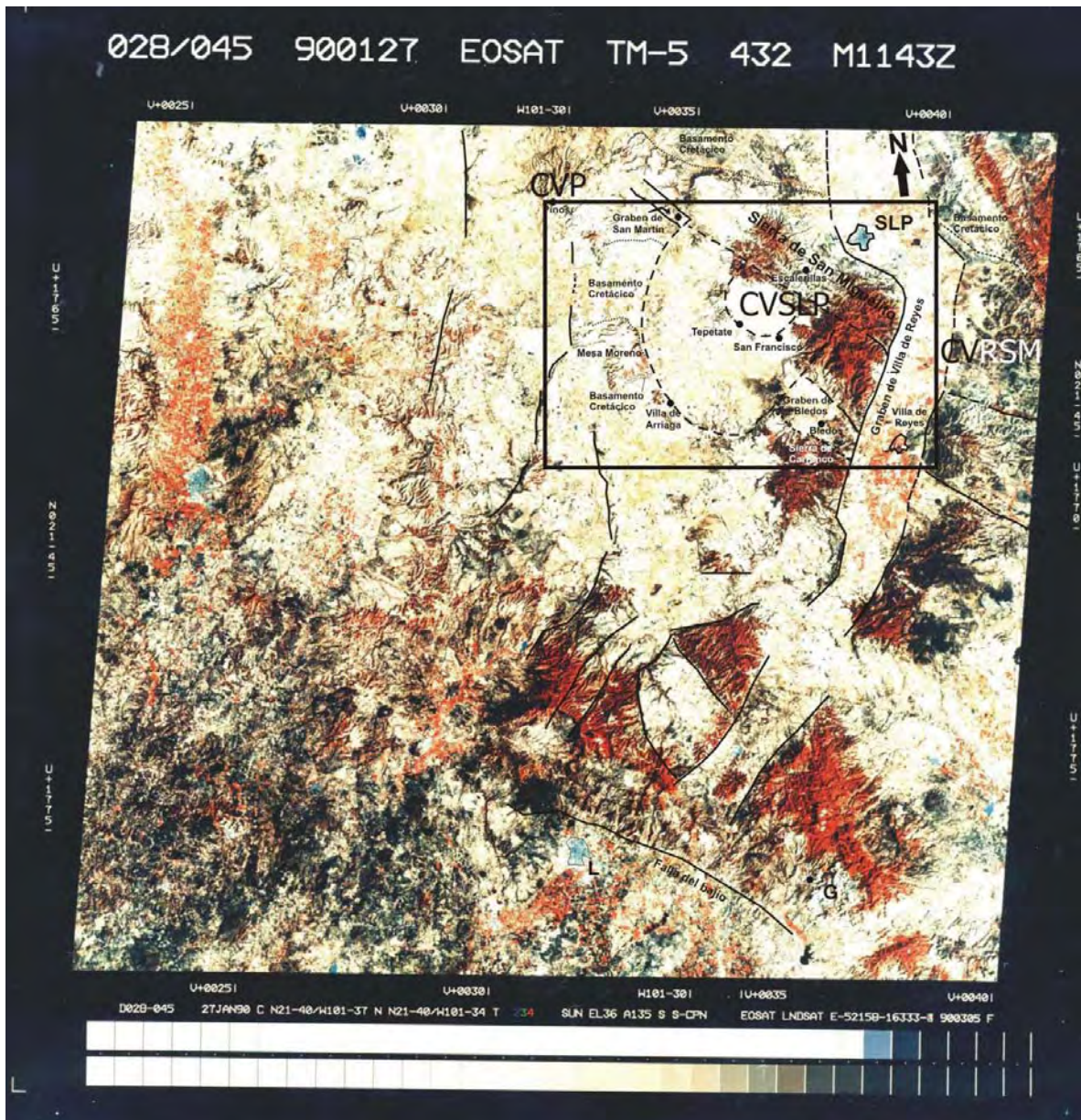


Fig. 20. Imagen de satélite EOSAT – LANDSAT (Escala: 1: 1 000 000) donde se destaca la ubicación y estructuras principales del CVSLP. Se marcan también las principales estructuras tectónicas de la región. L = León, G = Guanajuato, SLP = San Luis Potosí, P = Pinos.

presenta un escarpe notable, donde aflora el basamento pre-volcánico, mientras que en la parte sur el escarpe es un poco menos pronunciado.

En el borde sur se observan algunos derrames de lava pequeños y diques de basalto asociados a fracturas que siguen la traza del rasgo semicircular. A diferencia del rasgo semicircular menor este rasgo parece prolongarse y truncarse contra la falla que aquí se denomina El Potosino (Fig. 19).

### **5.3.- Significado de los rasgos semicirculares**

Los pocos pozos profundos para agua (>400 m) perforados dentro del área comprendida entre los dos rasgos semicirculares (pozos San Francisco y Laborcilla, Fig. 19), presentan columnas muy contrastantes, el Pozo San Francisco cortó sólo lavas riolíticas pertenecientes a la Riolita San Miguelito, en tanto que el pozo La Laborcilla cortó casi 400 metros de la ignimbrita Cantera y sólo 50 metros de la Latita Portezuelo en el fondo. Este último pozo, al estar ubicado cerca del límite sur del rasgo semicircular mayor, cortó un espesor significativamente mayor de la Ignimbrita Cantera, que los 70 m reportados fuera del rasgo mencionado (“outflow facies”).

En los depósitos ubicados en el borde oeste del rasgo semicircular mayor, se ha podido observar un bloque de calizas de más de un metro de largo dentro de la ignimbrita. Adicionalmente, cerca de donde se observa dicho bloque, la ignimbrita presenta foliaciones de flujo casi verticales (definidas por la posición vertical y semi vertical de de las “fiammes” de la ignimbrita).

### **5.4.- ¿Es una estructura tipo bisagra? (“trapdoor subsidence”)**

La estructura del semicírculo mayor sugiere la posibilidad de que se trate de una estructura tipo bisagra (“trapdoor subsidence”). En este tipo de estructuras, la parte subsidente está bordeada parcialmente por una fractura semianular y por un segmento tipo charnela (“hinge”), por lo que constituyen platos de colapso incompletos o incipientes, ubicándose en un estadio intermedio entre “plate subsidence” y “downsag subsidence”. La causa de esto podría relacionarse a pequeñas erupciones, una cámara magmática asimétrica o a la influencia de estructuras regionales (Lipman, 1997; 2000).

Kennedy et al. (2004), en experimentos tipo caja de arena, reprodujeron este tipo de estructuras durante la evolución de una estructura caldérica. Ocurre cuando la relación de la profundidad a la cámara y el diámetro de la misma ( $h/r$ ) es menor de 0.15. La evolución de la estructura en estos experimentos (en especial el

experimento 7B (en Kennedy et al., 2004), muestra que una cámara magmática emplazada a baja profundidad, puede generar durante su vaciado, un colapso parcial del bloque subsidente delimitado por fallas arqueadas concéntricas. Este arreglo de fallas y el perfil de la estructura son muy semejantes a la situación que se presenta en el CVSLP. Las calderas generalmente exhiben asimetrías tanto en planta como en perfil. Este hecho suele atribuirse a esfuerzos tectónicos externos o sistemas de fallas pre-existentes (Lipman, 1997). Sin embargo, este fenómeno también se genera si en una cámara magmática circular una parte de su techo es más somero que la restante (Lipman, 1997; 2000), donde el mayor colapso se presenta en donde la cámara magmática está a menor profundidad. No obstante, los resultados experimentales de Kennedy et al. (2004) muestran que la mayor subsidencia también puede ocurrir donde la cámara magmática tiene mayor profundidad. Asimetría en el colapso caldérico también puede ocurrir cuando el volumen emitido es pequeño, con respecto a una cámara magmática de grandes dimensiones (Lipman, 1997; 2000).

El fenómeno de asimetría también es común en calderas que son elongadas (en planta) más que circulares. Por ejemplo, la Caldera de Long Valley y la de Kumano, tienen estructuras elongadas que muestran en perfil estilos distintivos de subsidencia tipo “trapdoor” (Bailey et al., 1976; Miura, 1999; Kennedy et al., 2004). Otra posibilidad de asimetría en estructuras caldéricas puede resultar debido al desarrollo de una falla principal en la parte con mayor subsidencia, en tanto que en el extremo opuesto suavemente flexionado se forman varias fallas secundarias. Este caso se ilustra en la Caldera de Valles, que en su parte oeste presenta una serie de fallas escalonadas, en tanto que en la parte este presenta una falla principal (Nelson y Hulen, 1984).

Otras causas de asimetría que se han mencionado incluyen: a) heterogeneidad en el “tensil strength” de las rocas que componen el bloque subsidente, estructuras pre-existentes, irregularidades de la topografía y la influencia de la tectónica regional.

En este sentido, existen evidencias que indican que en el CVSLP, ocurrieron más erupciones después de la formación de estos rasgos semicirculares. El domo

riolítico Cerro Reyna constituye una evidencia de magmatismo tardío emplazado sobre rasgo semicircular menor. Algunos derrames del Basalto Cabras se encuentran dentro del rasgo semicircular mayor y algunos diques alimentadores están asociados al margen sur de este semicírculo mayor. El basalto de  $21.5 \pm 0.5$  Ma es prácticamente contemporáneo a la Riolita Cerro Reyna ( $21.1 \pm 0.3$  Ma).

### **5.5.- Fallas normales**

Las fallas normales de la mitad nororiental del campo se han documentado como fallas tipo dominó (Labarthe y Jiménez, 1992; Nieto, et al., 1997; 1999; Xu, et al., 2004). Una vista al plano estructural del CVSLP (Fig. 19) permite observar dos rasgos fundamentales: la orientación hacia el NW de las fallas y el basculamiento de las secuencias hacia el NE. Las fallas se ramifican y se conectan entre sí, ya sea porque convergen sus planos, o a través de pequeñas fallas en zonas de relevo o transferencia. Hay dos estructuras de graben en la parte SE y NW del CVSLP: El Graben de Bledos y el de San Martín. Ambas fosas tectónicas (grabens) y la Falla El Peaje (FP) se relacionan con la emisión de la Ignimbrita Panalillo, en tanto que la Falla El Potosino se relaciona con la emisión de la Ignimbrita Cantera.

En la zona de fallas normales tipo dominó los planos de falla tienen en su mayoría direcciones de inclinación (“*dip direction*”) entre  $225$  y  $260^\circ$  (lo cual corresponde a rumbos de  $N10^\circ - 45^\circ W$ ), e inclinaciones de  $55$  a  $75^\circ$  con su bloque caído al SW (Fig. 19). Es decir, la secuencia volcánica está basculada con  $10$  a  $15^\circ$  al NE. Las estrías de los planos de falla tienen un “pitch” (ángulo entre una línea horizontal en el plano de falla y las estrías) entre  $70$  y  $80^\circ$ , lo que indica que no hubo, o fue muy poca la componente de desplazamiento lateral a lo largo de las fallas. Los datos se muestran en la Tabla 2, y la proyección estereográfica de dichas estructuras se muestra en la Fig. 21.

Se considera que el fallamiento es tipo dominó porque las fallas son semiparalelas y muestran basculamiento homogéneo hacia una sola dirección (Labarthe y Jiménez, 1993). La distancia entre las fallas es irregular y la longitud

de las fallas es variable. Hay estructuras de relevo, arreglo de fallas en escalón (en “*echelon*”) e intersección de las estructuras, lo cual complica la deformación en los bloques fallados. Como hay buenas exposiciones de los planos de falla, y éstas se pueden seguir por kilómetros, se ha podido documentar que dichos planos presentan alabeos (como si el plano de falla estuviera plegado) por lo cual varía la inclinación a lo largo del plano de falla. Por ejemplo, en la Falla El Potosino, la inclinación varía entre 55 y 70°. Este fenómeno de “ondulación” del plano de falla puede deberse al empalme de fallas o al relevo de fallas en “*echelon*” (Ferrill et al., 1998), que se expresa como una ondulación angular (Childs et al., 1995).

La Falla San Luis Sur (FSLs) que limita en su parte NE a la Sierra de San Miguelito) tiene su bloque caído hacia el NE y por lo tanto es antitética al sistema de fallas predominantes que cortan a la sierra (con bloque caído al SW). La Ignimbrita Panalillo Superior está sepultada por conglomerados con espesores de hasta 120 m en el Valle de San Luis Potosí (Pozo ZA-619; San Leonel) ubicado dentro del bloque subsidente, inmediatamente al norte de la FSLs (Aguirre-Hernández, 1992). Las fallas mayores son la Falla El Potosino, El Peaje y San José. La primera trunca al rasgo semicircular mayor y la última al menor. Sin embargo, la falla más importante y que aquí se denomina El Calero (FC), es la que expone al basamento Cretácico al SE del poblado de Rodrigo. Esta falla puede interpretarse como la más profunda, porque expone al basamento pre-volcánico. Además, es la estructura antitética más clara contra la que termina el conspicuo sistema de fallas escalonadas o en dominó.

Aunque la edad del fallamiento en general ha sido estimada entre 30.0 y 26.8 Ma (Nieto, et al., 1999) la edad del fallamiento de orientación NW-SE se estima que ocurrió entre los 29.0 y 26.8 Ma (Labarthe y Jiménez, 1992) durante el tiempo transcurrido entre el emplazamiento de la Ignimbrita Cantera y la Ignimbrita Panalillo Inferior y definitivamente antes del emplazamiento de la Ignimbrita Panalillo Superior que cubre a dichas fallas.

La falla que limita al Graben de Villa de Reyes en su parte oeste, también corta y desplaza al sistema de fallas de orientación NW-SE y por lo tanto se asume que

Tabla 2. Datos estructurales del CVSLP.

Puntos	Falla	X	Y	Rumbo	Ech-Buz
1	San Miguel	22.122°	101.049°	N50°W	65°SW
2		22.117°	101.043°	N25°W	65°SW
3		22.113°	101.039°	N50°W	60°SW
4		22.102°	101.03°	N60°W	65°SW
5	San Cristóbal	22.153°	101.069°	N10°W	60°SW
6		22.144°	101.068°	N10°W	60°SW
7		22.135°	101.065°	N17°W	65°SW
8		22.114°	101.051°	N30°W	65°SW
9		22.019°	101.033°	N45°W	65°SW
10		22.108°	101.044°	N70°W	60°SW
11	Los Conejos	22.157°	101.094°	N25°W	65°SW
12		22.154°	101.092°	N25°W	65°SW
13		22.124°	101.075°	N27°W	60°SW
14		22.117°	101.068°	N40°W	65°SW
15		22.112°	101.060°	N45°W	65°SW
16		22.104°	101.052°	N42°W	60°SW
17		22.096°	101.041°	N60°W	65°SW
18	Transferencia	22.117°	101.077°	N15°W	60°SW
19		22.120°	101.081°	N10°W	60°SW
20		22.112°	101.083°	N12°W	75°SW
21	Escalerillas	22.102°	101.067°	N38°W	60°SW
22		22.094°	101.059°	N30°W	60°SW
23		22.087°	101.053°	N50°W	60°SW
24		22.083°	101.046°	N45°W	65°SW
25	Al N de Escal	22.160°	101.108°	N35°W	65°SW
26		22.142°	101.096°	N30°W	70°SW
27		22.136°	101.093°	N50°W	65°SW
28	Falla SN	22.152°	101.113°	N85°W	65°SW
29		22.139°	101.100°	N06°W	60°SW
30		22.129°	101.091°	N40°W	65°SW
31		22.120°	101.081°	N50°W	70°SW
32	El Potosino	22.079°	101.062°	N57°W	65°SW
33		22.076°	101.057°	N57°W	60°SW
34		22.073°	101.054°	N40°W	60°SW
35	Juachín	22.102°	101.114°	N55°W	80°SW
36		22.101°	101.110°	N70°W	65°SW
37		22.097°	101.105°	N30°W	55°SW
38		22.091°	101.101°	N35°W	80°SW
39		22.085°	101.095°	N50°W	70°SW
40		22.072°	101.088°	N25°W	70°SW
41		22.069°	101.073°	N60°W	60°SW
42		22.059°	101.066°	N55°W	65°SW
43		22.125°	101.440°	N50°W	65°SW

44		22.118°	101.131°	N50°W	60°SW
45		22.106°	101.124°	N45°W	60°SW
46	Las Cabras	22.084°	101.111°	N50°W	75°SW
47		22.073°	101.100°	N60°W	65°SW
48		22.067°	101.092°	N35°W	60°SW
49	Pozuelos	22.082°	101.119°	N70°W	45°SW
50		52.098°	101.137°	N40°W	60°SW
51		22.077°	101.106°	N65°W	65°SW
52	El Centavo	22.091°	101.143°	N35°W	65°SW
53		22.082°	101.133°	N75°W	55°SW
54		22.075°	101.128°	N35°W	65°SW
55		22.063°	101.121°	N27°W	65°SW
56		22.050°	110.112°	N55°W	65°SW
57	El Potosino	22.033°	101.010°	N45°W	70°SW
58		22.049°	101.026°	N60°W	60°SW
59		22.056°	101.036°	N55°W	65°SW
60		22.059°	101.049°	N50°W	55°SW
61		22.075°	101.055°	N37°W	60°SW
62	El Peaje	21.985°	100.983°	N75°W	70°SW
63		21.989°	101.948°	N75°W	75°SW
64		22.011°	101.017°	N25°W	70°SW
65		22.040°	101.041°	N55°W	65°SW
66		22.049°	101.055°	N07°W	45°SW
67		22.057°	101.061°	N65°W	80°SW
68	El Zapote	21.948°	100.963°	N45°W	70°SW
69		21.954°	101.967°	N24°W	85°SW
70		21.980°	100.983°	N20°W	65°SW
71	Cruz Colorada	21.967°	101.951°	N50°W	70°NE
72		21.974°	100.957°	N45°W	75°NE
73		21.981°	100.965°	N65°W	70°NE
74		21.971°	100.937°	N35°W	60°SW
75	Al N del Potosino	22.079°	101.040°	N75°W	55°SW
76		22.072°	101.029°	N60°W	50°SW
77		22.070°	101.024°	N80°W	50°SW
78		22.068°	101.018°	N40°W	50°SW
79	A. Coconoxtle	22.086°	101.026°	N50°W	55°SW
80		22.082°	101.019°	N65°W	55°SW
81		22.077°	101.012°	N42°W	45°SW
82		22.072°	101.009°	N35°W	60°SW
83	Falla W, GVR	21.982°	100.925°	N17°E	70°SE
84		21.972°	100.928°	N16°E	70°SE
85		21.929°	100.957°	N20°E	60°SE
86		21.920°	100.962°	N25°E	60°SE
87		21.964°	100.936°	N35°E	70°SE
88		21.949°	100.950°	N37°E	70°SE

89	Escalon1 GVR	21.936°	100.964°	N58°E	80°SE
90		21.929°	100.975°	N40°E	70°SE
91		21.920°	100.982°	N25°E	55°SE
92	Escalon2 GVR	21.946°	100.967°	N70°E	70°SE
93		21.941°	100.976°	N80°E	70°SE
94	Graben Bledos	21.902°	101.042°	N37°W	75°SW
95		21.831°	101.050°	N30°W	70°SW
96		21.832°	101.037°	N22°W	65°SW
97		21.847°	101.044	N45°W	70°SW
98		21.924°	101.100°	N38°W	72°SW
99		21.932°	101.107°	N50°W	70°SW
100		21.938°	101.113°	N35°W	65°SW
101		21.806°	101.121°	N43°W	70°NE
102		21.823°	101.156°	N40°W	65°NE
103		21.198°	101.344°	N65°W	60°NE
104		22.220°	101.376°	N40°W	65°NE
105		22.236°	101.363°	N50°W	60°NE
106		22.237°	101.349°	N43°W	70°SW
107		22.255°	101.372°	N50°W	70°SW
108	Falla San José	22.086°	101.156°	N25W	55°SW
109		22.080°	101.152	N35°W	70°SW
110		22.059°	101.136	N40°W	70°SW
111		22.113°	101.227°	N42°W	70°SW
112	Falla San Luis S	22.099°	100.963	N55W	70°NE
113		22.085°	100.921°	N20°W	70°NE
114	Falla San Luis N	22.179°	101.063	N-S	72°E
115		22.207°	101.065°	N-S	75°E

este sistema es el más antiguo.

La cronología del fallamiento puede establecerse de la siguiente manera: Primero se formó un sistema de fracturas de orientación NW-SE, el cual controló la distribución del vulcanismo lávico que formó domos durante la primera etapa de vulcanismo del CVSLP (los dos domos mayores son Domo Cerro Grande y Domo El Potosí). La segunda etapa de vulcanismo caracterizada por vulcanismo explosivo estuvo acompañada por un fallamiento sincrónico. Los depósitos de la Ignimbrita Panalillo Superior cuya edad fue determinada en  $26.8 \pm 1.3$  Ma (Labarthe et al., 1982) fueron cortados por este fallamiento y ahora están sepultados por aluvión en el Graben de Villa de Reyes. Esto indica que dicho graben se formó después de los 27 Ma.



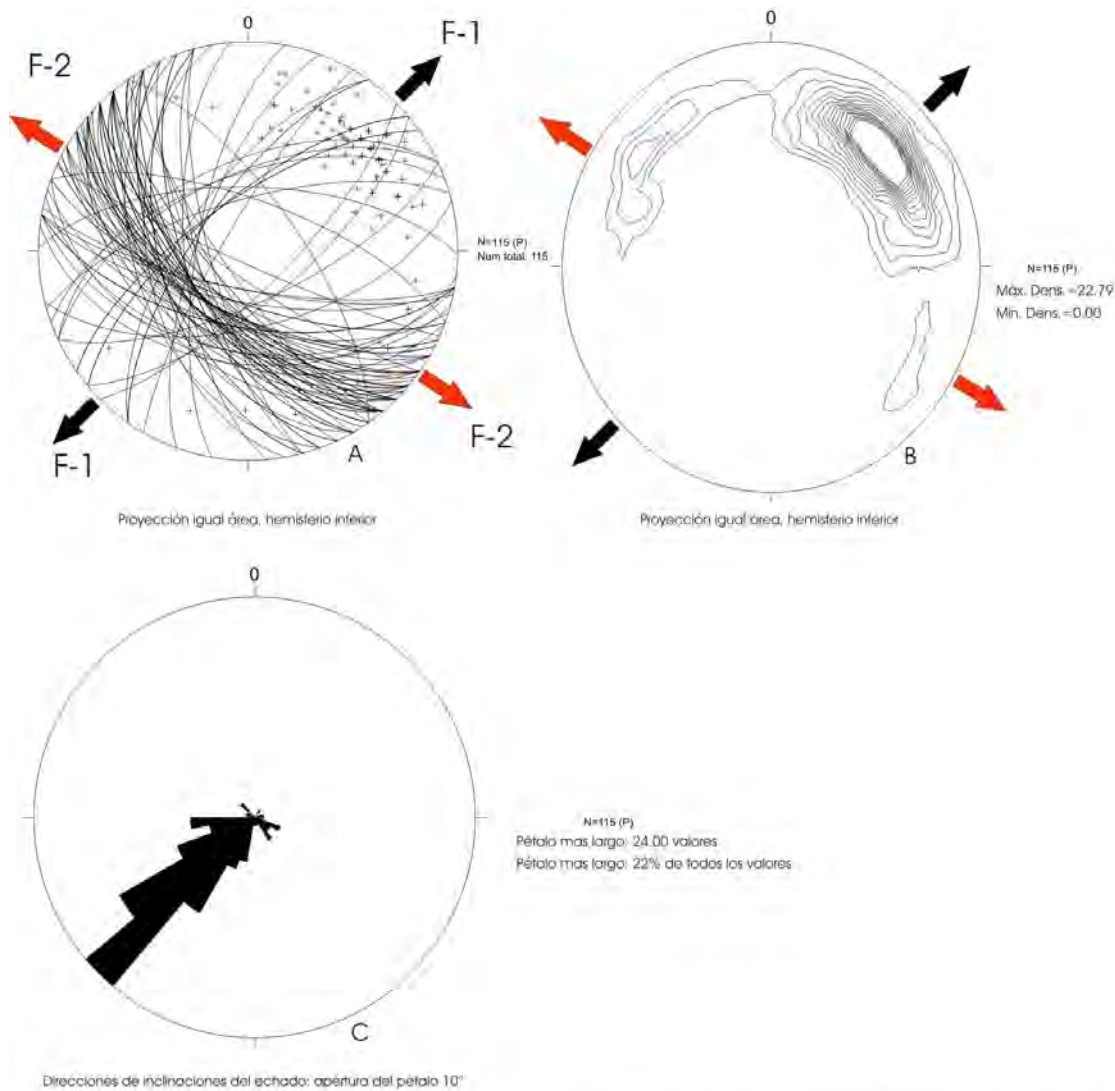


Fig. 21. Diagramas de proyección estereográfica que resumen los datos de las principales fallas normales en el CVSLP. Los datos correspondientes están en la Tabla 5. A) Círculos máximos y polos de los planos de falla. Los dos sistemas de fallamiento son casi ortogonales, siendo la fase extensional F-1 la que tuvo una relación más estrecha con la evolución del CVSLP. La fase F-2 cortó a la secuencia completa y a las estructuras formadas en la primera fase. B) Las líneas delimitan áreas de densidad de polos. La inclinación de los planos de falla resaltan en el diagrama de roseta mostrado en C.

La Sierra de San Miguelito en su conjunto (y por lo tanto el CVSLP) está levantada y representa un hombro del Graben de Villa de Reyes, el cual constituye la fosa más notable en la parte SE de la provincia de Cuencas y Sierras (“*Basin and Range*”). Se puede establecer que el desplazamiento del bloque caído que conforma este graben es de más de 300 m, porque la Ignimbrita Cantera que está 60 m sobre el piso del valle en el Cerro de La Cantera al norte del poblado de

Calderón, fue cortada por pozos para agua a profundidades promedio de 250 m abajo del piso del valle al este de dicho cerro en las inmediaciones de Villa de Reyes (p. ej. 246 m en Pozo CFE-2) (Aguirre-Hernández, 1992).

Otra estructura de graben, el Graben de Bledos, contenida dentro del CVSLP y de orientación NW-SE, está levantado respecto al de Villa de Reyes (de orientación NE-SW). Por eso se asume que el de Bledos se formó primero y el de Villa de Reyes después (post 27 Ma, edad de la Ignimbrita Panalillo Superior, la unidad más joven cortada por la falla oeste que delimita al graben).

La falla oeste del Graben de Villa de Reyes pone en contacto a depósitos conglomeráticos Terciarios con la secuencia volcánica y estos conglomerados a su vez están afectados por el fallamiento. Esto permite inferir que el levantamiento de la Sierra de San Miguelito (hombro oeste del graben) ha tenido por lo menos dos etapas. Hay un horizonte índice formado por ceniza volcánica de color blanco y granulometría del tamaño de la arcilla a la arena fina, correspondiente a la unidad conocida como “pumicita del desierto” (Labarthe et al., 1982), la cual ha sido correlacionada con una etapa de la actividad explosiva pliniana en la Caldera de La Primavera, al oeste de la ciudad de Guadalajara, la cual, según Mahood (1980), ocurrió hace 100 000 años. Este depósito cubre la falla y señala por lo tanto que ésta no ha tenido actividad desde entonces. El levantamiento del hombro oeste del Graben de Villa de Reyes ha sido mucho mayor que el del hombro oriental (donde se ubica el Campo Volcánico del Río Santa María) que está topográficamente más bajo, por lo que la falla oriental del graben está cubierta parcialmente por conglomerados provenientes de la erosión de la Sierra de San Miguelito.

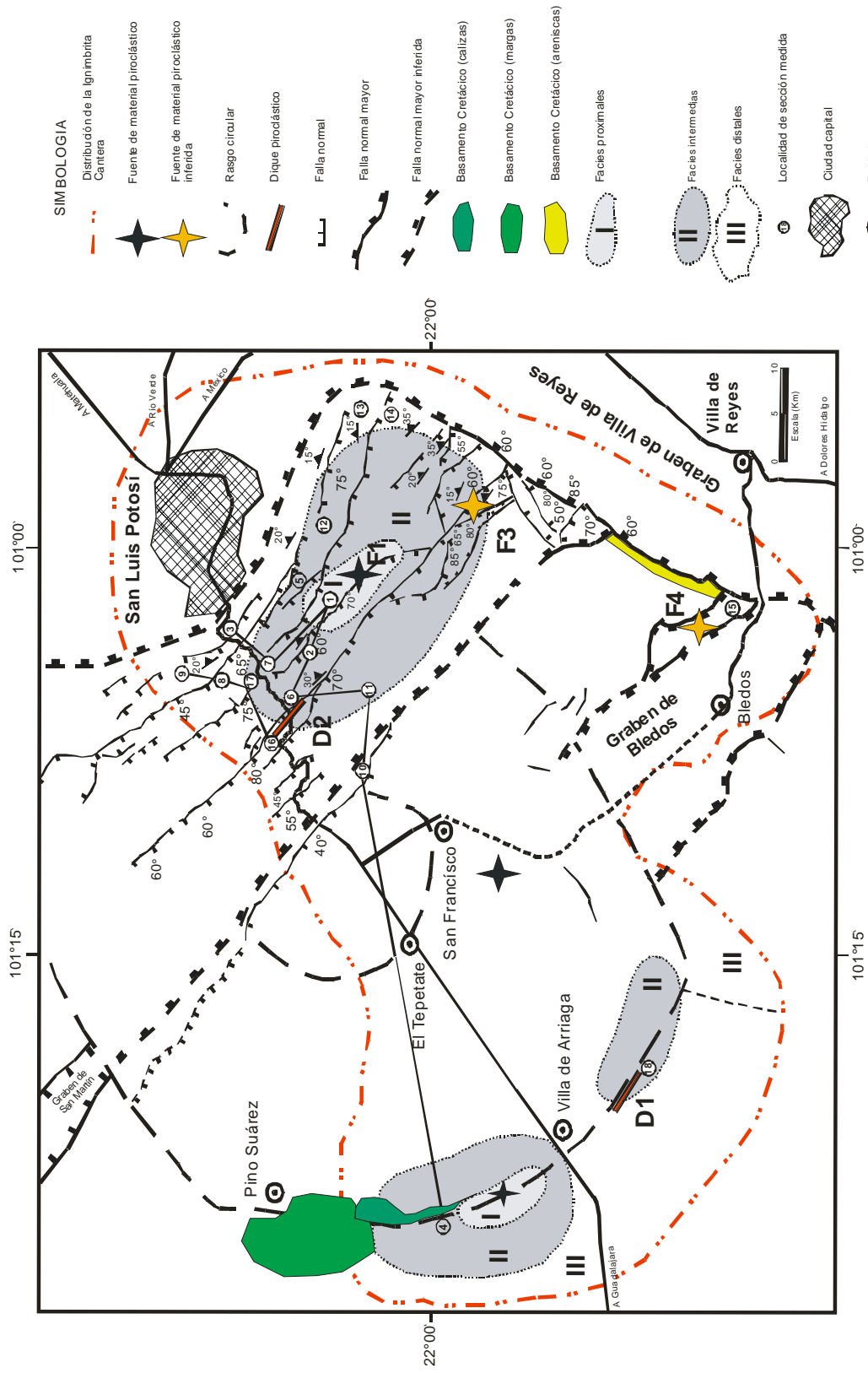
## **6.- DESARROLLO DE LA ERUPCIÓN QUE PRODUJO LA IGNIMBRITA CANTERA**

En relación a la ignimbrita Cantera, se distinguen dos tipos de fuentes: las puntuales, que señalan un conducto central y las que se asocian a conductos tabulares alargados o diques piroclásticos.

Las fuentes del primer tipo son dos principales que se resaltan en el mapa de distribución de facies (Fig. 11) y dos más que tienen pobre definición. De éstas, la primera se ubica en la parte NE del CVSLP y se asocia a una de las fallas normales regionales, y la segunda se asocia al rasgo semicircular mayor, en la parte Oeste del CVSLP (Fig. 22).

El análisis de facies, la distribución y los rasgos morfológicos asociados a los depósitos de la ignimbrita Cantera, permiten interpretar su mecanismo de emplazamiento de la siguiente forma: La actividad eruptiva que formó a la Ignimbrita Cantera y que representa el cambio a un nuevo ciclo predominantemente piroclástico en el desarrollo del CVSLP, inició con una serie de erupciones altamente energéticas (oleadas razantes) que generaron surcos de erosión en los depósitos precedentes y generó depósitos piroclásticos estratificados de 5 a 12 cm de espesor. Esta etapa puede corresponder a la apertura de los conductos como lo muestran las primeras unidades donde los depósitos piroclásticos masivos son ricos en líticos localmente derivados. Luego, la erupción se estabilizó generando una corriente de densidad piroclástica sostenida que por agradación progresiva generó un depósito masivo de pómez y ceniza rico en líticos accidentales de riolita y arenisca. Estos depósitos contienen pómez blanca poco fibrosa y pobre en cristales, los cuales son pequeños. La matriz sin embargo es rica en fenocristales (25-30 vol. %). El grado de soldamiento es bajo.

Un cambio importante en el desarrollo de la erupción aportó a la columna un nuevo tipo de pómez (pómez bandeada) la cual se hace presente en la parte media del depósito ignimbrítico, a partir del cual aumenta el contenido de fenocristales en la matriz. Los depósitos subsecuentes presentan diferentes tipos



de pómez que incluyen pómez blanca fibrosa, pómez ocre y pómez ocre bandeada.

Esta parte presenta grado medio de soldamiento. Los depósitos piroclásticos que coronan la secuencia se caracterizan por la presencia de pómez gris rica en fenocristales (25 vol. %) grandes (hasta 4 mm) y el contenido de los mismos en la matriz es de hasta 40 vol. %. El grado de soldamiento es alto y presenta desarrollo columnar.

A partir de los depósitos asociados a la fuente F-2, cuya columna estratigráfica se muestra en la Figura 23, se puede reconstruir el siguiente desarrollo de la erupción que produjo la Ignimbrita Cantera: La fase inicial consistió de al menos tres erupciones que generaron oleadas piroclásticas. Los depósitos asociados a esta etapa (7, 10 y 12 cm de espesor) consisten de ceniza fina con clastos de pómez blanca casi afírica sin colapsar y escasos líticos (~1.5 cm) de margas, de color rojizo que corresponden a rocas del basamento local.

La actividad explosiva quizás tuvo una breve interrupción, ya que los depósitos están fuertemente oxidados (tienen color rojizo), lo cual puede ocurrir (Wilson, 1993) por la fuga de gases durante el proceso de enfriamiento después de su depósito. Una vez destapados los conductos, la actividad fue continua y generó un depósito masivo de aproximadamente 50 m de espesor. En este depósito la naturaleza y tamaño de los líticos accidentales (riolita, calizas y margas) varía de la base a la cima y señalan cambios en la intensidad de la erupción y en el nivel o profundidad de erosión en los conductos de emisión.

Las siguientes consideraciones en cuanto al contenido de líticos, está basado en un conteo en campo sobre los afloramientos, ya que dadas las características del depósito, no fue posible hacer un análisis de componentes en laboratorio.

Primero el aporte de líticos fue por erosión en la parte superior del conducto, dado que predominan los líticos de riolitas (20 vol. %) de la unidad pre-ignimbrita, sobre los del basamento Cretácico (7 vol. %), situación que se invierte hacia la cima donde los líticos del basamento (15 vol. %) superan a los de riolita (10 vol. %). Los líticos de riolita de la parte inferior son del tamaño de bloques a gravas, aunque en

## PARTE SE DE MESA MORENOS

## INTERPRETACIÓN

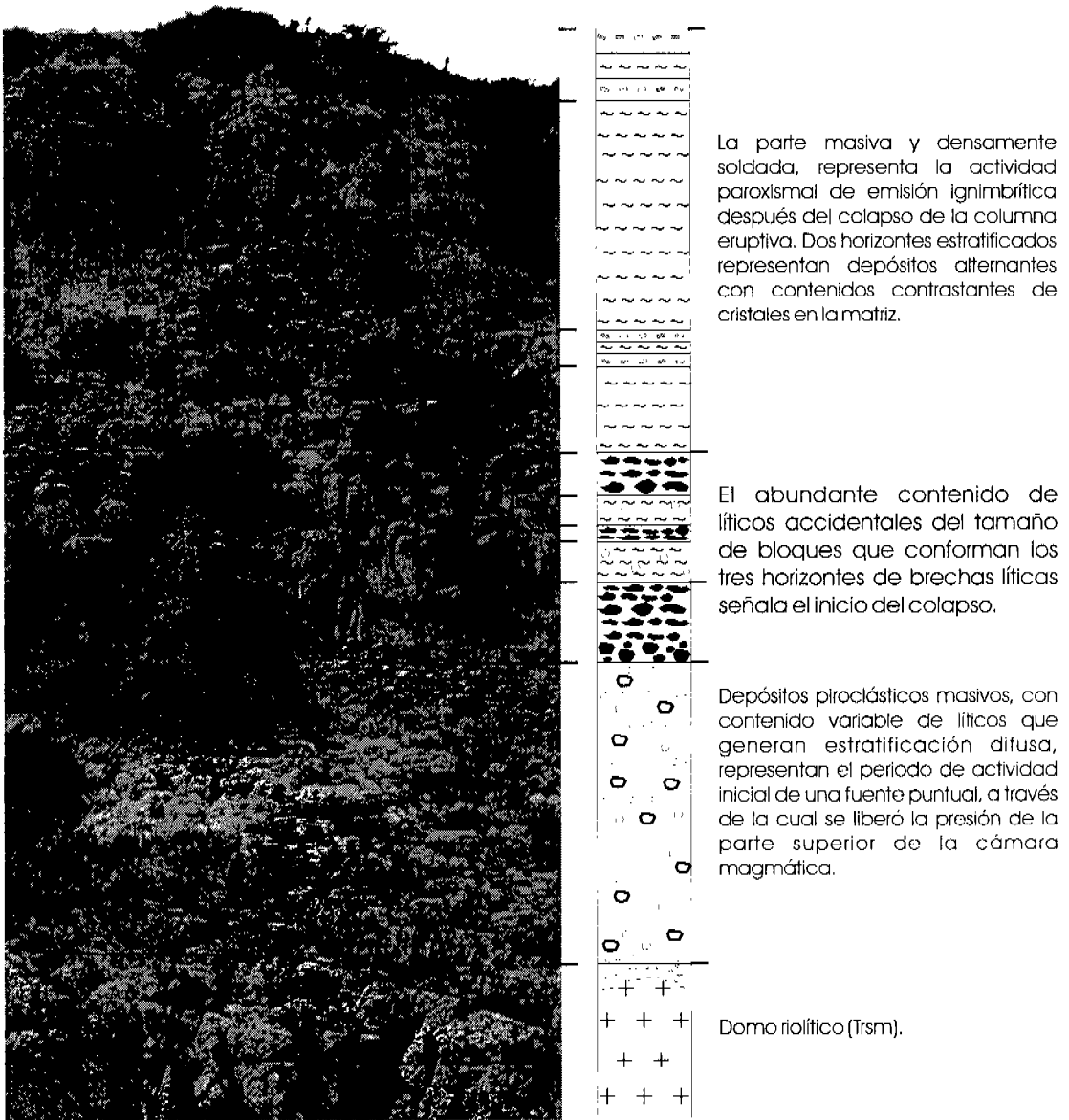


Fig. 23. Las características de los depósitos piroclásticos en la parte SW del CVSLP están representados en esta columna litológica. En la parte inferior se observa la cima de un domo de riolita (Trsm). Las lavas de la parte superior de este domo presentan fuerte silicificación, oxidación y abundantes vesículas. Abajo de este caparazón presenta características de vitrófido. Encima se observa la parte masiva con pobre soldamiento, con abundantes líticos accidentales que generan en algunos horizontes estratificación mal definida (difusa). En el siguiente nivel que se muestra más resistente, se intercalan depósitos de co-ignimbritas entre depósitos masivos pobres en líticos, lo que genera una apariencia estratificada. En los depósitos masivos hay fuerte soldamiento. La parte superior la constituyen depósitos masivos ricos en fenocristales entre los que se intercalan dos horizontes pobres en fenocristales. El grado de soldamiento es alto.

general son menores a 7 cm. Los líticos del basamento, en general, son menores a 3 cm. Los depósitos que sobreyacen a los anteriores en la columna que se muestra en la Figura 23, muestran una secuencia co-ignimbrítica (brecha de rezago), que se asocia a una etapa paroxismal del fenómeno eruptivo y comúnmente se asocia a eventos de colapso de una caldera.

Un cambio muy notable en el fenómeno eruptivo está marcado en la secuencia por depósitos de co-ignimbritas (brechas de rezago) que incluye bloques de hasta 30 cm, soportados en matriz de tamaño de lapilli, aunque en algunos puntos el soporte es clasto a clasto (Fig. 24). Cambios (disminución y aumento) en la energía de la erupción, generaron depósitos ricos en cristales y pobres en líticos, alternado con depósitos de brechas, lo que señala colapsos de columna intermitentes. En esta etapa el tipo de material juvenil también cambió, lo que se expresa en una mayor abundancia de cristales en la matriz (40 vol. %), llegando en algunos horizontes a tener hasta 50 vol. %. Las variaciones texturales y la intercalación entre horizontes ricos en líticos y otros ricos en cristales le da un aspecto estratificado (Fig. 25).

Sobreyaciendo a los depósitos anteriores, depósitos con texturas y estructuras típicas de alta energía (estratificación cruzada, gradación y estructuras erosivas), posiblemente se emplazaron a partir de oleadas piroclásticas. La etapa final de la actividad eruptiva estuvo caracterizada por condiciones más estables, marcadas por la apariencia masiva de los depósitos, la escasez de líticos accidentales, y por la abundancia de fenocristales (4 mm) en la matriz ( $\cong$  40 vol. %).

Los depósitos con estas características constituyen la mayor parte de la ignimbrita Cantera y corresponden a la facies fuertemente soldada. Estas características se asocian a altas tasas de emisión, una mayor velocidad de sedimentación y mayor temperatura de emplazamiento (factores que favorece el soldamiento) (Grunder y Russell, 2005). Todo indica que esta parte de la ignimbrita se emplazó durante el evento paroxismal de la actividad piroclástica, asociado al colapso caldérico.

En el sitio F3 ubicado en la parte SE del CVSLP se tiene el mayor registro de la actividad volcánica piroclástica, donde se pueden visualizar tres eventos de

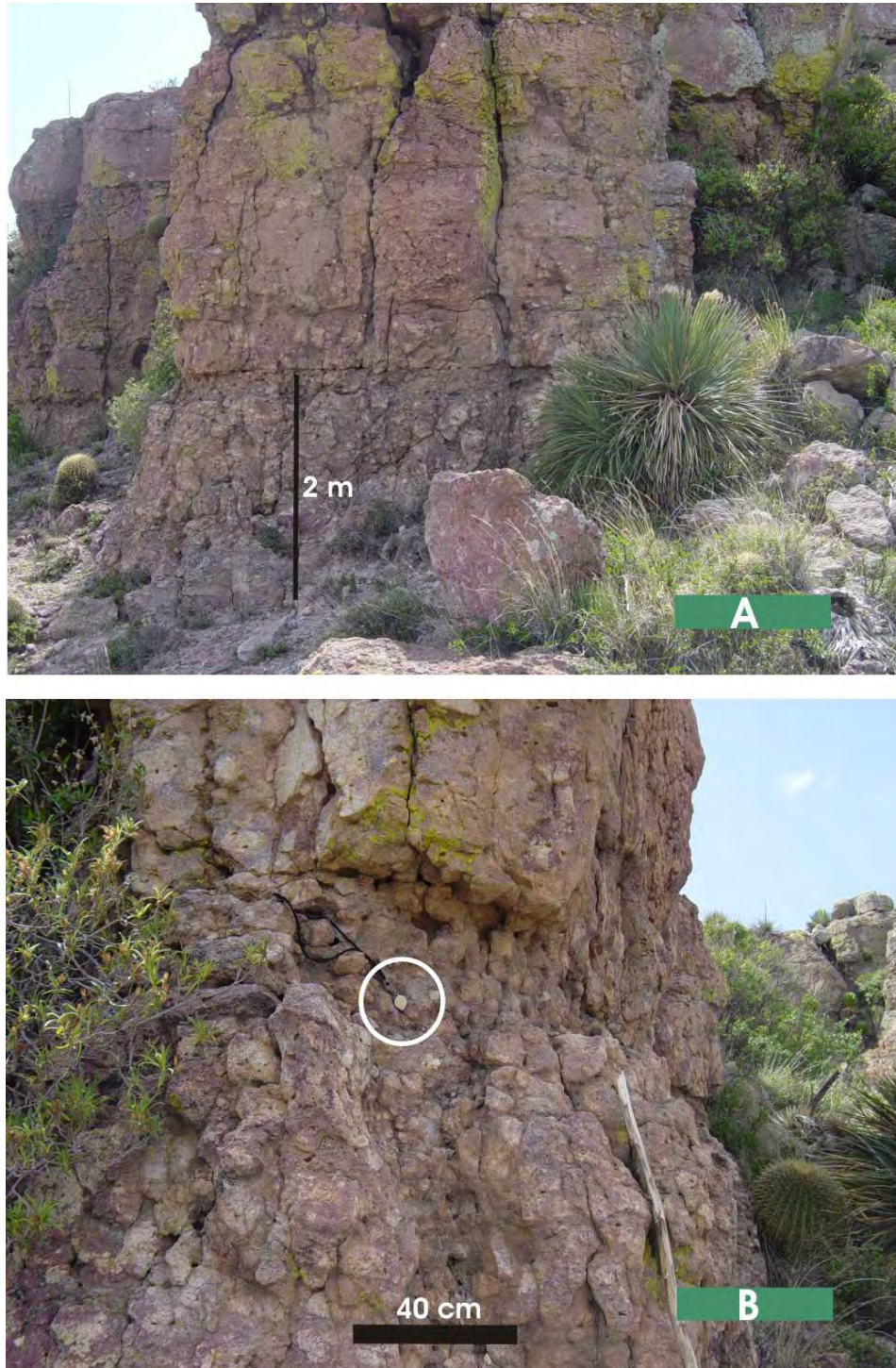


Fig. 24. A) Vista general de los depósitos de co-ignimbritas de la parte SW del CVSLP. El carácter estratificado tiene su origen en la variación en porcentaje y tamaño de los líticos accidentales que contienen, los cuales corresponden principalmente a clastos y bloques de riolita y líticos del basamento (margas). En la fotografía inferior (B), se aprecia la textura gruesa del depósito y es fácil reconocer que los líticos accidentales de riolita corresponden a clastos de los domos subyacentes a la ignimbrita. Es decir, son localmente derivados. La escala para estimar el tamaño de los líticos está dada por la barra negra y por la lupa de mano y por el cordón que la sujeta.





Fig. 25. Depósitos de brechas de rezago (co-ignimbritas) alternando con depósitos piroclásticos masivos en la parte SE de Picacho Las Águilas. El recuadro en la fotografía superior (A) corresponde con el detalle en la fotografía inferior. Los líticos señalados con las flechas blancas corresponden a clastos de lavas riolíticas fácilmente identificables en domos que subyacen a la ignimbrita. Las flechas negras señalan a líticos de margas de color morado a rojizo, las cuales corresponden a litologías que afloran al N y al SW de este lugar. La lente de mano sirve de escala.

formación de ignimbrita representados por tres unidades perfectamente diferenciables (unidades 1, 2 y 3 reportadas por Labarthe y Jiménez 1994). La parte con pobre soldamiento de cada unidad tiene una mayor expresión morfológica y la parte fuertemente soldada es muy delgada.

Es notable que hacia la cima de la parte sin soldamiento se tiene pómez gris con más cristales (10–15 vol. %) que en otras partes del CVSLP es blanca, fibrosa y casi afírica. Este tipo de pómez gris con esos contenidos de fenocristales es típica de la parte media del miembro con fuerte soldamiento por lo que pudiera asumirse que quizás aquí (como en otras partes del campo volcánico), las condiciones de la erupción se dieron de manera diferente, de tal manera que no se favoreció soldamiento en la mayor parte de la unidad ignimbrítica que en otras partes está fuertemente soldada.

En la parte Sur del CVSLP los depósitos de la Ignimbrita Cantera son de aspecto masivo, presentan clastos de pómez gris que contienen 25 vol. % de fenocristales y están englobados en una matriz con abundantes fenocristales (40 vol. %).

Variaciones en las características de la columna eruptiva y en el tipo de material depositado están señaladas por intercalaciones de material piroclástico con menos fenocristales que los subyacentes (25–30 vol. %) y con pómez ocre bandeada de hasta 13 cm, colapsada sin redondear, que contiene sólo un 7 vol. % de fenocristales pequeños (<2 mm). Los líticos accidentales están dispersos en los depósitos piroclásticos, son escasos y corresponden a margas y riolita. Las margas son del mismo tipo que las del basamento Cretácico que aflora en la parte S, N y NE de la Mesa Morenos. Los clastos de riolita son semejantes a las lavas que subyacen a la ignimbrita y cubren discordantemente al basamento. Ambos tipos de líticos son localmente derivados.

Las facies que afloran en esta parte del CVSLP son ricas en fenocristales, tienen aspecto masivo en lo general y sólo en la cima tienen aspecto estratificado.

El carácter estratificado sugiere un carácter pulsante en la columna eruptiva y/o diferentes características del material magmático juvenil emitido. Un enriquecimiento de cristales en la matriz implica una mayor cantidad de cristales en el material juvenil y un proceso de liberación de los mismos por procesos de

fragmentación de los clastos de pómez que los contienen, lo cual, complementariamente, segrega polvo fino de vidrio cuando libera los cristales (Sparks y Walker, 1977).

Diques piroclásticos en esta misma localidad (Fig. 26) presentan clastos de pómez ricos en fenocristales (40-50 vol. %) grandes (4 mm) que semejan bolsadas de cristales. También contienen otro tipo de clastos de pómez con menos porcentaje de fenocristales (10 vol. %) los cuales son más pequeños (<2 mm). La fragmentación de los clastos de pómez ricos en cristales (como bolsadas de cristales) por impactos y fricción durante su permanencia en el flujo piroclástico antes de depositarse puede explicar el enriquecimiento de cristales en la matriz en los porcentajes que se mencionan. Es decir, las características de los depósitos que aquí se presentan en la cima de la ignimbrita podrían ligarse genéticamente con el material emitido por los diques. Una implicación adicional de esto es que durante la erupción se estaba emitiendo, por un solo conducto, material juvenil de diferentes características (por los dos tipos de pómez), aunque alimentado de la cima de la misma cámara magmática. Esto implica que el material de la cima de la ignimbrita salió de fuentes distintas a las que generaron los depósitos piroclásticos previos.

En las inmediaciones de la Presa El Peaje y el poblado de Pozuelos, se observan depósitos de ignimbrita con características físicas parecidas a éstos y que en especial, contienen el mismo tipo de pómez.

De la posición y actividad en las diferentes fuentes de material piroclástico se puede resaltar lo siguiente: la parte sin soldar en la zona de fuente F1 parece reflejar un evento violento, más que un proceso de liberación paulatina de la presión en la cima de una cámara magmática al escapar el gas y líquido magmático por esta fuente. Una situación particular que llama la atención es que los líticos accidentales de riolita están dentro de un rango de tamaño entre 1 y 5 cm (excepto un horizonte donde los hay de 10 cm) y los de arenisca generalmente <2 cm.

La fuente F2, ubicada en la parte suroriental de la Mesa Morenos, se asocia al rasgo semicircular mayor de los dos que se presentan en el CVSLP. La columna

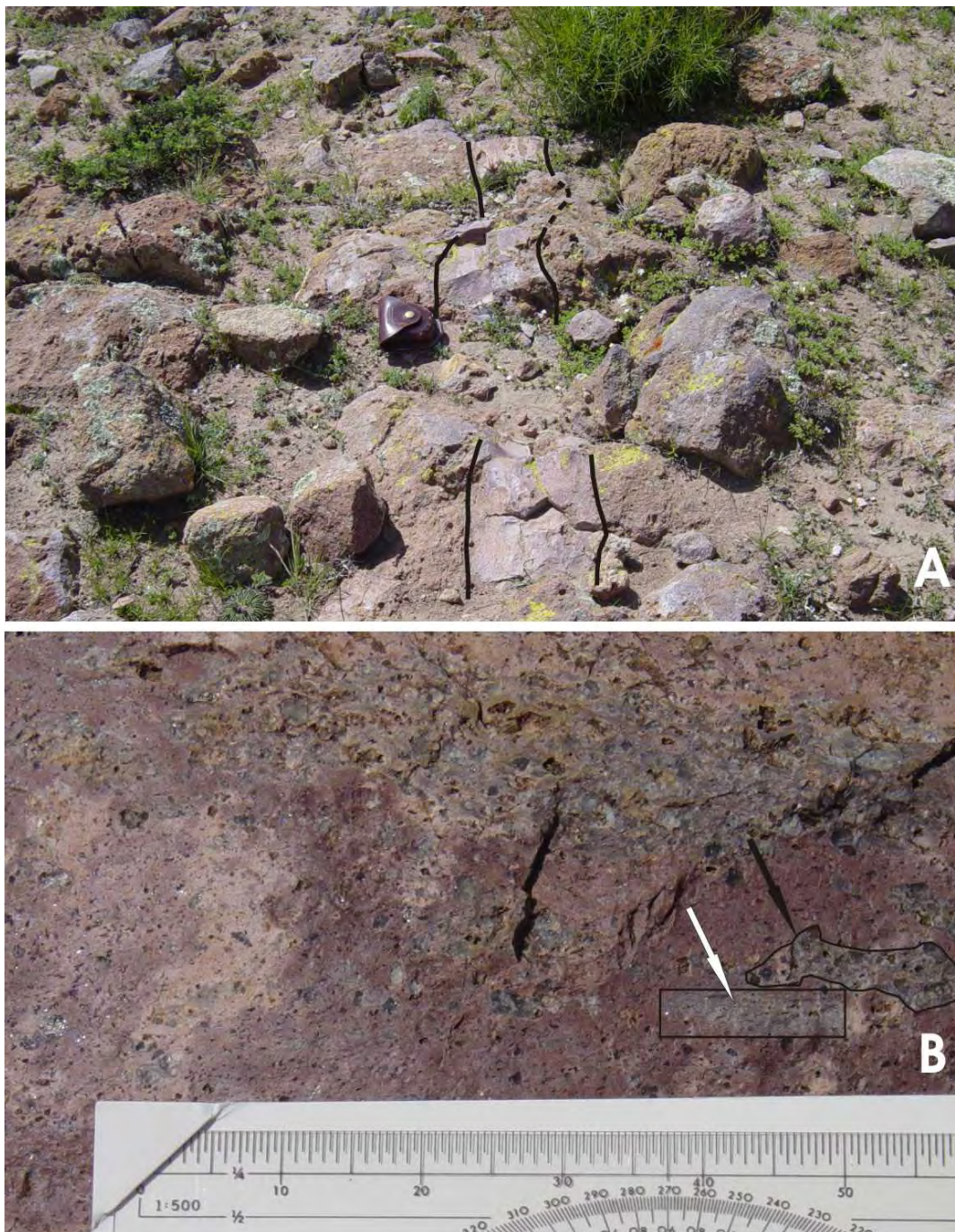


Fig. 26. Aspecto general de los diques en la parte SW del CVSLP, en el Cañón El Meco en la parte más elevada de la Sierra de San Miguelito. Forman un enjambre complejo, pero todos tienen las mismas características, en cuanto a lo ancho, la posición vertical de las franjas de material piroclástico y en cuanto a la posición vertical de las pómez aplanadas (“fiammes”), las cuales son de dos tipos: el primer tipo es de pómez gris con escasos fenocristales pequeños y bien colapsada; el segundo tipo semeja bolsadas de cristales (40 a 50 vol. %), son incipientemente colapsadas y se alinean con las del primer tipo. Ambos tipos de pómez están englobados en una matriz con 10 vol. % de fenocristales pequeños (<2 mm). Otro tipo de material piroclástico en los diques es rico en fenocristales (hasta 30 vol. %). En B se muestran los dos tipos de pómez: el que señala la flecha blanca es del primer tipo y el que señala la flecha negra es del segundo tipo.

litológica que representa la historia de erupción está representada en la Fig. 23. En este sitio aflora la unidad volcánica subyacente, la cual corresponde a una riolita fluidal conocida como Riolita San Miguelito (Tsm en la Fig. 2). En esta parte la unidad tiene la estructura de un domo, cuyo caparazón presenta abundantes vesículas y está parcialmente oxidado y silicificado. En la fuente F2 la actividad explosiva inició con al menos tres erupciones muy violentas que emitieron material piroclástico fino, formando tres depósitos delgados (7, 10 y 12 cm) de ceniza y pómez blanca casi afírica sin colapsar y escasos y pequeños líticos (1.5 cm) de riolita alterada (silicificada y oxidada) y margas de color rojizo que corresponden a rocas del basamento local.

Fuente F3. En el Cañón de La Laja, en el punto con coordenadas 100° 58' 27" Longitud Oeste y 21° 57' 26.4" (UTM 296 155; 2429440), los depósitos con pobre soldamiento de la Ignimbrita El Potosino contienen bloques de lava riolítica de hasta 60 cm en su dimensión mayor, aunque la mayoría de los bloques son de <30 cm, los cuales parcialmente están soportados en matriz. El contenido de líticos accidentales de arenisca es también muy notable pues son muy abundantes y tienen el mayor tamaño (hasta 10 cm) de líticos de este tipo observados en toda la parte SE del CVSLP, aunque la mayoría son de <2 cm. El tamaño y naturaleza de los líticos presentes en estos depósitos señalan la proximidad de la fuente de erupción (el basamento Cretácico aflora al Sur de este punto). Es decir, son líticos de derivación local.

Son aproximadamente 50 m del depósito en donde se intercalan brechas líticas gruesas interestratificadas con horizontes del depósito con contenidos menores de líticos. Esto señala el carácter intermitente de la intensidad de la columna eruptiva. La fuente F3 comparte con F1 el haber generado dos unidades de ignimbrita. Tics1 equivale a la Ignimbrita El Potosino y Tics2 a la Ignimbrita Cantera clásica. Ambas presentan en su base el depósito de los productos generados durante la apertura de los conductos (brecha basal rica en líticos) y el periodo de liberación paulatina de la presión en la cámara magmática (parte masiva o con estratificación difusa sin soldar –Tic-), antes del evento paroxismal que generó el grueso de cada

ignimbrita, la cual es rica en cristales y presenta fuerte soldamiento. El paso de un régimen de depósito a otro está marcado por la presencia fuerte de brechas líticas.

Sin embargo, la primera de ellas (la Ignimbrita El Potosino), sólo rellena depresiones locales entre los domos alrededor de sus fuentes y/o está confinada a depresiones tectónicas (grabens y semi-grabens). Es decir, es del tipo “Valley Pound Ignimbrite” (VPI) definida por Walker (1983).

En el caso de la Ignimbrita Cantera, el inicio de la erupción fue semejante en cuanto a que tuvo un periodo de liberación paulatina de la presión en la cámara magmática, pero el depósito de sus productos desde la apertura mantearon parcialmente la topografía además de rellenar depresiones. Esto mismo ocurrió durante la fase paroxismal, pero de manera más generalizada y extensa. Este evento eruptivo también está representado con las mismas características en las fuentes F2 y F4, lo cual habla de una historia común y sincrónica, asociado al colapso parcial de la caldera.

La fuente F3 desarrolló una historia eruptiva propia, pero comparte con F1 y F2 la misma historia eruptiva en cuanto a la etapa de emisión de la segunda ignimbrita; la clásica Ignimbrita Cantera. Primero, una etapa de liberación paulatina de la presión en la cima de la cámara magmática, y luego el evento paroxismal generalizado que emitió el material rico en cristales y suficientemente caliente y a tasas de emisión mayores que los depósitos precedentes como para generar soldamiento.

### **6.1.- Significado de los distintos tipos de pómez en la ignimbrita Cantera**

En resumen, la Ignimbrita Cantera en la parte inferior presenta principalmente pómez blanca (5 a 7 vol. %), casi afírica y con fenocristales pequeños (<2 mm). La transición a la parte con fuerte soldamiento contiene pómez ocre bandeada con pocos (5 a 7 vol. %) y pequeños fenocristales (<2 mm) y subsecuentemente, pómez gris con contenido medio de cristales (15 vol. %); pómez blanca fibrosa con

pocos fenocristales y finalmente en la cima, pómez gris rica en cristales (40-50 vol. %).

Probablemente al finalizar la primera etapa de la actividad que formó la ignimbrita Cantera, la despresurización de la cámara magmática, debido a su vaciado parcial, provocó el colapso de ésta, dando paso a la generación de una estructura caldérica.

Es ampliamente aceptado que un colapso caldérico induce una inyección forzada de material piroclástico a través de la falla circular (o semicircular en este caso) provocando el evento paroxismal que deposita la mayor parte del material piroclástico que conforma la ignimbrita (Smith y Bailey, 1968; Druitt y Sparks, 1984; Walker, 1985; Branney et al., 1992; Nairn et al., 1994; Allen, 2001; Reubi y Nicholls, 2004). Esto implica un cambio drástico de régimen en el desarrollo del sistema eruptivo.

El hecho que distintos tipos de pómez formen horizontes dentro del depósito masivo, o que dos tipos de pómez estén en un mismo horizonte puede ser explicado por erupción simultánea de ambos tipos de pómez; por mezcla de material juvenil eruptado de manera sucesiva en una columna de erupción colapsando, y/o por removilización de material previamente depositado (Branney y Kokelaar, 1997). Por otra parte, variaciones estratigráficas en la vesicularidad de la pómez y contenido de cristales proporcionan evidencia de variaciones en la distribución del contenido de cristales en la cámara magmática (Allen, 2001). Alternativamente, podría especularse que la salida masiva de material fue acompañada de un drenado de la cámara magmática en diferentes zonas de cristalización, lo cual habla de un evento que modificó sustancialmente el proceso de liberación de presión en el sistema.

Se han propuesto modelos de vaciado de la cámara magmática progresivamente más profundos conforme avanza la erupción, para explicar un zoneamiento composicional en ignimbritas en cuanto a que en los depósitos piroclásticos de la base, la pómez es de composición química más diferenciada y cambia paulatinamente hacia la cima a una composición menos diferenciada (Hildreth,

1981; Hildreth y Wilson, 2007). La emisión de material juvenil proveniente de diferentes niveles de diferenciación en la cámara magmática se puede argumentar si hay un cambio químico en los clastos de material juvenil (pómez) en la ignimbrita. Tal es el caso de la Ignimbrita Acatlán reportada por Wrigth y Walker (1977), Walker (1981), Branney y Kokelaar (1997) y de otras ignimbritas zoneadas reportadas desde el clásico estudio por Hildreth (1979) de la Toba Bishop.

En el caso de la Ignimbrita Cantera no hay variación en la composición química de la pómez riolítica (>75% de SiO<sub>2</sub>), pero sí varía el contenido de cristales en ella. La emisión de material juvenil con diferentes porcentajes en el contenido de cristales puede explicarse si se considera la posibilidad de que el material juvenil que alimentaba la columna eruptiva fue emitido de diferentes zonas del frente de solidificación de una cámara magmática que estaba enfriando a profundidad. En un evento catastrófico, tal como resulta el colapso del techo de la cámara magmática, material juvenil con diferentes grados de contenido de cristales en la cima de una cámara magmática puede explicarse, si se examinan las características del Frente de Solidificación (FS) en la cima de un cuerpo magmático enfriándose a baja profundidad (5 a 10 Km).

En la Fig. 27 (tomada de Marsh, 2000), se muestran las distintas zonas de cristalización del FS. Desde los extremos totalmente sólido (Tsolidus) a totalmente líquido (Tliquidus), se tienen diferentes grados de cristalización de material magmático que eventualmente puede alimentar la columna eruptiva. En este marco de referencia, se puede especular que el material juvenil pobre en cristales que caracteriza a los depósitos de la fase inicial de la Ignimbrita Cantera corresponde a las características de material proveniente del límite del Tliquidus con la zona de suspensión; la pómez gris con contenido medio de cristales correspondería a la zona 2 o zona de suspensión y la pómez gris rica en cristales correspondería a la zona 4 o zona del "mush".

La historia eruptiva de la Ignimbrita Cantera antes comentada con base en los depósitos asociados a cada una de las fuentes, sugiere que durante la etapa inicial, la despresurización del sistema fue paulatina. En esta etapa ocurrió el



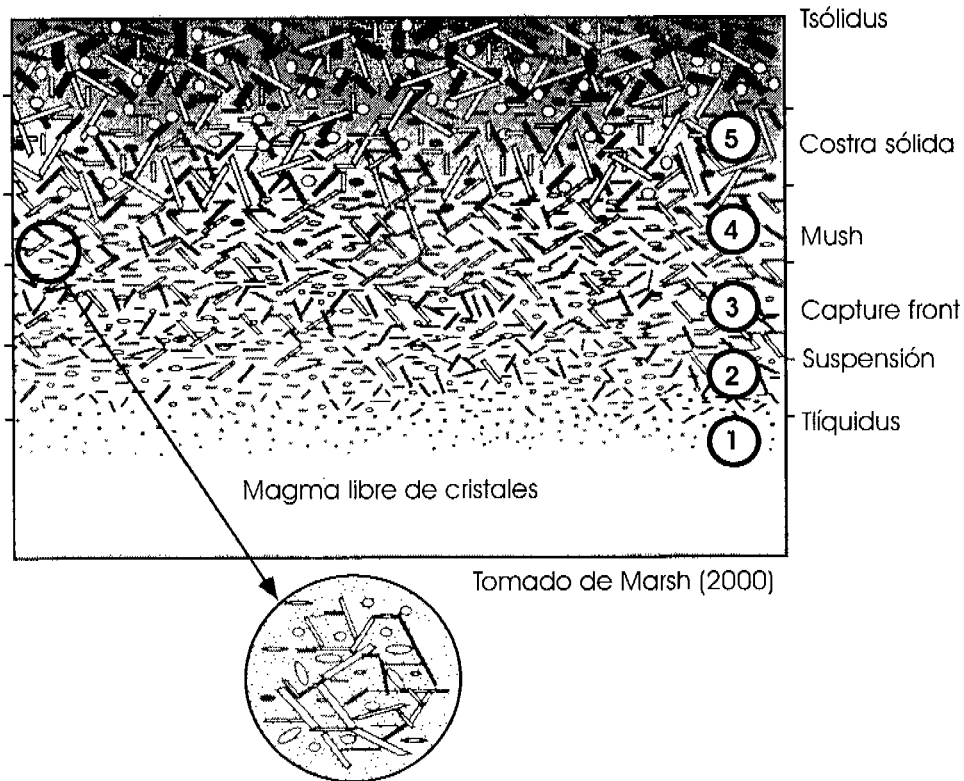
drenado de la parte superior y más diferenciada de la cámara magmática, quizás de la frontera entre el Líquidus y la Zona de Suspensión (Fig. 27). Por esta razón sólo emitió material juvenil con escasos fenocristales pequeños.

Siguiendo esta misma argumentación, la etapa climática de la erupción de la Ignimbrita Cantera culminó con la emisión de parte del “mush” (40 vol. %) de fenocristales y hasta de la costra sólida, pues en depósitos superiores hay “bolsadas” con (50 vol. %) de fenocristales aproximadamente. La etapa final de la erupción que originó los depósitos de la cima de la secuencia representa el vaciado de material del frente de captura (entre el “mush” y la zona de suspensión), el cual está caracterizado por contenidos de cristales de aproximadamente un 30 vol. %. Esto sugiere que ya se había drenado la parte del “líquidus” y de la zona de suspensión.

Según Marsh (2000) la localización ideal para que ocurran este tipo de procesos tan complejos, es en fisuras reactivadas asociadas con flancos de sistemas eruptivos de larga actividad. Durante los periodos de reposo, el magma que permanece en las fisuras dominantes puede solidificar hasta el punto de cristalinidad crítica (~55 vol. %). La nueva actividad desplaza el líquido residual, facilitando una erupción de líquido magmático fraccionado en los flancos de la estructura volcánica (Marsh, 2000; Blake, 1981). Por lo anterior, se puede asumir que los distintos tipos de pómez contenidos en la Ignimbrita Cantera corresponden a zonas de alimentación en la cámara magmática correspondientes al Frente de Solidificación desde la zona del “líquidus”, el frente de captura y finalmente, de la base del “mush” y de la costra rígida (Fig. 27). Un caso de emisión de diferentes tipos de pómez en depósitos de la unidad “Breccia Museo” de la Ignimbrita Campanian relacionada con un fenómeno de disrupción en el frente de cristalización de una cámara magmática durante el colapso caldérico, está argumentado en Fulignati, et al., 2004.

## **6.2.- El contenido de cristales en la pómez y en la matriz.**

## Frente de solidificación en cámaras magmáticas



- 5 Contiene desde 50-55 vol. % de cristales (límite de cristalinidad crítica) en su límite con el "mush", hasta 100% en su límite con el sólido.
  - 4 Contiene desde 25 vol. % de cristales en su límite con el frente de captura, hasta un máximo de 50-55% en su límite con la costra sólida.
  - 3 Se caracteriza por contener alrededor de 25 vol. % de fenocristales. La viscosidad promedio del magma es 10 veces la del "líquido".
  - 2 Pequeños y escasos fenocristales en su límite con el líquido, hasta un máximo de 25 vol. % en su frontera con el frente de captura.
  - 1 Líquido magmático sin cristales en suspensión.
- Pómez gris rica en fenocristales 40-50 vol. %
  - Pómez gris con 15 vol. % de fenocristales
  - Pómez ocre bandeada
  - Pómez blanca fibrosa
  - Pómez blanca casi afírica

Fig. 27. Frente de Solidificación superior. La base (aquí en la cima) del frente es definida por el sólido y el borde superior (aquí en el fondo) es el líquido. El espesor completo del frente depende del régimen térmico y especialmente de la edad del frente y de la temperatura de la roca encajonante (o del techo). El círculo resalta el posible arreglo estructural de los cristales a aproximadamente un 30 % de cristalización. Los diferentes tipos de pómez contenidos en la Ignimbrita Cantera se corresponden con las zonas 2 a 4 en el esquema.

El contenido de cristales en la matriz de ignimbritas es frecuentemente más alto que en clastos juveniles, implicando que alguna concentración de cristales ha ocurrido durante el emplazamiento de flujos piroclásticos. La correspondiente fracción vítrea puede ocurrir como la porción distal de la misma ignimbrita, o formar un depósito de ceniza co-ignimbrítica (Sparks y Walker, 1977). Los clastos de pómez redondeados y el incremento en la matriz de ceniza fina con la distancia a la fuente, sugiere la formación adicional de ceniza vítrea ocurrida por fragmentación durante el transporte (Sparks y Walker, 1977).

El alto contenido de cristales en los depósitos de flujos piroclásticos ha despertado el interés desde la erupción del Volcán Soufrière en St. Vincent en mayo de 1902, porque los depósitos de ceniza resultantes muestran un alto enriquecimiento en cristales (Anderson y Flett, 1903; Hay, 1959a). El tema ha sido retomado posteriormente en distintas ocasiones, por ejemplo Walker (1972); Sparks y Walker (1977). En sus trabajos, dichos autores han explorado la idea original de Hay (1959a) acerca de que la fragmentación de la pómez provoca la liberación de cristales, los cuales se incorporan al flujo.. Durante el flujo ocurre la pérdida de polvo vítreo fino por elutriación, que forma una nube de finos que se deposita tardíamente como un depósito de caída ("ash cloud") sobre los depósitos de flujo piroclástico enriquecidos en cristales.

En estos estudios se asume que tanto la pómez como las bombas (fragmentos de material juvenil) contienen exactamente el mismo ensamble mineralógico con similar tamaño de cristales después de la fragmentación, que la matriz de la ignimbrita, por lo que se concluye que la concentración de cristales en la matriz se debe a la pérdida de finos. Una visión complementaria de este enriquecimiento de cristales es la de Chalot-Pratt (1995), quién, basándose en la teoría de la fusión del techo de la cámara magmática ("melting roof theory") de Huppert y Sparks (1988), concluye que se generan corrientes de convección en el líquido en la cámara magmática. En este esquema, las zonas centrales del material en convección tienen mayor desarrollo de cristales debido a que tienen menos movilidad y por lo tanto mejores condiciones para cristalizar. Entre las celdas convectivas, el magma con cristales en suspensión vesícula y los cristales son

removidos en una amplia escala. Consecuentemente, cuando la presión confinante de gas en las micro-vesículas excede la resistencia de las paredes del reservorio, el magma instantáneamente alcanza un estado piroclástico, independientemente de la profundidad a la que ocurra la despresurización (Paillat, 1992, Paillat et al., 1992); la cual, para el caso que ellos plantean, ocurrió a más de 6 km. Este origen profundo del material ignimbrítico concuerda con las observaciones de campo de erupciones fisurales con violento desborde de un magma ya pulverizado rico en cristales. En consecuencia, la riqueza en cristales del material eruptado deriva de su posición central en el sistema en convección y por lo tanto de mayor profundidad que el material cercano al techo del reservorio magmático.

Los trabajos de Huppert y Sparks (1988), Paillat (1992) y Paillat et al. (1992), permiten inferir que el desarrollo dinámico del flujo de las corrientes de convección en un reservorio magmático a gran profundidad tiene la capacidad de generar un gran volumen de material homogéneo rico en fenocristales. El flujo convectivo es responsable de la transferencia de material y fragmentación de cristales en cuanto la fusión y cristalización progresan del núcleo hacia la periferia del reservorio. Asociado con la transferencia de calor, este flujo gobierna la formación y distribución de la vesiculación, la cual se desarrolla más hacia la periferia de las celdas convectivas. El estado piroclástico tiene su origen a mayor profundidad por la rápida despresurización ya que las paredes de la cámara magmática son rasgadas por la presión confinante del gas contenido en el magma, conduciendo a erupciones fisurales con salida violenta de un magma ignimbrítico. Después de un ascenso rápido a la superficie el magma ignimbrítico no permanece caliente por mucho tiempo, lo cual limita el desarrollo de soldamiento de los vitroclastos en el depósito (Huppert y Sparks, 1988; Paillat, 1992 y Paillat et al., 1992).

Otra hipótesis que puede explicar el alto contenido de cristales en ignimbritas parte del hecho que el punto crítico de la cristalinidad decrece cuando se incrementa el contenido de sílice del líquido magmático. Al incrementarse la cristalinidad en un sistema en enfriamiento, éste alcanza un punto crítico de máximo empaque con baja porosidad, por lo que las condiciones del líquido

magmático se tornan reológicamente imposibles para erupcionar (55 vol. % de cristales, Marsh, 1981). A causa de que esta cristalinidad crítica es más baja para magmas graníticos, es mucho más probable que éstos se conviertan en plutones que los magmas máficos. Más allá de este punto crítico, los magmas pueden erupcionar solamente en forma de ignimbritas. Este proceso explica el alto contenido de cristales en la matriz de la ignimbrita. Un corolario de esto, es que más allá de este punto crítico, si hay extracción adicional de líquido intersticial entre los cristales, éste será casi afírico, o tendrá pobre contenido de cristales muy diminutos. El proceso se dará únicamente por filtrado forzado ("filter pressing") porque el ensamble de minerales se dilate a alta presión. En este caso, los cristales se deforman viscosamente, lo que puede ocurrir solamente en cuerpos grandes ( $\pm 30 \text{ Km}^3$ ), es decir de dimensiones batolíticas (Marsh, 1981).

### **6.3.- Origen de los cristales rotos**

En el apartado de petrografía se hizo énfasis en que la mayoría de los cristales en esta ignimbrita están rotos. Este rasgo es común en ignimbritas y ha sido reportado desde el trabajo clásico de Ross y Smith (1961, Pág. 31) en que se hace mención del carácter fragmentado de una porción de los cristales contenidos en las ignimbritas y de que otros son euhedrales, algunos subhedrales y otros subredondeados o irregularmente fracturados en forma de bahía (lo cual ya había sido reportado por Pirsson, 1915, p. 200; el cual asoció la forma angulosa de los vitroclastos con la expansión de las burbujas de gas en el líquido magmático). Los cristales rotos junto con los vitroclastos asociados han sido considerados durante los últimos 100 años como la característica distintiva de depósitos derivados de erupciones volcánicas explosivas. Una revisión de referencias sobre este tema la proporcionan Cas y Wright (1988). El carácter fragmentado de los fenocristales y su posible causa se mencionan en Fisher y Schmincke (1984, p. 105), quienes señalan que la rápida disminución de la presión durante una erupción explosiva causa el rompimiento de los cristales o el posterior impacto entre ellos durante el flujo piroclástico, por lo que concluyen que la presencia de cristales rotos es una

característica típica de las ignimbritas. Esto mismo concluyen Henry y Wolf (1992) pero consideran que su carácter fragmentado es probablemente menor en depósitos piroclásticos de baja explosividad. Para explicar este fenómeno se han propuesto tres hipótesis:

En la primera hipótesis se considera que los cristales son liberados por fragmentación de la pómez durante la erupción y ya libres chocan unos con otros durante el tiempo de viaje, especialmente en la parte turbulenta del flujo piroclástico.

En la segunda hipótesis se considera que la causa principal de la liberación de cristales y su rompimiento se debe a que éstos se rompieron cuando aun estaban en el magma, ya vesiculado pero no fragmentado.

En la tercera hipótesis se supone que algunos agregados holocristalinos podrían separarse o disgregarse por impacto durante el flujo piroclástico, o bien, los granos cristalinos que están en forma de agregados podrían romperse por expansión diferencial de los granos orientados al azar.

Las dos últimas hipótesis fueron planteadas por Best y Christiansen (1997), quienes consideran que aunque las tres causas pueden explicar el carácter fragmentado de los fenocristales en las ignimbritas, la segunda es la causa principal. Esto, por las razones antes expuestas y con soporte en experimentos.

## **7.- DISCUSIÓN**

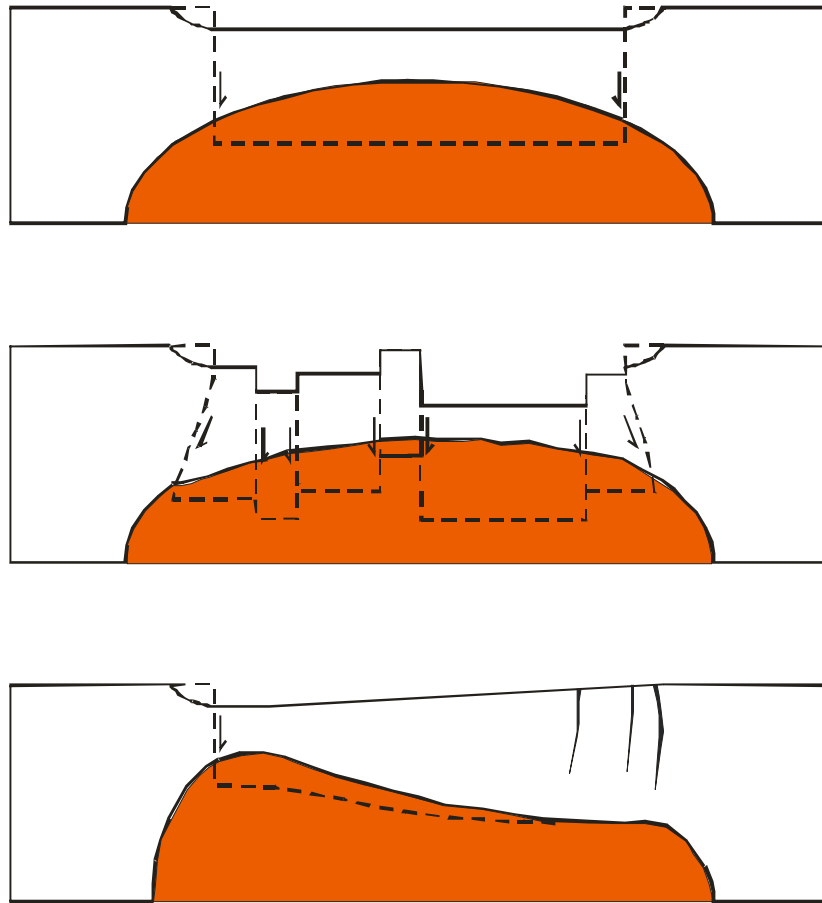
El CVSLP forma parte de la provincia magmática de la SMO, y como tal, del vulcanismo riolítico que ocurrió entre los 40 y 20 Ma y que generó uno de los episodios de vulcanismo riolítico explosivo más espectaculares en el mundo: el “ignimbrite flare-up” que afectó tanto a la Gran Cuenca de los EEUU como a la SMO de México (Coney y Reynolds, 1977; Ferrari et al., 2002; McDowell et al., 1990; Aguirre y McDowell, 1991).

La actividad explosiva riolítica que formó grandes volúmenes de ignimbritas durante este periodo estuvo acompañada de fallamiento extensional (Aguirre y McDowell, 1991; 1993; Aranda et al., 2000; Aguirre y Labarthe, 2003).

A pesar de la existencia de extensos mantos de ignimbrita, en la mayor parte de esta provincia magmática no se han podido identificar las calderas asociadas a su génesis. El problema de los extensos y voluminosos mantos de ignimbritas sin que sea evidente su relación con calderas, ha sido examinado por diversos autores (por ejemplo Ekren, et al., 1983; Chalot-Pratt, 1995; Aguirre y Labarthe, 2003). En particular, la erupción de ignimbritas de grandes volúmenes con fuentes puntuales ubicadas en fallas mayores (Scheubel, et al., 1988), o de pequeños volúmenes asociados con diques piroclásticos en fallas regionales (Torres, et al., 1998; 2006), sugieren patrones complejos de control en los mecanismos de erupción cuando interactúan los fenómenos de vulcanismo y extensión. Casos bien documentados de este fenómeno han sido reportados en la provincia “Basin and Range” en la parte oriental de la Gran Cuenca, EEUU (Gans, et al., 1989) y en el Campo Volcánico de Tazekka en el oeste de Marruecos (Chalot-Pratt, 1995).

En general cuando se piensa en un mecanismo de formación de calderas asociadas al emplazamiento de grandes volúmenes de ignimbritas, viene a la mente un modelo idealizado, donde un bloque cilíndrico subside (tipo pistón), provocando una despresurización y vaciado parcial de una cámara magmática silícica. Sin embargo Walker (1984a), ha puntualizado que algunas erupciones que generan importantes volúmenes de ignimbritas, sólo forman depresiones (“downsagged structures”) y que dependiendo del tipo de basamento, las fallas pre-existentes y el sistema de cono de fracturas generado durante la tumescencia regional (y el desarrollo de presión por la cámara magmática), la salida masiva del material piroclástico puede generar diferentes tipos de estructuras, dentro de las cuales las calderas tipo pistón constituyen un caso especial. Lipman (1997; 2000) retomó este planteamiento y añadió que la profundidad de entrapamiento y la forma de la cámara magmática influyen en el desarrollo y el tipo de estructuras resultante.

En los esquemas y tipos de calderas que plantean Walker (1984) y Lipman (1997; 2000) (Fig. 28), las depresiones caldéricas tipo “piecemal” o segmentada (caldera cuyo piso caldérico están cortadas por varias fallas que definen bloques, y/o que sufrieron varios colapsos) y “trapdoor” (tipo bisagra) son las que comparten rasgos



Parcialmente redibujado de Lipman, 1997

Fig. 28. Modelos alternativos de geometrías de subsidencia en relación a la profundidad y geometría del techo de la cámara magmática subyacente. Las líneas punteadas indican profundidades post subsidencia de los bloques subsidentes del piso de la caldera, los cuales se infiere que han sido parcialmente removidos por frenado al entrar en la cámara magmática

comunes con las estructuras presentes en el CVSLP. El primer tipo es de relevancia para el CVSLP en cuanto a que por lo menos una parte de la estructura está segmentada por fallas extensionales y el segundo tipo, en cuanto presenta dos rasgos semicirculares (el mayor de los cuales tiene un colapso evidente) que terminan en una estructura lineal, lo cual es típico de estructuras caldéricas tipo “trapdoor”.

En una estructura tipo “trapdoor” (Fig. 28) los rasgos más sobresalientes son: el colapso semicircular y la zona que actuó como “bisagra”.



En relación a los dos rasgos semicirculares concéntricos presentes en el CVSLP, se puede afirmar lo siguiente: sobre el menor de ellos, se alinean un conjunto de domos riolíticos, mientras que el mayor presenta un escarpe irregular pero continuo en la parte noroeste y sur, siendo que es difuso en su parte oriental (Fig. 2). Los domos ubicados sobre la traza del rasgo semicircular menor se emplazaron entre los 32.0 y los 21.0 Ma. Estos 7 domos tienen características muy diferentes entre sí. Los primeros en formarse presentan contenidos de cristales entre 10 y 30 vol.% y los últimos presentan contenidos de cristales menores al 10 vol.%. Esto indica que dicha fractura, al conectar con la cima de la cámara magmática, permitió la salida de lava en fuentes puntuales formando domos. Es decir, la actividad magmática a través de esta fractura fue sólo efusiva. Seis de estos domos se emplazaron antes de la actividad piroclástica que formó la ignimbrita Cantera en el CVSLP y uno (Cerro Reyna) se emplazó después. La característica más sobresaliente de estos domos, la constituye la mineralización de estaño y de topacio. La persistencia de la actividad magmática asociada a este rasgo durante más de 10 Ma, prueba que es un rasgo generado y conectado con la cámara magmática que alimentó al vulcanismo riolítico en el CVSLP.

Por otra parte, el modelo ideal de evolución de calderas de colapso (“tipo Valles”) propuesto por Smith y Bailey (1968) plantea la formación de fracturas radiales y concéntricas durante la etapa I asociada a la tumescencia regional. En este tipo de calderas, las fracturas concéntricas controlan la geometría del colapso del bloque central, ubicado encima de la cámara magmática, cuando ocurre salida masiva de material piroclástico durante la etapa paroxismal formadora de ignimbritas. Posterior al colapso, por reorganización de la presión en la cámara magmática, puede formarse un domo de resurgencia en la parte central de la estructura caldérica. En esta etapa de su desarrollo, material magmático nuevo suele inyectarse a través de alguna de las fracturas previamente generadas durante la etapa I, para dar paso a la formación de una serie de domos riolíticos (etapa V del modelo de Smith y Bailey; 1968, etapa “C” de Lipman, 2000). Conjuntos de domos como el del semianillo menor en el CVSLP son comunes en algunas calderas, por ejemplo en la Caldera de La Primavera, estudiada por Mahood (1980).

En el caso del CVSLP, la evidencia de que la parte central de la caldera está levantada, la constituye la morfología del valle delimitado por el rasgo semicircular mayor y el conjunto de domos que configuran el rasgo semicircular menor, donde una suave pendiente entre ambos rasgos, ocasiona que el drenaje se dirija hacia el semianillo mayor. Esta situación genera una laguna intermitente denominada El Sartenejo en la parte oeste del CVSLP. En la parte NW el drenaje tiene salida hacia el Río de La Parada, y en la parte oriental, la salida es hacia el Graben de Bledos. Estos rasgos morfológicos se interpretaron como evidencia del desarrollo de un domo de resurgencia durante la evolución del CVSLP.

El fenómeno de resurgencia en una caldera ha sido asignado principalmente al efecto de detumescencia regional y a la presión ejercida en la base del bloque de subsidencia de la caldera debido a vesiculación magmática y convección o adición de nuevo magma (Smith y Bailey, 1968). La detumescencia comprime la cámara magmática, exprime magma hacia arriba contra y a través del bloque de la caldera. El efecto del rebote viscoso del magma sugerido por Smith y Bailey (1968) como el causante de la resurgencia por efecto de reorganización de la presión en la cámara, ha sido discutido por Marsh (1984) como poco viable a causa de la baja viscosidad del magma y las características elásticas de la corteza. Sin embargo, la reorganización de la presión en la cámara magmática y el empuje ascendente en la parte central del bloque subsidente, que derivan en la formación de una estructura dómica (domo de resurgencia), está evidenciado en muchas estructuras caldéricas, como es el caso de las Calderas de La Primavera (Mahood, 1980) y Creed (Bethke et al., 1976).

### **7.1.- Evidencias morfológicas de la estructura caldérica en el CVSLP**

En trabajos anteriores se ha considerado al rasgo semicircular mayor del CVSLP, como un rasgo morfológico sin ninguna relación con la formación de una caldera. En cambio, se ha dado preferencia a la hipótesis de una emisión de material piroclástico por fuentes asociadas a las fallas regionales extensionales presentes en el CVSLP (Torres, et al., 1998; 2006 Aguirre y Labarthe, 2003). Es decir, se ha

considerado (de manera explícita o implícita) al rasgo semicircular mayor como un mero rasgo geomorfológico generado por erosión. Esta visión parece adecuada para la parte oeste del campo en Mesa Moreno, donde el escarpe expone rocas sedimentarias (calizas y lutitas) menos resistentes a la erosión que las rocas volcánicas que la cubren. Sin embargo, para la porción sur del rasgo semicircular mayor que también está marcado por un escarpe, sólo afloran rocas volcánicas de similar resistencia a la erosión, por lo que no se puede aplicar el mismo criterio que para la parte oeste, dado que un escarpe formado sólo por erosión diferencial genera escarpes irregulares y caprichosos y no un escarpe tan definido como el que prevalece en la parte NW del CVSLP.

Sí el escarpe fuera sólo producto de procesos de erosión diferencial, se asume la ausencia de fracturas, falla semianular y deslizamiento de un bloque respecto al otro. No obstante, en la parte NW, W y S del CVSLP existe un escarpe morfológico por efecto de fallas que delimitan su trayectoria.

En el caso del escarpe de la parte NW, la falla normal que lo delimita corta a los domos e ignimbritas que están al NW del poblado de Ramonales (Mesa La Tortuga) y continúa más al norte del Graben de San Martín (Fig. 22). Mientras tanto, en la parte W (Mesa Morenos), el escarpe es más significativo (320 m). Además, ahí se observa que la Ignimbrita Cantera está depositada contra la secuencia sedimentaria Mesozoica en un contacto que tiene de 45° a 60° de inclinación. En esta parte hay un dique piroclástico con una orientación N20°W, relativamente paralelo al rasgo semicircular, con un ancho de 60 cm, hasta un máximo de 3 m. En algunos de sus márgenes el dique presenta líticos de caliza transformados total o parcialmente en mármol. Hay franjas de alteración hidrotermal más o menos paralelas a este dique, pero no hay estructuras de falla evidentes asociadas. Expresiones de esta alteración se prolongan por varios kilómetros, aunque en algunas partes desaparecen y reaparecen sobre el mismo rumbo dando la impresión de continuidad.

En el extremo norte del escarpe se observa una falla de orientación N50°E / 70°SE que delimita dos litologías (ignimbrita contra calizas) y cuyo contacto está marcado por un vitrófido. Luego, hacia el sur, el contacto se torna curvo hasta presentar

primero una orientación N-S, que finalmente se hace NW-SE a ~100 m de distancia. En este mismo sector, el rasgo semianular que se observa en el poblado de Villa de Arriaga hacia La Laborcilla, cambia progresivamente a una dirección E-W, aunque su definición es menos marcada (Fig. 19). En este punto la altura del escarpe es de casi 70 m, aunque es muy irregular (en algunos puntos apenas alcanza los 50 m). Asimismo, al sur de la hacienda de Santiago un dique basáltico de ~3 m de espesor, está emplazado en una estructura paralela a la falla semianular (Fig. 29).

En la parte E, en cambio, existen estructuras truncadas y cursos de arroyos que siguen el trazo del rasgo semicircular. El argumento más fuerte para asumir una falla en este lugar es que hay domos truncados (la parte W de los domos es la parte truncada). El caso más claro es el del domo de la antena de TELMEX al sur del poblado de Cabras. La antena está sobre un domo de riolita (Riolita San Miguelito) y al oeste de la antena hay basaltos (Basalto Cabras), los cuales a su vez están cortados por diques piroclásticos. Este rasgo se prolonga hacia el norte hacia el W del Cerro del Estaño. Lavas del Basalto Cabras también fueron extruidas por fracturas paralelas al rasgo semicircular en la parte oriental entre los poblados de San Francisco y Cabras.

## **7.2.- Significado de la abundancia de líticos en la parte inferior de la Ignimbrita Cantera**

Una característica de los depósitos de la Ignimbrita Cantera en su parte inferior es su abundante contenido en líticos. Los depósitos localizados en la parte NE del CVSLP, hacia la base, presentan líticos de riolita y de arenisca. Los de riolita predominan y pertenecen a la unidad estratigráfica inferior (Riolita San Miguelito) y los de arenisca pertenecen al basamento Cretácico pre-volcánico. El máximo tamaño de líticos es de 7 cm, pero la gran mayoría es <3 cm. La distribución de los líticos no sigue un orden en particular, es decir, no forman un horizonte ni hay gradación alguna. El aspecto de esta parte de la ignimbrita es masivo. La pómez es blanca, sin colapsar y con pocos fenocristales. La matriz es de ceniza y

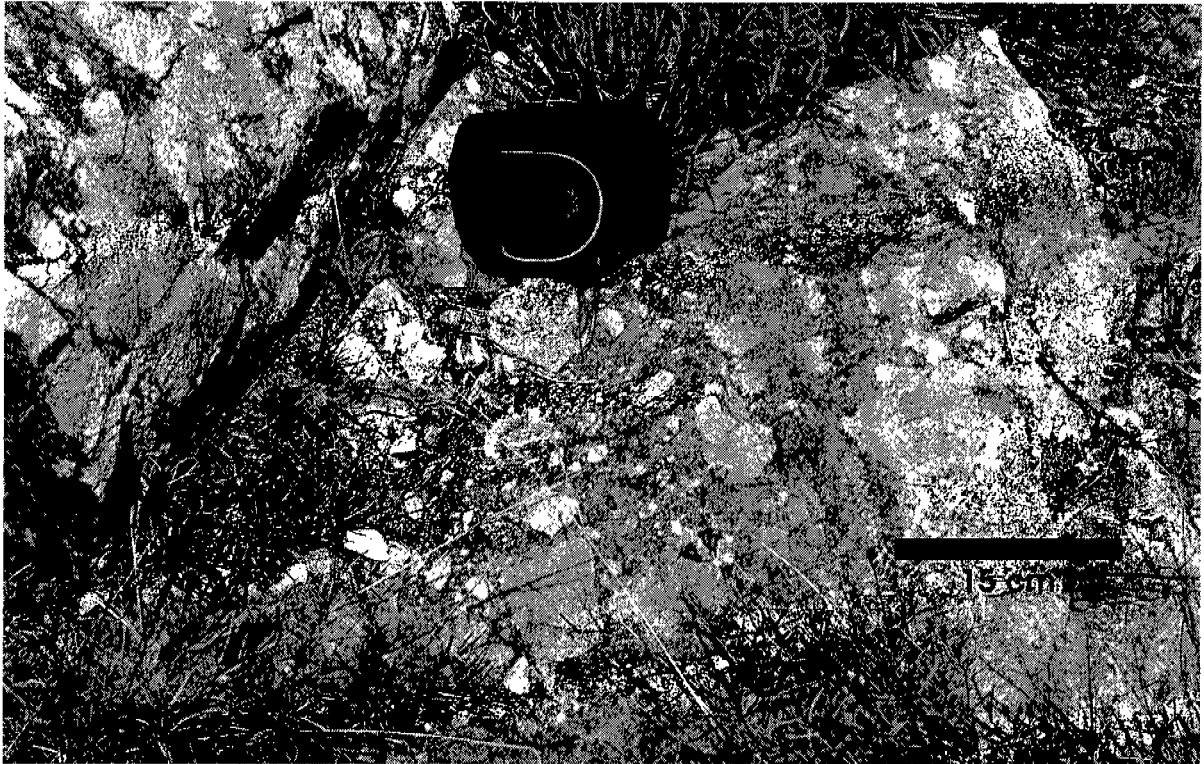


Fig. 29. A. Aspecto general de la brecha asociada a la traza del rasgo semicircular mayor en la parte sur del CVSLP. En su parte mejor expuesta su rumbo es  $N25^{\circ}W$ ; vertical y tiene asociadas otras estructuras escalonadas de menor expresión con caída hacia el NE. En B, se muestra en detalle la naturaleza de la brecha y la fuerte alteración por oxidación y silicificación. Todos los clastos pertenecen a la misma litología, la Ignimbrita Cantera.

constituye el 50 vol.% del depósito.

La abundancia de líticos y la distribución irregular de los mismos, apuntan hacia un evento violento inicial que generó un alto grado de fragmentación de la roca durante la apertura de los conductos. La presencia de dos tipos de líticos sugiere que la erosión en las paredes del conducto arrastró líticos de arenisca pertenecientes al basamento pre-volcánico e incorporó durante la erosión de la parte superior del conducto, líticos de riolita. La erosión de materiales a dos niveles diferentes es algo que se ha documentado en otros lugares, como por ejemplo, en depósitos de la erupción de AD ~ 1000 en el Ceboruco (Browne y Gardner, 2004).

Se supone que al abrirse los conductos, los primeros líticos emitidos corresponden a la parte superior del conducto y al desarrollarse la columna eruptiva, la erosión alcanza paulatinamente niveles inferiores. Si esto hubiera ocurrido así, en la parte inferior de la ignimbrita se tendrían sólo líticos de riolita y hacia la cima, se tendrían predominantemente líticos de arenisca. Sin embargo, lo opuesto también es posible. Por ejemplo, Browne y Gardner (2004) estudiaron los depósitos de la erupción de AD ~ 1000 en el Ceboruco y determinaron que antes del colapso caldérico, los líticos eruptados fueron de origen profundo, durante el colapso los líticos provinieron de profundidades medias y someras y los depósitos formados al final de la erupción no contienen casi líticos de origen profundo.

En la localidad de Las Capillas y en la parte suroriental de la Sierra de San Miguelito (Fig. 22, Fuentes 1 y 3) se observaron depósitos de co-ignimbrita inmediatamente encima de este depósito de aspecto masivo. Estos depósitos marcan el inicio de la emisión de la parte superior de la ignimbrita, la cual es rica en fenocristales y tiene fuerte soldamiento. Hacia arriba, el material rico en cristales incluye la aparición de pómez ocre bandeada, la cual sirve como marcador en la mayor parte del CVSLP.

La subsidencia de la caldera tuvo lugar durante la emisión de la parte de la ignimbrita rica en fenocristales y con fuerte soldamiento (Miembro Superior o Tics de Labarthe et al., 1982) la cual representa el mayor porcentaje (>60%) del volumen de la ignimbrita.

El contenido de líticos (porcentaje, gradación y tipo de líticos, es un auxiliar valioso en la determinación de la ubicación de fuentes de material piroclástico y la evolución de estructuras caldéricas (Cole, et al., 1998; Hildreth y Mahood, 1986; Browne y Gardner, 2004; Wilson y Hildreth, 1997).

Los depósitos cercanos al sitio donde se infiere la ubicación de la fuente 3 en la parte NE del CVSLP, contienen líticos de arenisca de hasta 3.5 cm y de manera significativa incluyen clastos de andesita. Ambos tipos de líticos afloran en el hombro oeste del Graben de Villa de Reyes. Las andesitas corresponden a la Andesita Calderones y afloran en las inmediaciones del poblado del mismo nombre, donde constituyen la litología precaldera (pre-Ignimbrita Cantera). La Fuente 4 (dique piroclástico) presenta líticos derivados localmente (Riolita San Miguelito y areniscas del basamento pre-volcánico) y líticos de lava oscura (Andesita Calderones) que aflora más al sur en el poblado de Calderones.

Los espesores de la ignimbrita son muy irregulares dentro de la parte colapsada. Los mayores espesores de la ignimbrita se han cortado en el Pozo La Laborcilla (400 m), en cambio, en el Pozo San Francisco (ver ubicación en el mapa general del CVSLP, Fig. 2) se cortaron 300 m de la Riolita San Miguelito (Trsm) sin lograr atravesarla.

## **8.- CONCLUSIONES**

El punto clave y fundamental para señalar la presencia de una caldera en el CVSLP, es que las fuentes de material piroclástico no están sólo en las fallas extensionales regionales, sino que también hay fuentes asociadas al rasgo semicircular mayor. La distribución de la ignimbrita y las características generales de los depósitos piroclásticos reflejan la ubicación de las fuentes y son concordantes con la estructura desarrollada. Su distribución no se puede explicar, tomando en cuenta solamente las fuentes alineadas en las fallas regionales de orientación NW-SE. Las fuentes identificadas son del tipo puntual (con sus depósitos de co-ignimbrita asociados) y diques piroclásticos. Uno de estos diques está claramente asociado al rasgo semicircular mayor.

Un depósito de la ignimbrita está en contacto por falla con rocas del basamento y en dicho contacto tiene la expresión de un vitrófido. Esto indica que al emplazarse este material piroclástico caliente, tuvo un enfriamiento rápido (por eso se formó el vidrio). En éste se observa que las “fiammes” y cristales alargados de la ignimbrita son sub-verticales, lo que sugiere que el material piroclástico se emplazó a través de la fractura que sigue el contacto.

La evolución del CVSLP y en especial la emisión de las ignimbritas, fueron más complejas de lo que puede explicarse postulando una ubicación de fuentes de material piroclástico a lo largo de las fallas El Potosino y Cabras únicamente. La distribución y espesores de la ignimbrita sugieren una evolución que involucra tanto la emisión del material piroclástico a través de fuentes asociadas a las fallas regionales así como al rasgo semicircular mayor.



## **9.- ANÁLISIS DE LAS ANISOTROPIAS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA EN LA IGNIMBRITA CANTERA, EN RELACIÓN CON LA IDENTIFICACIÓN DE FUENTES DE FLUJO**

### **9.1.- Introducción**

El uso de la técnica de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS, por sus siglas en inglés) para la determinación de dirección de emplazamiento de flujos piroclásticos se ha usado con éxito en diferentes estudios para determinar fuentes de ignimbritas (p. ej. Ellwood, 1982; Knight et al., 1986; Hillhouse y Wells, 1991; Palmer y McDonald, 1999; Alva-Valdivia, et al., 2005). Los resultados del uso de esta técnica son mas evidentes cuando se contrastan con aquellos obtenidos mediante el uso de otras técnicas que determinan petrofábrica, por ejemplo: la orientación preferencial de cristales, líticos y/o clastos de pómez alargados y texturas de fluidez (p. ej. Elstón y Smith, 1970; Rhodes y Smith, 1972; Suzuki y Ui, 1982).

La fábrica magnética de las rocas es usualmente evaluada por mediciones de la AMS, basándose en la distribución de los ejes principales de la anisotropía, proyectados en el hemisferio inferior de estereogramas de igual área. Buenas concentraciones del eje de susceptibilidad K3 (mínimo) indican una foliación magnética bien definida (la media de K3 corresponde con el polo del plano de foliación); buenas concentraciones de los ejes K1 (máximo) indican una lineación magnética bien definida.

En estudios de la AMS de ignimbritas, la foliación, lineación e imbricación magnética (evaluadas con base en la inclinación de la foliación magnética y/o en la orientación de la lineación magnética) se suponen estar íntimamente relacionadas con las direcciones de flujo y la dinámica de flujo local, por ejemplo, flujo laminar, o flujo turbulento (Iconorato et al., 1983; Knight et al., 1986; McDonald y Palmer, 1990; Hillhouse y Wells, 1991; Palmer y MacDonald, 1999; Ort et al., 1999; 2003; Alva-Valdivia et al., 2005). En este estudio, se consideraron los resultados de un mapeo de facies volcánicas y se contrastan y complementan

con los resultados obtenidos con la técnica de AMS. En el análisis se tomó en cuenta la topografía pre-existente, considerando las estructuras domicas de las rocas volcánicas anteriormente emplazadas, así como la posible influencia de las diferentes estructuras tectónicas presentes en el CVSLP. Tales estructuras son los dos rasgos semicirculares descritos anteriormente que aquí se plantea corresponden a una caldera, así como el sistema de fallas normales que truncan a ambos rasgos semicirculares.

## **9.2.- Metodología**

Se obtuvieron 155 núcleos de 18 sitios por medio de una perforadora de gasolina, tratando de cubrir la distribución completa de la Ignimbrita Cantera (Fig. 30). Los sitios se seleccionaron buscando perforar la parte superior de la ignimbrita, de acuerdo con la facilidad para perforar en lugares en donde la roca está menos alterada y no se presentan líticos accidentales. Esto con el fin de obtener fábricas magnéticas más definidas, relacionadas con el proceso de flujo durante su emplazamiento. Otro criterio de selección de sitios fue el de tomar áreas afectadas por el fallamiento extensional con dirección NE-SW y en lugares considerados como el borde de una posible estructura caldérica, cuya existencia constituye una de las principales interrogantes en este trabajo. En cada sitio se tomó el dato estructural con una brújula magnética, para después realizar la corrección estructural correspondiente. En cada sitio se perforaron en promedio 9 núcleos (de 7 a 10 dependiendo de las condiciones del afloramiento) y se orientaron con la brújula magnética. La mayoría de los núcleos fueron de 10 a 12 cm de largo y de cada uno, se cortaron 2 a 3 especímenes, dando un total de 372 especímenes de 2.5 cm de diámetro y de 2.2 a 2.3 cm de alto. La AMS fue medida usando un puente de susceptibilidad KLY-2 bridge (AGICO, Brno). Los resultados fueron procesados estructural y estadísticamente con el software Anisoft-3, usando el método estadístico de Jélinek (1979) y realizando la corrección estructural. Se usó también el software SpheriStat aplicando las estadísticas de componentes principales y de densidad de puntos estadísticos ( $E= 3 \cdot \text{Sigma}$ ; Robin y Jowett,

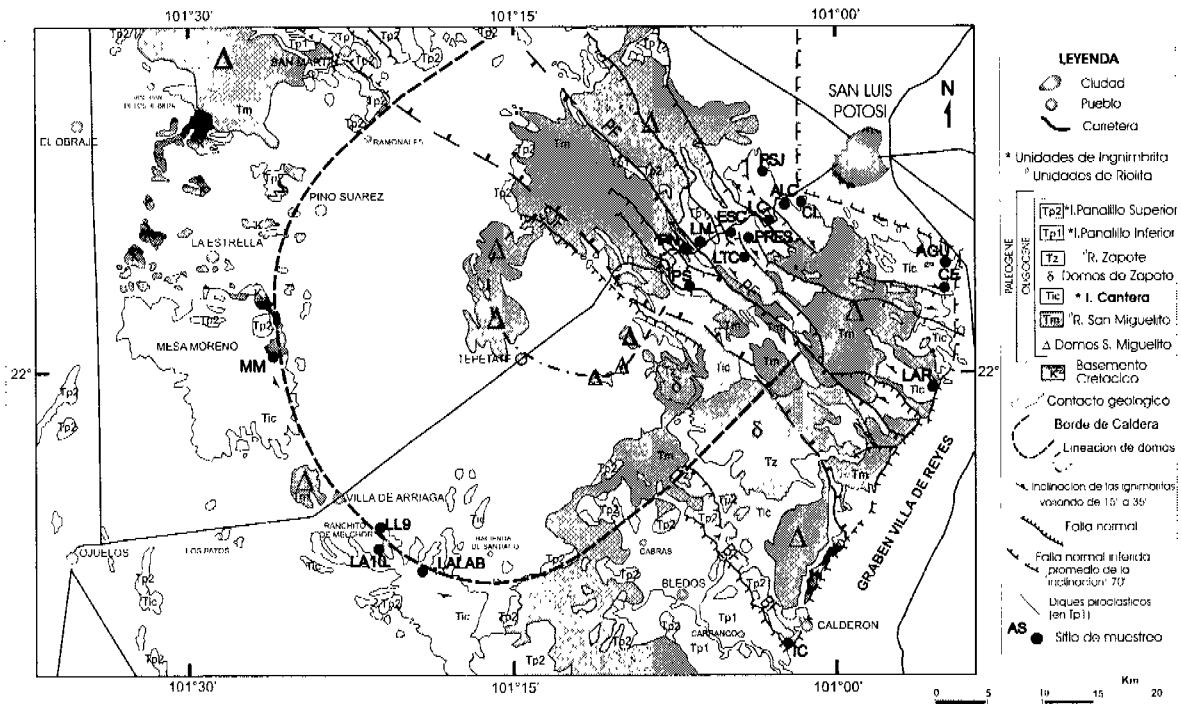


Fig. 30. Mapa geológico simplificado del Campo Volcánico de San Luis Potosí en el que se indican los sitios muestreados y la distribución de los afloramientos de la Ignimbrita Cantera, las rocas volcánicas subyacentes y sobreyacentes, el basamento Cretácico y los rasgos estructurales. También se muestra la localización de los domos riolíticos. Los domos más antiguos que la ignimbrita fueron importantes rasgos paleogeográficos durante el emplazamiento de la Ignimbrita Cantera. PF= Falla El Potosino, SJF= Falla San José, BF= Falla de Bledos.

1986). La estadística de componentes principales del SpheriStat, considera valores de cada uno de los ejes principales independientemente, lo cual no es conveniente para el análisis de AMS. No obstante, esto permite verificar parámetros estadísticos alternativos y graficar fácilmente en estereodiagramas de igual área de alta calidad a todos los elementos de la AMS como son ejes de susceptibilidad principales, parámetros de confianza estadísticos, planos de estratificación y foliación, así como curvas de distribución de densidad de puntos (Fig. 32).

Se obtuvieron dos juegos de datos de AMS con el objeto de realizar un análisis que permitiera determinar las fuentes de flujo de la ignimbrita: uno tomando en cuenta la corrección estructural y otro sin considerarla. La corrección estructural se

realizó con base en los planos de estratificación y de flujo, claramente observables en el campo.

Se realizaron estudios minerográficos, identificando hornblenda, magnetita, titanomagnetita, pseudobrookita y rutilo, así como hematita, titanohematita, ilmenita, maghemita y goetita. Los minerales opacos observados más comunes son pseudobrookita, hematita y titanomagnetita. Los cristales de hornblenda muestran anillos de alteración a rutilo y bandas de pseudobrookita. En otros casos, la hornblenda muestra alteración a titanohematita, lo cual es particularmente importante en el caso del sitio IC. Los cristales de pseudobrookita muestran textura lamelar y en algunos casos, intercrecimiento lamelar con el rutilo bordeado por goetita. Los cristales de hematita muestran formas anhedrales y están irregularmente alteradas a ilmenita. Cristales de ilmenita de tamaño homogéneo (55–90  $\mu\text{m}$ ) y sub-redondeados, están en algunos casos alterados a pseudobrookita (Fig. 31).

Se realizaron algunos experimentos magnéticos de algunas muestras de los núcleos perforados de la Ignimbrita Cantera, que permitieron estimar las temperaturas de Curie, las cuales comúnmente mostraron rangos entre 570° y 610° C, así como usualmente sólo una fase reversible. En algunos casos se detectaron dos fases; la inferior indica una temperatura de Curie de alrededor de 360° C, que corresponde a la maghemita. Las temperaturas de Curie obtenidas experimentalmente para cada uno de los sitios, revelan que después del calentamiento, los valores de susceptibilidad más altos son sólo característicos en algunas muestras, sugiriendo que éstas se deben a la formación de nuevas fases minerales. Los resultados de los experimentos son consistentes con la mineralogía de minerales opacos que se menciona arriba, ya que sugieren la presencia de magnetita y titanomagnetita y adicionalmente, maghemita-titanomaghemita. Estos dos últimos no fueron identificados por medio del microscopio.

### **9.3.- Resultados del análisis de Anisotropías de Susceptibilidad Magnética**

Para efectuar un mejor análisis de los datos de AMS, los sitios fueron divididos en

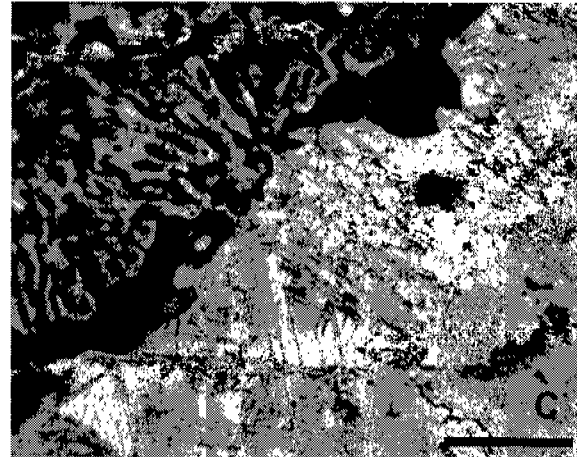
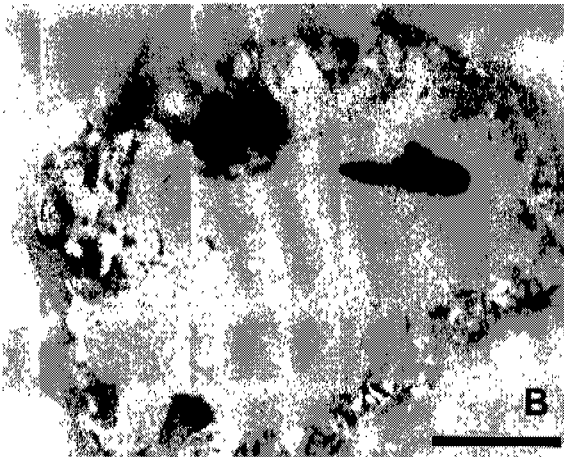
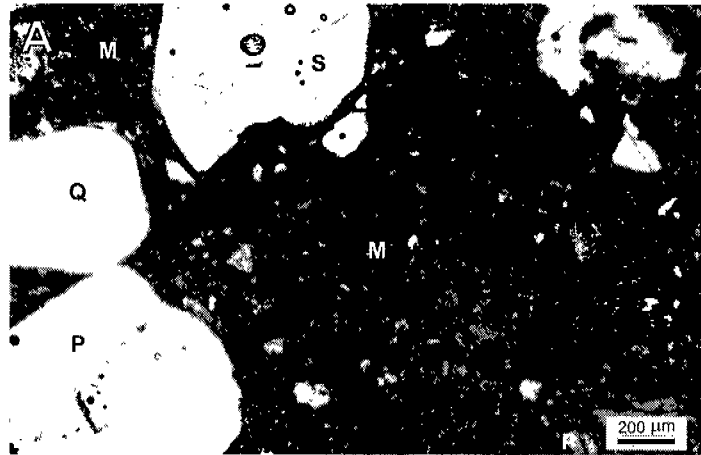


Fig. 31. Microfotografías de secciones pulidas de la Ignimbrita Cantera (A) con luz transmitida; (B y C) con luz reflejada. (A) Esta fotografía corresponde a una muestra del sitio PS y en ella se muestra el carácter fragmentado de los fenocristales: cuarzo (Q), sanidino (S) y plagioclasa (P), englobados en una matriz parcialmente devitrificada (M). La barra en la esquina inferior derecha es de 200  $\mu\text{m}$ . (B) Un cristal subredondeado de ilmenita del sitio CL, parcialmente alterado a pseudobrookita y rodeado por rutilo. (C) Una vista parcial de un cristal tabular de pseudobrookita del sitio LALAB que está substituido por rutilo a lo largo de los planos lamelares; hacia la esquina superior izquierda de la fotografía (borde del cristal), esta substitución adquiere una estructura esquelética. Las barras de las esquinas inferior derecha de la fotografía B y C son de 20  $\mu\text{m}$ .

tres grupos de acuerdo con su ubicación geográfica y su ubicación estructural: (a) Grupo Norte (10 sitios), todos afectados por el intenso fallamiento de orientación NW-SE; aunque algunos sitios se encuentran dentro de la estructura caldérica propuesta, otros no están claramente localizados en relación con esta estructura, dado que su borde norte no es visible, a causa del fallamiento. (b) Grupo Este, los cuatro sitios de este grupo están claramente fuera del borde de la estructura caldérica y muy cerca de una falla normal de orientación NNE-SSW, la cual

delimita al Graben de Villa de Reyes en su parte Oeste. (c) Grupo Oeste; los sitios de este grupo están alrededor del escarpe que constituye el borde SSW de la estructura caldérica, tres en la parte exterior y uno en el interior.

### **9.3.1.- Susceptibilidad y parámetros de AMS**

La susceptibilidad promedio y los parámetros promedio de AMS por sitio, así como también los porcentajes de especímenes prolados por sitio, se muestran en la Tabla 3. La susceptibilidad promedio de todos los sitios es  $2522 \times 10^{-6}$  SI, variando de 290 a  $5026 \times 10^{-6}$  SI. El grado de anisotropía ( $P_j$ ) promedio es de 1.032 variando entre 1.005 y 1.055 y sólo en un sitio (IC) se tiene un valor más alto del  $P_j$  (1.134). No hay una relación particular entre la susceptibilidad media y el grado de anisotropía, ni con su localización geográfica/geológica. La forma de la anisotropía es en su mayoría oblada, con un valor promedio del parámetro T promedio de 0.529, cuyos valores varían entre 0.843 y 0.144 y con ninguno, o con muy pocos especímenes prolados por sitio. Contrariamente a este patrón general, hay un sitio marcadamente prolado (LL9, T promedio = -0.005 y 50% de sus especímenes prolados) y otros tres sitios tienen una proporción significativa de especímenes prolados (21% a 36%). Para estos sitios, un porcentaje separado de especímenes prolados y oblados se presenta en la Tabla 3. Se presenta el promedio del parámetro T de forma separada, prolados y oblados. La mayor proporción de formas proladas se presenta en los sitios de los grupos Oeste y Este, mientras que en el grupo del Norte dominan las formas obladas.

### **9.3.2.- Análisis estadístico**

El análisis estadístico de cada sitio se muestra en la Tabla 4, donde los sitios están ordenados conforme a los grupos antes descritos. Para cada sitio se muestran dos tipos de estadística: (a) la estadística de Jélinek (1979), obtenida por medio del programa Anisoft 3, mostrando las medias de los ejes principales de susceptibilidad (máximo K1 y mínimo K3) y sus correspondientes elipses de

	Sitio	n	parámetros de AMS			% de especim. prolados.	oblados promedio especím T > 0	prolados promedio especím T < 0
			SusMedia x 10 <sup>6</sup>	Pj	T			
Grupo Norte	PSJ	21	2421	1.021	0.664	5%		
	LC	9	4529	1.019	0.738	0%		
	CL	23	3405	1.036	0.843	0%		
	ESC	9	1547	1.013	0.551	11%		
	ALC	26	3454	1.018	0.644	4%		
	PRES	27	4837	1.011	0.437	4%		
	LM	26	1676	1.027	0.751	0%		
	LTC	9	1406	1.055	0.534	0%		
	PN	18	3408	1.024	0.561	6%		
	PS	24	388	1.020	0.409	21%	0.619	-0.389
	<i>promedio Gpo.</i>	19 2	2707	1.024	0.613	5%		
Grupo Este	AGU	7	2222	1.038	0.426	14%		
	CE	26	901	1.032	0.593	4%		
	LAR	14	5026	1.032	0.256	36%	0.746	-0.628
	IC	24	914	1.134	0.749	0%		
		<i>promedio Gpo.</i>	71	2266	1.059	0.506	10%	
Grupo Oeste	MM	21	4513	1.041	0.738	5%		
	LL9	26	1714	1.005	-0.005	50%	0.298	-0.309
	LA10	35	290	1.019	0.144	34%	0.377	-0.302
	LALAB	27	2820	1.005	0.426	4%		
		<i>promedio Gpo.</i>	10 9	2334	1.017	0.326	25%	
	<i>promedio general</i>	37 2	2522	1.032	0.529	12%		

Tabla 3. Susceptibilidad y parámetros AMS promedio por sitio (n=número de especimen). La “mean susceptibility” está en unidades SI. Pj es el grado de anisotropía de Jelinek (1979) y T es el factor de forma de Jelinek (varía de +1 a -1, los positivos son oblados, los negativos son prolados). Donde el porcentaje de especímenes prolados es más alto que 21%. Los valores positivos y negativos de T están promediados separadamente.

confianza; y (b) la estadística de la distribución de la densidad de puntos por el contador Gaussiano ( $E = 3 \cdot \text{Sigma}$ ; Robin y Jowet, 1986; obtenida mediante el software SpheriStat), cuya área de máxima densidad casi siempre corresponde con las direcciones K3 (el sitio LL9 constituye la única excepción, pues es el único con especímenes prolados). Los diagramas de distribución de densidad de puntos (Fig. 32) también muestran 2 a 4 áreas secundarias de máxima distribución,

ubicadas a ángulos de 90° una de otra, localizándose a lo largo de planos sub-horizontales de 30° a 5° de la horizontal. Esas áreas secundarias máximas usualmente corresponden con las direcciones K1 y K2. Los valores presentados en la Tabla 4 para la estadística de distribución de densidad de puntos correspondiente con la media del K3 en cada sitio, representa el punto central del área contenida dentro de la curva de más alta densidad de puntos. El valor correspondiente con la media del K1 representa el punto central del área dentro de la curva secundaria de máxima densidad, más cercanas a la media del K1, según fue detectada por la estadística de Jelinek (1979).

Casi todos los sitios muestran una fábrica magnética bien organizada, con sólo una excepción, el sitio LL9. La fábrica magnética general está caracterizada por el eje K3 (mínimo) como el mejor concentrado, tendiendo a distribuciones circulares, de acuerdo a la siguiente descripción: (a) 50% de los sitios están cercanos a distribuciones circulares en la que ambos, ejes mínimo ( $\alpha - \min$ ) y máximo ( $\alpha - \max$ ) de las elipses del cono de confianza son menores o igual a 10°, la relación promedio entre ambos valores ( $\alpha - \min / \alpha - \max$ ) es 0.6 (una distribución circular perfecta debería darnos una relación de 1). (b) 30% de los sitios tiene una distribución circular menos bien definida ( $\alpha - \min < 10^\circ$  y  $\alpha - \max < 20^\circ$ ) con la relación promedio entre ambos valores = 0.6). (c) El 20% de los sitios (CL, LAR, LA10 y LL9) muestra claramente una distribución elíptica del K3 ( $\alpha - \min > 10^\circ$  y  $\alpha - \max > 20^\circ$ ) con la relación entre ambos valores usualmente menor a 0.5.

Por otro lado, los ejes K1 y K2 tienen usualmente también una distribución elíptica, o bien forma de guirnalda a lo largo de planos sub-horizontales: (a) los valores  $\alpha - \min$  son usualmente de 12° (83% de los casos) o entre 19° y 25° (17% de los casos); el promedio del  $\alpha - \min$  es 10°. (b) Los valores de  $\alpha - \max$  están usualmente alrededor de 30° y 40° (promedio = 39°). La relación promedio de los valores de  $\alpha - \min / \alpha - \max$  es de 0.3.

### **9.3.3.- Direcciones de flujo inferidas**

Las direcciones de flujo (Fig. 33) fueron inferidas a partir de la imbricación de la



Tabla 4. Análisis estadístico de las direcciones principales de la AMS										
Grupo	Sitio	Estratíf / facies	n	Strat	k1		□ min/max	k3		□ min/max
					Dec	inc		Dec	inc	
Grupo Norte	<b>PSJ</b> Presa Sn José	Bd: 35;18 / f. III	21	J D	358 357	10 10	8/17	<b>203</b> <b>207</b>	<b>79</b> <b>77</b>	3/5
	<b>LC</b> La Curva	Bd: 325;15 / f. II	9	J D	181 180	8 8	3/13	<b>357</b> <b>355</b>	<b>82</b> <b>82</b>	3/4
	<b>CL</b> Cañada del Lobo	Bd: 335;30 / f. III	23	J D	215 32	6 4	12/36	100 110	77 75	12/26
	<b>ESC</b> Escalerillas	Bd: 317;25 / f. II	9	J D	136 128	9 13	7/38	<b>25</b> <b>24</b>	<b>66</b> <b>66</b>	7/10
	<b>ALC</b> Halcones	Bd: 345;10 / f. II - III	26	J D	204 209	5 7	8/44	<b>76</b> <b>73</b>	<b>83</b> <b>81</b>	7/18
	<b>PRES</b> Presa El Potosí	Bd: 330;30 / f. II	27	J D	310 321	16 11	5/31	<b>101</b> <b>90</b>	<b>72</b> <b>72</b>	4/17
	<b>LM</b> La Maroma	Bd: 345;16 / f. II	26	J D	210 194	0 6	6/38	<b>307</b> <b>304</b>	<b>86</b> <b>88</b>	4/10
	<b>LTC</b> Loc. Tipo Cantera	Bd: 310;15 / f. I - II	9	J D	216 222	14 17	19/31	<b>93</b> <b>89</b>	<b>66</b> <b>63</b>	9/17
	<b>PN</b> Pozuelos Norte	Bd: 310;30 / f. II	18	J D	116 103	13 12	8/65	<b>309</b> <b>308</b>	<b>77</b> <b>75</b>	5/8
	<b>PS</b> Pozuelos Sur	Bd: 310;30 / f. II	24	J D	113 115	8 10	8/17	<b>312</b> <b>318</b>	<b>81</b> <b>82</b>	8/9
Grupo Este	<b>AGU</b> El Aguaje	Bd: 320;15 / f. III	7	J D	331 ---	0 --	2/48	<b>62</b> <b>60</b>	<b>84</b> <b>86</b>	2/5
	<b>CE</b> Cerritos	Bd: 300;35 / f. III	26	J D	257 260	21 20	6/25	<b>69</b> <b>67</b>	<b>69</b> <b>68</b>	5/8
	<b>LAR</b> Los Arroyos	Bd: 320;15 / f. II - III	14	J D	30 39	8 3	12/43	194 230	82 80	13/15
	<b>IC</b> Ig. Calderón	Bd: 340;20 / f. III	24	J D	6 5	15 16	2/28	<b>138</b> <b>138</b>	<b>69</b> <b>70</b>	2/3
Grupo Oeste	<b>MM</b> Mesa Morenos	Bd: 280;30 / f. I	21	J D	252 288	11 1	10/63	<b>37</b> <b>45</b>	<b>76</b> <b>76</b>	8/16
	<b>LL9</b> La Laguna	Bd: 0,0 / f. II - I*	26	J D	293 287	14 9	25/40	121 127	76 63	23/51
	<b>LA10</b> Puerta del Refugio	Bd: 0,0 / f. II - I	35	J D	304 273	14 27	19/55	75 100	69 63	8/31
	<b>LALAB</b> La Laborcilla	Bd: 340;15 / f. II	27	J D	326 318	15 16	11/67	<b>106</b> <b>110</b>	<b>71</b> <b>73</b>	9/13

Explicación: Sitio = nombre del sitio, Bd = estratificación, f = facies (I = proximal, II = intermedia y III = distal), su número de especímenes (n). En cada sitio se muestran 2 estadísticas (Strat column): J, la de Jelinek, (Jelinek, 1978); D, el punto central de densidad de distribución de puntos con conteo Gaussiano ( $E=3*\sigma$ ; Robin and Jowett, 1986). k1 es el eje de máxima AMS y k3 es el de mínima.  $\alpha$  es la elipse de confianza: ejes mínimo y máximo. Las direcciones de k3 en letra sin remarcar son aquéllas con distribución más elíptica que circular

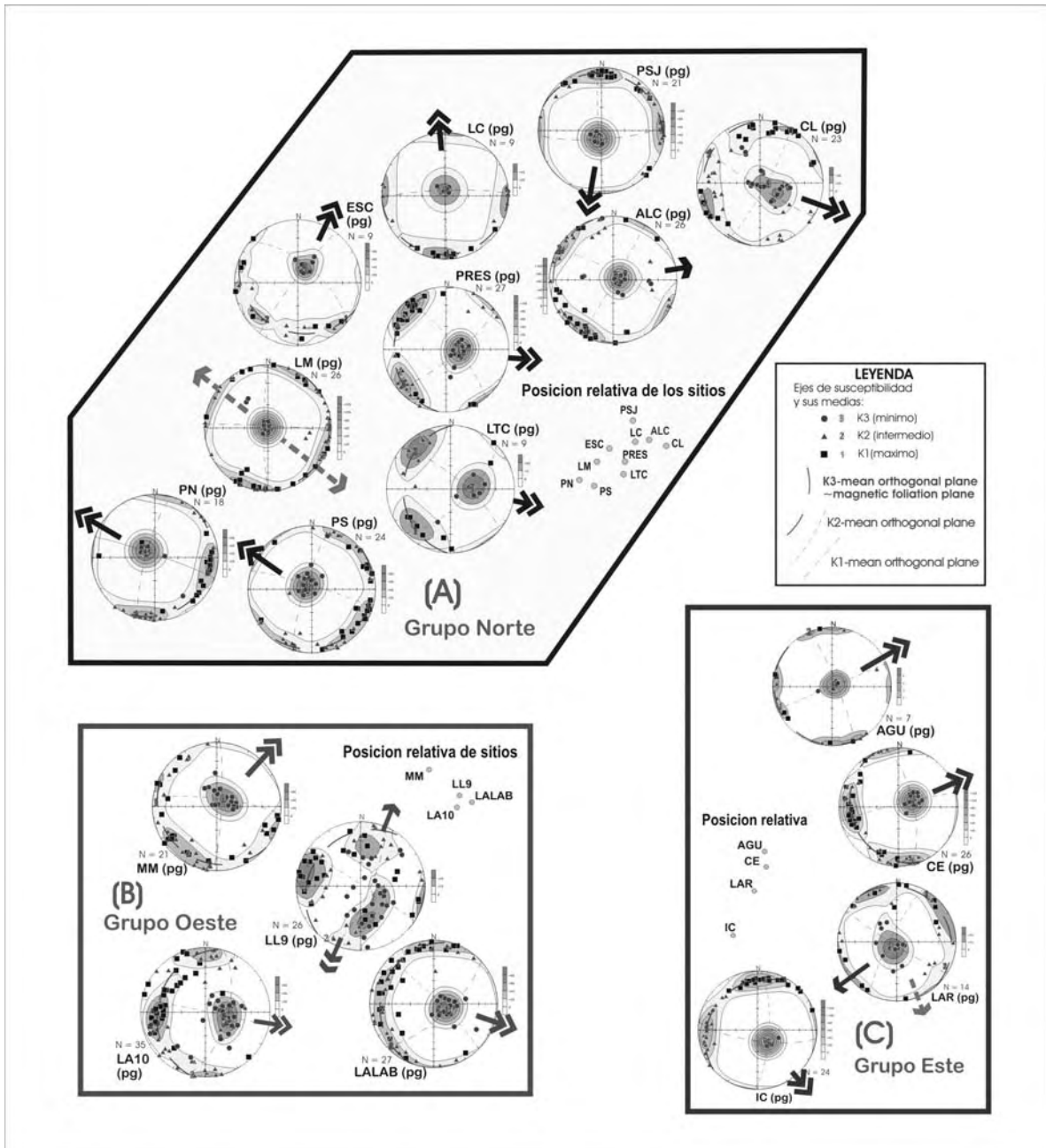


Fig. 32. Datos de AMS corregidos estructuralmente y círculos de distribución de densidad de puntos graficados en proyecciones de igual área –hemisferio inferior-. También se muestran las direcciones de flujo inferidas basadas en esos datos. (A) Sitios del grupo Norte. (B) Sitios del grupo Oeste. (C) Sitios del grupo Este.

foliación magnética como se puede ver en las gráficas de distribución de densidad de puntos (Fig. 32), ya que éstas muestran la geometría general de la fábrica magnética. Las direcciones de flujo inferidas están resumidas en la Tabla 5 con

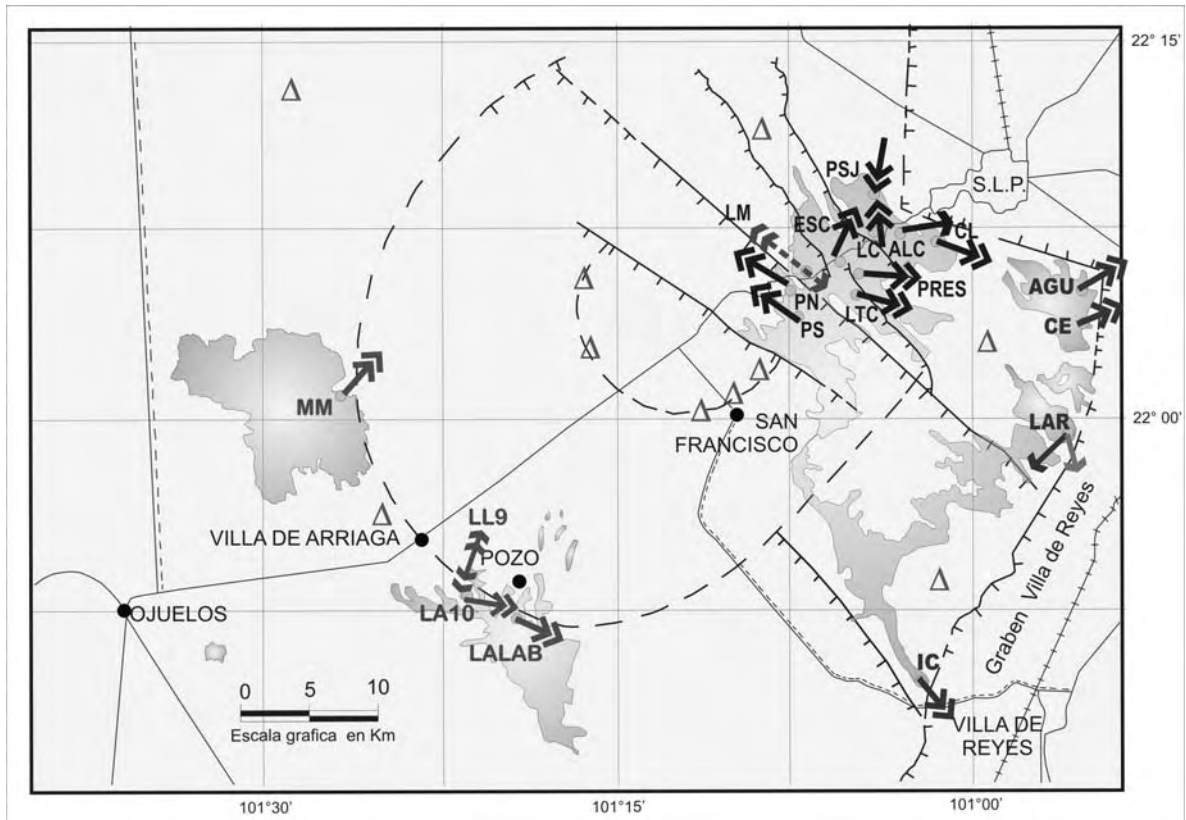


Fig. 33. Direcciones de flujo inferidas a partir de los datos de AMS en un mapa geológico estructural simplificado. El símbolo  $\Delta$  muestra la posición de los domos antiguos marcados en la Fig. 30.

anotaciones de error cualitativo estimado en grados, la inclinación de la foliación y la posición de K1 y K2 paralela o perpendicular en relación con la dirección de flujo inferida. En la mayoría de los casos, la imbricación de la foliación magnética se observa claramente; la foliación magnética está entre  $5^\circ$  y  $30^\circ$  con respecto a la horizontal, pero algunas veces los planos de foliación se presentan con menos inclinación y la imbricación no está tan claramente definida como en el sitio LM y por lo tanto, en esos sitios no se hizo ninguna inferencia de la dirección de flujo. Para estimar el error de los azimuts de las direcciones de flujo inferidas, una opción es considerar valores de elipses de confianza de K3 proyectadas del centro del estereograma hacia el plano horizontal. Las dificultades para estimar el error con esta opción surgen cuando la elipse de confianza de K3 está sobre y alrededor de posiciones verticales. Una estimación gráfica (y por lo tanto cualitativa) considerando también la distribución de los otros ejes (como se

**Direcciones de flujo inferidas**

Grupo	Sitio	n	Direc. flujo Inferidas	Error +/-	Alineación de k1 & k2		Inclinación de la foliación
					=	⊥	
<b>Grupo Norte</b>	<b>PSJ</b>	21	190	21	<b>k1</b>	k2	18
	<b>LC</b>	9	357	27	<b>k1</b>	k2	5
	<b>CL</b>	23	110	15*	k2	k1	10
	<b>ESC</b>	9	25	16	k2	<b>k1</b>	23
	<b>ALC</b>	26	80	12*	X	X	7
	<b>PRES</b>	27	98	20	X	X	20
	<b>LM</b>	26	310-130 ?	??*	X	X	≤ 5
	<b>LTC</b>	9	110	25	X	X	30
	<b>PN</b>	18	300	17	<b>k1</b>	k2	13
	<b>PS</b>	24	316	20*	<b>k1</b>	k2	25
<b>Gpo. Este</b>	<b>AGU</b>	7	60	17	k2	k1	5
	<b>CE</b>	26	67	15	<b>k1</b>	k2	21
	<b>LAR</b>	14	230 (160)	*	k1 (k2)	k2	10
	<b>IC</b>	24	140	8	X	X	23
<b>Gpo. Oeste</b>	<b>MM</b>	21	42	45	X	X	16
	<b>LL9</b>	26	20-200	20*	k2	k1	X
	<b>LA10</b>	35	100	40	k1	k2	24
	<b>LALAB</b>	27	108	27	k1	k2	19

Tabla 5. Inferencia de flujo a partir de datos AMS corregidos geográfica y estructuralmente. Las direcciones de flujo inferidas se pueden ver en las figuras 32 y 33 en estereogramas con “plotted AMS axis data” y distribución de densidad de puntos. Error de la dirección de flujo dada es estimada, la posición de K1 y K2 en relación con el flujo inferido es descrito, los números en negritas significan (“means”) lineación bien desarrollada. El grado de foliación magnética dada es de acuerdo con K3 “mean” y la distribución de los ejes K1 – K2. En algunos sitios se dan dos direcciones opuestas porque sólo se puede inferir orientación sin poder precisar dirección. Sitio con una segunda dirección en paréntesis es una posible inferencia alterna.

observa en las curvas de distribución de densidad), se realizó aquí para seleccionar un valor angular para la determinación del posible error en la inferencia de las direcciones de flujo. Para la forma de elipses de confianza similares (o círculos de distribución máximos), los de valores de error más altos, son los más cercanos a la parte central del estereodiagrama.

El sitio que muestra una fábrica magnética menos bien organizada es el (LL9) con un patrón de fábrica magnética diferente a la general, en el cual la media del K1 es la mejor concentrada y compuesta en su mayoría de formas proladas, mientras

que sus ejes K3 permanecen en su mayoría alrededor de un plano sub-vertical. Dicho patrón sugiere que el eje K1 (el más largo) estuvo girando en posiciones perpendiculares en relación con el flujo. En este sitio se puede entonces obtener únicamente la orientación del flujo, pero sin determinar su dirección, dado que no puede observarse ni foliación ni imbricación. El sitio LAR, el cual tiene también una importante proporción de especímenes prolados (36%, promediando  $T = -0.628$ ), tiene un tipo de fábrica entre la fábrica del sitio LL9 (K3 con una distribución elongada) y la fábrica general antes descrita (ejes K3 con distribución casi circular). La dirección de flujo inferida en este sitio es  $230^\circ$ , pero, alternativamente, ésta puede ser de  $160^\circ$  correspondiendo con la orientación del plano que define la distribución elongada de los ejes K3, de forma similar a como fue inferido en LL9. Otro sitio con proporción significativa de especímenes prolados, el sitio LA10 (34% de prolados, promediando  $T = -302$ ). Tiene los ejes K3 con una distribución elongada, pero con una imbricación de la foliación magnética más claramente definida, rasgo que sustenta la inferencia de dirección de flujo. Hay otros sitios con distribución de ejes K3 ligeramente elongados, pero ellos son en su mayoría oblatos y con planos de imbricación bien definidos (CL, MM, LTC). La comparación de las direcciones de flujo inferidas basadas en los datos corregidos estructuralmente y los no corregidos estructuralmente, indican interpretaciones muy diferentes acerca de la fuente de flujo para cada conjunto de datos. Las inferencias basadas en los datos corregidos estructuralmente, indican fuentes de flujo que están más de acuerdo con otros indicadores geológicos, tales como la distribución de facies y con su posición respecto de la estructura caldérica que aquí se documenta.

#### **9.3. 4.- Discusión de los resultados de AMS y direcciones de flujo inferidas**

Las formas oblatas predominantes en el grupo del Norte sugieren que en esos sitios la fábrica magnética se debe a condiciones de flujo con una baja componente de cizalla durante el proceso de flujo, tendiendo muy probablemente a un flujo más fluido. Esto parece estar de acuerdo con la clase de flujo que

correspondería a facies intermedias dominantes para estos sitios. Por otro lado, las formas proladas más abundantes en los grupos Este y Oeste sugieren componentes de cizalla durante el flujo más importantes; probablemente debido a un flujo más viscoso o a que el flujo fue parcialmente detenido por barreras topográficas. Esto coincide con la localización de esos sitios alrededor del borde de la caldera (Grupo Oeste), o con facies relativamente distales, probablemente cerca del límite (borde) del flujo, o de las barreras debido a la topografía (Grupo Este). Alternativamente, las mineralogías magnéticas particulares no detectadas hasta ahora podrían haber producido las diferencias entre las formas obladas y proladas que se observan en los diferentes grupos.

Grupo Norte. El promedio de las direcciones de flujo inferidas obtenidas de los datos no corregidos estructuralmente, apunta hacia el SW, lo cual es lo opuesto a la dirección esperada considerando la posición del borde de la estructura de la caldera, el cual podría haber sido un alto topográfico. Mientras que, el promedio de las direcciones de flujo inferidas con base en los datos corregidos estructuralmente apunta hacia el NE (con varias excepciones), lo cual está en términos generales de acuerdo con las direcciones esperadas considerando la posición de la estructura caldérica. Excepciones a esto son los sitios ubicados en los bloques estructurales localizados entre las fallas El Potosino y San José, donde los flujos se alinean de manera paralela a las fallas y se orientan hacia el NW en localidades muy cercanas a los domos riolíticos constituidos por la unidad anterior, la Riolita San Miguelito, donde pudo haber conformado una paleotopografía irregular (ver la geometría de los afloramientos en la Fig. 30). Adicionalmente, cerca de esos sitios, se encuentran algunos diques piroclásticos alineados paralelamente al fallamiento y relacionados a la Ignimbrita Cantera, así como otros diques piroclásticos más jóvenes que están relacionados con la Ignimbrita Panalillo (Torres et al., 2006). Otra excepción a la dirección general de flujo inferida (hacia el NE) es el sitio PSJ (en el extremo NW de la Fig. 33), con una dirección de flujo inferida hacia el Sur, probablemente como resultado de la influencia de un gran domo localizado en la parte NNW, forma que pudo haber detenido parcialmente al flujo, o simplemente debido a la posición muy cercana al

borde del flujo piroclástico que depositó esta parte de la ignimbrita. No obstante que la dirección general de flujo inferida fue hacia el NE, las direcciones de flujo no parecen señalar hacia una fuente central única, en cambio, se sugieren áreas de fuente lineares, una de ellas podría corresponder con la falla El Potosino, y/o a la falla siguiente, al norte de los sitios ESC, LTC y PRES (Fig. 30). Las facies proximales al sitio LTC donde afloran depósitos de co-ignimbritas, sugiere que este sitio está a lo largo o muy cercano a su fuente. Se considera que esta misma área fuente fue el origen del material ignimbrítico de los sitios LC, ALC, CL y PSJ. El grupo Oeste. Todos los sitios de este grupo están localizados a lo largo del borde de la caldera. En 2 de los 4 sitios de este grupo, las facies masivas no permitieron efectuar la corrección estructural. En todos ellos la fábrica magnética presenta importantes contribuciones de formas proladas, probablemente debido a la influencia del anillo de la caldera, el cual podría haber actuado como una barrera y haber producido una mayor cizalla en el flujo.

El sitio que se ubica dentro de la caldera (LL9) no presenta el desarrollo de ninguna foliación magnética, en cambio, sus ejes K3 se ubican a lo largo de un plano vertical y desarrollando más bien una lineación magnética paralela al borde local de la caldera. Nuestra interpretación de esto es una dirección de flujo perpendicular al borde de la caldera, flujo en el cual el eje K1 experimentó rodamiento ("rolling") como en un flujo turbulento, probablemente porque el borde caldérico actuó como una barrera. El sitio de este grupo localizado fuera del borde de la caldera (LA10) muestra una distribución de los ejes de susceptibilidad algo similar al sitio anterior con una lineación relativamente bien definida, que también es paralela al borde de la caldera, y el eje K3 con una distribución elongada, pero todavía definiendo una foliación inclinándose hacia el SW, dirección que es considerada como la dirección de flujo.

En los otros dos sitios, la dirección de flujo inferida, señala a diferente dirección: una hacia el NW dentro de la caldera y otra hacia el SW, de forma paralela al borde de la caldera, como en el sitio LA10. La conclusión respecto de este grupo de datos es que el anillo caldérico fue el área fuente lineal del flujo para todos esos sitios.

Grupo Este. El promedio de las direcciones de flujo inferidas obtenidas de los datos corregidos estructuralmente, apunta hacia fuera del alto que formó la estructura caldérica: hacia el NE y SE (aquí estamos considerando la dirección inferida alterna del sitio LAR).

Como en el Grupo Norte, la fuente de flujo parece más bien originarse en un área linear que en un área central, correspondiendo a fracturas que después se desarrollaron como fallas normales. Los sitios AGU y CE (Fig. 32) podrían tener ambos la misma área fuente linear ubicada en la traza de la falla “El Potosino” localizada al sur de estos sitios. Para el sitio LAR, el área de fuente fue probablemente la misma que para los sitios AGU y CE. La dirección de flujo inferida a partir de la fábrica magnética y la presencia de formas proladas pudieron haber estado relacionadas con el domo más antiguo localizado hacia el NW (domo Cerro Grande) que podría haber actuado como una barrera topográfica. En el sitio IC la dirección de flujo inferida a partir de la fábrica magnética y las facies distales observadas sugieren que el flujo pudo haber provenido del borde de la caldera. Los altos valores del grado de anisotropía ( $P_j$ ) del sitio IC parecen no estar relacionados con dinámica de flujo alguna ni con características de emplazamiento en particular, sino con su mineralogía rica en diminutos cristales de hornblenda, parcialmente alterados a hematita, como ha podido observarse en estudios bajo el microscopio de luz reflejada. La abundancia de hematita probablemente influyó las formas obladas dominantes en este sitio.

### **9.3.5.- Conclusiones**

El análisis de las direcciones de flujo inferidas de las series de datos de AMS corregidos y no corregidos estructuralmente, indican que los primeros concuerdan más con la dirección general esperada, considerando los elementos paleogeográficos tales como los domos riolíticos previamente emplazados (Riolita San Miguelito) y la propia posición de la estructura caldérica, cuyo borde externo podría haber tenido una topografía relativamente alta.



Las direcciones inferidas de los flujos, a partir del análisis de la AMS y considerando la distribución de facies de los sitios del Grupo Norte y los tres sitios más al norte del Grupo Este, indican varias fuentes lineares localizadas en diferentes posiciones a lo largo de la falla El Potosíno. Las otras fuentes inferidas en este trabajo, están a lo largo del anillo de la estructura caldérica.

La estructura de la caldera descrita como relacionada con la Ignimbrita Cantera, está también relacionada con el emplazamiento de domos de riolitas más antiguos (Riolita San Miguelito) y más jóvenes (Riolita Cerro Reyna) y con ignimbritas más jóvenes (la Ignimbrita Panalillo Superior). La geometría de esta caldera, los afloramientos volcánicos relacionados y el sistema de fallas de orientación NW-SE existentes en el lado este, así como los resultados de la AMS ya presentados, sugieren que es una caldera del tipo “trapdoor”, semejante a lo definido por Lipman (1997), quien describe este tipo de calderas como relacionadas con el emplazamiento de un plutón asimétrico a profundidad. En este caso la cámara magmática fue emplazada aparentemente en un sistema de fracturas de orientación NW-SE previo, como puede ser asumido por la distribución del basamento cretácico. En esta estructura algunos flujos volcánicos salieron de la estructura caldérica, mientras que el resto ascendió a través del sistema de fracturas de orientación NW-SE, a lo largo del cual posteriormente se desarrollaron fallas extensionales con bloque caído al SW, geometría que puede estar relacionada con el colapso del techo de la cámara magmática. La primera o principal fractura de este sistema y parte importante del desarrollo de esta particular geometría de la caldera (“tipo trapdoor”) podría haber estado localizada donde está ahora la Falla San José y posteriormente haber saltado a la falla más grande del CVSLP, la Falla El Potosino (Fig. 19).

## **10.- PETROGRAFÍA DE LA IGNIMBRITA PANALILLO**

### **10.1.- Generalidades**

Se aplica el nombre de Ignimbrita Panalillo a dos ignimbritas con características contrastantes. La Ignimbrita Panalillo Inferior está formada por una secuencia de más de 50 m (en las secciones más completas) de depósitos de pómez y ceniza emplazados a partir de flujos y oleadas piroclásticas. Los depósitos están interestratificados y presentan bajo grado de soldamiento. El espesor de los distintos depósitos individuales varía de unos cuantos cm hasta 4 m en la cantera al oeste del poblado de Escalerillas. El contenido y tamaño de los líticos accidentales es mayor en la parte media de la secuencia donde los clastos llegan a medir entre 12 y hasta 17 cm, aunque lo común es que tengan menos de 5 cm. Los más abundantes son de lavas de composición riolítica. En la parte superior se observan clastos de basalto.

La Ignimbrita Panalillo Superior está formada por un depósito piroclástico de pómez y ceniza con alto grado de soldamiento en todo su espesor (máximo 30 m). La pómez se presenta bien colapsada en forma de “fiammes” de hasta 17 cm de largo. El depósito presenta pequeños cristales (<2 mm) de cuarzo (<10 vol. %) y sanidino (<10 vol. %) y minerales máficos (<5 vol. %). En varios afloramientos se observan pliegues de flujo a varias escalas, semejando una lava, lo cual implica movimiento post-emplazamiento (reomorfismo), rasgo que es común en las ignimbritas con alto grado de soldamiento. En algunos afloramientos, entre ambas ignimbritas se observan lavas de composición basáltica de 10 a 15 m de espesor (Basalto La Placa) cuyas características ya fueron descritas en capítulos anteriores. A continuación se describe la mineralogía que presentan los distintos depósitos que conforman a las Ignimbritas Panalillo Inferior y Superior.

El estudio detallado de la Ignimbrita Panalillo Inferior se hizo en la sección más completa de esta ignimbrita ubicada en la parte central del CVSLP en la localidad de Escalerillas. La Ignimbrita Panalillo Superior se estudió en la sección expuesta en la Mesa El Panal al norte del poblado de Pozuelos (Fig. 34).

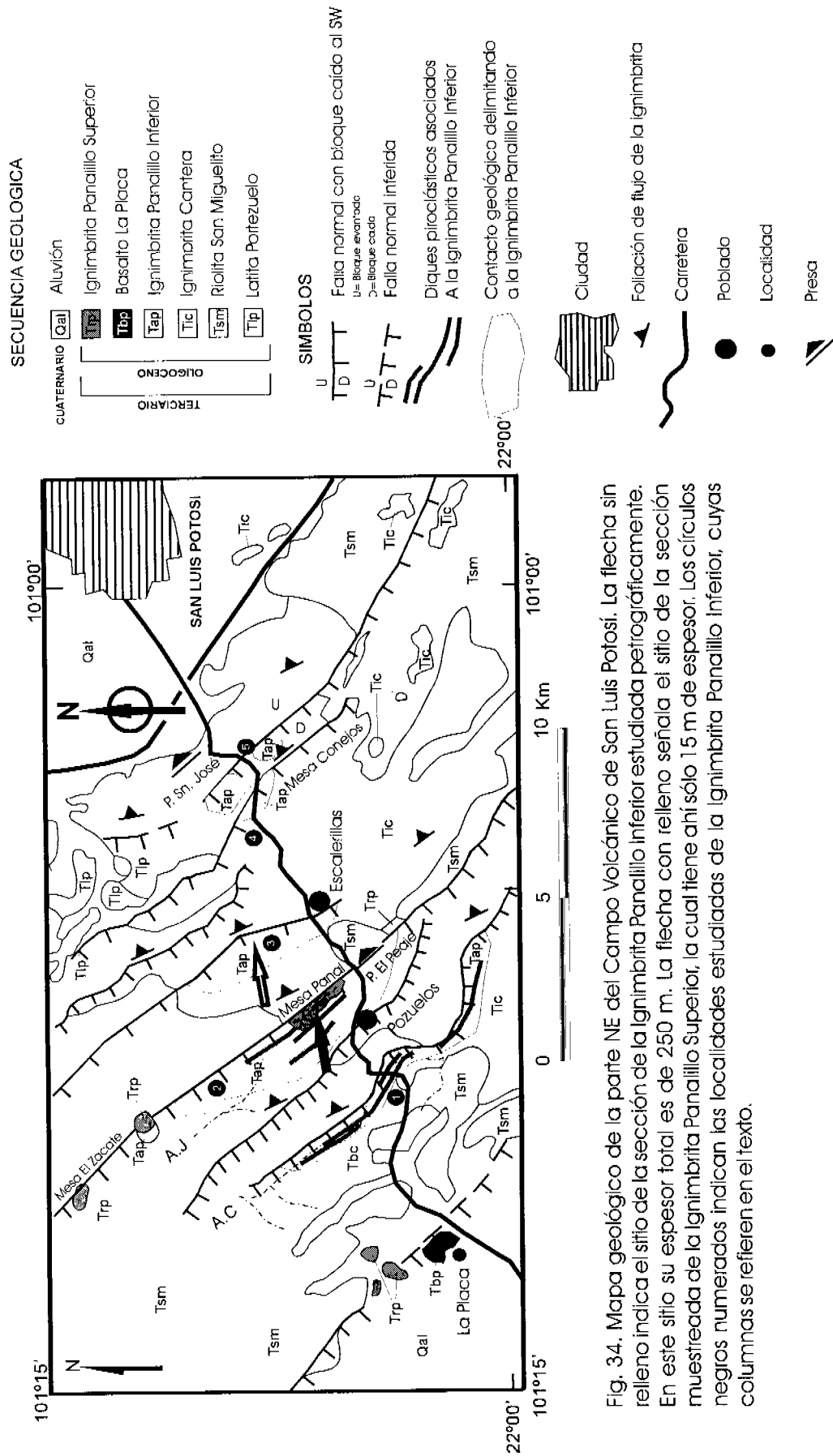


Fig. 34. Mapa geológico de la parte NE del Campo Volcánico de San Luis Potosí. La flecha sin relleno indica el sitio de la sección de la Ignimbrita Panaillo inferior estudiada petrográficamente. En este sitio su espesor total es de 250 m. La flecha con relleno señala el sitio de la sección muestreada de la Ignimbrita Panaillo Superior, la cual tiene ahí sólo 1.5 m de espesor. Los círculos negros numerados indican las localidades estudiadas de la Ignimbrita Panaillo Inferior, cuyas columnas se refieren en el texto.

## 10.2.- Ignimbrita Panalillo Inferior

Los depósitos piroclásticos que forman esta ignimbrita en general están estratificados, tienen diversos espesores y sus componentes se presentan en una de estas dos formas: 1) Sin un orden preferencial (masiva); o 2) con arreglo y acomodo de algunos de los componentes (sea clastos de pómez o líticos accidentales) que le da un carácter estratificado. En la Fig. 35 se proporciona una descripción litológica de los distintos depósitos que la conforman. Las estructuras de depósito más comunes incluyen estratificación cruzada y superficies de erosión.

Estructuras internas dentro de los depósitos incluyen sobre todo esferulitas, lapilli acrecional y lapilli armado (“armored lapilli”), estas últimas en formas esféricas o alargadas con tamaños que varían entre 0.5 cm hasta 12 cm de diámetro. En general, el grado de soldamiento es bajo, excepto en algunos horizontes. Las esferulitas se observan sólo en depósitos con grado de soldamiento medio, donde la matriz está parcialmente devitrificada. Las estructuras de lapilli armado presentan en su centro un clasto de pómez, un lítico o un cristal (Fig. 36). En la mayoría de los depósitos, los clastos de pómez (color blanco a rosado) son muy pequeños (comúnmente menores de 1 mm), excepto en la parte media de la secuencia donde en algunos horizontes miden hasta 5.5 cm. En esa parte los clastos de pómez se presentan alterados en sus bordes, cambiando ligeramente su apariencia respecto a su parte central.

Con la lupa binocular la mineralogía que presenta esta unidad es muy sencilla: consiste de cuarzo y feldespato potásico (sanidino), cuyos cristales en general se presentan fragmentados o rotos. También se observan biotita y otros minerales opacos como óxidos de Fe incipientemente oxidados.

Los líticos son más abundantes en la parte media de la secuencia y corresponden a fragmentos de lavas riolíticas de las unidades subyacentes (Riolita San Miguelito, principalmente). Aisladamente también existen clastos de ignimbrita (Ignimbrita Cantera) y en la parte superior se observaron líticos de basalto.

El contenido de cristales (cuarzo, sanidino, biotita y otros minerales

DESCRIPCIÓN DEL DEPÓSITO

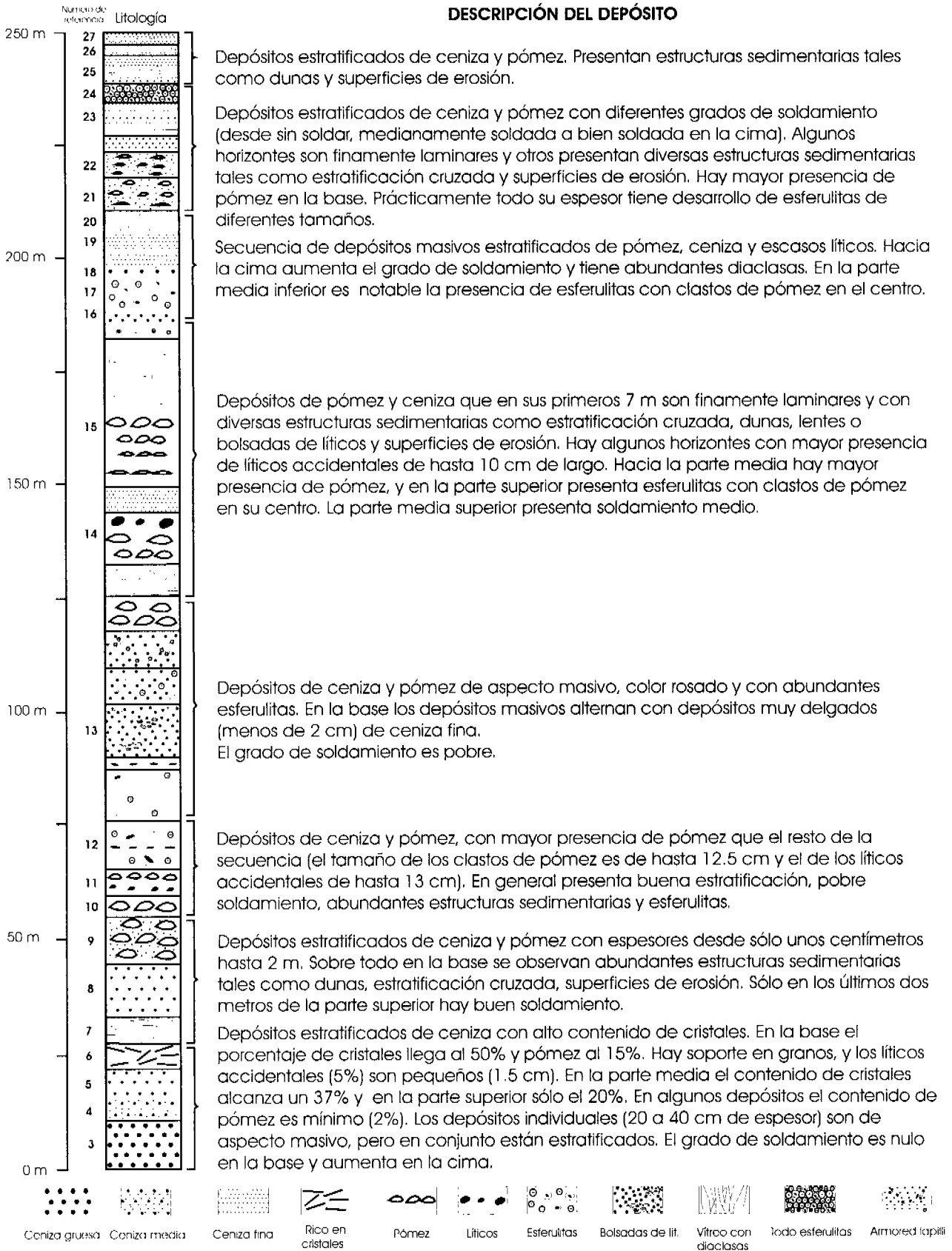


Fig. 35. Descripción litológica de los distintos depósitos que conforman la Ignimbrita Panalillo Inferior. Los números al margen de la columna permiten referenciar sus características petrográficas resumidas en la Tabla 6.



Fig. 36. A). Aspecto general de los depósitos piroclásticos de la parte superior de la secuencia que constituye la Ignimbrita Panalillo Inferior. Nótese la gran cantidad de estructuras de lapilli armado en el depósito en los horizontes marcados con las flechas. B). Acercamiento para mostrar que el centro de la estructura es un lítico accidental. Es común que el centro esté ocupado por un clasto de pómez y en estructuras más pequeñas por un cristal.

ferromagnesianos) en los depósitos varía en un rango muy amplio (de 3 vol. % hasta un máximo de 40 vol. %), siendo en general menor al 10 vol. % (Fig. 37). El porcentaje de dichos minerales es como sigue: el cuarzo varía de 2 vol. % hasta 8 vol. %; el sanidino varía entre 1 vol. % y hasta 7 vol. %, excepto en los horizontes ya mencionados muy ricos en cristales, donde llegan a representar el cuarzo y sanidino hasta un 20 a 25 vol. % cada uno. La biotita y otros óxidos de hierro están presentes en proporción menor al 3 vol. %. En general el contenido de cristales en la pómez es pobre (<10 vol. %).

El tamaño de los cristales de cuarzo y sanidino varía entre 0.2 y 2.0 mm (en general entre 1.0 y 1.5 mm), aunque en algunos horizontes llegan a 4.0 mm de largo. Los cristales de biotita varían entre 0.2 y 0.7 mm y los de hornblenda entre 0.3 y 1.2 mm. Los cristales de óxidos de hierro son de hasta 1 mm.

### **10.2.1.- Descripción petrográfica**

Los depósitos piroclásticos estratificados que conforman la Ignimbrita Panalillo Inferior, en buena parte son deleznales, por lo que para este estudio sólo se tomaron muestras de los depósitos más endurecidos para la elaboración de las láminas delgadas. De cualquier manera, por lo suave de la roca se presentaron algunos problemas de desprendimiento de cristales, generando huecos en algunas láminas.

El corte de las muestras se realizó con disco de diamante. El pegado de las muestras en el portaobjetos se realizó con pegamento sintético; el pulido se realizó en el disco giratorio y la terminación final (con los abrasivos de carborundo de grano 400, 600, 800 y 1200) se realizó manualmente en un cristal.

### **Mineralogía**

Cuarzo. Los cristales de cuarzo en general están rotos, e internamente fracturados. Su tamaño varía entre 0.1 y 2.1 mm (5 a 70 micras), aunque en general son menores de 1 mm. Exceptuando los depósitos de la base (donde hay

# IGNIMBRITA PANALILLO

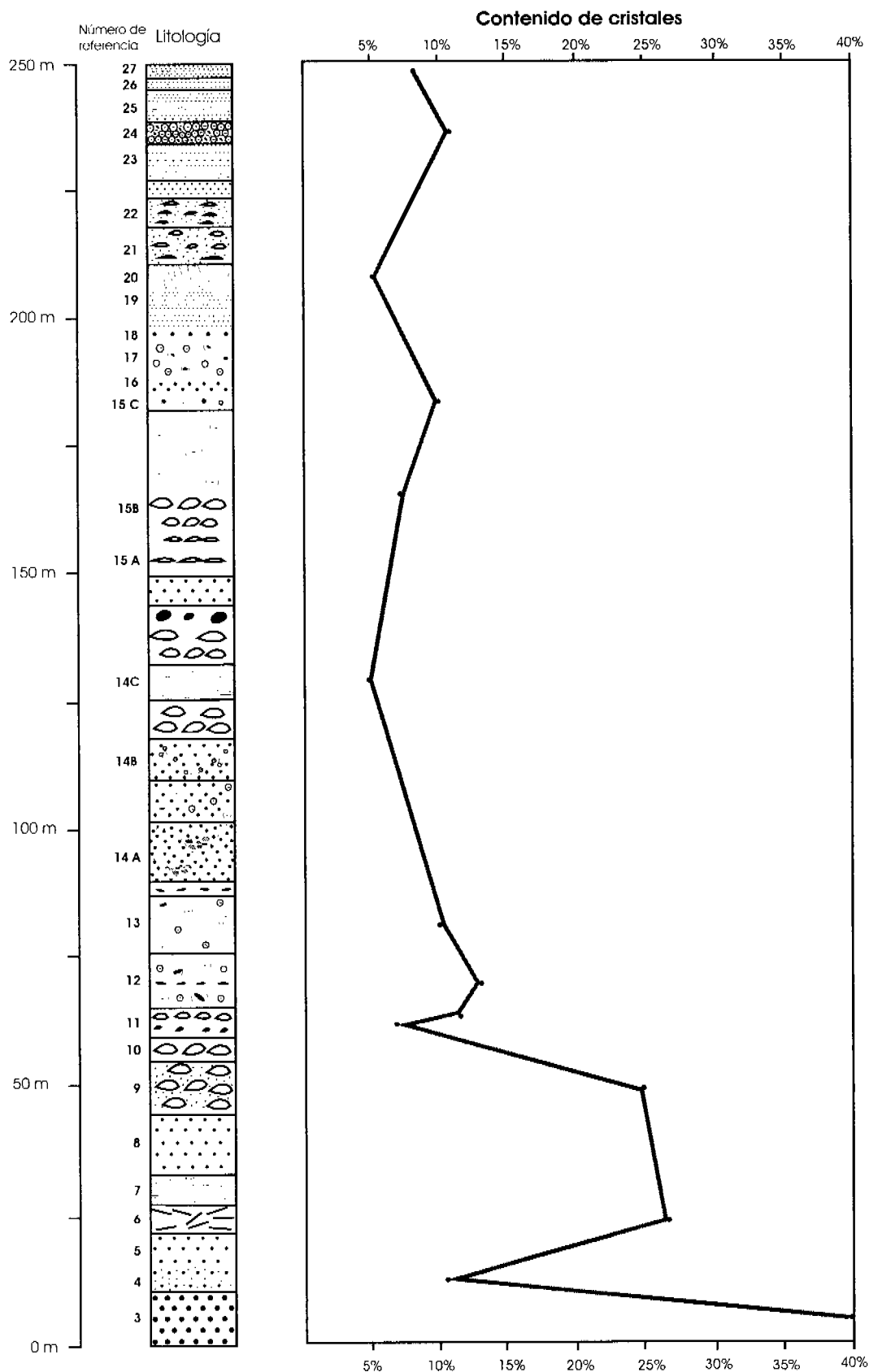


Fig. 37. Contenido de cristales en los distintos depósitos que conforman la Ignimbrita Panalillo.



cristales de cuarzo de hasta 2.1 mm) en el tercio inferior de la secuencia los cristales miden entre 0.4 y 0.76 mm. En la parte media el rango se amplía desde 0.1 a 1.2 mm y en el tercio superior varía entre 0.1 y 1.4 mm.

Feldespato potásico. Sus cristales también se presentan rotos e internamente fracturados. En la base los cristales varían de tamaño de 0.6 a 1.0 mm, pero en general, en el tercio inferior de la secuencia varían entre 0.12 y 1.2 mm. En la parte media entre 0.2 y 0.9 mm y en el tercio superior entre 0.14 y 1.0 mm. Algunos cristales presentan maclas de Carlsbad y en otros se observa una franja de reacción en las caras del cristal pero no en su superficie de ruptura.

Plagioclasa. Estas están presentes sobre todo en la parte inferior de la secuencia en donde representan entre el 1 y el 3 vol. %, y hasta un máximo de 5 vol. % (en el horizonte 6). En la parte media y superior su presencia es de máximo 1 vol. %, o no se observa.

Los cristales están rotos e internamente fracturados, presentan maclas de la albita y de Carlsbad y en ocasiones ambas combinadas. Los ángulos de extinción en los cristales varían entre 12° y 18°; menos comúnmente 20°. Estos ángulos de extinción, llevados a la línea de alta temperatura y abatiendo su intersección al eje horizontal de porcentajes de composición Ab – An, indican una ubicación composicional en el campo de la oligoclasa. Sólo en un caso, en el horizonte 6, en uno de los cristales se midió un ángulo de extinción de 22° en promedio, el cual llevado a la línea de alta temperatura, lo separa de los otros cristales de plagioclasa y lo ubica en el campo composicional de la andesina, aunque muy cerca del límite con la oligoclasa (Fig. 38).

Biotita. El mineral oscuro más común es la biotita, la cual se presenta en pequeñas hojuelas o como gránulos muy pequeños (0.12 mm).

Minerales opacos. Aquí se incluyen los cristales de minerales muy densos. Estos presentan coloración café oscuro a rojizo, el tamaño varía en general entre 0.1 y 0.4 mm (5 – 20 micras) aunque algunos alcanzan 1.2 mm. Más aisladamente se observan pequeños cristales de color rojizo de forma subangulosa de tamaño entre 0.25 y 1.2 mm que están fuertemente oxidados. En algunas zonas sólo han quedado fantasmas de tales cristales. Esta mineralogía se presenta en las Figs.

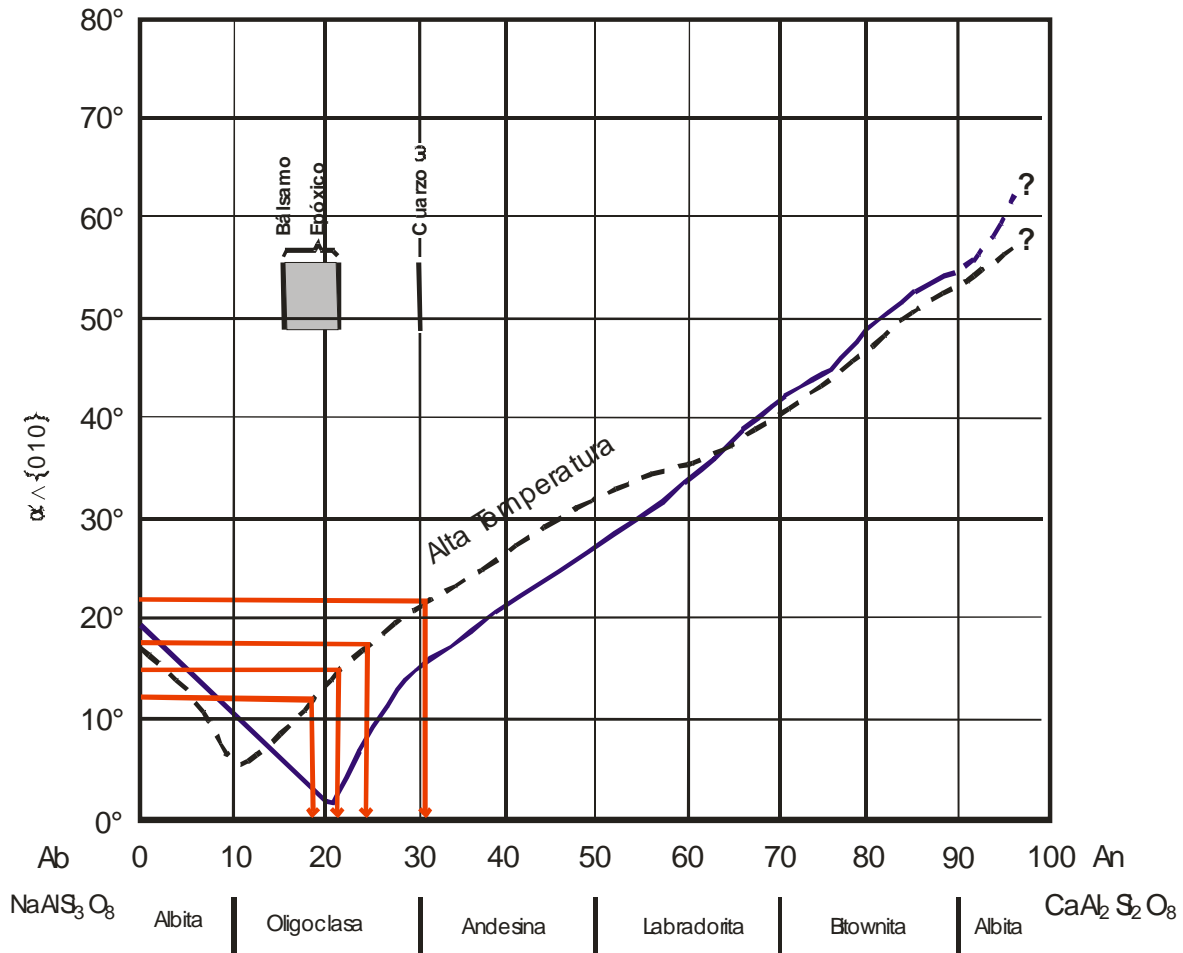


Fig. 38. Las líneas trazadas corresponden en la escala vertical a los ángulos de extinción de las plagioclasas medidos bajo el microscopio, los cuales, llevados a la línea de alta temperatura y abatidos a la escala horizontal, proporcionan una composición teórica expresada en porcentajes de Ab-An. Las clasificaciones están dadas conforme a esos valores. Para obtener los ángulos de extinción se usó el método de Michel – Lévy para la determinación de plagioclasas (Shelley, 1985). Las líneas verticales indicadas como cuarzo w, bálsamo y el pegamento epóxico se incluyen aquí para facilitar la comparación, “a grosso modo”, de la composición de las plagioclasas con los índices de esas referencias.

39, 40 y 41. Las variaciones en el contenido de cristales son referidos en la Tabla 6 y se expresan gráficamente en la Fig. 37.

Líticos accidentales. Se trata de fragmentos de roca de unidades subyacentes, los cuales pertenecen en su mayoría a lavas de composición riolítica. En menor cantidad se identificaron algunos fragmentos de arenisca y en la parte superior de basalto. Se trata de fragmentos pequeños, aunque distinguibles a simple vista (promedio 0.7 mm). A nivel de afloramiento se distinguen en algunos horizontes,

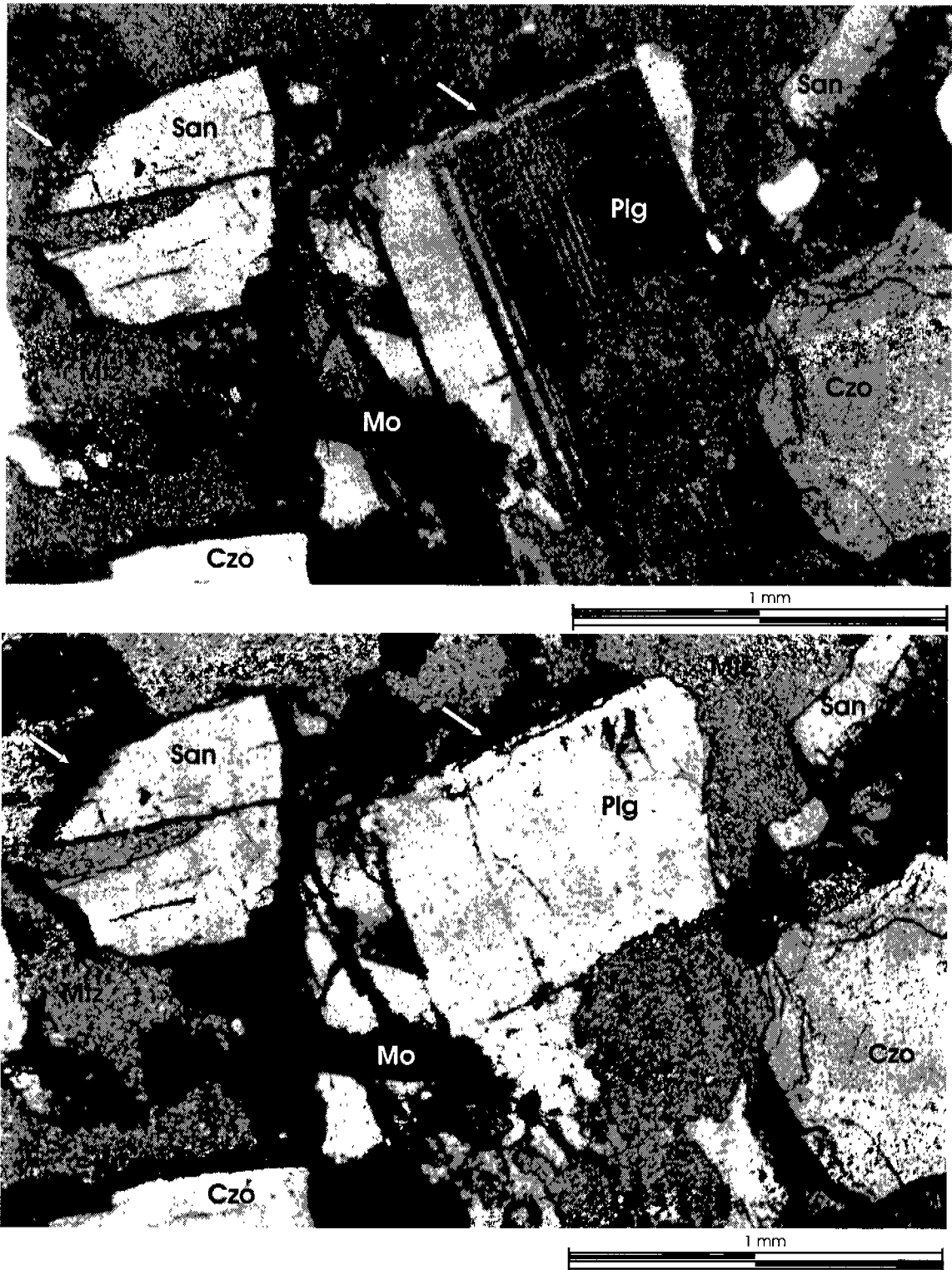


Fig. 39. Minerales contenidos en la Ignimbrita Panatillo Inferior. A) Con luz polarizada. El cristal más grande corresponde a plagioclasa (Plg) [oligoclasa]; los más pequeños son de cuarzo (Czo), feldespato potásico, sanidino (San), y óxidos de Fe (Mo). Los cristales están fracturados, son angulosos, subhedrales a anhedrales y están englobados en una matriz microcristalina. Los minerales de Fe muestran alteración por oxidación. El cristal de plagioclasa y el sanidino muestran en parte una corona de reacción (señalada por la flecha blanca). B). Misma toma con luz normal.

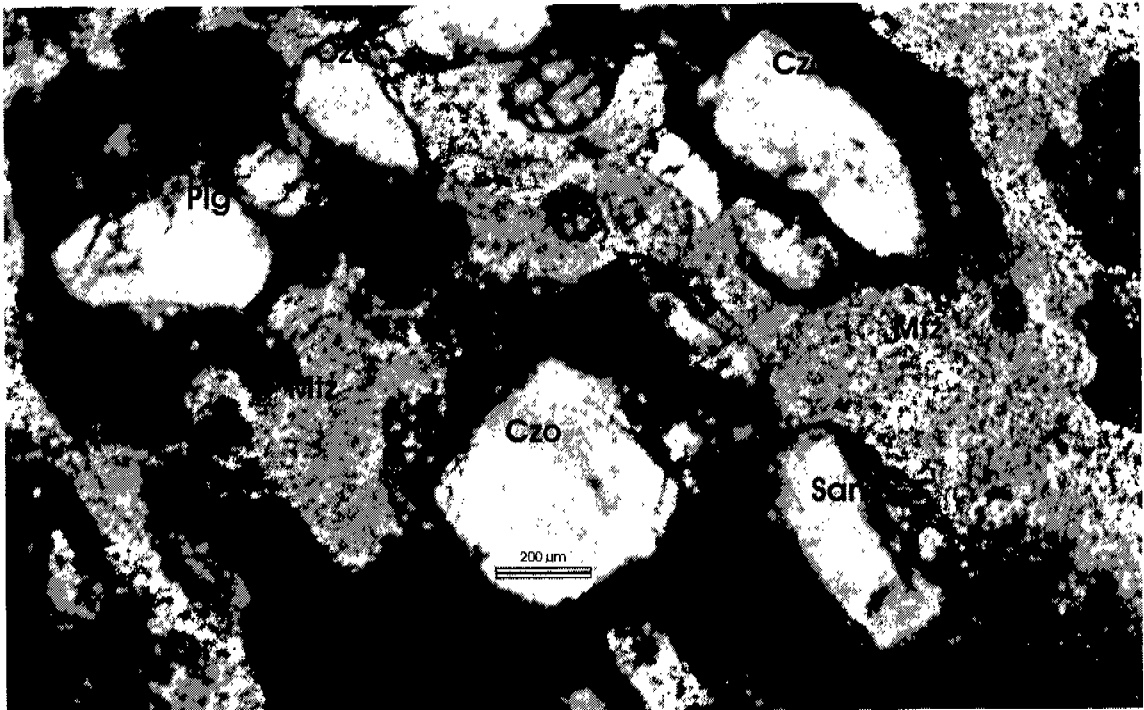
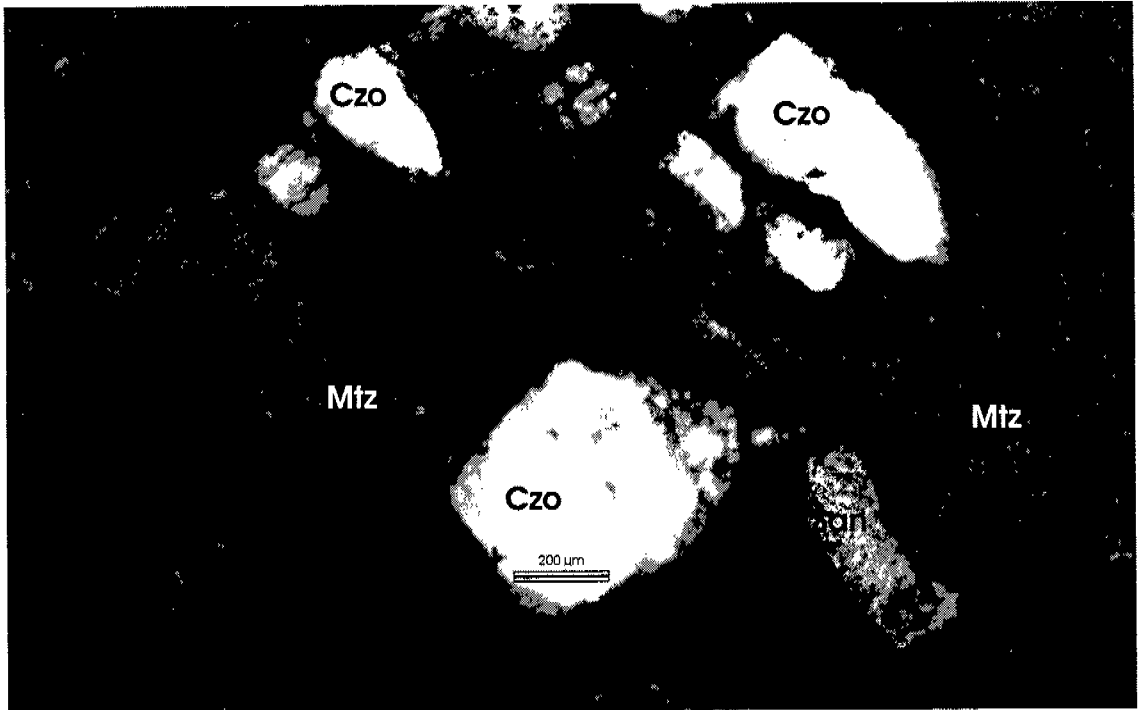


Fig. 40. A) Parte de un clasto de pómez del depósito 15 muestra los minerales que contiene: cuarzo (Czo), sanidino (San) y plagioclasa (Plg). El cuarzo de la parte central inferior presenta corona de reacción. La parte más oscura corresponde a los poros o huecos de la pómez. La fotografía superior fue tomada con luz polarizada mientras que la inferior con luz normal.

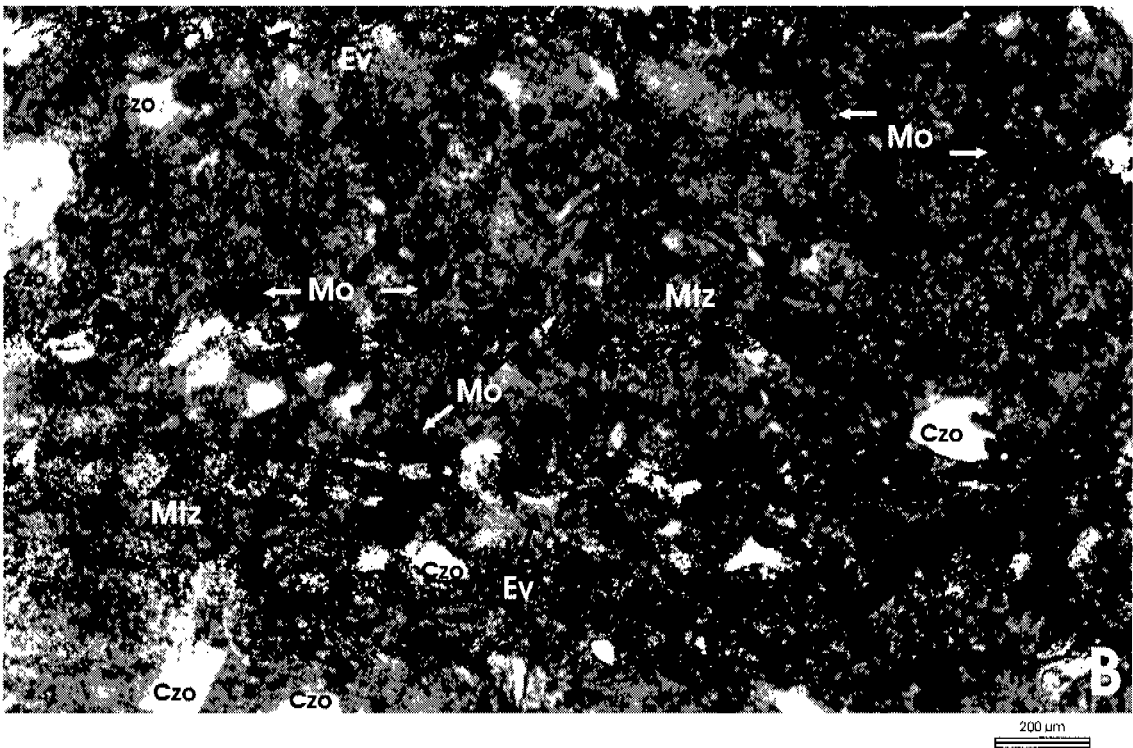
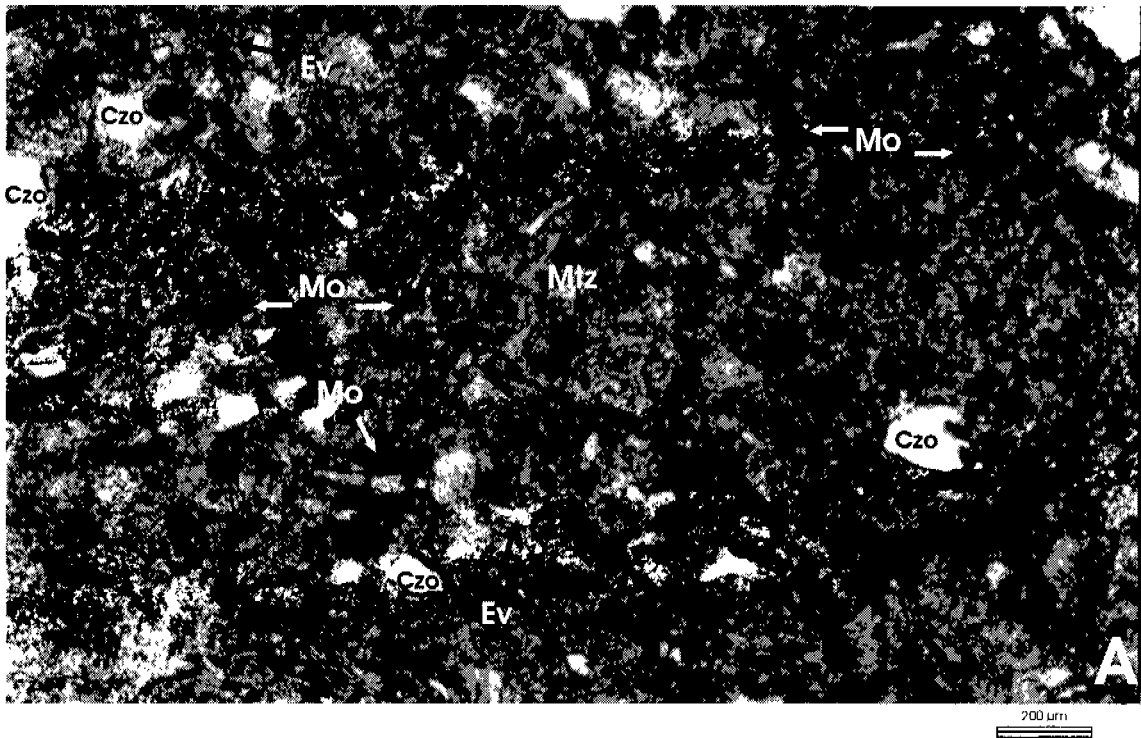


Fig. 41. A) En algunos depósitos los cristales son muy pequeños, tanto como las esquirlas de vidrio (Ev) que forman la matriz (flechas negras). Los micro-cristales de óxidos de hierro (Mo) muestran diferentes grados de oxidación, lo cual da un tinte rojizo al depósito (flechas blancas). Sólo se destacan los cristales más grandes. Fotografía tomada con luz polarizada. B). Misma toma con luz normal.

Tabla 6. Principales características petrográficas de los depósitos piroclásticos que conforman la Igmbrita Panaiillo (Miembro Inferior).

MUESTRA	TEXTURA	ESTRUCTURA	MINERALOGÍA					CLASIFICACIÓN
			CUARZO	FELDESP. K	PLAGIOCLASA	OPACOS	MATRIZ	
3	Porfírica, fenocristalina de grano medio (1-5 mm), inequigranular seriada, subhedral a anhedral, cristales rotos e internamente fracturados con fracturas en forma de bahía.	Masiva Se distinguen algunos vitroclastos ("glass shards")	20% 0.1-2.1 mm (1 mm = 50 micras)	15% 0.6-1.0 mm	3% 0.5-1.4 mm Ang. Ext. 15-20° (Oligoclasa)	2% 0.1-0.6 mm (Gránulos)	80% Microcristalina	Toba riolítica
4	Porfírica hipocristalina de grano fino (< 1 mm), inequigranular seriada, subhedral. Los cristales están rotos e internamente fracturados.	Masiva Vitroclasto medianamente soldados	4% 0.04-0.18 mm	4% 0.12-0.08 mm	1% 0.07-0.18 mm	2% 0.05-0.12 mm	85% Ceniza fina (vitroclastos)	4% de pómez blanca Sin colapsar con escasos cristales Pequeños Toba riolítica
6	Porfírica, fanocristalina de grano medio, inequigranular seriada, subhedral. Los cristales están rotos e internamente fracturados en forma de bahía.	Masiva Algunos fantasmas de cristales	10% 0.62-0.76 mm	10% 0.12-1.2 mm	5% 0.76-1.5 mm Ang. Ext. 17° (Oligoclasa)	2% 0.2 a 1.5 mm Biotita y anfíbol	73% Vítrea	Toba riolítica
9	Porfírica, hipocristalina, microcristalina de grano fino, inequigranular seriada, subhedral. Los cristales están rotos e internamente fracturados.	Masiva Vitroclastos mal soldados	15% 0.1-0.4 mm	8% 0.12-0.20 mm	1% <0.2 mm Ang. Ext. 12-18° (Oligoclasa)	1% 0.1-0.2 mm	75% Vitroclastos	Toba riolítica
11A	Glomeroporfírica hipohialina afanítica, microcristalina, inequigranular hiala, subhedral. Los cristales están rotos e internamente fracturados.	Estratificada	3% 0.1-0.3 mm	2% 0.1-0.2 mm	No se observa	2% <0.1 mm Oxidos de Fe	93% Ceniza fina (vitroclastos)	Toba vitrocristalina
11B	Glomeroporfírica hipohialina afanítica, microcristalina, inequigranular, subhedral seriada. Los cristales están rotos e internamente fracturados en forma de bahía.	Estratificada	7% 0.7-1.2 mm	5% 0.4-0.9 mm	No se observa	No se observan	88% Vitroclastos parcialmente devitrificados	Toba cristalo vítrea

12	Porfírica, hipocristalina, microcristalina, inequigranular seriada, subhedral a anhedral. Los cristales están rotos e internamente fragmentados. Las fracturas presentan forma de bahía.	Masiva	5% 0.05-0.32 mm	5% 0.32-0.8 mm	1% 0.05-0.32 mm Ang. Ext. 15-18° (Oligoclasa)	2% 0.1-0.3 mm	77% Vtroclastos parcialmente devitrificados	10% de pómez sin colapsar con escasos fenocristales. Toba hipocristalina
13	Glomeroporfírica hipocristalina, inequigranular hialal, subhedral anhedral. Los cristales son tan finos (5-45 micras) que parecen pura ceniza blanca.	Masiva	4% 0.1-0.9 mm	4% 0.2-0.6 mm	No se observan	2% Biotita y óxidos de Fe. 0.2-0.4 mm	90% Microcristalina	Toba hipocristalina
15c	Afanítica. Microcristalina, hipocristalina de grano fino (< 1 mm), inequigranular seriada a porfírica, subhedral. Cristales rotos e internamente fracturados. Fracturas en forma de bahía.	Masiva	4% 0.1-0.9 mm	4% 0.2-0.6 mm	No se observan	2% Biotita y óxidos de Fe. 0.1-0.6 mm	90% Vtrocristalina y medianamente soldada	Toba hipocristalina
20	Hipohialina, microcristalina de grano fino (< 1 mm) inequigranular, subhedral con aislados cristales euhedrales. Cristales rotos e internamente fragmentados con fracturas en forma de bahía.	Masiva Algunos vitroclastos, abundantes esterilitas pequeñas (< 10 micras) y algunas amigdalas.	2% 0.3-1.4 mm	2% 0.3-1.0 mm	No se observan	1% Biotita y óxidos de Fe. 0.1-0.6 mm	90% Vtreas (parcialmente devitrificada)	5% de pómez blanca casi afírica (escasos cristales < 5 micras). Toba hipohialina con pómez
24	Porfírica a glomeroporfírica, hipocristalina, inequigranular hialal, subhedral. Los cristales están rotos e internamente fracturados. Fractura en forma de bahía.	Masiva Contiene aislados aglomerados de cristales pequeños	5% 0.1-0.6 mm	3% 0.14-0.4 mm	1% 0.2-0.5 mm Ang. Ext. 17° (Oligoclasa)	2% 0.08-0.2 mm Óxidos de Fe	89% Vtrocristalina con grado medio de soldamiento	Toba hipocristalina

27	Hipocristalina de grano fino (< 1 mm), microcristalina, inequigranular, subhedral. Los cristales están rotos e internamente fracturados. Las fracturas tienen forma de bahía	Masiva	5% 0.1-0.9 mm	1% 0.02-0.04 mm	No se observan	2% Biotita y óxidos de Fe. 0.1-0.6 mm	92% Criptocristalina	Toba de ceniza fina
----	--	--------	------------------	--------------------	----------------	---	-------------------------	---------------------



líticos accidentales de 7 y hasta de 12 cm. Algunos líticos accidentales del depósito 12 (Fig. 37) pertenecen a areniscas, los cuales son de forma subredondeada a redondeada y su tamaño varía entre 0.38 y 0.95 mm.

### **10.3.- Ignimbrita Panalillo superior**

El análisis de láminas delgadas de la ignimbrita Panalillo superior bajo el microscopio petrográfico presenta la siguiente mineralogía: cuarzo, feldespato potásico (sanidino), plagioclasa y minerales opacos (Fig. 42). La mineralogía es típica de una ignimbrita de composición riolítica.

El cuarzo en general se presenta roto e internamente fragmentado, con fracturas en forma de bahía, lo cual es típico de cristales en ignimbritas. El tamaño de sus cristales varía entre 0.12 mm y máximo 2.5 mm, aunque en su mayoría entre 0.75 y 0.95 mm. El porcentaje varía en general entre 10 y 15 vol. %, aunque en la cima este porcentaje es un poco mayor (hasta 20 vol. %).

En algunas muestras el cuarzo presenta extinción ondulante, y algunos de estos cristales están rodeados de cristales o coronas de plagioclasa. También presentan aureolas formadas por otros minerales (plagioclasas y piroxenos), así como feldespato potásico. Las coronas de reacción que se presentan en los fenocristales y el carácter zoneado de las plagioclasas indican que reaccionaron con el líquido de composición diferente al inicial cuando éstas ya se habían formado.

Los cristales de plagioclasa corresponden a oligoclasa principalmente y andesina (¿y labradorita?) (Torres-Aguilera, 2005). El porcentaje de plagioclasa varía entre 1 y 5 vol. % (en su mayoría 2-3 vol. %).

El feldespato potásico corresponde a sanidino y en general se presenta en un porcentaje menor del 10 vol. %.

Los minerales oscuros corresponden a biotita (escasa) y algunos óxidos de hierro. En cuanto a las microestructuras, las más notables son los pliegues de flujo y la presencia de esferulitas; éstas últimas son de forma redondeada y también de formas irregulares. Los pliegues de flujo son la contraparte microscópica de la

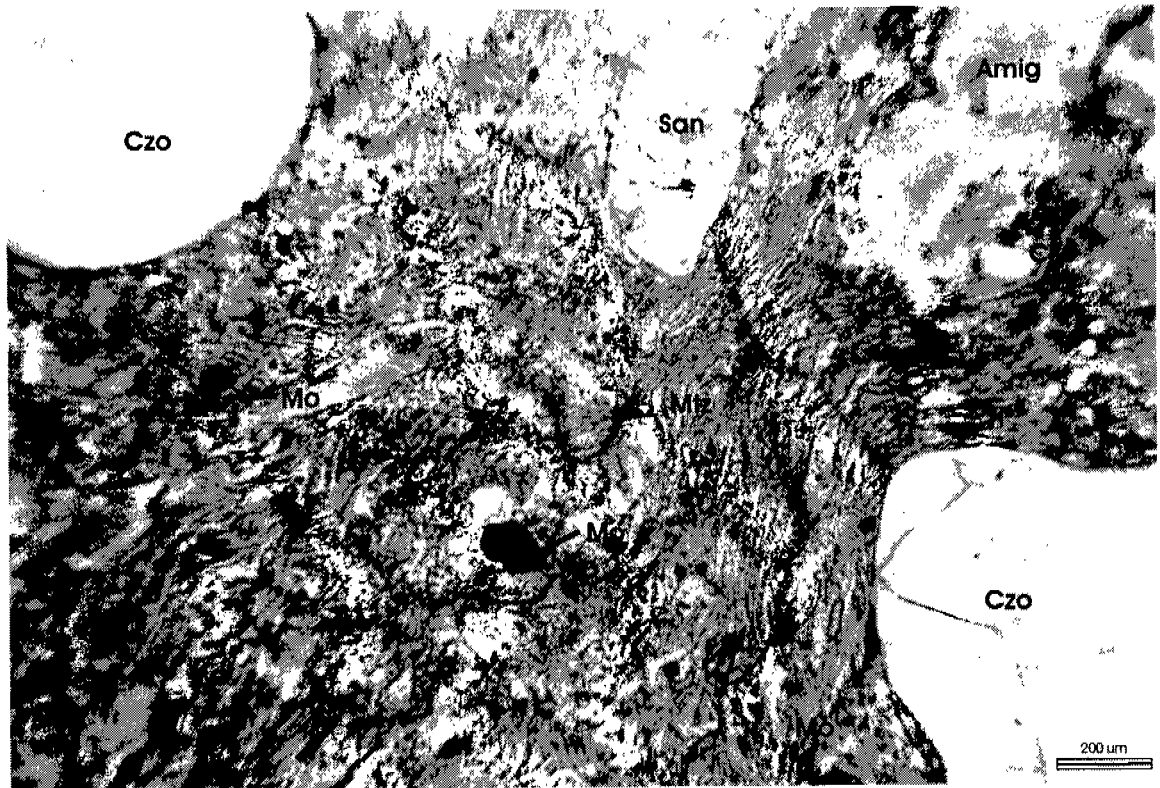
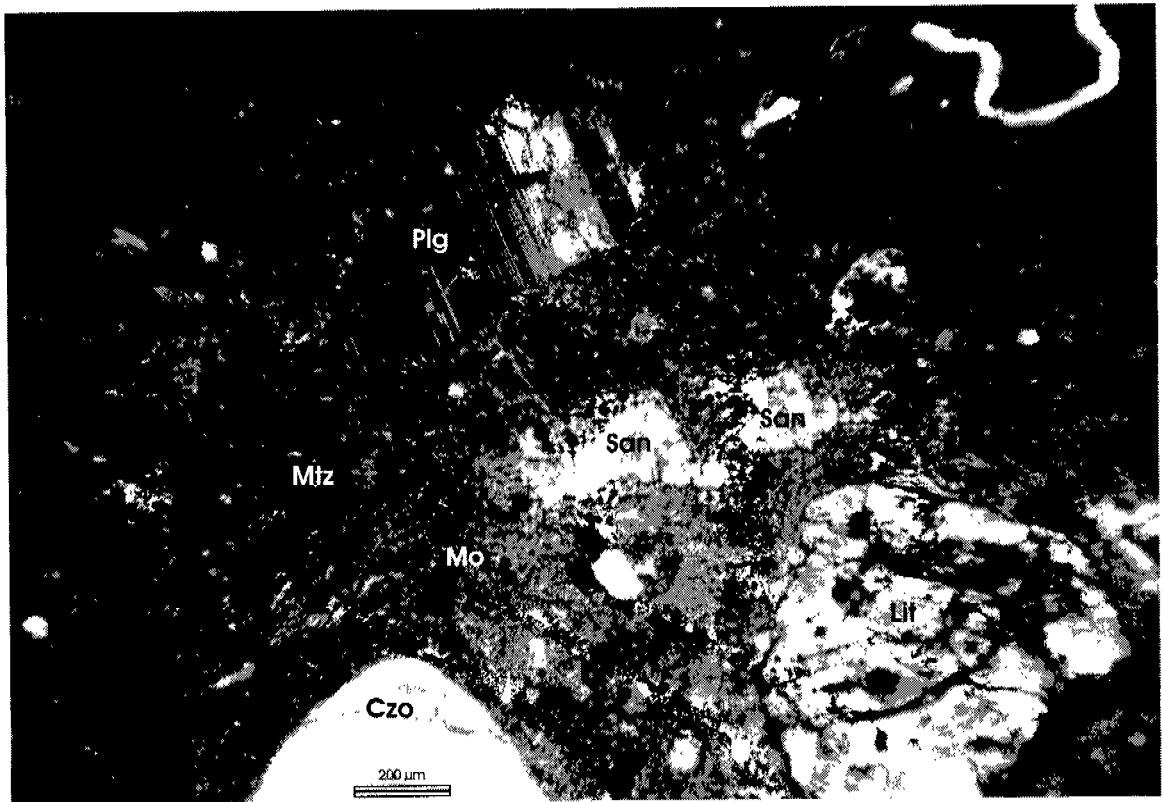


Fig. 42. Minerales presentes en el Miembro Superior de la Ignimbrita Panallillo. A) Se muestra el carácter fragmentario de los cristales, los cuales corresponden a plagioclasa (Plg), cuarzo (Czo) y sanidino (San). Presenta además algunos líticos accidentales con fracturas rellenas de óxidos. B) Resalta el carácter de la matriz formada por vitroclastos ("glass shards") bien soldados. Los cristales en general son subhedrales, están rotos e internamente fragmentados. Los minerales oscuros corresponden a micas (biotita). Es frecuente observar bajo el microscopio pequeñas amígdalas.

textura fluidal que se observa macroscópicamente en esta ignimbrita debido a su carácter reomórfico. La composición y la morfología de las esferulitas tienen un significado especial en cuanto a la temperatura inicial de la ignimbrita soldada y el proceso de devitrificación. Las esferulitas formadas por cuarzo fibroso y Sandino de formas esféricas tienen temperaturas de formación menores que las de formas en abanico (McPie, et al., 1993; Best y Christiansen 1997). Las primeras indican temperaturas de formación  $<700^{\circ}\text{C}$ , las segundas temperaturas superiores (Fig. 11). También se observan algunas amígdalas.

Torres-Aguilera (2005) reportó un posible cristal de labradorita en una muestra de esta unidad analizada bajo el microscopio. El cristal de labradorita está rodeado por coronas de reacción y cristales mal formados de plagioclasa menos cálcica. La presencia de labradorita (la cual es característica de rocas ígneas intermedias a máficas) en rocas de composición félsica sugiere que se trata de un xenocristal, o bien, que se trata de un cristal que se formó en etapas tempranas de cristalización y no se fraccionó, así, en cuanto el magma siguió evolucionando reaccionó con el líquido residual.

Los cristales de cuarzo rodeados por aureolas formadas por otros minerales, así como su extinción ondulante parecen señalar su carácter metamórfico, lo cual implica que se trata de un residuo de fusión parcial de corteza continental.

Aranda-Gómez (en Labarthe et al., 1982) en un estudio petrográfico de algunas muestras de esta unidad señaló una serie de observaciones que son compatibles con esta hipótesis. La petrografía detallada de esta unidad que reporta Torres-Aguilera (2005), para otros lugares diferentes a los reportados en Labarthe et al. (1982), abunda en observaciones de este tipo.

#### **10.4. Petrografía de los diques piroclásticos**

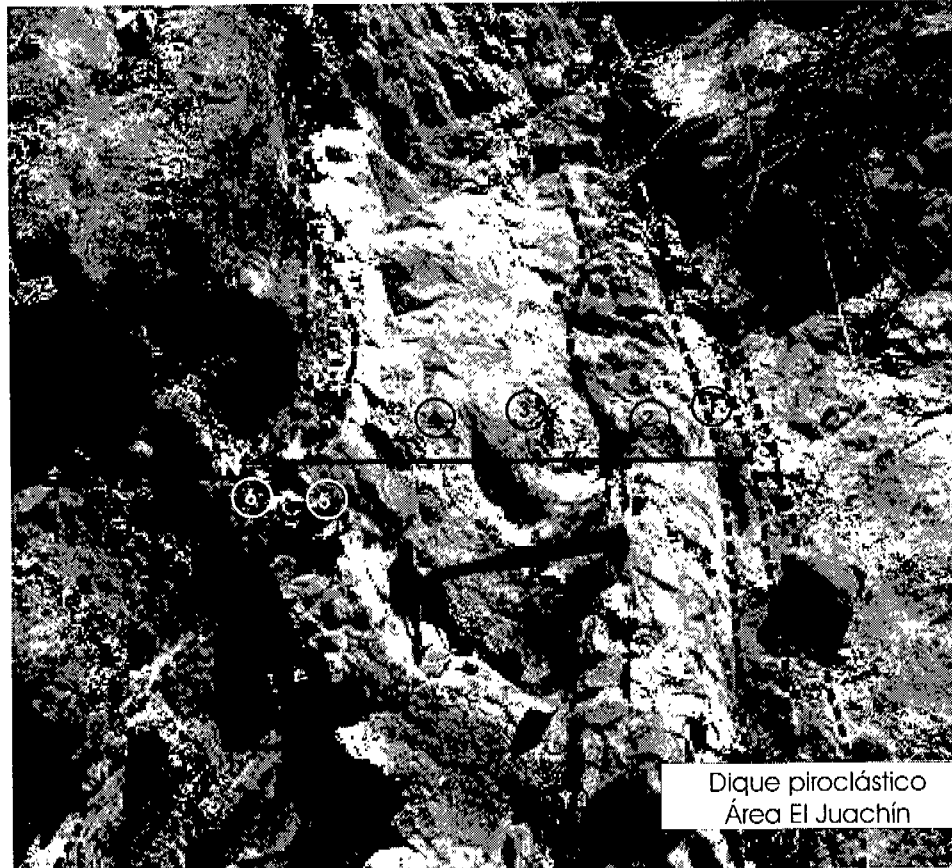
Los diques piroclásticos asociados al emplazamiento de la Ignimbrita Panalillo Inferior están en las fallas regionales principales, especialmente las que controlan el curso del arroyo El Juachín y el de Las Cabras (Torres Hernández et al., 1998; 2006). Una descripción detallada de los depósitos piroclásticos que constituyen la

ignimbrita, está reportado en el apartado de petrografía correspondiente. La petrografía detallada del material piroclástico en los diques (ver el orden de las muestras en la Fig. 43), es como sigue:

Muestra 1. Fragmentos de cristales de cuarzo, feldespato potásico, esquirlas de vidrio (vitroclastos), pómez, espacios irregularmente rellenos de arcillas verdosas, muy escasos cristales pequeños (0.60 mm) de plagioclasas (oligoclasa), los cuales están maclados y óxidos de hierro. La matriz es vítrea. Los cristales representan entre 10 y 15 vol. % y predominan los cristales de cuarzo y sanidino. Las esquirlas de vidrio o vitroclastos tienen formas irregulares y también formas de tubos; varían en tamaño entre 0.037 y 0.126 mm. Los fragmentos de pómez son de naturaleza fibrosa y varían en tamaño entre 0.056 y 0.233 mm. La matriz está constituida por vitroclastos parcialmente soldados. La alteración de la matriz ha generado algo de arcilla. Los minerales de hierro están parcialmente alterados generando un halo de oxidación. Esta oxidación imprime un color café claro característico en las márgenes de las estructuras.

Muestra 2. Cristales fragmentados de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y escasa biotita. Fragmentos de pómez, vitroclastos, minerales de hierro parcialmente alterados y otros minerales metálicos (ferromagnesianos) escasos. Contiene también fragmentos líticos. La matriz es de ceniza volcánica, la cual está formada por vitroclastos parcialmente soldados. Donde estos vitroclastos están alterados se transforman en arcillas de coloración verdosa. El contenido de cristales varía entre 25 y 30 vol. %, predominan los cristales de cuarzo y sanidino y su tamaño varía entre 0.11 y 0.2 mm. Las plagioclasas son muy escasas y tienen maclas combinadas (albita–Carlsbad). Hay de dos tipos, una corresponde a oligoclasa y la otra a andesina. En los vitroclastos predominan los de forma de tubo. Los fragmentos de roca corresponden a fragmentos de lava riolítica que bajo el microscopio se observan como agregados de microcristales.

Muestra 3. Contiene minerales fragmentados de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas y escasos ferromagnesianos. Contiene clastos de pómez muy pequeños. La matriz consta de esquirlas de vidrio en donde abundan las formas de tubo. Parcialmente, la matriz está alterada formando arcillas.



Características macroscópicas principales del material que forma el dique piroclástico.

- ① Ceniza fina del tamaño de arcilla de color gris, con tonalidades café a rojizo por oxidación.
- ② Material piroclástico del tamaño de arena media en el que se distinguen cristales de cuarzo y feldespato potásico, escasos ferromagnesianos y aislados líticos.
- ③ Material piroclástico del tamaño de arena gruesa formado por cristales de cuarzo, feldespato potásico, aisladas micas, escasos ferromagnesianos, clastos diminutos y líticos.
- ④ Material piroclástico del tamaño de arena media en el que se distinguen cristales de cuarzo y feldespato potásico, escasos ferromagnesianos y aislados líticos.
- ⑤ Material piroclástico del tamaño de arena media en el que se distinguen cristales de cuarzo y feldespato potásico, escasos ferromagnesianos y aislados líticos.
- ⑥ Ceniza fina del tamaño de arcilla de color gris, con tonalidades café a rojizo por oxidación.

Fig. 43. El carácter estratificado del dique lo da la diferente granulometría del material piroclástico que lo forma. Flujo granular en un conducto tabular puede generar que las partículas o cristales mayores se concentren en el centro a causa de que ahí ocurre mayor velocidad de flujo, comparado con la velocidad en los márgenes por la fricción con las paredes. Esto obviamente genera un cambio gradual en la granulometría del centro a las orillas. La otra posibilidad es que la estructura se halla formado de manera compuesta, es decir, por diferentes eventos de emisión de flujos piroclásticos, en cuyo caso, el contacto entre los diferentes materiales será de carácter erosivo y los cambios de granulometría pueden ser abruptos. Adicionalmente, en este último caso pudiera haber cambios en la composición química del material piroclástico. El análisis petrográfico del material que compone este dique señala una composición homogénea en cuanto a su mineralogía, pero grandes contrastes en cuanto a tamaño de las partículas individuales. Macroscópicamente se observan contactos erosivos entre los diferentes materiales. Los números señalan las muestras obtenidas para su análisis bajo el microscopio petrográfico y son referidas con estos números en su descripción en el texto.

Los fragmentos de cuarzo son angulosos a subangulosos y varían en tamaño entre 0.08 y 0.21 mm. Los de mayor tamaño alcanzan 0.4 mm. Representan el 15 al 20 vol. % del contenido mineral de la muestra. El feldespató potásico corresponde a sanidino. El tamaño es semejante a los fragmentos de cuarzo, predominando los de 0.20 mm. Representan del 7 al 10 vol. % del contenido mineral de la muestra. En general son angulares, aunque hay algunos cristales euhedrales. Las plagioclasas representan aproximadamente el 2 vol. % del contenido mineral de la muestra, tienen macla combinada de albita – Carlsbad y se identificaron como oligoclasas. Sus cristales son subhedrales y si están fragmentados, tienen formas angulares. Contiene escasos ferromagnesianos, algunos parcialmente oxidados. Los líticos que contiene corresponden a fragmentos de lava riolítica y de rocas piroclásticas (tuficitas). Se observaron algunas estructuras de devitrificación (esferulitas). Contiene escasos cristales de biotita (1 vol. %) en sus típicas formas de hojuelas y algunos están fuertemente oxidados. Los vitroclastos son de diferentes formas y tamaños. Los clastos de pómez son de formas irregulares, sin colapsar, angulares y de diferente tamaño. Predominan los de tamaño entre 0.3 y 0.45 mm, aunque algunos son de hasta 1 mm. La matriz es de ceniza fina formada por vitroclastos, los cuales parcialmente están alterados a arcillas de color verde.

Muestra 4. Contiene fragmentos de cuarzo, feldespató potásico, plagioclasas, minerales máficos y líticos. Contiene escasos minerales ferromagnesianos. Los fragmentos de cuarzo son angulosos, varían en tamaño entre 0.02 y 0.13 mm, aunque algunos llegan a 0.25 mm. El cuarzo representa aproximadamente el 15 vol. % del contenido mineral de la muestra. Los fragmentos de cristales de feldespató potásico (sanidino) son angulosos, de tamaño semejante a los de cuarzo, predominando los de 0.13 mm. Representan el 10 vol. % del contenido mineral de la muestra. Las plagioclasas son subangulosas, presentan macla de albita, y combinada de albita – Carlsbad, con ángulo de extinción corto, identificado como oligoclasa. En cantidad representan <5 vol. % del contenido mineral de la muestra. Se llegan a encontrar algunos cúmulos de cristales en los cuales se asocian cuarzo, feldespató potásico y plagioclasa. Los minerales

máficos son escasos (1 vol. %), están moderada a fuertemente alterados, son de formas angulosas, de tamaño aproximado entre 0.06 y 0.13 mm y están diseminados en la matriz. Los líticos corresponden a lutita y a riolita y se observan como agregados microgranulares de cuarzo, sanidino y óxidos de fierro, cuyo tamaño varía entre 0.15 y 0.25 mm. Representan del 2 al 3 vol. % del contenido mineral de la muestra. Los clastos de pómez son angulares y de diferentes formas y tamaños (máximo 0.5 mm). La matriz corresponde a ceniza fina formada por vitroclastos, algunos de los cuales tienen forma de tubos. El cementante corresponde a óxidos de fierro.

Muestra 5. Contiene cristales fragmentados de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, algunos minerales máficos, líticos y escasos óxidos de fierro. La matriz está formada por ceniza fina de esquirlas de vidrio, parcialmente alteradas a arcillas. Los fragmentos de cuarzo representan el 15 vol. %, son angulares y su tamaño varía entre 0.06 y 0.12 mm, hasta un máximo de 0.26 mm, predominando los de 0.12 mm. El feldespato potásico es de granulometría semejante a la del cuarzo, predominando los de tamaño intermedio. Algunos cristales de sanidino presentan la macla de Carlsbad. En cantidad representan entre el 8 y 10 vol. % del contenido mineral en la muestra. La plagioclasa ocurre en fragmentos angulares, representa el 1 vol. % con maclas de albita y se identificó como oligoclasa. Su tamaño es de 0.12 mm. Los minerales máficos son angulosos, están fuertemente oxidados y representan solo el 1 vol. %; su tamaño promedio es de 0.12 mm. Los líticos corresponden a lutita y lava riolítica y están formados por cuarzo, feldespato y algunos ferromagnesianos englobados en una matriz vítrea. Varían en tamaño entre 0.12 y 0.20 mm. La matriz está constituida por esquirlas de vidrio, algunas de las cuales tienen formas subredondeadas, otras tienen formas de tubo y su tamaño máximo es de 0.30 mm. La alteración de esta ceniza fina produce minerales arcillosos de coloración verdosa. El cementante está formado por óxidos de fierro.

Muestra 6. Contiene fragmentos de cristales de cuarzo, feldespato potásico y algunos ferromagnesianos. No se observan plagioclasas. La matriz está constituida de esquirlas de vidrio parcialmente alteradas a arcilla. Los cristales

están fragmentados y varían de angulosos a subangulosos. El tamaño varía entre 0.047 y 0.11 mm, hasta un máximo de 0.166 mm. En cantidad representan del 20 al 25 vol. % del contenido mineral total de la muestra. Predomina el cuarzo con tamaños entre 0.047 y 0.11 mm, los de 0.16 representan aproximadamente el 5 vol. %. El feldespato se presenta en fragmentos de diferente tamaño, predominando los de tamaño pequeño y los de tamaño de 0.16 mm constituyen del 1 al 2%. Los cristales de plagioclasa son muy escasos (<1 vol. %) están maclados y su tamaño promedio es de  $\pm 0.11$  mm.

Los vitroclastos tienen formas muy irregulares (tubos y esquirlas) y en su mayoría son los tubos rotos los que forman esquirlas irregulares. Las esquirlas irregulares y los tubos tienen tamaños similares a los cristales. Algunas esquirlas alargadas alcanzan tamaños de hasta 0.5 mm.

Además, es posible encontrar algunos fragmentos de pómez de formas subangulosas, cuyo tamaño promedio es de 0.238 mm. Los minerales máficos representan aproximadamente el 1 vol. %, son de formas alargadas y están oxidados. El cementante es de óxidos de hierro.

Las características granulométricas del material piroclástico en ambas márgenes del dique (muestras 1 y 6) son muy parecidas, excepto que los vitroclastos en la muestra 6 son más pequeños que en la muestra 1, en la cual son escasos los fragmentos con forma de tubo. El material de la parte central es más grueso y con mayor contenido de cristales.



## **11. VULCANOLOGÍA DE LA IGNIMBRITA PANALILLO INFERIOR**

La Ignimbrita Panalillo en el CVSLP está presente sólo en la parte NE central de la Sierra de San Miguelito, en el Graben de Bledos y en el Graben de San Martín (Fig. 2). En cada una de estas áreas está formada por depósitos estratificados de pómez y ceniza, en donde localmente cada secuencia presenta características particulares. Una constante en cada uno de estos sitios es que la ignimbrita constituye el relleno de depresiones tectónicas del tipo fosas y semifosas (“grabens y semigrabens”) y la presencia de diques piroclásticos asociados a las fallas normales principales y/o a fallas secundarias asociadas a éstas. Aquí se describen las características de los depósitos y la historia vulcanológica que reflejan. A continuación se detalla la secuencia de depósitos de esta ignimbrita en 5 localidades de la Sierra de San Miguelito (Curva El Centavo, El Juachín, Cantera Escalerillas, La Curva, Insurgentes). Estas localidades son las mismas que se marcaron en la Fig. 34.

### **11.1. Localidad Curva El Centavo**

La secuencia general de los depósitos piroclásticos en esta localidad está representada en la Fig. 46. Este sitio tiene de particular que contiene en la base 1.5 m de una alternancia de depósitos de flujos y oleadas piroclásticas, algunos de los cuales fueron muy erosivos. Encima de la secuencia anterior se presentan depósitos masivos de pómez y ceniza parcialmente soldada. La pómez es blanca, casi afírica, no está colapsada, es sub-angular y no tiene un arreglo preferencial (gradación normal o inversa). Hay clastos de pómez de hasta 7 cm. Contiene escasos y aislados líticos.

Hacia la parte media de la secuencia se presenta un nuevo ciclo o fase eruptiva que inició con una secuencia de oleadas y flujos piroclásticos, que generaron un depósito de 5 m de espesor. Sobre éstos, se presenta un depósito grueso de pómez y ceniza pero con estratificación difusa.

Sobre los depósitos anteriores alternan depósitos de material fino con depósitos

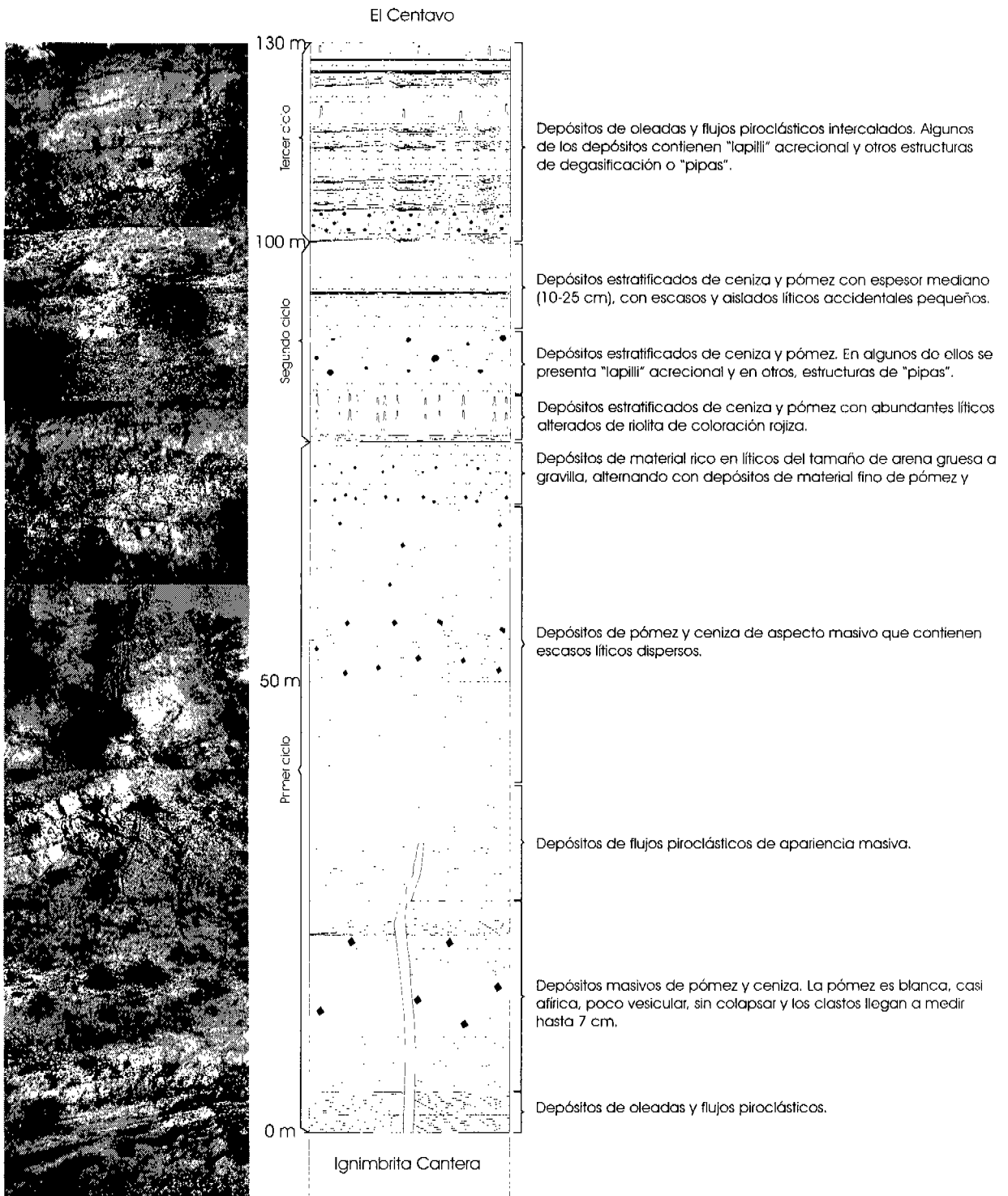


Fig. 44. Columna compuesta de la localidad El Centavo. Esta localidad y la de Escalerillas constituyen las de mayores espesores de la Ignimbrita Pandalillo Inferior en la Sierra de San Miguelito. En la mitad inferior predominan los depósitos de flujo piroclástico masivos. En la mitad superior son muy abundantes los depósitos de oleadas piroclásticas, los cuales se intercalan con los depósitos de flujo piroclástico. La característica más sobresaliente, consiste en que algunos de los depósitos de la parte superior presentan "lapilli" acrecional y estructuras de degasificación en forma de tubos. La flecha señala un dique piroclástico que corta a los depósitos inferiores, pero no a los de la parte media. Es el mismo que se representa en el esquema.

de material del tamaño de arena gruesa, o incluso gravilla. En partes la secuencia es de granulometría gruesa (bloques y grava) únicamente, pero se alcanzan a distinguir los diferentes depósitos, indicando que se formaron uno a uno, porque están bien estratificados. Son múltiples unidades de flujo piroclástico depositadas a partir de una serie de erupciones intermitentes. Paulatinamente, hacia arriba en la secuencia se pasa a depósitos estratificados delgados de ceniza fina y en algunos de estos depósitos se observa lapilli acresional.

Encima de los depósitos finos con "lapilli" acresional se presentan depósitos con abundantes líticos accidentales rojizos de riolita alterada, aunque éstos no llegan a constituir horizontes muy marcados, más bien están dispersos en los depósitos. Los líticos están redondeados a sub-redondeados y pertenecen a clastos de lava fluidal de composición riolítica, semejante a la de los domos que afloran en el escarpe de falla contra la que descansa la secuencia. Es decir, son localmente derivados. Sobreyaciendo a los depósitos anteriores, se presentan depósitos delgados (10 cm) con estructuras de degasificación endurecidas en forma de pequeños tubos ("pipes"). Estas estructuras le dan un aspecto característico a este horizonte. Sobre los anteriores, se presenta una serie de depósitos de flujos piroclásticos de 10-25 cm de espesor formados por ceniza fina que finaliza en la cima con depósitos de oleadas piroclásticas (con "lapilli" acresional), otro horizonte con "pipes" y flujos piroclásticos de 7-10 cm de espesor.

## **Interpretación**

Los depósitos de la base (1.5 m) representan la apertura de los conductos de la erupción (surges y flujos piroclásticos delgados), después de lo cual, al aumentar la intensidad de la erupción se emplazaron los depósitos masivos culminando con un evento particularmente violento (el que depositó los bloques), que representa la primera etapa de la erupción. El carácter estratificado de los depósitos señala pulsos o variaciones en la intensidad de la erupción. La emisión de gran cantidad de líticos que desarrollan brechas suele asociarse a la formación de calderas de colapso (Druitt y Bacon, 1986); sin embargo, como proponen Torres et al. (1998;

2006) el vulcanismo piroclástico que formó esta ignimbrita ocurrió de manera simultánea con el fallamiento extensional.

Un segundo ciclo se inició con la emisión de oleadas piroclásticas, a lo cual siguió el desarrollo de una columna eruptiva cuyo comportamiento fue variable en cuanto a su intensidad, generando depósitos de flujos y oleadas piroclásticas delgados que generaron depósitos de 7 a 15 cm de espesor. Esta parte de la secuencia se interpreta como desarrollada a partir de una serie de erupciones intermitentes tipo freatomagmático.

La parte de la secuencia con abundancia de líticos rojizos de riolita sugiere una intensa erosión en el (o los) conducto(s) de emisión, afectando las lavas riolíticas que fueron alteradas por procesos fumarólicos después del primer ciclo de erupción antes considerado.

La presencia de lapilli acrecional es un distintivo característico de depósitos de oleadas piroclásticas húmedas (con alto contenido de agua) (Carey, 1991). Esto último, sobre todo si los depósitos piroclásticos presentan además estructuras de deformación en sedimento suave. En general, el “lapilli acrecional” es comúnmente generado en columnas de erupción explosivas, especialmente en las de erupciones freatomagmáticas ricas en vapor de agua o en erupciones freáticas (Self y Sparks, 1978). Sin embargo, también es común encontrarlo en depósitos de oleadas piroclásticas y en algunas ignimbritas (Cas y Wright, 1988; pag. 356).

El tercer ciclo, donde alternan depósitos de oleadas y flujos piroclásticos delgados que contienen estructuras de lapilli acrecional y lapilli armado, refleja sobre todo actividad hidromagmática, lo cual implica aportes de agua de manera intermitente al conducto (o los conductos) de erupción.

Las estructuras de “pipes” que se presentan en la parte superior de la secuencia, representan evidencias de actividad paleo-fumarólica. Probablemente los depósitos piroclásticos se emplazaron sobre una superficie húmeda pantanosa, generando vaporización post-emplazamiento antes de que los cubrieran los depósitos siguientes. Estructuras de degasificación suelen presentarse en ignimbritas y están ampliamente documentadas (por ejemplo Sheridan, 1970; Cas y Wright, 1987, pags. 258-260).

Las litofacies presentes en esta localidad son Tobas de “Lapilli” de estratificación cruzada (xsTL) (en la base), masivas (mLT) en la parte inferior y media y estratificadas (sLT) en la cima.

### **11.2. Localidad tipo de las co-ignimbritas del Juachín**

En esta localidad la ignimbrita presenta 80 m de espesor y la característica más importante es que su base presenta gran contenido de líticos (Fig. 47). En los primeros 3 m de la parte inferior de la secuencia los depósitos son principalmente de ceniza que contienen escasos líticos dispersos. Los depósitos no están soldados, pero tienen cierto endurecimiento por cementación parcial de sílice.

En los siguientes 17 m, hacia arriba, predominan los líticos del tamaño de bloques, los mayores de los cuales superan un metro de longitud. Presentan estratificación difusa y una burda gradación simétrica en la que los bloques más grandes se presentan en la parte central (Fig. 47). Arriba de las brechas líticas, en aproximadamente otros 10 m, sólo se presentan 3 horizontes delgados, ricos en líticos (por lo general es menor de 5 cm), intercalados con depósitos en donde es muy limitada la presencia de líticos.

En los 50 m de la parte superior de la secuencia los depósitos están constituidos principalmente de ceniza y pómez. Se trata de una serie de depósitos de flujos piroclásticos estratificados de espesores delgados (7 a 10 cm) a gruesos (>40 cm), entre los que se intercalan horizontes muy delgados (<3 cm) de ceniza fina con estratificación cruzada de bajo ángulo, derivados de oleadas piroclásticas (“surges”), en algunos de los cuales se observa lapilli acrecional y fragmentos de ramas sin carbonizar. En otros depósitos se observan abundantes fragmentos pequeños de carbón. Encima de los depósitos anteriores se presenta una secuencia de depósitos de pómez y ceniza fina, entre los que se intercalan tres horizontes delgados que contienen líticos accidentales de lavas riolíticas alteradas (oxidadas) correspondientes a la unidad subyacente denominada Tsm (Riolita San Miguelito). La parte más superior de la secuencia está constituida de ceniza fina y escasa pómez, presenta soldamiento bajo a intermedio (en un horizonte su

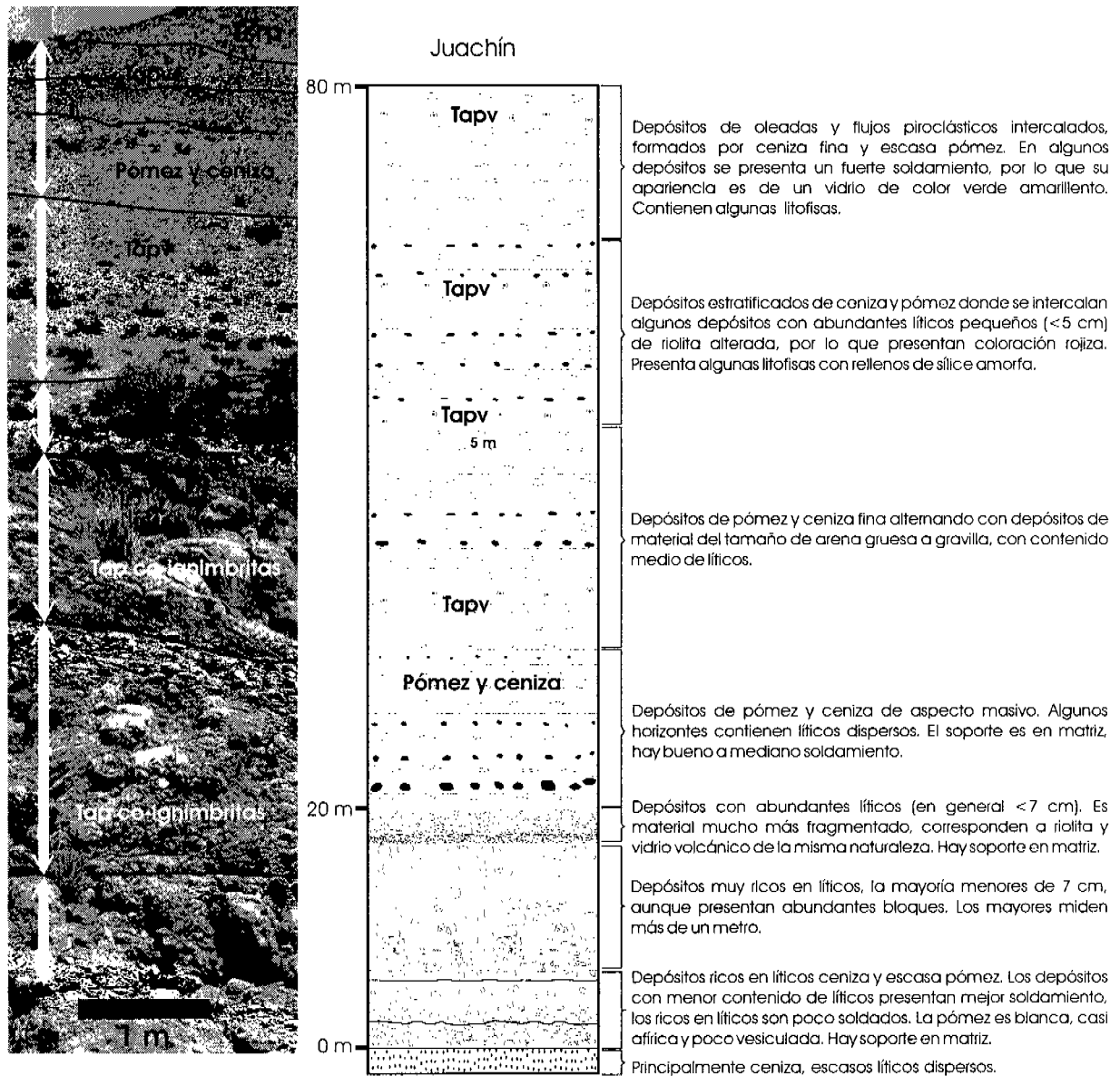


Fig. 45. Columna litológica compuesta de la localidad El Juachín. La base de la secuencia que aflora en este punto es rica en líticos, incluyendo abundantes bloques. Los de mayor tamaño superan el metro de largo (ver la franja negra de escala). Hay soporte parcial entre clastos y la matriz es de material del tamaño de arena gruesa, que incluye ceniza, abundantes líticos del tamaño de grava, e incluso aislados clastos de pómez. Arriba de los 20 m predomina el material fino, e incluso varios horizontes tienen aspecto vítreo o con diferentes grados de devitrificación. Algunos de estos horizontes presentan litofisas

aparición es vítrea) y su color es verde amarillento. En dicho horizonte se desarrollaron algunas litofisas, las cuales presentan rellenos de sílice amorfa.

Sobre el arroyo El Juachín se pueden observar los cambios texturales de las brechas líticas de la mitad inferior de la ignimbrita. Partiendo de la localidad aquí descrita y siguiendo al NW por más de 3 Km se pueden observar depósitos con brechas líticas, pero su expresión, espesor y tamaño de los líticos, son menores que en la localidad que se describe. En cambio, si se sigue hacia el SE, el tamaño y cantidad de líticos disminuye paulatinamente y a la altura de la presa El Peaje, los depósitos ya casi no contienen líticos. Aproximadamente a 1.5 Km al SE de esta localidad (hacia el poblado de Pozuelos), se observan facies intermedias con lentes de líticos y algunos canales de erosión en los cuales hay también acumulación de líticos.

## **Interpretación**

El carácter estratificado de los depósitos (brechas líticas y depósitos de pómez y ceniza fina sin o con escasos líticos) indica que la actividad en la columna eruptiva estuvo marcada por pulsos en donde la intensidad y energía de la misma crecía y decrecía. La naturaleza episódica y las inestabilidades de la actividad eruptiva generaron la apariencia estratificada de los depósitos.

Branney y Kokelaar (1997; 2002) consideran que depósitos de brechas líticas proximales, depósitos estratificados con horizontes de concentración de líticos y depósitos masivos que se acumulan gradualmente, pueden formarse a partir de una corriente de densidad sostenida, en la cual ocurre depositación continua en la base de la corriente. Las características de cada depósito individual dependerán de las condiciones que prevalezcan en la zona límite del flujo (“flow boundary zone”) al momento del depósito.

El alto contenido de líticos de la mitad inferior de la secuencia en esta localidad indica un proceso eruptivo donde la capacidad erosiva del material piroclástico emitido en los conductos fue creciendo (fase paroxismal), o bien que un evento tectónico simultáneo a la erupción proporcionó la enorme cantidad de líticos que

generaron las brechas.

Los depósitos de esta ignimbrita en el CVSLP, casi en cualquier parte donde afloran, presentan en la base mayor echado que los depósitos de la cima, generando una disposición en abanico y terminan contra una falla normal. Esta geometría de los depósitos es común en cuencas sedimentarias donde ocurre basculamiento (tipo medio graben) durante el proceso de relleno de la cuenca. Esto sugiere que el fallamiento y la depositación piroclástica por la actividad volcánica ocurrieron simultáneamente (Torres et al., 1998; 2006). Se infiere también que el fallamiento más significativo (tipo colapso) ocurrió durante el inicio de la actividad piroclástica, proporcionando el aporte masivo de los líticos. Durante el emplazamiento de la mitad superior de la secuencia el fallamiento sincrónico debió ocurrir de manera más paulatina.

En la última etapa de la actividad explosiva y quizás después de un breve periodo de reposo ocurrió un evento eruptivo vigoroso en el que la columna eruptiva alcanzó su mayor altura (erupción pliniana), se tornó estable y generó un depósito de pómez de caída que sólo se observa en Mesa El Panal y en la parte SE del Graben de Bledos. Este depósito pudo conservarse en ambos sitios porque está cubierto por la Ignimbrita Panalillo Superior.

La parte inferior de la secuencia aquí descrita, la correspondiente a las brechas líticas gruesas, presenta nulo soldamiento. Esta situación es explicable si consideramos que los líticos accidentales (fríos) predominan en esta parte del depósito y el material juvenil caliente es proporcionalmente menor. En parte, esto se debe a la vigorosa elutriación de finos durante el emplazamiento de la fracción gruesa y densa que constituye la brecha co-ignimbrítica. La predominancia del material frío sobre el material caliente inhibió el soldamiento del depósito.

### **11.3. Localidad Cantera de Escalerillas**

Esta localidad se ubica al norte de donde afloran las co-ignimbritas de El Juachín. Se trata de una secuencia de al menos 250 m de espesor (Fig. 46) y las características litológicas son muy diferentes a las de las localidades antes



## Cantera Escalerillas

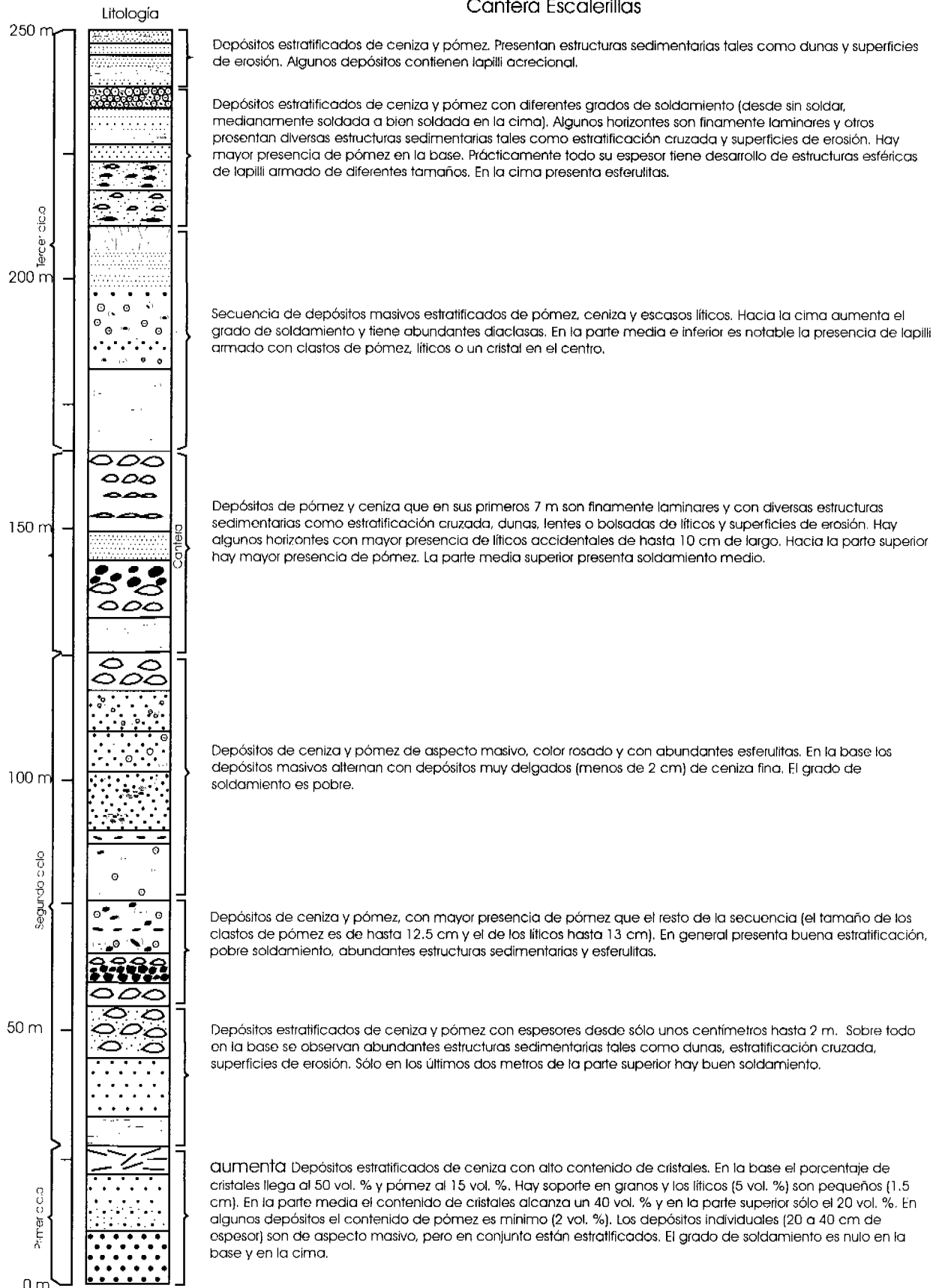


Fig. 46. Columna compuesta de la secuencia expuesta en la Cantera de Escalerillas.

descritas. En la primera etapa (primer ciclo) la actividad eruptiva generó corrientes de densidad turbulentas que depositaron primero sedimentos del tamaño de arena gruesa con alto contenido de cristales (50 vol. %), pómez (15 vol. %) y escasos líticos accidentales. En los depósitos subsiguientes disminuye paulatinamente el contenido de cristales y en la cima su contenido es de 20 vol. %. La pómez disminuye hasta valores de sólo un 2 vol. % del volumen total del depósito. Los depósitos, aunque estratificados, son en general de apariencia masiva y su grado de soldamiento es bajo.

Un segundo ciclo inició con la emisión de oleadas piroclásticas que depositaron una secuencia estratificada de ceniza fina y pómez que presentan estructuras de estratificación cruzada y superficies de erosión. Luego los depósitos son gruesos (hasta 2 m), de apariencia masiva y con soldamiento bajo a medio. A los 60 m de la base los depósitos tienen mayor presencia de pómez (clastos de hasta 12.5 cm) y líticos del tamaño de bloques (hasta 13 cm). Los depósitos subsiguientes son de pómez y ceniza con abundantes estructuras de lapilli armado. El grado de soldamiento es bajo. Estas condiciones prevalecen hasta los 125 m aproximadamente.

Un tercer ciclo se presenta de los 125 a los 250 m. Entre los 125 y los 165 m se presenta una secuencia con mayor grado de soldamiento que es explotada como cantera. En la base, los primeros depósitos corresponden a ceniza fina, son laminares y presentan estructuras de depósito tales como estratificación cruzada, lentes o bolsadas de líticos y superficies de erosión entre depósitos. Luego, depósitos de pómez y ceniza con diferentes granulometrías y algunos horizontes enriquecidos en líticos, cuyos tamaños alcanzan hasta 10 cm de largo. La pómez es más abundante en la cima.

Una nueva etapa se inicia a los 165 m y culmina a los 210 m. Los depósitos de esta etapa corresponden a pómez y ceniza estratificados, contienen abundantes líticos dispersos y estructuras de lapilli armado de hasta 12 cm de diámetro, cuyo centro de acreción es, un cristal, un clasto de pómez, o un lítico. En la parte superior el grado de soldamiento es mayor y presenta numerosas diaclasas.

Los 40 m de la cima lo constituyen depósitos estratificados de ceniza y pómez con diferentes grados de soldamiento. Algunos depósitos contienen lapilli acrecional.

## **Interpretación**

La secuencia expuesta en esta localidad refleja una historia compleja de depositación piroclástica. Los depósitos de la base ricos en cristales implican un mecanismo de concentración de los mismos (Hay, 1959; Walker, 1972; Sparks y Walker, 1977), lo cual incluye liberación de cristales inicialmente contenidos en la pómez, efecto de ingestión de aire en el frente del flujo (Wilson y Walker, 1982) y procesos de depósito en las corrientes piroclásticas vigorosas y diluidas donde los cristales y líticos son concentrados en los depósitos de la base (“ground surge deposits”), en tanto que los componentes finos son elutriados y separados del flujo denso. Este material se deposita después sobre el depósito masivo como una unidad de ceniza fina de caída.

Un segundo ciclo de depositación inicia con el emplazamiento de depósitos de oleadas piroclásticas a las que siguió el depósito de flujos piroclásticos de estructura masiva, con pobre soldamiento en la base y soldamiento medio en la cima.

Un cambio drástico en las condiciones eruptivas están marcadas (aproximadamente a los 60 m) por depósitos de pómez y ceniza ricos en líticos de hasta 13 cm. Los depósitos subsecuentes con abundantes estructuras de lapilli armado, debieron emplazarse en condiciones húmedas, pues este tipo de estructuras son características de depósitos hidrovulcánicos (Reimer, 1983; Fisher y Schmincke, 1984; Gilbert y Lane, 1994). Fisher y Schmincke (1984) señalan que el lapilli armado tiene un valor indicativo mayor que el lapilli acrecional para caracterizar este tipo de vulcanismo, ya que estas estructuras sólo han sido reportadas para depósitos hidrovulcánicos. A los 125 m, justo a la mitad de la secuencia, inicia un nuevo ciclo con depósitos de oleadas piroclásticas, a lo cual siguió el emplazamiento de un depósito masivo, cuya temperatura de emplazamiento fue suficiente para que soldara parcialmente. Un horizonte rico en

líticos cerca de la base de este depósito masivo (ignimbrita) sugiere que su emplazamiento constituyó un evento paroxismal. Brechas líticas en los depósitos ignimbíticos suelen asociarse a colapsos caldéricos, quizás aquí a fallamiento extensional. Los depósitos subsecuentes con estructuras de lapilli armado señalan participación de agua en el proceso eruptivo. Los 40 m de la parte superior de la secuencia que están caracterizados por depósitos tipo oleadas piroclásticas y que presentan estructuras de lapilli acrecional y lapilli armado se interpretan como producto de erupciones intermitentes en condiciones húmedas por entrada de agua en el conducto de erupción.

En general, las variaciones de la intensidad en la columna de erupción, pudieron estar influenciadas por procesos inherentes a la liberación de presión de la cámara magmática y a la influencia del fallamiento extensional que se postula se ligó con la emisión de la ignimbrita (Torres et al. 1998; 2006). La participación de agua en el proceso eruptivo, es otro factor que modifica las condiciones de erupción (Scolamaccia et al., 2005).

Las diferencias en el grado de soldamiento de los depósitos (soldamiento bajo a medio) sugieren cambios en la temperatura de emplazamiento, lo cual pudo darse por diferencias en la temperatura de emisión y por la entrada de agua en el conducto (o conductos) de erupción. Sólo los eventos paroxismales parecen haber generado las condiciones de calor suficiente para que se fundiera el material vitroclástico de la matriz, especialmente en los lugares donde se explota comercialmente como cantera.

#### **11.4. Localidad La Curva**

Los depósitos piroclásticos en esta localidad presentan dos facies bien definidas: la de la parte inferior con estratificación delgada y difusa y la de la parte superior con estratificación masiva (Fig. 47).

En la parte inferior, los depósitos son masivos y están formados por ceniza y pómez casi afírica, poco vesicular, el máximo tamaño de éstas es de 7 cm. Contiene escasos líticos, los cuales no tienen un acomodo preferencial.

La Curva

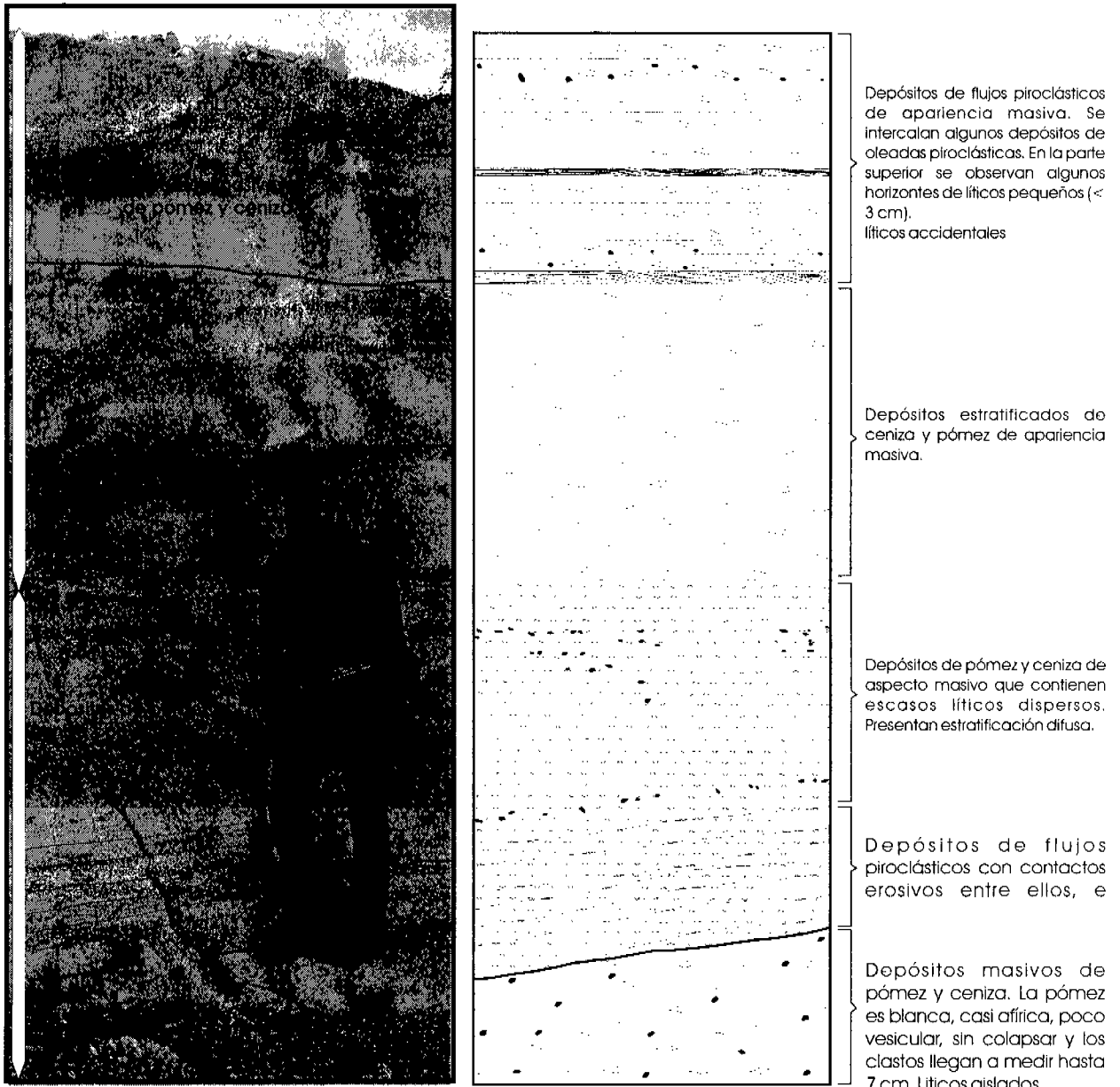


Fig. 47. Depósitos piroclásticos en la localidad La Curva. Los depósitos no presentan soldamiento alguno, ni estructuras de devitrificación, tales como litofisas. Los depósitos de la base son ricos en pómez y pobres en finos y su apariencia es masiva. Los sobreyacentes son más ricos en finos y presentan superficies de erosión y lateralmente son impersistentes. Hacia arriba ocurre una transición a depósitos con estratificación difusa y finalmente, en la cima los depósitos son masivos. No todo el espesor de la secuencia aparece en la fotografía.

En la parte media los depósitos son en general de estratificación delgada. Un mayor acercamiento a los depósitos nos muestra que algunos se adelgazan y desaparecen lateralmente y presentan estratificación cruzada, formando planos de muy bajo ángulo. Algunos estratos presentan gradación simétrica y superficies de erosión. Otros estratos presentan horizontes enriquecidos en líticos y todo el material se presenta sin soldar, pero mediana a altamente endurecido. Estos depósitos se clasifican como toba de "lapilli" de estratificación difusa (LT), de acuerdo con la clasificación de Branney y Kokelaar (2002).

La parte superior es esencialmente masiva, aunque presenta algunos horizontes intermedios de material más fino. Estos horizontes delgados son lateralmente impersistentes. La parte masiva corresponde principalmente a ceniza del tamaño de arena de grano medio y de pómez muy pequeña (en general <2 cm, aunque hay clastos de hasta 5 cm) la cual es de color blanco y con escasos fenocristales pequeños (<2 mm). Hay escasos líticos accidentales pequeños (<3 cm) sub-angulares a sub-redondeados y éstos se presentan muy dispersos (soportados en matriz). Los clastos de pómez son redondeados a sub-redondeados y no se distinguen estructuras planares o gradación, ni imbricación de clastos de líticos o de pómez. En la parte superior, en cuatro depósitos masivos, se observó gradación normal e inversa y cambios en la clasificación del material piroclástico. Los clastos de pómez que contiene son pequeños <1 cm y están redondeados. Invariablemente son de pómez blanca ligeramente fibrosa y con escasos y pequeños cristales. En esta localidad no se presentan diques piroclásticos asociados con los depósitos como en las localidades anteriormente mencionadas.

## **Interpretación**

La estratificación difusa y los estratos lateralmente impersistentes sugieren grados variables de inestabilidad en la corriente piroclástica de densidad sostenida (Branney y Kokelaar, 2002). Este tipo de litofacies se deposita cuando las condiciones en la zona límite de flujo (concentración de partículas y los gradientes de cisalla) son intermedias entre depositación dominada por escape de fluidos (lo

cual deposita facies masivas -mLT) y depositación dominada por tracción, la cual deposita Tobas de Lapilli estratificadas (sLT) (Branney y Kokelaar, 2002).

Los depósitos delgados de material más fino que se intercalan en la parte superior de la secuencia, pueden indicar inestabilidades en la corriente piroclástica de densidad. Esto pudo ocurrir probablemente, por efectos friccionales intrínsecos en la zona límite de flujo dominada por flujo granular o por oleadas piroclásticas sucesivas en una corriente piroclástica sostenida pero fluctuante. Branney y Kokelaar (2002) sugieren que este tipo de depósitos también puede ocurrir por generación periódica de remolinos turbulentos en la zona límite de flujo. Según Ui et al., 1992, inestabilidades cerca de las márgenes del flujo pueden generar también este tipo de depósitos.

Los depósitos masivos con estratificación pobre o ausente, indican una zona límite de flujo dominada por escape de fluidos, en la cual por ese efecto, se suprimió el esfuerzo cortante turbulento que pudiera haber inducido segregación friccional y estratificación (Branney y Kokelaar, 2002).

La abundancia de ceniza fina en la mLT indica que, aunque la zona límite de flujo pudo estar dominada por escape de fluidos e involucrar con esto cierto grado de elutriación de ceniza fina, el proceso no fue lo suficientemente eficaz como para eliminar la mayoría de los finos.

La evidencia que indica que los depósitos masivos de la Ignimbrita Panalillo Inferior en esta localidad se emplazaron en un proceso de agradación progresiva, la constituye el hecho que hay planos de estratificación entre estos depósitos, los cuales se dan por cambios en la granulometría de los depósitos, así como cambios en la gradación y clasificación.

Las variaciones en facies masivas (mLT), de la base a la cima, pueden ser asignadas con cierta certeza a inestabilidades durante la depositación sostenida, mientras que, cuando en depósitos ignimbríticos masivos (mLT) faltan o están ausentes variaciones verticales, esto indica que prevalecieron condiciones estables durante la depositación sostenida (Branney y Kokelaar, 2002).

Se ha discutido si las ignimbritas masivas (mLT) se han depositado a partir de una corriente de densidad que se emplazó: a) en masa; o, b) en forma gradual

(agradacional). Como evidencias de agradación progresiva se han citado las siguientes características: 1) variaciones laterales graduales hacia litofacies estratificadas (que claramente se agradan); 2) variaciones graduales en el tamaño del grano de la base a la cima, clasificación, composición química y el desarrollo de fábrica (imbricación de clastos); 3) ocurrencia de perfiles complejos en cuanto a la gradación y clasificación; y, 4) la íntima relación entre la mLT zoneada y la topografía (Branney y Kokelaar, 2002).

En la mayoría de los depósitos no hay evidencias de soldamiento, ni de estructuras de devitrificación (esferulitas o litofisas), por lo que se concluye que La Panalillo es una ignimbrita típica de bajo grado.

### **11.5. Localidad Insurgentes**

En esta localidad hay un solo afloramiento (el banco de material localizado en el pueblito de Insurgentes) y ahí la ignimbrita tiene aproximadamente 20 m de espesor. En este lugar se observan cinco paquetes de material piroclástico (sin observarse la base), tres de ellos son masivos y están formados casi exclusivamente por ceniza del tamaño de arena fina. Contienen clastos de pómez subredondeados y aislados líticos dispersos. Los otros dos paquetes están constituidos por una secuencia de depósitos piroclásticos muy delgados (unos pocos centímetros) de ceniza fina del tamaño de la arcilla, que a su vez presentan laminaciones (Fig. 48). En estos depósitos se observan algunas estructuras sedimentarias tales como estratificación cruzada de bajo ángulo, pero en general su aspecto es de laminaciones. Ninguno de ambos tipos de depósito presenta soldamiento.

### **Interpretación**

Los depósitos de aspecto masivo probablemente fueron emplazados por flujos piroclásticos a partir de una corriente de densidad sostenida, en la que la mayoría del material más grueso ya se había depositado. Las condiciones prevaecientes



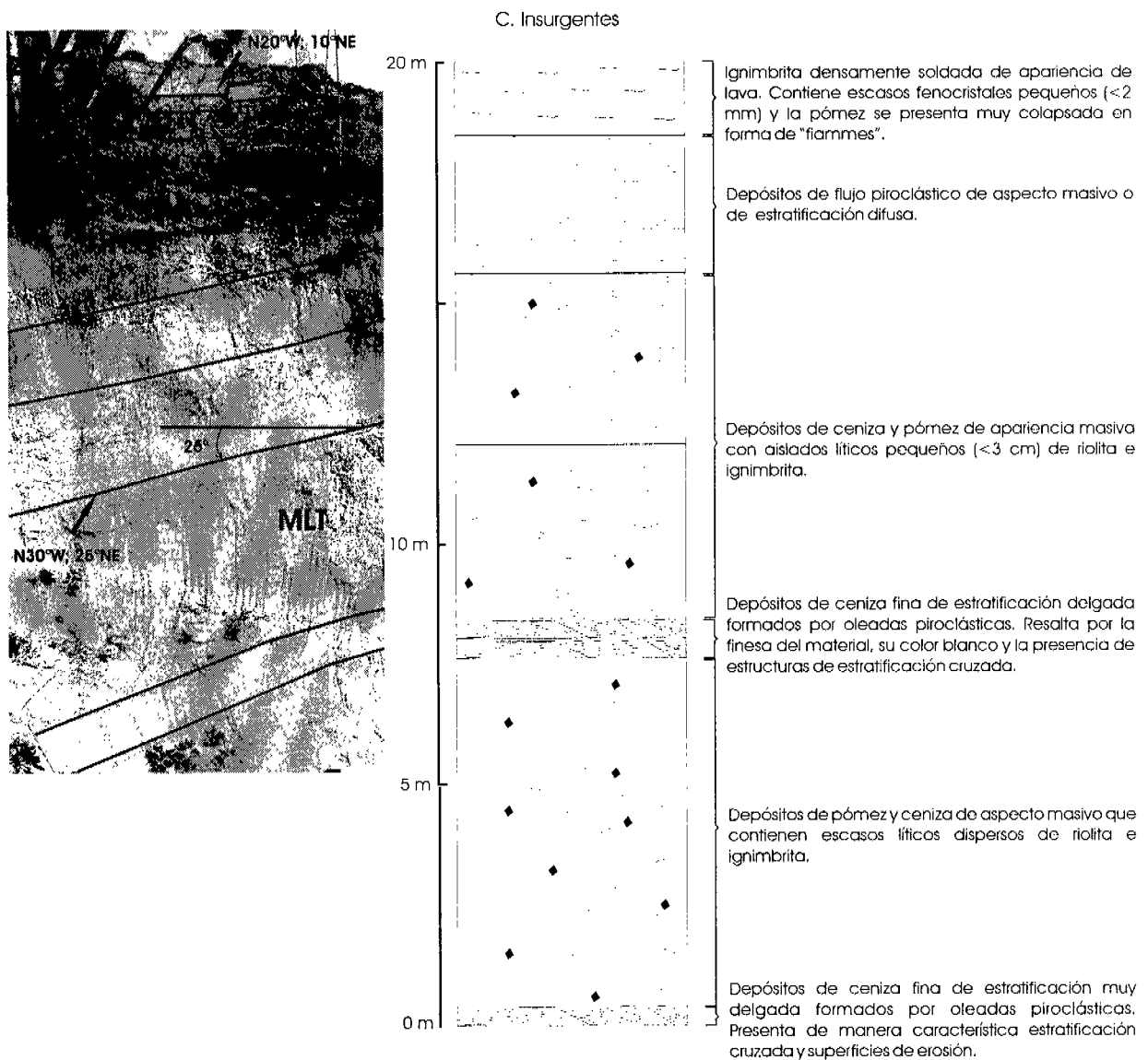


Fig. 48. Secuencia piroclástica en la localidad Colonia Insurgentes. En esta parte la columna es de mucho menor espesor que en las localidades anteriores, los depósitos piroclásticos no están soldados ni hay presencia de estructuras que indiquen procesos de devitrificación. Se infiere por ello que nunca estuvieron soldados. El grado de basculamiento de los depósitos (25°) con respecto a la unidad sobreyacente (10°), indica una discordancia erosional entre ambas unidades.

en la zona límite de flujo fueron de escape de fluidos.

Los depósitos de ceniza fina con estratificación cruzada y laminaciones probablemente fueron depositados a partir de oleadas piroclásticas muy diluidas.

Los depósitos son paralelos y están basculados con 25° al NE y presentan pequeñas fallas normales que desplazan por algunos centímetros a los depósitos.

En la Fig. 48 puede observarse que el basculamiento de la unidad volcánica sobreyacente (Ignimbrita Panalillo Superior) es de solo 10° al NE, lo cual contrasta con los 25° de inclinación (en la misma dirección) de los depósitos precedentes.

Esto señala una discordancia entre la Ignimbrita Panalillo Inferior y la Ignimbrita Panalillo Superior. Otra evidencia de discordancia entre ambas ignimbritas se observa al sur de la Presa Calderón (parte SE del CVSLP) donde la Ignimbrita Panalillo Superior cubrió a un pequeño graben de orientación N–S, cuyas fallas cortan a la Ignimbrita Panalillo Inferior. El graben fue rellenado por depósitos conglomeráticos antes que se emplazara la Ignimbrita Panalillo Superior.

#### **11.6. Características geoquímicas de los depósitos**

Se realizaron análisis químicos de elementos mayores de 5 muestras de la Ignimbrita Panalillo Inferior tomadas en la secuencia expuesta en Mesa El Panal, adyacente a la localidad tipo de las co-ignimbritas en el arroyo El Juachín. Se eligió este lugar porque está bien expuesto todo el perfil de los depósitos, lateralmente puede seguirse su relación con los depósitos de co-ignimbritas y pudieron seleccionarse estratos libres de líticos accidentales. Los resultados se muestran en la Tabla 7\*. En esta tabla también se incluye el análisis de una unidad de pómez de caída que corona esta secuencia. Este es el único punto de la Sierra de San Miguelito donde se ha podido reconocer este depósito. Además, se incluye el análisis de la unidad sobreyacente (Ignimbrita Panalillo Superior) cuya muestra se obtuvo en La Mesa Chilitos en la parte SE del CVSLP al norte del poblado de Carranco.

En la Tabla 7 la muestra 1 corresponde a la unidad de pómez de caída mencionada. Las muestras 4 y 5 corresponden a la base, la muestra 2 se ubica en

Tabla 7. Análisis geoquímico de elementos mayores (en wt.%) de la Ignimbrita Panalillo Inferior (muestras 1 a 5). La última muestra (Trp) corresponde a la Ignimbrita Panalillo Superior, la cual cubre discordantemente a la primera.

Muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PxC	Suma
Tap 1	70.58	0.16	13.78	2.59	0.03	0.51	0.61	0.96	5.16	0.01	5.48	99.87
Tap 2	77.34	0.22	9.38	2.01	0.03	0.71	1.27	0.55	2.88	0.01	5.26	99.66
Tap 3	76.31	0.15	10.91	1.71	0.02	1.73	1.25	0.45	2.03	0.02	5.31	99.64
Tap 4	69.37	0.21	12.95	2.01	0.11	0.71	1.92	0.81	5.09	0.02	6.44	99.83
Tap 5	74.31	0.11	11.17	1.51	0.02	0.71	1.43	0.61	3.99	0.02	5.95	99.83
Trp	75.34	0.19	11.59	2.10	0.01	0.17	0.57	3.01	4.98	0.04	1.39	99.39

\*Los valores de Pérdida por Calcinación (PxC) son altos (5.26 a 6.44) por lo que si se recalcularan a base anhidra, los valores de SiO<sub>2</sub> resultarían muy altos.

la parte media y la 3 a la cima de la secuencia. Esta disposición está marcada en la sección de la Fig. 49. Los resultados geoquímicos sugieren que el emplazamiento de la Ignimbrita Panalillo Inferior se dio en dos ciclos: el primero representado por los depósitos de la base (muestras 4 y 5) (74.31 a 69.37 wt. % de SiO<sub>2</sub>) y el segundo, por los depósitos de la parte media y superior (muestras 2 y 3) (76.31 a 77.34 wt. % de SiO<sub>2</sub>). El evento que dio origen al depósito de caída de la muestra 1 (70.58 wt. % de SiO<sub>2</sub>) parece corresponder a un evento separado y químicamente distinto. Los contenidos de álcalis en la base de la ignimbrita varían de 4.6 a 5.9 wt. % en la parte media y en la cima varían de 2.43 a 2.48 wt. %. El depósito de caída contiene el más alto valor de álcalis (6.12 wt. %).

Las rocas son subalcalinas (Fig. 50A), las de la base (muestras 4 y 5) presentan alto contenido de potasio (3.99 a 4.98%), las de la parte media y cima (muestras 2 y 3) tienen un contenido medio de potasio, según el diagrama de clasificación de SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O de Le Maitre et al. (1989) (Fig. 50C). La pómez de caída tiene el mayor contenido de K<sub>2</sub>O (5.16 wt. %).

### 11.7. Modelo de emplazamiento de la Ignimbrita Panalillo

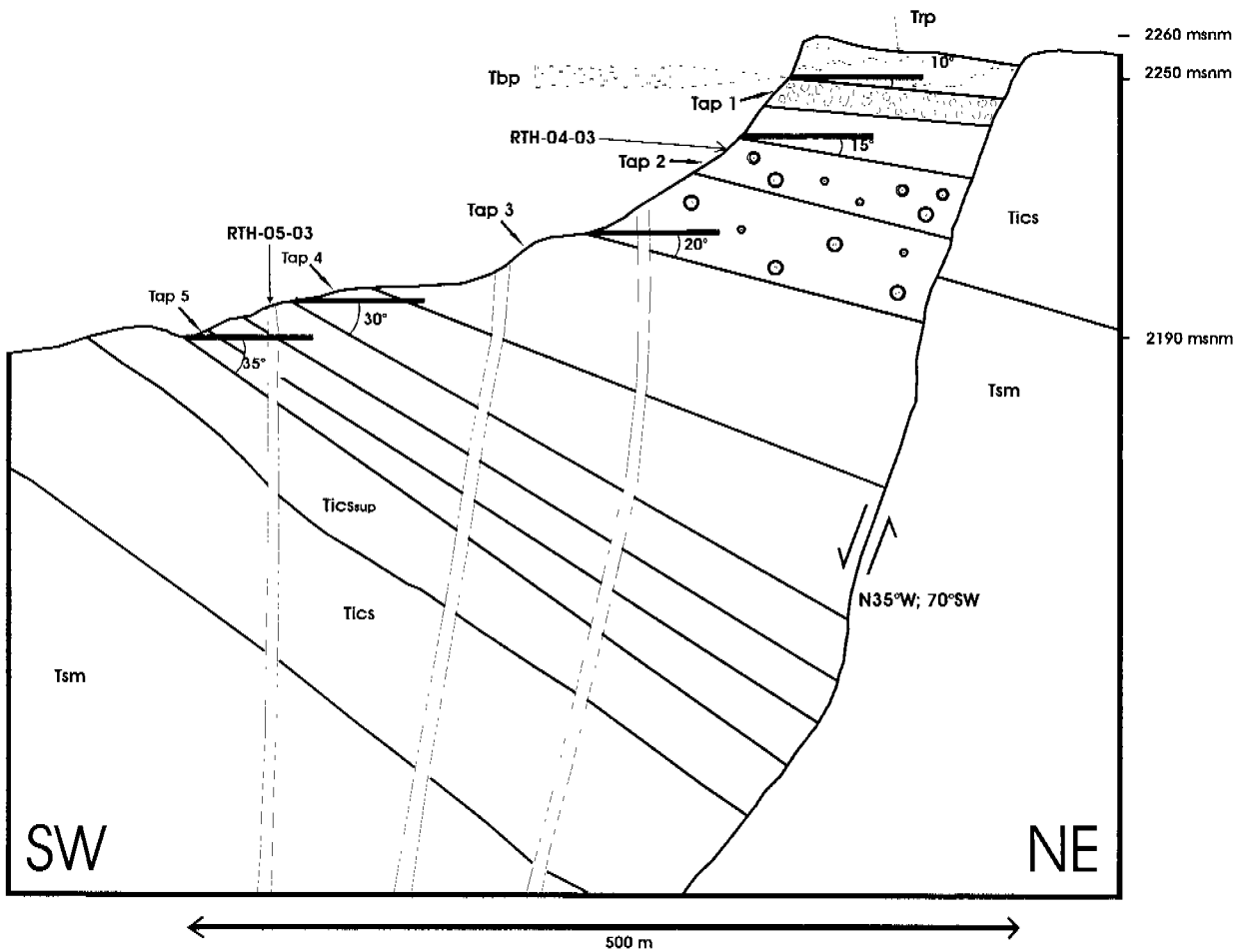


Fig. 49. Sección esquemática de la secuencia de la Ignimbrita Panalillo Inferior (Tap) expuesta en la Mesa El Panal. Se muestran también las unidades subyacentes (Riolita San Miguelito -Tsm- e Ignimbrita Cantera -Tics- y Tics sup) y sobreyacentes (Ignimbrita Panalillo Superior Trp). El Basalto Cabras (Tbc) se indica inferido, porque lateralmente, a 2.5 Km al NW de esta mesa, aflora entre las dos ignimbritas. Las flechas pequeñas señalan los depósitos en los que se obtuvo muestra para análisis geoquímicos de elementos mayores, los cuales se muestran en la Tabla 7. Las flechas largas señalan a la unidad datada radiométricamente ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en sanidino). Los depósitos de la parte inferior están más basculados que los de la parte media y éstos que los de la parte superior. Por ello, la apariencia general es de una disposición en abanico. El dique datado radiométricamente, se eligió porque es clara su relación de corte con las unidades que atraviesa y puede seguirse lateralmente. El tercer dique es el que se muestra en la Fig. 43 y el más representativo en cuanto a las características generales que lo ligan genéticamente con los depósitos de la cima de la ignimbrita Panalillo Inferior. La escala vertical es 2.7 veces mayor que la escala horizontal.

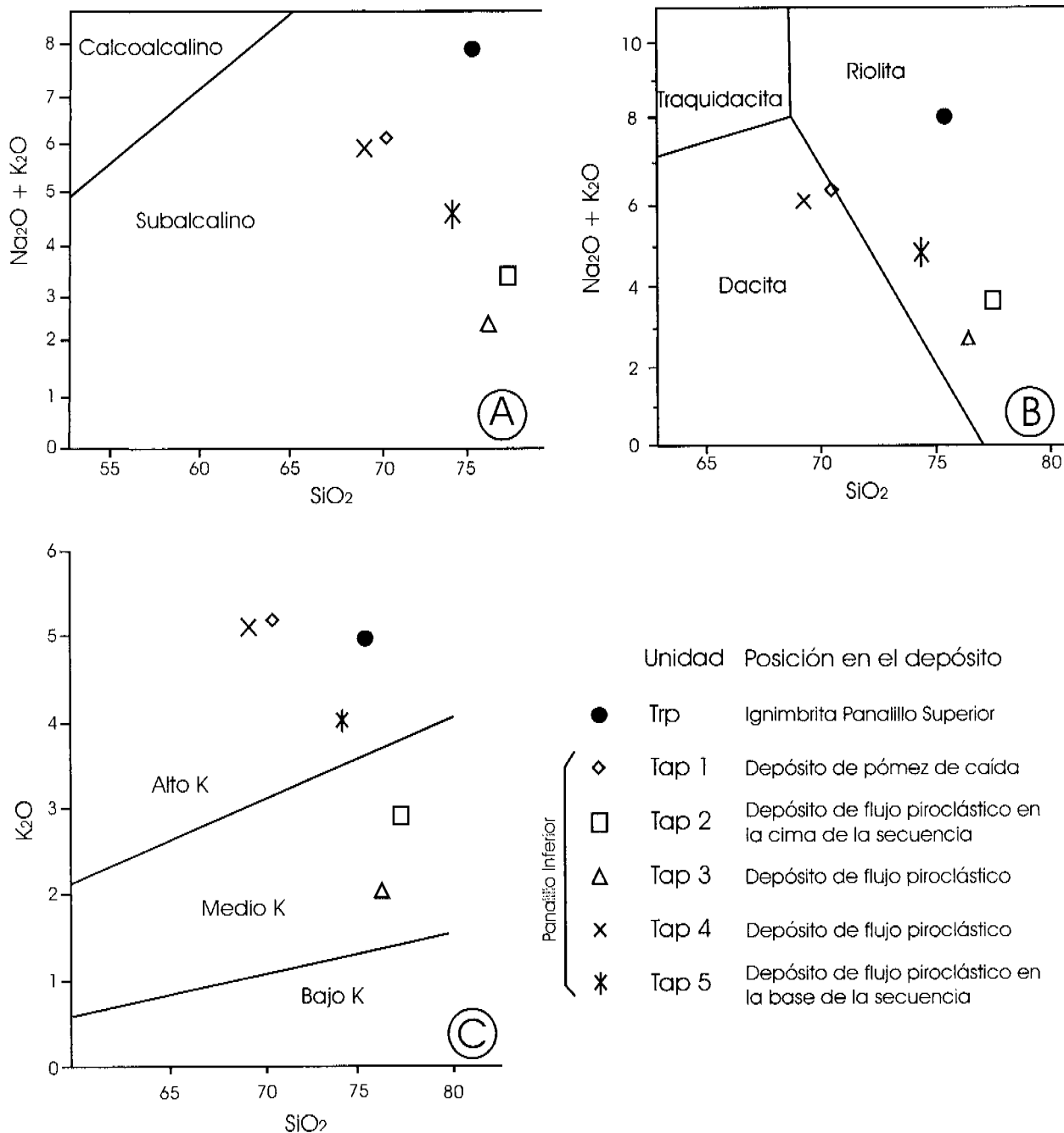


Fig. 50. Clasificación geoquímica de los depósitos de flujos y oleadas piroclásticas que conforman la Ignimbrita Panalillo inferior (Tap). Son rocas de composición dacítica a riolítica (69.37-77.34 wt. % de  $\text{SiO}_2$ ), subalcalinas con contenido medio a alto de potasio. El diagrama A es el propuesto por MacDonald y Katsura (1964); los diagramas B y C corresponden a Le Maitre et al. (1989). Los depósitos de la parte inferior de la secuencia son de los más bajos en  $\text{SiO}_2$  y más altos en  $\text{K}_2\text{O}$ , en tanto que los de la parte media y superior son más altos en  $\text{SiO}_2$ , pero más pobres en  $\text{K}_2\text{O}$ . La Ignimbrita Panalillo Superior (Trp), claramente se separa en los diagramas A y B, reflejando que se trata de una unidad piroclástica de naturaleza distinta. La posición relativa que aquí se anota, corresponde con la mostrada en la Fig. 49. Las muestras Tap 4 y Tap 5 corresponden a los depósitos con mayor inclinación ( $30^\circ$  y  $35^\circ$ ), La muestra Tap 1 corresponde al depósito de pómez de caída y las muestras Tap 2 y Tap 3 corresponden a la cima y parte media de los depósitos de flujos y oleadas piroclásticas.

La Fig. 51 muestra la correlación litológica de todas las unidades antes mencionadas, siguiendo una sección NE-SW. La localidad Curva El Centavo parece tener una historia propia e independiente de las localidades de El Juachín, la Cantera de Escalerillas, La Curva e Insurgentes. El hecho que prevalezcan en la base facies masivas de pómez y ceniza con grado intermedio de soldamiento, implica un régimen de erupción sostenido. Las características de los depósitos superiores subsiguientes corresponden a las generadas por oleadas piroclásticas (“surges”) por actividad explosiva intermitente. La parte superior estuvo dominada por depósitos estratificados de flujos piroclásticos con características (granulometría y clasificación) variables. Aquí la fase paroxismal parece corresponder al inicio de la actividad, a diferencia de las localidades de El Juachín y La Cantera, donde esta ocurrió en la parte media de la secuencia y por lo tanto, en una etapa intermedia de la actividad eruptiva. Se interpreta que al menos la parte masiva fue generada por una columna de erupción de baja altura cuyos depósitos rellenaron depresiones, es decir, son depósitos del tipo “Valley Pound Ignimbrite” (VPI). La etapa subsiguiente estuvo marcada por condiciones intermitentes, generando un gran número de oleadas piroclásticas. Finalmente, las condiciones en la columna de erupción fueron capaces de alimentar por colapsos en la columna, corrientes de densidad sostenida para generar flujos piroclásticos. De cualquier manera, la intermitencia (o naturaleza pulsante) del fenómeno, se refleja en el carácter estratificado de los depósitos. Son múltiples unidades de depósitos de flujo piroclástico los que constituyen la ignimbrita como resultado de eventos explosivos discretos y repetitivos.

En la localidad del arroyo El Juachín, la secuencia piroclástica expuesta sugiere una intensidad creciente en la violencia de la erupción, porque la proporción y el tamaño de los líticos accidentales fue creciendo hasta alcanzar una etapa paroxismal evidenciada con el depósito de las brechas líticas con bloques de más de 1 m (ver Fig. 45). El aporte creciente de líticos al depósito, podría asociarse a dos fenómenos que ocurrieron durante la erupción: El primero, un proceso de erosión más intensa en los conductos de emisión del material juvenil y el segundo, un proceso de desprendimiento de material en la pared de la falla (que controla el

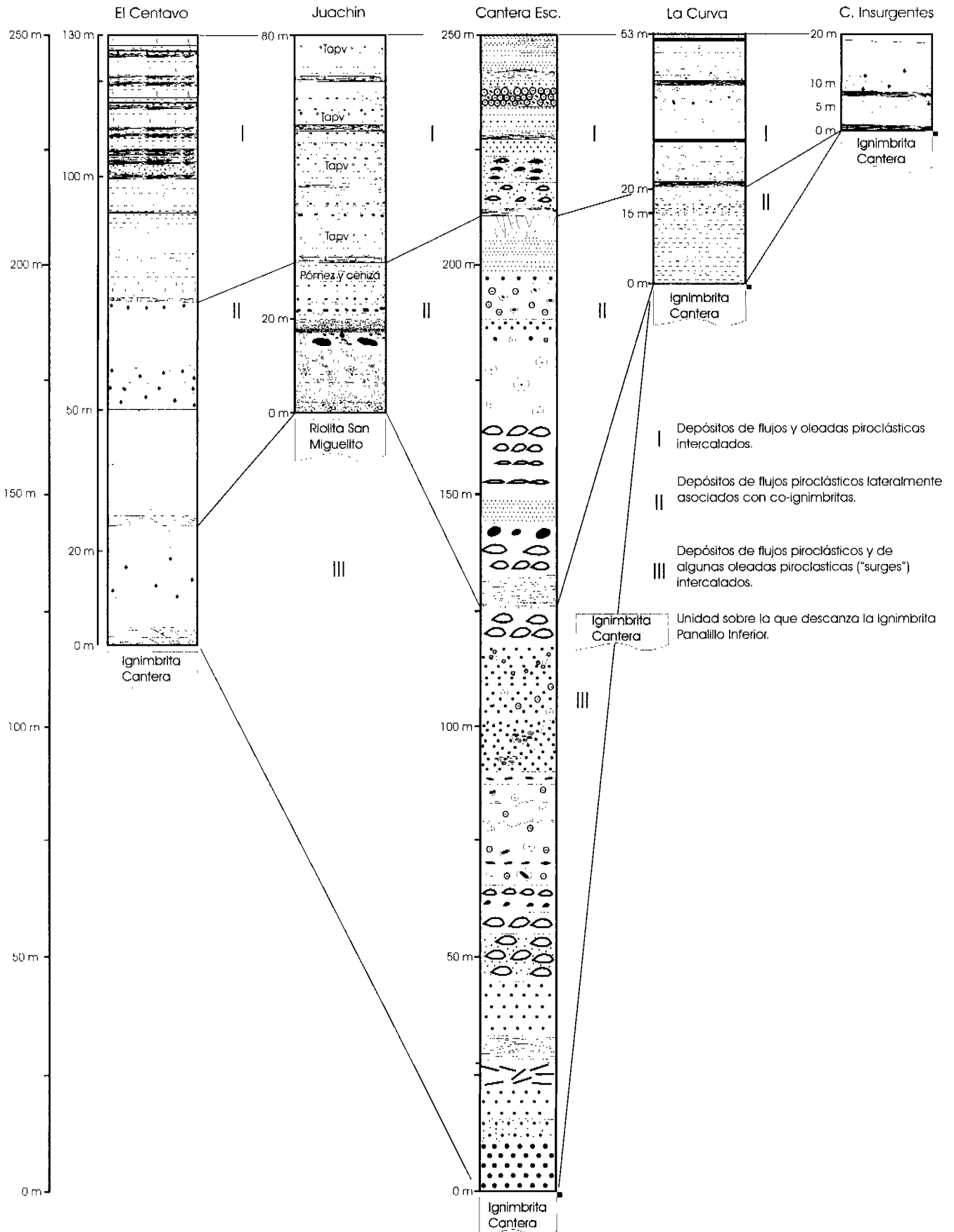


Fig. 51. Correlación general de columnas litológicas de la Ignimbrita Panalillo Inferior en la Sierra de San Miguelito. Cada una de las localidades está separada de las adyacentes por una falla normal con echado hacia el SW, según se muestra en la Fig. 34. Para mayor detalle de la litología representada en las columnas ver el texto.

curso del arroyo) a la que se asocian las fuentes de material piroclástico, ya que vulcanismo y fallamiento ocurrieron de manera sincrónica (Torres et al., 2006). Es necesario considerar ambos procesos para explicar el contenido y tamaño de los líticos que contiene la brecha co-ignimbrítica de rezago (Fig. 45).

El hecho que sólo los depósitos asociados con la Falla El Juachín contengan brechas líticas gruesas, implica que esta alínea o contiene a los conductos (fuentes puntuales y tabulares o diques) que dieron origen a los principales depósitos de la Ignimbrita Panalillo. Esta falla es la única que cruza totalmente el CVSLP y se une a otra con dimensiones semejantes, en la que se han documentado brechas líticas gruesas asociadas a la Ignimbrita Cantera.

En la columna expuesta en esta localidad (El Juachín), el marcado contraste en las características de los depósitos de la parte inferior (depósitos masivos) con respecto a la parte media superior (depósitos estratificados) sugiere que el evento eruptivo tuvo dos etapas principales, acaso separadas también en el tiempo, aunque no hay evidencias de discontinuidad en los depósitos. Esto también lo sugiere la inclinación de los depósitos en la base ricos en líticos, los cuales tienen un echado de 35° a 30° hacia el NE en los primeros 20 m de la secuencia (depositados en la primera etapa); y los 60 m superiores (pobres en líticos) presentan inclinaciones de 30° a 15° generando una disposición en abanico (Fig. 49). Un argumento adicional lo constituyen las características geoquímicas de los depósitos, las cuales también sugieren dos ciclos eruptivos, como se documenta más adelante. Esta situación permite pensar que en la primera etapa, el fallamiento ocurrió de manera súbita (tipo colapso), mientras que en la segunda etapa ocurrió de manera gradual.

En la localidad La Cantera de Escalerillas, la evidencia que indica un aumento en la intensidad de la actividad eruptiva la constituyen los depósitos más masivos y con mejor soldamiento en la parte media de la columna.

En las localidades Insurgentes y La Curva no se presentan diques piroclásticos asociados a los depósitos de la Ignimbrita Panalillo. El tipo de facies que presentan son: Facies de toba de ceniza estratificada (sLT) y facies de depósitos de tobas de lapilli masivas (mLT). En la localidad La Curva, ambos tipos de facies



están separados por depósitos que representan litofacies de estratificación difusa (dbLT).

Las condiciones de flujo que se infieren por los depósitos que las constituyen son las de una corriente piroclástica de densidad caracterizada por la depositación en la zona límite de flujo (“flow boundary zone”) con fluctuaciones en la predominancia de condiciones de flujo granular contra escape de fluidos.

Los depósitos de toba de “lapilli” masivos (mLT) indican supresión de la tracción (inducida por turbulencia) en la zona límite de flujo (flow boundary zone), los depósitos de tobas estratificadas (sT) indican tracción inducida por turbulencia en dicha zona y la litofacies de estratificación difusa indica un carácter transicional entre ambas condiciones. La presencia de depósitos con estratificación difusa probablemente registre una condición intermedia, donde fluctuaciones en la turbulencia en niveles superiores por encima de una corriente estratificada, son suficientes como para causar repetidas inestabilidades en la parte inferior de la misma (generalmente no turbulenta) y modificarla creando así una corriente del tipo flujo granular. Fluctuaciones más marcadas podrían causar una tracción momentánea, y generar preferentemente depósitos de tobas estratificadas y tobas estratificadas con estructuras de estratificación cruzada.

### **11.8. Edad de los depósitos**

Antes de esta tesis, la edad de la Ignimbrita Panalillo inferior se había estimado por su posición entre la Ignimbrita Cantera ( $29 \pm 1.5$  Ma K/Ar roca total) y la Ignimbrita Panalillo Superior ( $26.8 \pm 1.3$  Ma K/Ar, roca total). En el presente trabajo se reportan edades para el Basalto La Placa ( $28.0 \pm 0.6$  Ma) que está intercalado entre los dos miembros de la Ignimbrita y además, la edad de los depósitos piroclásticos estratificados de la Ignimbrita Panalillo Inferior y de los diques alimentadores de estos depósitos. El perfil que se muestra en la Fig. 49, señala la posición estratigráfica de las unidades datadas y el método empleado. Las edades obtenidas por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  permiten precisar el tiempo en que se desarrolló el vulcanismo y datar dos eventos de extensión tectónica.

La edad de la Ignimbrita Cantera es precisada ahora en  $30.29 \pm 0.08$  Ma, lo cual es cercanamente concordante con la anterior edad reportada por Labarthe et al. (1982), obtenida por el método K/Ar ( $29.0 \pm 1.5$  Ma), pero la diferencia en cuanto a precisión es notable. Al precisar la edad de la Ignimbrita Cantera (la cual predata la extensión) y al conocer la edad de la Ignimbrita Panalillo Superior, la cual cubre las fallas ( $26.8 \pm 1.3$  Ma), sabemos ahora que la extensión ocurrió entre este lapso de tiempo, pero además las características y disposición de los depósitos indican que esta extensión ocurrió en dos etapas: En la localidad de El Juachín podemos diferenciar esas dos etapas.

En la primera etapa se emplazó la secuencia de depósitos que conforman la parte inferior de la Ignimbrita Panalillo, los cuales son ricos en líticos y presentan basculamiento más pronunciado ( $35^\circ$ ). Estos depósitos fueron datados por Labarthe-Hernández (2000, comunicación personal) por el método K/Ar en feldespatos (sanidino) en  $25.7 \pm 0.4$  Ma. Esta edad es incierta y representa dificultades porque resulta más joven que la unidad que le sobreyace. Aquí se reporta una edad obtenida para uno de los diques que corta a la secuencia inferior en la localidad El Juachín, la cual resultó en  $27.98 \pm 0.15$  Ma de edad ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en sanidino).

En la segunda etapa, los depósitos son pobres en líticos y están formados casi exclusivamente por ceniza y pómez félsica. Estos depósitos presentan inclinaciones de  $25^\circ$  a  $10^\circ$  al NE por lo que en perfil muestran una disposición en abanico (Fig. 49). Estos depósitos fueron datados (para esta tesis) por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en  $27.85 \pm 0.16$  Ma.

Químicamente, también se reflejan dos ciclos. Los dos primeros ciclos presentan variaciones en el contenido de sílice (wt. %) de 77.82 a 69.37% en el primer ciclo y 76.31 a 77.34% en el segundo ciclo. En cuanto al hierro total, éste varía entre 1.51 a 2.1% en el primer ciclo y de 1.71 a 2.01% en el segundo ciclo. El contenido de álcalis, varía entre 4.60 y 5.90% en el primer ciclo y de 2.48 a 3.43% en el segundo ciclo.

Hay una unidad independiente que contrasta con toda la secuencia. Esta unidad es un depósito de pómez de caída, que está en la cima de toda la secuencia y

sólo se observa en dos lugares, donde fue cubierta por la Ignimbrita Panalillo Superior. Esta unidad contiene 70.58% de sílice, 2.59% de fierro total y 6.12% de total de álcalis.

## 12. DISCUSIÓN

Las fuentes de la Ignimbrita Panalillo en el CVSLP han sido documentadas por Torres et al. (1998; 2006) y Aguirre y Labarthe (2003) como asociadas a diques piroclásticos relacionados al fallamiento extensional regional. Sin embargo, al menos en la localidad arroyo El Juachín hay evidencia de que existen además fuentes puntuales asociadas a la falla del Juachín, entre las mesas El Panal y El Zacate (Fig. 34). La evidencia consiste en la presencia de depósitos de brechas líticas en la mitad inferior de la secuencia, los cuales ya se describieron en el apartado 11 (Vulcanología) del presente trabajo. La mitad superior de la misma ignimbrita en esa localidad, está formada predominantemente por depósitos de ceniza, pero tiene tres niveles con fuerte presencia de líticos. Los elementos más importantes para el análisis de esta ignimbrita son: su particular distribución en el centro de la Sierra de San Miguelito; su pobre soldamiento y naturaleza estratificada; el cambio fuerte de espesores en localidades muy cercanas unas de otras y la coherencia entre la naturaleza de las fuentes de material piroclástico con la arquitectura general de la ignimbrita. Estos puntos son los que se analizan en la presente discusión.

Las brechas co-ignimbríticas de rezago (Wright y Walker, 1977; Walker, 1985) son depósitos ricos en líticos en facies proximales a las fuentes de emisión de ignimbritas, aunque también ocurren en partes intermedias. Se identifican como parte de la ignimbrita porque muestran el mismo zoneamiento composicional, lo que demuestra que la brecha se acumuló sincrónicamente con la formación de la ignimbrita (Cas y Wright, 1988). Estos depósitos ricos en líticos pueden ocurrir en la base (Wilson y Walker, 1982), parte media (Self et al., 1986) o hacia la cima del depósito ignimbrítico (Scott et al., 1996) y podrían constituir localmente el espesor completo de la ignimbrita (Druitt y Sparks, 1982). Su desarrollo está comúnmente controlado por la topografía (Branney y Kokelaar, 1997; Macías et al., 1998). En facies intermedias se pueden presentar como una o más capas discretas (Branney y Kokelaar, 1997) o como lentes irregulares (Branney y Kokelaar, 2002). La formación de estos depósitos se ha interpretado de dos maneras: 1) por el colapso

de la columna eruptiva en la zona de deflación, lo cual deposita los fragmentos grandes y pesados que no pueden ser acarreados en el flujo piroclástico resultante (Wright y Walker, 1977; Walker, 1985) y 2) como depósitos ricos en líticos depositados por una corriente de densidad sostenida, en la cual la brecha lítica pobre en ceniza depositada cerca de la fuente, es producto de una vigorosa elutriación durante el asentamiento de los bloques, lo que desplaza el gas con ceniza y pómez (Branney y Kokelaar, 1997). Es decir, estas brechas son depositadas esencialmente de la misma forma que otras litofacies de la ignimbrita, aunque más energéticamente (Branney y Kokelaar, 2002).

En el CVSLP, los depósitos de la Ignimbrita Panalillo inferior, donde son abundantes los líticos accidentales, se localizan únicamente en el arroyo El Juachín (Fig. 36). Estos depósitos se caracterizan por la gran predominancia de líticos, muchos de los cuales son del tamaño de bloques, generalmente menores a 20 cm, pero algunos son de más de 1 m de largo. Hay escasa presencia de finos y pómez y presentan estratificación interna. Justamente, las facies más proximales a la fuente tienen líticos que son muchas veces mayores en dimensión que el tamaño promedio de los líticos del depósito. Estos líticos muy grandes ocurren de manera esparcida en los depósitos y son soportados por otros líticos, aunque pueden estar soportados por material más fino (matriz). Esto es algo que se ha reportado en otras localidades del mundo (por ejemplo Bryan et al., 1998). Todas estas características señalan condiciones de depósito cercanas a la fuente.

La orientación de los líticos alargados, incluyendo los bloques mayores, es de N30°W a N60°W señalando una dirección promedio perpendicular a la falla que tiene una orientación N45°W. Los lentes ricos en líticos de las facies intermedias (alejados de la zona proximal) en esta localidad tienen arreglos u orientaciones con esta misma tendencia. La utilidad de ubicar este tipo de depósitos ricos en líticos para documentar fuentes de material piroclástico ha sido discutida por Wright y Walker (1981) y por diversos autores (Druitt y Sparks, 1982; Walker, 1985; Branney y Kokelaar, 1992; 1997; 2002).

Se asume que los depósitos que se encuentran en el arroyo El Juachín entre la Mesa El Panal y la Mesa El Zacate, señalan fuentes puntuales o cercanía a éstas,

las cuales se ubican en ese tramo de la falla (orientación NW-SE) porque la distribución de material lítico (bloques y clastos de diferentes tamaños) tiene sitios preferentes de acumulación. Los bloques mayores y en general los líticos alargados tienen orientaciones perpendiculares a la falla El Juachín y también disminuyen en tamaño hacia el SW, conforme se alejan de la misma.

Lateralmente, es decir, caminando paralelo a la falla en ambos sentidos, en distancias menores a 1 Km, los depósitos se presentan con fuerte presencia de líticos, pero predomina la matriz (hay soporte en matriz). En esos depósitos los líticos son menores de 10 cm (la mayoría menores de 5 cm). Algunos depósitos de líticos mayores en forma de lentes se observan en depresiones o canales de erosión generados por el mismo depósito. La ocurrencia de lentes de líticos que se presentan en facies alejadas entre 1 y 2 Km de distancia, puede sugerir bajos topográficos que pudieron haber actuado localmente como trampas para los bloques y líticos mayores (Freundt y Schmincke, 1985). Más allá de esa distancia, los depósitos están formados casi exclusivamente por ceniza con diferentes granulometrías. La característica más notable en los depósitos intermedios y distales es su naturaleza estratificada.

En la mitad superior de la secuencia del arroyo El Juachín se presentan tres niveles discretos de abundancia relativa de líticos (en relación a los depósitos de la base). En cada uno de ellos los líticos están soportados en matriz y se distribuyen verticalmente en todo el depósito que los contiene (20-40 cm de espesor). Es decir, no representan un horizonte 2bL de la secuencia típica propuesta por Sparks y Walker (1973). Estos horizontes son lateralmente impersistentes y no se reconocen en depósitos a la misma altura estratigráfica en partes adyacentes de esa localidad.

La presencia de horizontes de brechas líticas en la sección de una ignimbrita masiva podría reflejar inestabilidades de flujo (cambios en el aporte de líticos con el tiempo) de una sola corriente, más que el emplazamiento de varios flujos (Branney y Kookelaar, 1997). Sin embargo, si hay varios horizontes de brechas líticas en una sección vertical de la ignimbrita, su presencia puede deberse a alguno de los siguientes procesos: El colapso parcial en el conducto de la fuente;

aumento en ritmo de erosión en el mismo y/o cambios temporales en la sedimentación piroclástica debidos a inestabilidades de la corriente (Branney y Kookelaar, 1997; 2002). Otros autores que han estudiado ignimbritas predominantemente masivas con diferentes niveles de brechas líticas, han explicado su génesis postulando variaciones temporales en el aporte de líticos, más que por procesos operantes durante el transporte (Palladino y Valentine, 1995; Branney y Kokelaar, 2002).

El hecho que capas o estratos formados predominantemente por ceniza separen estratos con abundantes líticos y que éstos últimos no continúen lateralmente en depósitos adyacentes de la ignimbrita, sugiere la posibilidad de que la ignimbrita se formó por múltiples unidades de flujo o que el fenómeno eruptivo fue altamente inestable generando que en la “flow boundary zone” predominara la tracción y se desarrollara estratificación. Es decir, los tipos de gradación y las alternancias abruptas entre depósitos compuestos principalmente de ceniza, depósitos ricos en pómez y depósitos ricos en líticos conformando una secuencia piroclástica estratificada, también pueden interpretarse simplemente como producto de corrientes piroclásticas de densidad sostenida en las cuales ocurrieron inestabilidades y fluctuaciones rápidas en el aporte de los distintos elementos (ceniza, pómez y líticos) sedimentados durante el depósito.

La gran predominancia de líticos de riolita pertenecientes a la unidad subyacente (Riolita San Miguelito) en la parte inferior de la ignimbrita en esta parte (Labarthe et al., 2000), indica que el aporte de líticos fue sólo superficial y que en principio no hubo profundización significativa de la erosión en el conducto de la fuente de emisión. Según Branney y Kokelaar (2002) los bloques líticos en las brechas co-ignibríticas pueden haber derivado de una o varias de las siguientes fuentes: 1) erosión o colapso en el conducto de erupción y/o paredes de la fuente; 2) avalanchas hacia la corriente piroclástica; y 3) erosión del sustrato por la corriente de densidad. Una derivación híbrida de líticos es propia del desarrollo de una caldera, donde la erupción ocurre a través de una fuente fisural durante el desarrollo de un escarpe de falla por colapso del bloque delimitado por la caldera;

por ejemplo en las calderas de Scafell y Glencoe (Branney y Kokelaar, 1994; Moore y Kokelaar, 1998).

La presencia de estos depósitos co-ignimbríticos en la mitad inferior de la ignimbrita (líticos casi exclusivamente de riolita) en el Arroyo El Juachín, puede estar relacionada con el proceso de erosión en la parte superior del conducto de la fuente (sobre todo en las fuentes puntuales) y/o a efectos de fallamiento, el cual ocurrió de manera sincrónica con el vulcanismo piroclástico (Torres et al., 2006).

En el arroyo El Juachín los depósitos ricos en líticos de las facies intermedias están cortados por diques piroclásticos de orientación paralela a la falla, sugiriendo que la emisión de material piroclástico a través de fuentes puntuales fue abandonada y la emisión piroclástica que formó la parte superior del depósito ocurrió a partir de entonces, a través de diques piroclásticos.

Las características distintivas de los depósitos acumulados en los semi-grabens o semi-fosas tectónicas donde se labraron los arroyos Las Cabras y El Juachín y donde se han podido documentar diques piroclásticos relacionados con esta ignimbrita, indican que por estos conductos se emitió el material que forma la mitad superior de la Ignimbrita Panalillo en la parte central de la Sierra de San Miguelito.

En conclusión, en el arroyo El Juachín se presentan dos tipos de fuentes de material piroclástico, el primer tipo de fuentes de emisión es de carácter puntual y se ubican entre las mesas El Panal y El Zacate (Fig. 34), las cuales están ubicadas en la traza de la falla que delimita la depresión tectónica y están asociadas a la presencia de depósitos de brechas líticas o co-ignimbritas. Este tipo de fuentes emitió el material que conforma la mitad inferior de la ignimbrita. El segundo tipo son diques piroclásticos, los cuales emitieron los depósitos piroclásticos que forman la mitad superior de la secuencia. No se observan depósitos epiclásticos ni evidencias de erosión entre ambas partes, por lo que se infiere que la depositación de material piroclástico a través de los diques ocurrió inmediatamente después que declinó la erupción a través de fuentes puntuales.

El hecho que la mitad superior de la ignimbrita contenga líticos de arenisca pertenecientes al basamento prevolcánico (Labarthe y Jiménez, 1993; 1994),



indica que en la segunda etapa, cuando se depósito la mitad superior de la ignimbrita, sí hubo profundización significativa de la erosión en los conductos de emisión.

En el arroyo Las Cabras, sólo se ha podido documentar la presencia de diques piroclásticos como fuentes del material piroclástico y no se presentan depósitos de brechas líticas o co-ignimbritas como en el arroyo El Juachín. En la Cantera de Escalerillas hay algunos diques piroclásticos menores, que no tienen una relación clara con los depósitos como en las dos localidades antes mencionadas.

Grados de soldamiento. Las evidencias que indican que el soldamiento fue fuerte en algunos depósitos es la presencia de litofisas parcialmente rellenas de sílice amorfo y el desarrollo de esferulitas de diferentes tamaños (desde microscópicas hasta de 2 cm). Las partes con menor soldamiento son las que presentan mayor contenido de líticos. Las facies con pobre contenido de líticos sólo presentan buen soldamiento en las facies proximales, en facies distales no presentan soldamiento (8 Km al NE de la localidad con co-ignimbritas). Parece que al ir superando barreras topográficas fueron quedando atrás los componentes densos, pero también se fue perdiendo calor en el proceso. En el caso de la localidad de La Cantera de Escalerillas, los depósitos de la parte media forman una ignimbrita con débil soldamiento. En general la pérdida de calor del material piroclástico durante el proceso de emplazamiento es muy poco, sobre todo, si la distancia de la fuente hasta el lugar de su depósito es corta (McArthur, et al., 1998).

En el caso del arroyo El Juachín, en las co-ignimbritas (localidad tipo) se pasa lateralmente a depósitos de facies ricas en líticos (NW de Pozuelos) y luego a facies donde los depósitos consisten esencialmente de ceniza fina (margen W de la Presa El Peaje). Hay un cambio lateral de facies desde “block supported”, “matrix supported” hasta sólo matriz con aislados líticos.

El estado actual que presentan los depósitos es sin o con poco soldamiento, sin embargo presentan numerosas estructuras (esferulitas, litofisas amígdalas) que indican que originalmente sí tuvieron condición vítrea. Esto indica que los depósitos originalmente soldados sufrieron un proceso muy eficaz de devitrificación (hidratación y recristalización, Lofgren, 1971).

El soldamiento en las ignimbritas se expresa por variaciones muy visibles en la textura, así como en las estructuras y propiedades físicas de los depósitos piroclásticos. El proceso de soldamiento causa que los depósitos volcánicos se hagan más densos a través de los mecanismos de la deformación, incluyendo compactación y flujo viscoso, el cual incluye la coalescencia o adhesión de fragmentos fundidos y la deformación de vitroclastos (Grunder y Russell 2005). Este proceso es influenciado por la interrelación dinámica de diversos factores que gobiernan la erupción, así como el emplazamiento y los procesos de enfriamiento (Sparks et al., 1999; Keating, 2005). Los factores principales que influyen en el grado de soldamiento son sin duda la composición, la temperatura de emplazamiento y el contenido de agua. Este último factor es crítico porque el agua afecta fuertemente la respuesta viscosa del fundido y también afecta la abundancia de vesículas y la presión de fluidos en el espacio poroso. Hay pérdida variable de agua por el magma durante la erupción y es también retenida o ganada de manera variable durante el emplazamiento y enfriamiento. Si la permeabilidad es baja, el vapor será atrapado y la presión de poro del fluido podría inhibir el soldamiento o conducir a la explosión.

El soldamiento es el estado crítico en el desarrollo de la compactación. Este es el resultado de deformación viscosa lenta de fragmentos de vidrio a altas temperaturas y presiones (Friedman et al., 1963). El factor que controla este proceso es el tiempo de residencia del material piroclástico a temperaturas por encima del umbral o temperatura mínima para el soldamiento. Para ignimbritas riolíticas las temperaturas reportadas son del orden de 575-625°C (Riehle, 1973) a 550°C (Sheridan y Ragan, 1976). Sin embargo, Sheridan y Wang (2005) consideran que no hay deformación perceptible por debajo de los 500°C, pero sobre esta temperatura el ritmo de deformación aumenta rápidamente. Para dichos autores temperaturas de emplazamiento relativamente bajas, o el rápido enfriamiento de un depósito de flujo piroclástico, inhiben la compactación y soldamiento de una ignimbrita.

Para el caso de la ignimbrita Bishop Tuff en Adobe Valley, Sheridan y Wang (2005) determinaron que su emplazamiento ocurrió como una “depositación en

capas”, desarrollándose ésta como un abanico deposicional de ceniza. Cada emisión progresiva produjo un flujo piroclástico que al emplazarse rápidamente, cubrió más área y avanzó más que la unidad anterior. En este proceso, los primeros flujos piroclásticos emitidos rellenaron depresiones locales y los últimos sólo fueron embarrados sobre todos los depósitos previos. En el caso de la Ignimbrita Panalillo, el proceso inicial se caracterizó por depositación rápida y masiva y la parte superior tiene una naturaleza estratificada.

Presencia de “lapilli” acrecional. En las secuencias expuestas en la localidad Las Cabras, El Juachín y Cantera de Escalerillas, se observan algunos horizontes con lapilli acrecional en los depósitos superiores y estructuras de lapilli armado (“armored lapilli”) de formas esféricas y cilíndricas de 1.5 a 8 cm de diámetro (tienen en el centro un cristal de cuarzo o sanidino grande, un lítico, o un clasto de pómez). Esto indica la participación de agua en el proceso eruptivo, pues la presencia de “lapilli” acrecional (y sobretodo la de lapilli armado) se considera como evidencia clara que indica hidrovulcanismo (Fisher y Schmincke, 1984; Wohletz, 1998).

La ausencia de lapilli acrecional en los depósitos inferiores indica condiciones secas durante el inicio del proceso eruptivo que depositó la ignimbrita.

Influencia de la topografía en los depósitos. La influencia de la topografía en el emplazamiento de los flujos piroclásticos es evidente en el caso de ambas ignimbritas (Cantera y Panalillo), ya que su misma distribución muestra que se depositaron en las partes bajas entre los dos grandes domos, Cerro Grande y Cerro El Potosí (Fig. 2), en cuyas partes superiores no hay depósitos piroclásticos. En el caso de la Ignimbrita Panalillo este control topográfico es más evidente, pues además de ocupar una depresión entre dos grandes domos, las mayores acumulaciones de material se localizan en depresiones tectónicas. Los depósitos con características masivas están confinadas dentro de las mayores depresiones (los depósitos ricos en líticos están confinados en una depresión tectónica, fuera de ésta no se observa). Esto sugiere que los primeros depósitos se emplazaron a partir de erupciones tipo “boiling over”.

La expresión del soldamiento es más débil en los lugares más alejados (no hay evidencias de soldamiento). La decantación de pómez y líticos pequeños fue especialmente evidente entre las localidades La Curva y Colonia Insurgentes. En la primera de éstas, los estratos de la mitad inferior son especialmente ricos en pómez, contienen líticos pequeños, hay soporte parcial o total en granos, y la matriz es mediana a gruesa. En la parte superior hay mayor presencia de matriz, es más escasa la pómez y los líticos son aislados. Las estructuras en estas dos últimas localidades son muy diferentes a las de las otras localidades.

Según Branney y Kokelaar (2002) los depósitos son más gruesos en la parte anterior (“upcurrent”) del obstáculo que causó el bloqueo. En el caso de una corriente estratificada, sólo los fluidos que están por encima de un nivel crítico conocido como la línea divisoria de corriente (“dividing streamline”) tienen la suficiente energía cinética para remontar el obstáculo. Los niveles inferiores de la corriente, es decir los más densos, son bloqueados por el obstáculo y se estacionan o estancan y son reflejados o desviados a través de pasajes y valles (Baines 1995; Wood et al., 1998). Los niveles superiores y menos densos de la corriente no son bloqueados y por lo tanto viajan a mayor distancia. La separación de los niveles superiores de la corriente por efecto de la topografía es conocida como “flow-stripping” en el caso de las corrientes turbidíticas (Piper y Normak, 1983) o “decoupling”, en el caso de las corrientes piroclásticas (Fisher, 1990). El término “flow-stripping” puede ser más conveniente porque éste no sugiere que la corriente estuviera compuesta por partes distintas y acopladas antes de la separación. Corrientes con gradientes de densidad relativamente pausados y/o bajas velocidades pueden ser bloqueadas eficazmente y desviadas horizontalmente.

La correlación litológica de la Figura 51 nos muestra que la semifosa más pronunciada constituyó la barrera más importante para las corrientes piroclásticas de densidad, ya que sólo pudo fluir de manera limitada el material piroclástico a la siguiente semifosa ubicada más al norte (la de la localidad La Curva), y de manera aún más limitada de ésta hacia la siguiente (en Colonia Insurgentes), porque el

cambio de espesor es muy marcado, a pesar de que están a poco más de 500 m una de otra.

Branney y Kokelaar (1997) en su estudio sobre la Ignimbrita Acatlán (Jalisco), postularon que ésta es un depósito gigante emplazado de manera gradual a partir de una corriente piroclástica de densidad sostenida que fluyó sobre la topografía. En su interpretación, el bloqueo de material piroclástico al chocar contra las fallas que delimitan al Graben de Tepic-Chapala, depositaron la mayor parte de material de la base rellenando la fosa tectónica, donde sólo alcanzó a sobrepasar estas barreras la parte superior de la corriente menos densa. Como resultado de este proceso, los espesores de la ignimbrita son menores en los escalones progresivamente más altos del sistema de fallas escalonadas que delimitan al graben. A este proceso donde se separa la parte menos densa de la más densa se le conoce como “flow-stripping”.

Evidencias de bloqueamiento topográfico de corrientes piroclásticas en el “blast” del 18 de mayo de 1980 en el monte Santa Elena, han sido descritos por Hoblitt y Miller (1984) y por Fisher (1990) y fueron las partes superiores desprendidas (“stripped”) de las corrientes piroclásticas de densidad del Volcán “Montagne Pelée” que causaron mayor devastación y fatalidades en 1902 en St. Pierre, Martinica (Fisher y Heiken, 1982). Similarmente, este mismo fenómeno (“flow-stripping”) condujo a las fatalidades del volcán Unzen en Japón, el 3 de junio de 1991 (Yamamoto et al., 1993) y en Monserrat el 25 de Junio de 1997 (Loughlin et al., 2002a y b).

Sobre la capacidad de las corrientes piroclásticas para sobrepasar barreras topográficas, se han reportado ejemplos que han remontado barreras topográficas de hasta 1 Km de alto. Por ejemplo, 1000 m para la Ignimbrita Taupo (Wilson, 1985), 600 a 1000 m para la Ignimbrita Campanian Tuff (Fisher et al., 1993), 800 m para la Ata Ignimbrite (Aramaki y Ui, 1966), 500 m para la Ignimbrita Fisher (Miller y Smith, 1977) y 600 m para la Ignimbrita de Xaltipan (Ferríz y Mahood, 1984).

Un modelado realizado por Woods et al. (1998) han demostrado que una corriente de densidad estable de baja concentración, con flujos de masa de  $>10^8$ - $10^9$

Kg/seg puede, en su parte extendida, cruzar barreras tan altas como 1 Km, a decenas de kilómetros de la fuente y que a la altura de la barrera más baja capaz de bloquear completamente una corriente se incrementa con un flujo de masa creciente en la fuente. También se ha encontrado que para una corriente de baja concentración radialmente extendida y progresivamente menos densa, en principio la altura de la barrera más baja que puede causar bloqueamiento total decrece con la distancia a la fuente, en tanto que la corriente se adelgaza, pero llega un punto en el que a mayor recorrido esta altura mínima se incrementa en tanto la corriente se hace menos concentrada a través de la depositación y por la entrada de aire que al calentarse se expande y disminuye aún más su densidad.

Basándose en la disipación del "momentum", Legros y Kelfoun (2000) demostraron que para un flujo de masa dado, las corrientes densas se tornan más lentas con mayor rapidez con la distancia que las corrientes de baja concentración.

La influencia de la topografía en el cambio de las direcciones de flujo de las partes más bajas de las corrientes de densidad ha sido documentada para depósitos de flujos piroclásticos con varias evidencias: orientación de árboles caídos (Kieffer, 1981; Sisson, 1995); las variaciones de facies de los depósitos a través de superficies irregulares (Fisher, 1990) y variaciones en el arreglo de las partículas indicando rebote contra un obstáculo (Suzuki-Kamata y Ui, 1982; Fisher et al., 1993).

El control topográfico en el emplazamiento de la Ignimbrita Panalillo Inferior resalta no sólo por lo que anteriormente se comenta respecto de las fallas, sino también por la distribución misma de los depósitos, pues éstos ocupan sólo la parte central de la Sierra de San Miguelito entre dos grandes domos riolíticos conocidos como Domo Cerro Grande y Cerro El Potosí. De cualquier manera, la altura de las columnas eruptivas que se plantean debieron ser discretas, de tal manera que al colapsarse, los flujos o corrientes piroclásticas que se generaron tuvieron además de la poca altura, poca energía para superar las barreras topográficas.

Experimentos con corrientes de densidad sostenidas de baja concentración (Woods et al., 1998) en donde inicialmente un obstáculo bloquea la corriente hasta

que ésta lo sobrepasa, producen depósitos más gruesos antes del obstáculo. Sin embargo, la respuesta ante barreras topográficas de las corrientes en las cuales la interacción entre clastos es importante, permanece particularmente poco conocida.

Bryan et al., 1998 analizaron la influencia de la topografía en los depósitos de ignimbritas. Según estos autores, las facies en las que se presentan depósitos con líticos soportados en matriz y brechas líticas de estratificación delgada, son ejemplos de brechas líticas que exhiben clara relación con la topografía. La transición lateral de una ignimbrita masiva a estratificada (en forma perpendicular a la dirección de flujo) ilustra (a) una variación espacial en los mecanismos de depositación; (b) una naturaleza de estratificación por densidad del flujo del cual provienen (Valentine, 1987); y (c) la depositación creciente (incremental o gradual) de una capa masiva. Sin embargo, no se puede considerar a la topografía como el único factor que contribuye al desarrollo de la estratificación.

En resumen, la topografía induce en el flujo propiedades que afectan las partes superior e inferior de la corriente y caracterizan la interfase deposicional. Esto se ilustra de mejor manera en altos topográficos donde las partes menos concentradas y más turbulentas de la corriente pueden interactuar con el substrato.

Los relieves de primer orden y quiebres en la pendiente son importantes al producir aceleración o desaceleración del flujo y deflación y en promover erosión o depósito (Branney y Kokelaar, 2002). Los relieves de segundo orden pueden ser importantes durante la depositación. Relaciones laterales y verticales de facies son sobre todo muy importantes al menos durante las etapas iniciales. Las brechas líticas reflejan diferentes mecanismos deposicionales que varían espacialmente, en respuesta a la topografía y al ritmo (y tasas) de la sedimentación con el tiempo.

Una conclusión importante es que en el inicio del fenómeno eruptivo, los conductos fueron de naturaleza puntual. Durante este proceso, la apertura de los conductos generó las co-ignimbritas presentes en la base de la ignimbrita en el arroyo El Juachín. Después, el fenómeno más generalizado ocurrió a través de

fuentes piroclásticas tipo dique, asociadas a las fallas en el mismo arroyo El Juachín y en el arroyo Las Cabras.

Sólo las fuentes puntuales generaron brechas líticas importantes, los diques piroclásticos sólo generaron depósitos discretos de brechas líticas en la mitad superior de la ignimbrita.

En cuanto a la unidad de caída que se presenta en la parte superior de la secuencia (Fig. 49), sólo hay dos lugares donde aflora (Mesa El Panal y Parte NE de la Sierra de Carranco). En el primero el espesor es apenas de 1 m y en el segundo de aproximadamente 1.5 m. La distancia entre ambos puntos es de aproximadamente 40 Km y aunque no se pueden hacer inferencias claras sobre la ubicación de su fuente, se puede decir que probablemente ésta se ubica en la parte SE del CVSLP, asociada al Graben de Bledos. Este depósito de pómez de caída nos habla que al final del evento eruptivo que formó la Ignimbrita Panalillo Inferior, en el SE del CVSLP se destapó un conducto que desarrolló una columna pliniana.



### 13. CONCLUSIONES

Del estudio de las ignimbritas Cantera y Panalillo presentes en el CVSLP, resaltan las siguientes conclusiones:

El CVSLP se formó en su mayoría en un breve periodo de tiempo entre los 31.0 y los 27.0 Ma, con una breve emisión final de lavas traquíticas, basálticas y riolíticas entre los  $21.8 \pm 0.3$  y  $20.3 \pm .05$  Ma. En general el vulcanismo Oligocénico es esencialmente lávico, pero incluye dos ignimbritas: la Ignimbrita Cantera y la Ignimbrita Panalillo. Entre ambas ignimbritas se emplazó un volumen considerable de lavas riolíticas que formaron domos muy extensos y de poco relieve (casi planos) en la parte SE del CVSLP.

Al emplazamiento de la Ignimbrita Panalillo Inferior cuya característica principal es su aspecto estratificado y pobre soldamiento, siguió un evento de emisión de lavas basálticas ( $26.9 \pm 0.4$  Ma) en puntos aislados del CVSLP. Son numerosas las fuentes de basalto en el Graben de Bledos y sus derrames muy extendidos, por lo que forman mesetas. En la parte central de la Sierra de San Miguelito la emisión de basaltos de esa edad fue muy limitada. Este evento magmático significó un cambio radical en las condiciones de la cámara magmática, pues la Ignimbrita Panalillo Superior ( $26.8 \pm 1.3$  Ma) emplazada inmediatamente después del Basalto La Placa es de alto grado de soldamiento y presenta evidencias de flujo post-deposicional (reomorfismo). Ambas características (alto soldamiento y reomorfismo) implican alta temperatura de emplazamiento y por lo tanto son el resultado de un evento de recalentamiento en la cámara magmática después de la emisión de la Ignimbrita Panalillo Inferior. Los basaltos emitidos entre las dos ignimbritas sugieren un influjo de magma nuevo y por lo tanto de calor, que pudo influenciar a la cámara magmática que emitió ambas ignimbritas.

El vulcanismo posterior a los 26.8 Ma en el CVSLP estuvo muy separado en el tiempo y corresponde a traquitas ( $20.3 \pm 0.5$  Ma), riolitas ( $21.8 \pm 0.3$  Ma) y basaltos ( $21.5 \pm 0.5$  Ma). Estas lavas basálticas tienen un marcado contraste en cuanto a su composición química respecto a los basaltos de  $26.9 \pm 0.4$  Ma (son de

naturaleza suavemente alcalina a alcalina) y fueron emitidos en puntos aislados del CVSLP asociados a fracturas.

Las ignimbritas Cantera y Panalillo Inferior tienen características contrastantes en cuanto a su aspecto (una es de apariencia masiva y la otra está estratificada), indicando mecanismos de emplazamiento contrastantes. En la Ignimbrita Cantera, su aspecto masivo indica condiciones de emplazamiento dominadas por escape de fluidos en la “flow boundary zone”, aunque imbricaciones de líticos, cristales y clastos de pómez en algunos niveles y cierta estratificación en facies intermedias, indican que lateralmente hubo una transición a condiciones de flujo granular dominante en la “flow boundary zone”.

La Ignimbrita Panalillo presenta un aspecto estratificado casi en cualquier parte que se observa, aunque en algunos niveles se presenta de aspecto y naturaleza masiva. Lateralmente, los horizontes de apariencia masiva pueden pasar a una expresión estratificada. En esos casos, por lo tanto, se interpreta que lateralmente las condiciones en la “flow boundary zone” cambiaron de “dominada por escape de fluidos” a “dominada por tracción”.

La Ignimbrita Cantera presenta tres tipos de fácies; proximales, representada por brechas líticas de rezago (co-ignimbritas); fácies intermedias masivas y fácies distales estratificadas.

Las fácies proximales ayudan a definir las fuentes de emisión del material piroclástico. Hay dos zonas con fuerte presencia de co-ignimbritas, una asociada a las fallas regionales de orientación NW-SE (Falla el Potosino, localidad Las Capillas) y la otra asociada al rasgo semicircular mayor, en la parte oriental de la Mesa Moreno. Otra zona con abundantes líticos en la parte SE del CVSLP, sobre la misma Falla El Potosino, permite inferir un área fuente, más que un conducto puntual.

Fuentes de geometría tabular o diques piroclásticos se pueden documentar asociados a las fallas extensionales de dirección NW-SE en la Sierra de San Miguelito, Calderones (Villa de Reyes), Mesa Moreno y al W de La Laborcilla (Villa de Arriaga).

La ubicación de estas fuentes permite asegurar la presencia de una caldera mayor en el CVSLP (tipo “trapdoor” o de bisagra), en la que el colapso desigual está marcado por el rasgo semicircular mayor, el cual en su parte SW presenta su asentamiento más pronunciado (300 m de colapso). La Falla San José representa la estructura donde pivoteó el bloque para asentarse. La falla más importante, sin embargo, es la que controla el curso del arroyo El Potosino, la que en primera instancia cierra la geometría del rasgo semicircular mayor y por lo tanto de la caldera. A esta caldera aquí se denomina Caldera San Miguel.

El rasgo semicircular menor tiene una historia más ligada a la emisión de lavas y formación de domos. Al menos uno de esos domos es de edad Miocénica ( $21.8 \pm 0.3$  Ma) (los demás domos son Oligocénicos  $32.7 \pm 1.0$  a  $27.0 \pm 0.7$  Ma). Por lo anterior se asume que dicho rasgo forma parte de una fractura semicónica que intersectó a profundidad a la cámara magmática y permitió el emplazamiento de domos durante al menos dos periodos de tiempo. Se asume así que esta fractura semicircular estuvo ligada a la evolución de la caldera, pero que nunca sufrió un colapso. Su posición elevada con respecto al bloque subsidente, le da un carácter más bien de bloque resurgente.

La distribución de la Ignimbrita Cantera en la parte NE y S del CVSLP muestra que su emplazamiento estuvo controlado por la topografía, pues los mayores espesores de los afloramientos están en fosas tectónicas (parte SE del CVSLP) y entre grandes estructuras de domos en la parte central de la Sierra de San Miguelito, entre los domos Cerro Grande y Cerro El Potosí. Sin embargo, el mayor espesor de la ignimbrita, se cortó en un pozo para agua en el poblado de La Laborcilla dentro del rasgo semicircular mayor, cerca de su límite Sur.

La historia vulcanológica de la ignimbrita muestra que nunca se desarrolló una columna pliniana (no hay depósitos de caída) por lo que se infiere que el tipo de erupción que emitió la ignimbrita fue de tipo vulcaniano en la que el colapso ocurrió de manera inmediata (“tipo boiling over”), pues los depósitos iniciales quedaron confinados en depresiones tectónicas y las partes medias y superiores de la ignimbrita tienen mayores espesores en las depresiones topográficas entre

los domos y son delgados en las partes elevadas y en los hombros de las depresiones tectónicas.

La distribución de la Ignimbrita Cantera en la parte SW del CVSLP muestra características semejantes pero menos marcadas, puesto que los flujos piroclásticos (“facies out-flow”) fluyeron sobre una topografía semi-redondeada, labrada en el basamento Cretácico y domos riolíticos sobreyacentes. La parte S del CVSLP muestra también un emplazamiento controlado por la topografía, que en ese caso son domos de riolita de relieve bajo a intermedio.

### **La Ignimbrita Panalillo**

Las fuentes de material piroclástico asociadas a la Ignimbrita Panalillo son de dos tipos también: fuentes puntuales que están sólo presentes en el Arroyo El Juachín, y fuentes tabulares asociadas a fallas extensionales en forma de diques, los cuales afloran de manera más prominente en los arroyos Juachín y Cabras en la parte NE del CVSLP y en los grabens de Bledos y San Martín. En esta ignimbrita también el emplazamiento de los flujos del material piroclástico tuvo un fuerte control por la topografía pre-existente. En la parte NE del CVSLP, principalmente por fallamiento extensional, el cual ocurrió de manera sincrónica con el vulcanismo. En el Graben de Bledos esta situación es evidente, ya que el espesor de la ignimbrita en el bloque hundido es de 300 m, mientras que en el bloque Norte que lo delimita sólo alcanza 50 m de espesor como máximo. La íntima asociación geométrica y composicional de la ignimbrita con los diques piroclásticos y con las fallas que forman las depresiones tectónicas (grabens y semigrabens) indica claramente que esta ignimbrita no está asociada con caldera alguna, sino con el tectonismo regional responsable de la formación de las principales fallas de la región.

La técnica de anisotropías de susceptibilidad magnética aplicada al miembro superior de la Ignimbrita Cantera, arroja resultados coherentes con los obtenidos durante el mapeo de facies volcánicas. El vector que representa el eje principal de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética en los diferentes sitios muestreados

sugiere una zona de salida del material piroclástico asociado a la Falla El Potosino, en la parte NE del CVSLP. Otros vectores no relacionados a la parte antes citada, los cuales apuntan hacia Calderón y Mesa Moreno, señalan fuentes de material piroclástico locales, asociadas a fuentes puntuales (Mesa Moreno) y a diques piroclásticos (Calderón principalmente y en menor grado Mesa Moreno). En cambio, en la parte Sur del CVSLP, los datos paleomagnéticos no sugieren con claridad si existe una zona fuente de material piroclástico ignimbrítico.

## BIBLIOGRAFÍA

Aguillón-Robles, A., 1992. Geología y tectónica de un conjunto de domos riolíticos del Oligoceno Medio en el sur del estado de San Luis Potosí, México. Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias, UNAM., 104 p. (inérita).

Aguillón-Robles, A., Aranda-Gómez, J.J., y Solorio-Munguía, J.G., 1994. Geología y tectónica de un conjunto de domos riolíticos del Oligoceno Medio en el sur del estado de San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Instituto de Geología, UNAM, 11: 29-42.

Aguirre-Díaz, G.J., y McDowell, F.W., 1991. The volcanic section at Nazas, Durango, México, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental. *J. Geophys. Res.* 96: 13 373-13 388.

Aguirre-Díaz, G.J., y McDowell, F.W., 1993. Nature and timing of faulting and syn-extensional magmatism in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 105: 1435-1444.

Aguirre-Díaz, G., y Labarthe-Hernández, G., 2003. Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. *Geology*, 31: 773-76.

Aguirre-Hernández, M.A., 1992. Geología del subsuelo de las cuencas geohidrológicas del valle de San Luis Potosí y de Villa de Reyes, en el Edo. de San Luis Potosí. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología. Folleto Técnico 116, 46 p., 1 mapa.

Allen, S.R., 2001. Reconstruction of a major caldera-forming eruption from pyroclastic deposit characteristics: Kos Plateau Tuff, eastern Aegean Sea. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 105: 141-162.

Alva-Valdivia, L.M., Rosas-Elguera, J.G., Bravo-M., T., Urrutia-Fucugauchi, J., Henry, B., Caballero, C., Rivas-Sánchez, M.L., Goguitchaichvili, A., y López-Loera, H., 2005. Paleomagnetic and magnetic fabric studies of the San Gaspar ignimbrite, western Mexico-Constraints on emplacement mode and source vents. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 147: 68-80.

Anderson, T. y Flett, J. S., 1903. Report of the Soufriere in St. Vincent in 1992, and on a visit to Montagne Pelée in Martinique. Part 1. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A200, 353-553.

Aramaki, S., y Ui, T., 1966. The Aira and Ata pyroclastic flows and related caldera depressions in southern Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol.* 29: 29-47.

Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.L., y Pier, J.G., 1993. Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México. Universidad Nacional Autónoma de México; Instituto de Geología. Boletín 106, Parte 1: 1-23.

Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., y Luhr, J.F., 2000. Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México. Número especial: Avances de la Geología Mexicana en la última década. Alaniz-Álvarez, S.A., y Ferrari, L. (Eds.). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53: 59-71.

Bailey, R.A., Dalrymple, G.B., y Lanphere, M.A., 1976. Volcanism, structure, and geochronology of Long Valley caldera, California: *J. Geophys. Res.* 81: 725-744.

Baines, P.G., 1995. Topographic effects in stratified flows. Cambridge University Press. Cambridge. 482 p.

Best, M.G., y Christiansen, E.H., 1997. Origin of broken phenocrysts in ash-flow tuffs. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109: 63-73.

Blake, S., 1981. Eruptions from zoned magma chambers. *J. Geol. Soc. London*, 138: 281-287.

Bethke, P.M., Barton, P.B., Lanphere, M.A., y Steven, T.A., 1976. Environment of ore deposition in the Creed mining district, San Juan Mountains, Colorado: II Age of mineralization: *Economic Geology*, 71: 1006-1011.

Bonnichsen, B., y Kauffman, D.F., 1987. Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain Volcanic Province, Southwestern Idaho: *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 212: 119-145.

Bowen, N.L., 1928. *The evolution of the igneous Rocks*. Princeton University Press, Princeton, N.J., 334 p.

Branney, M.J. y Kokelaar, B.P., 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bull. Volcanol.* 54: 504-520.

Branney, M.J. y Kokelaar, B.P., 1994. Reomorphism and soft-state deformation of tuffs induced by volcanotectonic faulting at a piecemeal caldera, English Lake District. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106: 507-530.

Branney, M.J., y Kokelaar, B.P., 1997. Giant bed from a sustained catastrophic density current flowing over topography: Acatlán ignimbrite, Mexico. *Geology*, 25: 115-118.

Branney, M.J., y Kokelaar, P., 2002. Pyroclastic density currents and the



sedimentation of ignimbrites. Geol. Soc. London, Mem., 27, 143 p.

Branney, M.J., Kokelaar, B.P., y McConnell, B.J., 1992. The Bad Step Tuff: a lava-like rheomorphic ignimbrite in a calcalkaline piecemeal caldera, English Lake District. Bull. Volcanol., 54: 187-199.

Browne, B.L., y Gardner, J.E., 2004. The nature and timing of caldera collapse as indicated by accidental lithic fragments from the AD ~1000 eruption of Volcan Ceboruco, Mexico. J. Volcanol. Geotherm. Res., 130: 93 -105.

Bryan, S.E., Cas, R.A.F., Martí, J., 1998. Lithic breccias in intermediate volume phonolitic ignimbrites, Tenerife (Canary Islands): constraints on pyroclastic flow depositional processes. J. Volcanol. Geotherm. Res., 81: 269-296.

Burt, D.M., y Aguillón, R.A., 1988. Structure and topaz distribution in two topaz rhyolite dome complexes, San Luis Potosí, Mexico (abstr.), A398. Geol. Soc. Am., Abs. Prog. 7.

Carey, S.N., 1991. Transport and deposition of tephra by pyroclastic flows and surges. Sedimentation in Volcanic Settings, SEPM Special Publication No. 45, p. 39-57.

Cas, R.A.F., y Wright, J.V., 1988. Volcanic successions, modern and ancient; a geological approach to processes, products and successions. Unwyn-Hyman, London, 528 p.

Cervantes-de La Cruz, K.E., 1997. Estudio petrográfico de una sección de la Ignimbrita Cantera (al sur de Pozuelos, S.L.P.), Campo Volcánico de San Luis Potosí. Reporte final del curso de opción a no trabajo recepcional. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. 48 p. 1 mapa.

Chalot-Pratt, F., 1995. Genesis of rhyolitic ignimbrites and lavas from distinct sources at deep crustal level: field, petrographic, chemical and isotopic (Sr, Nd) constraints in the Tazekka Volcanic Complex (Eastern Morocco). *Lithos* 36: 29-49.

Chapin, C.E., y Lowell, G.R., 1979. Primary and secondary flow structures in ash flow tuffs of the Gribbles Run Palaeovalley, central Colorado. In: Chapin C.E., Elston, W.E. (eds). *Ash flow tuffs*. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 180: 137-154.

Childs, C., Watterson, J., y Walsh, J.J., 1995. Fault overlap zones within developing normal fault systems. *J. Geol. Soc. London*, 152: 535-549.

Clark, H.C., 1974. Remanent magnetism of volcanic rocks. In: *Physical Volcanology*. Civetta, L., Gasparini, P., Luongo, G., y Rapolla, A., (eds.) Elsevier Scientific Publishing Company, 333 p.

Cole, J.W., Brown, S.J.A., Burt, R.M., Beresford, S.W., y Wilson, C.J.N., 1998. Lithic types in ignimbrites as a guide to the evolution of a caldera complex, Taupo Volcanic Centre, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 80: 317-237.

Coney, P.J., y Reynolds, S.J., 1977. Cordilleran Benioff zones. *Nature*, 270. 403-406.

Druitt, T.H., 1985. Vent evolution and lag-breccia formation during the Cape Riva eruption of Santorini, Greece. *J. Geology*, 93: 439-454.

Druitt, T.H., 1998. Pyroclastic density currents. In: Gilbert, J.S. y Sparks, R.S.J. (eds), *The Physics of Explosive Volcanic Eruptions*. *Geol. Soc. London Spec. Pub.* 145: 145-182.

Druitt, T.H., y Bacon, C.R., 1986. Lithic breccia and ignimbrite erupted during the collapse of Crater Lake Caldera, Oregon. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 29: 1-32.

Druitt, T.H., y Sparks, R.S.J., 1982. A proximal ignimbrite breccia facies on Santorini volcano, Greece. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 13: 147-171.

Eaton, G.P., 1980. Geophysical and geological characteristics of the crust of the Basin and Range province. In: *Continental Tectonics*. Washington, D.C.: National Academy of Sciences. p. 96-113.

Ekren, E.B., McIntyre, D.H. y Bennett, E.H., 1983. High-temperature, large-volume, lava-like ash flow tuffs without calderas in southwestern Idaho. *Geol. Surv. Prof. Paper* 1272, 76 p.

Ellwood, B. B., 1982. Estimates of flow direction for calc-alkaline welded tuffs and paleomagnetic data reliability from anisotropy of magnetic susceptibility measurements: Central San Juan Mountains, southwest Colorado. *Earth Planet. Sci. Lett.* 59: 303-314.

Elston, W.E., y Smith, E.I., 1970. Determination of flow direction of rhyolite ash flow tuffs from fluidal textures. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81: 3393-406.

Ferrari, L., 1995. Links between magmatism and tectonics in the southwestern Sierra Madre Occidental: a preliminary model. *GEOS*, 2: 80-81.

Ferrari, L., López, M., y Rosas, J., 2002. Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico-Implications for the late subduction history of the Farallon Plate: *Tectonics*, 21: 10.1029/2001TC001302.

Ferrill, D.A., Stamatakos, J.A., Sims, D., 1999. Normal fault corrugation: implications for growth and seismicity of active normal faults: *J. Structural Geology*, 21: 1027-1038.

Ferríz, H., y Mahood, G.A., 1984. Eruption rates and compositional trends at Los

Humeros Volcanic Center, Puebla, México. J. Geophys. Res. B89: 8511-24.

Fisher, R.V. y Schmincke, H.U., 1984. Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag, Berlin. 472 p.

Fisher, R.V., 1990. Transport and deposition of a pyroclastic surge across an area of high relief – The 18 May 1980 eruption of Mount St. Helen, Washington. Geol. Soc. Am. Bull. 102: 1038-54.

Fisher, R.V., y Heiken, G., 1982. Mt. Pelee, Martinique – May 8 and 20, 1902 pyroclastic flows and surges. J. Volcanol. Geotherm. Res. 13: 339-371.

Fisher, R.V., Orsi, G., Ort, M., y Heiken, G., 1993. Mobility of a large volume pyroclastic flow – emplacement of the Campanian ignimbrite, Italy. J. Volcanol. Geotherm. Res. 56: 205-220.

Freundt, A., 1998. The formation of high-grade ignimbrites, Part I: Experiments on high- and low-concentration transport systems containing sticky particles. Bull. Volcanol. 59: 414-435.

Freundt, A., 1999. Formation of high-grade ignimbrites Part II. A pyroclastic suspension current model with implications also for low-grade ignimbrites. Bull. Volcanol. 60: 545-576.

Freundt, A., y Schmincke, H.U., 1985. Lithic-enriched segregation bodies in pyroclastic flow deposits of Laacher See Volcano (East Eifel, Germany). J. Volcanol. Geotherm. Res. 25: 193-224.

Friedman, I., Long, W., y Smith, R.L., 1963. Viscosity and water content of rhyolite glass. J. Geophys. Res. 68: 6523-6535.

Gans, P.B., Mahood, G.A., y Schermer, E., 1989. Syn-extensional magmatism in the Basin and Range Province, a case study from the eastern Great Basin. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 233; 53 p.

Gilbert, J.S. and Lane, S.J., (1994). The origin of accretionary lapilli. *Bull. Volcanol.* 56, 398-411.

Gromme, C.S., Wright, T.L., y Peck, D.L., 1969. Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopahi Lava Lakes, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 73: 7193-7208.

Grunder, A., y Russell, J.K., 2005. Welding processes in volcanology: insights from field, experimental, and modeling studies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 142: 1-9.

Hamilton, W.B., 1987. Crustal extension in the Basin and Range Province, Southwestern United States. In: Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (eds), *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. Spec. Pub.*, 28: 155-176.

Hargrove, H.R., y Sheridan, M.F., 1984. Welded tuffs deformed into megareomorphous folds during collapse of the McDermitt Caldera, Nevada – Oregon. *J. Geophys. Res.* 89: 8629-8638.

Hay, R.L., 1959. Formation of the crystal-rich glowing avalanche deposits of St. Vincent, British West Indies. *J. Geol.* 67: 540-562.

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

Henry, C.D., y Wolff, J.A., 1992. Distinguishing strongly rheomorphic tuffs from extensive silicic lavas. *Bull Volcanol.* 4: 171-186.

Hildreth, W., 1979. The Bishop Tuff: evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 180: 43-75.

Hildreth, W., 1981. Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *J. Geophys. Res.* 86: 101, 53-92.

Hildreth, W. y Mahood, G., 1986. Ring-fracture eruption of the Bishop Tuff. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97: 396-403.

Hildreth, W., y Wilson, C.J.N., 2007. Compositional zoning of the Bishop Tuff. *J. Petrology*, 48: 951-999.

Hillhouse, J.W., y Wells, R.E., 1991. Magnetic fabric, flow directions, and source area of the lower Miocene Peach Springs Tuff in Arizona, California and Nevada. *J. Geophys. Res.*, 96: 12, 443-460.

Hoblitt, R.P., y Miller, C.D., 1984. Mount St. Helens 1980 and Mt. Pelee 1902 – flow or surge – comment. *Geology* 12: 692-694.

Huang, W.T., 1968. *Petrología*. Editorial UTEHA (Primera edición en español), México, 546 p.

Huppert, H.E., y Sparks, R.S.J., 1998. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *J. Petrology* 29: 599-624.

Iconorato, A., Addison, F.T., Tarling, D.H., Nardi, G., y Pescatore, T., 1983. Magnetic fabric investigations of pyroclastic deposits from Phlegrean Fields, southern Italy. *Nature* 306: 461-463.

Jelinek, V., 1979. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geoph. Geod.* 22: 50-62.

Kadosky, L., y Keiskinen, M., 1990. Fumarole distribution morphology, and incrustations mineralogy associated with the 1986 eruptive deposits of mount St. Augustine, Alaska. *Bull. Volcanol.* 52: 175-185.

Keating, G.N., 2005. The role of water in cooling ignimbrites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 142: 145-171.

Keith, T.E.C., Casadevall, T.J. y Johnston, D.A., 1981. Fumarole incrustations: occurrence, mineralogy and chemistry. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1250: 239-250.

Kennedy, B., Stix, J., Vallance, W.J., Lavallée, Y., y Longpré, M.A., 2004. Controls on caldera structure: Results from analogue sandbox modeling. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 116: 515-524.

Kieffer, S.W., 1981. Fluid dynamics of the May 18 blast at Mount St. Helens. In: Lipman, P.W., y Mullineaux, D.R. (eds). *The 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington*. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 1250: 379-400.

Knight, M.D., Walker, G.P.L., Ellwood, B.B., y Diehl, J.F., 1986. Stratigraphy, paleomagnetism, and magnetic fabric of the Toba Tuff: constraints on the sources and eruptive styles. *J. Geophys. Res.*, 91: 10,355-10,382.

Labarthe-Hernández, G., y Tristán-González, M., 1978. Cartografía geológica de la Hoja San Luis Potosí. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 59, 41 p., 1 mapa.

Labarthe-Hernández, G., y Tristán-González, M., 1979. Cartografía geológica de la Hoja Tepetate. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología. Folleto Técnico 66, 31p., 1 mapa.

Labarthe-Hernández, G., y Tristán-González, M., 1980. Cartografía Geológica de la Hoja San Francisco, S.L.P. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia. Folleto Técnico 67, 28 p., 1 mapa.

Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M. y Aranda-Gómez, J.J., 1982. Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del estado de San Luis Potosí. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Inst. de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 85, 208 p., 1 mapa.

Labarthe-Hernández, G. y Jiménez-López, L.S., 1992. Características físicas y estructuras de lavas e ignimbritas riolíticas en la Sierra de San Miguelito, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 114, 31 p., 1 mapa.

Labarthe-Hernández, G. y Jiménez-López, L.S., 1993. Geología del Domo Cerro Grande, Sierra de San Miguelito, S.L.P. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 117, 22 p., 1 mapa.

Labarthe-Hernández, G., y Jiménez-López, L.S., 1994. Geología de la porción sureste de la Sierra de San Miguelito, S.L.P., Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología. Folleto Técnico 120, 34 p., 1 mapa y secciones anexas.

Labarthe-Hernández, G., y De la Huerta-Cobos, M.L., 1998. Geología del semi-graben de Bledos. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología. Folleto Técnico 124, 33 p., 1 mapa y secciones geológicas anexas.

Labarthe-Hernández, G., Gómez-Anguiano, M., Torres-Hernández, J.R., y Aguirre-Díaz, G., 2000. Caracterización de un depósito de brechas co-ignimbríticas de



rezago en el Arroyo El Juachín, Sierra de San Miguelito, S.L.P. México. GEOS, 20: 351.

Legros, F., y Kelfoun, K., 2000. On the ability of pyroclastic flows to scale topographic obstacles. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 98: 235-241.

Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., y Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematics of igneous rocks: Oxford, Blackwell, 193 p.

Lipman, P.W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma chamber geometry. *Bull. Volcanol.* 59: 198-218.

Lipman, P.W., 2000. Calderas. In Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., y Stix, J., (eds.), *Encyclopedia of Volcanology*: San Diego, California, Academic Press, p. 643-662.

Lofgren, G., 1971a. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82: 111-123.

Lofgren, G., 1971b. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *J. Geophys. Res.* 76: 5635-48.

Lofgren, G., 1974. An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. *Am. J. Sci.* 274: 243-273.

Loughlin, S.C., Calder, E.S., Clarke, A.B., Cole, P.D., Lockett, R., Mangan, M., Pyle, D., Sparks, R.S.J., Voight, B., y Watts, R.B., 2002a. Pyroclastic flows and surges generated by the 25 June 1997 dome collapse, Soufriere Hills Volcano,

Montserrat. In: Druitt, T.H., y Kokelaar, B.P. (eds). The eruption of Soufriere Hills Volcano, Monserrat, from 1995 to 1999. Geol. Soc. London Mem. 21: 191-210.

Loughlin, S.C., Baxter, P.J., Aspinall, W.P., Darroux, B., Harford, C.L., y Miller, A.D., 2002b. Eyewitness accounts of the 25 June 1997 pyroclastic flows and surges at Soufriere Hills Volcano, Montserrat, and implications for disaster mitigation. In: Druitt, T.H., y Kokelaar, B.P. (eds), The eruption of Soufriere Hills volcano, Montserrat, from 1995 to 1999, Geol. Soc. London Mem. 21: 211-230.

MacDonald, G.A., y Katsura, T., 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. J. Petrol., 5: 83-133.

Macias J. L., Espíndola, J.M., Bursik, M. y Sheridan, M.F., 1998. Development of lithic-breccias in the 1982 pyroclastic flow deposits of El Chichón Volcano, México. J. Volcanol. Geotherm. Res. 83: 173-196.

Mahood, G. A., 1980. The geological and chemical evolution of a Late Pleistocene rhyolitic center: The Sierra La Primavera, Jalisco, México. Ph. D. Thesis, University of California, Berkeley. 245 p.

Maldonado-Sánchez, G., 1997. Estudio petrográfico de la Ignimbrita Cantera, Campo Volcánico de San Luis Potosí, S.L.P., Reporte final del curso de opción a no trabajo recepcional. 55 p., 1 mapa y sección anexa.

Marsh, B.D., 1981. On the crystallinity, probability of occurrence and rheology of lava and magma. Contributions to Mineralogy and Petrology 78: 85-98.

Marsh, B.D., 1984. On the mechanics of caldera resurgence. Am. Geophys. Union, Pap. 4B0605. p. 8245-8251.

Marsh, B.D., 2000. Magma chambers. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt,

S., Rymer, H., y Stix, J., (eds.), Encyclopedia of Volcanology. Academic Press. p. 191-206.

McArthur, A.N., Cas, R.A.F., y Orton, G.J., 1998. Distribution and significance of crystalline, perlitic and vesicular textures in the Ordovician Garth Tuff (Wales). Bull. Volcanol. 60: 260-285.

MacDonald, G.A., y Katsura, T., 1964. Chemical composition of hawaiian lavas. J. Petrology, 5: 82-133.

McDonald, W.D., y Palmer, H.C., 1990. Flow directions in ash flow tuffs: a comparison of geological and magnetic susceptibility measurements, Tshirege member (upper Bandelier Tuff). Valles Caldera New Mexico, U.S.A. Bull. Volcanol. 53: 45-59.

McDowell, F.W., y Clabaugh, S.E., 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 180: 113-121.

McDowell, F.W., Wark, D.A., y Aguirre-Díaz, G.J., 1990. The Tertiary ignimbrite flare-up in western Mexico: Geol. Soc. Am. Abstracts with programs, 22, no. 3, p. 366.

McPhie, J., 1986. Primary and redeposited facies from a large-magnitude rhyolitic, phreatomagmatic eruption: Cana Creek Tuff, late-Carboniferous, Australia. J. Volcanol. Geotherm. Res. 28: 319-350.

McPhie, J., Doyle, M., y Allen, R., 1993. Volcanic Textures in Volcanic Rocks. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, University of Tasmania, Australia. 196 p.

Miller, T.P. y Smith, R.L., 1977. Spectacular mobility of ash flows around Aniakchak and Fisher Calderas, Alaska. *Geology* 5: 173-176.

Miura, D., 1999. Arcuate pyroclastic conduits, ring faults, and coherent floor at Kumano caldera, southwest Honshu, Japan: *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 92: 271-294.

Moore, I., y Kokelaar, P., 1998. Tectonocally controlled piecemeal caldera collapse: a case study of Glencoe volcano, Scotland. *Geol. Soc. Am. Bull.* 110: 1448-66.

Nairn, I.A., Wood, C.P., y Bailey, R.A., 1994. The Reporoa Caldera, Taupo Volcanic Zone: source of the Kaingaroa Ignimbrites. *Bull. Volcanol.* 56: 529-537.

Nelson, D.L., y Hulen, J.B., 1984. Internal geology and evolution of Redondo dome. Valles caldera, New Mexico: *J. Geophys. Res.*, 89: 8695-711.

Nieto-Samaniego, A.F., Macías-Romo, C., y Alaniz-Álvarez, S.A., 1996. Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México. *Inst. de Geol., UNAM, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 13: 117-122.

Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., y Labarthe-Hernández, G., 1997. La deformación post-laramídica en la parte sur de la Mesa Central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14: 13-25.

Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., y Rosas-Elguera, J.G., 1999. Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 111: 347-363.

Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, A.F., y Alaniz-Álvarez, S.A., 2002. Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 118: 37-56.

Ort, M., Rosi, M., y Anderson, C.D., 1999. Correlation of deposits and vent locations of the proximal Campanian Ignimbrite deposits, Campi Felgredi, Italy, based on natural remanent magnetization and anisotropy of magnetic susceptibility characteristics. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 91: 167-178.

Ort, M., Orsi, H.G., Pappalardo, L., y Fisher, R.V., 2003. Anisotropy of magnetic susceptibility studies of depositional processes in the Campanian Ignimbrite, Italy. *Bull. Volcanol.* 65 : 55-72.

Paillat, O., 1992. Structures et propriétés des verres et liquides silicatés feldespathiques hydratés. In : These de Docteur. Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy. 125 p.

Paillat, O., Elphick, S.C., y Brown, W.L., 1992. The solubility of water in NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> melts: a re-examination of Ab-H<sub>2</sub>O phase relationship and critical behaviour at high pressures. *Contrib. Mineral Petrol.*, 112: 490-500.

Palmer, H.C. y MacDonald, W.D., 1999. Anisotropy of magnetic susceptibility in relation to source vents of ignimbrites: empirical observations. *Tectonophysics*, 307: 207-218.

Palladino, D.M., y Valentine, G.A., 1995. Coarse-tail vertical and lateral grading in pyroclastic flow deposits of the Latera volcanic complex (Vulsini, central Italy): Origin and implications for flow dynamics. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 69: 343-364.

Piper, D.J.W., y Normark, W.R., 1983. Turbidite depositional patterns and floor characteristics. Navy Submarine Fan, California Borderland. *Sedimentology* 30:

681-694.

Pirsson, L.V., 1915. The microscopical character of the volcanic tuff –a study for students. *Am. J. Sci. (4<sup>th</sup> Ser.)* 40: 191-211.

Ponce, B.F., y Clark, K.F., 1988. The Zacatecas Mining District: A Tertiary caldera complex associated with precious and base metal mineralization. *Economic Geology*, 83: 1668-1682.

Potter, C.J., Sanford, W.E., Yoss, T.R., Prussen, E.I., Keach II, R.W., Oliver, J.E., Kaufman, S., y Brawn, L.D., 1986. COCORP deep seismic reflection traverse of the interior of the North American Cordillera, Washington and Idaho: Implications for orogenic evolution. *Tectonics*, 5: 1007-1025.

Randall, J.A., Saldaña, E.A., y Clark, K.F., 1994. Exploration in a volcano-plutonic center at Guanajuato, Mexico. *Economic Geology* 89: 1722-1751.

Reimer, T.O., 1983. Accretionary lapilli in volcanic ash falls: physical factors governing their formation. In: *Coated Grains*, edited by T. Peryt; Springer-Verlag, Berlin, p. 56-68.

Reubi, O., y Nicholls, I.A., 2004. Variability in eruptive dynamics associated with caldera collapse: an example from two successive eruptions at Batur Volcanic Field, Bali, Indonesia. *Bull. Volcanol.* 66: 134-148.

Rhodes, R.C., y Smith, E.I., 1972. Distribution and directional fabric of ash-flow sheets in the northwestern Mogollon Plateau, New Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83: 1863–1868.

Riehle, J.R., 1973. Calculated compaction profiles of rhyolitic ash flow tuffs. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84: 2193-2216.

Robin, P.Y.F., y Jowett, E.C., 1986. Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting functions. *Tectonophysics* 121: 207-223.

Rodríguez-Ríos, R., 2003. Estudio geoquímico preliminar del vulcanismo bimodal del semigraben de Bledos, Campo Volcánico de San Luis Potosí. XIII Congreso Nacional de Geoquímica. Septiembre 22 al 26; Juriquilla, Qro., 2003. *Actas INAGEQ*, 9: 143.

Ross, C.S., y Smith, R.L., 1961. Ash-flow tuffs, their origin, geological relations and identification. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 366: 1-77.

Scheubel, F.R., Clark, K.F., y Porter, E.W., 1988. Geology, tectonic environment, and structural controls in the San Martín de Bolaños District, Jalisco, Mexico. *Economic Geology* 83: 1703-1720.

Scolamacchia, T., Macías, J.L., Sheridan, M.F., y Huges, S.R., 2005. Morphology of ash aggregates from wet pyroclastic surges of the 1982 eruption of El Chichón Volcano, Mexico. *Bull. Volcanol.* 68: 171-200.

Scott, W.E., Hoblitt, R.P., Torres, R.C., Self, S., Martínez, M.L., y Nillos, T.J., 1996. Pyroclastic flows of the June 15, 1991, climatic eruption of Mount Pinatubo. In: Newhall, C.G., y Punongbayan, S. (eds). *Fire and Mud: Eruptions of Mount Pinatubo, Philippines*. Philippine Institute Volcanology and Seismology, Quezon City & University of Washington Press, Seattle. 545-570.

Self, S. y Sparks, R.S.J., 1978. Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water. *Bull. Volcanol.* 41, 196-212.

Self, S., Goff, F., Gardner, J.N., Wright, J.V., y Kite, W.M., 1986. Explosive rhyolitic volcanism in the Jemez Mountains: vent locations, caldera development and relation to regional structure. *J. Geophys. Res.* B91: 1779-1798.

Shelley, D., 1985. *Optical Mineralogy*, 2<sup>nd</sup> edn, Elsevier, New York, 321p.

Sheridan, M.F., 1970. Fumarolic mounds and ridges of the Bishop Tuff, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81: 851-868.

Sheridan, M.F., y Ragan, D.M., 1976. Compaction of ash-flow tuffs. In: Chilingarian, G.V. y Wolff, K.H., (eds). *Compaction of coarse-grained sediments, II. Developments in Sedimentology*. Elsevier, Amsterdam, 677-713.

Sheridan, M.F. y Wang, Y., 2005. Cooling and welding history of the Bishop Tuff in Adobe Valley and Chidago Canyon, California. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 142: 119-144.

Sisson, T.W., 1995. Blast ash fall deposit of May 18, 1980 at Mount St. Helens, Washington. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 66: 203-216.

Smith, R.L., 1960a. Ash flows. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 71: 795-842.

Smith, R.L., 1960b. Zones and zonal variations in welded ash flows. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 354-F: 159 p.

Smith, R.L., y Bailey, R.A., 1966. The Bandelier Tuff: a study of ash-flow eruption cycles from zoned magma chambers. *Bull. Volcanol.* 29: 83-103.

Smith, R.L., y Bailey, R.A., 1968. Resurgent cauldrons. In: Coats et al. (eds). *Studies in Volcanology* : *Geol. Soc. Amer. Mem.* 116: 613-662.



Sparks, R.S.J., y Walker, G.P.L., 1973a. The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock. *Nature*, 241: 62-64.

Sparks, R.S.J., Self, S., Walker, G.P.L., 1973b. Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 1: 115-118.

Sparks, R.S.J., y Walker, G.P.L., 1977. The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2: 329-341.

Sparks, R.S.J., Tait, S.R., y Yanev, Y., 1999. Dense welding caused by volatile resorption. *J. Geol. Soc. London*. 156: 217-225.

Stewart, J.H., 1978. Basin and Range structure in western North America: A review. In: Smith, R.B., and Eaton, G.P. (eds). *Cenozoic Tectonics and Regional Geophysics of Western Cordillera*. *Geol. Soc. Am. Mem.* 152: 1-31.

Streck, M.J., y Grunder A.L., 1995. Crystallization and welding variations in a widespread ignimbrite sheet: the Rattlesnake Tuff, eastern Oregon, USA. *Bull. Volcanol.* 57: 151-169.

Suzuki-Kamata, K., y Ui, T., 1982. Grain orientation and depositional ramps as floor direction indicators of a large scale pyroclastic flow deposit in Japan. *Geology* 10: 429-432.

Swanson, E.R., y McDowell, F.W., 1984. Calderas of the Sierra Madre Occidental volcanic field western Mexico. *J. Geophys. Res.* 89: 8787-8799.

Torres-Aguilera, J.M., 2005. Estudio petrográfico del vulcanismo bimodal en el semigraben de Bledos, S.L.P. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería. Tesis de Maestría sin publicar. 182 p., 1 mapa y secciones anexas.

Torres-Hernández, J.R., Labarthe-Hernández, G., Siebe-Grabach, C., y Alva-Valdivia, L., 1998. Evidencias de magmatismo sin-tectónico en el Campo Volcánico de San Luis Potosí, S.L.P., México. *GEOS*, 18: 373.

Torres-Hernández, J.R., Labarthe-Hernández, G., Tristán-Gonzalez, M., Aguillón-Robles, A., Siebe-Grabach, C., Macías-Vázquez, J.L., Espíndola-Castro, J.M. y Aranda-Gómez, J.J., 2001a. Vulcanismo y extensión: La evolución de un campo volcánico en el Altiplano Central de México. *Actas INAGEQ* 7: 58.

Torres-Hernández, J.R., Labarthe-Hernández, G., Mata-Segura, J.L., Gomez-Anguiano, M., Siebe Grabach, C., Macías-Vázquez, J.L., y Espíndola-Castro, J.M., 2001b. Diques piroclásticos asociados al miembro inferior de la Ignimbrita Panalillo del Campo Volcánico de San Luis Potosí. *GEOS* 21: 321-322.

Torres-Hernández, J.R., Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., Gómez-Anguiano, M., y Mata-Segura, J.L., 2006. The pyroclastic dikes in the Tertiary San Luis Potosí volcanic field: Implications on the emplacement of Panalillo ignimbrite. *Geofísica Internacional* 45: 243-253.

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., y Labarthe-Hernández, G., 1979. Cartografía Geológica de la Hoja "Tepetate", S.L.P. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología. Folleto Técnico 66, 31 p., 1 mapa.

Ui, T., Kobayashi, T., y Suzuki-Kamata, K., 1992. Calderas and pyroclastic flows in southern Kyushu. In: Kato, H., y Noro, H. (eds) 29<sup>th</sup> International Geological Congress Field Trip Guide Book, Volume 4. Volcanoes and Geothermal Fields of Japan. Geological Survey of Japan. 245-276.

Valentine, G.A, 1987. Stratified flow in pyroclastic surges. *Bull. Volcanol.* 49: 616-630.

Walker, G.P.L., 1972. Crystal concentration in ignimbrites. *Contr. Mineral. Petrol.* 36: 135-146.

Walker, G.P.L., 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. In: M.F. Sheridan y F. Barberi, (eds.), *Explosive volcanism*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 17: 65-88.

Walker, G.P.L., 1984. Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *J. Geophys. Res.* 89: 8407-416.

Walker, G.P.L., 1985. Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 25: 157-171.

Webster, J.D., Burt, D.M., y Aguillón, R.A., 1996. Volatile and lithophile trace-element geochemistry of Mexican tin rhyolite magmas deduced from melt inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60: 3267-3283.

Wilson, C.J.N., 1985. The Taupo eruption, New Zealand: II. The Taupo ignimbrite. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A*, 314: 229-310.

Wilson, C.J.N., 1993. Ignimbritas y calderas: perspectivas históricas y desarrollos futuros. In: *La Volcanología Actual, Nuevas Tendencias*. Martí, J., y Araña, V., (eds.), p. 197-275.

Wilson, C.J.N., y Walker, G.P.L., 1982. Ignimbrite depositional facies: The anatomy of a pyroclastic flow. *J. Geol. Soc. London* 139: 581-592.

Wilson, C.J.N., y Hildreth, W., 1997. The Bishop Tuff: new insights from eruptive stratigraphy. *Jour. Geology* 105: 407-439.

Wohletz, K.H., 1998. Pyroclastic surges and compressible two-phase flow. In: A. Freundt (ed.), From magma to tephra, modeling physical processes of explosive volcanic eruptions, p. 247-312.

Woods, A.W., Bursik, M.I., y Kurbatov, A.V., 1998. The interaction of ash flows with ridges. *Bull. Volcanol.* 60: 38-51.

Wright, J.V., y Walker, G.P.L., 1977. The ignimbrite source problem: the significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit. *Geology* 5: 729-732.

Wright, J.V., y Walker, G.P.L., 1981. Eruption transport and deposition of ignimbrite – a case-study from Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 9: 111-131.

Wright, J.V., Self, S., y Fisher, R.V., 1981. Towards a facies model for ignimbrite-forming eruptions. In: Self, S., y Sparks, R.S.J. (eds.), *Tephra studies*. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland, p. 433-439.

Yamamoto, T., Takarada, S., y Suto, S., 1993. Pyroclastic flows from the 1991 eruption of Unzen volcano, Japan. *Bull. Volcanol.* 55: 166-175.

Xu, S.S., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2004. Vertical shear mechanism of faulting and estimation of strain in the Sierra de San Miguelito. *Mesa Central, Mexico: Geological Acta*, 2: 189-201.

Anexo 1. Coordenadas de los sitios muestreados para obtener las edades radiométricas K-Ar, del volcanismo cenozoico del CVSLP.

Unidad y/o estructura geológica	Edad ± 1σ(Ma)	Coordenadas	
		Lat. N	Long. W
1. Traquita Los Castillo <sup>1</sup>	20.3 ± 0.5 20.9 ± 0.5	21°54'17"	101°29'43"
2. Domo Rincón Reyna <sup>2</sup>	21.1 ± 0.3 21.8 ± 0.3	22°00'15.6"	101°13'08"
3. Basalto Cabras <sup>1</sup>	21.5 ± 0.5	22°22'03"	101°28'53"
4. Basalto Cabras <sup>3</sup>	22.1 ± 0.5	21°52'20"	101°17'57"
5. Ignimbrita Panalillo inf <sup>1</sup>	25.7 ± 0.4	22°05'40"	101°06'20"
6. Ignimbrita Panalillo sup <sup>4</sup>	26.8 ± 1.3		
7. Ignimbrita Panalillo sup <sup>1</sup>	25.4 ± 0.6	22°28'53"	101°04'10"
8. Basalto la Placa <sup>3</sup>	26.9 ± 0.4	22°05'05"	101°09'05"
9. Riolita El Zapote <sup>5</sup>	27.0 ± 0.7		
10. Riolita Melchor <sup>3</sup>	27.4 ± 0.4	21°47'05"	101°23'10"
11. Ignimbrita Cantera <sup>3</sup>	27.9 ± 0.7		
12. Ignimbrita Cantera <sup>4</sup>	29.0 ± 1.5		
13. Ignimbrita Cantera <sup>3</sup>	29.7 ± 0.7		
14. Domo El Gato <sup>6</sup>	29.2 ± 0.8		
15. Domo El Ramonal <sup>3</sup>	29.6 ± 0.6	22°11'33"	101°21'00"
16. Domo El Gallo (Tsm) <sup>3</sup>	29.8 ± 0.7		
17. Riolita San Miguelito <sup>4</sup>	30.0 ± 1.5		
18. Riolita San Miguelito <sup>4</sup>	30.4 ± 0.5	22°06'17"	101°15'17"
19. Latita Portezuelo <sup>3</sup>	30.6 ± 1.5		
20. Latita Portezuelo <sup>3</sup>	30.4 ± 0.7	22°27'21"	100°57'51"
21. Latita Portezuelo <sup>1</sup>	31.0 ± 0.7	22°31'13"	101°07'21"
22. Domo El Lobo <sup>2</sup>	30.7 ± 0.7	22°00'00"	101°07'38"
23. Domo San Francisco <sup>2</sup>	31.3 ± 0.7	22°00'30"	101°05'12"
24. Domo San Sebastián <sup>2</sup>	32.7 ± 1.0	22°02'12"	101°04'30"
25. Andesita Casita Blanca <sup>4</sup>	44.1 ± 2.2		
26. Andesita Casita Blanca <sup>1</sup>	44.4 ± 1.0	22°31'52"	101°13'28"

\* Número de referencia en el laboratorio de Geocronología, en la Université de Bretagne Occidentale, Brest, FRANCE

<sup>1</sup> Tristán-González *et al.* (2008)

<sup>2</sup> Torres-Hernández *et al.* (2009)

<sup>3</sup> Edades obtenidas para el presente estudio

<sup>4</sup> Labarthe-Hernández *et al.* (1982)

<sup>5</sup> Nieto-Samaniego *et al.* (1996)

<sup>6</sup> Aguillón-Robles *et al.* (1994)

RE, Roca entera; S, sanidino; B, biotita; M, matriz