



Universidad Autónoma de San Luis Potosí

Facultad de Ingeniería

Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

“Análisis sedimentológico y estratigráfico de los depósitos lacustres en la caldera de La Primavera, Guadalajara, Jalisco, México”

T E S I S

Que para obtener el grado de:

Maestro en Ciencias en Geología Aplicada

Presenta:

Lic. Ulises Alejandro Radilla Albarrán
CVU/Becario Conacyt: 713530/590669

Asesor:

Dr. Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz

Co-asesor:

Dr. Ricardo Saucedo Girón



San Luis Potosí, S.L.P

Diciembre 2018



UASLP

Universidad Autónoma
de San Luis Potosí

19 de abril de 2018

**LIC. ULISES ALEJANDRO RADILLA ALBARRÁN
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por los **Dres. Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz y Ricardo Saucedo Girón** Asesor y Co-asesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestro en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la Sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 19 de abril del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

"Análisis sedimentológico y estratigráfico de los depósitos lacustres en la caldera de la Primavera, Guadalajara, Jalisco, México"

INTRODUCCIÓN.

1. Generalidades
 2. Marco Geológico y Tectónico de la caldera de la Primavera
 3. Materiales y Métodos
 4. Antecedentes teóricos sobre la sedimentación en lagos
 5. Resultados
- Discusión y conclusiones
Bibliografía

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

A T E N T A M E N T E

M. I. JORGE ALBERTO PÉREZ GONZÁLEZ
DIRECTOR. DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCION

Copia. Archivo
*etn.



**FACULTAD DE
INGENIERÍA**

Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria • CP 78290
San Luis Potosí, S.L.P.
tel. (444) 826 2330 al39
fax (444) 826 2336
www.uaslp.mx

"95 Años como Primera Universidad Autónoma en México"

Este trabajo fue financiado por el proyecto:

P15. Exploración geotérmica del complejo volcánico de Cerritos Colorados, Jal.: Estudios de vulcanología, estratigrafía, geoquímica y petrología experimental (CEMIE-GEO).

Recuerda voltear hacia arriba para ver las estrellas,
en vez de hacia abajo para mirarte los pies.
Trata de encontrarle sentido a lo que ves, y de
preguntarte qué hace que exista el Universo.
Ten curiosidad. Y por más difícil que parezca la vida,
siempre hay algo que puedes hacer y en lo que
puedes triunfar. Lo importante es que no te rindas.
Stephen Hawking

Decide lo que quieres. Confía en que lo vas a tener.
Confía en que te lo mereces y que es posible para ti.
Luego cierra los ojos cada día durante varios minutos
y visualízate con lo que deseas, siente como si ya lo
tuvieras. Sal de esa visualización y enfócate en las
cosas por las que has de dar gracias y disfrútalas.
luego empieza el día y suéltalas en el Universo.
Jack Canfield

Cada uno de nosotros es una preciosidad,
en una perspectiva cósmica. Si alguien discrepa
de tus opiniones, déjalo vivir. En un trillón de galaxias,
no hallarías otro igual.
Carl Sagan

A mis **Padres** por ser los pilares fundamentales, por inculcarme la responsabilidad y darme la educación de la vida, apoyarme en los momentos fáciles y los momentos difíciles y estar siempre conmigo.

A mis **hermanos** por apoyar todas las decisiones tomadas y estar para mi en los momentos requeridos

A **Mali** por ser mi esposa, mi novia, mi amiga, ser un pilar de mi vida, apoyarme en los momentos fáciles y difíciles, apoyar mis sueños, apoyar mis decisiones, darme ánimos por seguir y terminar este proyecto y sobre todo por estar todos estos años a mi lado.

A **Gea** por aparecer en el preciso momento en nuestras vidas.

AGRADECIMIENTOS

Al **CONACYT** por el otorgamiento de la beca, por la cual se realizó parte del trabajo y financiamiento de la maestría.

A **Yam** por convertirse en padre putativo, por los consejos, por la amistad, por las facilidades prestadas y por el tiempo dedicado para la elaboración de esta Tesis.

A **Bimbo** por convertirse en mi hermano, por la amistad y sobre todo por estar soportando la travesía de la maestría en San Luis a pesar de las adversidades que se nos presentaron.

Al Profe **Richard** por sus conocimientos aportados en campo, por las observaciones hechas en campo.

Al Profe. **José Luis Macías** por el apoyo brindado tanto para campo, laboratorio y las becas otorgadas, además de demostrar su amor por la geología.

Al Profe. **Miguel Morales**, al profe **Francisco** y la profa **Sonia** por la confianza brindada y por la revisión de este trabajo.

A **Rubí** y a **María**, por la amistad, el compañerismo y los consejos dados.

A todos los profesores del **Instituto de Geología** de San Luis, porque aportaron un granito de arena a mi conocimiento, así como al área de biblioteca, laboratorios e intendencia, por las facilidades prestadas.

Se agradece al Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido y Microanálisis (**LMEByM**) de la Universidad Autónoma de Guerrero, por las imágenes obtenidas ahí con un Microscopio Electrónico de Barrido marca JEOL, modelo IT-300LV. Agradecemos también a la M.C. Jazmín A. López Díaz por la ayuda técnica proporcionada para obtener las imágenes y microanálisis y al Dr. Oscar Talavera Mendoza por permitirnos hacer uso de dicho equipo para completar nuestro trabajo de investigación.

A la familia **Ocampo-Martínez**, por la amistad, el apoyo brindado, la pirinola time y las salidas y todos los consejos brindados, infinitas gracias.

A mis **amigos de la UACT**, que en algún momento de la maestría preguntaron por mí y estuvieron al pendiente y por su invaluable amistad.

A las personas en el **Instituto de Geofísica**- campus Morelia, por las facilidades prestadas, por la atención y por esas deliciosas comidas después de cada curso.

A los **maestros de la UACT** que dieron las bases fundamentales de la geología en mi aprendizaje.

A **Don Luis** por la confianza brindada, por el apoyo y por las enseñanzas tanto culturales como históricas.

A **Tía Evita** por la confianza, por las atenciones y por estar siempre al pendiente de nuestro futuro.

A todas las personas que aportaron un granito de arena en mi educación durante este corto periodo de vida que he tenido.

INFINITAS GRACIAS A TODOS

ÍNDICE

Introducción	1
1. Generalidades	2
1.1. Justificación	2
1.2. Hipótesis	2
1.3. Objetivos	2
1.3.1. Objetivo general	2
1.3.2. Objetivos específicos	2
1.4. Localización y vías de acceso	3
2. Marco Geológico y Tectónico de la caldera de La Primavera	5
2.1. Fisiografía	5
2.2. Geología	7
2.2.1. Geología regional	7
2.2.1.1. Sierra Madre Occidental (SMO)	7
2.2.1.2. Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM)	7
2.2.1.2.1. Sector Occidental del CVTM	10
2.2.1.3. Bloque Jalisco (BJ)	10
2.2.2. Geología local	11
2.2.2.1. Unidad pre-caldera	13
2.2.2.1.1. Basamento granítico	13
2.2.2.1.2. Secuencia andesítica	13
2.2.2.1.3. Lavas pre-caldera	13
2.2.2.2. Unidad sin-caldera	13
2.2.2.2.1. Toba Tala	13
2.2.2.2.2. Colapso de la caldera	15
2.2.2.3. Unidad post-caldera	15
2.2.2.3.1. Sedimentos lacustres	15
2.2.2.3.2. Domos post-colapso	16

2.2.2.3.3. Levantamiento de la caldera	17
2.2.2.3.4. Lavas del arco sur	17
3. Materiales y Métodos	19
3.1. Trabajo de gabinete	19
3.2. Trabajo de campo	19
3.3. Trabajo de laboratorio	20
3.3.1. Granulometría	20
4. Antecedentes teóricos sobre la sedimentación en lagos	21
4.1. Clasificación de los lagos	21
4.1.1. Lagos tectónicos	21
4.1.2. Lagos volcánicos	22
4.1.3. Lagos por deslizamientos	22
4.1.4. Lagos de glaciares	22
4.1.5. Lagos fluviales	22
4.1.6. Lagos eólicos	22
4.1.7. Lagos en línea de costa	22
4.1.8. Lagos orgánicos	23
4.1.9. Lagos antropogénicos	23
4.1.10. Lagos por meteoritos	23
4.2. Factores que controlan la sedimentación de los lagos	23
4.3. Procesos y ambientes lacustres	24
4.4. Características de los depósitos lacustres	24
4.4.1 Etapa de sobrerelleno (<i>Overfilled</i>)	24
4.4.2. Etapa de relleno balanceado (<i>Balance fill</i>)	26
4.4.3. Etapa de bajo relleno (<i>Underfilled</i>)	26
5. Resultados	29
5.1. Litoestratigrafía	29
5.1.1. miembro Arenoso Gravoso Limoso	29

5.1.1.1 Relaciones estratigráficas	29
5.1.1.2. Distribución	29
5.1.1.3. Edad	29
5.1.2. Miembro Lodoso Limoso	33
5.1.2.1 Relaciones estratigráficas	33
5.1.2.2. Distribución	33
5.1.2.3. Edad	34
5.1.3. Miembro Gravo Arenoso	37
5.1.3.1 Relaciones estratigráficas	37
5.1.3.2. Distribución	37
5.1.3.3. Edad	38
5.1.4. Miembro Brechoso	41
5.1.4.1 Relaciones estratigráficas	41
5.1.4.2. Distribución	41
5.1.4.3. Edad	41
5.1.5. Miembro Arenoso	45
5.1.5.1 Relaciones estratigráficas	45
5.1.5.2. Distribución	45
5.1.5.3. Edad	45
5.1.6. Miembro Gravo Areno Lodoso	49
5.1.6.1 Relaciones estratigráficas	49
5.1.6.2. Distribución	49
5.1.6.3. Edad	50
5.2. Facies, asociación de facies y su interpretación ambiental	53
5.2.1. Introducción	53
5.2.2. Descripción e interpretación de facies sedimentarias	53
5.2.2.1. Clase de Facies Brechosa (CFBr)	54
5.2.2.2. Clase de Facies Gravosa (CFGr)	55
5.2.2.3. Clase de Facies Arenosa (CFAr)	58

5.2.2.4. Clase de Facies Lodosa (CFL)	61
5.2.3. Asociaciones de facies y su interpretación ambiental	63
5.2.3.1. Asociación de facies 1 (AF1)	63
5.2.3.1.1. Interpretación	63
5.2.3.2. Asociación de facies 2 (AF2)	64
5.2.3.2.1. Interpretación	64
5.2.3.3. Asociación de facies 3 (AF3)	68
5.2.3.3.1. Interpretación	68
5.2.3.4. Asociación de facies 4 (AF4)	69
5.2.3.4.1. Interpretación	69
5.2.3.5. Asociación de facies 5 (AF5)	71
5.2.3.5.1. Interpretación	71
5.2.3.6. Asociación de facies 6 (AF6)	71
5.2.3.6.1. Interpretación	72
5.2.3.7. Asociación de facies 7 (AF7)	73
5.2.3.7.1. Interpretación	73
Discusión y Conclusiones	75
Origen y causas de la mega pómez	75
Análisis de isopacas y paleocorrientes	77
Sistemas lacustres	79
Modelos de depósito	82
Conclusiones	89
Bibliografía	90
Anexos	94

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura. 1. Mapa de localización y vías de acceso a la caldera de La Primavera. Tomado de ESRI OpenStreetMaps e INEGI.	4
Figura 2. Mapa de la ubicación fisiográfica (Tomado de INEGI).	6
Figura 3. Ubicación de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano (Modificado de Ferrari et al., 1999).	8
Figura 4. Ubicación de los tres sectores del CVTM (Tomado de Gómez-Tuena et al., 2005).	9
Figura 5. Localización de la porción occidental del CVTM (Modificado de Rossotti et al., (2002)).	10
Figura 6. Localización del Bloque Jalisco. (Tomado de Stock, 1993).	11
Figura 7. Localización de los domos en la caldera de la Primavera, así como el límite del paleo-lago (Modificado de Mahood, 1980).	12
Figura 8. Columna estratigráfica de la caldera de la Primavera (Modificado de Gutierrez-Negrín,1991 y Tomado de Rocha-Ruiz, 2013)	18
Figura 9. Principales factores que controlan la sedimentación lacustre (Tomado de Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010).	23
Figura 10. Procesos sedimentarios en los lagos (Tomado de Boggs, 2006).	24
Figura 11. Sección esquemática y características de los depósitos de sobrerelleno en los lagos (Tomado de Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010).	25
Figura 12. Sección esquemática y características de los depósitos de relleno balanceado en los lagos (Tomado de Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010).	27
Figura 13. Sección esquemática y características de los depósitos de bajo relleno en los lagos (Tomado de Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010).	28
Figura.14. Fotografía del miembro Arenoso Gravoso Limoso.	30
Figura 15. Perfiles condensados de la región lacustre en la caldera de La Primavera mostrando el miembro Areno Gravoso Limoso.	31
Figura. 16. Mapa de distribución del miembro Arenoso Gravoso Limoso.	32
Figura. 17. Fotografías del miembro Lodoso Limoso.	34
Figura 18. Perfiles condensados de la región lacustre en la caldera de La Primavera mostrando el miembro Areno Gravoso Limoso.	35
Figura. 19. Mapa de distribución del miembro Lodoso Limoso.	36
Figura 20. Fotografías representativas del miembro Areno Gravoso.	38
Figura 21. Perfiles condensados de la región lacustre en la caldera de La Primavera mostrando el miembro Gravo Arenoso.	39
Figura. 22. Mapa de distribución del miembro Gravo Arenoso.	40
Figura 23. Fotografías del miembro Brechoso.	42

Figura 24. Perfiles condensados de la región lacustre en la caldera de La Primavera mostrando el miembro Brechoso.	43
Figura 25. Mapa de distribución del miembro Brechoso.	44
Figura 26. Fotografías del miembro Arenoso.	46
Figura 27. Perfiles condensados de la región lacustre en la caldera de La Primavera mostrando el miembro Arenoso.	47
Figura. 28. Mapa de distribución del miembro Arenoso.	48
Figura. 29. Fotografías del miembro Gravo Areno Lodoso.	50
Figura 30. Perfiles condensados de la región lacustre en la caldera de La Primavera mostrando el miembro Gravo Areno Lodoso.	51
Figura. 31. Mapa de distribución del miembro Gravo Areno Lodoso	52
Figura 32. Mapa de distribución de las facies Bmlp en la caldera.	54
Figura 33. Curvas de Visher (1969) donde se muestran las facies de la CFGr, mostrando cada tipo de transporte.	57
Figura 34. Mapa de distribución de la CFGr que afloran en la caldera.	57
Figura 35. Curva de Visher (1969) donde se muestra las facies de la CFAr, que presentan granulometría e indican el transporte	60
Figura 36. Mapa de distribución de la CFBr que afloran en la caldera.	60
Figura 37. Curvas de Visher (1969) donde se muestra las facies de la CFL, mostrando cada tipo de transporte	62
Figura 38. Mapa de distribución de la CFL que afloran en la caldera	62
Figura 39. Perfiles sedimentológicos estratigráficos mostrando la asociación de facies 1	65
Figura 40. Fotografía de la asociación de facies 1	66
Figura 41. Perfiles sedimentológicos estratigráficos mostrando la asociación de facies 2.	67
Figura 42. Mosaico de fotografías de la AF2	68
Figura 43. Fotografías de la AF3	69
Figura 44. Fotografías de la AF4	70
Figura 45. Perfiles sedimentológicos estratigráficos mostrando la asociación de facies 3 y asociación de facies 4.	70
Figura 46. Fotografía de la AF5	71
Figura 47. Fotografías de las AF6	72
Figura 48. Perfiles sedimentológicos estratigráficos mostrando la asociación de facies 5 y asociación de facies 6.	73
Figura 49. Fotografía de la AF7	74
Figura 50. Perfiles sedimentológicos estratigráficos mostrando la asociación de facies 7.	74
Figura 51. Imágenes de estereogramas de los diferentes miembros que afloran en la zona lacustre de la caldera de La Primavera.	80
Figura 52. Mapa de isopacas de los diferentes miembros que afloran en la caldera de La Primavera.	81

Figura 53. Modelo de depósito de los sedimentos lacustres, mostrando el estadio 1.	85
Figura 54. Modelo de depósito de los sedimentos lacustres, mostrando el estadio 2.	86
Figura 55. Modelo de depósito de los sedimentos lacustres, mostrando el estadio 3.	86
Figura 56. Modelo de depósito de los sedimentos lacustres, mostrando el estadio 4.	87
Figura 57. Modelo de depósito de los sedimentos lacustres, mostrando el estadio 5.	87
Figura 58. Modelo de depósito de los sedimentos lacustres, mostrando el estadio 6.	88
Figura 59. Modelo de depósito de los sedimentos lacustres, mostrando el estadio 7.	88

Índice de tablas

Tabla 1. Tabla de la clase de facies brechosa (CFBr).	54
Tabla 2. Tabla de la clase de facies gravosa (CFGGr).	55
Tabla 3. Tabla de la clase de facies arenosa (CFAr).	58
Tabla 4. Tabla de la clase de facies lodosa (CFL).	61

RESUMEN

La caldera de La Primavera se localiza al occidente de Guadalajara, Jalisco, es una depresión formada por el vaciado de la cámara magmática como consecuencia de su colapso, generando con ello condiciones para la instauración de un sistema lacustre que fue controlado por la morfología, clima y reactivación volcánica del sitio. El análisis sedimentológico y estratigráfico permiten establecer el desarrollo de dos sistemas lacustres en la caldera de La Primavera, denominados como el sistema de La Venta del Astillero y el sistema Nejahuete Cerro Alto.

El sistema de Nejahuete Cerro Alto litoestratigráficamente presenta de base a cima los siguientes miembros: Lodoso Limoso, Arenoso Gravoso Limoso, Gravo Arenoso, Brechoso y Arenoso. El análisis sedimentológico de este sistema indica que la evolución vertical inicia con una etapa de sobrerelleno (*overfilled*) relacionado con aporte de sedimentos y baja tasa de subsidencia, conformado por sistemas fluviales, asociados a asociaciones de facies AF4, AF7, correspondiente a canales y rellenos de canal, después una etapa de relleno balanceado (*balanced fill*), donde el aporte de sedimento es igual al espacio de acomodamiento y la tasa de subsidencia varía de baja a alta, caracterizado por asociaciones de facies AF2, AF4, AF6 Y AF7, correspondientes a sistemas fluviales, sistemas turbidíticos y sistemas de flujos de escombros, la última etapa corresponde a una etapa de bajo relleno (*underfilled*) donde el aporte de sedimentos es menor al espacio de acomodamiento y la tasa de subsidencia es de moderada a alta, caracterizado por la asociación de facies AF5, correspondiente a llanuras de inundación, estanques y canales abortados. Las direcciones de paleocorrientes varían de SE a NW.

El sistema de La Venta del Astillero litoestratigráficamente presenta de base a cima los siguientes miembros: Arenoso Gravoso Limoso, Lodoso Limoso, Brechoso, Arenoso, Gravo Arenoso y Gravo Areno Lodoso. El análisis sedimentológico indica que este sistema evoluciona de una etapa sobrerelleno (*overfilled*) caracterizada por asociaciones de facies AF4, AF5 y AF7 correspondientes a sistemas fluviales y lacustres, una etapa de relleno balanceado (*balanced fill*) caracterizada por asociaciones de facies AF3, AF4, AF5, AF6 y AF7, correspondientes a canales, rellenos de canal, llanuras de inundación y flujos de escombros, una etapa de sobrerelleno (*overfilled*) caracterizada por las asociaciones de facies AF1, AF2, AF4 y AF7, correspondientes a depósitos turbidíticos, canales y rellenos de canal y finalmente la etapa de bajo relleno (*underfilled*) caracterizada por asociaciones de facies AF5, correspondiente a llanuras de inundación, estanques y canales abortados. Las direcciones de paleocorrientes para este sistema varían de NE a SW.

ABSTRACT

The Primavera caldera is located at west of Guadalajara, Jalisco, it is a depression formed by the emptying from magmatic chamber as the consequence of its collapse, generating with its conditions for the establishment of a lacustrine system that was controlled by the morphology, weather and volcanic reactivation of the site. The sedimentological and stratigraphic analysis allows to establish the development of two lacustrine systems in the Primavera caldera, denominated as the Venta del Astillero system and the Nejahuete Cerro Alto system.

The system of Nejahuete Cerro Alto lithostratigraphically presents from the base to top of the following members: Muddy Silt, Silty Gravel Sand, Gravel Sandy, Brecciated and Sandy. The sedimentological analysis of this systems indicates that the vertical evolution begins with an overfilled stage related to sediment supply and low subsidence rate, formed by fluvial systems, associated with facies associations AF4, AF7, corresponding to channels and channel fills, then a balanced fill stage, where the contribution of sediment is equal to the accommodation space and the subsidence rate varies from low to high, characterized by facies associations AF2, F4, AF6 and AF7, corresponding to fluvial systems, turbiditic systems and debris flow systems, the last stage correspond to underfilled stage where the contribution of sediments is less than the accommodation space and the subsidence rate is moderate to high, characterized by the association of facies AF5, corresponding to floodplains, ponds and aborted channels. Paleocurrent directions vary from SE to NW.

The Venta del Astillero system lithostratigraphically presents from the base to top the following members: Silty Gravelly Sand, Muddy Silt, Brecciated, Sandy, Gravel Sandy and Muddy Sand Gravel. The sedimentological analysis indicates that this system evolves from an overfilled stage characterized by facies association AF4, AF5 and AF7 corresponding to fluvial and lacustrine systems, a balanced fill stage characterized by facies associations AF3, AF4, AF5, AF6 and AF7, corresponding to channels, channels fills, floodplains and debris flow, an overfilled stage characterized by the facies association AF1, AF2, AF4 and AF7, corresponding to turbiditic system, channels and channel fills and finally a underfilled stage characterized by facies associations AF5, corresponding to floodplains, ponds and aborted channels. Paleocurrent directions vary from NE to SW.

INTRODUCCIÓN

Los lagos forman cerca del 1% de la superficie continental de la Tierra y contienen menos del 0.02% del agua en la hidrosfera, sin embargo, su significado geológico es mucho más importante de lo que se sugiere (Talbot y Allen, 1996). Hay dos características importantes de los lagos, la primera es la sensibilidad a los cambios del clima (los antiguos depósitos lacustres son mejores indicadores del paleo clima continental) (Talbot y Allen, 1996), la segunda es la variación abrupta de facies sedimentarias en sucesiones verticales y laterales como resultado de los cambios del nivel freático y fluctuaciones sedimentológicas en el lago.

La sedimentación en los lagos puede ser siliciclásticas, volcaniclásticas, carbonatadas, evaporíticas u orgánicas o cualquier combinación de estos incorporando diferentes elementos de muchos otros sistemas deposicionales como deltas, sistemas costeros siliciclásticos, sistemas turbidíticos, sistemas hiperpicnicos y una distinta cantidad de combinaciones (Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010).

La caldera de La Primavera presenta depósitos lacustres dentro del límite del anillo caldérico, los cuales fueron depositados a partir de distintas fuentes circundantes, definiéndolo a su vez como el límite lacustre dentro de la misma. Diferentes autores pioneros de estudios en esta caldera (e.g. Mahood, 1980; Walker, 1981; Mahood y Drake, 1982; Gutiérrez-Negrín, 1988; Wright, 1989; López-Hernández, 1991 y Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992) mencionan que existen depósitos lacustres producto de la erosión de Toba Tala y lo dividen en tres paquetes, lago inferior, pómez gigante y lago superior, denotando que no existe un estudio sedimentológico ni estratigráfico a detallado.

El presente trabajo con base en un análisis sedimentológico y litoestratigráfico detallado tiene como objetivo principal determinar las variaciones espacio-temporales de las diferentes unidades estratigráficas y de los sistemas sedimentarios durante la evolución y desarrollo de la caldera de La Primavera, haciendo énfasis en la posible resurgencia de los diferentes domos que le caracterizan (e.g. Nejahuete y Cerro Alto).

1. GENERALIDADES

1.1. JUSTIFICACIÓN

La caldera de La Primavera presenta dentro de su anillo caldérico depósitos lacustres, que no han sido estudiados a detalle, y solamente han sido documentados de manera regional. Diferentes autores (e.g. Mahood, 1980; Walker, 1981; Mahood, 1981a; Mahood y Drake, 1982; Mahood et al, 1983, Wright, 1989; Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992) mencionan que los depósitos lacustres en la caldera son producto de sedimentos erosionados de ceniza y pómez, pertenecientes a Toba Tala, con estructuras sedimentarias como rizaduras de bajo ángulo y laminaciones, así mismo la existencia de un horizonte guía denominado como pómez gigante, y mucho menos, no detallan la relación de estos sistemas sedimentarios con la posible resurgencia de los diferentes domos que bordean la caldera. considerando lo descrito previamente, los sistemas lacustres dentro de la caldera de La Primavera representan una oportunidad única que permitirá comprender la relación entre el ambiente de depósito y la resurgencia de los diferentes cuerpos dómicos.

1.2. HIPÓTESIS

Las diferentes facies y los distintos ambientes sedimentarios que se presentan dentro del paleolago de la caldera de La Primavera están relacionados e influenciados por el colapso de la caldera, la reactivación de los diferentes domos que se ubican dentro y fuera de la caldera o es por procesos híbridos. En cualquiera de los tres casos, esto se deberá ver reflejado en las diferentes unidades litoestratigráficas, diferentes sistemas sedimentarios y en la composición de los sedimentos,

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo General

Determinar la evolución estratigráfica y sedimentológica de los depósitos lacustres de la caldera de La Primavera.

1.3.2. Objetivos Específicos

Establecer los diferentes miembros estratigráficos que existen para el área de estudio y con ello tener una diferenciación detallada de la estratigrafía del lugar.

Determinar las diferentes facies y asociaciones de facies por medio del levantamiento de varios perfiles sedimentológicos-estratigráficos, y con ello la evolución sedimentológica del área de estudio.

1.4. LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

La caldera de La Primavera se ubica entre las coordenadas extremas $103^{\circ} 40'$ a $103^{\circ} 27'$ de longitud oeste y $20^{\circ} 32'$ a $20^{\circ} 44'$ de longitud norte, en la parte occidental de la Ciudad de Guadalajara, en el estado de Jalisco, México (Figura 1).

El acceso a la caldera de La Primavera es posible por las siguientes vías (Figura 1):

- Desde la ciudad de Guadalajara, por la avenida Mariano Otero con dirección al Bosque de La Primavera, a partir de ahí existen varios caminos de terracería que llevan al campo geotérmico “Cerritos Colorado” de la CFE.
- Tomando la carretera No. 15 Tepic-Guadalajara, existen varios poblados entre ellos el poblado de la Venta del Astillero, donde se puede entrar a la barranca Arroyo La Cuatilla, por otra parte, por esta carretera se puede entrar al poblado de La Primavera, donde siguiendo los señalamientos se puede llegar hasta el poblado de Rio Caliente.
- Se toma la avenida Adolfo López Mateos, con dirección hacia Colima, posteriormente se toma la salida hacia San Isidro Mazatepec y después la carretera hacia el poblado de Tala, ya en el poblado de tala existen diferentes veredas y caminos que entran a la caldera de La Primavera.

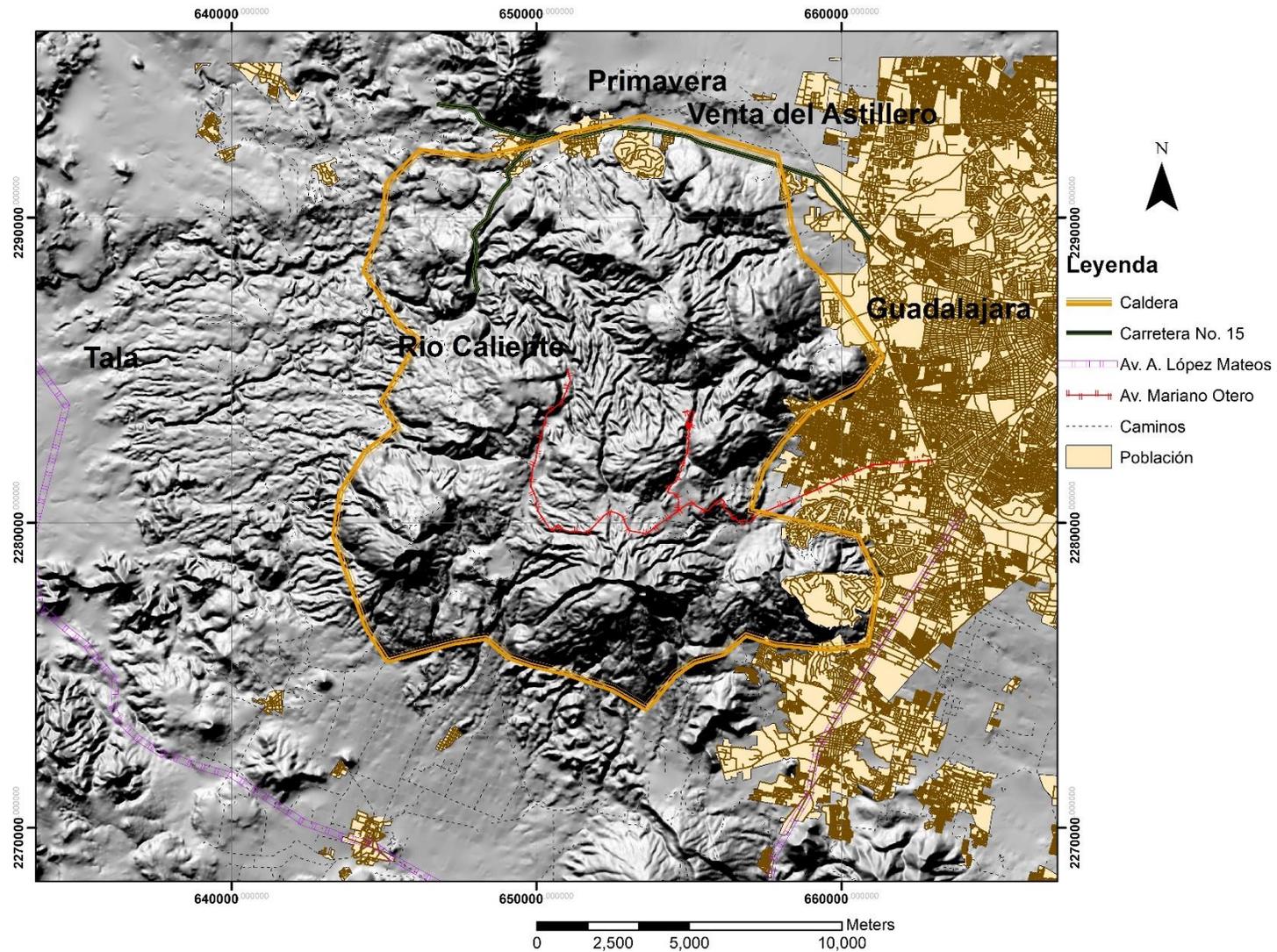


Figura. 1. Mapa de localización y vías de acceso a la caldera de La Primavera. Tomado de *ESRI OpenStreetMaps e INEGI*.

2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO DE LA CALDERA DE LA PRIMAVERA

2.1. FISIOGRAFÍA

La caldera de La Primavera se localiza en la provincia del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). El CVTM es considerado como la provincia más alta del país y se extiende del Océano Pacífico hasta el Golfo de México con 150 km de ancho y 1100 km de largo aproximadamente (INEGI, 2003). La caldera de La Primavera delimita al norte con la Sierra Madre Occidental, al oeste y sur por la Sierra Madre del Sur; ubicada en la subprovincia de Guadalajara y es considerada como la manifestación riolítica más reciente y compleja de toda la provincia del CVTM (CONANP-SEMARNAT, 2000, Figura 2).

La caldera de La Primavera tiene una estructura geomorfológica casi circular con un diámetro de ~11km. Dentro de la caldera y en los alrededores se combinan una serie de geoformas como domos riolíticos, distribuidos de forma anular siguiendo líneas de fractura de la caldera volcánica y colinas irregulares modeladas por la erosión (Molina *et al.*, 2006). La topografía del área es compleja, debido a que presenta diversas altitudes que varían de 1450 a 2230 metros sobre el nivel del mar, teniendo las máximas elevaciones hacia el lado sur con el Cerro Las Planillas y el Cerro San Miguel. Hacia el lado poniente, por ser el área con la litología más antigua, se encuentran lomeríos y colinas. Algunos de los valles que se localizan alrededor de la zona volcánica son planicies que se originaron por depósitos ignimbríticos emplazados durante la formación de la caldera de La Primavera (CONANP-SEMARNAT, 2000).

La caldera de La Primavera se localiza en dos regiones hidrológicas: (1) Lago de Chapala y (2) Río Santiago-Guadalajara, y cuatro subcuencas: Río Verde-Bolaños, Río Salado, Laguna San Marcos y Corona-Río Verde, que abastecen acuíferos de los valles Atemajac-Tesistán, Toluquilla y Etzatlán-Ahualulco, y de manera indirecta a los del Valle de Ameca.

Existen aproximadamente 20 corrientes permanentes que nacen en el bosque de La Primavera y que drenan hacia la cuenca del río Ameca, al oeste. Los alumbramientos naturales de agua más abundantes se dan en la zona de Agua

Brava, donde nace el río Salado con una temperatura de 70 a 80°C. Los ríos y arroyos más importantes son: Salado, Ahuiscolco, Las Tortugas, Zarco, Las Ánimas, La Villa y Agua Caliente (CONANP-SEMARNAT, 2000).

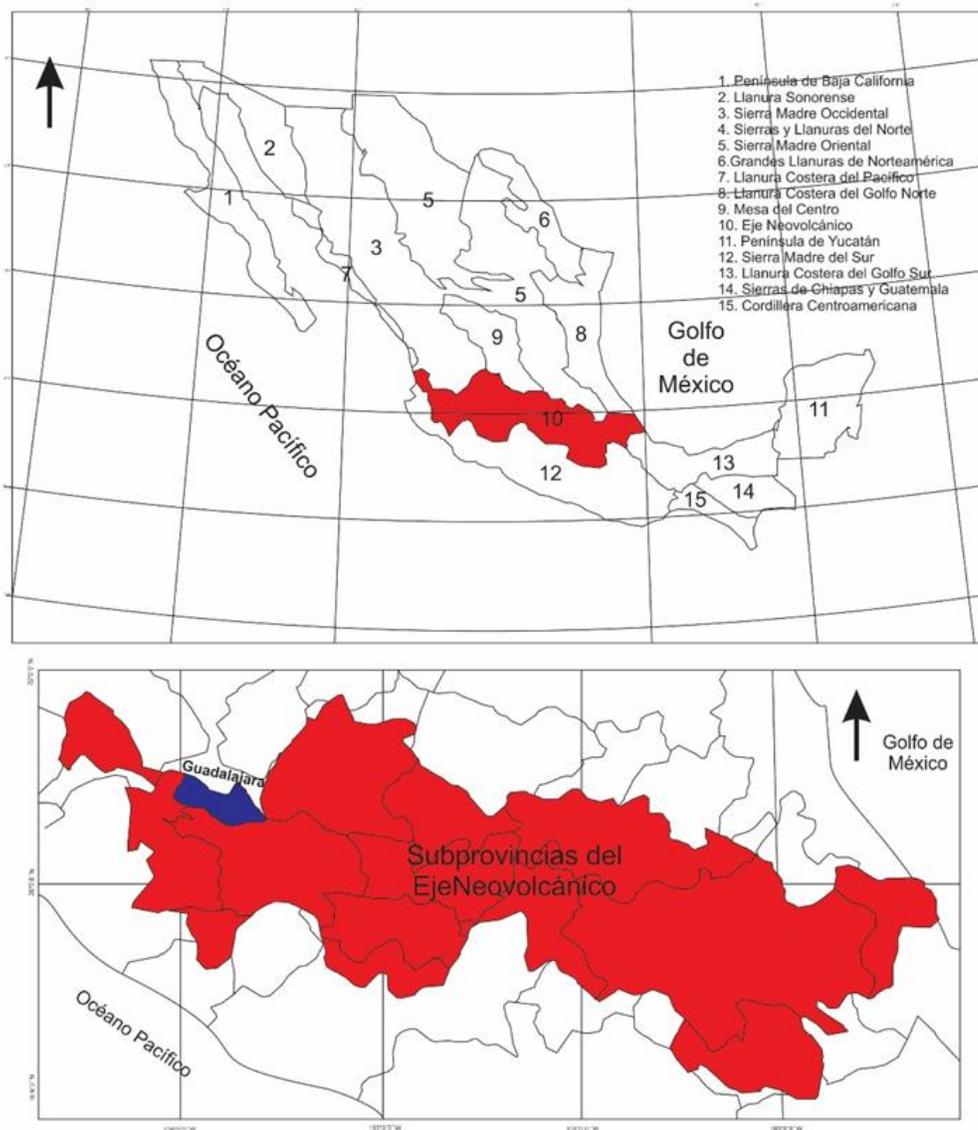


Figura 2. A) Mapa de la ubicación fisiográfica mostrando la extensión del Eje Neovolcánico (rojo), B) las subprovincias del Eje Neovolcánico y la subprovincia de Guadalajara (azul) donde se ubica la caldera de La Primavera. (Tomado de INEGI).

2.2. GEOLOGÍA

2.2.1. Geología Regional

La caldera de La Primavera se ubica dentro de un contexto geológico complejo, que involucra al Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM; Ferrari *et al.*, 1999; Ferrari *et al.*, 2003; Ferrari *et al.*, 2005; Gómez-Tuena *et al.*, 2005), parte de la Sierra Madre Occidental (SMO; Campa y Coney, 1983) y Bloque Jalisco (Stock, 1993; Allan, 1983). A continuación, se describen las características de cada uno de estos dominios.

2.2.1.1. Sierra Madre Occidental (SMO)

De acuerdo con Ferrari *et al.* (2005) la Sierra Madre Occidental está constituida por rocas volcánicas andesíticas y, en menor medida, dacítico-riolíticas, ignimbritas silíceas y coladas basáltico-andesíticas y coladas de basaltos e ignimbritas alcalinos, siendo el resultado de diferentes episodios magmáticos y tectónicos durante el Cretácico-Cenozoico, asociados a la subducción de la placa Farallón debajo de la Placa de Norteamérica y la apertura del Golfo de California. Se considera una de las provincias silíceas más grandes del mundo (Ferrari *et al.*, 2005). La cubierta ignimbrítica de la SMO se estima en ~300 000 km². La SMO se caracteriza por un altiplano con una elevación promedio de más de 2000 m y aproximadamente 1200 km de ancho, la cual se extiende desde la frontera con los Estados Unidos hasta el Cinturón Volcánico Transmexicano y limita al oeste con el Golfo de California y al este con el Altiplano Central Mexicano (Mesa Central) (Ferrari *et al.*, 2003; Figura 3).

2.2.1.2. Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM)

De acuerdo con Ferrari *et al.* (2012), el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) se considera como un arco volcánico continental de aproximadamente 1000 km de longitud, que comienza en la parte oeste con el Golfo de California, atraviesa el centro de México y termina al este en el Golfo de México, con un ancho variable entre 80 km y 230 km, presenta una orientación preferencial de E-W en la parte central y oriente, en la parte occidental una orientación WNW-ESE. Tiene una geometría muy variada, presenta una distribución transversal con respecto a la zona de subducción y a las demás provincias geológicas mexicanas que presentan una

orientación preferencial de NNW-SSE. También muestra diferencias en la composición, los estilos volcánicos y tectonismo.

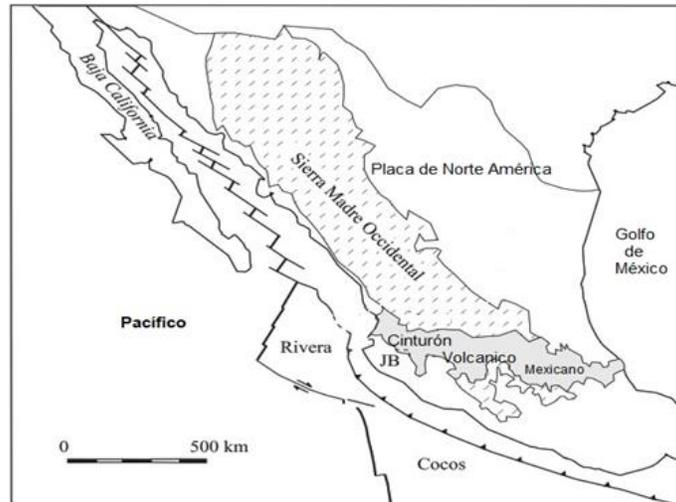


Figura 3. Ubicación de la Sierra Madre Occidental, Cinturón Volcánico Mexicano y Bloque Jalisco (JB) (Modificado de Ferrari et al., 1999)

De acuerdo con Gómez-Tuena *et al.* (2005) y Ferrari *et al.* (2005), la evolución del CVTM se divide en cuatro episodios principales: (1) la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno medio y tardío, (2) un episodio máfico del Mioceno tardío, (3) un episodio silíceo de finales del Mioceno que llegan a ser bimodal en el Plioceno temprano, y (4) la reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío.

El arco del Mioceno medio y tardío se caracteriza por secuencias basálticas y andesíticas con rangos de edad entre 19.5 y 16 Ma, así mismo los episodios volcánicos están representados por cuerpos plutónicos y subvolcánicos de composición gabrónica a diorítica hacia la región oriental (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). El episodio máfico del Mioceno tardío se caracteriza por un extenso episodio volcánico máfico que se emplaza de costa a costa. Este episodio está esencialmente conformado por mesetas basálticas, por lo general emplazadas a través de fisuras con edades que varían entre 11 y 6.8 Ma desde las costas de Nayarit hasta las costas de Veracruz (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

El vulcanismo silíceo del final de Mioceno y el vulcanismo bimodal del Plioceno temprano comienza después del episodio de magmatismo máfico, el vulcanismo

decrece significativamente y se vuelve más diferenciado, esto se ve reflejado en domos emplazados de composición dacítica y riolítica, así como grandes volúmenes de ignimbritas emitidas por calderas regionales, formando una franja que se distribuye justo por debajo de las rocas que se produjeron en el episodio máfico. Volúmenes importantes de coladas riolíticas e ignimbritas se emplazaron entre la presa de Santa Rosa y San Cristóbal al norte de Guadalajara (Grupo Guadalajara) (Ferrari *et al.*, 1999).

La última etapa es el arco del Plioceno tardío-Cuaternario, el vulcanismo silíceo y bimodal se ve reemplazado por un arco volcánico de composición predominantemente andesítico-basáltico que comienza a desarrollarse a partir del Plioceno temprano y el Plioceno tardío, comienzan a dominar los campos monogenéticos, así como los principales estratovolcanes en la porción occidental (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

El CVTM se ha dividido en tres sectores con base a su geología y tectónica (Demant, 1978; Pasquaré *et al.*, 1988): Una porción occidental entre la costa del Golfo de California y la unión triple del *rift* Zacoalco, *rift* de Chapala y el *rift* de Colima (Allan, 1986); una fracción central comprendida entre la unión triple de los *rift* y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2002a); y un fragmento oriental entre dicho sistema de fallas y el Golfo de México (Figura 4).

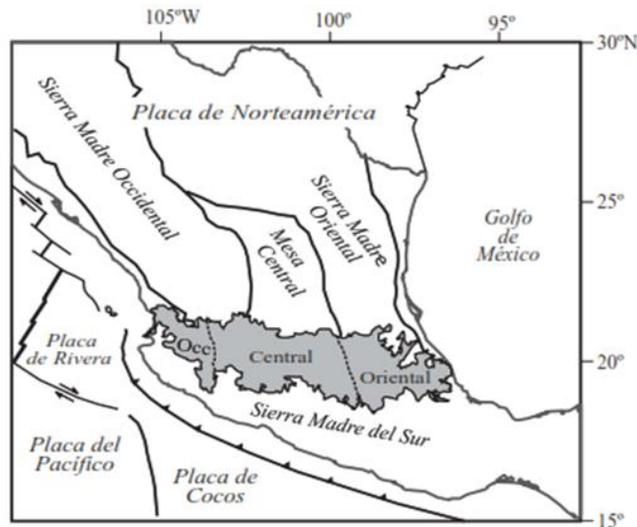


Figura 4. Ubicación de los tres sectores del CVTM. (Tomado de Gómez-Tuena *et al.*, 2005)

2.2.1.2.1. Sector Occidental del CVTM

De acuerdo con Allan (1986) existen tres depresiones tectónicas que forman una unión triple que se interceptan a 50 km al SSW de Guadalajara. El graben de Colima y el graben de Zacoalco se interceptan con el graben de Chapala en el límite NE del bloque Jalisco. Según con Stock (1993) las uniones de estos graben indica un punto triple continental, cerca de Guadalajara, formado por la unión del Bloque de Jalisco, el Bloque de Michoacán y la placa de Norte América (Figura 5).

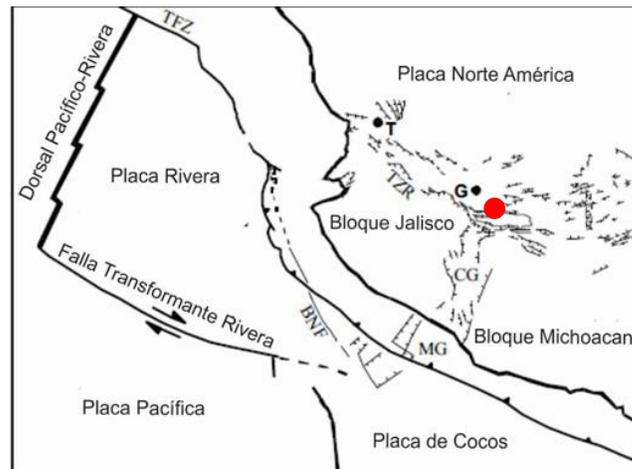


Figura 5. Localización de la porción occidental del CVTM. Se observa la unión triple de los rifts. El punto rojo indica el área de estudio. Modificado de Rossotti *et al.* (2002).

2.2.1.3. Bloque Jalisco (BJ)

El bloque Jalisco (BJ) se compone de rocas volcanoclásticas, secuencias sedimentarias marinas del Jurásico-Cretácico y algunos plutones graníticos del Cretácico tardío que desarrollaron metamorfismo en las rocas encajonantes. Comúnmente estas rocas se encuentran plegadas y falladas, relacionadas con la orogenia larámide (Ferrari *et al.*, 2009). El bloque Jalisco está delimitado al norte por el graben de Zacoalco y al este por el graben de Colima (Frey *et al.*, 2007). El desarrollo del bloque Jalisco, como bloque independiente, parece relacionarse geoméricamente con la forma y la dinámica de la placa de Rivera, así como con la evolución del punto triple (Stock, 1993; Figura 6).



Figura 6. Localización del Bloque Jalisco. El punto rojo indica la localización de la caldera de La Primavera. (Tomado de Stock, 1993)

2.2.2. Geología Local

La caldera de La Primavera se encuentra en una zona compleja y tectónicamente activa, se ubica al NE de la unión triple, esto podría ser indicativo de que la caldera de La Primavera pudo haber sido controlada por la tectónica regional, producto de un ambiente tectónico extensional (Mahood, 1980). Existen algunas investigaciones de carácter geológico, geoquímico, cartográfico y estratigráfico, la mayoría de los trabajos que se realizaron en la zona fueron hechos por Mahood (1980, 1981); Mahood y Drake (1982); Mahood *et al.*, (1983), los cuales permiten comprender el desarrollo de la caldera en general y sobre todo los mecanismos de emplazamiento de la caldera. Los trabajos de Walker (1981); Wright (1981) y Maciel-Flores y Rosas-Elguera (1992) aportan más información sobre la dinámica de la caldera de La Primavera y principalmente sobre la Toba Tala, sin embargo, la información que se ha generado se ve limitada, es generalizada y de una manera llega a ser obsoleta, debido a que existen métodos más precisos que pueden dar una información más puntual.

La caldera de La Primavera está integrada por más de 22 domos (Maciel-Flores, 2006), donde por su altura sobresalen los domos de Cerro Alto y Nejahuete y el Volcán Planillas, ubicado en el límite sur de la caldera de la Primavera (Rivera Olgún, 2016; Figura 7). Mahood (1980) divide la geología del lugar en las unidades, pre-caldera, sin-caldera y post-caldera, descritas a continuación:

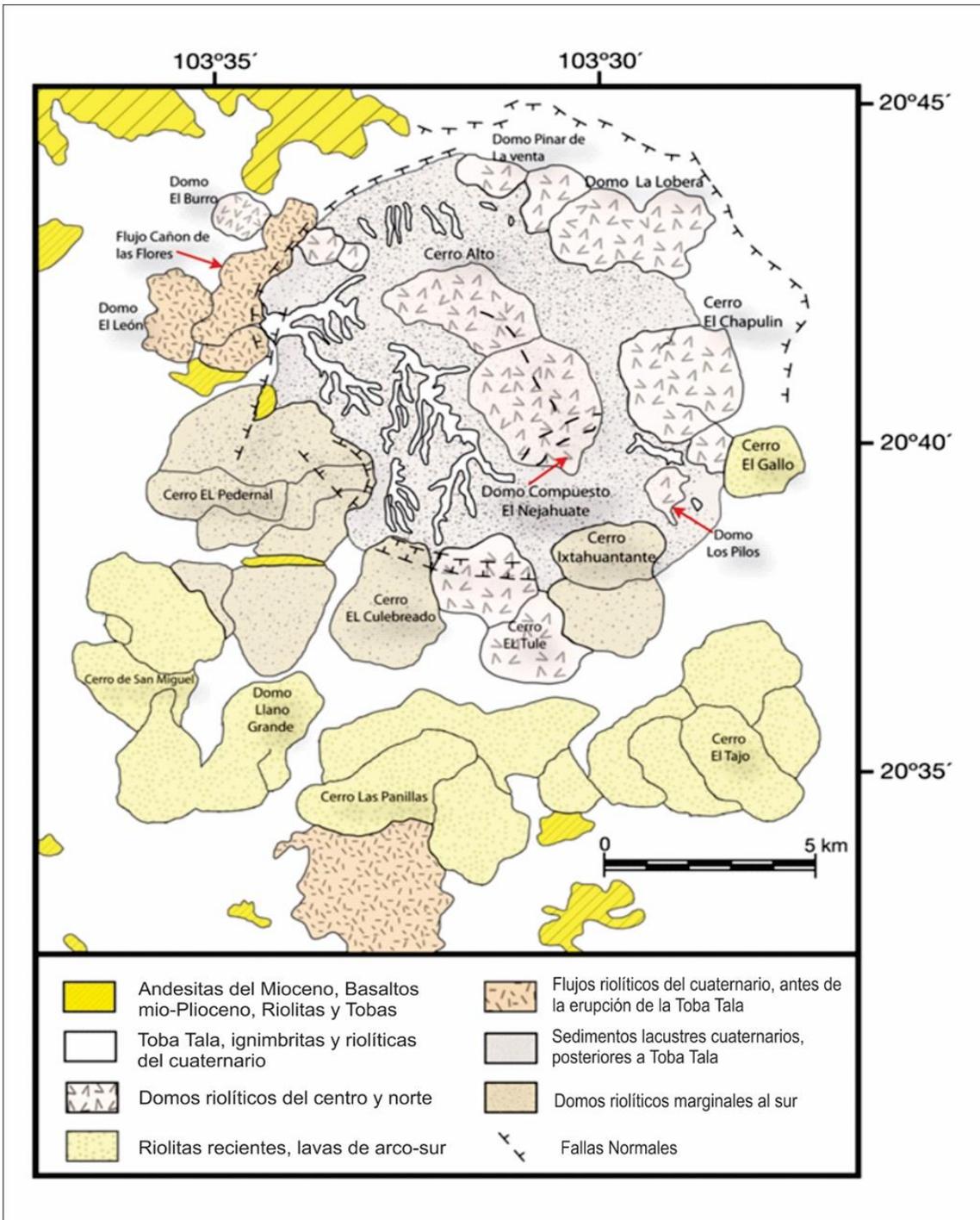


Figura 7. Localización de los domos en la caldera de la Primavera, así como el límite del paleo-lago. (Modificado de Mahood, 1980).

2.2.2.1. Unidad Pre-caldera

2.2.2.1.1. Basamento Granítico

El basamento está representado por un cuerpo ígneo de composición granítica a granodiorítica de edad Mioceno tardío (>7.3 M.a.; Gutiérrez-Negrín, 1991). Petrográficamente pudo distinguirse que este intrusivo varía de granodiorita en su cima, a granito hacia el fondo (Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992). El cuerpo tiene afinidad con los granitos Cretácicos-Cenozoicos expuestos a lo largo del margen oeste de México (Alatorre y Enríquez, 1992).

2.2.2.1.2. Secuencia Andesítica

Sobre el basamento granítico descansa una potente secuencia andesítica y tobas líticas cuyo espesor es mayor a 1500 metros y está separada en algunas partes (visto en pozos PR-2, PR-11 y PR12; Gutiérrez-Negrín, 1988) por un delgado flujo de composición riolítica. Por encima de estas rocas se reconoció un paquete piroclástico dividido por un delgado flujo andesítico, el cual tiene edades que varían del Mioceno al Plioceno y forman parte del basamento del Cinturón Volcánico Transmexicano (Gutiérrez-Negrín, 1988; Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992).

2.2.2.1.3. Lavas Pre-caldera

Las lavas más jóvenes de la caldera de La Primavera fueron expulsadas aproximadamente hace 145,000 años (Mahood, 1981), los domos y flujos porfiríticos¹ y afíricos² se presentan en la parte norte y sur de la caldera, estas lavas presentan fenocristales con sanidino sódico > cuarzo >> ferrohendenbergita > fayalita > ilmenita. En el área norte, el domo Río Salado fue extruido primero, seguido por el flujo Cañón de las Flores. El domo Mesa El León y Toba Tala cubren estas lavas. Por el lado sur las lavas porfiríticas y afíricas están pobremente expuestas, pues Toba Tala y depósitos aluviales han cubierto estas lavas (Mahood, 1980; Figura 8).

2.2.2.2. Unidad Sin-caldera

2.2.2.2.1. Toba Tala

Las edades indicadas por Mahood (1980) proponen que hace 95 000 años se produjo una importante erupción pliniana, acompañada por flujos de ceniza y pómez

1. El flujo posee dos tamaños de grano distintos. Uno considera a los cristales más grandes denominados fenocristales, mientras que los más pequeños se denominan matriz.
2. El flujo presenta cristales que no son visibles a simple vista.

que dio lugar a la formación de una ignimbrita denominada como Toba Tala y se distribuyó cubriendo un área de 700 km² (Mahood, 1980), su espesor varía de 0.5 a 70 metros en el exterior de la caldera y de 200 a 700 metros en el interior y un volumen aproximado de 32 km³, el hecho de que la Toba Tala presente un espesor importante en la zona central, se puede deber a la suma de dos fenómenos: (1) el colapso del techo de la cámara magmática pudo haber sido simultáneo a la emisión de la ignimbrita, lo cual ocasionó que la mayor parte quedara atrapada dentro de este; y (2) al mismo tiempo la Toba Tala parece reflejar una baja dispersión lateral ocasionada por un bajo contenido de gases (López-Hernández, 1991) (Figura 8). El espesor que aflora fue descrito y dividido en tres paquetes importantes (Mahood, 1980).

El primer emplazamiento representa el 90% aproximadamente del volumen total que aflora de la Toba Tala. Se caracteriza por contener pómez blanca africana, su grado de compactación varía, pero se encuentra generalmente soldada. Se emplazó en tres direcciones, hacia el W más allá del poblado de Tala, al NE cubre la zona NW de la zona de Guadalajara, hacia el S no se observa el límite porque hay material aluvial reciente, pero se estima podría llegar al domo El Tepopote (López-Hernández, 1991).

El segundo paquete tiene poco espesor, 10 metros aproximadamente, se caracteriza porque contiene dos tipos de pómez, una blanca africana y otra gris oscura con cristales de cuarzo y sanidino, a veces presenta lentes de pómez bandeada gris y blanca, su grado de soldamiento es medio (López-Hernández, 1991).

El tercer horizonte presenta aún menor espesor, presenta lentes de pómez blanca que contienen bajo porcentaje en cristales de cuarzo y sanidino incluyendo matriz de ceniza color rosa, existen algunos horizontes donde se observa intercalado con niveles delgados de pómez de caída y en ocasiones se observa laminado (Mahood, 1980).

Salinas-Ocampo *et al.* (2017), presenta el trabajo más reciente de Toba Tala, él nombra a Toba Tala como Ignimbrita Tala, indica una alternancia de gruesos depósitos masivos de varios metros de espesor compuestos por ceniza y pómez,

producto de flujos piroclásticos, con intercalaciones de delgadas capas de ceniza y pómez de algunos centímetros de espesor, producto de oleadas piroclásticas. Ignimbrita Tala presenta varios miembros con distintas asociaciones de facies en cada sector de la caldera, que de manera general se interpretan de la siguiente forma: i) una fase inicial de generación de brechas de rezago e ignimbritas con altos contenidos de líticos, donde el mecanismo eruptivo no desarrolló columnas eruptivas sostenidas; ii) hacia la parte media de la sección al W-SW y N de la caldera se reconocen fases freatomagmáticas que no se presentan en los sectores Centro y NE de la caldera; iii) las secciones al N-NE, dan cuenta de una o varias fases explosiva, durante la etapa final de formación de la caldera, emplazando depósitos plinianos³, donde su altos contenidos de pómez blanca pudiera asociarse a un cambio en la dinámica eruptiva.

2.2.2.2.2. Colapso de la Caldera

La rápida expulsión del material piroclástico que originó a la Toba Tala creó un vacío en la parte superior de la cámara magmática y provocó el colapso de está, ocasionando que las rocas subyacentes se asentaran por gravedad (Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992). La segunda y la tercera unidad del emplazamiento de la Toba Tala ocurrieron solo en la parte central. Esto sugiere que el colapso del techo de la cámara magmática comenzó mientras la primera unidad de emplazamiento aún estaba en erupción (Mahood, 1980).

2.2.2.3. Unidad Post-caldera

2.2.2.3.1. Sedimentos Lacustres

Inmediatamente después de la acumulación de los depósitos plinianos asociados a la Toba Tala (Walker et al., 1981) y el hundimiento que originó la caldera dio lugar a una depresión, en la cual se formó un lago, depositándose los productos de la degradación del relieve circundante (Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992). En zonas limitadas por fallas caldéricas se formaron angostos cañones en la Toba Tala de muy poca profundidad, que fueron rellenados por depósitos fluviales ricos en pómez y derivados de la erosión de la Toba Tala (López-Hernández, 1991). Mahood (1980) sugiere que los rasgos erosivos fueron causados por una etapa tardía de “surge blast”, que una parte de los canales observados en la ignimbrita no se

3. Son depósitos que se producen por erupciones magmáticas con gran violencia, las columnas eruptivas alcanzan alturas superiores a los 30 km, los magmas son de composición félsica.

encuentran rellenos de depósitos fluviales. La presencia de la zona de falla anular, asociada al colapso, impidió que la cuenca drenara hacia el exterior, por lo cual se formó un lago de aproximadamente 10 km de diámetro (López-Hernández, 1991) De acuerdo con López-Hernández (1991) el paquete de sedimentos está formado por tres niveles, dos de ellos arcillosos, separados por un horizonte que se caracteriza por la presencia de pómez gigante (en promedio 2.5 metros de diámetro).

El paquete inferior se caracteriza por tener en su parte más baja una gran cantidad de pómez retrabajada, con estratificación, las capas varían de 10 a 20 centímetros de espesor y algunas veces puede observarse estratificación cruzada (López-Hernández, 1991).

El depósito de la mega pómez se formó por el desprendimiento de la cubierta pumicítica de algunos domos que se emplazaron dentro del lago. Este horizonte ha sido de gran ayuda para la correlación de los sedimentos lacustres para establecer la historia de la cuenca. El espesor es variable y dependerá de la topografía y de la distancia de los centros de aporte. (López-Hernández, 1991). Mahood (1980) describe que los bloques de pómez varían en un intervalo de 0.3 a más de 6 metros de diámetro, además, la matriz se observa de tamaño de ceniza y se observa finamente laminada, se presenta deformación en estas laminaciones, siendo muy recurrente poderlas observar alrededor de los bloques de pómez.

El paquete superior a la mega pómez se caracteriza por la presencia en su cima de un horizonte que se interpreta como producto de las pulsaciones de fin de la cuenca, se presentan huellas de oleaje, capas de oxidación y un pequeño estrato de depósitos turbidíticos, producto del levantamiento del centro de la cuenca y desprendimiento de capas que aún se encontraban en estado plástico (López-Hernández, 1991; Figura. 8).

2.2.2.3.2. Domos Post-colapso

La actividad efusiva subsecuente al colapso caldérico se inició con la erupción del domo Nejahuete y el domo Arroyo Las Pilas, posteriormente mientras se depositaban los sedimentos finos se emplazaron los domos Cerro Alto, Cerro Chato y Mesa El Burro (López-Hernández, 1991; Figura 7). Los domos Nejahuete y Cerro

Alto presentan edades radiométricas contemporáneas a la mega pómez (Tinoco-Murillo, 2017). Así mismo, sobre el anillo formado por la falla caldérica, se emplazaron otros domos de composición riolítica, sobre todo en la mitad este de la estructura, que son domo Pinar de La Venta, Mesa La Lobera, Cerro El Chapulín y El Tule. Las edades K-Ar que fueron datadas en rocas tomadas de algunos domos sugieren que el emplazamiento se inició poco después de la emisión de la Toba Tala y duro aproximadamente entre 5,000 y 10,000 años (Mahood, 1980).

Por otro lado, mientras el relleno de la cuenca continuaba, se inició un segundo periodo de emplazamiento de domos, hace aproximadamente 75, 000 años, que son los domos El Pedernal, Agua de Victoriano, El Culebreado e Ixtahuatonte (Mahood, 1980; Figura. 7).

2.2.2.3.3. Levantamiento de la caldera

Al término de la erupción de los domos antes descritos, se inició el levantamiento de la parte central de la caldera. La configuración de la base de la mega pómez sugiere que este levantamiento fue mayor hacia la zona sur de la estructura y coincidió casi exactamente con la estructura anular de la caldera, excepto en la zona de Rio Caliente (Mahood, 1980). Por ello, en la actualidad no existen evidencias contundentes de la geomorfología original de la caldera, pues todos los rasgos fueron destruidos durante el proceso (López-Hernández, 1991).

2.2.2.3.4. Lavas del arco sur

Como resultado de un nuevo aporte de magma a la cámara magmática, se produjo el levantamiento de la caldera, y con ello tuvo lugar la formación de tres importantes centros eruptivos emplazados en la porción sur de la misma, sobre una falla anular paralela al colapso caldérico. Estos centros de emisión fueron Cerro San Miguel, Cerro Las Planillas y domo El Tajo (Mahood, 1980). La efusión de estas lavas fue precedida por emisión de material piroclástico que cubrieron sobre todo el SE de la caldera y el NW de la Ciudad de Guadalajara (Walker *et al.*, 1981). De acuerdo con Mahood (1980) las edades obtenidas para estos domos indican que la actividad comenzó hace 68,000-60,000 años para el Cerro San Miguel y Cerro Las Planillas y más reciente entre 25,000 y 30,000 para el domo El Tajo.

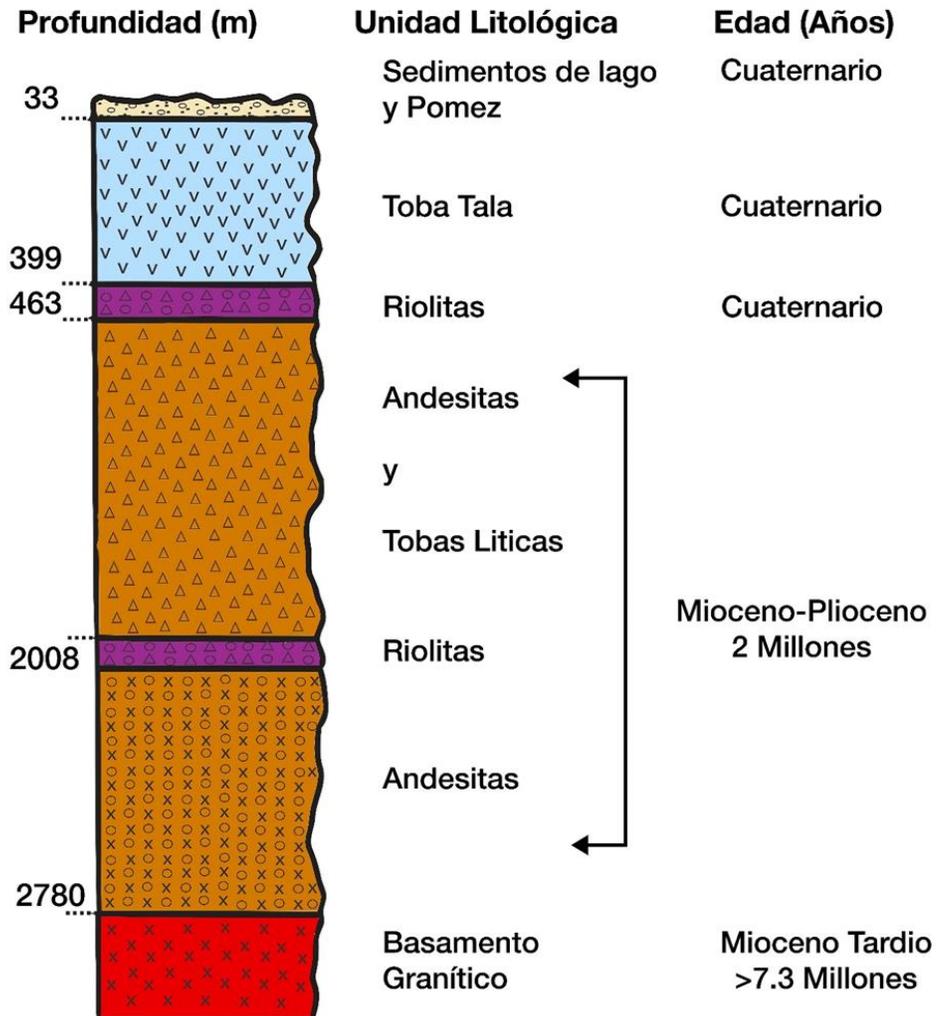


Figura 8. Columna estratigráfica de la caldera de la Primavera. (Modificado de Gutierrez-Negrín, 1991 y Tomado de Rocha-Ruiz, 2013).

3. MATERIALES Y MÉTODOS

El presente trabajo se dividió en tres etapas, trabajo de gabinete, trabajo de campo y trabajo de laboratorio. En el trabajo de gabinete se realizó la recopilación y el análisis bibliográfico. El trabajo de campo se realizaron perfiles sedimentológicos-estratigráficos basados en la metodología de Tucker (1982), el tamaño de grano con base en Udden-Wentworth, los datos de paleocorrientes se analizaron considerando la imbricación de los clastos de acuerdo con Shulka *et al.* (1999) modificada por Filguera-Flores (2010), así mismo se realizó la cartografía a semi-detalle para establecer los límites del paleo-lago, además de la recolección de muestras para diferentes análisis. En el trabajo de laboratorio se realizó un análisis de granulometría (380 muestras).

3.1. Trabajo de Gabinete

El trabajo de gabinete consistió en la recopilación y análisis de información bibliográfica relacionada con el caso de estudio (e.g. cartografía, como mapas e imágenes de satélite del área de estudio) y en el análisis de los datos recolectados en campo, la elaboración de figuras y la redacción y edición final de la tesis.

3.2. Trabajo de Campo

El trabajo de campo consistió en el levantamiento de 58 secciones sedimentológicas-estratigráficas en las cuales se reconocieron la litología, textura, estructuras sedimentarias, color, relaciones geométricas de los estratos y si existe la preservación de fósiles. El espesor de los estratos se documentó con base en la propuesta de Stow (2005). Las paleocorrientes fueron tomadas de laminaciones cruzadas de tipo planar o tangencial, generadas por migración de rizaduras, así como surcos de erosión, utilizando la metodología de Potter y Pettijohn (1977), la consiste en medir la estructura sedimentaria con una brújula paralelamente a la misma, Por otro lado, la cartografía se realizó una delimitación del depósito lacustre a partir de aproximadamente 90 puntos de control, así mismo se tomaron 380 muestras en campo para el análisis granulométrico.

3.3. Trabajo de laboratorio

3.3.1. Granulometría

El análisis granulométrico se realizó a 380 muestras colectadas en campo en diferentes puntos a lo largo de los perfiles sedimentológicos-estratigráficos, con la finalidad de documentar el tipo de transporte principal, dentro de las curvas de Visher (1969), determinando también la moda, clasificación, asimetría y curtosis de cada una de las muestras. El tratamiento de la muestra consistió en la separación a intervalos de 1Φ , entre los rangos de -4Φ a 4Φ (16mm y 1/16mm), utilizando la escala de tamaño de granos de Udden-Wentworth que implica tamaños desde guijas hasta limos. Las muestras fueron puestas a secar en un horno Boekel, para posteriormente realizar la separación vía seca con el tamizador Ro-Tap Rx-29, donde el material retenido en cada una de las mallas fue pesado en una balanza electrónica OHAUS PA1502 con una precisión de 0.01g. Se utilizó el programa GRADISTAT de Blott y Pye (2001) para el procesamiento de los datos.

4. ANTECEDENTES TEÓRICOS SOBRE LA SEDIMENTACIÓN EN LAGOS

Los lagos pueden ser considerados como objetos temporales en la faz de la Tierra. Existen tres etapas sucesivas en los lagos: jóvenes, maduros y viejos. Los lagos jóvenes se caracterizan por tener gran aporte de sedimentos y el drenaje y la cuenca están bajo constante alteración; un lago maduro, está en su etapa de constante meteorización, erosión, transporte y depositación; y los lagos viejos, básicamente son rellenados por sedimentos y transforman la morfología (Hakanson y Jansson, 1983).

Las condiciones hidrológicas determinan la naturaleza y el arreglo de las facies sedimentarias, esta distinción puede ser hecha entre los lagos, es decir, aquellos que tienen una salida o son *hidrológicamente abiertos* y aquellos que tienen la ausencia de una salida y son *hidrológicamente cerrados*, sin embargo, pueden pasar de “abiertos” a “cerrados” a lo largo de la historia (Talbot y Allen, 1996).

La sedimentación en los lagos es afectada por cuatro principales factores: la propiedad del agua del lago, la química del agua del lago, las fluctuaciones de la línea de costa y la relativa abundancia de clastos fluviales y sedimentos autóctonos (Talbot y Allen, 1996).

4.1. Clasificación de los lagos

De acuerdo con varios autores (Hakanson y Jansson, 1983; Talbot y Allen, 1996; Boggs, 2006; Fregenal-Martínez y Meléndez, 2010; Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010) los lagos y la sedimentación de estos, puede ser clasificada y nombrada de acuerdo con diferentes principios y a varias razones. Existen diferentes tipos de lagos que se clasifican principalmente en base a su historia geológica.

4.1.1. Lagos Tectónicos

Este grupo incluye todos los lagos formados por movimientos en la parte más baja de la corteza de la Tierra, por ejemplo: (1) Lagos formados por movimientos epirogénicos, por ejemplo, el Mar Caspio, el Mar de Aral y otros lagos, los cuales han sido separados por el mar por varios eventos de elevación de Tierra, y (2) Lagos formados por basculamiento, plegamiento y asentamiento, por ejemplo, los lagos del *rift* central de África.

4.1.2. Lagos Volcánicos

Este grupo bastante diversificado de los lagos incluye: *maars*, calderas y lagos de cráter, y Lagos formados por represamiento volcánico.

4.1.3. Lagos por Deslizamientos

Los lagos mantenidos por el deslizamiento de rocas, flujos de lodos y desprendimientos. Los lagos de este tipo a menudo son transitorios, dado que los escombros del deslizamiento pueden ser más o menos fácilmente erosionados por las altas corrientes de agua.

4.1.4. Lagos de Glaciares

Se pueden distinguir cuatro tipos principales de lago glaciares son: (1) Lagos en contacto directo con el hielo, ejemplo, lagos sobre o en hielo y lagos represados por hielo, (2) Cuencas en rocas de glaciares, ejemplo, *Cirque lakes*, *Piedmont lakes* y *Fjord lakes*, en Europa, (3) Lagos morrénicos y fluvio-glaciáricos, ejemplo, lagos creados por morrenas terminales, recensionales o laterales y (4) Cuencas de desplazamiento, ejemplo, lagos en forma de olla y lagos termokársticos.

4.1.5. Lagos Fluviales

Muchos tipos de lagos pueden ser producidos por la actividad del agua, siendo: (1) Lagos por sumideros glaciares o lagos por erosión son creados por cataratas o por el poder corrosivo de la caída del agua o rápidos, (2) Presas fluviales son formadas cuando el río es embalsado por el depósito de sedimentos a través de su curso por los tributarios, y (3) Lagos de meandro son asociados con las llanuras de inundación.

4.1.6. Lagos Eólicos

La cuenca del lago es formada por la acción del viento y son llamadas eólicos que ocurren principalmente en regiones áridas. Los tipos más usuales son: Cuencas de deflación formadas por la erosión del viento y Lagos formados por la arena arrastrada por el viento.

4.1.7. Lagos en línea de costa

El modo general para su formación es por embalse de material transportado a lo largo de las corrientes litorales.

4.1.8. Lagos Orgánicos

Esta es una pequeña categoría de lagos que incluye presas fitogénicas, formados por bloques de vegetación, presas de castores o lagos por corales.

4.1.9. Lagos Antropogénicos

Son lagos, embalses o excavaciones formadas por el hombre.

4.1.10. Lagos por Meteoritos

Son creados de manera drástica por el impacto de un meteorito.

4.2. Factores que controlan la sedimentación de los lagos

Los tipos de sedimentos en los lagos son el resultado de un complicado balance entre los procesos físicos, químicos y biológicos. Los factores climáticos y tectónicos afectan la sedimentación del lago en diversas maneras, lo cual regula los tipos de entrada de agua (escorrentía superficial, precipitación directa y agua subterránea) y la carga de sedimentos (carga de fondo, arcillas y limos suspendidos y carga de soluto disuelto; (Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010)). Las configuraciones tectónicas, la hidrología de la cuenca, los procesos climáticos y biológicos, afectan los subambientes dentro de cualquier sistema lacustre, para mayor detalle ver figura 9 y Anexo.

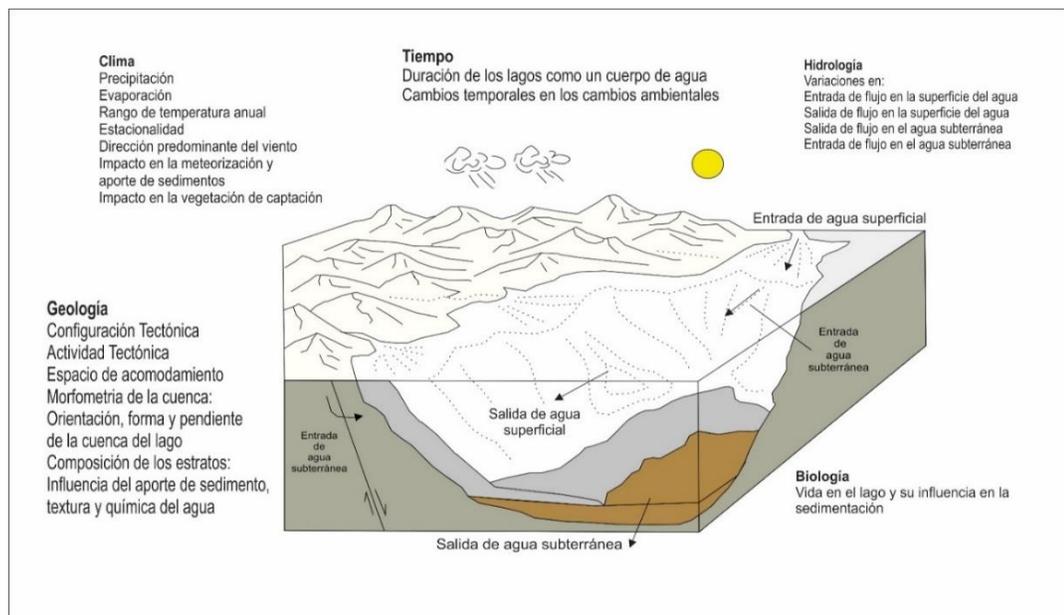


Figura 9. Principales factores que controlan la sedimentación lacustre (Tomado de Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010).

4.3. Procesos y ambientes lacustres

Los procesos físicos, químicos y biológicos que interactúan en los sistemas lacustres son sintetizados en la Figura 10 y descritos ampliamente en el Anexo.

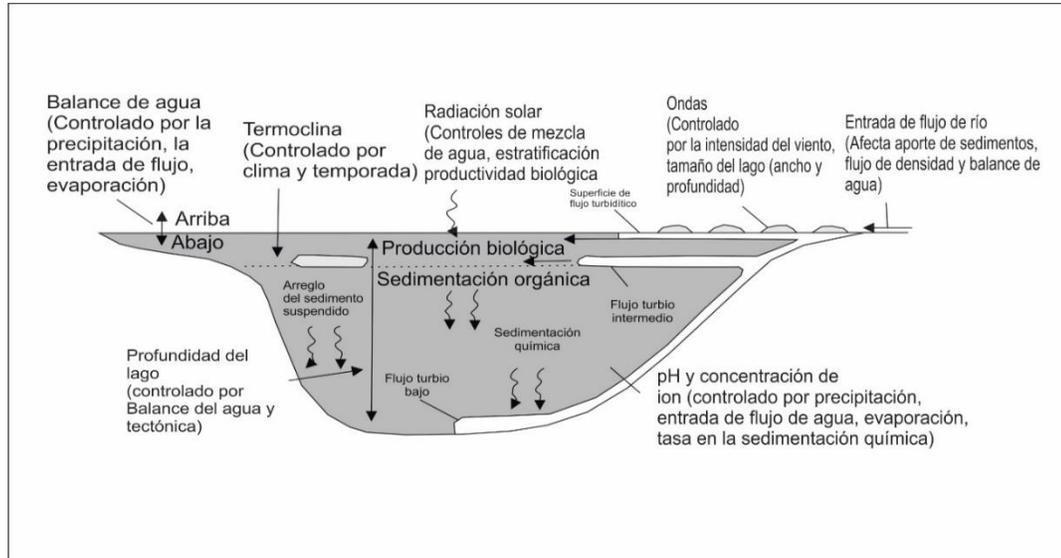


Figura 10. Procesos sedimentarios en los lagos, donde involucra el balance entre los diferentes sistemas y las diferentes corrientes del lago (Tomado de Boggs, 2006).

4.4. Características de los depósitos lacustres

Bohacs *et al.* (2000) sugiere que los lagos pueden ser divididos en tres tipos de relleno de cuenca de acuerdo con sus características: *Sobrerelleno*, *relleno en balance* y *sin relleno*.

Etapas de Sobrerelleno “Overfilled”: El sobrerelleno de las cuencas lacustres están relacionadas con una hidrología abierta, la química del lago es de agua dulce, la arquitectura de *shoreline*⁴ es progradacional y comúnmente se presentan depósitos fluviales interestratificados. Esta etapa puede ocurrir cuando la tasa de aporte de sedimento más agua exceden el espacio de acomodamiento. La progradación de la línea de costa es común, pero se sitúa dentro de un apilamiento de parasecuencias⁵. Las asociaciones de facies fluvio-lacustre ejemplifica los depósitos de sobrerelleno del lago, los cuales son dominados por limolitas o micrita de agua profundas con turbiditas cerca del centro de la cuenca, los depósitos de

4. Línea de costa

5. Unidades deposicionales relativamente concordantes, limitadas por superficies de inundación marina, superficies que separan estratos más antiguos de estratos más modernos, y que muestran un incremento de la profundidad del agua con los estratos sucesivamente más modernos.

línea de costa son bien definidos, comprenden sedimentos deltaicos proximales y carbón, y sedimentos fluviales dominados por canales (Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010). El agua del lago es predominantemente dulce, por lo que los indicadores de alta salinidad están ausentes (Figura 11).

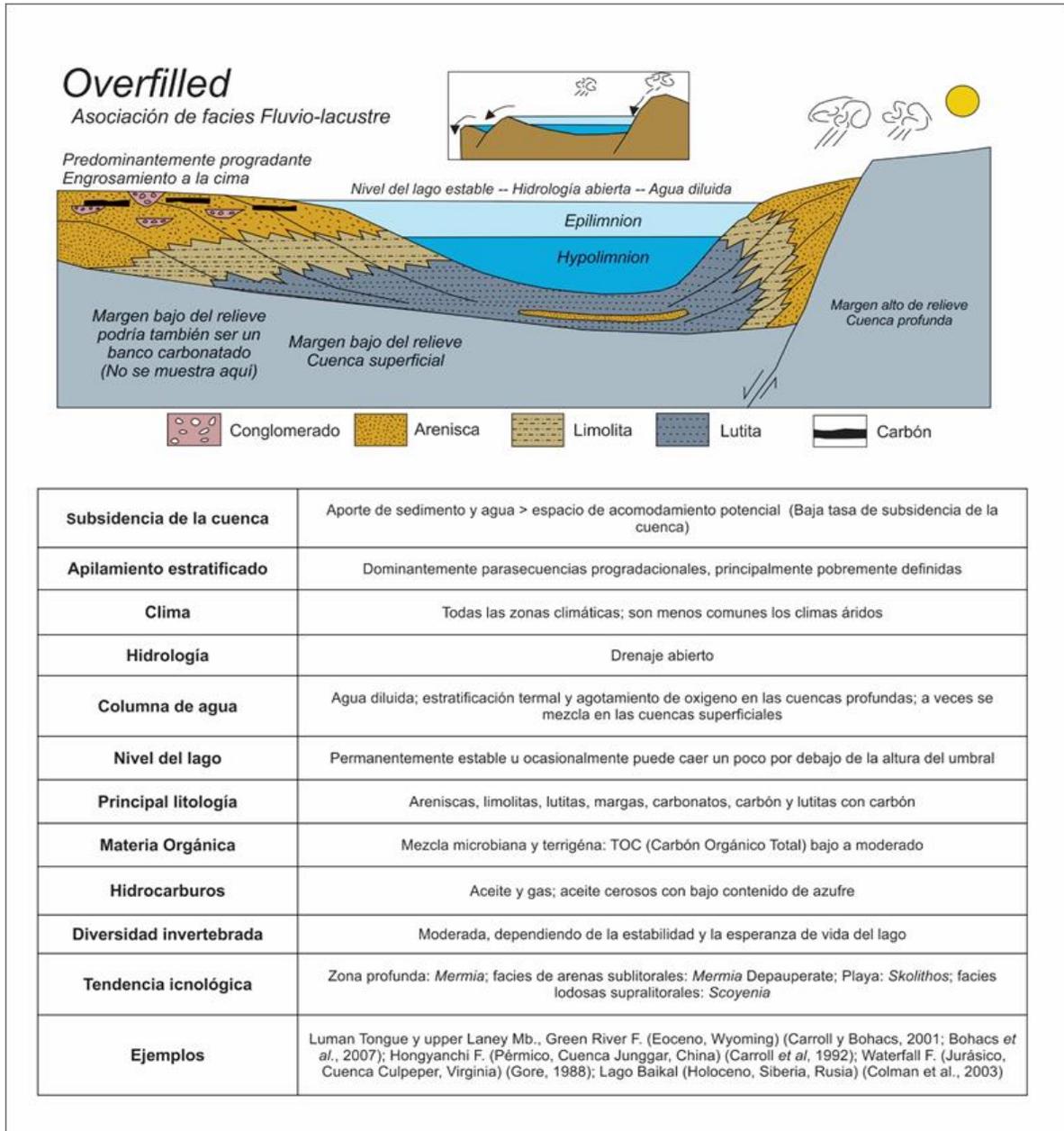


Figura 11. Sección esquemática y características de los depósitos de sobrerelleno en los lagos (Tomado de Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010).

Etapa de relleno balanceado “*Balance fill*”: Las cuencas lacustres en etapa de relleno balanceado están relacionadas con una hidrología abierta que es intermitente, donde la química del agua del lago fluctúa, hay estratificación química y termal, la arquitectura es una mezcla progradacional y agradacional, y varía la interestratificación clástica y carbonatada. Este tipo de cuenca ocurre cuando las tasas de sedimento más el aporte de agua y acomodamiento están en balance. La mezcla de patrones de apilamiento progradacional y agradacional desarrollan niveles en el lago y características que oscilan en periodos de cambios entre el drenaje abierto o cerrado. Las asociaciones de facies difieren entre lo superficial y lo profundo. Para los lagos superficiales o *lowstands*⁶ o lagos profundos, las rocas carbonatadas y siliciclásticas se acumulan en un rango variable en el ambiente deposicional dentro de las parasecuencias agradacionales delgadas y con ciclos de seco/húmedo. Los lagos profundos o *highstands*⁷ pueden acumularse también en parasecuencias más gruesas asociadas con depósitos turbidíticos en áreas profundas y asociadas a apilamientos progradacionales con zonas litorales. Los eventos en los límites de erosión e incisión ocurren en los límites de secuencias y son delineados por cambios en el ambiente de la cuenca. Los depósitos en las cuencas balanceadas exhiben facies y fósiles traza distribuidos de manera similar a las cuencas con y sin relleno (Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010; Figura 12).

Etapa de bajo relleno “*Underfilled*”: Las cuencas sin relleno tienen una persistente hidrología cerrada, predominando una estratificación química, alto contenido de solutos en el agua, extensa desecación, alto contraste en la litología, comúnmente asociado con los depósitos de evaporitas, y predominantemente arquitectura de *shoreline*⁴ agradacional. Este tipo de cuencas ocurre cuando la tasa de acomodamiento supera el agua disponible y el aporte de sedimentos, resultando en cuencas cerradas intercaladas con playa, salmueras o ambos. El apilamiento de la parasecuencia delgada registrara una geometría agradacional de ciclos de depósitos secos/húmedos. Los ambientes de depósito de los lagos sin relleno están caracterizados por una asociación de facies evaporítica. La asociación de facies aluviales en los tractos sistemas transgresivos son dominados por los depósitos de *sheetfloods*⁸. Los límites de secuencias son menos distintivos en las superficies de inundación. Las facies *lowstand*⁶ en los lagos incluyen evaporitas, depósitos de *mudflat*⁹, paleosuelos, grietas de desecación, entre otros. En contraste con las facies de *highstand*⁷ de los lagos pueden ser relativamente gruesas con depósitos salinos perenne a hipersalinos, carbonatos y evaporitas, estromatolitos y depósitos retrabajados. La productividad orgánica puede ser alta, pero la oxidación, desecación y erosión puede reducir la preservación potencial de la materia orgánica (Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010; Figura 13)

6. La tasa de acumulación del sedimento es menor a la altura relativa nivel del mar. Más información ver estratigrafía de secuencias

7. La tasa de acumulación del sedimento excede la altura relativa del nivel del mar. Más información ver estratigrafía de secuencias

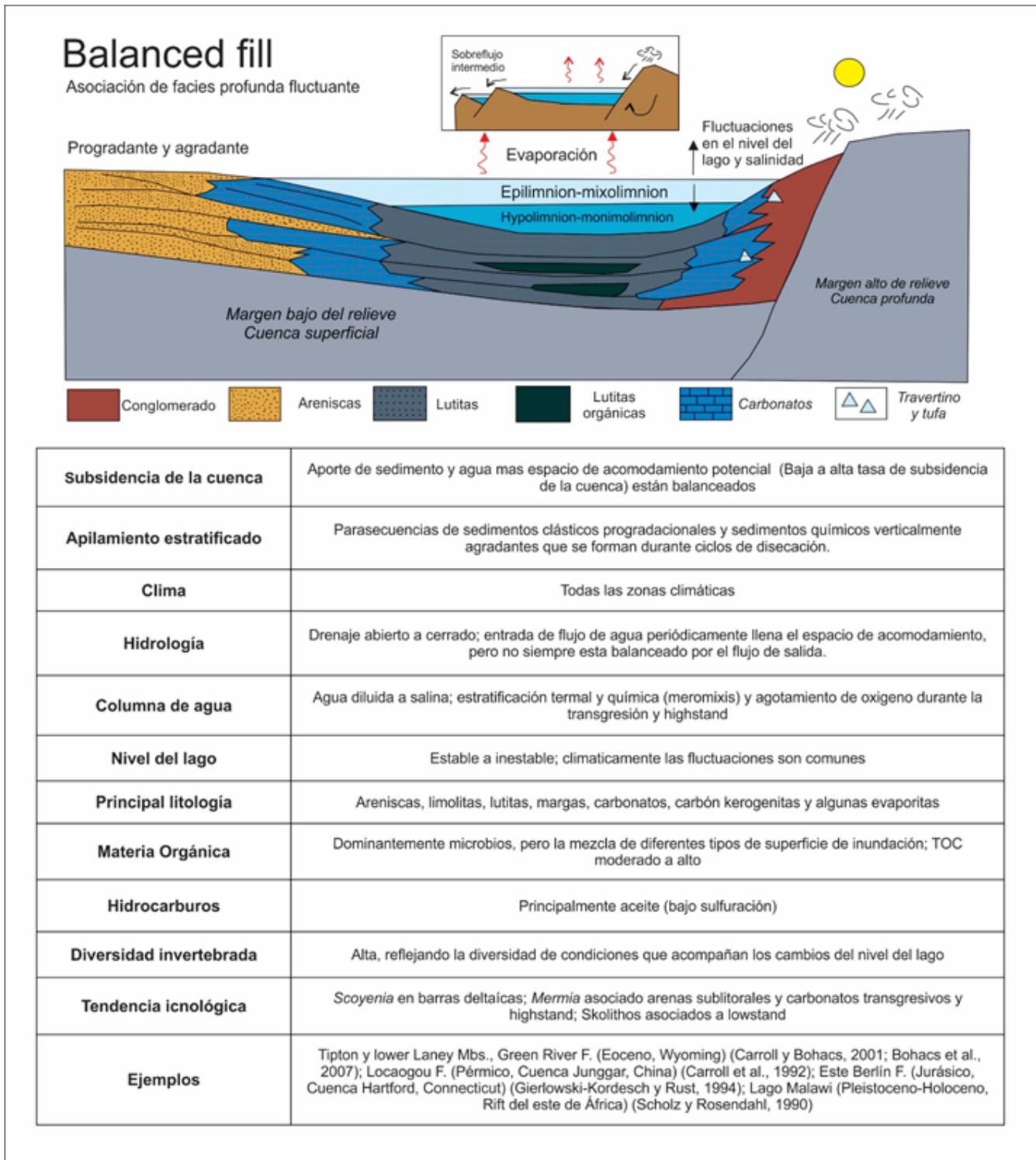


Figura 12. Sección esquemática y características de los depósitos de relleno balanceado en los lagos (Tomado de *Renaut* y *Gierlowski-Kordesch*, 2010).

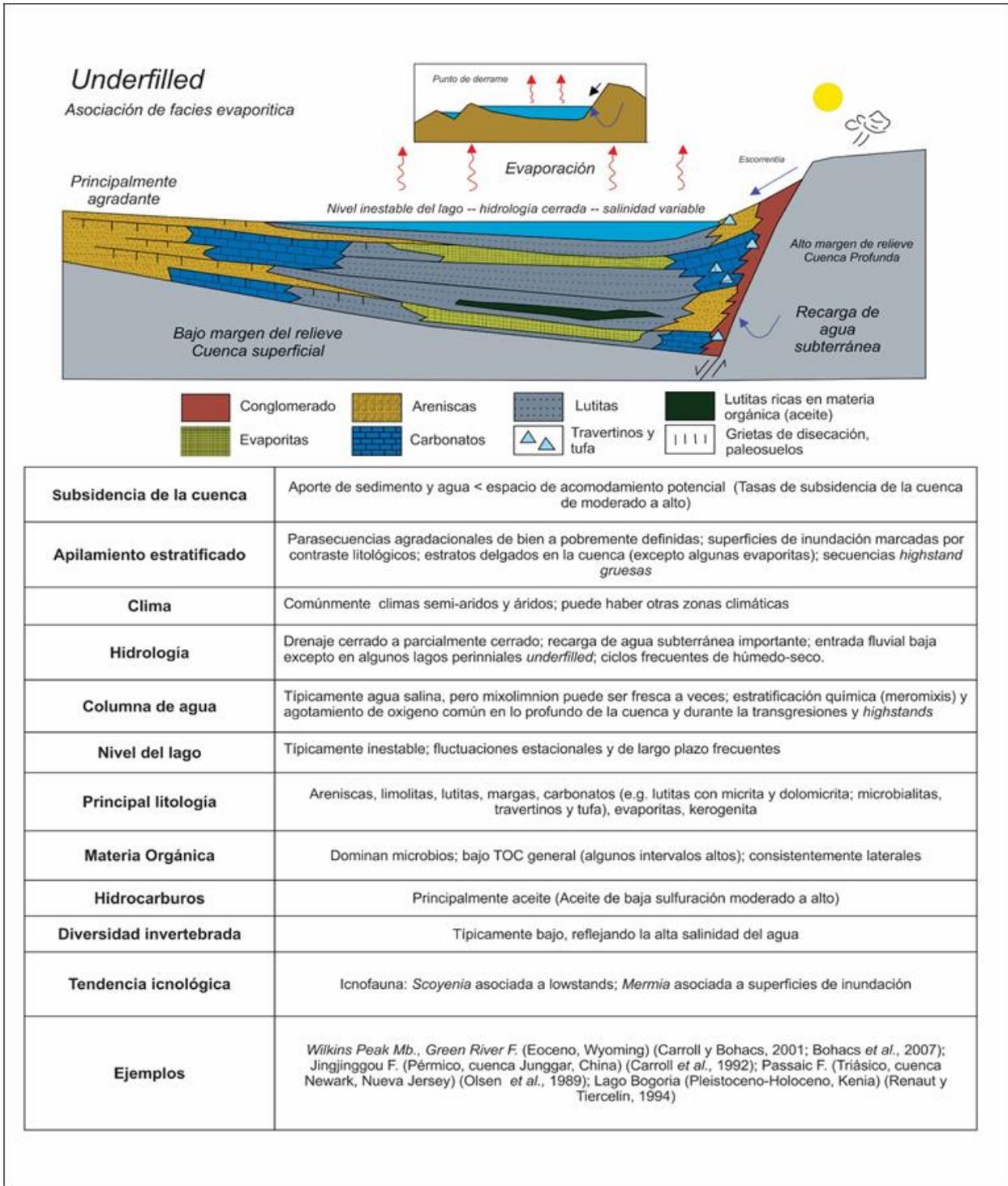


Figura 13. Sección esquemática y características de los depósitos de bajo relleno en los lagos (Tomado de Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010).

5. RESULTADOS

5.1. Litoestratigrafía

La estratigrafía general de la caldera de La Primavera y sus diferentes eventos han sido documentados por varios autores (e.g., Mahood, 1980; Walker *et al.*, 1981; Gutiérrez-Negrín, 1988; López-Hernández, 1991; Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992; Molina *et al.*, 2006; Gómez-Álvarez, 2015; Rivera-Olguín, 2016; Tinoco-Murillo, 2017; Salinas-Ocampo *et al.*, 2017), pero la estratigrafía de los depósitos lacustres solamente ha sido descrita de forma general, en donde la dividen en tres paquetes, lacustre inferior, pómez gigante y lacustre superior y delimitan al lago a la zona del anillo caldérico (Mahood, 1980; López-Hernández, 1991).

Generalmente los depósitos lacustres en la caldera de La Primavera varían en cuanto a espesor, esto debido a que existen distintos fallamientos que han movido varios bloques en la caldera (Mahood, 1980), por lo que el máximo espesor medido es de aproximadamente 60 metros en el centro de la caldera, mientras que hacia el sur es aproximadamente de 15 metros y hacia el norte de 35 metros. En cuanto a la edad se tienen diferentes fechamientos, Mahood (1980) fechó la Toba Tala en 95,000 años, posteriormente Tinoco-Murillo (2017) fechó la mega pómez en 89,000 años, los domos centrales Nejahuete y Cerro Alto en 88,000 años, depósitos de caídas correlacionados con los domos jóvenes (domo La Cuesta y domo El Pedernal) fechados por Mahood (1980) en 75,000 años, finalmente Maciel-Flores (2006) reporta contenido de carbón y restos fósiles de pastos y pinos (conos, acículas y troncos) en la barranca Boca de Arena, hacia la parte nororiental de la caldera, con una edad de 38,170 años y 39,000 años.

El análisis estratigráfico realizado en el presente trabajo permite documentar seis miembros, cada uno con diferentes características estratigráficas distintas que se describen a continuación.

5.1.1. miembro Arenoso Gravoso Limoso

El miembro Arenoso Gravoso Limoso consiste en una sucesión alternante de limos y arenas gravosas. En los estratos areno gravosos se presentan gradaciones normales y gradación inversa. El tamaño de grano varía de arenas finas a gránulos

y ocasionalmente de gránulos. En el límite de los estratos arenosos se presentan estructuras de carga (Figura 14A), así como imbricaciones, las cuales se caracterizan por los clastos orientados hacia su eje C, y algunas rizaduras, se pueden llegar a formar dunas pequeñas y ocasionalmente pueden presentarse laminaciones paralelas (Figura 14B). El espesor de los estratos varía de 5 cm a 30 cm con morfología tabular que tiende a acuñarse lateralmente (Figura 14).

El nivel limoso varía de 5 cm a 15 cm de espesor, presentando laminación paralela como estructura sedimentaria interna, la morfología externa de los estratos tabular. Horizontes de oxidación entre los diferentes estratos de limos son comunes

5.1.1.1 Relaciones estratigráficas

El miembro Arenoso Gravoso Limoso sobreyace concordantemente al miembro Lodoso Limoso y subyace concordantemente al miembro Gravo Arenoso (Figura 15A-C), en otros casos sobreyace discordantemente a la Toba Tala (Figura 15A, B y C) y subyace erosivamente al miembro Brechoso (Figura 15B).

5.1.1.2. Distribución

El miembro Arenoso Gravoso Limoso aflora en el centro de la caldera de La Primavera, y en menor proporción en la parte norte (Figura 16).

5.1.1.3. Edad

La relación estratigráfica que presenta con la Toba Tala y con las edades documentadas en la mega pómez (Tinoco-Murillo, 2017) permite asignarle una edad de entre 95, 000 años y 89, 000 años.



Figura.14. Fotografía del miembro arenoso gravoso limoso. A) Se observa la fluidización del material, en este caso clastos de pómez ascienden en un estrato lodoso. B) Se presenta de color amarillo ocre una duna de material arenoso, presenta laminaciones paralelas en la parte inferior.

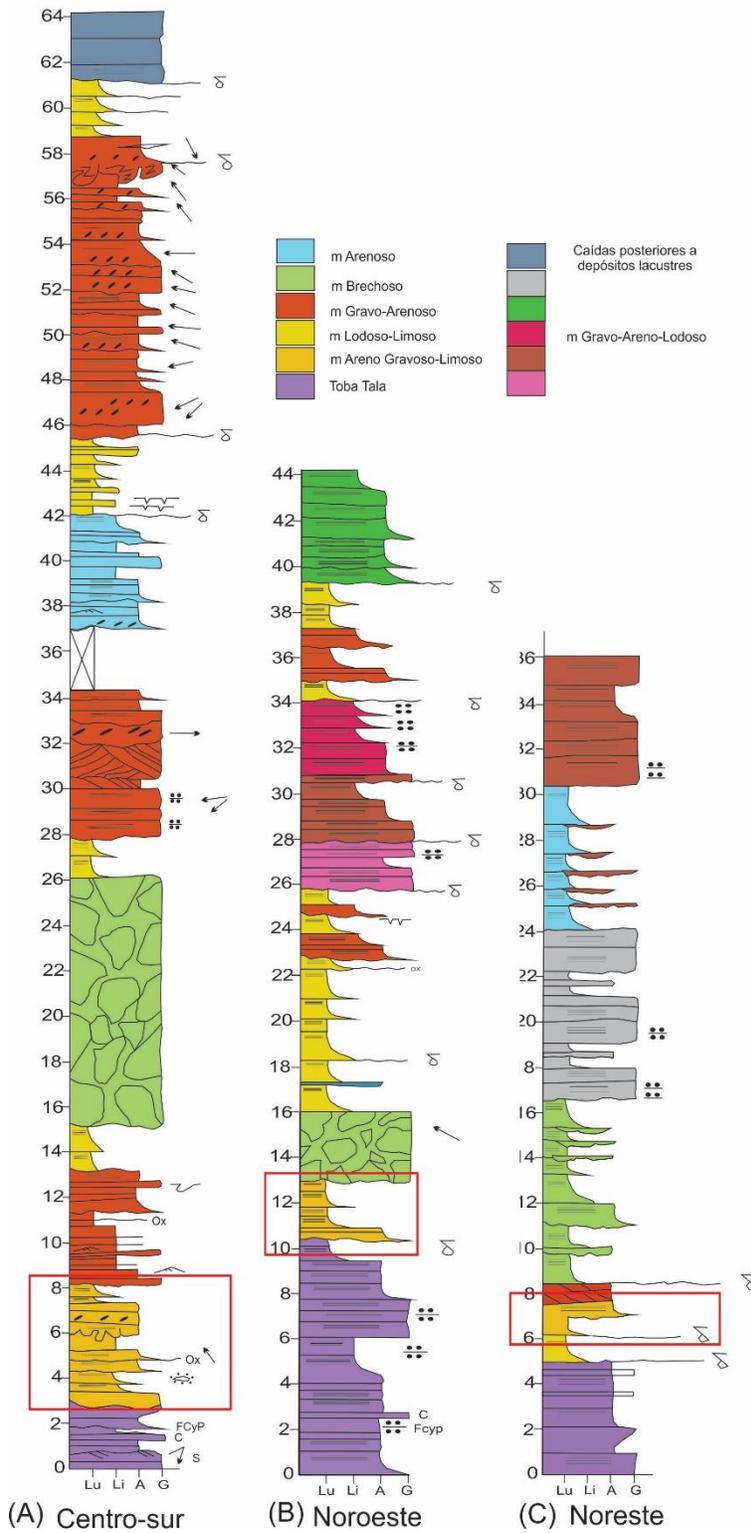


Figura 15. Perfiles condensados de la región lacustre en la caldera de La Primavera mostrando el miembro Areno Gravo Limoso dentro del recuadro rojo.

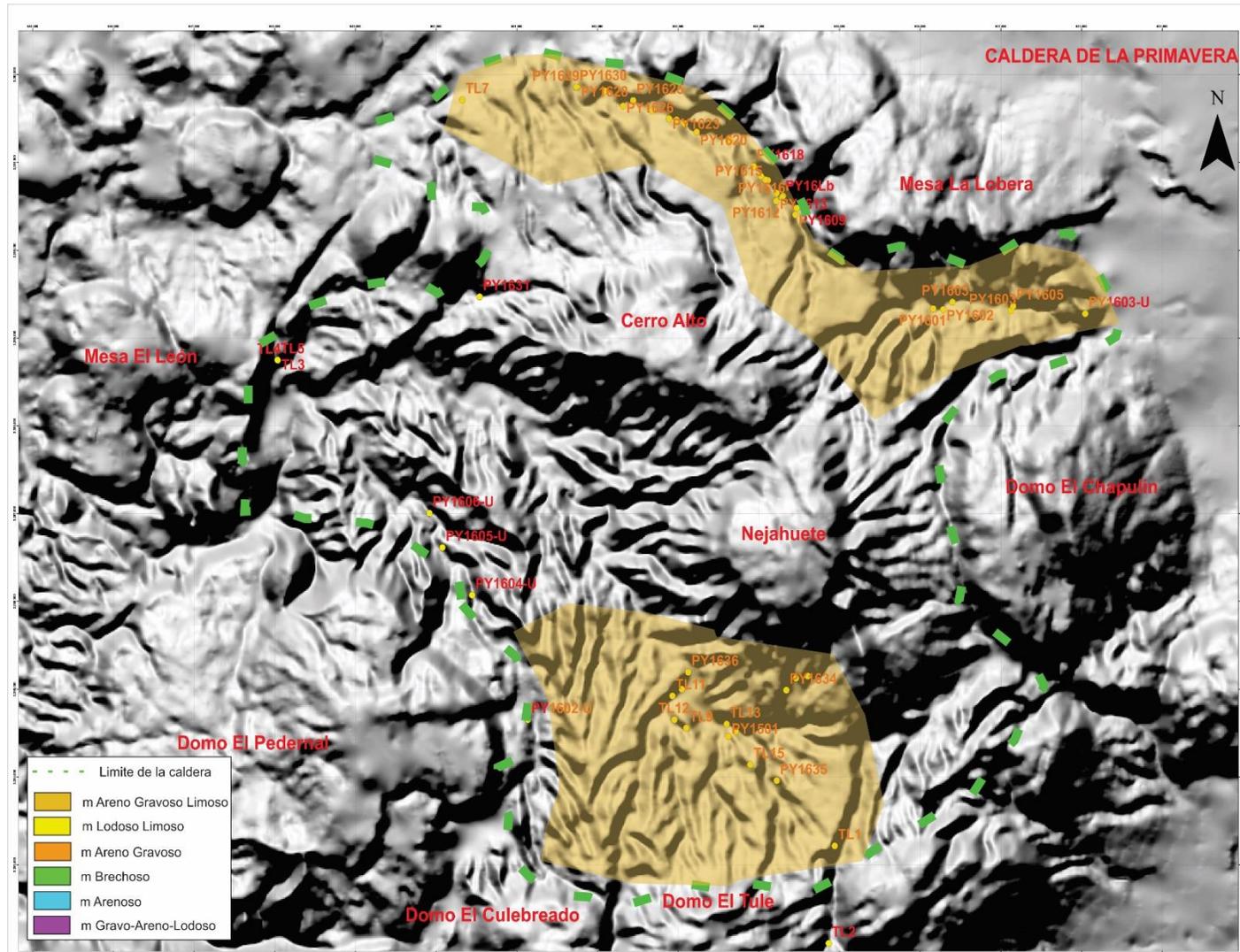


Figura. 16. Mapa de distribución del miembro Arenoso Gravoso Limoso, nótese como aflora principalmente en la parte centro-sur y norte de la caldera.

5.1.2. miembro Lodoso Limoso

El miembro Lodoso Limoso consiste en sucesiones de estratos lodosos y limosos con intercalaciones de estratos arenosos y gravosos. Los estratos lodosos y limosos presentan gradación normal, gradación inversa, laminaciones paralelas, laminación convoluta, rizaduras simétricas y/o asimétricas y grietas de desecación (Figura 17C). Niveles de horizontes de oxidación son comunes (Figuras 17D-E). El espesor de los estratos lodoso limoso varia de 5 cm hasta los 45 cm, con morfología externa tabular. El nivel de estratos arenosos y gravosos varia de 3 cm hasta 15 cm de espesor, se caracterizan por presentar laminaciones paralelas. En el contacto entre los niveles arenosos y gravosos con los estratos lodosos y limosos es común encontrar estructuras de carga tipo flama y pseudonódulos adjuntos, esto como resultado de la diferencia de densidades de los materiales (Figura 17B). La morfología externa de los estratos es acuñada o lenticular (Figura 17A).

5.1.2.1. Relaciones estratigráficas

El miembro lodoso-limoso en la parte noreste sobreyace discordantemente a la Toba Tala y subyace de manera erosiva al miembro Areno Gravoso Limoso (Figura 18C), en la parte noroeste, sobreyace concordantemente al miembro Brechoso y hay intercalaciones entre miembro Gravo Arenoso y Gravo Areno Lodoso (Figura 18B), en tanto en la parte centro-sur sobreyace concordantemente al miembro Gravo arenoso y subyace erosivamente al miembro Brechoso, también se encuentra por encima del miembro Brechoso y por debajo del miembro Gravo Arenoso, a su vez, sobreyace al miembro Arenoso y subyace al miembro Gravo Arenoso y finalmente se encuentra por encima de este miembro y por debajo de los depósitos de caída que marcan el final de la actividad lacustre para esta zona (Figura 18A).

5.1.2.2. Distribución

El miembro Lodoso Limoso se presenta en casi toda la parte lacustre de la caldera, abundando más hacia el norte y el centro de está (Figura 19).

5.1.2.3. Edad

La relación estratigráfica que algunos estratos del miembro Lodoso Limoso presentan entre la Toba Tala y con las edades recientemente documentadas en la mega pómez (Tinoco-Murillo, 2017) permiten asignarle una edad de entre 95,000 años y 89,000 años, sin embargo, los estratos que sobreyacen a pómez gigante y subyacen a los depósitos de caídas correlacionadas a domos jóvenes (Mahood, 1980), ubicadas en la parte centro sur del lago indican una edad de entre 89, 000 y 75, 000 años.

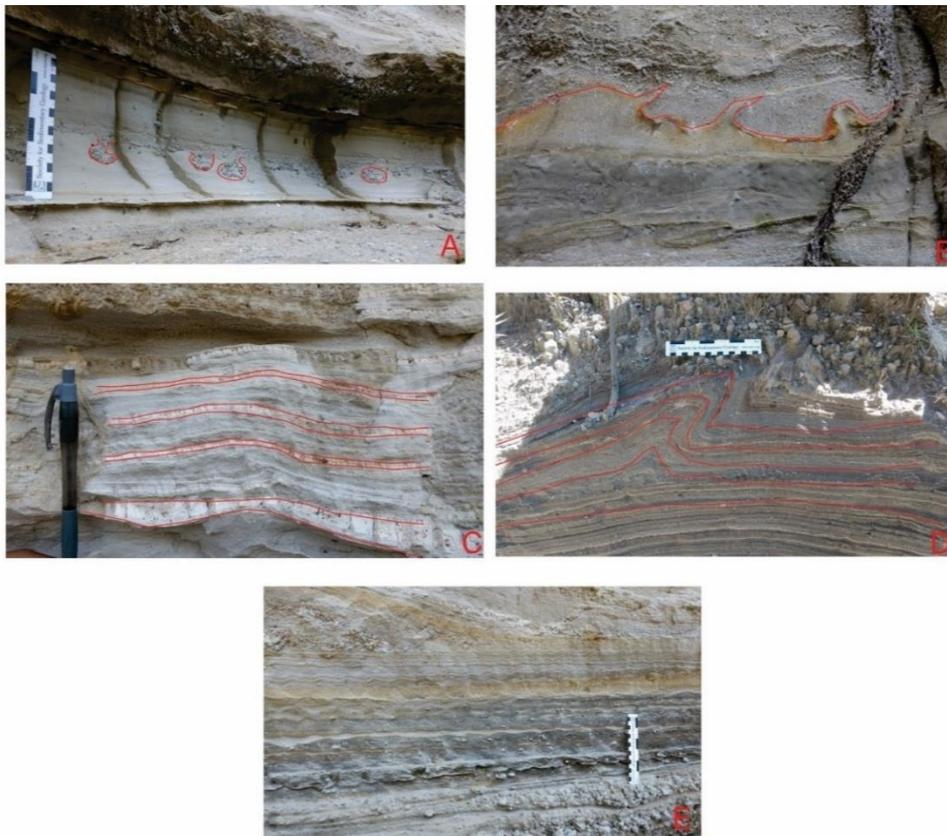


Figura. 17. Fotografías del miembro Lodoso-Limoso. A) Se observa estratos lodosos de un espesor no mayor a 10 cm con pequeñas intercalaciones de gránulos y arenas (3cm), formando lentes y pseudonódulos; B) El estrato lodoso tiene flamas, las cuales, por el cambio de densidades, se incorporan al estrato arenoso, formando dichas estructuras sedimentarias; C) La presencia de grietas de desecación (color blanquecino), se observan en distintos niveles del estrato, indican diferentes estadios de depósito y desecación; D) La elasticidad que tiene el sedimento y la densidad que tiene el sedimento adyacente al momento del depósito forman laminación convoluta; E) Los estratos que se observan presentan rizaduras simétricas o por oleaje, formadas principalmente en ambiente donde no hay cambio radical en la corriente y se mueve de manera oscilatoria.

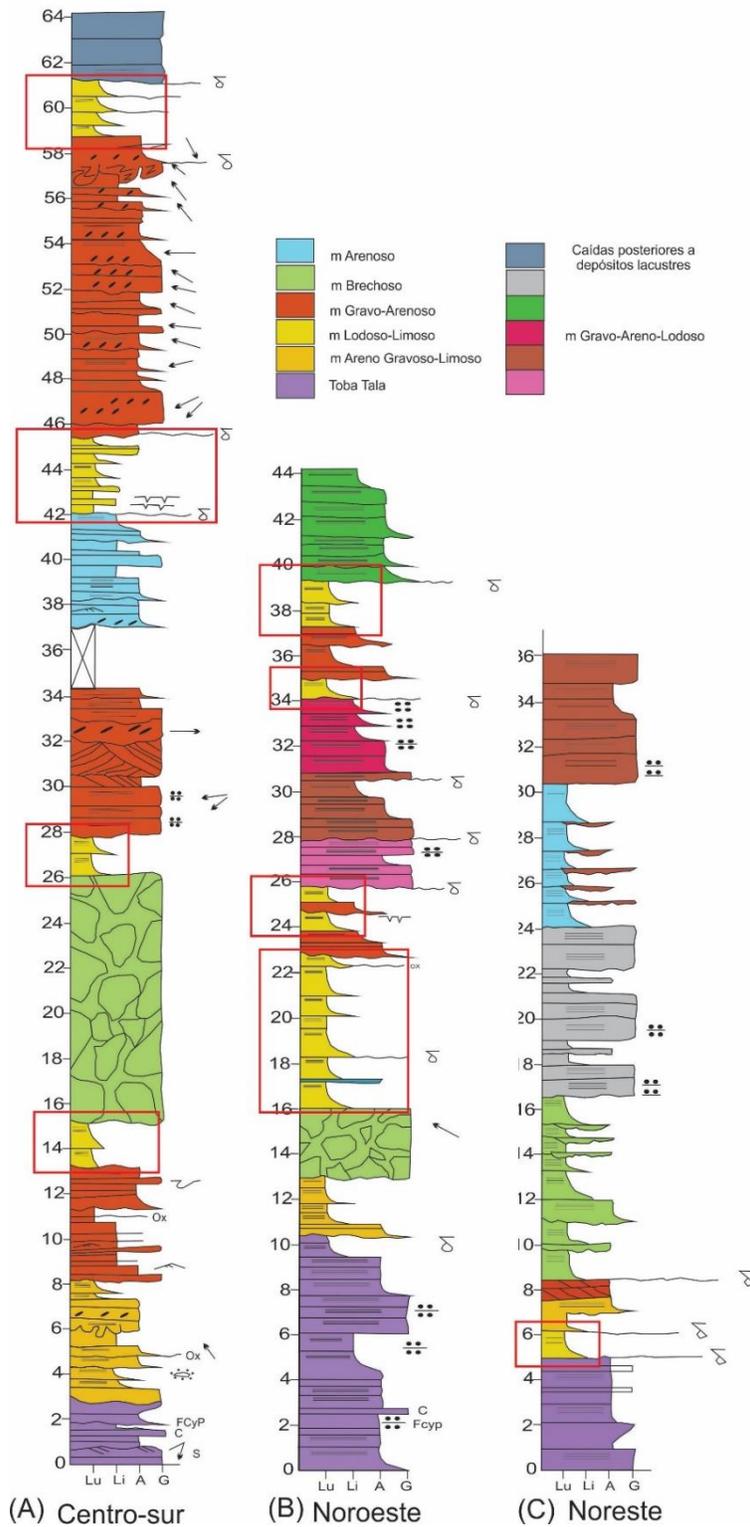


Figura 18. Perfiles condensados de la región lacustre en la caldera de La Primavera mostrando el miembro Lodoso Limoso dentro del recuadro rojo.

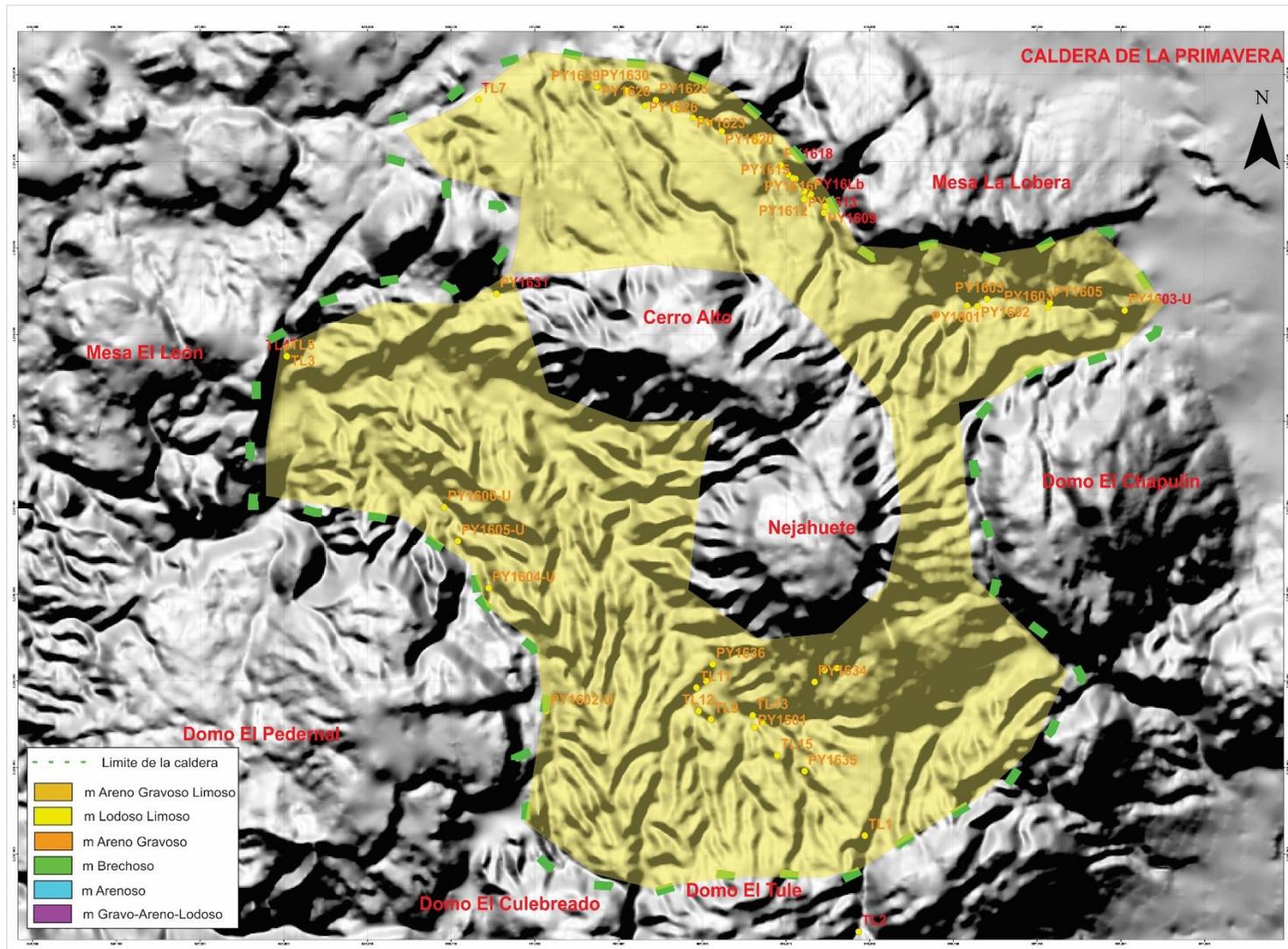


Figura. 19. Mapa de distribución del miembro Lodoso Limoso, este miembro en uno de los que afloran en la mayor parte de la caldera.

5.1.3. miembro Gravo Arenoso

El miembro Gravo Arenoso presenta sucesiones alternantes de arenas medias a gruesas y gravas. Los estratos de arenas se caracterizan por presentar gradación normal (Figura 20B), algunos estratos presentan laminaciones paralelas, así como plegamiento sinsedimentario y en ocasiones grietas de desecación. Existen estratos donde se presenta estratificación cruzada de aproximadamente 70 cm de espesor (Figura 20A). El espesor de los estratos arenosos varía de los 10 cm hasta 1 m, con la morfología externa acuñada y tabular. El nivel de las gravas se caracteriza por presentar clastos subangulosos a subredondeados (Figura 20C), el tamaño de los clastos varía, los más pequeños de 1 cm y los más grandes de 20 cm en su eje c, es muy frecuente encontrar imbricaciones en diferentes niveles (Figura 20D), de la misma manera, en algunos niveles de los estratos se puede encontrar estructuras canalizadas, en la mayoría de los casos estas se encuentran rellenas de material caótico y no presentan estructuras sedimentarias internas. El espesor varía de centímetros hasta metros, la morfología externa de los estratos es acuñada y en ocasiones tabular.

5.1.3.1. Relaciones estratigráficas

El miembro Gravo Arenoso se presenta a lo largo de la columna estratigráfica, en la parte centro sur, el miembro Gravo Arenoso, sobreyace erosivamente al miembro Arena Gravoso Limoso y subyace concordantemente al miembro Lodoso Limoso, a su vez sobreyace erosivamente al miembro Lodoso Limoso y subyace concordantemente al miembro Arenoso y finalmente sobreyace erosivamente al miembro Lodoso Limoso y subyace concordantemente al miembro Lodoso Limoso (Figura 21A). En la parte noroeste sobreyace erosivamente al miembro Lodoso Limoso y lo subyace concordantemente (Figura 21B). En la parte noreste sobreyace erosivamente al miembro Arena Gravoso Limoso y subyace concordantemente al miembro Brechoso (Figura 21C).

5.1.3.2. Distribución

El miembro Gravo Arenoso se encuentra en gran parte de la caldera, dentro del anillo caldérico, que a su vez se establece como el límite lacustre (Figura 22).

5.1.3.3. Edad

La relación estratigráfica que algunos estratos del miembro Gravo Arenoso presentan entre la Toba Tala y con las edades recientemente documentadas en la mega pómez (Tinoco-Murillo, 2017) permiten asignarle una edad de entre 95,000 años y 89,000 años, sin embargo, los estratos que sobreyacen a pómez gigante y subyacen a los depósitos de caídas correlacionadas a domos jóvenes (Mahood, 1980), ubicadas en la parte centro sur y noreste del lago indican una edad de entre 89, 000 y 75, 000 años. En cambio, hacia el lado noroeste una edad aproximada conforme a las edades recientemente obtenidas de la mega pómez, indicarían que los depósitos del miembro Gravo Arenoso para esta zona son más jóvenes (posteriores a 89, 000 años).



Figura 20. Fotografías representativas del miembro Gravo Arenoso. A) Se observa estratificación cruzada del tipo tangencial, el estrato mide 70 cm aproximadamente. B) De base a cima, se observa la gradación normal en el estrato. C) Hay clastos subangulosos a subredondeados, el estrato no presenta estructuras sedimentarias D) Presenta laminaciones paralelas y algunos clastos imbricados.

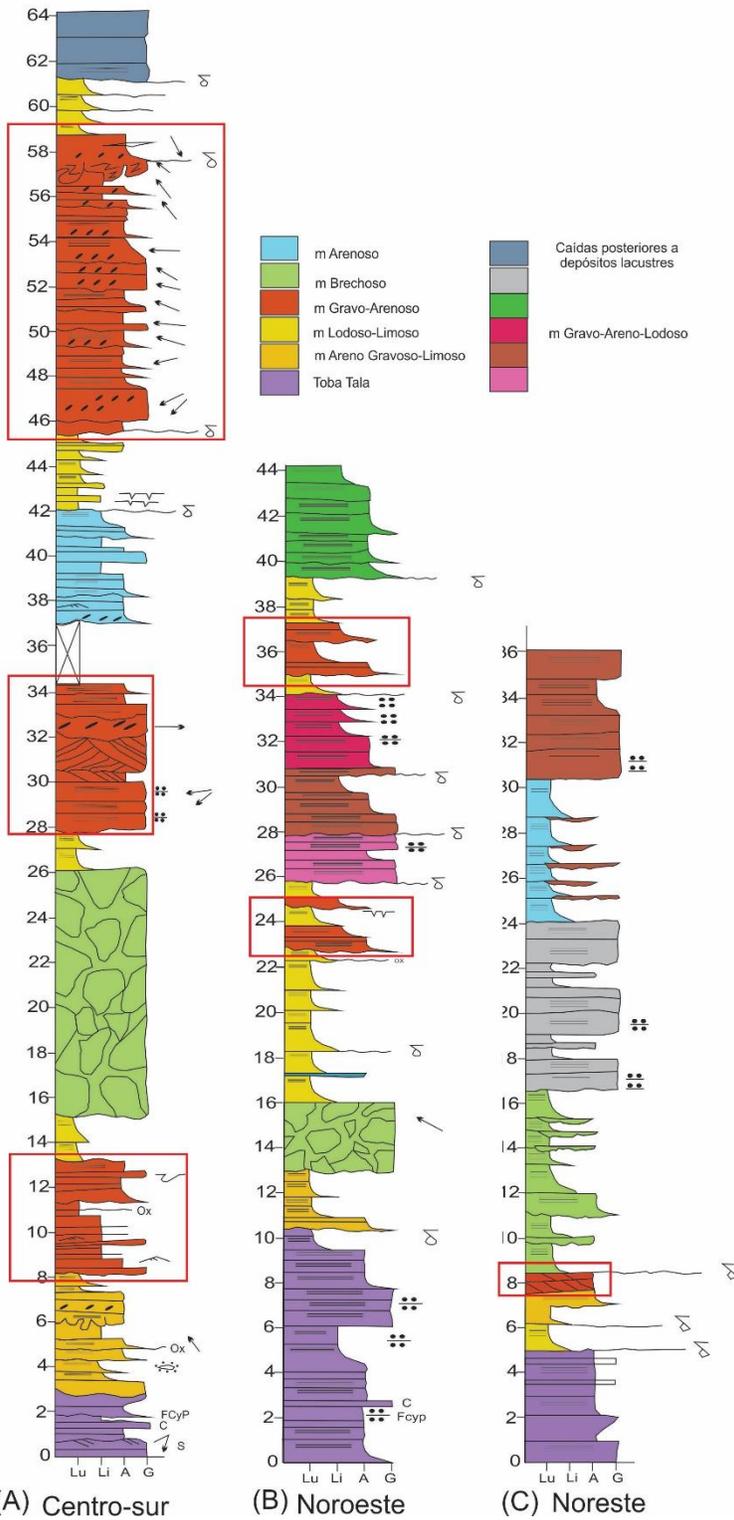


Figura 21. Perfiles condensados de la región lacustre en la caldera de La Primavera mostrando el miembro Gravo Arenoso dentro del recuadro rojo.

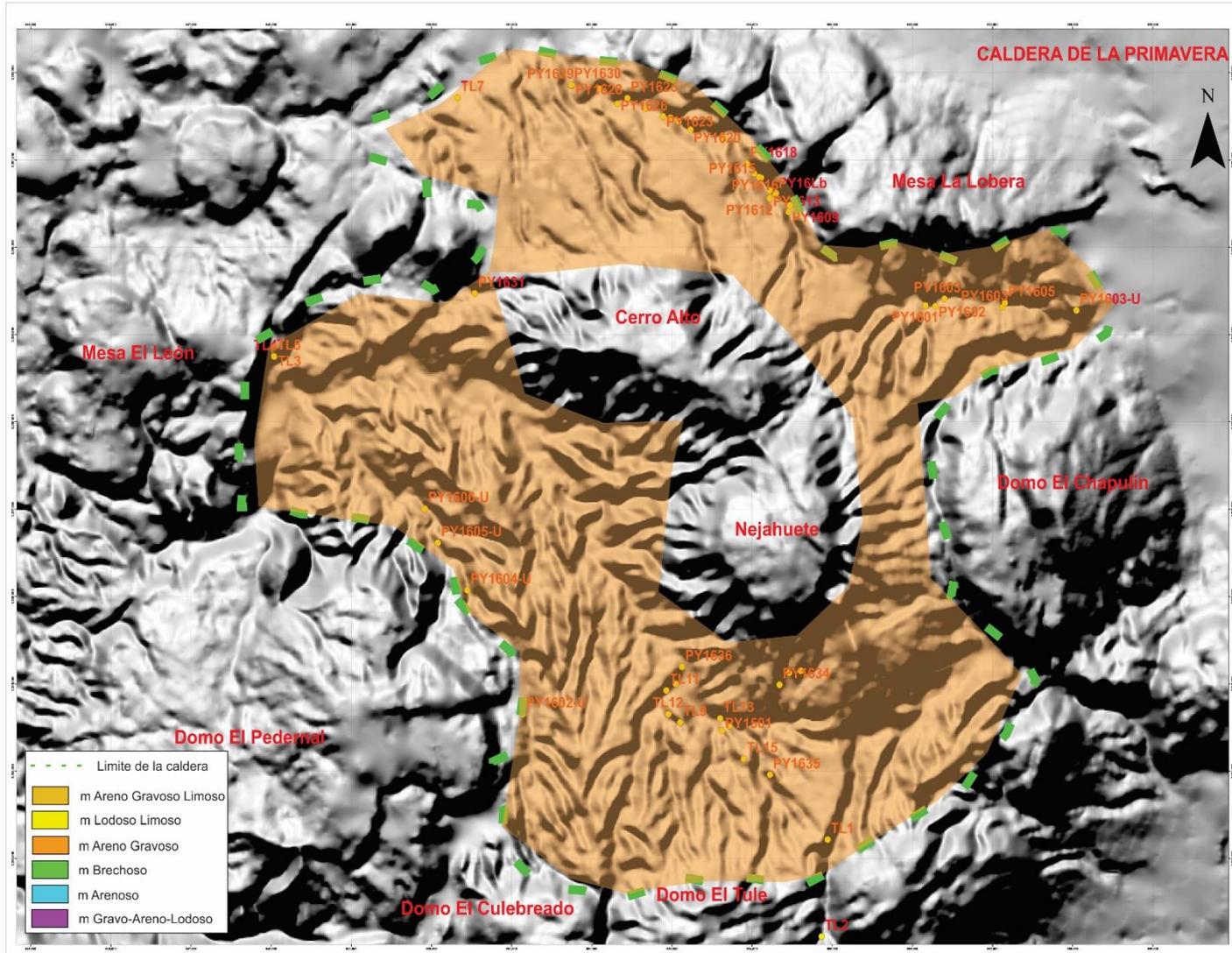


Figura. 22. Mapa de distribución del miembro Gravo Arenoso, su presencia es en casi la totalidad del límite lacustre (punteado verde), aunque se tiene mayor documentación hacia la parte centro-sur de la caldera.

5.1.4. miembro Brechoso (Pómez gigante)

El miembro Brechoso consiste en un estrato masivo de pómez (85%) soportado por matriz lodosa arenosa (15%). Texturalmente los clastos son angulosos a subredondeados con tamaños que van desde los 30 cm hasta 6 m de diámetro (Figura 23D). Los espesores que puede alcanzar son desde 2 m en las orillas hasta ~16 m en la zona central (Figura 23B). Este miembro, está compuesto en general por pómez bandeada, vesiculada y con cristales, así como un vitrofido¹¹. Hacia la parte noreste, se puede observar una diferenciación en cuanto al material que lo compone, pues a la base presenta >vitrofido<pómez, hacia la parte media es la misma cantidad de vitrofido y pómez y hacia la cima es <vitrofido>pómez. Algunos de los bloques de pómez llegan a deformar el miembro subyacente, siendo expulsados y deformando el sedimento, formando diapirismo (Figuras 23A y 23C). La morfología externa de los estratos es tabular en el centro de la caldera y hacia las orillas del límite lacustre se acuña. Este miembro se ha considerado como un horizonte guía dentro de los depósitos lacustres.

5.1.4.1. Relaciones estratigráficas

El miembro Brechoso sobreyace erosivamente en algunas partes a los miembros Gravo Arenoso, Lodoso Limoso y Areno Gravoso Limoso y subyace concordantemente a los miembros Lodoso Limoso y Gravo Areno Lodoso (Figura 24).

5.1.4.2. Distribución

El miembro Brechoso se distribuye en gran parte de la denominada zona lacustre (ver límite lacustre; Figura 25) en la caldera de La Primavera, hacia las orillas se va acuñando y el mayor espesor se ubica al centro de la caldera, al sur de domos Nejahuete y Cerro Alto (Figura 25).

5.1.4.3. Edad

La edad para el miembro Brechoso fue estimado en un principio por Mahood y Drake (1984) con una edad de 122.2 a 103.8 Ka, sin embargo, Tinoco-Murillo (2017) realizó dataciones en circones por método $^{238}\text{U}/\text{Th}$ y la edad obtenida para el miembro brechoso es de 89.8 Ka.

11. Se considera un vitrofido, debido a que es una textura porfídica en la que la pasta es vítrea.



Figura 23. Fotografías del miembro Brechoso. A) El material del miembro Brechoso deforma al estrato adyacente, indicando que este material aún es plástico al momento del depósito del miembro Brechoso, en algunos casos forman diapiros. B) Se puede apreciar el espesor del miembro Brechoso, tomando como referencia por debajo de la línea roja aproximadamente 1.80 m. C) Algunos de los clastos quedaron “entrampados” en material adyacente al miembro brechoso y tienden a subir formando diapirismo. D) Se aprecia el tamaño de los bloques tomando como referencia 1 m (en medio de la imagen).

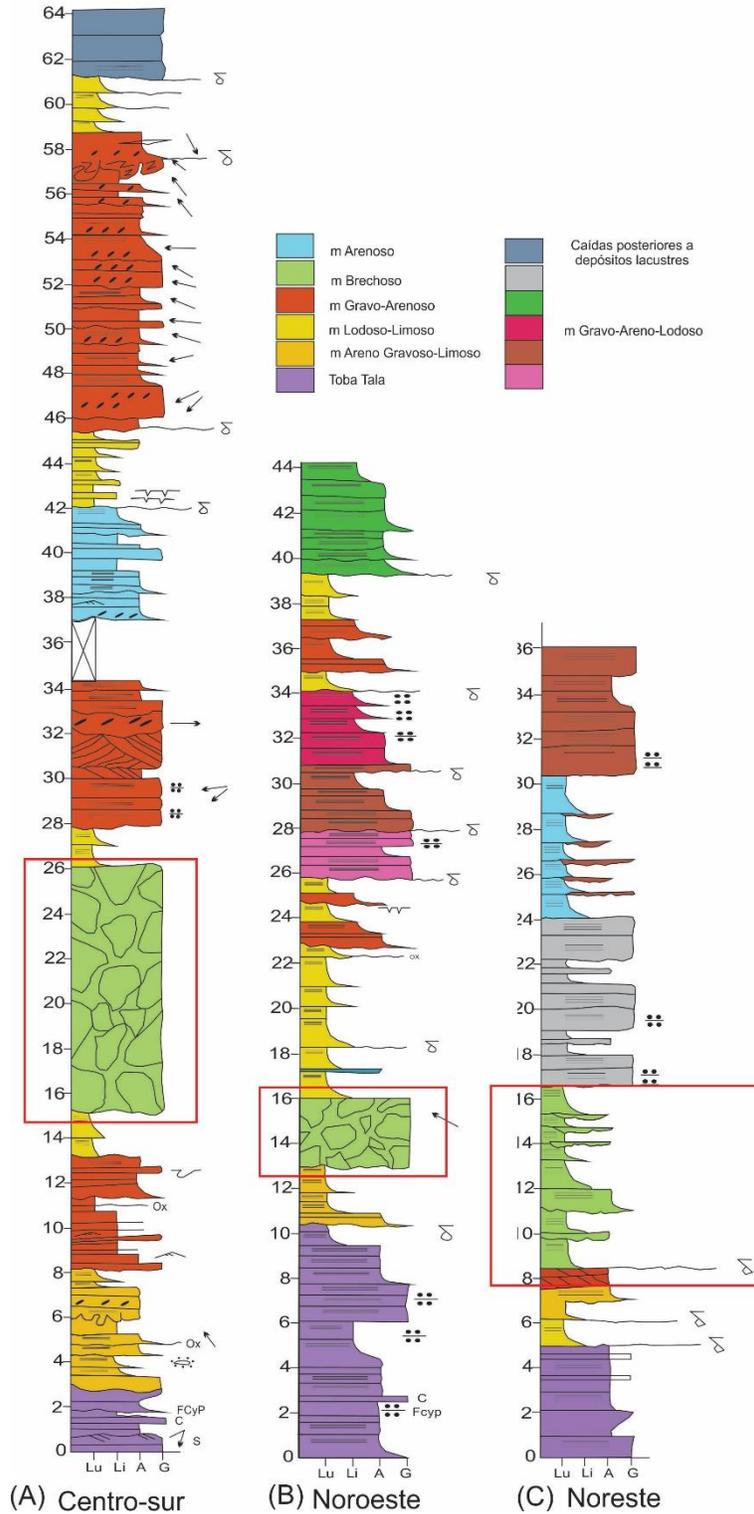


Figura 24. Perfiles condensados de la región lacustre en la caldera de La Primavera mostrando el miembro Brechoso dentro del recuadro rojo.

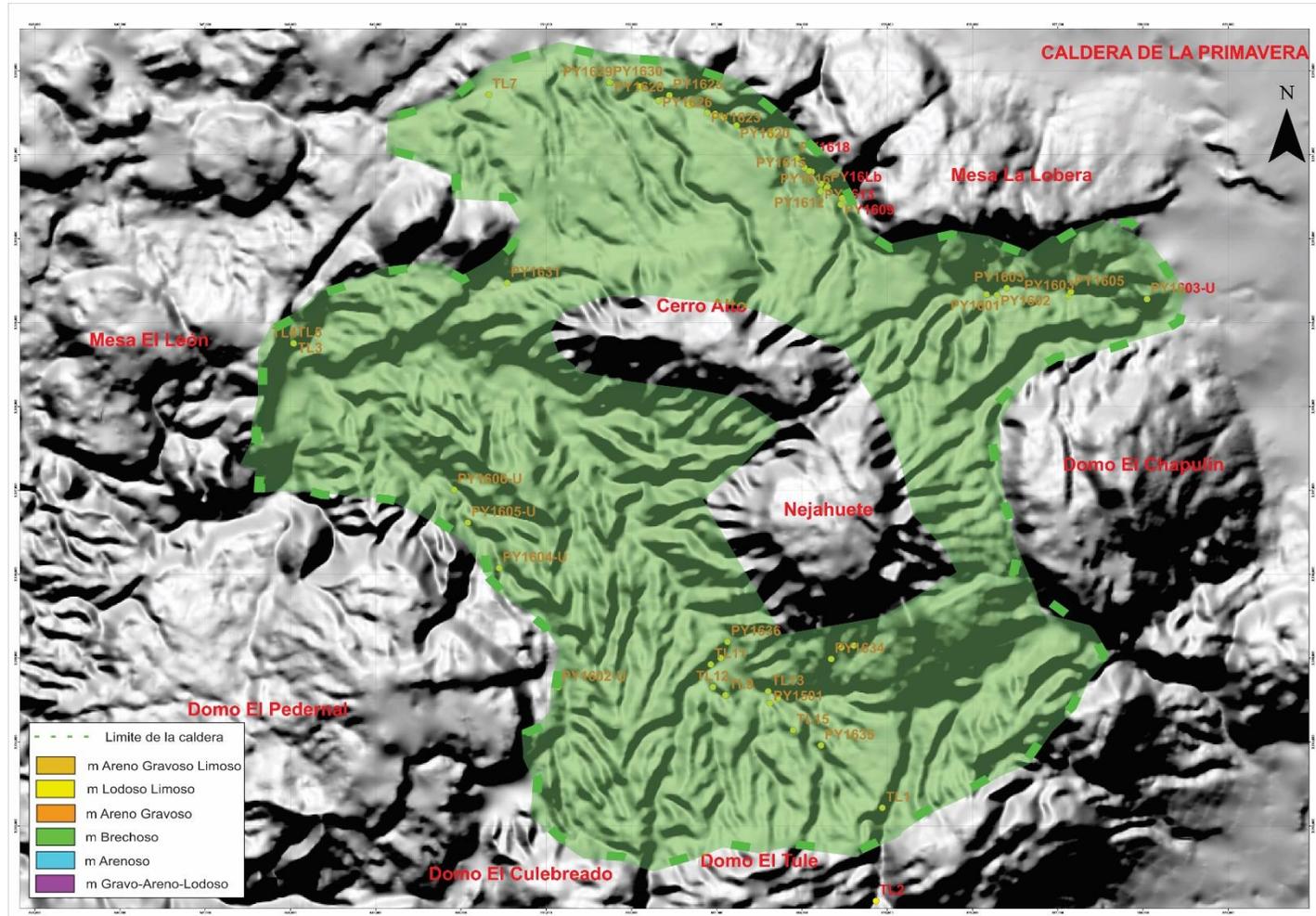


Figura 25. Mapa de distribución del miembro Brechoso (el límite de la zona lacustre se observa con la línea punteada color verde), aflora casi la totalidad de la caldera, en la parte central tiene su espesor más grande y hacia las orillas se hace más pequeño.

5.1.5. miembro Arenoso

El miembro Arenoso consiste en una sucesión de arenas finas a arenas gruesas intercaladas con limos y lodos. En los estratos arenosos es común la presencia de la secuencia Bouma, es decir, presenta gradación normal de arenas gruesas a finas (Figura 26C), presenta laminaciones paralelas en arenas medias (Figura 26B), después rizaduras asimétricas en arenas medias (Figura 26A) y finalmente una pequeña capa de limos con laminaciones paralelas (Figura 26D). El espesor de los estratos varía de 10 cm hasta los 50 cm, con morfología externa tabular.

5.1.5.1. Relaciones estratigráficas

El miembro Arenoso sobreyace de manera erosiva al miembro Gravo Arenoso y subyace concordantemente al miembro Lodoso Limoso hacia la región centro sur, en la parte noreste de la caldera de La Primavera se observa intercalado entre el miembro Gravo Arenoso Lodoso (Figura 27).

5.1.5.2. Distribución

La distribución del miembro Arenoso es principalmente en la parte central de la caldera, y en el sur y región noroeste de los domos centrales Nejahuete y Cerro Alto se distribuye en menor porción (Figura 28).

5.1.5.3. Edad

La relación estratigráfica que existe entre el miembro Arenoso con las edades recientemente documentadas en la mega pómez (Tinoco-Murillo, 2017) permiten asignarles una edad posterior a 89,000 años (más joven), los estratos que subyacen a los depósitos de caídas correlacionadas a domos jóvenes (Mahood, 1980) indican una edad de 75, 000 años, por lo que un rango de edad para la parte centro sur sería de entre 89, 000 y 75, 000 años. En cambio, hacia el lado noreste una edad aproximada conforme a las edades recientemente obtenidas de la Mega Pómez, indicarían que los depósitos del miembro Arenoso para esta zona son posteriores a 89, 000 años (más joven).

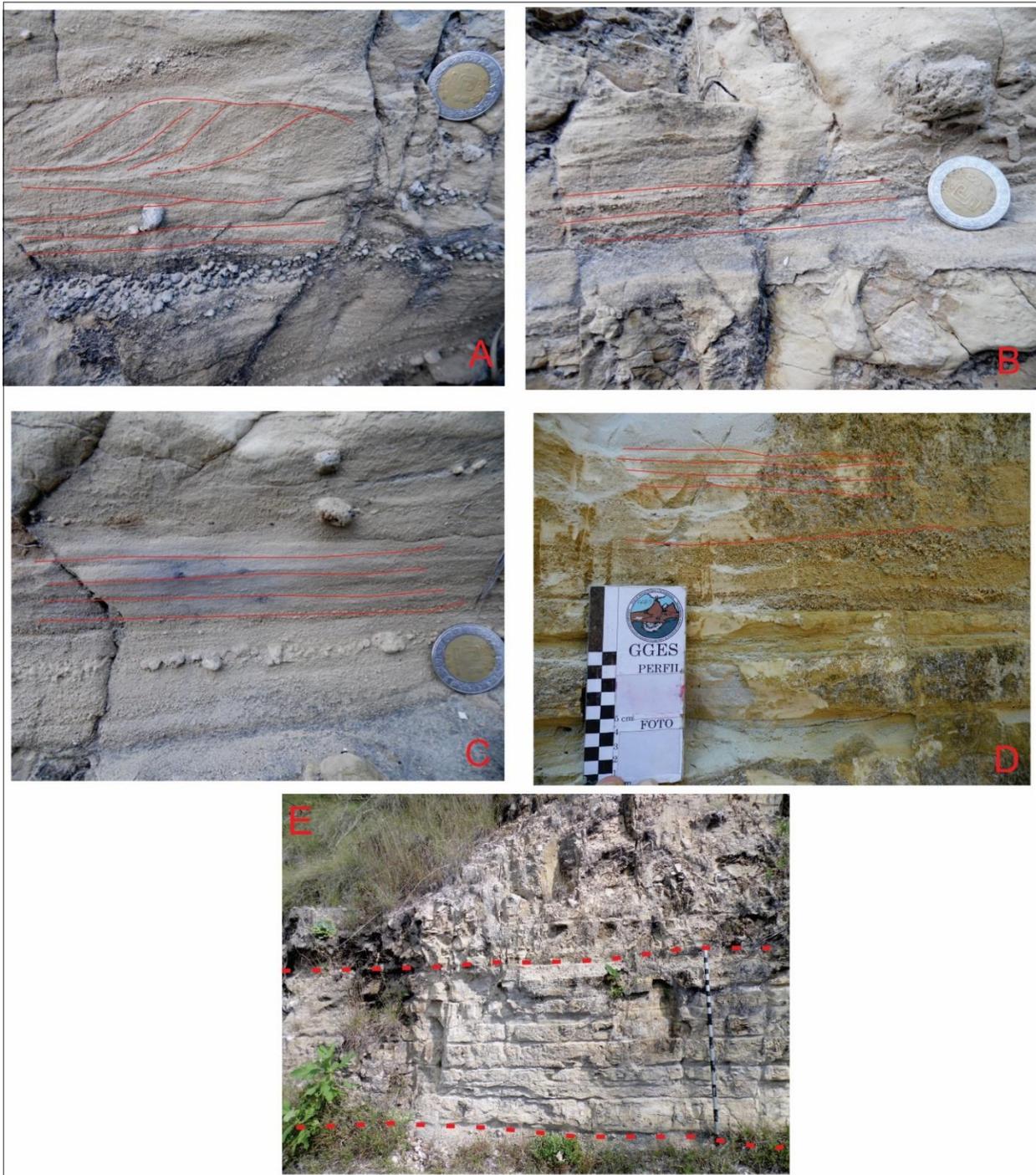


Figura 26. Fotografías del miembro Arenoso. A) De base a cima se observan arenas y gránulos, laminaciones paralelas y rizaduras. B) Se presenta laminaciones paralelas en un estrato arenoso. C) Se observa gradación normal, es decir, tamaño de arenas medias y gránulos a la base y arenas finas a la cima D) Se muestra un estrato lodoso con carpetas de tracción. E) Fotografía panorámica del miembro Arenoso, donde se observa la secuencia Bouma.

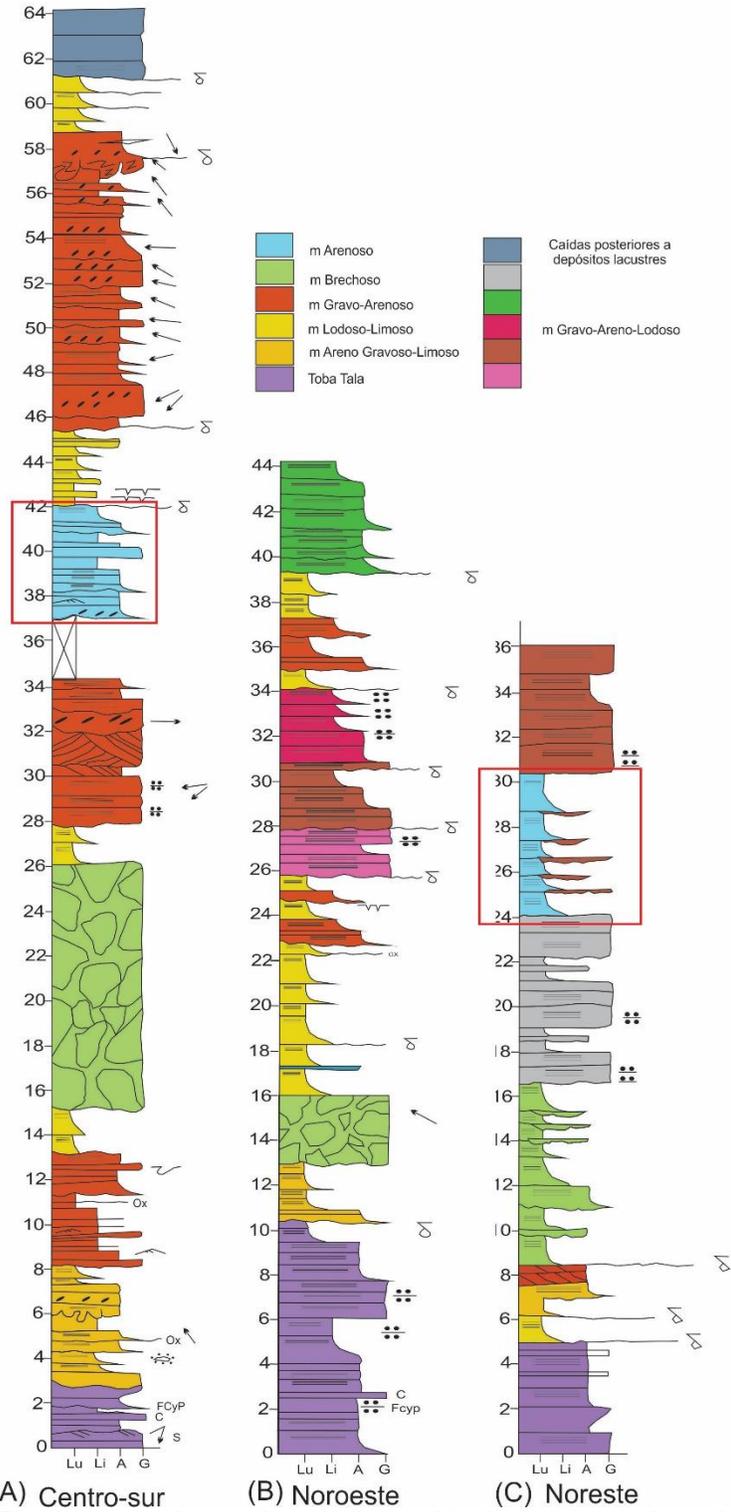


Figura 27. Perfiles condensados de la región lacustre en la caldera de La Primavera mostrando el miembro Arenoso dentro del recuadro rojo.

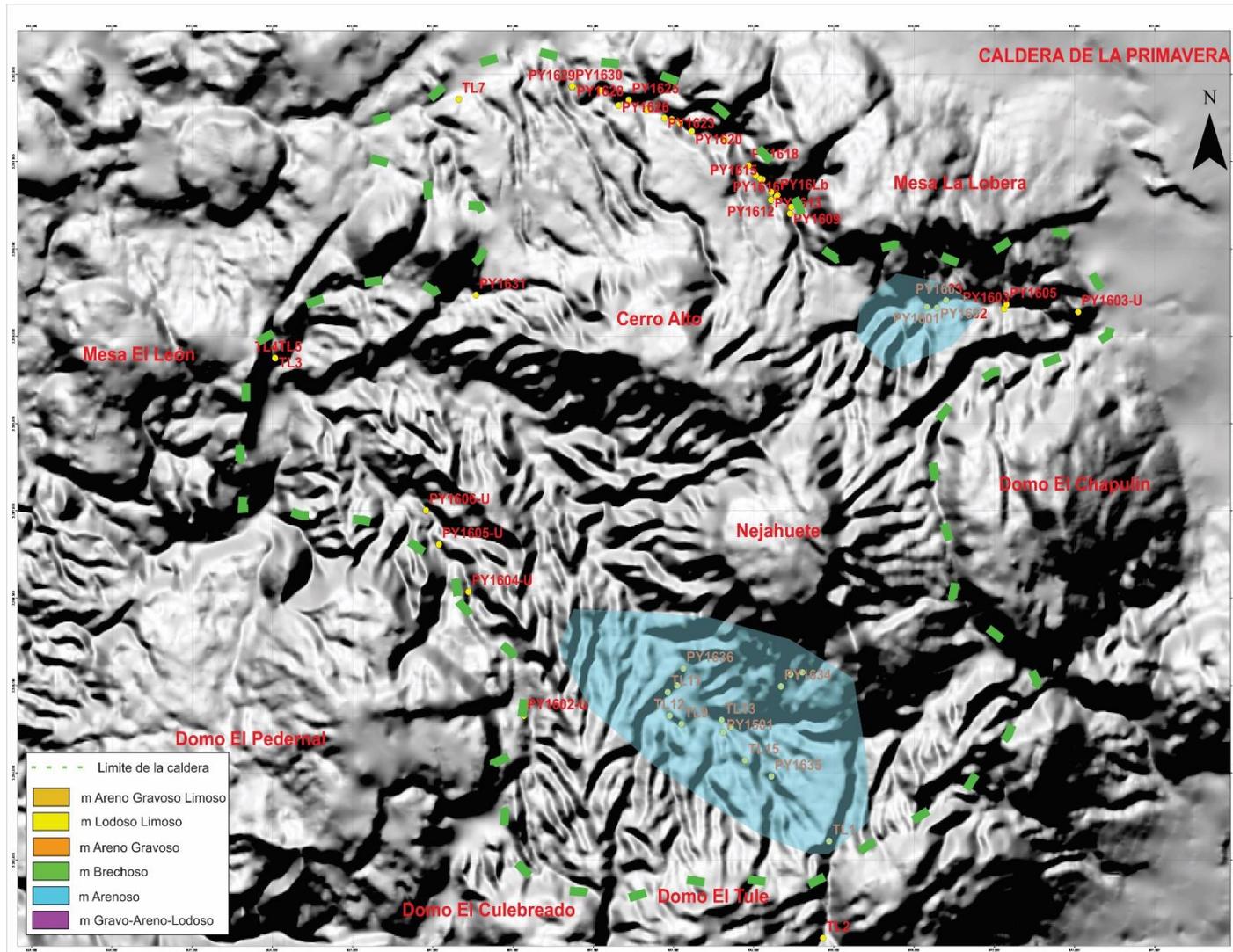


Figura. 28. Mapa de distribución del miembro Arenoso, aflora principalmente en la parte centro-sur y en la parte noreste.

5.1.6. miembro Gravo Areno Lodoso

El miembro Gravo Areno Lodoso consiste en una sucesión alternante de gravas, arenas y lodos, distribuidos de manera granodecreciente. A la base de la sucesión se presentan los estratos gravosos, en la parte media los estratos arenosos y a la cima los estratos lodosos. Los estratos gravosos se caracterizan por tener gradación normal, gradación inversa, clastos imbricados y estratificación cruzada (Figura 29D), el límite con los estratos subyacentes es erosivo, por otro lado, los estratos arenosos pueden presentar gradación normal y laminaciones paralelas, el límite con los estratos subyacentes es concordante, y los estratos lodosos se distinguen por tener laminaciones paralelas y tener límites concordantes. En este miembro se pueden diferenciar distintas etapas de depósito, por lo que es posible dividirlo en cinco ciclos de depósito (Figura 29C).

Los estratos de este miembro varían desde los 20 cm hasta los 90 cm. La morfología externa de los estratos es tabular y acuñada (Figura 29B). Cabe mencionar que en este miembro existen niveles con fallamiento normal y plegamiento sinsedimentario (Figura 29A).

5.1.6.1. Relaciones estratigráficas

En la parte centro-sur hay ausencia de este miembro, mientras que en la parte noroeste sobreyace erosivamente al miembro Lodoso Limoso y subyace a este mismo miembro de manera concordante (Figura 30B), por otra parte, hacia la parte noreste sobreyace erosivamente al miembro Brechoso y subyace erosivamente al miembro Arenoso, así mismo, sobreyace a este miembro erosivamente (Figura 30C).

5.1.6.2. Distribución

El miembro Gravo Areno Lodoso se distribuye en la parte norte de la caldera, en la barranca Venta del Astillero (región noroeste) se aprecia su máxima exposición (Figura 31).

5.1.6.3. Edad

La relación estratigráfica que existe entre el miembro Gravo Arenoso Lodoso con las edades recientemente documentadas en la mega pómez (Tinoco-Murillo, 2017), permiten asignar una edad posterior a 89, 000 años (más joven), sin embargo, edades reportadas por Maciel-Flores (2006) en contenido de carbón, restos fósiles de pastos y pinos hacia la parte noroeste de la caldera permite dar una edad de 39, 000 años, indicando que la colmatación de la actividad del lago tardó más tiempo hacia esta zona en comparación con las demás.

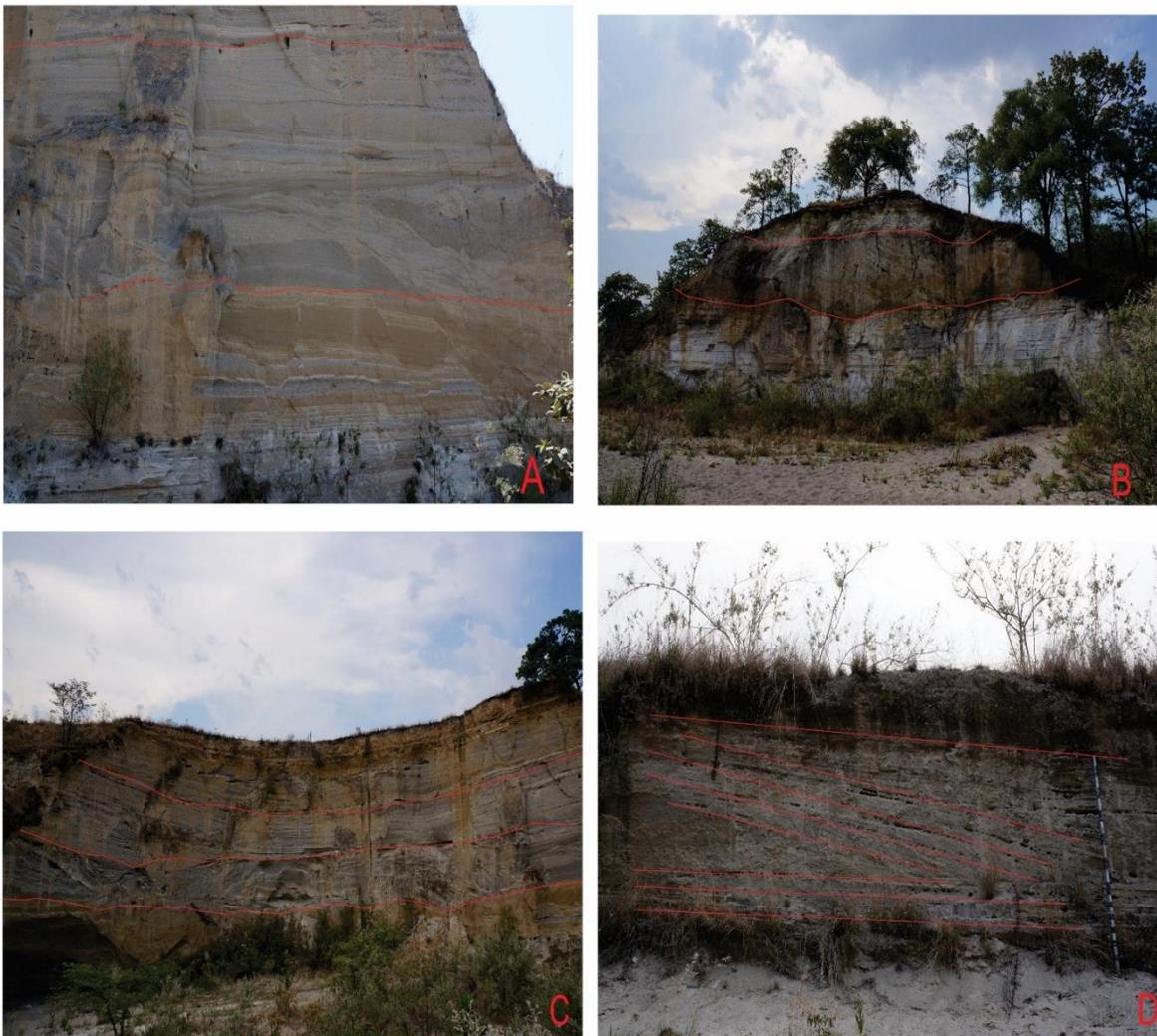


Figura. 29. Fotografías del miembro Gravo Arenoso Lodoso. A) Se aprecian distintos estratos, uno color café, y otro color grisáceo, también pueden distinguirse el fallamiento normal y plegamiento que existe en este miembro. B) La parte inferior se observa el miembro Lodoso, en discordancia erosiva con el miembro Gravo Arenoso Lodoso de color café. C) Se distinguen al menos tres paquetes del miembro Gravo Arenoso Lodoso. D) Estratificación cruzada en el miembro Gravo Arenoso Lodoso.

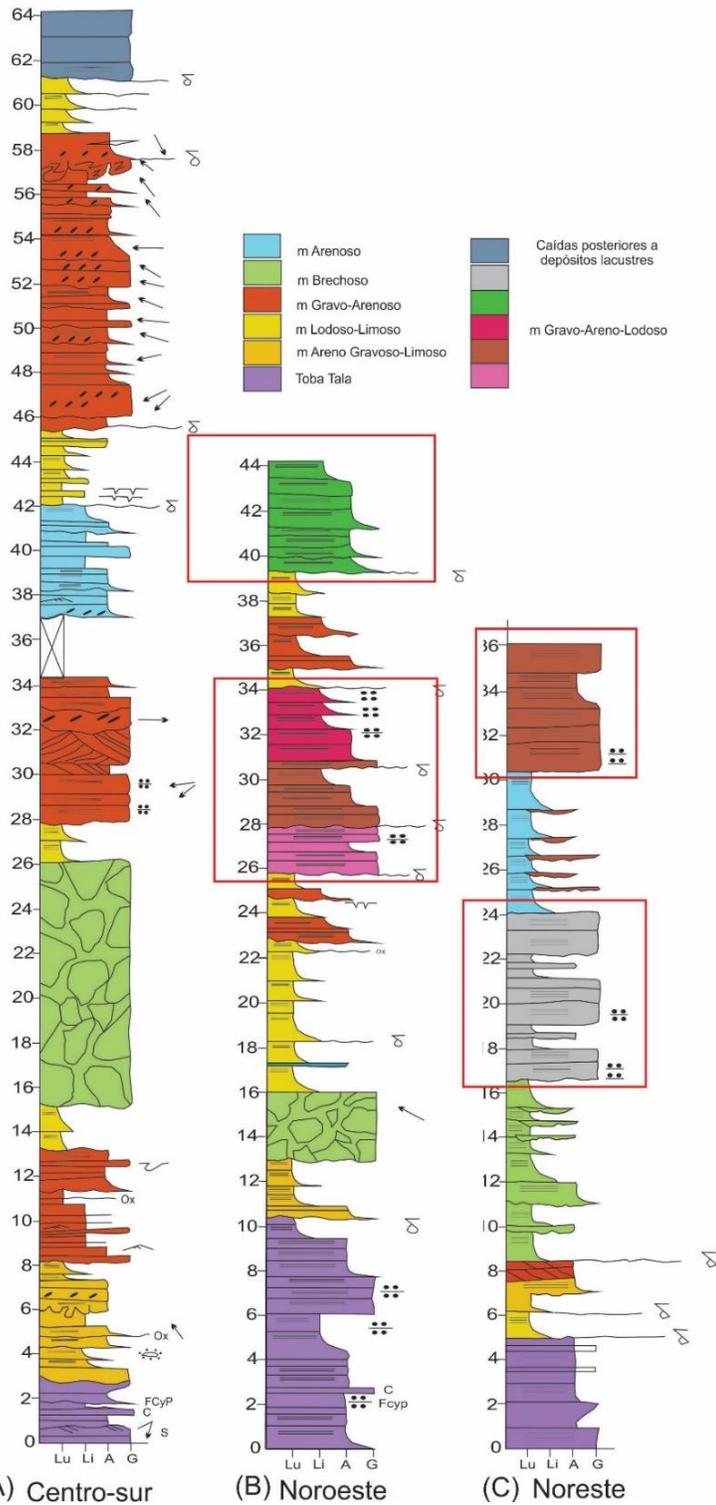


Figura 30. Perfiles condensados de la región lacustre en la caldera de La Primavera mostrando el miembro Gravo Areno Lodoso dentro del recuadro rojo.

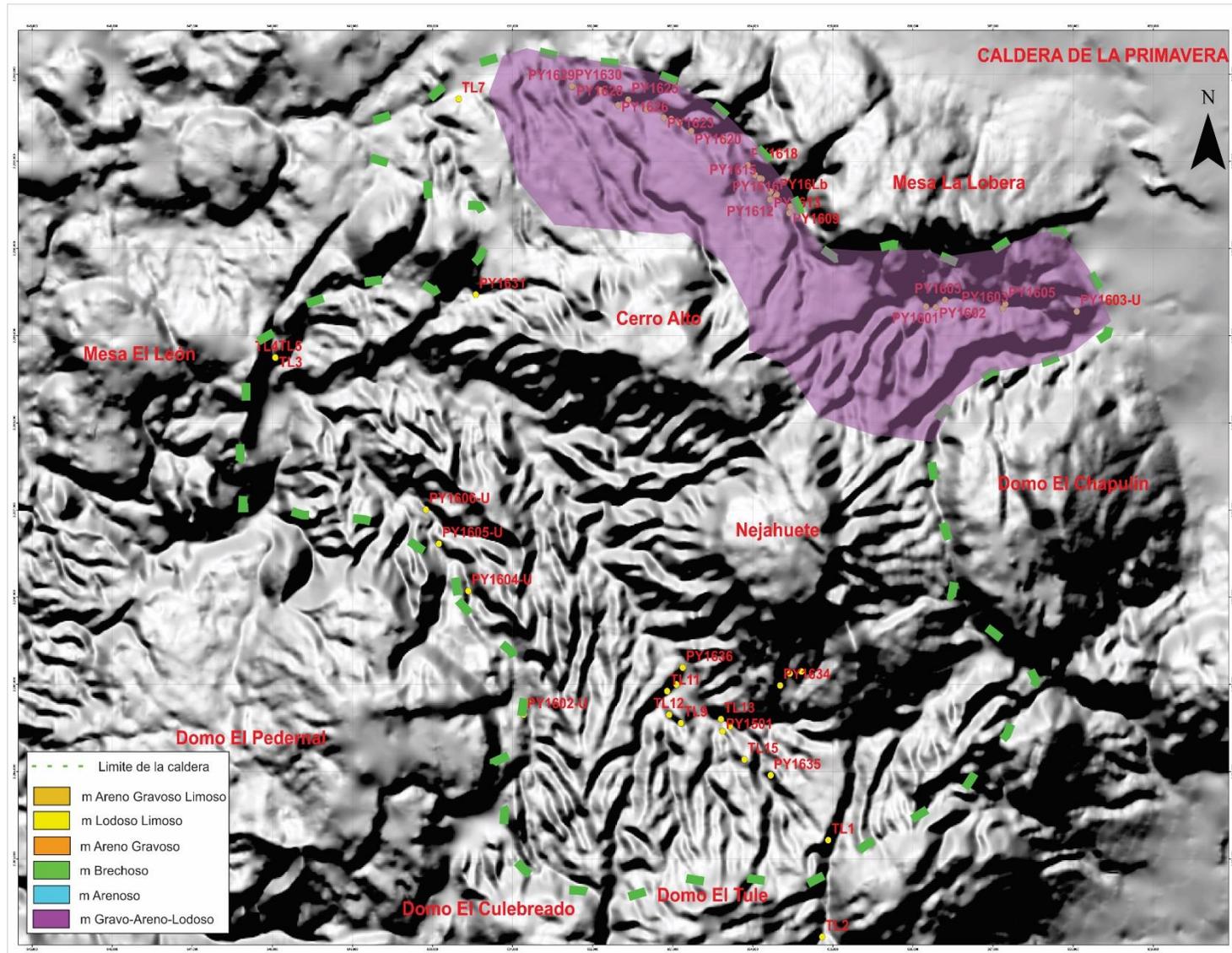


Figura. 31. Mapa de distribución del miembro Gravo Areno Lodoso, aflora en la parte norte de la caldera, pero donde se han encontrado espesores mayores es hacia la parte noroeste de la misma.

5.2. Facies, asociación de facies y su interpretación ambiental

5.2.1. Introducción

Los lagos deben ser entendidos como mosaicos de facies y ambientes sedimentarios debido a la variabilidad de ambientes sedimentarios y distintos tipos de sistemas lacustres que pueden desarrollarse. Un solo sistema lacustre puede albergar al mismo tiempo un gran número de posibles subambientes y por tanto habrá un número variable de asociaciones y sucesiones de facies que se van a formar dentro del mismo (Fregenal-Martínez y Meléndez, 2010).

La distribución y la heterogeneidad de facies y ambientes sedimentarios es uno de los patrones que comparten casi todos los lagos y condicionan la arquitectura estratigráfica resultante, pudiendo coexistir dentro del mismo lago diferentes ambientes como playas, deltas de distinto tipo, *fan deltas*¹², así como depósitos hiperpicnicos y turbidíticos (Boggs, 2006).

Los lagos y cuencas lacustres actúan como trampas de sedimentos que de manera natural tienden a rellenarse, si un sistema lacustre llega a llenarse completamente, se formará una sucesión que a gran escala reflejará la progradación y somerización generalizada del lago (Fregenal-Martínez y Meléndez, 2010).

La cantidad de sedimento disponible a lo largo del tiempo interacciona con dos factores, la tectónica, la cual puede provocar un aumento en el espacio de acomodamiento, y el clima, el cual controla la cantidad del agua, determinando los altos y bajos niveles de la misma, por lo que ambos determinan la profundidad y la colmatación de sedimento dentro del lago (Hakanson y Jansson, 1983).

Los modelos de facies lacustres aplicables al registro sedimentario han tomado como base la composición de los sedimentos que forman parte mayoritariamente de la sucesión, de modo, que, se puede dividir en lagos siliciclásticos, carbonáticos, evaporíticos o salinos, orgánicos y mixtos (Fregenal-Martínez y Meléndez, 2010).

5.2.2. Descripción e interpretación de facies sedimentarias

Para este trabajo se reconocieron 29 facies sedimentarias y 7 asociaciones de facies las cuales se reconocieron a partir de los 6 miembros descritos anteriormente,

12. Abanico deltaico

debido a las características que mostraban cada una de ellas (e.g. tamaño de grano, estructura sedimentaria, morfología del estrato, tamaño de la estratificación y la interpretación hidrodinámica). A continuación, se explican de manera sintetizada los rasgos más importantes de cada una de las facies, así como un mapa general donde afloran cada una de estas, en los anexos podrá consultar de manera más desarrollada y detallada cada una de las facies que a continuación se muestran.

5.2.2.1. Clase de facies brechosa (CFBr)

CF Facies	Descripción	Interpretación	Granulometría	Fotografía
<p>Clase de facies brechosa (CFBr)</p> <p>Bmlp</p>	<p>Brechas (tamaño de bloques >30cm-6mts) con una matriz limo arenosa con laminaciones paralelas. La morfología de los estratos es tabular, acuñada y ocasionalmente lenticular, el espesor de los estratos es grueso (>30 cm). Sobreyace erosivamente a las facies Alp, Agnlp, Ggnlp, Ggn, Gm, Lm, Lgnlp, Am y Alpr y subyace de manera concordante a las facies Lgnlp, Agnlp, Agn, Ggn, Llprev y Ggnlp.</p>	<p>Presenta características similares a las facies Gmm de Miall (1986), que en ocasiones ocupan la forma de canal, desarrollando lóbulos y márgenes convexos.</p>	<p>NA</p>	

Tabla 1. Tabla de la clase de facies brechosa (CFBr).

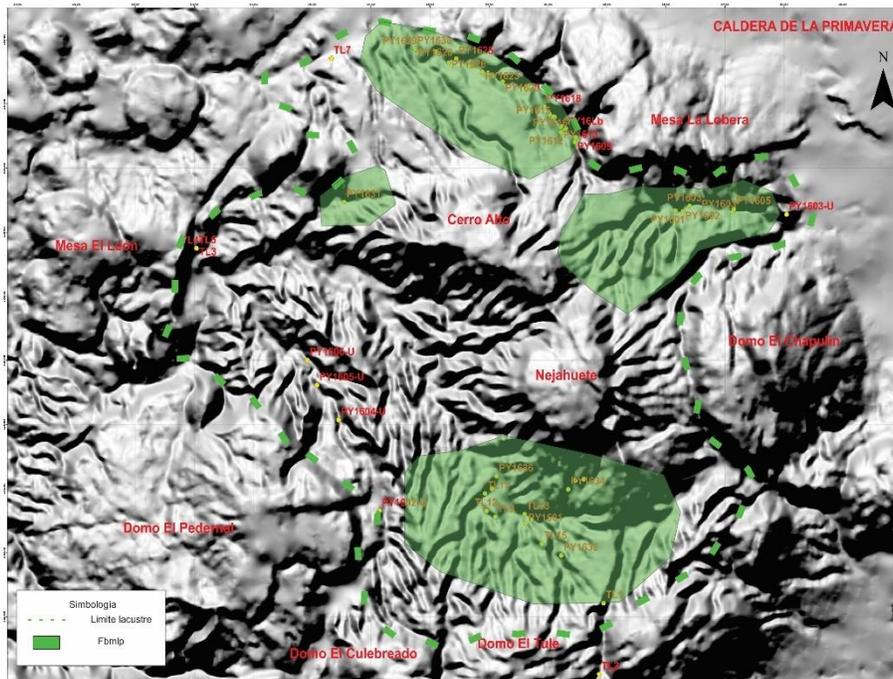
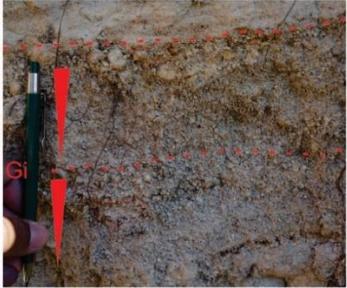


Figura 32. Mapa de distribución donde se presenta la facies Bmlp en la caldera.

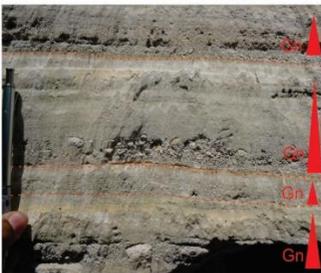
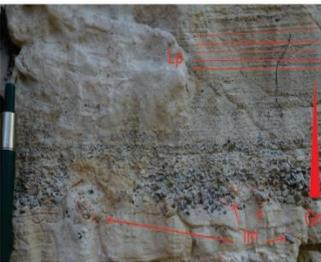
5.2.2.2. Clase de facies gravosa (CFGr)

CF Facies	Descripción	Interpretación	Granulometría	Fotografía	
Clase de facies Gravosa (CFGr)	Ggi	Gravas (guijas a guijarros) soportados por una matriz de arenas finas, con gradación inversa. Texturalmente los clastos son subangulosos a redondeados. La morfología de los estratos es tabular y acuñado. La estratificación varía de delgados a gruesos. Sobreyace de manera concordante a Lgnlp y Ggnlp y subyace de la misma manera a las facies Agnlp, Agn y Lgnlp. Aflora en la parte centro-sur y en la parte noroeste de la caldera.	Presentan características similares con las facies Gci de Miall (1996), que permite interpretarla como el depósito de flujos de escombros (altamente viscosos) ricos en clastos o de flujos de escombros pseudoplásticos de baja viscosidad.	Moda: Polimodal Clasificación: Pobre Asimetría: Muy gruesa Kurtosis: Leptokurtica Transporte: Saltación y en menor grado por tracción y suspensión	
	Ggignlp	Arenas gruesas a gránulos inmersos en una matriz de limos gruesos caracterizada por mostrar gradación inversa, gradación normal y laminaciones paralelas. Texturalmente los clastos son subredondeados a subangulosos. La morfología externa de los estratos es acuñada. Sobreyace concordante a la facies Agn, Alp, Am, Agnlp, Ggnlp y Ggnlpim y en discordancia erosiva a las facies Bmlp y Agn, y subyace concordantemente a las facies Ggnlp, Agi, Agnlp, Ggi, Lgnlp y FAlp. Afloran en la parte centro-sur y noroeste de la caldera.	Presentan características similares a las facies B1 de Zavala et al (2011), que permite interpretarla como el depósito de un flujo hiperpícnico.	Moda: Polimodal Clasificación: Pobre Asimetría: Fina Kurtosis: Leptokurtica Transporte: Tracción, en mayor parte por saltación y suspensión,	
	Ggnlp	Gravas (guijas a arenas muy gruesas) inmersas en una matriz de limos gruesos, caracterizada por gradación normal y laminaciones paralelas. La morfología de los estratos es tabular y acuñado, la estratificación es gruesa. Sobreyace concordantemente a las facies Ggignlp, Lgnlp, Agnlp, Agignlp, Bmlp, Llprev, Lgnlp, Ggn y subyace de la misma manera a las facies Gm, Alp, Ggnlpim, Am, Agignlp, Ggn, Ggi, Lgnlp, Ggignlp, Agnrer y Ggn. Aflora en la parte centro-sur y noroeste de la caldera	Presenta características similares a las facies B3 de Zavala et al (2011), que permite interpretarla como el depósito de un flujo hiperpícnico.	Moda: Bimodal Clasificación: Pobre Asimetría: Muy gruesa Kurtosis: Leptokurtica Transporte: Tracción y en menor proporción por saltación y suspensión	
	Gm	Gravas (guijas a gránulos) inmersos en una matriz de arenas finas. La morfología de los estratos es tabular y ocasionalmente acuñada, con espesores que van de gruesos a delgados. Esta facies sobreyace de manera concordante a las facies Ggnlp, FAgnlp, Am y Lm y subyace a las facies Grpl, Lm, Agnlp, Am, Bmlp. Aflora en la parte centro sur y noreste de la caldera	Presentan características similares con las facies Gcm de Miall (1996), que permite interpretarla como el depósito de flujos pseudoplásticos muy viscosos.	Moda: Polimodal Clasificación: Pobre Asimetría: Fina Kurtosis: Mesokurtica Transporte: Saltación y en menor grado por suspensión	
	Grpl	Gravas (guijas a gránulos) inmersos en un matriz de arenas finas caracterizada por estratificación cruzada de tipo tangencial desarrollada por la migración de dunas o rizaduras con morfología de los estratos es lenticular, ejes de canales. La base erosiva con espesores gruesos (70 cm). Sobreyace concordantemente a Gm y rellenados con granos de tamaño grueso. Ggnlpim y Ggn. Aflora en la parte centro sur y noroeste de la caldera	Presenta características similares con las facies Gt de Miall (1996), que permite interpretarla como la migración de dunas asociadas con morfología de los estratos es lenticular, ejes de canales. La base erosiva puede formar depósitos de lag grueso.	Moda: Polimodal Clasificación: Pobre Asimetría: Fina Kurtosis: Mesokurtica Transporte: Saltación y en menor grado por tracción	

CF Facies	Descripción	Interpretación	Granulometría	Fotografía	
Clase de facies Gravosa (CFGr)	Ggn	Gravas (guijas a guijarros) intercaladas con estratos de arenas muy gruesas a gruesas inmersos en una matriz limosa. Presenta gradación normal de manera cíclica. La morfología de los estratos es tabular y ocasionalmente acuñada, con estratificación media (15 cm). Sobreyace concordantemente a las facies Ggnlpim, Bmlp, Llprgd, Ggnlp, Lgnlp, Agnlp, Grpl, Agn, y Agignlp, y subyace concordantemente a las facies Ggnlpim, Agnlp, Lgnlp, Agn, Lgnlp y Ggnlp. Aflora en la parte centro sur y en la parte norte de la caldera.	Presenta características similares a las facies Gmg de Miall (1996) que permite interpretarla como el depósito de flujos de escombros pseudoplásticos (viscoso y de baja resistencia).	Moda: Polimodal Clasificación: Pobre Asimetría: Muy fina Kurtosis: Mesokurtica Transporte: Saltación y en menor grado por suspensión	
	Ggnlpf	Gravas (guijas a arenas muy gruesas) inmersos en una matriz limosa. Caracterizada por desarrollar gradación normal, laminaciones paralelas y clastos flotados. La estratificación varía de gruesa a delgada (60 cm) con morfología externa acuñada. Estas facies sobreyace concordantemente a Acf y Lgnlp y subyace concordantemente a Acf y Lgnlp. Afloran en la parte norte de la caldera	Presentan características similares a las facies A2.1 de Pickering y Hiscott (2016), que permite interpretar como el depósito de corrientes turbidíticas de alta concentración.	Moda: Bimodal Clasificación: Pobre Asimetría: Fina Kurtosis: Leptokurtica Transporte: Saltación y suspensión, en menor grado tracción	
	Ggnlpim	Gravas (guijarros a gránulos) inmersas en una matriz de arenas, caracterizada por gradación normal, laminaciones paralelas e imbricaciones. La morfología de los estratos es tabular y acuñado, la estratificación varía de media a gruesa. Sobreyace concordantemente a las facies a Grpl, Ggnlp, Ggn y Agnlp, y subyace de la misma forma a Ggignlp, Ggn, Ggnlp y Agnlp. Aflora en la parte centro sur de la caldera.	Presenta características similares a las facies Gh de Miall (1996), que permite interpretarla como un depósito de alto régimen de flujo, asociado a barras longitudinales.	Moda: Polimodal Clasificación: Pobre Asimetría: Fina Kurtosis: Leptokurtica Transporte: Saltación y suspensión y en menor grado por tracción	

Tabla 2. Tabla de la clase de facies gravosa (CFGr).

5.2.2.3. Clase de facies arenosa (CFAr)

CF Facies	Descripción	Interpretación	Granulometría	Fotografía	
Clase de facies Arenosa (CFAr)	Alp	Arenas (finas a muy finas), con laminaciones paralelas. La morfología de los estratos es tabular y la estratificación media. Esta facies sobreyace concordantemente a las facies Agnlp, Lcv, Agi, Ggnlp, Lgnlp y Ggignlp y subyacen de la misma forma a las facies Agnrer, Am, Bmlp, Alpr y Ggignlp. Aflora en la parte centro sur y norte de la caldera.	Presentan características similares a las facies Sh de Miall (1996), por lo que se interpreta como el depósito de un flujo supercrítico asociado con transporte de fondo	Moda: Bimodal Clasificación: Moderado Asimetría: Fina Kurtosis: Mesokurtica Transporte: Saltación.	
	Agi	Arenas finas a gránulos, con desarrollo de gradaciones inversas. La morfología de los estratos es tabular con estratificación gruesa a delgada (20 cm en promedio). Estas facies sobreyace concordantemente a las facies Agnrer, Lgnlp, Agnlp, Ggignlp y subyace de la misma manera a las facies Lcv, Alp, Am, Lgnlp y Agnlp. Aflora en la parte centro sur y norte de la caldera.	Presentan características similares a las facies B1.2 de Pickering y Hiscott (2016), que denota un transporte de sedimentos por flujos densamente concentrados.	Moda: Bimodal Clasificación: Pobre Asimetría: Muy fina Kurtosis: Leptokurtica Transporte: Saltación y en menor porción por suspensión.	
	Am	Arenas muy gruesas a gruesas, sin desarrollo de estructuras sedimentarias. La morfología de los estratos es tabular, con estratificación gruesa (30cm en promedio). Estas facies sobreyace concordantemente a las facies Alp, Agi, Ggnlp, Agn, Gm y Ggignlp y subyace de la misma manera a las facies Lrlp, Agnlp, Lm, Lgnlp, Gm, Bmlp y Ggignlp. Aflora principalmente en la parte centro sur y la parte noroeste de la caldera	Presenta características similares a las facies Sm de Miall (1996), que permite interpretarla como el depósito de flujos de sedimentos gravitacionales.	Moda: Polimodal Clasificación: Pobre Asimetría: Gruesa Kurtosis: Mesokurtica Transporte: Saltación y en menor grado por tracción.	
	Agn	Gránulos a arenas finas con presencia de gradación normal y laminaciones paralelas discontinuas. La morfología de los estratos es tabular y acuñada, con estratos gruesos a delgados (30 cm a 10 cm en promedio). Estas facies sobreyace concordantemente a las facies Ggnlp, Lgnlp, Ggi, Bmlp, Agnlp, Ggn, Agnlpim, Agnlp, Lm y Agnrer y subyace de la misma manera a las facies Lgnlp, Ggnlpim, Ggignlp, Am, Ggignlp, Ggn, Llprgd, Lgnlp, Lm y Agnlp. Aflora en la parte centro sur y norte de la caldera.	Presenta características similares a las facies C2.1 de Pickering y Hiscott (2016), que representa el depósito de corrientes turbidíticas de baja concentración.	Moda: Polimodal Clasificación: Moderada Asimetría: Fina Kurtosis: Mesokurtica Transporte: Saltación y en menor grado por suspensión	
	Agnlpim	Gránulos a arenas medias, inmersos en una matriz de limos, con desarrollo de gradaciones normales, laminaciones paralelas e imbricaciones. La morfología de los estratos es acuñada y el espesor varía de gruesos a delgados (30 cm en promedio). Estas facies sobreyace concordantemente a las facies Ggnlpim y Lgnlp y subyace de la misma manera a la facies Lgnlp, Agnlpim y Agn. Aflora en la parte centro sur de la caldera.	Presenta características similares a las facies B2.1 de Pickering y Hiscott (2016), que se interpreta como el depósito de una corriente turbidítica de alta concentración.	Moda: Polimodal Clasificación: Pobre Asimetría: Fina Kurtosis: Mesokurtica Transporte: Saltación y tracción y en menor grado por suspensión.	
	Agnrer	Arenas (muy gruesas a medias), caracterizadas por gradación normal, rizaduras escalonadas y rizaduras. La morfología de los estratos es tabular y acuñada con un rango de estratificación que varía de gruesa a delgada (20 cm en promedio). Estas facies sobreyace de manera erosiva a la Toba Tala y de manera concordante a las facies Agnlp y Lrm, subyace concordantemente a las facies Lgnlp, Agi y Agnlp. Aflora principalmente en la parte noreste, centro-sur y norte de la caldera	Presenta características similares a B2.2 de Pickering y Hiscott (2016), que permite interpretarla como el depósito de corrientes turbidíticas con mucha carga de fondo dentro de canales confinados	Moda: Unimodal Clasificación: Moderada Asimetría: Gruesa a muy gruesa Kurtosis: Platikurtica Transporte: Saltación y tracción.	

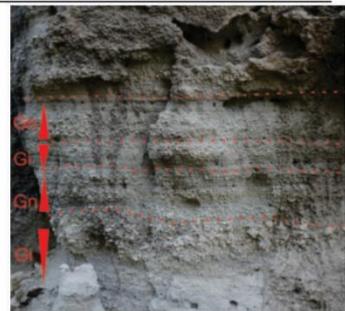
CF Facies	Descripción	Interpretación	Granulometría	Fotografía	
Clase de facies Arenosa (CFAr)	Afl	Gránulos a arenas muy finas, sin desarrollo de estructuras sedimentarias endógenas, sin embargo, es común el desarrollo de flamas. La morfología de los estratos es tabular y acuñada, con espesores delgados. Estas facies sobreyace concordantemente a las facies Alpr y Lm y subyace de la misma manera a las facies Alpr y Lgnlp. Aflora en el centro-sur y noroccidente de la caldera.	Presenta características similares a las facies S1 de Zavala et al. (2011), que denota la agradación progresiva desde el fondo por flujos de larga duración que tienen alta carga suspendida de sedimentos.	Moda: Bimodal Clasificación: Muy pobre Asimetría: Muy grueso Kurtosis: Mesokurtica Transporte: Saltación y suspensión.	
	Agnngd	Arenas (Gruesas a finas), inmersas en una matriz lodosa, con desarrollo de gradación normal en los estratos arenosos y grietas de desecación en los niveles lodosos. La morfología de los estratos es tabular con estratificación delgada (15 cm en promedio). Estas facies sobreyace concordantemente a las facies Lm y subyace de la misma manera a las facies Llprgd. Aflora en la parte centro sur y norte de la caldera.	Presenta características similares a las facies Fm de Miall (1996), que denotan un depósito dentro de una llanura de inundación o canales abandonados.	NA	
	Alpr	Arenas (medias a muy finas), con desarrollo de carpetas de tracción y rizaduras. La morfología de los estratos es acuñada, con estratificación gruesa a delgada (20cm en promedio). Estas facies sobreyace concordantemente a las facies Alp y Afl y subyace de la misma manera a las facies Afl y Agnlp. Aflora principalmente en la parte centro sur de la caldera.	Presenta características similares a las facies Sr de Miall (1996), que permite interpretarlas como depósitos de un régimen de flujo inferior.	Moda: Bimodal Clasificación: Muy Pobre Asimetría: Muy Gruesa Kurtosis: Leptokurtica Transporte: Saltación y en menor grado por tracción.	
	Agnlpr	Gránulos a arenas medias con desarrollo de gradación normal, laminaciones paralelas y rizaduras. La morfología de los estratos es acuñada, con estratos gruesos a delgados (15 cm en promedio). Estas facies sobreyace de manera erosiva a las facies Agnlp, Agnlpim y Agn y subyace de la misma manera a las facies Agn y Agnlpr. Aflora principalmente en la parte nororient de la caldera.	Presenta características similares a las facies S3 de Zavala et al (2011), que permite interpretarlas como el depósito de flujos hiperpicnicos con alta carga de sedimentos suspendidos relacionada a flujos unidireccionales u oscilatorios.	Moda: Polimodal Clasificación: Moderada Asimetría: Grueso Kurtosis: Mesokurtica Transporte: Saltación y suspensión, en menor grado por tracción	
	Acf	Arenas medias con clastos flotados de pómez del tamaño de gránulos a guijas con morfología lenticular. La morfología de los estratos es tabular, con estratificación media (15 cm en promedio). Estas facies sobreyace concordantemente a las facies FGnlpcf y subyace de la misma manera a las facies FGnlpcf. Aflora principalmente en la parte nororient de la caldera.	Presenta características similares a las facies B2.1 de Pickering y Hiscott (2016), que se interpreta como el depósito de una corriente turbidítica de alta concentración.	NA	
	Agignlp	Gránulos a arenas muy finas con desarrollo de gradaciones inversas, gradaciones normales ciclicas y carpetas de tracción. La morfología de los estratos es tabular y acuñada y la estratificación es delgada a gruesa. Estas facies sobreyace de forma erosiva a las facies Ggi, Alp, Alpr, Lm, Lgnlp, Ggnlpim, Gm, Ggignlp, Ggn, Am, Agi, Lgnlp, Llprgd, Agnrer, Gef y Agnlpr y subyace de la misma manera a las facies Ggn, Alp, Gm, Lgnlp, Agnlpr, Bmlp, Lm, Agi, Lgnlp, Ggn, FGr, Agnrer, Ggignlp y Agn. Aflora principalmente en la parte noreste de la caldera.	presenta características similares a las facies S2 de Zavala et al (2011), que permite interpretarlas como el depósito de flujos hiperpicnicos.	Moda: Polimodal Clasificación: Muy pobre Asimetría: Muy fina Kurtosis: Mesokurtica Transporte: Saltación y tracción.	

Tabla 3. Tabla de la clase de facies arenosa (CFAr).

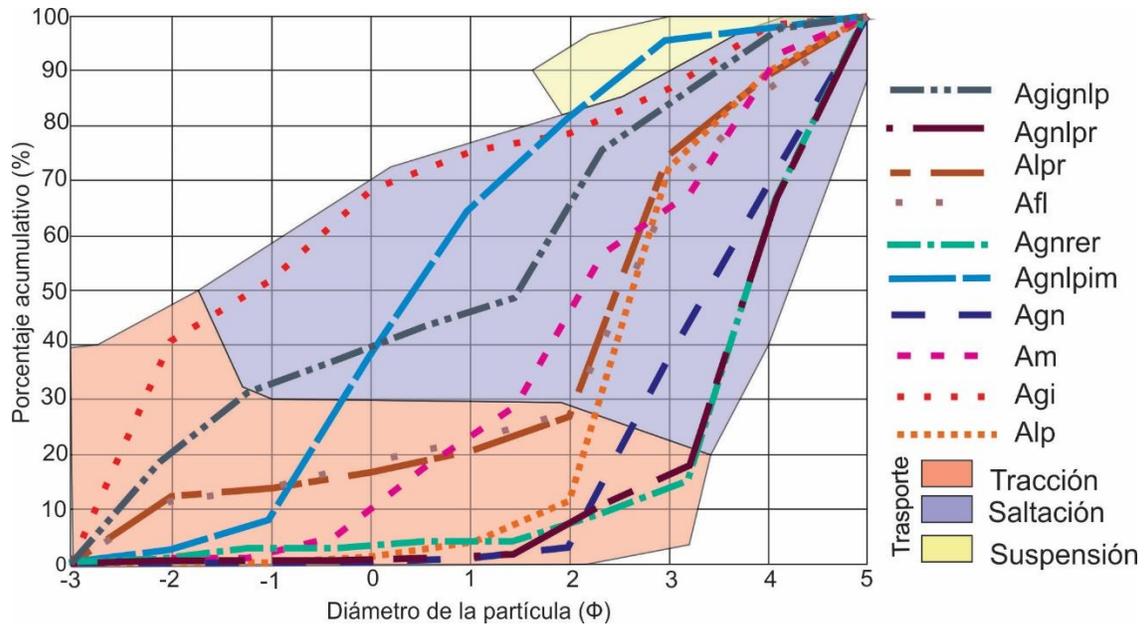


Figura 35. Curva de Visher (1969) donde se muestra las facies de la CFAr, que presentan granulometría e indican el transporte

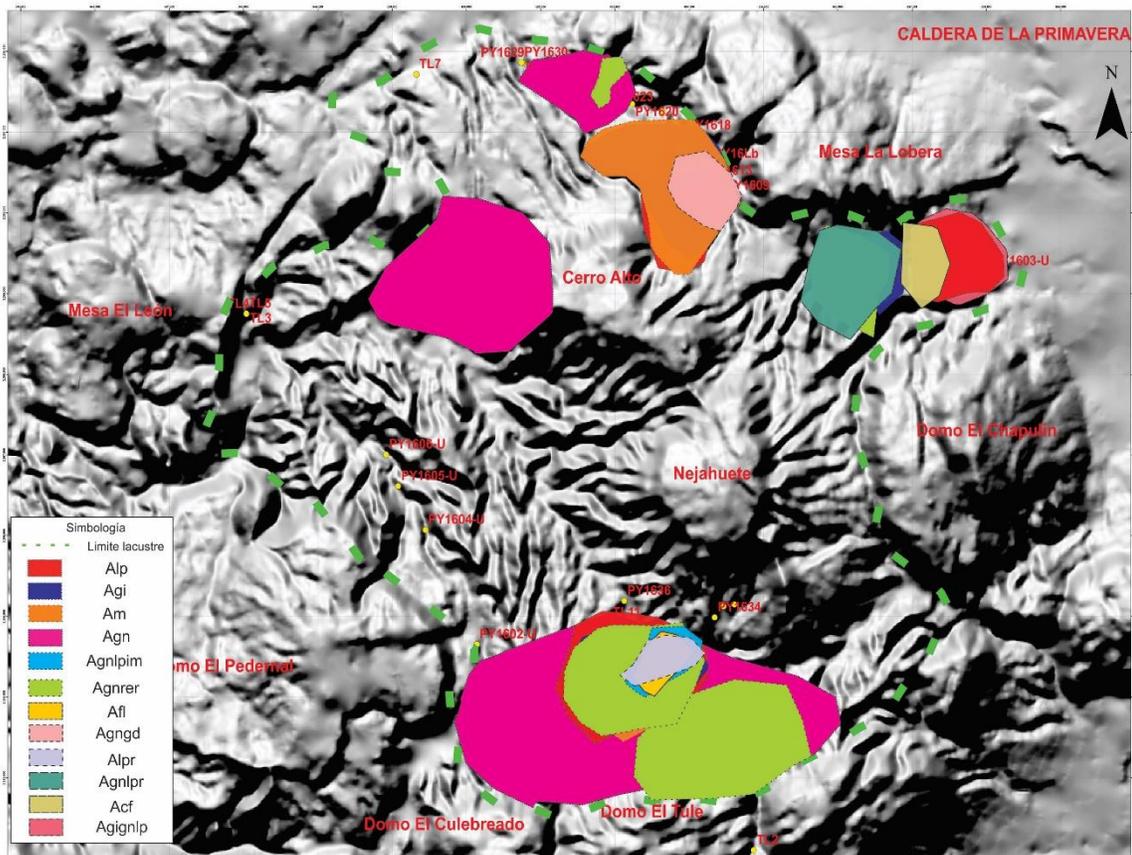


Figura 36. Mapa de distribución de la CFBr que afloran en la caldera.

5.2.2.4. Clase de facies lodosa (CFL)

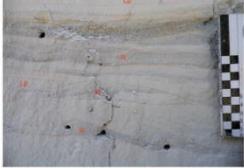
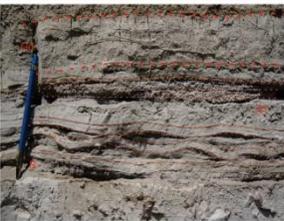
CF Facies	Descripción	Interpretación	Granulometría	Fotografía
Lcv	Limos y lodos con desarrollo de estructura en flama y moldes de carga. La morfología del estrato es tabular con una estratificación delgada. Estas facies sobreyace concordantemente a las facies Agi y subyace a las facies Alp. Aflora principalmente en el centro sur de la caldera.	Presenta características similares a las facies L de Zavala et al. (2011), que permite interpretarla como el depósito de la suspensión y saltación de un flujo hiperpicnico.	Moda: Polimodal Clasificación: Muy pobre Asimetría: Muy gruesa Kurtosis: Platikurtica Transporte: Saltación y suspensión.	
Lrlp	Limos y lodos con lentes de arenas, desarrolla rizaduras y laminaciones paralelas. La morfología de los estratos es tabular, con una estratigrafía mediana (15 cm aprox.). Estas facies sobreyace concordante a las facies Am y subyace de la misma forma a las facies Lgn. Aflora principalmente en el centro-sur de la caldera.	Presenta características similares a las facies C2.2 de Pickering y Hiscott (2016), lo cual permite interpretarla como el depósito de una corriente turbidítica de baja concentración y velocidad.	NA	
Lgn	Limos y lodos con desarrollo de gradación normal de forma cíclica. La morfología de los estratos es tabular con estratificación delgada (10 cm aprox.). Esta facies sobreyace concordantemente a las facies Lrlp y subyace de la misma manera a las facies Alp. Aflora principalmente en el centro sur de la caldera.	Presenta características similares a las facies D2.1 de Pickering y Hiscott (2016), que denota el depósito de una corriente turbidítica de baja concentración.	NA	
Llprcv	Limos y arcillas con desarrollo de laminaciones paralelas, rizaduras y laminación convoluta. La morfología de los estratos es tabular con estratificación delgada (10 cm aprox.). Sobreyace de manera concordante a las facies Lgnlp, Agnrer, Lgnlp y Bmlp y subyace de la misma manera a las facies Lm, Ggn y Ggnlp. Aflora principalmente en la parte noroccidente de la caldera.	Presenta características similares a las facies S3L de Zavala et al (2011), que permite interpretarla como el depósito de un flujo hiperpicnico.	NA	
Llprgd	Limos y lodos con desarrollo de laminaciones paralelas, rizaduras y grietas de desecación. La morfología del estrato es tabular y acuñada, con estratificación delgada y mediana (15cm aprox.). Estas facies sobreyace de manera concordante a las facies Agn, Lgnlp, Lm, Agngd y Lgnlp y subyace de la misma manera a las facies FAGnlp, FGgn y Lgnlp. Aflora principalmente en la parte noroccidente de la caldera	Presenta características similares a las facies Fsm de Miall (1996), que permite interpretarlos como el depósito de canal abandonado o de pantano.	NA	
Lm	Limos y arcillas con desarrollo de rizaduras simétricas. La morfología de los estratos es tabular con estratificación mediana (15 cm aprox.). Sobreyace de manera concordante a las facies Bmlp y subyace de la misma forma a las facies Agnrer. Aflora principalmente en la parte noroccidental de la caldera.	Presenta características similares a las facies S3w de Zavala et al. (2011), que permite interpretarla como el depósito de flujos hiperpicnicos modificados por el oleaje.	NA	
Lm	Limos y arcillas carentes de estructuras sedimentarias internas. La morfología del estrato es tabular con estratificación mediana (15cm aprox.). Sobreyace de manera concordante a las facies Gm, Agnlp, Am, Llprcv y Agn y subyace de la misma manera a las facies Agnlp, Am, Afi, Llprgd, Gm, Agn, Agngd y FBmlp. Aflora principalmente en la parte centro-sur y norte de la caldera.	Presenta características similares a las facies D1.1 de Pickering y Hiscott (2006), que permite interpretarla como el depósito de flujos de limos altamente cohesivos y fluidos.	Moda: Unimodal Clasificación: Moderado Asimetría: Grueso Kurtosis: Mesokurtica Transporte: Saltación y en menor grado tracción.	
Lgnlp	Limos y arcillas con algunos lentes de arenas muy finas a finas con gradación normal y laminaciones paralelas. La morfología del estrato es tabular, con estratificación delgada a mediana (10 cm). Estas facies sobreyace erosivamente a la Toba Tala y de manera concordante a Agnlp, Am, Agnlpim, Bmlp, Agn, Ggn, Ggnlp, Ggnlpcf, Agnrer, Afi, Agi, Gggnlp y Alp, y subyace de manera concordante a las facies Agnlp, Bmlp, Agn, Llprgd, Ggn, Ggnlp, Agnlpim, Ggnlpfi, Agnrer, Llprcv, Gggnlp, Agi y Alp. Tiene presencia gran parte de la caldera.	Presenta características similares a la facies F1 de Miall (1996) que permite interpretarla como el depósito de canales abandonados, llanuras de inundación u overbank.	Moda: Polimodal Clasificación: Pobre Asimetría: Grueso Kurtosis: Leptokurtica Transporte: Saltación y suspensión	

Tabla 4. Tabla de la clase de facies lodosa (CFL).

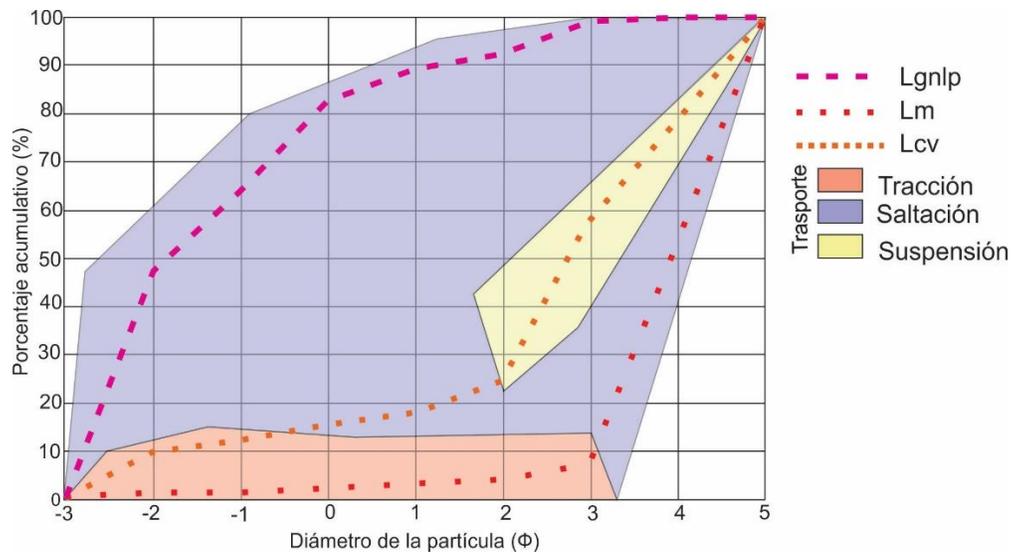


Figura 37. Curvas de Visser (1969) donde se muestra las facies de la CFL, mostrando cada tipo de transporte

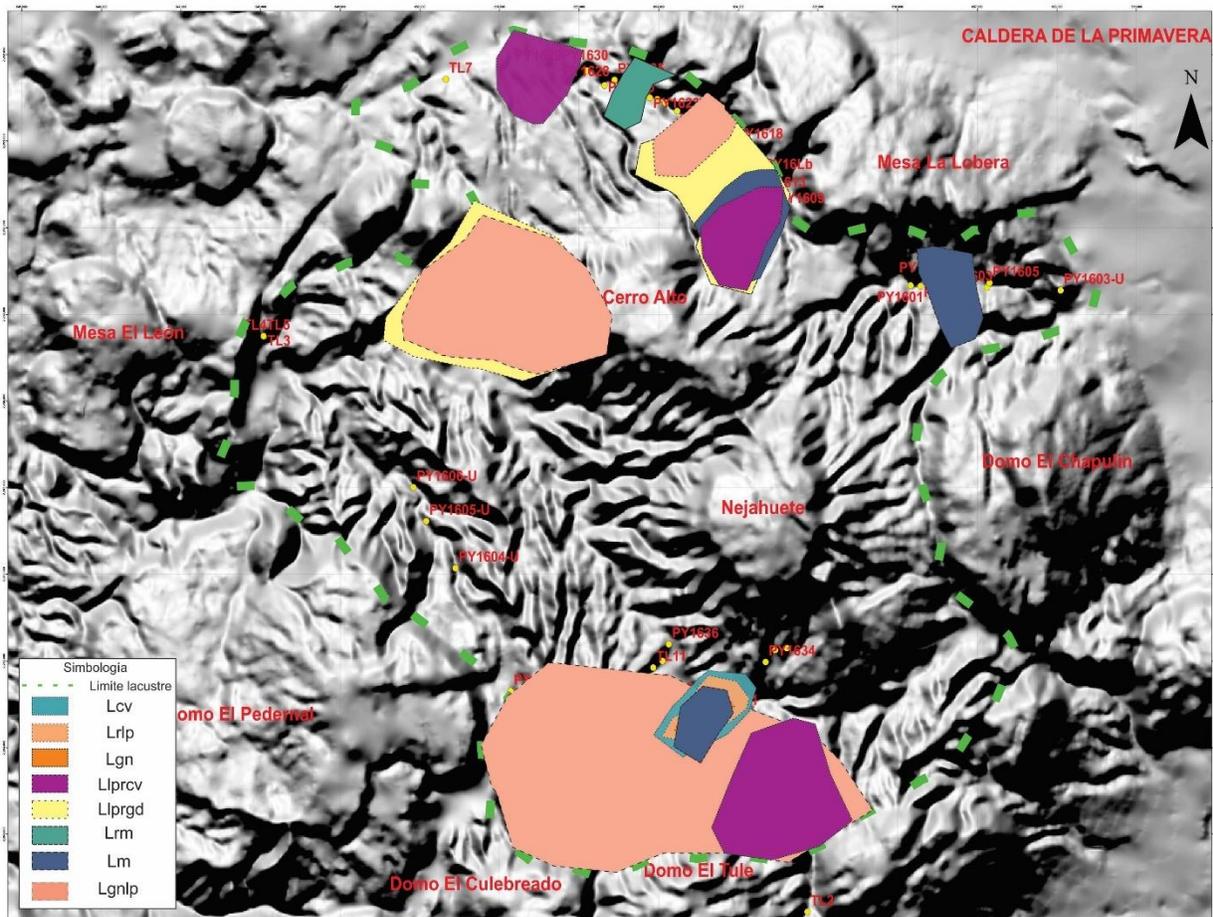


Figura 38. Mapa de distribución de la CFL que afloran en la caldera

5.2.3. Asociaciones de facies y su interpretación ambiental

Con el análisis de facies y las distintas características que se han reconocido, se establecen siete asociaciones de facies, logrando proponer diferentes ambientes sedimentarios a lo largo de la evolución del lago dentro de la caldera, se ordenan de la siguiente manera en sistemas hiperpicnicos, sistemas turbidíticos y sistemas fluviales (abanicos aluviales, planicies de inundación, canales).

5.2.3.1. Asociación de facies 1 (AF1)

La asociación de facies 1 (AF1), está conformada por las facies Ggignlp, Ggnlp, Afl, Agnlpr, Agign, Lcv, Llprcv y Lrm, dispuestas en sucesiones grano y estrato decrecientes y grano y estrato crecientes, caracterizada por depósitos gravosos (gránulos-guijarros), arenosos (arenas medias-arenas finas) y lodosos (arcillas y lodos), con desarrollo de laminaciones paralelas, gradación normal y gradación inversa, rizaduras asimétricas con una línea de cresta sinuosa, rizaduras simétricas, laminación convoluta, flamas y moldes de carga. El espesor de esta asociación de facies varia de 2 hasta 7 mts. Sobreyace erosivamente a la AF7 y AF6 y subyace erosivamente a AF2. Aflora principalmente en la parte noroeste y noreste de la caldera (Figura 39).

5.2.3.1.1. Interpretación

Las facies que conforman a esta asociación de facies señalan que fueron depositadas en un sistema hiperpicnico, logrando apreciar las diferentes etapas de depósito que presenta. Las facies Ggignlp y Ggnlp nos indican procesos de *bed load*¹³ (Zavala *et al.*, 2011), relacionados a fuerzas de arrastre ejercidas por la alta concentración del flujo turbulento sobre material grueso. La facies Ggignlp se consideraría la parte más proximal del depósito, mientras que las facies Ggnlp serían una parte media proximal del depósito, esto en función de la pérdida de la fuerza de arrastre ejercida. Mientras que las facies Afl, Agnlpr y Agignlp, corresponderían a procesos *suspended load*¹⁴ (Zavala *et al.*, 2011), en donde los depósitos se relacionan a material suspendido transportado por un flujo turbulento, la facies Afl, Agignlp, Agnlpr y Lrm se relacionan progresivamente (fluctuaciones graduales en la velocidad del flujo y en la tasa de caída del sedimento

13. Carga de fondo

14. Carga suspendida

La Afl está en función de la alta carga suspendida y la alta concentración de sedimentos y el escape de agua, formando estructuras de flama, mientras que la Agignlp se relaciona a flujos unidireccionales diluidos por un régimen de flujo superior formando laminaciones y rizaduras (Zavala *et al.*, 2011). Por otro lado, la Agnlpr se relaciona a procesos de caída de la tracción debido a la disminución del flujo turbulento y la alta carga suspendida, Lrm se relaciona a ambientes superficiales afectado por los flujos entrantes a este sistema. En tanto las facies Lcv y Llprcv, corresponden a procesos de *lofting*¹⁵, relacionados al material más fino que transporta el flujo turbulento y al cambio de las densidades del agua derivadas de una descarga fluvial (Zavala *et al.*, 2011; Figura 40).

5.2.3.2. Asociación de facies 2 (AF2)

La AF2 está conformada por las facies Ggnlpcf, Agi, Agnlpim, Agnrer, Lrlp, Agn, Lm y Lgn, dispuestas en sucesiones grano y estrato decrecientes, conformadas en su mayoría por depósitos arenosos (arenas medias-arenas finas) y depósitos lodosos (arcillas y lodos), con estructuras sedimentarias como laminaciones paralelas, gradación normal y gradación inversa, rizaduras asimétricas con una línea de cresta sinuosa, rizaduras escalonadas, laminación convoluta y moldes de carga. El espesor de esta asociación de facies varia de 5 a 8 mts de espesor, sobreyace erosivamente a la AF4 y AF7 y subyace concordantemente a AF5, aflora principalmente en el centro sur y en el noroeste de la caldera de la Primavera (Figura 41).

5.2.3.2.1. Interpretación

Las facies que conforman esta asociación presentan características de los sistemas turbidíticos. La facies Ggnlpcf indica procesos de tracción por carga de fondo debajo de una corriente turbidítica de alta concentración. Las facies Agi indica procesos deposicionales por tracción, mientras que la facies Agnlpim indica un “congelamiento” a la base de una corriente turbidítica de alta concentración. La facies Agnrer indican retrabajamiento de las arenas por procesos traccionales debajo de una corriente turbidítica diluida o corrientes de fondo, especialmente en canales o *scours*¹⁶. La facies Lrlp y Agn se depositan por corrientes turbidíticas de alta a baja concentración. La facies Lm indican un depósito masivo rápido de un

15. Sedimentos ligeros suspendidos en el flujo

16. Erosionar o socavar

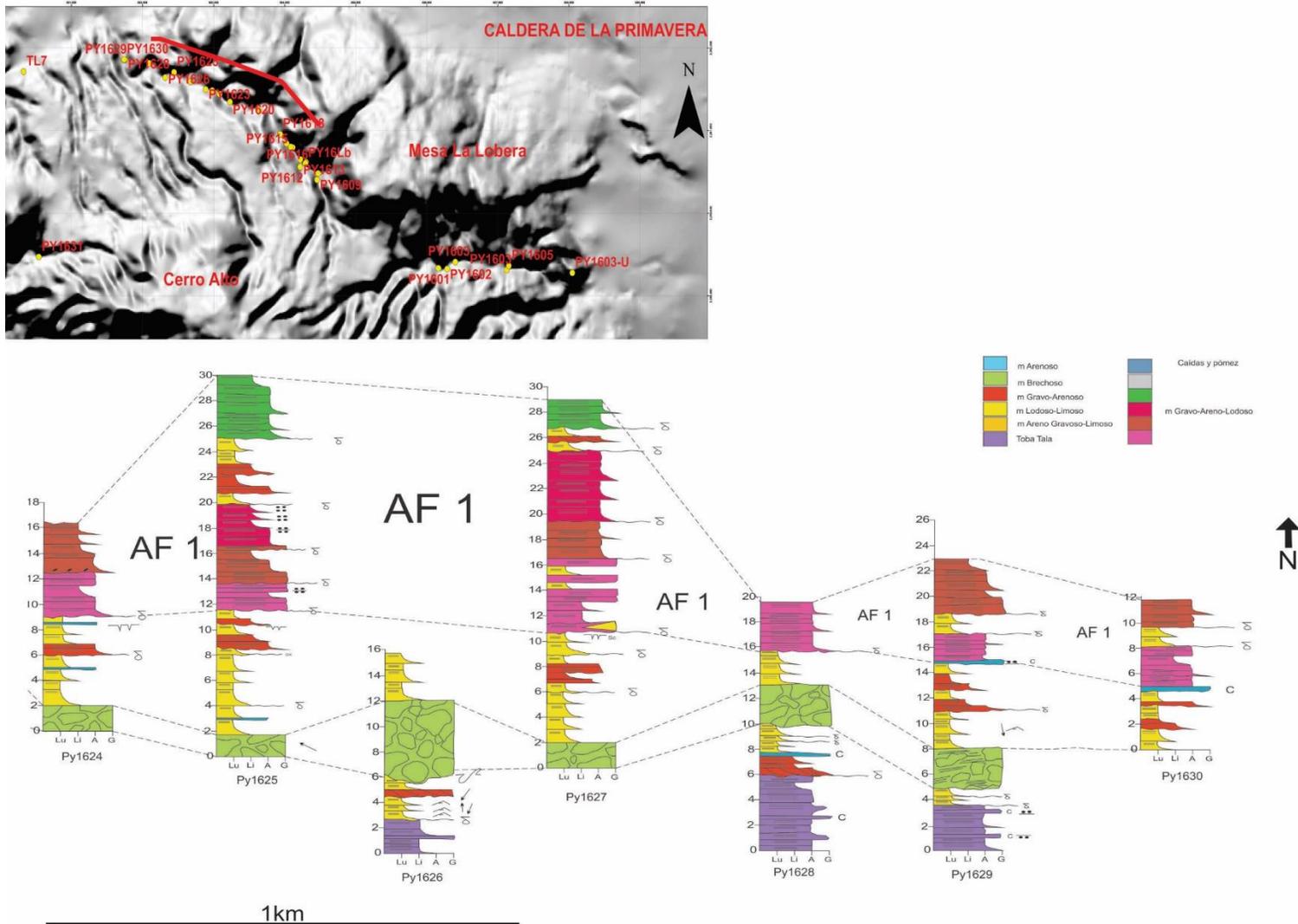


Figura 39. Perfiles sedimentológicos estratigráficos mostrando la asociación de facies 1

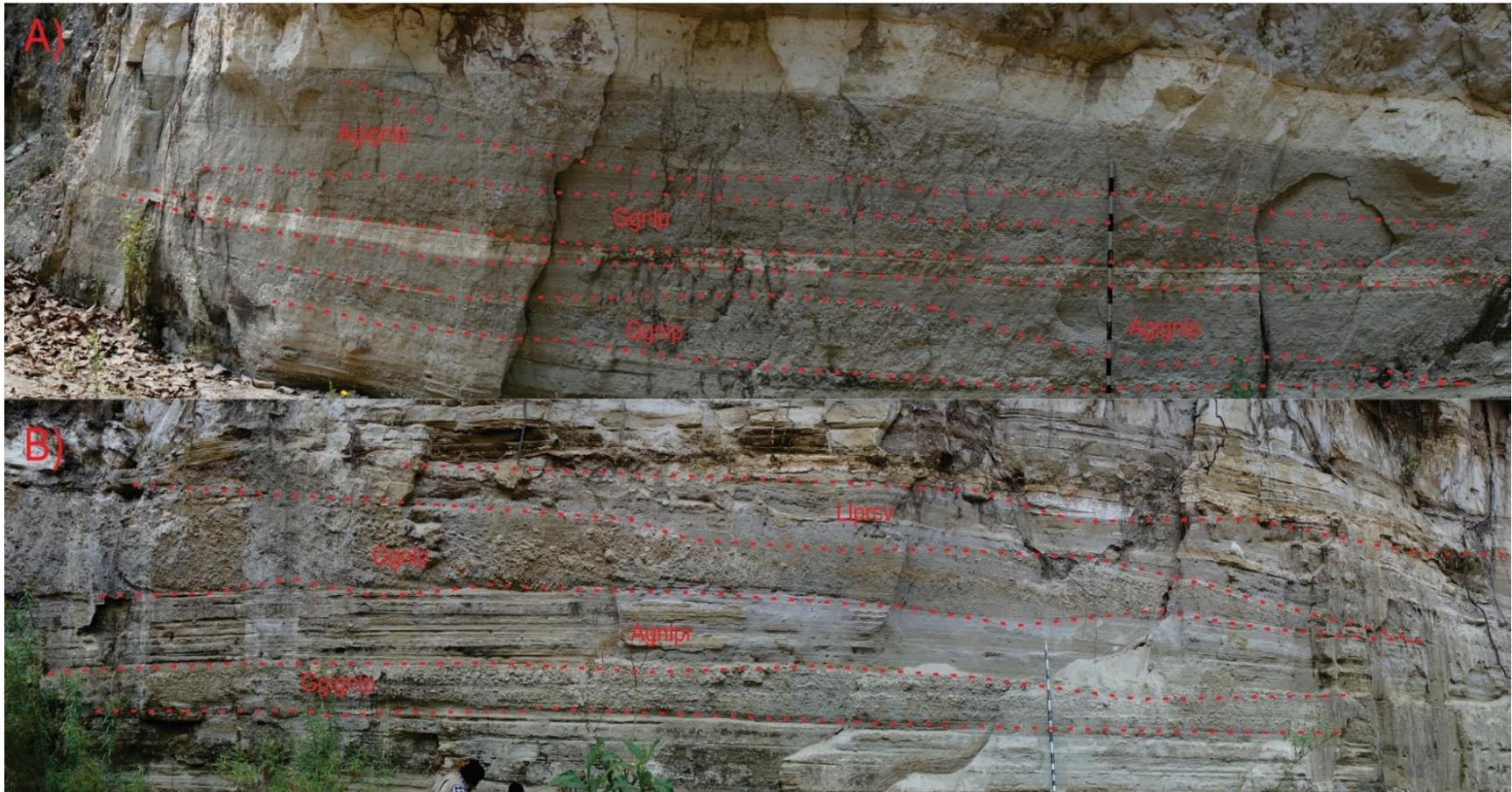


Figura 40. Fotografía de la asociación de facies 1. A) se observan diferentes facies, Ggnlp y Agnlp correspondientes a de *bed load* y *suspended load*, se observa en medio una escala de 2 mts de altura, B) Se observan facies como Gggnlp, Agnlp, Ggnlp, Llrcv y corresponde a procesos de *bed load*, *suspended load* y *lofting*, de lado derecho se observa una escala que mide 2 mts de altura.

alta concentración de una corriente turbidítica dominado por arcillas o muy fluida, flujo de escombros arcilloso y la facies Lgn indica depósitos de baja concentración de una corriente turbidítica. En general representan un sistema turbidítico que se forma dentro del lago, pero de acuerdo con Pickering y Hiscott (2016), las facies Ggnlpcf, Agi, Agnlpim y Agnrer, representarían un modelo de turbiditas de grano grueso, formadas por mecanismos como la turbulencia, presión dispersiva, flotabilidad y por obstaculización. Por otra parte, las facies Agn, Lrlp, Lgn y Lm representan un modelo de turbiditas de grano medio, la cual es la típica secuencia Bouma, y presentan variaciones en las estructuras internas, en la forma de los estratos que se relacionan a la diferencia en el tamaño de grano, la distribución, velocidad del flujo, tasa de desaceleración y la naturaleza deposicional del sustrato (Figura 42).

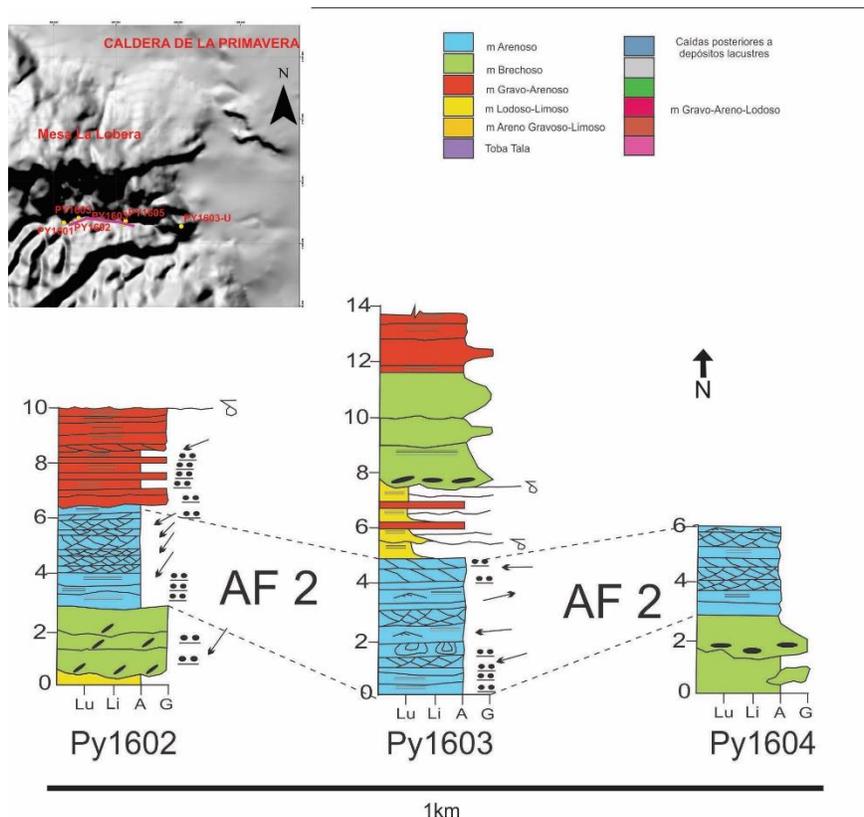


Figura 41. Perfiles sedimentológicos estratigráficos mostrando la asociación de facies 2.

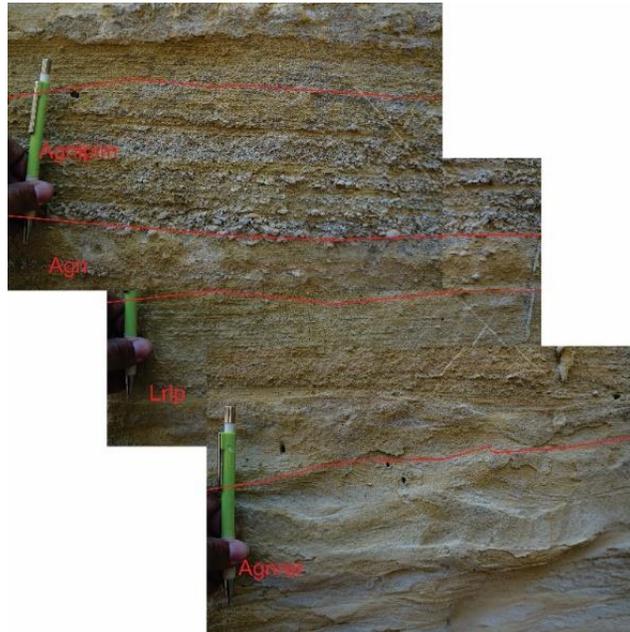


Figura 42. Mosaico de fotografías de la AF2, se observan las facies Agnrer, Lrlp, Agn, Agnlpim, las cuales componen a esta asociación, se muestra a la base rizaduras escalonadas, seguido de laminaciones paralelas, gradación normal e imbricaciones, generadas a partir de un flujo turbulento, dando origen a una turbidita.

5.2.3.3. Asociación de facies 3 (AF3)

La asociación de facies 3 comprende a la facies Ggi, Gm y Ggn, dispuestas en sucesiones grano y estrato decrecientes y grano y estrato crecientes, conformadas en su mayoría por secuencias gravosas (guijarros-gránulos), con estructuras sedimentarias como gradación normal y gradación inversa. El espesor de esta asociación varía de 2 a 4 mts, sobreyace concordantemente a AF5 y subyace concordantemente a AF7 y AF4 y subyace erosivamente a AF6. Aflora principalmente hacia la zona centro sur y en menor porción hacia el norte (Figura 45).

5.2.3.3.1. Interpretación

Las facies que conforman esta asociación de facies presentan características como gravas soportadas por clastos (Ggi y Ggn) y soportadas por matriz (Gm), se caracteriza por ser flujos de escombros, con una consistencia pseudoplástica, se consideran flujos de alta concentración (Miall, 1996). Estas facies permiten interpretar un depósito de flujos de escombros que en algún momento pueden formar

lóbulos, los cuales se pueden comportar de manera elongada dependiendo de la morfología y las características del depósito (Miall, 1996; Figura 43).

5.2.3.4. Asociación de facies 4 (AF4)

La AF4 comprende a las facies Grpl y Ggnlpim, en sucesiones grano y estrato decrecientes con desarrollo de rizaduras, gradación normal, laminaciones paralelas e imbricaciones. El espesor de asociación de facies varia de 5 a 12 mts, sobreyace erosivamente a AF3 y AF5 y subyace concordantemente a AF5 y AF2. Aflora en gran parte de la caldera (Figura 45).

5.2.3.4.1. Interpretación

Las facies que conforman la asociación de facies 4 representa sistemas de barras de canales fluviales, se caracterizan por la variedad en la descarga de agua y sedimento y en la forma y posición en la que se deposita, lo cual provoca que crezca horizontal y verticalmente el depósito, así mismo la formación de barras puede desarrollarse una tras otra, dependiendo de la diversidad del flujo (Miall, 1996). Esta AF se puede presentar intercalada con AF3 (Figura 44).

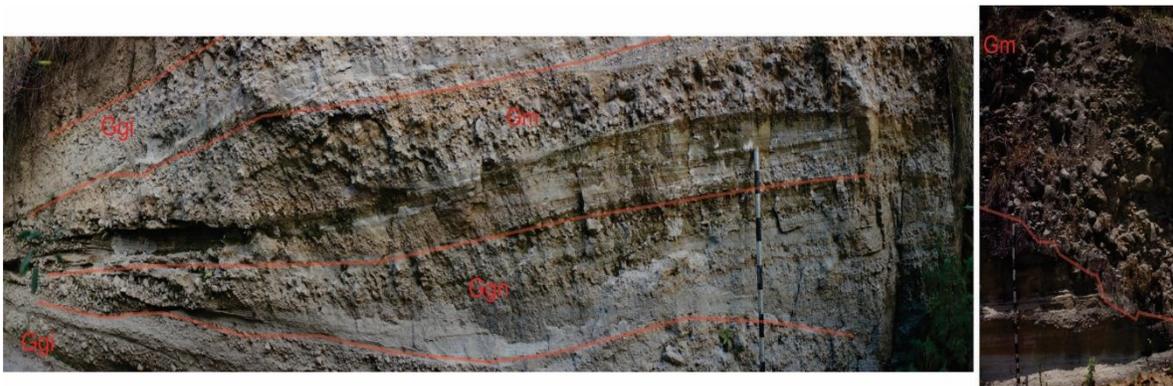


Figura 43. Fotografías de la AF3. De lado izquierdo se observan las facies Ggi, Ggn y Gm, donde los depósitos se observan crecen lateralmente y el crecimiento del depósito es constante. De lado derecho se observa la facies Gm, donde es un depósito masivo que está cayendo por fuerzas gravitacionales.



Figura 44. Fotografías de la AF4, donde se muestran las facies Ggnrlpim y Grpl, las cuales crecen horizontal y verticalmente, y se caracteriza por formar las rizaduras planares y las laminaciones paralelas con imbricaciones.

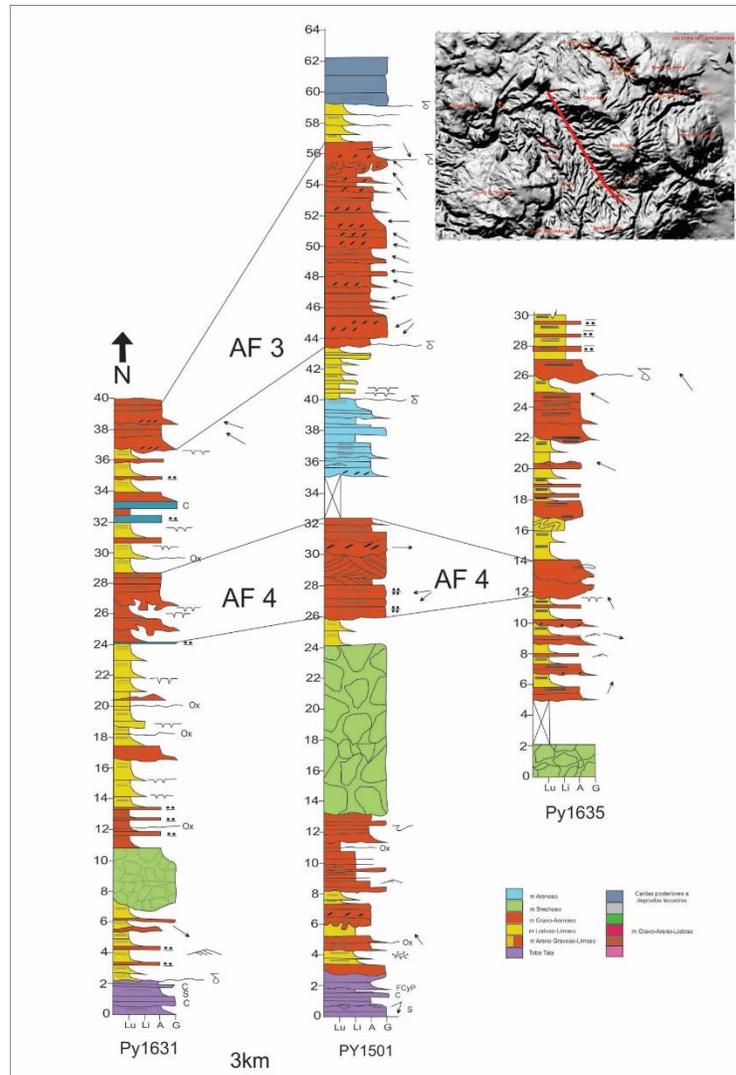


Figura 45. Perfiles sedimentológicos estratigráficos mostrando la asociación de facies 3 y asociación de facies 4.

5.2.3.5. Asociación de facies 5 (AF5)

La asociación de facies 5 está conformada por las facies Agngd, Llprgd y Lgnlp, dentro de sucesiones grano y estrato decrecientes, conformadas por gradación normal, grietas de disecación, laminaciones paralelas y rizaduras. Sus contactos son concordantes. Los espesores de esta asociación de facies varían de 2 a 4 mts, subyace erosivamente a AF3 y subyace concordantemente a AF4 y AF7, sobreyace



Figura 46. Fotografía de la AF5. Se observa en la parte superior de la imagen las facies Agngd, Llprgd y Lgnlp, intercalándose, mostrando un depósito de llanura de inundación.

erosivamente a AF6 y sobreyace concordantemente a AF6. Aflora en la parte centro y en la parte norte, pero se encuentra dentro de los límites lacustres (Figura 48).

5.2.3.5.1. Interpretación

La asociación de facies 5, es característica de depósitos de *overbank*, específicamente con llanuras de inundación y en algunos casos con canales abandonados. Las llanuras de inundación pueden representar superficies de depósito y pequeños cambios en los procesos deposicionales, pueden darse por periodos estacionarios o por una constante evaporación (Miall, 1996). En el caso de los canales abandonados, estos son típicos de sistemas meandricos y anastomosados, por lo general, estos canales son remanentes formando pequeños lagos o estanques, se forman cuando las corrientes “cortan” gradualmente el canal principal y dejan el canal abandonado (Miall, 1996; Figura 46).

5.2.3.6. Asociación de facies 6 (AF6)

La AF6 se conforma por la facies FBmlp, dispuesta en sucesiones estrato y grano decrecientes, con gradación normal y laminaciones paralelas. El espesor de esta AF varía de 3 a 8 mts, sobreyace erosivamente a AF4, AF7, AF5 y AF3 y subyace

concordantemente a AF5 y AF1. Aflora en gran parte de la caldera dentro del límite lacustre (Figura 48).

5.2.3.6.1. Interpretación

La asociación de facies 6, es característica de abanicos aluviales, estos se consideran extendidos, relativamente planos donde su masa compuesta por roca suelta se mueve suavemente formando un abanico abierto y es depositado por una corriente o por gravedad (Bates y Jackson, 1987). Son influenciados por varios procesos fluviales que pueden ocurrir en diferentes porciones, dependiendo del clima, la naturaleza de la fuente, entre otros, así también, pueden ser dominados por flujos sedimentarios gravitatorios y están estrechamente relacionados a deslizamientos coluviales, avalanchas y caídas de rocas (Stainistreet y McCarthy, 1993; Figura 47).



Figura 47. Fotografías de las AF6. A) Se observa la facies Bmlp, un depósito masivo, con estratificación tabular, B) Se observa la facies FBmlp, en un depósito canalizado. C) Se muestra la facies Bmlp, donde las laminaciones se forman en los sedimentos finos.

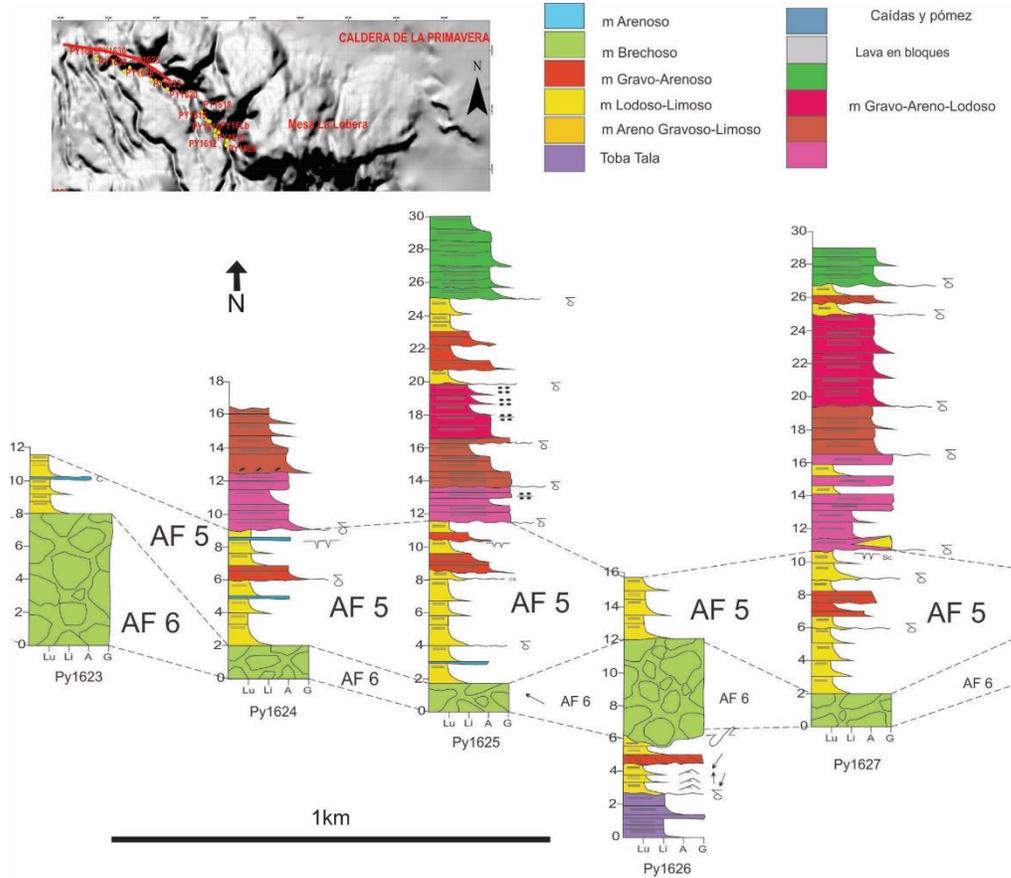


Figura 48. Perfiles sedimentológicos estratigráficos mostrando la asociación de facies 5 y asociación de facies 6.

5.2.3.7. Asociación de facies 7 (AF7)

La asociación de facies 7 se caracteriza por las facies FAIpr, FAIp, FAm y FAcf, en sucesiones grano y estrato decrecientes, con laminaciones paralelas, rizaduras y clastos flotados. Los espesores de esta asociación varían de 1 a 10 mts sobreyace erosivamente a AF3 y AF5 y subyace concordantemente a AF5 y AF2. Aflora en gran parte de la caldera dentro de los límites lacustres (Figura 50).

5.2.3.7.1. Interpretación

La asociación de facies 7 se interpreta como canales o rellenos de canal, producto del afecto de acumulación de la sedimentación en varios periodos, está relacionado con las facies de los sistemas fluviales, suelen variar en tamaño, su geometría es en base a la profundidad y la sinuosidad, tiene sus bases erosivas y generalmente presentan gradaciones (Miall, 1996; Figura 49).

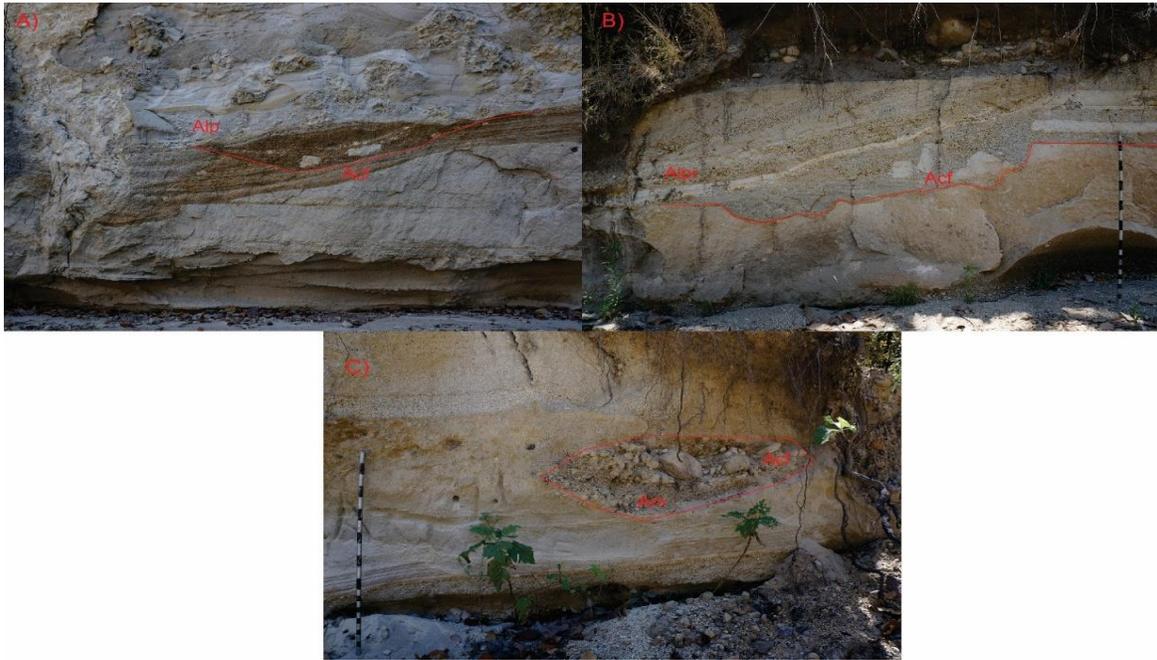


Figura 49. Fotografía de la AF7. A) Se observa una canalización compuesta por arenas laminadas y algunos clastos flotados. B) Se observa una canalización con un contacto erosivo muy marcado, muestra laminaciones y algunos clastos flotados. C) Se observa un lente, compuesto por arenas masivas y varios clastos.

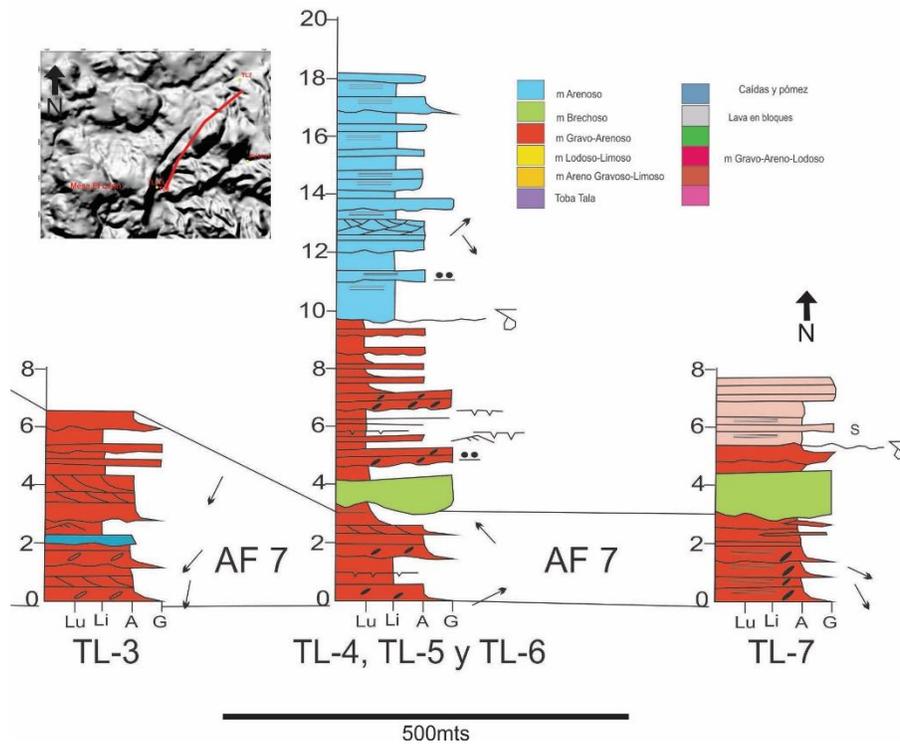


Figura 50. Perfiles sedimentológicos estratigráficos mostrando la asociación de facies 7.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La caldera de La Primavera se formó hace aproximadamente 95 Ka (Mahood, 1980) mediante una erupción volcánica que provocó la salida radial de corrientes piroclásticas de densidad (Toba Tala), que favorecieron el vaciado de la cámara magmática y posterior colapso del techo de esta. Este colapso provocó la formación de un lago dentro de la depresión recién formada, donde se describe la presencia de sedimentos lacustres y un horizonte de pómez gigante y se hace mención de tres niveles en los depósitos lacustres y describen las diferentes discordancias que se encuentran en los depósitos y el límite del lago hacia la zona del anillo calderico (Mahood, 1980; Walker *et al.*, 1981; Wright, 1981; Maciel-Flores y Rosas-Elguera 1992 y López-Hernández, 1991).

Con base a las observaciones y evidencias presentadas en este trabajo se documentan los siguientes aspectos: (1) se reconocen seis miembros litoestratigráficos, 29 facies y siete asociaciones de facies reconocidos a partir de los 58 perfiles sedimentológicos-estratigráficos que se realizaron con las observaciones hechas en campo; (2) se propone un origen diferente de la mega pómez en comparación a los propuestos por Mahood (1980) y Tinoco-Murillo (2017); (3) se realizó un análisis de isopacas y paleocorrientes para conocer las variaciones en cuanto espesor y direcciones de flujo; (4) se reconocen dos sistemas lacustres para la caldera de La Primavera, siendo el sistema de Venta del Astillero y el sistema Nejahuete Cerro Alto; y (5) se propone una evolución sedimentológica detallada del sistema lacustre.

Origen y causas de la mega pómez

El origen de la mega pómez o pómez gigante no ha sido del todo aclarado, pues se proponen diferentes mecanismos de depósito con cada autor, tomamos como referencia a dos de ellos, uno de estos es el propuesto por Mahood (1980), donde menciona que los bloques de pómez gigante fueron formados por los domos centrales (Nejahuete y Cerro Alto) que eruptaron en el centro del lago, sin generar una columna eruptiva, el magma formó bloques que se fracturaron, desprendieron y flotaron hacia la superficie o salieron de los domos resurgentes (Nejahuete), Los bloques se dispersaron sobre todo el lago, ayudados por el viento y la acción de

empuje de los mismos bloques. Finalmente, todos los bloques se saturaron de agua y se hundieron suavemente en el fondo del lago. Por otra parte, un estudio más reciente sobre la mega pómez hecho por Tinoco-Murillo (2017) indica que este depósito es el resultado de una erupción hidromagmática (evento neptuniano), que inició su actividad cuando el magma riolítico ascendió a la superficie y se encontró con un acuífero somero (por debajo de la Toba Tala) hace 89.8 Ka y la interacción agua-magma produjo una serie de oleadas piroclásticas que se depositaron sobre el depósito lacustre inferior, también indica que los bloques gigantes se formaron a partir de que el magma entra en contacto con el acuífero somero, provocando su fragmentación, por la densidad y la vesicularidad que contenía vapor de agua y volátiles, algunos fueron lanzados como balísticos y otros flotaron en la superficie del lago hasta desgasificarse y caer al fondo saturados en agua.

En este trabajo la mega pómez se maneja como el miembro brechoso, conformado por las facies como Bmlp, Gm y Ggn, y se propone la idea de que la pómez gigante se formó a partir de colapsos de los domos centrales, Nejahuete y Cerro Alto. En primera instancia se formaron flujos de bloques y cenizas derivados de los colapsos de los domos, que al ser removilizados pudieron formar *fan deltas* o abanicos deltaicos, debido a que en la zona proximal tenemos los bloques más grandes (cercanos a los domos Nejahuete y Cerro Alto; bloques de hasta 6 mts) y hacia las orillas del límite lacustre se puede observar clastos más pequeños y redondeados (clastos de hasta 3 cm), por el retrabajo entre los mismos clastos y es por ello que se forman las facies Gm y Gn, por otro lado las facies Bmlp las podemos relacionar con eventos de diapirismo, licuefacción y deformación, pues mientras los bloques iban cayendo al lago en forma de abanicos deltaicos, el funcionamiento del lago seguía su curso, depositando sedimentos, por lo que los clastos fueron tapados por los mismos y otros quedaron encima de ellos, la caldera siempre ha sido dinámica, es decir está influenciada por la tectónica, y debido a esto los bloques que caían a los sedimentos del lago fueron adsorbidos por los mismos (licuefacción) debido a las densidades, y a su vez los bloques que ya estaban bajo los sedimentos lacustres fueron ascendiendo funcionando como diapiros, en ambos casos deformando los sedimentos adyacentes al ir los clastos ascendiendo o bajando, por ello se forman

la facies Bmlp, debido a que son depósitos masivos con una matriz con laminaciones paralelas (Ver miembro Brechoso, facies Gm, Ggn y Bmlp y anexos).

Análisis de isopacas y paleocorrientes

Las estructuras sedimentarias direccionales ayudan al análisis del patrón de dispersión de sedimentos (Filguera-Flores, 2010). Las paleocorrientes se han usado ampliamente para definir la geometría de una cuenca de depósito, dirección de paleo taludes, lo cual aporta una información directa acerca de los sistemas sedimentarios (Potter y Pettijohn, 1977).

Las paleocorrientes se tomaron a partir de estructuras sedimentarias como rizaduras y clastos imbricados en los diferentes miembros que afloran en la parte lacustre.

Los mapas de isopacas se utilizan para conocer el espesor y distribución de una unidad litoestratigráfica o de una asociación de facies. En este trabajo se utilizaron los mapas de isopacas para los miembros aflorantes en la caldera, mostrando los mayores y menores espesores donde aflora cada uno, considerando el espesor que estos muestran dentro de los perfiles realizados. A continuación, describen las direcciones de paleocorrientes y distribución de isopacas de cada uno de los miembros litoestratigráficos documentados en el presenta trabajo.

- El miembro Arenoso Gravoso Limoso, aflora en la parte del centro de la caldera y en menor porción en la parte norte, las direcciones de paleocorrientes denotan variaciones hacia el NW y NE, con una dirección predominante hacia el SW (Figura 51A), indicando el aporte de sedimentos principalmente de los domos centrales (Nejahuete y Cerro Alto) y de los domos del noreste (Domo Pinar de la Venta, Arroyo La Cuartilla y Mesa La Lobera). Los espesores que este miembro presenta varían de 7 metros en la parte centro sur, acunándose hacia la parte norte (50 cm; Figura 52A).
- El miembro Lodoso Limoso aflora en toda la caldera, las direcciones de paleocorrientes indican direcciones principales hacia el NW y SW (Figura 51B), indicando el aporte de sedimentos principalmente de los domos centrales (Nejahuete y Cerro Alto) y los domos periféricos (Pinar de La Venta, Arroyo La Cuartilla, Mesa La Lobera, El Tule, Ixtahuatonte, El Culebreado, El Madrón y La

Cuesta). El miembro Lodoso Limoso presenta los mayores espesores de hasta 15 mts hacia el norte y va disminuyendo (1 a 4 mts) hacia el centro sur de la caldera (Figura 52B).

- El miembro Gravoso Arenoso aflora dentro del anillo caldérico, las direcciones de paleocorrientes indican diferentes direcciones a lo largo de la caldera y no una dirección preferencial (Figura 51C), mostrando que el aporte de sedimentos se dio de las diferentes fuentes alrededor de la caldera. El miembro Gravoso Arenoso presenta dos zonas de espesores mayores, hacia la parte noroeste el espesor es de aproximadamente 17 mts y hacia la parte centro sur el espesor es de aproximadamente 20 mts, la parte de menor porción de espesor (1 a 2 mts) es hacia la parte noreste y hacia los límites de la zona lacustre (ver límite lacustre; Figura 52C).
- El miembro Brechoso se distribuye en gran parte de la denominada zona lacustre o límite lacustre (ver mapa del miembro Brechoso), el mayor espesor se ubica en el centro al sur de los domos centrales (Nejahuete y Cerro Alto) y hacia las orillas del límite lacustre su espesor disminuye, hacia el norte de los domos centrales se observan clastos de mayor tamaño (>6mts). Las direcciones de paleocorrientes indican una dirección hacia el NW y en menor cantidad hacia el SW (Figura 51D), lo que indicaría que los bloques caen de los domos centrales y se depositan en el centro y norte de la caldera. Los mayores espesores se distribuyen en el centro de la caldera, con un espesor aproximado de 17 mts y los menores espesores (50cm) son hacia las orillas de los límites lacustres (Figura 52D).
- El miembro Arenoso aparece principalmente en la parte central, noreste y noroeste de los domos centrales (Nejahuete y Cerro Alto), las direcciones de paleocorrientes son principalmente hacia el NW, y en menor abundancia hacia el SW y hacia el NE, debido a que verticalmente van cambiando temporalmente de acuerdo a los distintos ciclos de depósito que existen (Figura 51E), denotando que el aporte de sedimentos en la parte noreste deriva de los domos centrales y domos del noreste (Mesa La Lobera y Arroyo La Cuartilla), mientras que en la parte central el aporte es de domos centrales y los domos suroestes (El Pedernal y El Culebreado) y en la parte noroeste el aporte es por los domos centrales y domo El

Chato y Arroyo de Las Flores. El miembro Arenoso muestra tres zonas, donde muestra los máximos y mínimos espesores, siendo de 7 metros los mayores y de 30 a 50 cm los espesores menores para las zonas del noreste, noroeste y centro sur de la caldera (Figura 52E).

- El miembro Gravo Arenoso Lodoso aflora principalmente en la parte norte de la caldera, las direcciones de paleocorrientes indican una dirección principal hacia el NW, aunque en menor cantidad presentan direcciones hacia el SW y SE (Figura 51F), el aporte de sedimentos es domos centrales (Nejahuete y Cerro Alto) y domos del norte (Pinar de La Venta, Arroyo La Cuartilla y Mesa La Lobera). Los espesores de este miembro son hacia la parte norte de la caldera de hasta 10 mts, mientras que al centro sur el espesor es de 50 cm (Figura 52F).

Sistemas lacustres

Como ya se ha mencionado a lo largo de este trabajo, varios han sido los autores (e.g. Mahood, 1980, Walker *et al.*, 1981, Wright, 1981, López-Hernández, 1991, Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992, Gómez-Álvarez, 2015, Rivera-Olguín, 2016, Dorantes-Zavaleta, 2016, Tinoco-Murillo, 2017 y Salinas-Ocampo *et al.*, 2017) que han trabajado en la caldera de La Primavera y hacen mención en general de la existencia de depósitos lacustres en la caldera, más sin embargo no hay un estudio más profundo de estos depósitos. Como ya se mencionó anteriormente se identificaron seis miembros, 29 facies y siete asociaciones de facies, ligados con el desarrollo del sistema lacustre, con base a esto y a las observaciones hechas en campo, se permiten diferenciar dos sistemas lacustres que funcionaron en el lago, denominándolos sistema Nejahuete Cerro Alto y sistema Venta del Astillero.

El sistema Nejahuete Cerro Alto se distingue por presentar a los miembros, Arenoso Gravoso Limoso, Lodoso Limoso, Brechoso, Gravoso Arenoso y Arenoso, aflora principalmente en la parte central sur de la caldera, además porque la edad de unas caídas que finalizan el lago indican 75, 000 años (Macías-Vázquez, comunicación personal), en tanto que, el sistema Venta del Astillero presenta a los miembros, Arenoso Gravoso Limoso, Lodoso Limoso, Brechoso, Gravoso Arenoso, Arenoso y Gravo Arenoso Lodoso, aflora principalmente en la parte norte de la caldera y la edad que reporta Maciel-Flores (2006) para restos fósiles de pastos y pinos y restos de carbón

es de 39, 000 y 38 170 años. A continuación, se explica la formación de estos sistemas y de los modelos de depósito.

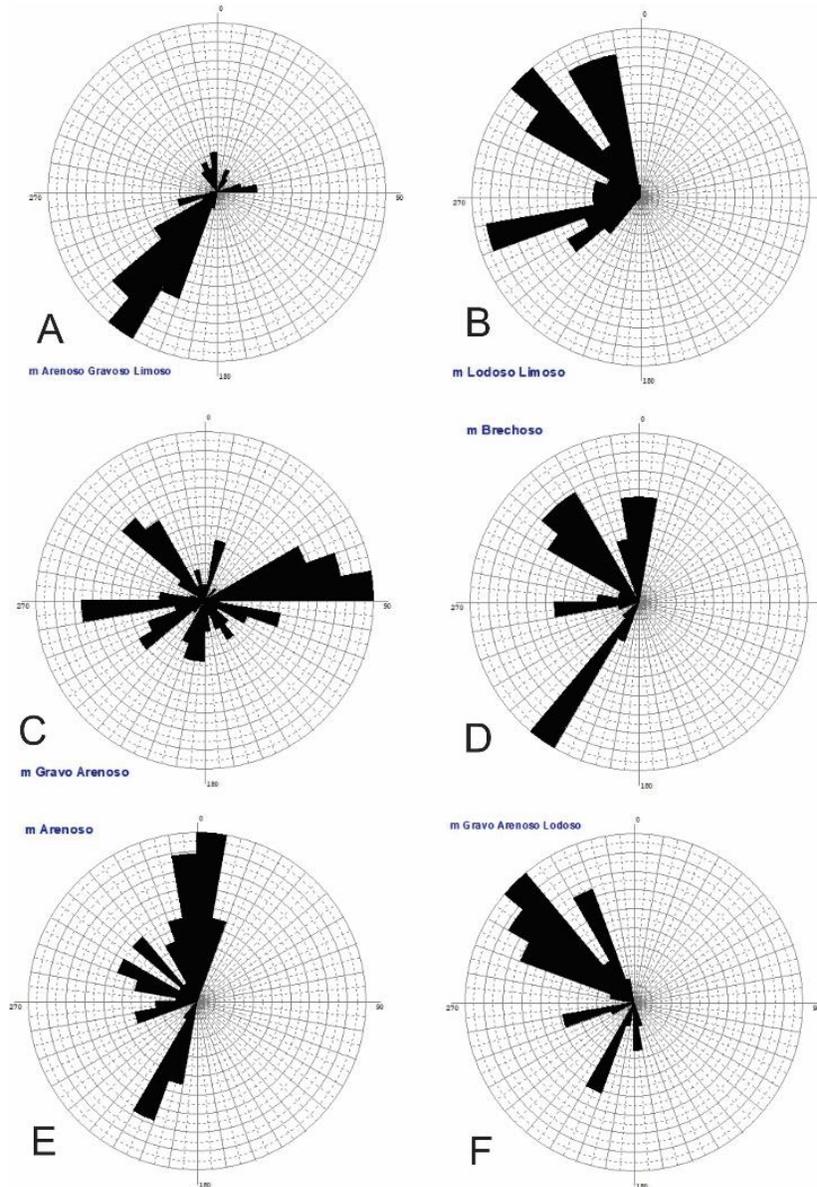


Figura 51. Imágenes de estereogramas de tipo roseta de los diferentes miembros que afloran en la zona lacustre de la caldera de La Primavera. A) Roseta del miembro Arenoso Gravoso Limoso donde se observa una tendencia de las paleocorrientes hacia el SW; B) Roseta del miembro Lodoso Limoso donde la tendencia de las paleocorrientes es hacia el NW-SW; C) Roseta del miembro Gravo Arenoso donde se observa que no hay una tendencia preferencial y va en diferentes direcciones; D) Roseta del miembro Brechoso donde se observa una tendencia hacia el NW y SW; E) Roseta del miembro Arenoso, donde la tendencia es hacia el NW y NE; F) Roseta del miembro Gravo Arenoso Lodoso, donde se observa una tendencia de las paleocorrientes hacia el NW.

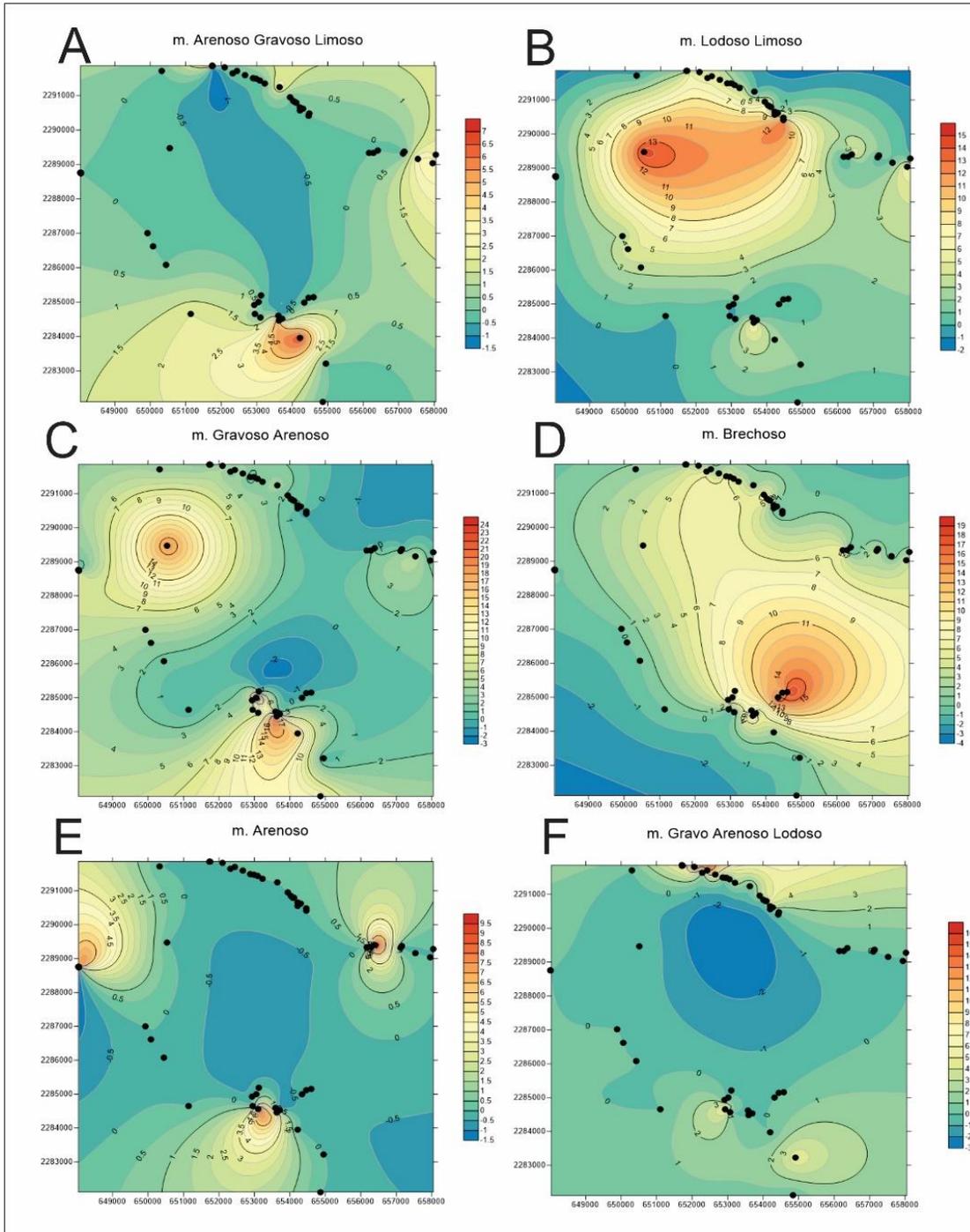


Figura 52. Mapa de isopacas de los diferentes miembros que afloran en la caldera de La Primavera. A) Mapa de isopacas del miembro Arenoso Gravoso Limoso; B) Mapa de isopacas del miembro Lodoso Limoso; C) Mapa de isopacas del miembro Gravo Arenoso; D) Mapa de isopacas del miembro Brechoso; E) Mapa de isopacas del miembro Arenoso; F) Mapa de isopacas del miembro Gravo Arenoso Lodoso.

Modelos de depósito

Los estudios de litoestratigrafía y sedimentología realizados para los depósitos lacustres de la caldera de La Primavera permiten documentar las sucesiones que afloran, así como las facies y asociaciones de facies, estudios que no habían sido hechos por los autores (Mahood (1980), Walker *et al.* (1981), Wright (1981), López-Hernández (1991), Maciel-Flores y Rosas-Elguera (1992), Gómez-Álvarez (2015), Rivera-Loguin (2016), Dorantes-Zavaleta (2016), Tinoco-Murillo (2017) y Salinas-Ocampo *et al.*(2017)) que han trabajado en la caldera. Estos análisis permiten conocer, además de los miembros, facies y asociaciones de facies, las características y procesos de sedimentación dentro de la dinámica lacustre, con lo cual se definen las etapas en las que el lago evoluciona, en relación agua-cantidad de aporte de sedimento. Renaut y Gierlowski-Kordesch (2010), permiten diferenciar tres etapas en un lago, cuencas sobre rellenas (*overfilled*), cuencas de bajo relleno (*underfilled*) y cuencas balanceadas (*balanced fill*).

A continuación, se presentan una serie de modelos de depósito, los cuales muestran como se fueron depositando los sedimentos de acuerdo con la litoestratigrafía, sedimentología, direcciones de flujos (paleocorrientes) e isopacas.

- En el primer estadio se presenta un mayor aporte de sedimento proveniente de ríos ocurridos por los cambios en la pendiente hacia el interior de la caldera y se formaron alrededor de la misma, por lo que el aporte se da en diferentes direcciones alrededor del lago, así como flujos de ceniza y pómez proveniente de domos volcánicos (Mesa La Lobera y Arroyo Las Pilas) que quedan intercalados junto con los depósitos fluviales, las asociaciones de facies que se forman son AF4 y AF7. Los miembros que se depositan son Arenoso Gravoso Limoso, Gravoso Arenoso y Lodoso Limoso. Los ambientes que se forman son canales y relleno de canal. La profundidad del lago es somera (10mts) y es una etapa de la cuenca de *overfilled*. La edad aproximada es de los 95 Ka a los 89 Ka. (Figura 53).
- El segundo estadio está asociado con el crecimiento de los domos centrales (Nejahuete y Cerro Alto) y el desarrollo de flujos de escombros que caen al lago, producto del crecimiento de la pómez gigante (ver apartado de origen y causas de la mega pómez), el aporte de sedimentos es por ríos (hacia el interior de la caldera),

que provienen de los domos (El Pedernal, Mesa El León, El Chapulín y La Lobera) y lugares aledaños, lo cual favoreció el desarrollo de pequeños estanques que van quedando aislados del lago principal. Las asociaciones de facies presentes en este estadio son AF4, AF5, AF6 y AF7, los ambientes producidos son flujos de escombros, canalizaciones, rellenos de canal y depósitos de llanuras de inundación. Los miembros depositados son Gravo Arenoso, Lodoso Limoso y Brechoso. La profundidad del lago es media (25 mts) y es una etapa de la cuenca de *overfilled*. La edad aproximada comienza a partir de 89 Ka debido a que es la edad reportada por Tinoco-Murillo (2017) para los depósitos de la pómez gigante (miembro Brechoso). Cabe destacar que en este estadio comienza la separación de los dos sistemas lacustres que se identificaron en el lago (Figura 54).

- El tercer estadio se asocia al incremento en el aporte de agua, pues el lago crece, en algunas partes quedan estanques que van quedando separados del lago principal. Las asociaciones de facies que se presentan en este estadio son asociación de facies AF4, AF5 y AF7, los ambientes sedimentarios que se presentan son canales, rellenos de canal, canales abortados y llanuras de inundación. Los miembros presentes son Gravo Arenoso y Lodoso Limoso. El aporte de sedimentos es moderado y existe actividad volcánica en el domo central, la profundidad de lago es somera (10mts) y es una etapa de lago *balance fill*. La edad que se tiene registro es de 88 Ka debido a que es la edad que reporta Tinoco-Murillo (2017) para la actividad volcánica de los domos centrales (Figura 55).
- El cuarto estadio se asocia a un crecimiento por parte de los domos centrales, así como flujos de escombros que caen a el lago y se depositan en él comportándose de manera plástica (Ver origen y causas de la mega pómez). Las asociaciones de facies que se emplazan en el lago son AF4, AF5, AF6 y AF7, con desarrollo de canales, relleno de canal, llanuras de inundación y flujos de escombros. Los miembros que se depositan son Gravo Arenoso, Brechoso y Lodoso Limoso. El aporte de sedimentos es menor en comparación con los estadios anteriores debido a los espesores que se presentan (Ver análisis de isopacas). La profundidad del lago es moderada (25 mts) y es una etapa de *underfilled*. La edad no se puede definir como tal, pero es una edad posterior a los 88 Ka (más joven). (Figura 56).

- El quinto estadio presenta un crecimiento en la profundidad del lago debido a que se presentan tres zonas de mayor profundidad en el lago, donde se depositan material por las corrientes turbidíticas, dejándolo en las zonas más profundas, el aporte de sedimento por los ríos es menor, se generan flujos hiperpicnales debido a que el material está saturado en sedimentos, formando flujos plásticos, en esta etapa el lago es profundo (50mts) es una etapa de *overfilled*. Las asociaciones de facies presentes en este estadio son la AF1, AF2, AF4, AF5 y AF7, con depósitos de sistemas hiperpicnales, ambientes turbidíticos, llanuras de inundación, canales y rellenos de canal. Los miembros que se depositan son Arenoso, Lodoso Limoso, Gravo Arenoso Limoso y Gravo Arenoso (Figura 57).
- El sexto estadio presenta varios flujos de escombros que se comportan de manera plástica y a partir de los domos centrales y domos norestes (El Chapulín y La Lobera) caen hacia el lado norte del lago, también los domos volcánicos (Ixtahuatonte y El Culebredo) aportan un depósito de ceniza y pómez los cuales se depositan en el lago, el aporte de sedimentos de ríos disminuye y se puede comprobar en los espesores. La profundidad del lago es moderada (25mts), debido a los espesores que muestra son medianos, es una etapa de la cuenca de *underfilled*. Las asociaciones de facies presentes en este estadio son AF1, AF3, AF4, AF5 y AF7, los ambientes que se generan son flujos de escombros, depósitos de canal, depósitos hiperpicnicos y canales abandonados. Los miembros que se depositan son Gravo Arenoso Limoso, Gravo Arenoso y Lodoso Limoso (Figura 58).
- El séptimo estadio presenta una reducción en las proporciones del lago, hay algunas zonas que forman estanques y quedan completamente aisladas de los principales lagos, pero de ninguna manera afectan los dos sistemas lacustres que han sido muy marcados, hay actividad en algunos domos que expulsan ceniza y pómez (hacia la parte noroeste el domo La Puerta y hacia el noreste se reactiva posiblemente el domo Pinar de la Venta), hay mayor aporte de sedimento por parte de los ríos en diferentes partes del lago, a partir del domo central hay flujos de escombros que caen al lago en la parte norte y además de domos del norte (Mesa La Lobera) caen flujos de escombros al lago. Las asociaciones de facies que se presentan son AF1, AF3, AF4 y AF7. Los ambientes sedimentarios que se depositan son canales abortados,

llanuras de inundación y flujos de escombros. La profundidad del lago es somera (10mts) y es una etapa de la cuenca de *underfilled*. Los miembros que se depositan son Gravoso Arenoso Limoso, Gravo Arenoso y Lodoso Limoso (Figura 59). Para este último estadio los dos sistemas lacustres son completamente independientes y la edad posible es de 75, 000 años, esto por caídas registradas hacia la parte central (sistema Nejahuete Cerro Alto) sur fechadas por el Instituto de Geofísica-Campus Morelia, y para la parte norte (sistema Venta del Astillero) el lago siguió funcionando hasta los 39, 000 años, pues es la edad que reporta Maciel-Flores (2006) para los restos fósiles de pastos y pinos y restos de carbón.

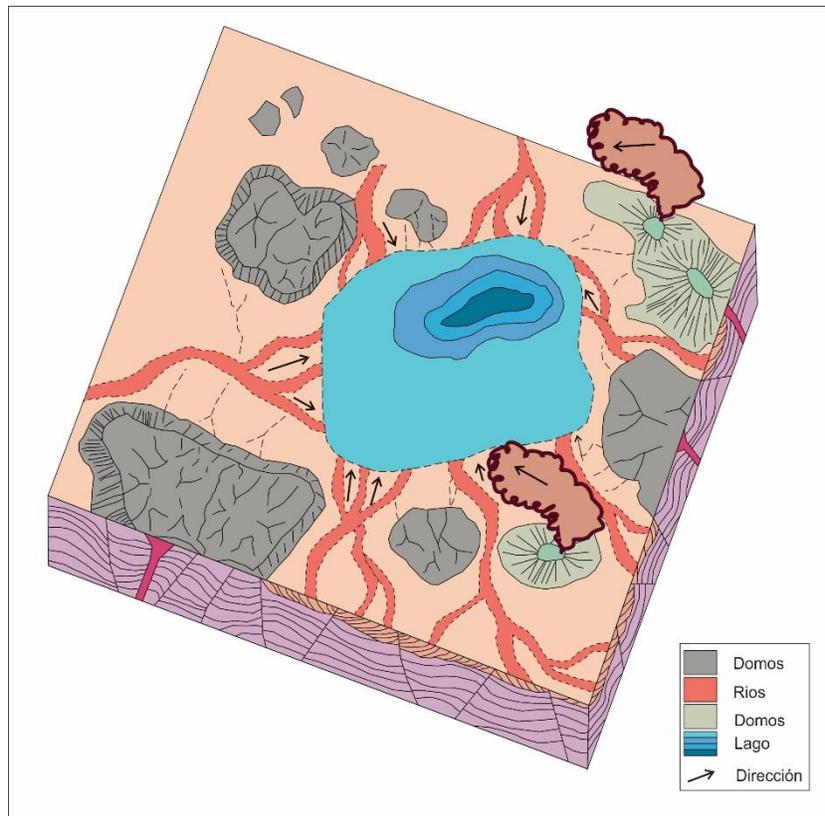


Figura 53. Modelo de depósito de los sedimentos lacustres, mostrando el estadio 1.

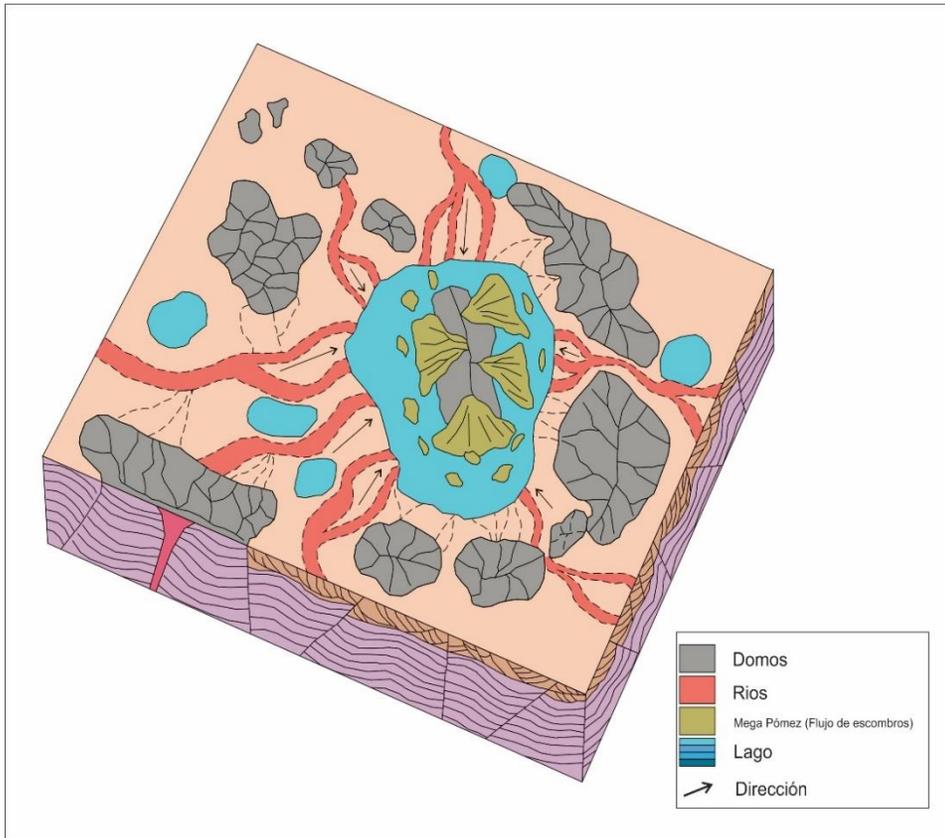


Figura 54. Modelo de depósito de los sedimentos lacustres, mostrando el estadio 2.

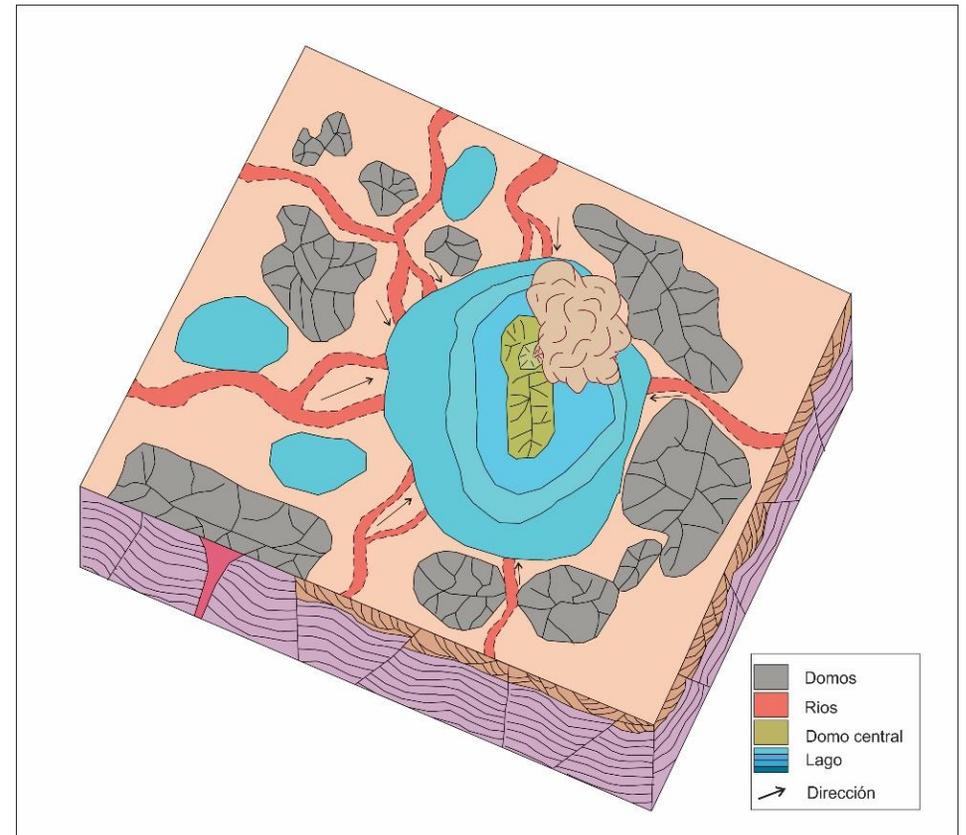


Figura 55. Modelo de depósito de los sedimentos lacustres, mostrando el estadio 3.

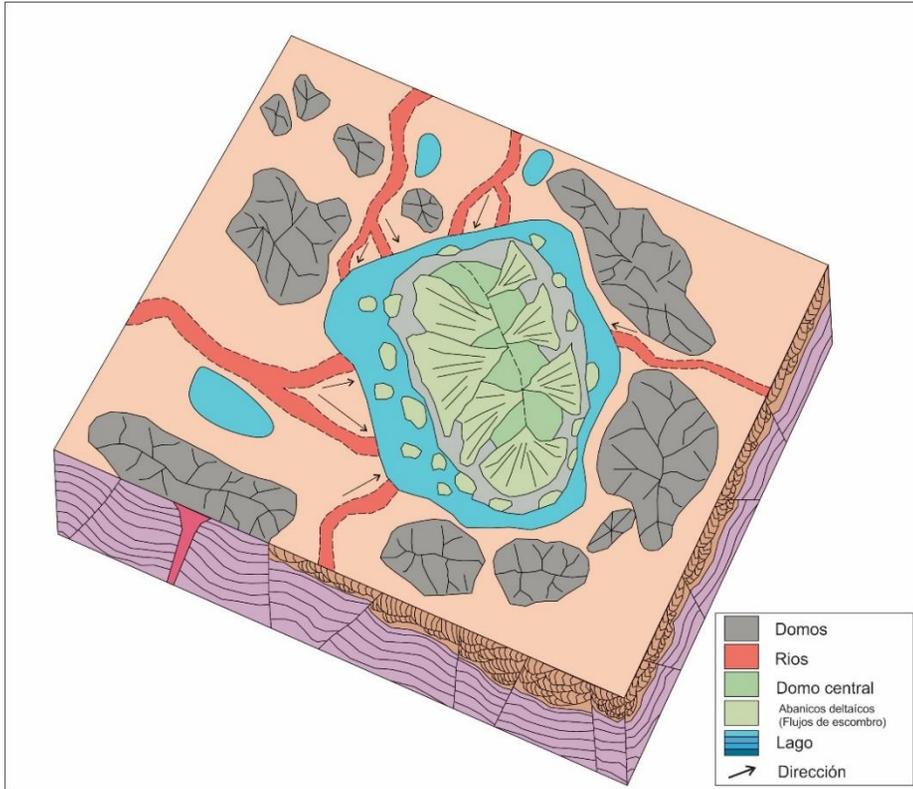


Figura 56. Modelo de depósito de los sedimentos lacustres, mostrando el estadio 4.

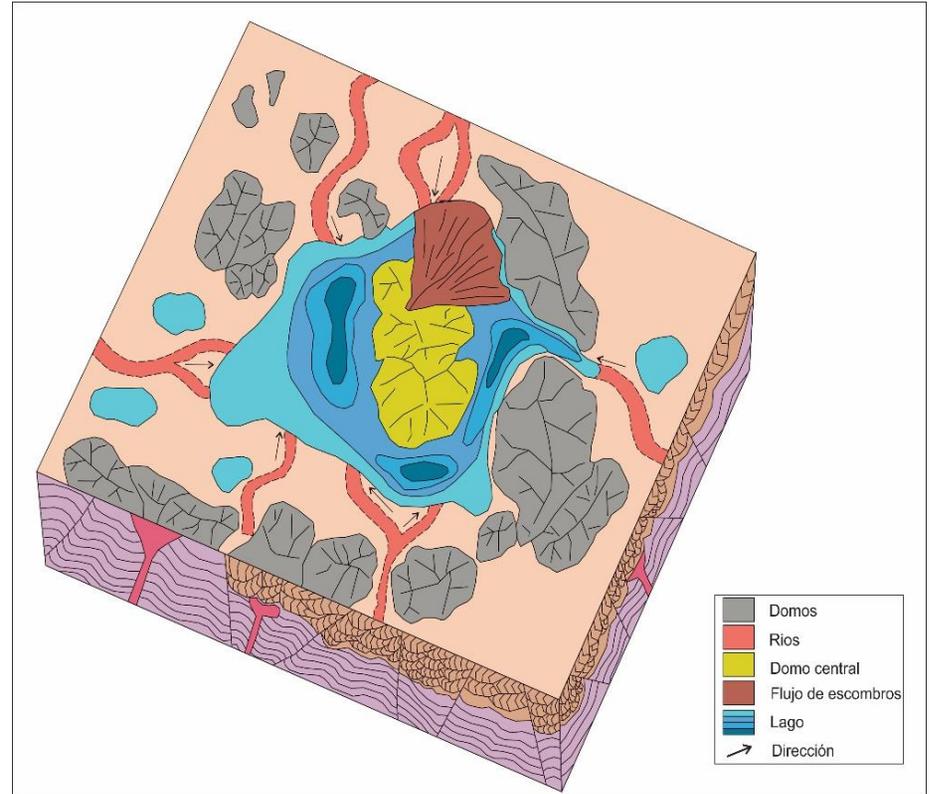


Figura 57. Modelo de depósito de los sedimentos lacustres, mostrando el estadio 5.

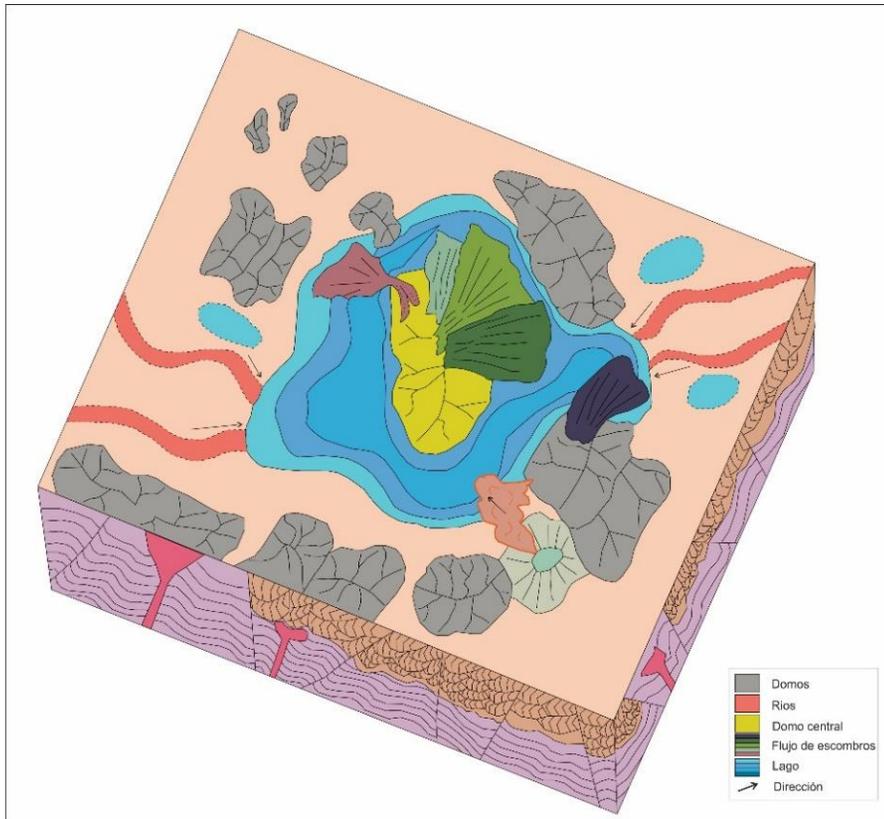


Figura 58. Modelo de depósito de los sedimentos lacustres, mostrando el estadio 6.

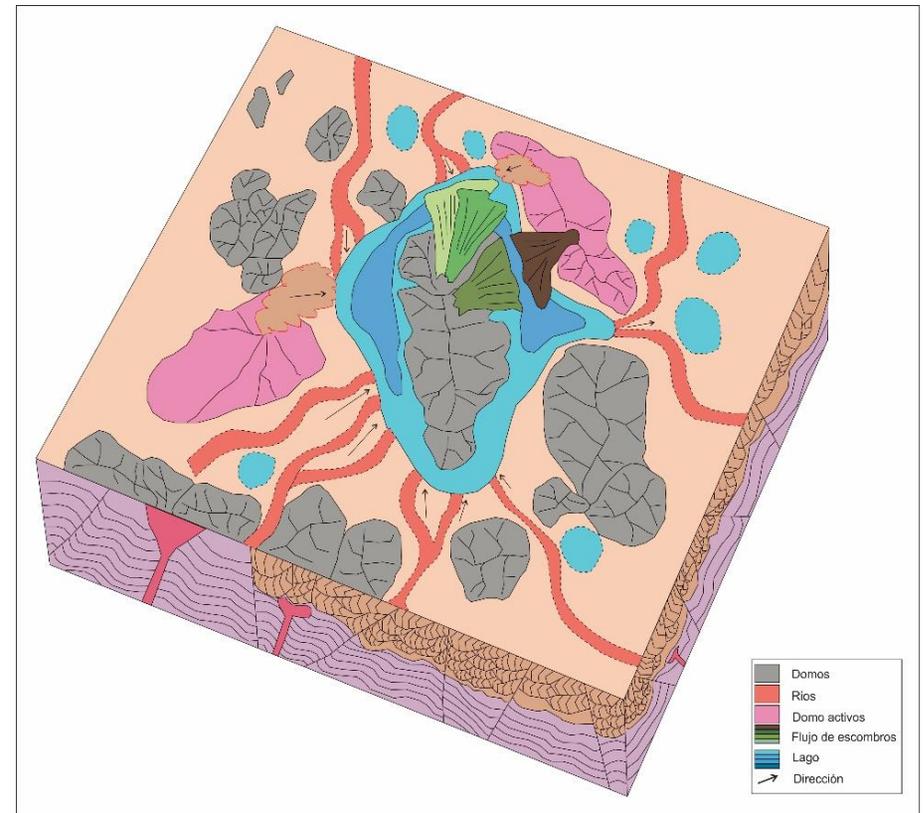


Figura 59. Modelo de depósito de los sedimentos lacustres, mostrando el estadio 7.

CONCLUSIONES

- El análisis litoestratigráfico permite diferenciar seis miembros en los depósitos lacustres, y el análisis sedimentológico permite definir 29 facies y al menos siete asociaciones de facies para los depósitos lacustres de la caldera de La Primavera.
- Se propone un origen diferente de la mega pómez, el cual consiste en flujos de escombros (forma de abanicos deltaicos) que se forman a partir del crecimiento y posterior colapso de los domos centrales (Nejahuete y Cerro Alto), los bloques son removilizados y caen al lago formando el depósito de mega pómez, a su vez se explica la deformación de los sedimentos alrededor de la mega pómez por medio de la licuefacción y diapirismo.
- El aporte de sedimentos al interior de la caldera proviene principalmente de los domos del anillo calderico, influenciados por la pendiente, los análisis de paleocorrientes permiten conocer esto, así como el análisis de isopacas permiten documentar los espesores que los miembros presentan.
- Se definen la existencia de al menos dos lagos, uno que se forma en primera instancia en la parte central y posteriormente al resurgimiento de los domos centrales se separa, formando el lago del centro sur y el lago del norte. Esto permite definir el sistema Nejahuete Cerro Alto y el sistema Venta del Astillero.
- La edad del lago se da a partir de fin del depósito de Tala que es a partir de los 95 Ka, a los 89 Ka se da la formación de los domos centrales (Tinoco-Murillo, 2017), y finalmente para la parte centro sur se tiene un depósito de caída fechados por el Instituto de Geofísica- campus Morelia, los cuales dan 74 Ka, lo que indica el fin del lago para esta parte, sin embargo para la parte norte, Maciel-Flores (2006), encontró unas piñas de pino y pasto, así como restos de carbón, las cuales fechó en 39 y 38 Ka, lo que indicaría que en la parte norte la actividad lacustre acaba después.
- Las asociaciones de facies, así como los análisis realizados permiten documentar una evolución vertical del lago en ambos sistemas presentes en el mismo, lo cual comienza con una etapa de *overfilled*, pasa por una etapa de *balance fill* y termina con una etapa de *underfilled*.

BIBLIOGRAFÍA

- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Orozco-Esquivel, M. T., Vassallo, L. F., & Xu, S. (2002). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México. *BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA*, 55(1), 12-29.
- Alatorre-Zamora, M. A., & Campos-Enriquez, J. O. (1992). La Primavera Caldera (Mexico): Structure inferred from gravity and hydrogeological considerations. *Geofísica Internacional*, 31(4).
- Allan, J. F. (1986). Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin*, 97(4), 473-485.
- Arche, A. (2010). Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria-Consejo Superior de Investigaciones Científicas de España. *Links*, 28-33.
- Bates RL, Jackson JA (eds) (1987) *Glossary of geology*, 3rd edn. American Geological Institute, Alexandria.
- Blott, S. J., & Pye, K. (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth surface processes and Landforms*, 26(11), 1237-1248.
- Bohacs, K. M., Carroll, A. R., Neal, J. E., & Mankiewicz, P. J. (2000). Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework. *Lake basins through space and time: AAPG Studies in Geology*, 46, 3-34.
- Boggs, S. (2006). *Principles of Sedimentology and stratigraphy*. 4th edition. Ed. Prentice Hall, 676 pp.
- Campa, M. F., & Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051.
- CONANP-SEMARNAT (2000). Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas - Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Programa de Manejo, Área De Protección de Flora y Fauna La Primavera, 9-66.
- Christenson, B., Németh, K., Rouwet, D., Tassi, F., Vandemeulebrouck, J., & Varekamp, J. C. (2015). Volcanic lakes. In *Volcanic lakes* (pp. 1-20). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Instituto de Geología*, 2(2), 172-187.
- Dorantes-Zavaleta R. & Israde-Alcántara I. (2016). Bioestratigrafía y paleoambientes de los depósitos lacustres de la caldera de la primavera, jalisco. RAUGM
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas-Salgado, S., & Romero-Rios, F. (1999). Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco Block. *Geological Society of America Special Papers*, 334, 65-83.

- Ferrari, L., Petrone, C. M., Francalanci, L., Tagami, T., Eguchi, M., Conticelli, S., Manetti P., & Venegas Salgado, S. (2003). Geology of the San Pedro Ceboruco Graben, western Trans-Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(3).
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., & Bryan, S. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 343-378.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122-149.
- Filguera-Flores, M. (2010). Evaluación del uso de estructuras de paleocorrientes en secuencias deformadas: Formación Mezcala. *Cretácico Superior, Norte del Estado de Guerrero: Universidad Autónoma de Guerrero*.
- Fregenal-Martínez y Meléndez, 2010. Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria.
- Frey, H. M., et al. (2007). "A Pliocene ignimbrite flare-up along the Tepic-Zacoalco rift: Evidence for the initial stages of rifting between the Jalisco block (Mexico) and North America." *Geological Society of America Bulletin* 119(1-2): 49-64.
- Glaister, R. P., & Nelson, H. W. (1974). Grain-size distributions, an aid in facies identification. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 22(3), 203-240.
- Gómez Álvarez F. (2015). Análisis Petrológico de los Domos Tajo y Coli e Implicaciones en el Potencial Geotérmico del Complejo Volcánico La Primavera (CVLP), Jalisco. (Tesis Licenciatura) Instituto Tecnológico Superior de Tacámbaro, 14-25 p.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. *Boletín de la Sociedad geológica Mexicana*, 57(3), 227-283.
- Gutiérrez-Negrín, L. C. (1988). La Primavera, Jalisco, México, Geothermal Field. *Geothermal Resources Council Transactions*, 12, 161-165.
- Hakanson, L., & Jansson, M. (1983). Principles of lake sedimentology (Vol. 316). Berlin: Springer-Verlag.
- INEGI. (2003). Características edafológicas, fisiográficas, climáticas e hidrográficas de México. http://www.inegi.org.mx/inegi/spc/doc/INTERNET/1-GEOGRAFIADEMEXICO/MANUAL_CARAC_EDA_FIS_VS_ENERO_29_2008.pdf
- Krumbein, W. S. Estratigrafía y Sedimentación/WC Krumbein y LL Sloss; traduc. Rafael Garcia Diaz (no. qe472. k78 1969.).
- López Hernández, Aída, 1991. Análisis estructural y aportes al conocimiento volcánico en La Sierra de La Primavera, Jal. Tesis para obtener el grado de Maestro en Ciencias. F. C. UNAM, 9-19 p.
- Maciel-Flores R. Y Rosas-Elguera J. 1992. Modelo geológico y evaluación del campo geotérmico La Primavera, Jal., México. *Geofísica Internacional*, Vol. 31, Num 4, pp.359-370

- Maciel-Flores R., (2006). Evolución bio-geológica, durante el Pleistoceno, en la Sierra de la Primavera, Jalisco, México.
- Mahood, G. A. (1980). Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center—Sierra la Primavera, Jalisco, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8(2), 199-230.
- Mahood, G. A. (1981a). Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center: Sierra la Primavera, Jalisco, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77(2), 129-149.
- Mahood, G. A. (1981b). A summary of the geology and petrology of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10137-10152.
- Mahood, G. A., & Drake, R. E. (1982). K-Ar dating young rhyolitic rocks: a case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 93(12), 1232-1241.
- Mahood, G.A., Truesdell, A. H., and Templos, L. A., (1983). A reconnaissance geochemical study of La Primavera geothermal area, Jalisco, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 16. pp. 247-261.
- Miall, A. D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits*. – Springer.
- Molina, A. I., Honda, M., El-Qady, G., & Ushijima, K. (2006). Exploration of the geothermal reservoir of Cerritos Colorados, Jal., Mexico, using 1-D and 2-D inversion of resistivity data. *GEOTERMIA*, 2.
- Pasquaré, G., Garduño, V. H., Tibaldi, A., & Ferrari, M. (1988). Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 146(1-4), 353-364.
- Pickering, K., & Hiscott, R. (2016). *Deep marine systems: Processes, deposits, environments, tectonic and sedimentation*. John Wiley & Sons.
- Potter, P. E., & Pettijohn, F. J. (1977). *Paleocurrents and basin analysis* (No. 551.3. 051 POT).
- Renaut y Gierlowski-Kordesch (2010). *Facies Models 4*. Cap. Lakes Geological Association of Canada.
- Rivera Olguín E. (2016). Historia eruptiva del Volcán Planillas: vulcanismo post caldera en la caldera de La Primavera, Jal. (Tesis maestría) UASLP, 25-30 p
- Rocha Ruiz D. A. (2013). Distribución de la alteración hidrotermal del campo geotérmico Cerritos Colorados, México. (Tesis de Licenciatura) UNAM, 21-27 p.
- Rossotti, A., Ferrari, L., López Martínez, M., & Rosas Elguera, J. (2002). Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19(1).
- Salinas-Ocampo U., Saucedo-Girón R., Ocampo-Díaz E. Y., Macías-Vázquez J. L., Sánchez-Núñez J. M., Radilla-Albarrán U. A. (2017). Estratigrafía de la Ignimbrita Tala: Caldera La Primavera, Jalisco, México. RAUGM.

- Shukla, U. K., Singh, I. B., Srivastava, P., & Singh, D. S. (1999). Paleocurrent patterns in braid-bar and point-bar deposits: Examples from the Ganga River, India. *Journal of Sedimentary Research*, 69(5).
- Stanistreet IG, McCarthy TS (1993) The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. *Sediment Geol* 185: 115-133
- Stock, J. M. (1993). Tectónica de placas y la Evolución del Bloque Jalisco, México. *GEOS*, 13(3), 3-9.
- Talbot y Allen (1996). *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3th edition. Ed. Blackwell publishing. 704 pp
- Tinoco Murillo Z. S. (2017). Génesis y mecanismos de emplazamiento de la Pómez Gigante de la Caldera de la Primavera, Jalisco. (Tesis Maestría) UMSNH, 33-37, 71 p.
- Tucker, M. E. (Ed.). (2009). *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. John Wiley & Sons.
- Visher, G. S. (1969). Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Research*, 39(3).
- Wright, J. V. (1981). The Rio Caliente ignimbrite: analysis of a compound intraplinian ignimbrite from a major late Quaternary Mexican eruption. *Bulletin Volcanologique*, 44(2), 189.
- Walker, G. P. L., Wright, J. V., Clough, B. J., & Booth, B. (1981). Pyroclastic geology of the rhyolitic volcano of La Primavera, México. *Geologische Rundschau*, 70(3), 1100-1118.
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Diaz, H. G., & Contreras, C. (2011). A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits.

ANEXOS

ANTECEDENTES TEÓRICOS SOBRE LA SEDIMENTACIÓN EN LAGOS

Factores que controlan la sedimentación de los lagos

Los tipos de sedimentos en los lagos son el resultado de un complicado balance entre los procesos físicos, químicos y biológicos. Los factores climáticos y tectónicos afectan la sedimentación del lago en diversas maneras, lo cual regula los tipos de entrada de agua (escorrentía superficial, precipitación directa y agua subterránea) y la carga de sedimentos (carga de fondo, arcillas y limos suspendidos y carga de soluto disuelto; (Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010)). Las configuraciones tectónicas, la hidrología de la cuenca, los procesos climáticos y biológicos, afectan los subambientes dentro de cualquier sistema lacustre.

La morfometría de la cuenca y la dinámica interna del agua del lago, junto con la actividad de la corriente de agua, la estratificación de la columna de agua y la hidrodinámica de flujo de entrada (e.g. corrientes de densidad) influyen en la afluencia del sedimento y conducen al retrabajamiento de los sedimentos dentro del lago (Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010). El clima determina el radio de evaporación/precipitación, el volumen de agua superficial y la carga de sedimento. El clima también influye en los patrones de circulación del agua en el lago. En contraste, la tectónica puede controlar el acomodamiento y el drenaje general dentro de una cuenca lacustre. Los efectos de la tectónica y el clima en la sedimentación del lago están íntimamente entrelazados. Estos controles primarios también impactan la productividad orgánica y la vida en el lago y puede influenciar en los componentes orgánicos en los sedimentos del lago, así como en su distribución, tipo y facies (Figura 9).

Procesos y ambientes lacustres

Procesos Físicos

Los procesos físicos que interactúan en los lagos para llevar a cabo el transporte y depósito de sedimentos incluyen viento, entrada de flujo de río y calentamiento atmosférico, en tanto que, los procesos eólicos son de mayor importancia dado que crean ondas y corrientes turbulentas. La entrada de flujo de río puede generar plumas de sedimento fino que se extiende sobre la superficie del agua en todo el lago, o producir flujos inferiores densos, o corrientes turbidíticas, que pueden llevar el sedimento al fondo del centro de la cuenca (Figura 10), mientras que la entrada de flujo de río puede también generar corrientes en el margen de lago. El calentamiento de la atmosfera está en función del clima, siendo esta responsable de desarrollar las diferencias de densidad en el agua del lago. Estas diferencias pueden causar estratificación del agua a un lado (calentamiento de la superficie del agua) o, bajo algunas condiciones, la generación de corrientes de densidad (por

enfriamiento de la superficie del agua), que produce una mezcla entre las diferentes densidades que existen. También las variaciones de temperatura pueden causar enfriamiento alternativo y mezcla de las superficies del agua del lago, lo cual afecta el transporte de sedimentos dentro del mismo (Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010).

Por lo tanto, una variedad de mecanismos de transporte y depósito de sedimentos operan en los lagos. El depósito de sedimentos siliciclásticos en la parte más tranquila, pero más profunda de los lagos puede tener lugar mediante sedimentación de partículas finas que fueron suspendidas en la columna de agua a causa del oleaje y la actividad que se está desarrollando dentro del lago, o bien, la deposición puede ocurrir por una corriente turbidítica, la cual se genera en donde se descargan las corrientes cargadas de sedimentos con alta densidad en lagos. La sedimentación puede ocurrir también a lo largo del *shoreline* poco profundo generado por las corrientes de tracción del viento o corrientes dentro del flujo de río a lo largo del margen del lago. Las varvas son un tipo de proceso de sedimentación del lago característico de climas fríos, en donde son capas de sedimentos delgadas que alternan entre colores claros y oscuros (Boggs, 2006).

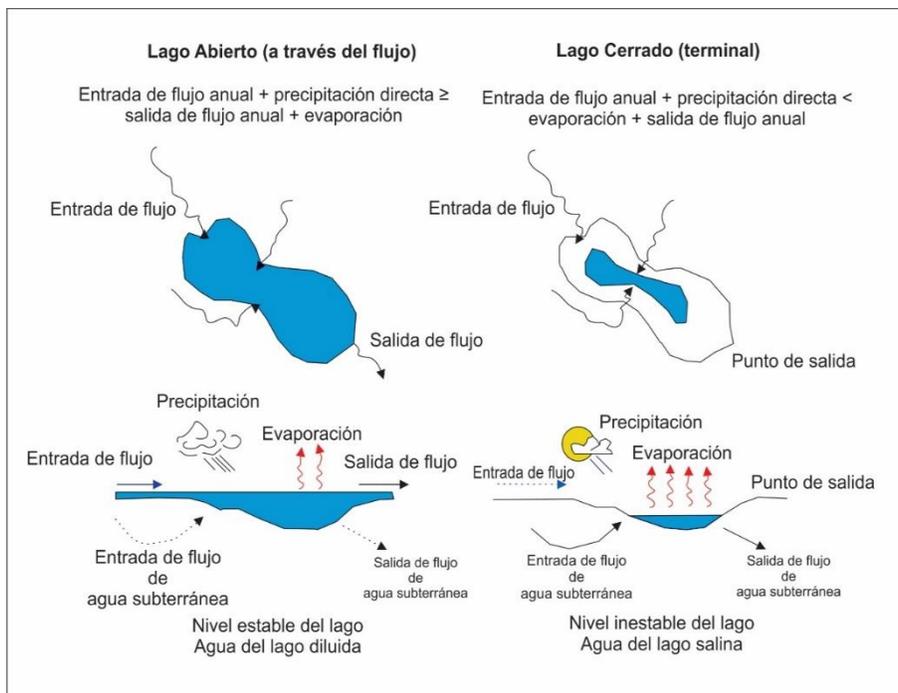
Procesos Químicos

El depósito de sedimentos formado químicamente es particularmente común en lagos hidrológicamente cerrados. La química del agua de lago varía de lago a lago, pero es dominada por iones de Calcio (Ca^{+2}), Magnesio (Mg^{+2}), Sodio (Na^{+1}), Potasio (K^{+1}), Carbonato (CaCO_3), Sulfatos (SO_4). La química más común en sedimentos de lago en regiones húmedas son carbonatos, aunque también se presenta fosfatos, sulfuros, *chert* y óxidos de hierro y manganeso (Boggs, 2006). En regiones áridas, donde las tasas de evaporación son altas, la química de los sedimentos está dominada por carbonatos, sulfatos y cloruros. Los depósitos de evaporita en los lagos incluyen varios minerales evaporíticos marinos como el yeso, anhidrita, halita, y silvita, pero también puede incluir muchos minerales como trona, bórax, epsomita y bloedita que no son minerales muy comunes. El pH del agua de lago comúnmente cae entre 6 y 9; sin embargo, el rango puede variar de 2 (altamente ácido) en algunos lagos volcánicos hasta 12 (altamente alcalino) en algunos lagos desérticos cerrados. Sin embargo, los procesos de sedimentación química son más importantes en los lagos cerrados, puede predominar también en algunos lagos abiertos donde el aporte de sedimentos es menor (Talbot y Allen, 1996).

Procesos Biológicos

Los organismos juegan un papel importante en la sedimentación del lago mediante la extracción de elementos químicos del agua del lago para construir conchas y

posteriormente el depósito de estas conchas, la extracción de CO_2 durante la fotosíntesis, contribuyendo restos vegetales a formar depósitos de plantas, y bioturbación de sedimentos. Hay muchos tipos de organismos que viven en lagos y contribuyen con sus restos óseos del esqueleto a la formación de los sedimentos del lago. Las diatomeas silíceas llevan a cabo la fotosíntesis y son el único tipo de organismo importante que produce una prueba silíceas. La formación de importantes depósitos de diatomita es en muchos lagos del Pleistoceno. Pelecípodos, gasterópodos, algas calcáreas y ostrácodos también abundan en muchos lagos y son importantes en la contribución de la formación de sedimentos de carbonatos de calcio. Las algas azul verdosas llevan a cabo la fotosíntesis y también atrapan el sedimento fino para formar estromatolitos (Talbot y Allen, 1996).



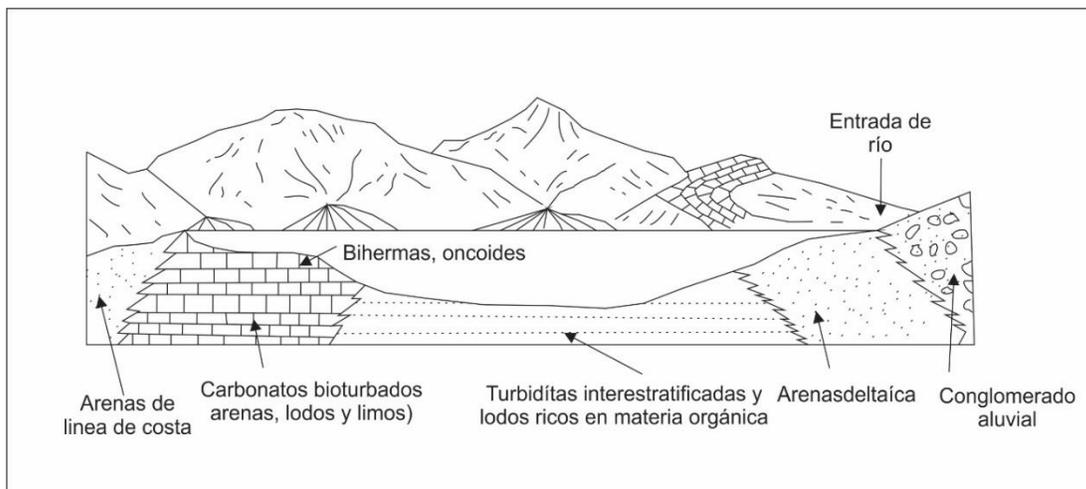
Características hidrológicas de los lagos abiertos y cerrados (Tomado de Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010).

Características de los depósitos lacustres

Los sedimentos que dominan la hidrología de los lagos abiertos son depósitos siliclásticos, derivados principalmente de muchos ríos, pero pueden incluir posiblemente detritos arrastrados por el viento, sobreescurrecimiento de hielo y algunos volcánicos. Muchos de estos sedimentos son depositados a lo largo de las orillas de los lagos, particularmente cerca de la desembocadura de los ríos. Los sedimentos gravosos pueden estar presentes en los abanicos aluviales o los deltas que se extienden desde el límite hasta el centro del lago. Las arenas igualmente se acumulan principalmente a lo largo de las orillas de lagos en deltas, playas, lenguas o barreras. La arena puede también ser transportada por

corrientes turbidíticas hasta la parte central del lago (Figura 10), sin embargo, las partes más profundas del lago están caracterizadas particularmente por la presencia de limo fino y arcilla. Algunos sedimentos lodosos son transportados hacia aguas más profundas por desbordamientos superficiales.

En los lagos abiertos donde el aporte de sedimentos clásticos es bajo, predominan los procesos químicos y biológicos. La precipitación de carbonato inorgánico primario (causado por la pérdida de CO_2 mediante la fotosíntesis de plantas y/o incrementa la temperatura del agua o la mezcla de masas de agua) y la producción de conchas (por carbonato de calcio o silicio, secretado por organismos) explica la mayor parte de la sedimentación carbonatada. Los principales tipos de restos de invertebrados en los sedimentos lacustres incluye bivalvos, ostrácodos, gasterópodos, diatomeas, carófitas y algas. Los depósitos químicos del lago consisten principalmente de arenas carbonatadas y lodos. Los estromatolitos son producidos por algas azul verduzcas (cianobacterias) son comunes en algunos depósitos de lago.



Tipo de sedimentación en lagos hidrológicamente abiertos (Tomado de Boggs, 2006).

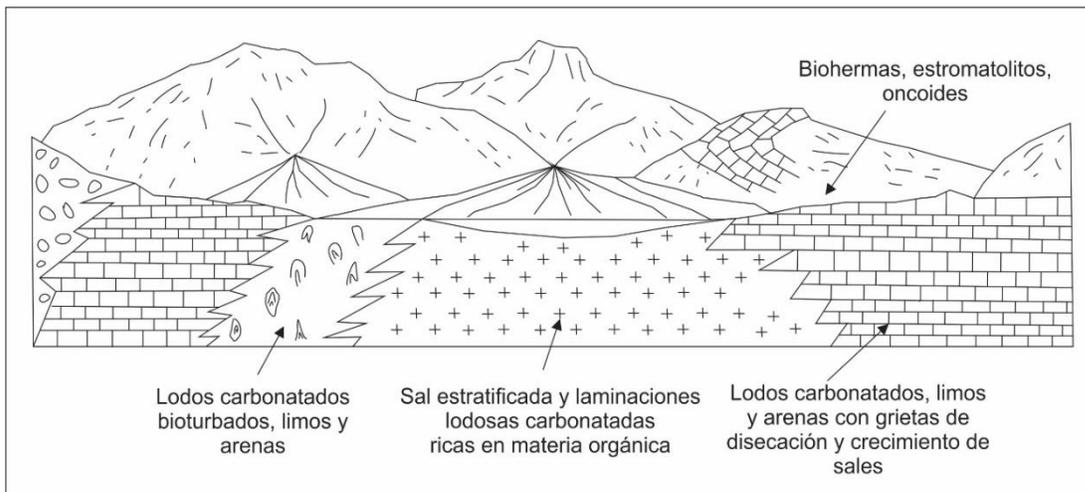
Los lagos hidrológicamente cerrados ocurren en regiones de drenaje interior donde los niveles de lago presentan fluctuaciones considerables favorecidas por inundaciones estacionales. Los abanicos aluviales se presentan comúnmente en los alrededores o bordes del lago, y los *apron* arenosos de los abanicos pueden extenderse dentro del lago. Durante la marea alta, los límites de estos *sandflats* pueden estar retrabajados por la acción de las olas, resultando en el depósito de rizaduras por olas de sedimentos arenosos a lo largo del límite del lago. La mayor sedimentación en los lagos cerrados toma lugar en los

procesos químicos/bioquímicos en aguas salinas por altas tasa de evaporación. Dos tipos de lagos son reconocidos: cuencas perennes y cuencas efímeras (Boggs, 2006).

Cuencas Perenne reciben flujos de entrada de al menos una corriente perenne, que no se secan completamente de un año a otro, aunque algunos pueden secarse ocasionalmente. La mayoría de los lagos perennes son salinos, pero algunos son diluidos. Los depósitos de lagos perennes incluyen lodos carbonatados, arcillas, y arenas, donde los intercrecimientos de minerales de evaporita, que pueden incluir estromatolitos, son comúnmente evaporitas estratificadas pueden estar presentes en la parte central del lago (Boggs, 2006).

Cuencas Efímeras (estacionales) salinas son alimentados por escorrentía estacional, manantiales y aguas subterráneas y generalmente secos en partes del año. Los depósitos estacionales salinos también contienen sedimentos carbonatados, como el travertino estacional, pero los depósitos de sal estratificada son mucho más importantes. Los depósitos salinos se interdigitan con depósitos de sandflat siliciclástico alrededor del margen (Boggs, 2006).

Numerosos tipos de estructuras sedimentarias ocurren en los sedimentos de lago, incluyen estratificación laminada, varvas, estromatolitos, estratificación cruzada, marcas de rizaduras, lineaciones, estratificación gradada, surcos, moldes de carga, estructuras de deformación de sedimentos suaves, grietas de desecación y huellas de vertebrados.



Tipo de sedimentación en lagos hidrológicamente cerrados (Tomado de Boggs, 2006).

Modelos de facies lacustres

Shoreline

Las costas del lago o "*lake shoreline*" son muy variables dependiendo de la pendiente, de los niveles de energía en la zona del litoral, el aporte y la textura del sedimento. Algunos lagos tienen playas y están rodeados por "*mudflats o sandflats*" de baja energía con poca vegetación. Cuando el gradiente del litoral y los niveles de energía son bajos, no hay suficiente acumulación de sedimentos gruesos.

Shoreline siliciclásticos

Los depósitos de *shoreline* siliciclásticos se acumulan cuando la arena y sedimento grueso está disponible en la zona litoral y los niveles de energía son altos. En algunos lagos de mayores dimensiones los depósitos no están muy bien definidos, por ejemplo, la arena o grava en las playas, predomina principalmente la dirección del viento en las corrientes que los depositan.

Shoreline carbonatados

Los depósitos de *shoreline* carbonatado se desarrollan en los lagos donde el flujo de entrada de agua ha estado en contacto con una porción significativa de rocas carbonatadas en el drenaje de la cuenca o en la subsuperficie. Los ambientes y las facies, así como los depósitos carbonatados pueden variar principalmente por el ángulo de la pendiente y en nivel de energía que tenga el litoral.

Delta, Fan deltas, abanicos sublacustrinos y *splays*

En algunos lagos, los deltas no se presentan, en otros, los depósitos deltaicos son uno de los mayores contribuidores del registro estratigráfico lacustre y proveen indicadores variables del cambio de la línea de costa y los niveles del lago. Las corrientes de río fluyen dentro los lagos con sedimentos siliciclásticos y algunas veces carbonatados en carga suspendida y carga de fondo. El estilo de sedimentación y el resultado de las facies depende no solo de la densidad del flujo de entrada, dado que también depende de la densidad del agua del lago.

Cuando el agua del río y el lago tienen densidades similares, la desaceleración del flujo de entrada y la mezcla de fluido cerca del río resulta en el depósito de sedimento grueso en la línea de costa (14A, flujo homopical).

Cuando la densidad del flujo de entrada es menor que el de agua de lago, las partículas suspendidas de lodos y arcillas son transportadas como plumas suspendidas hacia dentro del lago (14B, flujo hipopical).

Cuando los ríos que tienen alta carga de sedimentos entrando al agua dulce del lago, o corrientes frías desembocan en lagos de agua caliente, crean corrientes de densidad cargadas de sedimentos. (14C, Flujo hiperpicnal).

Los **Fan deltas** se forman en sitios donde los abanicos aluviales descargan agua y sedimentos directamente dentro del lago. En lagos superficiales, la progradación gradual deposita y prograda lateralmente a través del fondo del lago. En lagos profundos, los canales de los abanicos subaereos sirven mayormente como conductos para transportar sedimentos dentro de lo profundo del lago.

Abanicos sublacustres, se conocen mejor por los lagos profundos en los *rifts*, son análogos a su contraparte marina. Las redes de canales con incisiones de hasta decenas a cientos de metros de profundidad ocurren en las partes proximales y son usualmente rellenos por arena gruesa siliciclástica o arena carbonatada y gravas. En el relleno de canal puede presentarse turbiditas gradadas. Los *leaves* marginales definidos por lodos laminados y masivos pueden formarse. Existen áreas de intercanales distales que contienen depósitos de *overbank* que incluyen turbiditas de grano fino y depósitos hemipelagicos.

Los *splays* terminales y los *sheet deltas* se forman donde las corrientes llegan a ser no confinados o donde los flujos no confinados buscan el nivel base en la costa o en la playa superficial del lago. Los sedimentos forman estos *splays* y *sheets* y su geometría, depende del área de captación, patrones de descarga en la vegetación, tamaño de grano del sedimento transportado y cambios del nivel del lago durante eventos de inundación. Las facies proximales incluyen estratificación planar y tangencial, rizaduras laminadas, areniscas y lutitas gradadas, mientras que la facies distal comprende estratos delgados de arcillas, siliciclásticos o carbonatados y se interpretan como depósitos de suspensión en la desaceleración del flujo (Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010).

Asociaciones de facies lacustres

Lagos en cuencas sobrerellenas (*Overfilled*)

Los lagos con cuencas sobrerellenas se presentan cuando el agua y el aporte de sedimento exceden la baja tasa de acomodamiento y donde el drenaje de la cuenca permanece abierto (Figura 15). Dichos lagos abiertos pueden llenar la cuenca hasta lo más alto de la meseta y formar relativamente un lago profundo o la superficie del lago puede caer temporalmente hasta que el nivel de la meseta generando un lago superficial. La progradación de la línea de costa es común, pero se sitúa dentro de un apilamiento de parasecuencias.

Las asociaciones de facies fluvio-lacustre ejemplifica los depósitos de sobrerelleno del lago, los cuales son dominados por limolitas o micrita de agua profundas con turbiditas cerca del centro de la cuenca, los depósitos de línea de costa son bien definidos, comprenden sedimentos deltaicos proximales y carbón, y sedimentos fluviales dominados por canales (Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010). El agua del lago es predominantemente dulce, por lo que los indicadores de alta salinidad están ausentes.

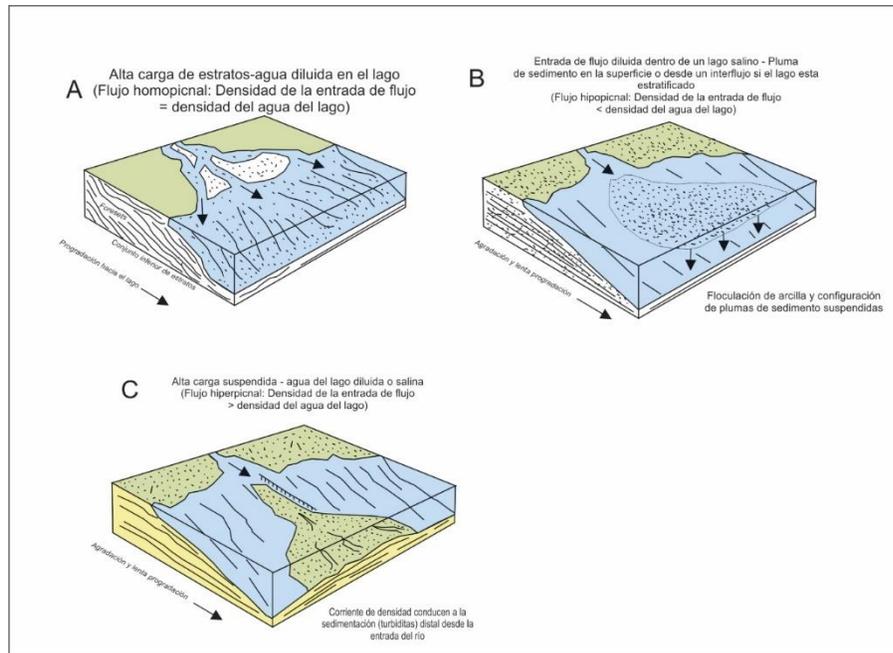


Figura 14. Estilos de sedimentación deltaica en lagos, que dependen de la relación de densidades entre el flujo de entrada y el agua del lago (Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010).

Lagos en cuencas de bajo relleno (*Underfilled*)

Los lagos en cuencas de bajo relleno se forman donde el agua y el aporte de sedimento es bajo comparado con la alta tasa de acomodamiento. El drenaje en general es cerrado y los lagos tienen un corto periodo de vida con algunas fluctuaciones en la línea de costa. El apilamiento de la parasecuencia delgada registrara una geometría agradacional de ciclos de depósitos secos/húmedos. Los ambientes de depósito de los lagos sin relleno están caracterizados por una asociación de facies evaporítica. La asociación de facies aluviales en los trectos sistemas transgresivos son dominados por los depósitos de *sheetfloods*. Los límites de secuencias son menos distintivos en las superficies de inundación. Las facies *lowstand* en los lagos incluyen evaporitas, depósitos de *mudflat*, paleosuelos, grita de disecación, entre otros. En contraste con las facies de *highstand* de los lagos pueden ser relativamente gruesas con depósitos salinos perenne a hipersalinos, carbonatos y

evaporitas, estromatolitos y depósitos retrabajados. La productividad orgánica puede ser alta, pero la oxidación, disecación y erosión puede reducir la preservación potencial de la materia orgánica (Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010).

Lagos en cuencas balanceadas (*Balanced fill*)

Las cuencas balanceadas son intermedias en el agua, el aporte de sedimento y la tasa de acomodamiento. La mezcla de patrones de apilamiento progradacional y agradacional desarrollan niveles en el lago y características que oscilan en periodos de cambios entre el drenaje abierto o cerrado. Las asociaciones de facies difieren entre lo superficial y lo profundo. Para los lagos superficiales o *lowstands* o lagos profundos, las rocas carbonatadas y siliciclásticas se acumulan en un rango variable en el ambiente deposicional dentro de las parasecuencias agradacionales delgadas y con ciclos de seco/húmedo. Los lagos profundos o *highstands* pueden acumularse también en parasecuencias más gruesas asociadas con depósitos turbidíticos en áreas profundas y asociadas a apilamientos progradacionales con zonas litorales. Los eventos en los límites de erosión e incisión ocurren en los límites de secuencias y son delineados por cambios en el ambiente de la cuenca. Los depósitos en las cuencas balanceadas exhiben facies y fósiles traza distribuidos de manera similar a las cuencas con y sin relleno (Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010).

Descripción e interpretación de facies sedimentarias

Clase de Facies Brechosa (CFBr)

La clase de facies brechosa (CFBr) representa el 6 % del total de las facies en el área de estudio, puede presentar gradación normal y/o laminaciones paralelas, o ser masivas.

5.2 Facies Bmlp:

Brechas Masivas con laminaciones paralelas en su matriz

Las FBmlp se caracterizan por tener un tamaño de bloques (>30cm ~ 6 mts), presenta una matriz limo-arenosa con laminaciones paralelas. Las laminaciones paralelas se muestran en sucesiones

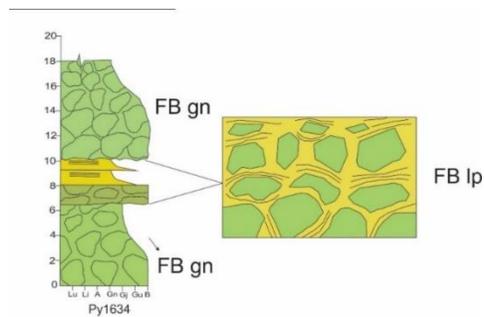


Figura 37. Perfil sedimentológico de la facies FBmlp, donde subyace concordantemente la facies FBgn y sobreyace discordantemente a la facies FBgnlp.

de 5 cm hasta 10 cm, que frecuentemente se deforman por procesos de carga una fluidización de sedimentos (Figuras 36 y 37). La morfología de los estratos es tabular, acuñada y ocasionalmente lenticular (Figura 39). La estratificación es muy gruesa (Figura 38). Estas facies afloran en gran parte de la caldera, siendo más abundante en la parte norte y centro-sur (Figura 39), donde sobreyace erosivamente a las facies FAIp, FAgnlp, FGgnlp, FGgn, FGm, FLm, FLgnlp, FAm y FAIpr y subyace de manera concordante a las facies FLgnlp, FAgnlp, FAgn, FGgn, FLIprcv y FGgnlp. Las facies FBmlp presenta características similares a las facies Gmm de Miall (1986), que en ocasiones ocupan la forma de canal, desarrollando lóbulos y márgenes convexos.

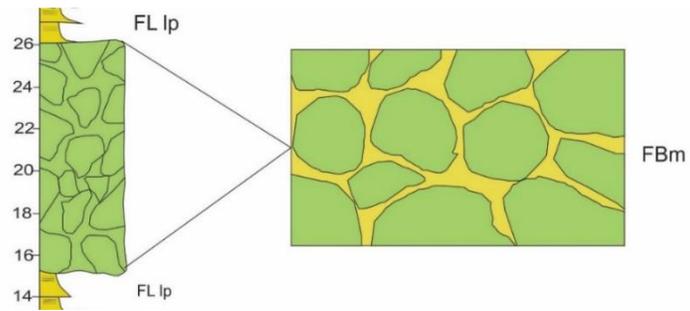


Figura 36. Perfil sedimentológico de la facies FBmlp, donde subyace concordantemente a la facies FLgnlp y sobreyace erosivamente a la facies FLgnlp.

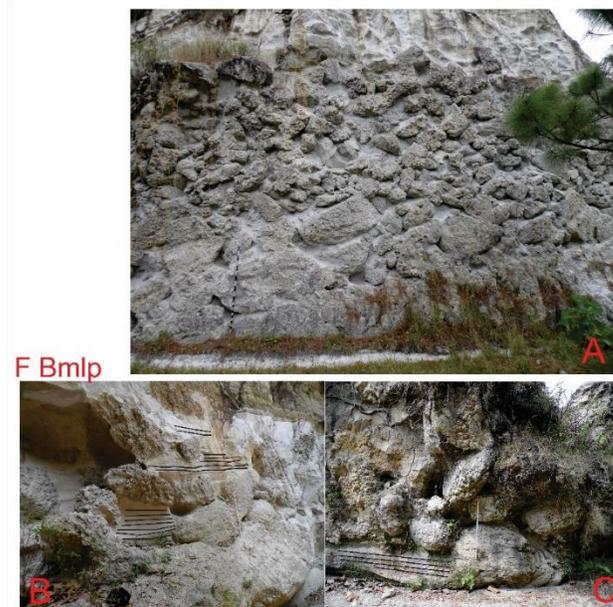


Figura 38. Fotografías de la facies FBmlp. **A)** Fotografía de afloramiento que muestra la facies FBmlp. Observe los clastos de pómez inmersos en una matriz limo-arenosa masiva; **B)** Fotografías de afloramiento de la facies FBmlp, obsérvese los clastos de pómez y **C)** laminaciones como estructuras internas.

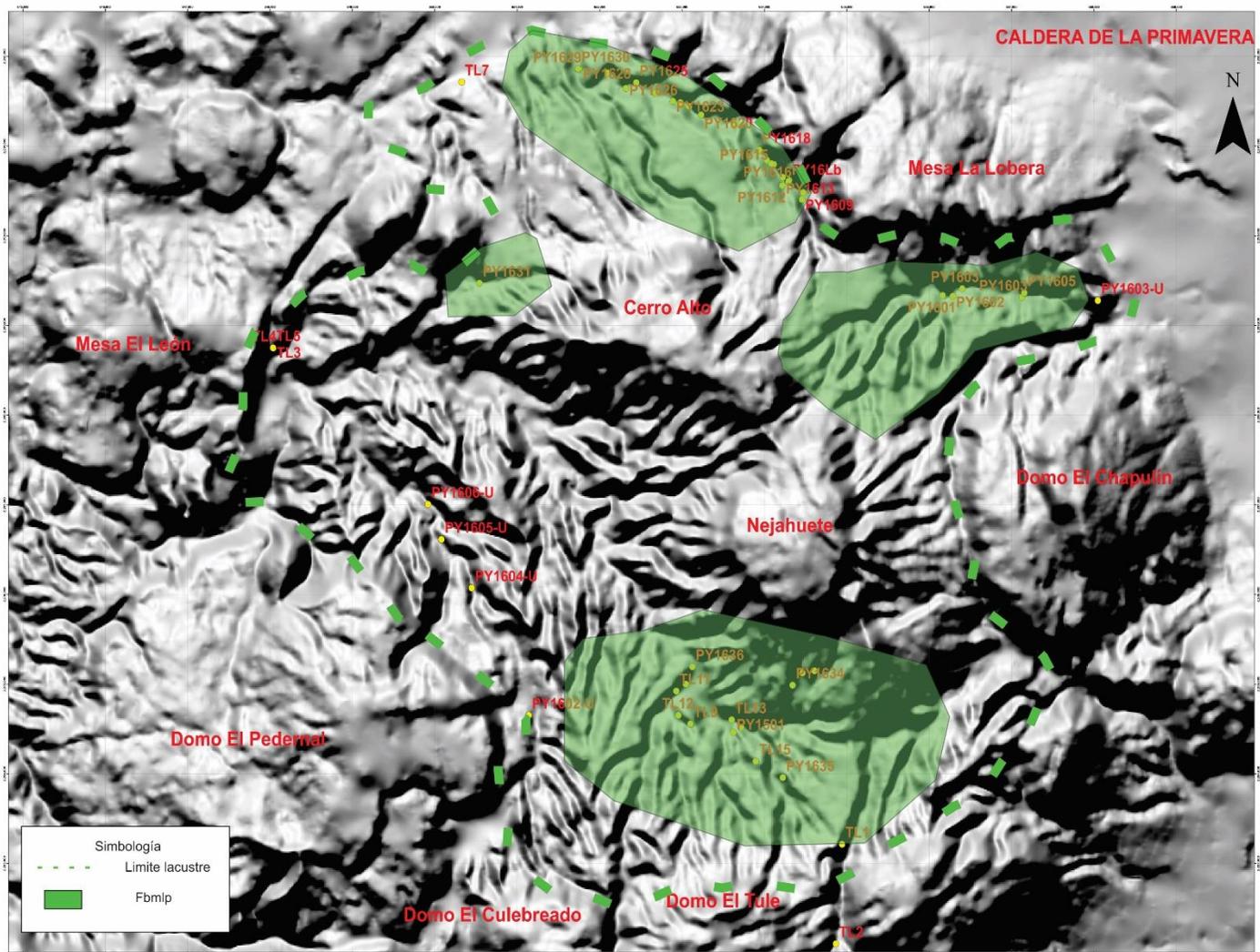


Figura 39. Mapa de ubicación donde se muestran los afloramientos de la facies FBmlp en la caldera de la Primavera.

Clase de Facies Gravosa (CFGr)

La clase de facies Gravosa (CFGr) representa un 28% del total de las facies del área de estudio, presenta diversas estructuras sedimentarias como laminaciones paralelas, gradación normales e inversas, rizaduras, entre otras.

Facies Ggi: Conglomerados con gradación inversa

Las FGgi se caracteriza por un tamaño de grano de guijas a guijarros soportado por una matriz de arenas finas, presenta gradación inversa caracterizada por mostrar de base a cima guijas a guijarros, que varían de subangulosos a redondeados (Figura 45). La

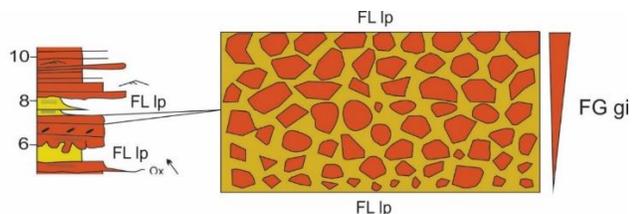


Figura 40. Perfil sedimentológico que muestra la facies FGgi, se observa los clastos más finos a la base y los más gruesos a la cima, dentro de una matriz arenosa.

morfología de los estratos es tabular, y ocasionalmente acuñado, variando de delgados a gruesos (Figura 40). Esta facies sobryace de manera concordante a FLgnlp y FGgnlp y subryace de la misma manera a las facies FAGnlp, FAGn y FLgnlp. Aflora en la parte centro-sur y en la parte noroeste de la caldera (Figura 46). Las FGgi presentan características similares con las facies Gci de Miall (1996), que permite interpretarla como el depósito de flujos de escombros ricos en clastos (altamente viscosos) o de flujos de escombros pseudoplásticos de baja viscosidad. El análisis granulométrico denota características de un sedimento polimodal, pobremente clasificado, con un transporte de sedimentos por saltación y en menor grado por tracción y suspensión, lo cual es característico de flujos de escombros de baja viscosidad (Figura 47A).

Facies Ggignlp: Conglomerados con gradación inversa, gradación normal y laminaciones paralelas

Las FGgignlp se caracteriza por arenas gruesas a gránulos inmersos en una matriz de limos gruesos, caracterizada por mostrar gradación inversa, gradación normal y laminaciones paralelas. Los clastos son subredondeados a subangulosos, con eje "C" de hasta 8 cm (Figura 45). La morfología externa de los estratos es acuñada (Figura 41). Esta facies sobryace concordante a la facies FAGn, FAIp, FAm, FAGnlp, FGgnlp y FGgnlpim y en discordancia erosiva a las facies FBmlp y FAGn, y subryace concordantemente a las facies FGgnlp, FAGi FAGnlp, FGgi, FLgnlp y FAIp.

Afloran en la parte centro-sur y noroeste (Figura 46). Las facies FGgignlp presentan características

similares a las facies B1 de Zavala *et al*

(2011), que permite interpretarla como el depósito de un flujo hiperpicnico. Granulométricamente es polimodal, pobremente clasificada, finamente simétrica, el transporte por tracción, en mayor parte por saltación y suspensión, lo cual es concordante con la interpretación hidrodinámica (Figura 47B).

Facies Ggnlp: Conglomerados con gradación normal y laminación paralela

Las FGgnlp presenta un tamaño de grano de guijas a arenas muy gruesas inmersas en una matriz de limos gruesos, caracterizada por gradación normal y laminaciones paralelas. El espesor de las laminaciones paralelas varia 1 cm a 3 cm y la gradación normal se

presenta de manera cíclica (Figura 45). La morfología de los estratos es tabular y acuñado, siendo principalmente gruesas (Figura 42). Esta facies sobreyace concordantemente a las facies FGgignlp, FLgnlp, FAgnlp, FAGignlp, FBmlp, FLlprcv, FLgnlp, FGgn y subyace de la misma manera a las facies FGm, FAIp, FGgnlpim, FAm, FAGignlp, FGgn, FGgi, FLgnlp, FGgignlp, FAGnrer y FGgn. Aflora en la parte centro-sur y noroeste de la caldera (Figura 46). Las FGgnlp presenta características similares a las facies B3 de Zavala *et al* (2011), que permite interpretarla como el depósito de un flujo hiperpicnico. Granulométricamente es bimodal, pobremente clasificada, simétricamente muy gruesa, con un transporte principalmente por tracción y en menor proporción por saltación y suspensión (Figura 47C).

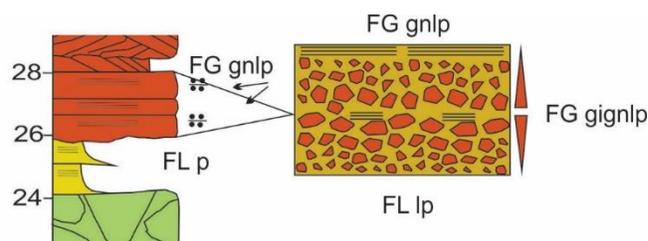


Figura 41. Perfil sedimentológico que muestra la facies FGgignlp, donde presenta gradación inversa a gradación normal con laminaciones paralelas.

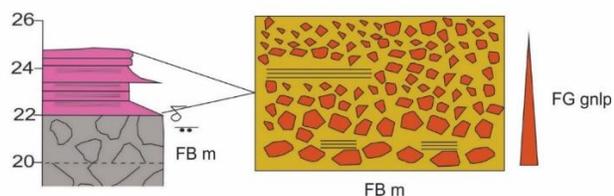


Figura 42. Perfil sedimentológico de la facies FGgnlp, se observan gradación normal y laminaciones paralelas, así como una matriz arenosa.

Facies Gm: Conglomerados Masivos

Las FGm se caracteriza por guijas a gránulos inmersos en una matriz de arenas finas, carentes de estructuras sedimentarias. La morfología de los estratos es tabular y ocasionalmente acuñada, con espesores que van de gruesos a delgados (Figura 43 y 45). Esta

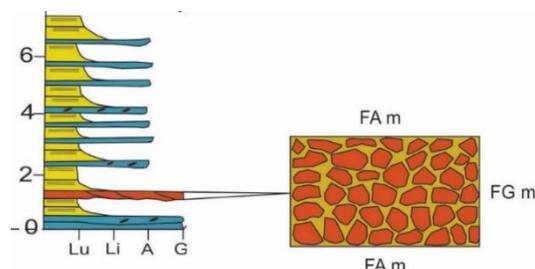


Figura 43. Perfil sedimentológico que muestra la facies FGm, observándose los clastos de diferente tamaño en una matriz areno-lodosa.

facies sobreyace de manera concordante a las facies FGgnlp, FAGnlp, FAm y FLm y subyace a las facies FG rpl, FLm, FAGnlp, FAm, FBmlp. Aflora en la parte centro-sur y noreste de la caldera (Figura 46). Las FGm presentan características similares con las facies Gcm de Miall (1996), que permite interpretarla como el depósito de flujos pseudoplásticos muy viscosos. Granulométricamente es polimodal, muy pobremente clasificada, simétricamente fina, denotando un transporte principal por saltación y en menor grado por suspensión (Figura 47D).

Facies Grpl: Conglomerados con estratificación cruzada tangencial

Las FG rpl se caracteriza por un tamaño de grano de guijas a gránulos inmersos en una matriz de arenas finas, caracterizada por estratificación cruzada de tipo tangencial desarrollada por la migración de dunas o

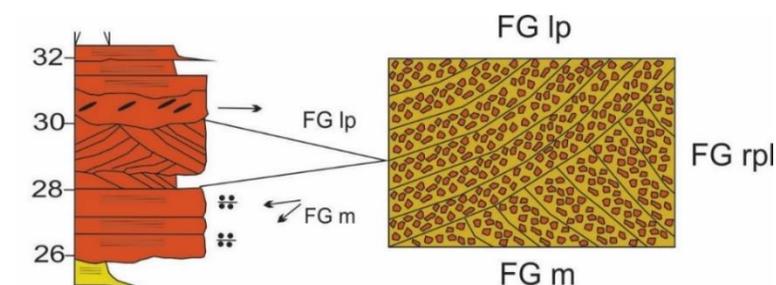


Figura 44. Perfil sedimentológico mostrando la facies FG rpl, compuesta por gravas y arenas.

rizaduras con línea de cresta en cuerno (Figura 45). La morfología de los estratos es lenticular, con espesores gruesos (70 cm; Figura 44). Estas facies sobreyace concordantemente a FGm y subyace erosivamente a las facies FGgnlpim y FGgn. Aflora en la parte centro-sur y noroeste de la caldera (Figura 46). Las FG rpl presenta características similares con las facies Gt de Miall (1996), que permite interpretarla como la migración de dunas asociadas con ejes de canales. La base erosiva puede formar depósitos de lag rellenos con granos de tamaño grueso. Granulométricamente es polimodal, pobremente clasificada y finamente simétrica, con un transporte principalmente por saltación y en menor grado por tracción (Figura 48E).



Figura 45. Fotografías de las facies FGgi, FGgignlp, FGgnlp, FGm y FGrpl. A) Fotografía de facies FGgi, donde se muestra la gradación inversa, los clastos de arenas muy gruesas a guijas en este caso, soportado por una matriz arenosa; B) Fotografía de facies FGgignlp, se muestran las gradaciones normales y laminaciones paralelas de manera cíclica; C) Fotografía de la facies FGgnlp, se presentan gradaciones normales cíclicas y laminaciones paralelas; D) Fotografía de la facies FGm, se observan los clastos de diferentes tamaños en una matriz areno-lodosa; E) Fotografía de la facies FGrpl, donde se muestra rizaduras paralelas, formadas por clastos de gravas y arenas.

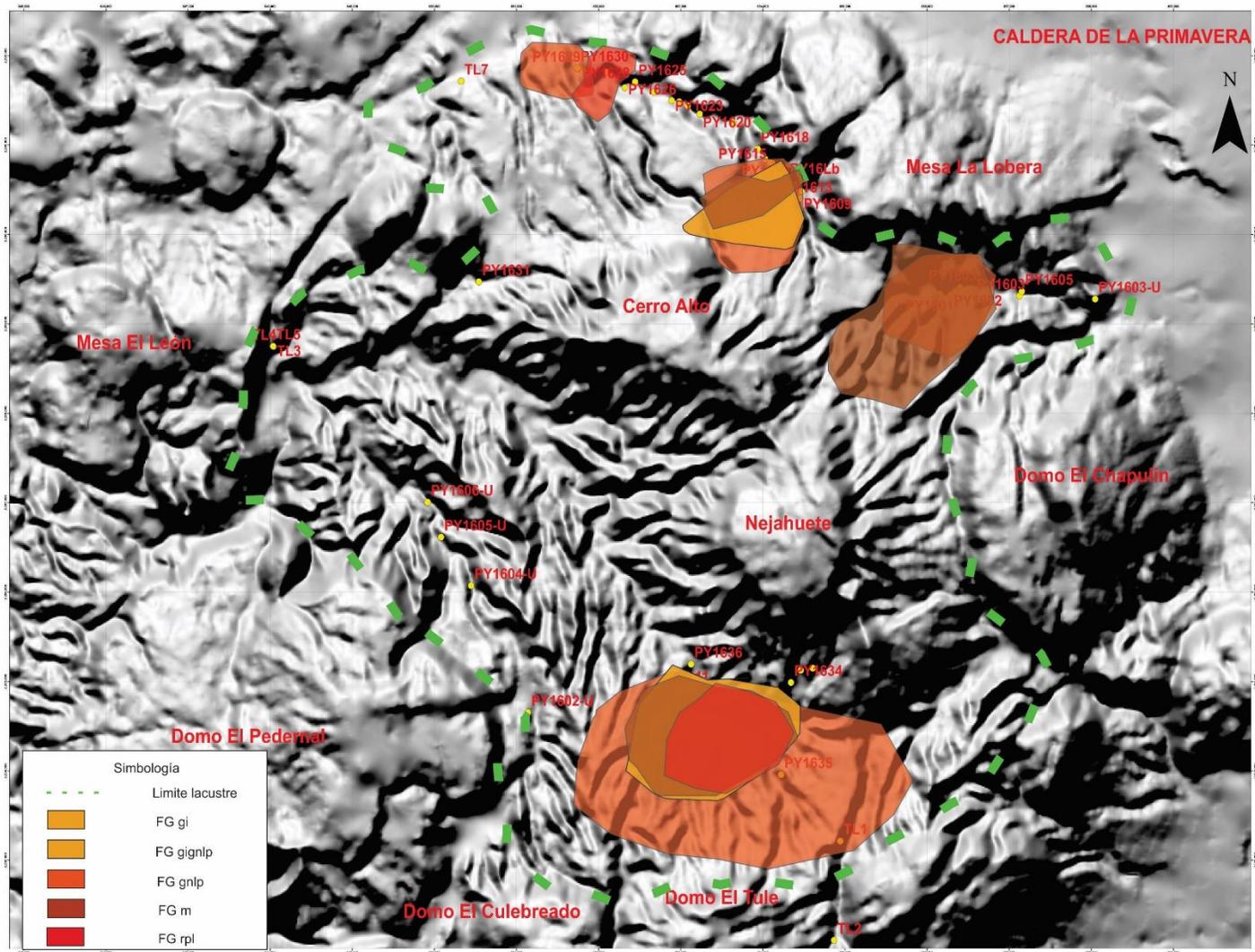


Figura 46. Mapa de ubicación donde afloran las facies FGgi, FGgignlp, FGgnlp, FGm y FGrpl en la caldera de la Primavera.

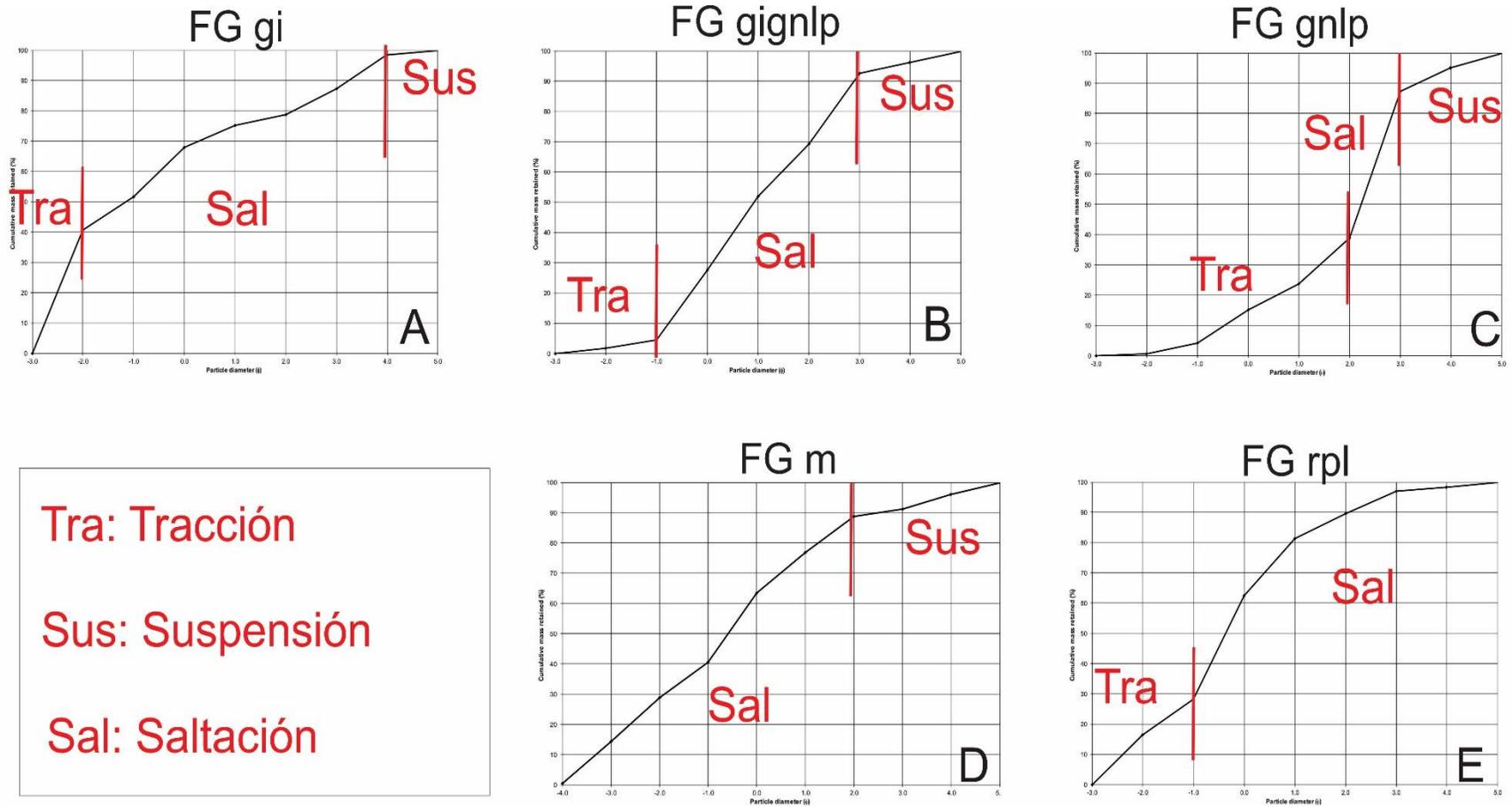


Figura 47. Curvas de Visher (1969), las cuales indican el transporte del sedimento. **A)** La facies FGgi presentan un transporte principalmente por saltación; **B)** La facies FGgignlp presentan una curva con los tres tipos de sedimento, característica de los ambientes fluviales; **C)** La facies FGgnlp presenta un transporte principal por tracción; **D)** La facies FGM presenta un transporte principal por saltación; **E)** La facies FG rpl presenta un transporte principal por saltación.

Facies Ggn: Gravas con gradación normal

Las FGgn se caracteriza por un tamaño de guijas a gránulos, intercalados con estratos de arenas muy gruesas a gruesas inmersos en una matriz limosa. Gradación normal de manera cíclica caracteriza a esta facies (10cm) (Figura 51). La morfología de los estratos es

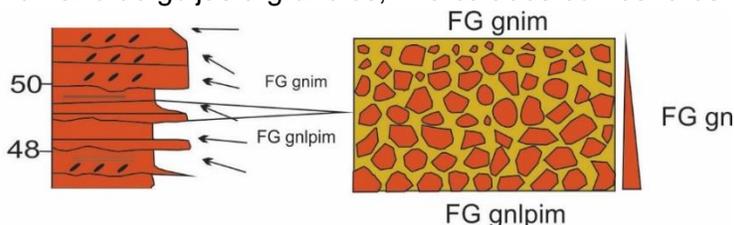


Figura 48. Perfil sedimentológico de la facies FGgn, donde se muestra gradación normal, compuesta por gravas y arenas.

tabular y ocasionalmente acuñada, con estratificación media (15 cm) (Figura 48). Estas facies sobreyace concordantemente a las facies FGgnlpim, FBmlp, FLlprgd, FGgnlp, FLgnlp, FAGnlp, FGrpl, FAGn, y FAGignlp, y subyace concordantemente a las facies FGgnlpim, FAGnlp, FLgnlp, FAGn, FLgnlp y FGgnlp. Aflora en la parte centro-sur y en la parte norte de la caldera (Figura 52). Las facies FGgn presenta características similares a las facies Gmg de Miall (1996) que permite interpretarla como el depósito de flujos de escombros pseudoplásticos (viscoso y de baja resistencia). Granulométricamente es polimodal, pobremente clasificada y muy finamente simétrica con un transporte principal por saltación y en menor porción en suspensión (Figura 53A).

Facies Ggnlpcf: Gravav con gradación normal, laminación paralela y clastos flotados

Las FGgnlpcf se caracteriza por un tamaño de grano de guijas a arenas muy gruesas, inmersos en una matriz limosa, caracterizada por desarrollar gradación normal, laminaciones paralelas y clastos flotados. Los sets de laminaciones paralelas varían de 3 a 5 cm de espesor, los clastos flotados son de pómez, el eje C de los clastos es variado desde 2 cm hasta 6 cm. (Figura 51). La estratificación varía de gruesa a delgada (60 cm) con morfología externa acuñada (Figura 49). Estas facies sobreyace concordantemente a FAcf y FLgnlp y subyace concordantemente a FAcf y FLgnlp. Afloran en la parte norte de la caldera (Figura 52). Las facies FGgnlpcf presentan características similares a las facies A2.1 de

Pickering y Hiscott (2016), que permite interpretar como el depósito de corrientes turbidíticas de alta concentración. Granulométricamente es bimodal, pobremente clasificada y finamente simétrica, con transporte principal por saltación y suspensión y en menor grado por tracción (Figura 53B).

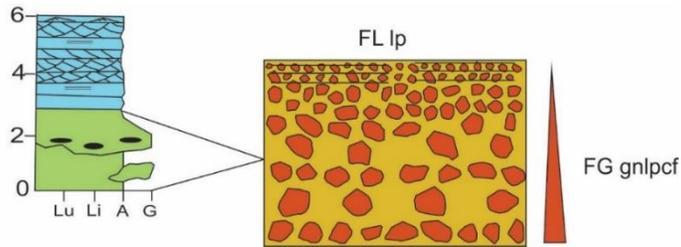


Figura 49. Perfil sedimentológico donde se observa la facies FGgnlpf, presenta gradación normal, laminaciones paralelas y clastos flotados, compuestos principalmente por arenas y gravas.

Facies Ggnlpim: Facies con laminaciones paralelas, gradación normal e imbricaciones

Las facies Ggnlpim se caracteriza por un tamaño de grano de guijarros a gránulos inmersos en una matriz de arenas, con gradación normal, laminaciones paralelas e

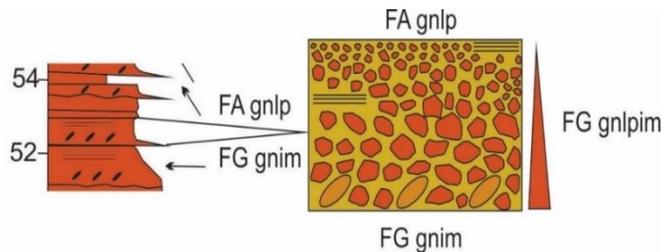


Figura 50. Perfil sedimentológico donde muestra la facies FGgnlpim, presenta gravas y arenas con imbricaciones, gradación normal y laminaciones paralelas.

imbricaciones. Las laminaciones paralelas varían de 3 a 8 cm de espesor, la gradación normal es cíclica y la imbricación en los clastos varían de 3 a 10 cm en su eje C (Figura 51). La estratificación varía de media a gruesa (50cm en promedio) con una morfología externa tabular y acuñada (Figura 50). Aflora en la parte centro-sur de la caldera (Figura 52). Esta facies sobreyace concordantemente a FGgpl, FGgnlp, FGgn y FAGnlp, y subyace de la misma forma a FGgignlp, FGgn, FGgnlp y FAGnlp. Las facies FGgnlpim presenta características similares a las facies Gh de Miall (1996), que permite interpretarla como un depósito de alto régimen de flujo, asociado a barras longitudinales. Granulométricamente es polimodal, pobremente clasificada y simétrica, denotando un transporte por saltación, suspensión, y en menor proporción por tracción (Figura 53C).

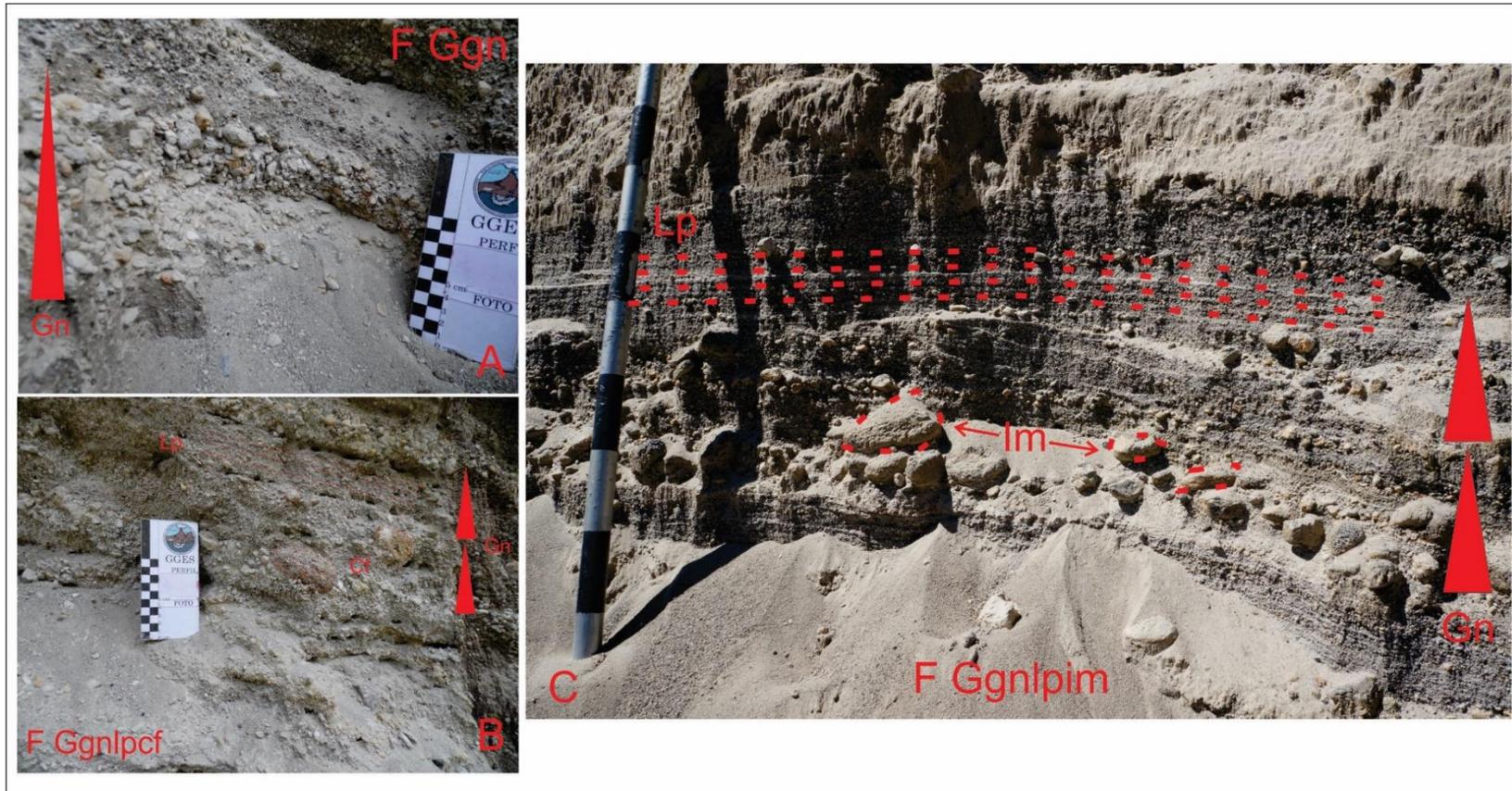


Figura 51. Fotografías de las facies FGgn, FGgnlpcf y FGgnlpim. A) Fotografía de la facies FGgn, se observa gradación normal (Gn), compuesta por gravas a arenas; B) Fotografía de la facies FGgnlpcf, se caracteriza por tener ciclos de gradación normal, laminaciones paralelas y clastos flotados en una matriz areno-granulosa; C) Fotografía de la facies FGgnlpim, los clastos imbricados son de diferente composición, presenta ciclos de gradación normal y laminaciones paralelas.

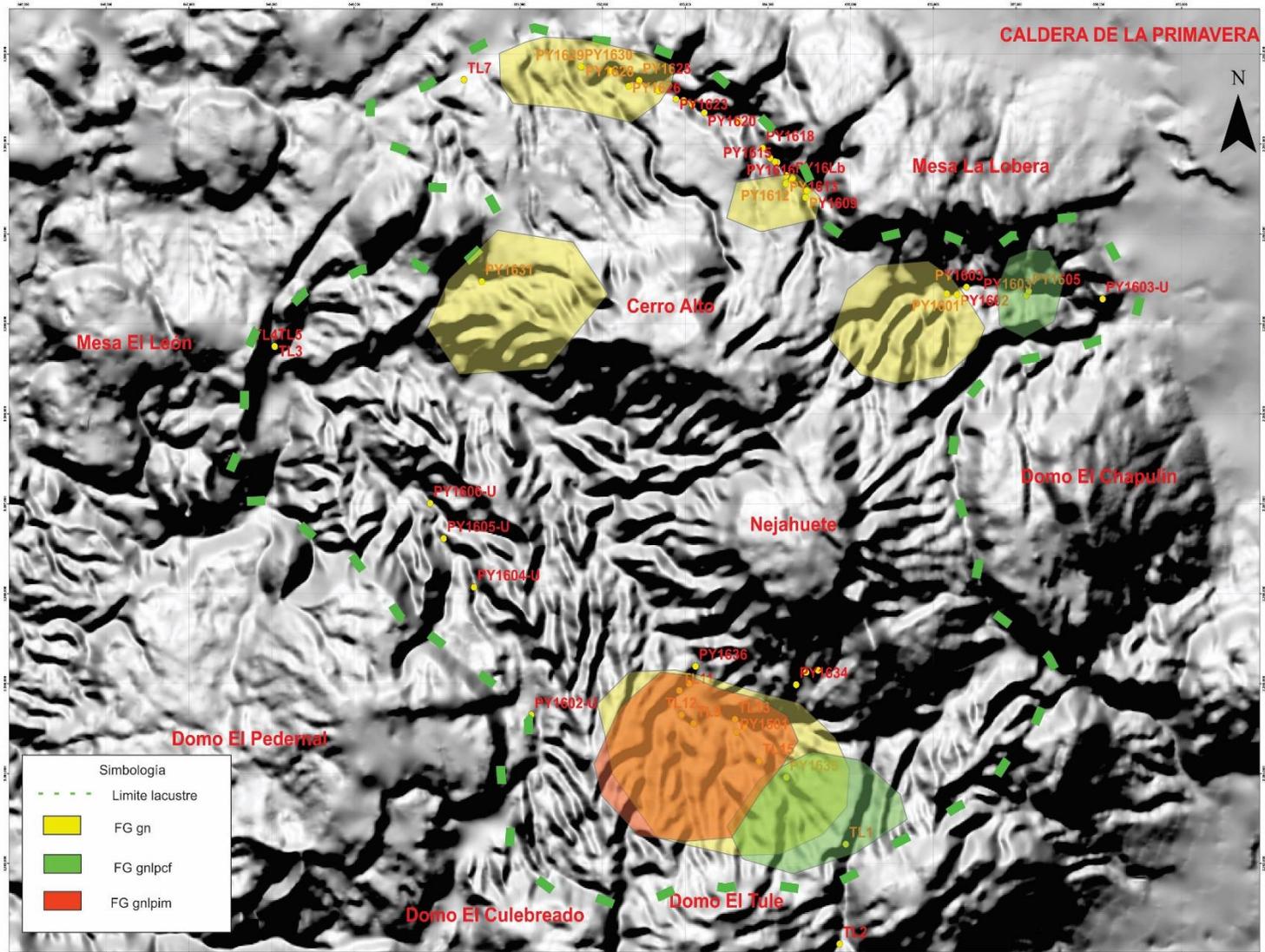


Figura 52. Mapa de ubicación donde afloran las facies FGgn, FGgnlpcf y FGgnlpim en la caldera de la Primavera.

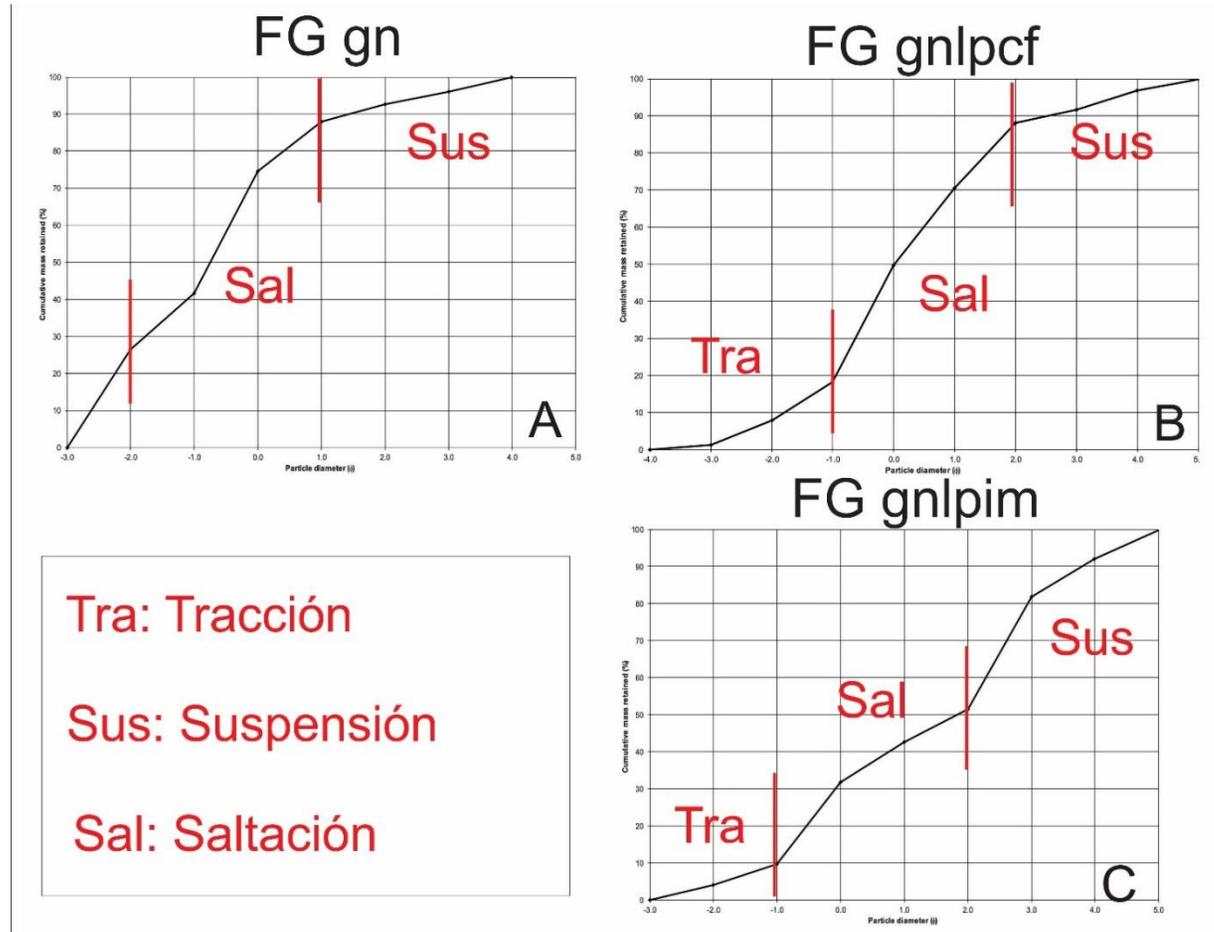


Figura 53. Curvas de Visher (1969), indican el transporte de los sedimentos. **A)** Las facies FGgn presentan un transporte principalmente por saltación y en menor porción por suspensión; **B)** Las facies FGgnlpfc muestran un transporte por tracción, en mayor porción por saltación y suspensión; **C)** Las facies FGgnlpim presentan un transporte en menor porción por tracción y en mayor porción por saltación y suspensión.

Clase de Facies Arenosa (CFAr)

La clase de facies arenosa (CFAr) representa un 42% del total de las facies del área de estudio, caracterizada por presentar diversas estructuras sedimentarias como laminaciones paralelas, gradaciones normales y gradaciones inversas, rizaduras, laminación convoluta, imbricaciones, entre otras.

Facies Alp: Arenas con laminaciones paralelas

Las FAIp se caracterizan por un tamaño de grano de arenas finas a muy finas, con laminaciones paralelas que presentan sets que varían de 3 a 5 cm de espesor (Figura 54). La morfología de los estratos es tabular y la estratificación media (10cm en promedio) (Figura 59). Estas facies

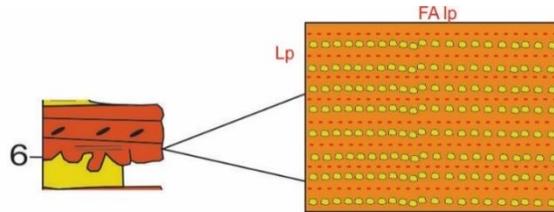


Figura 54. Perfil sedimentológico de la facies FAIp, donde presenta laminaciones paralelas.

sobreyace concordantemente a las facies FAGnlp, Flcv, FAGi, FGgnlp, FLgnlp y FGgignlp y subyacen de la misma forma a las facies FAGnrer, FAm, FBmlp, FAIpr y FGgignlp. Aflora en la parte centro-sur y norte de la caldera (Figura 60). Las facies FAIp presentan características similares a las facies Sh de Miall (1996), por lo que se interpreta como el depósito de un flujo supercrítico asociado con transporte de fondo. Granulométricamente es bimodal, moderadamente clasificado y finamente simétrica, el transporte es generalmente por saltación (Figura 61A).

Facies Agi: Arenas con gradación inversa

La facies Agi se caracteriza por un tamaño de grano de arenas finas a gránulos, con desarrollo de gradaciones inversas (Figura 59). La morfología de los estratos es tabular con estratificación gruesa a delgada (20cm en promedio; Figura 55). Estas facies

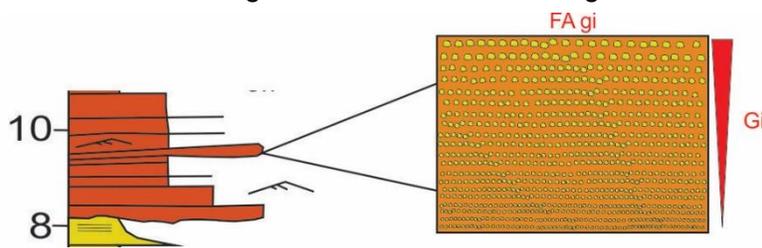


Figura 55. Perfil sedimentológico mostrando la facies FAGi, caracterizada por tener tamaño de grano de arenas finas a arenas gruesas y gránulos.

sobreyace concordantemente a las facies FAGnrer, FLgnlp, FAGnlp, FGgngilp y subyace de la misma manera a las facies FLcv, FAIp, FAm, FLgnlp y FAGnlp. Aflora en la parte centro-sur y norte de la caldera (Figura 60). Las facies FAGi presentan características similares a las facies B1.2 de Pickering y Hiscott (2016), que denota un transporte de sedimentos por flujos

densamente concentrados. Granulométricamente bimodal, pobremente clasificada y simétricamente muy fina, el transporte es generalmente es por saltación y en menor porción por suspensión (Figura 61B).

Facies Am: Arenas masivas

La facies Am se caracteriza por un tamaño de grano de arenas muy gruesas a gruesas, sin desarrollo de estructuras sedimentarias (Figura 59). La morfología de los estratos es tabular, con estratificación gruesa (30cm en promedio; Figura 56). Estas facies sobreyace concordantemente a las facies FAlp, FAgi, FGgnlp, FAgn, FGm y FGgignlp y subyace de la misma manera

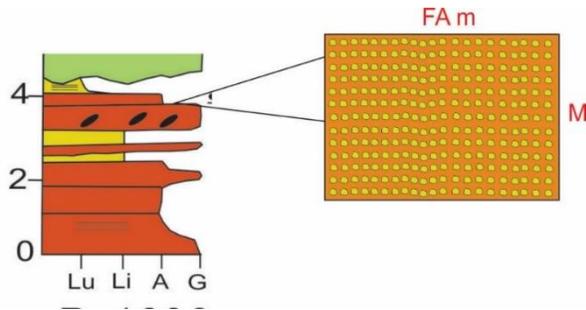


Figura 56. Perfil sedimentológico de la facies FAm, comportándose de manera masiva, no mostrando ninguna estructura sedimentaria interna.

a las facies FLrlp, FAgnlp, FLm, FLgnlp, FGm, FBmlp y FGgignlp. Aflora principalmente en la parte centro-sur y la parte noroeste de la caldera (Figura 60). Las facies FAm presenta características similares a las facies Sm de Miall (1996), que permite interpretarla como el depósito de flujos de sedimentos gravitacionales. Granulométricamente es polimodal, pobremente clasificada y simétrica, denotando un transporte principal por saltación y en menor grado por tracción (Figura 61C).

Facies Agn: Arenas con gradación normal

Las FAgn se caracterizan por un tamaño de grano de gránulos a arenas finas, con la presencia de gradación normal y laminaciones paralelas discontinuas (Figura 59). La morfología de los estratos es tabular y acuñada, con estratos gruesos a delgados (30 cm a 10 cm en promedio; Figura

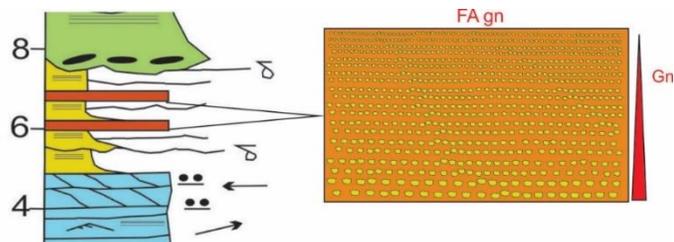


Figura 57. Perfil sedimentológico con la facies FAgn, se compone de gradación normal, puede presentar una morfología del estrato tabular a acuñado y los tamaños de granos varían desde gránulos a arenas finas.

57). Estas facies sobreyace concordantemente a las facies FGgnlp, FLgnlp, FGgi, FBmlp, FAgnlp, FGgn, FAgnlpim, FAgnlpre, FLm y FAgnrer y subyace de la misma manera a las facies FLgnlp, FGgnlpim, FGgignlp, FAm, FGngnlp, FGgn, FLlprgd, FLgnlp, FLm y FAgnlpr. Aflora en la parte centro-sur y norte de la caldera (Figura 60). Las facies FAgn presenta

características similares a las facies C2.1 de Pickering y Hiscott (2016), que representa el depósito de corrientes turbidíticas de baja concentración. Granulométricamente es polimodal, moderadamente clasificada y simétrica, con un transporte principal por saltación y en menor grado por tracción (Figura 61D).

Facies Agnlpim: Arenas con gradación normal, laminación paralela e imbricaciones

Las FAgnlpim presenta un tamaño de grano que varía de gránulos a arenas medias, inmersos en una matriz de limos, con desarrollo de gradaciones normales, laminaciones paralelas e imbricaciones (Figura 59). Las

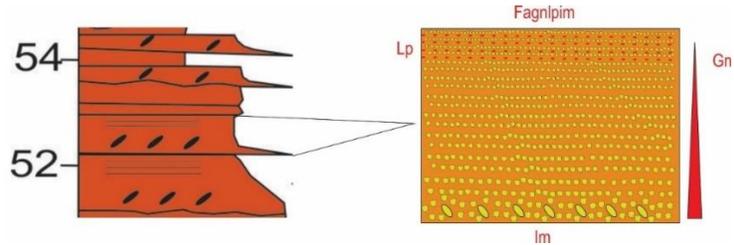


Figura 58. Perfil sedimentológico de la facies FAgnlpim, se caracteriza por tener los estratos tabulares y acuñados, así como tamaño de grano de arenas medias a finas.

laminaciones paralelas presentan sets que varían de 2 a 5 cm de espesor, mientras que los ejes C de los clastos imbricados varía de 3cm a 5 cm, con direcciones de paleocorrientes hacia el N270° a N300°. La morfología de los estratos es acuñada y el espesor varía de gruesos a delgados (30 cm en promedio; Figura 58). Estas facies sobryace concordantemente a las facies FGgnlpim y FLgnlp y subyace de la misma manera a la facies FLgnlp, FAgnlpim y FAgn. Aflora en la parte centro-sur de la caldera (Figura 60). Las facies FAgnlpim presenta características similares a las facies B2.1 de Pickering y Hiscott (2016), que se interpreta como el depósito de una corriente turbidítica de alta concentración. Granulométricamente es polimodal, pobremente clasificadas, finamente simétrica, con un transporte principal por saltación y tracción y un poco por suspensión (Figura 61E).

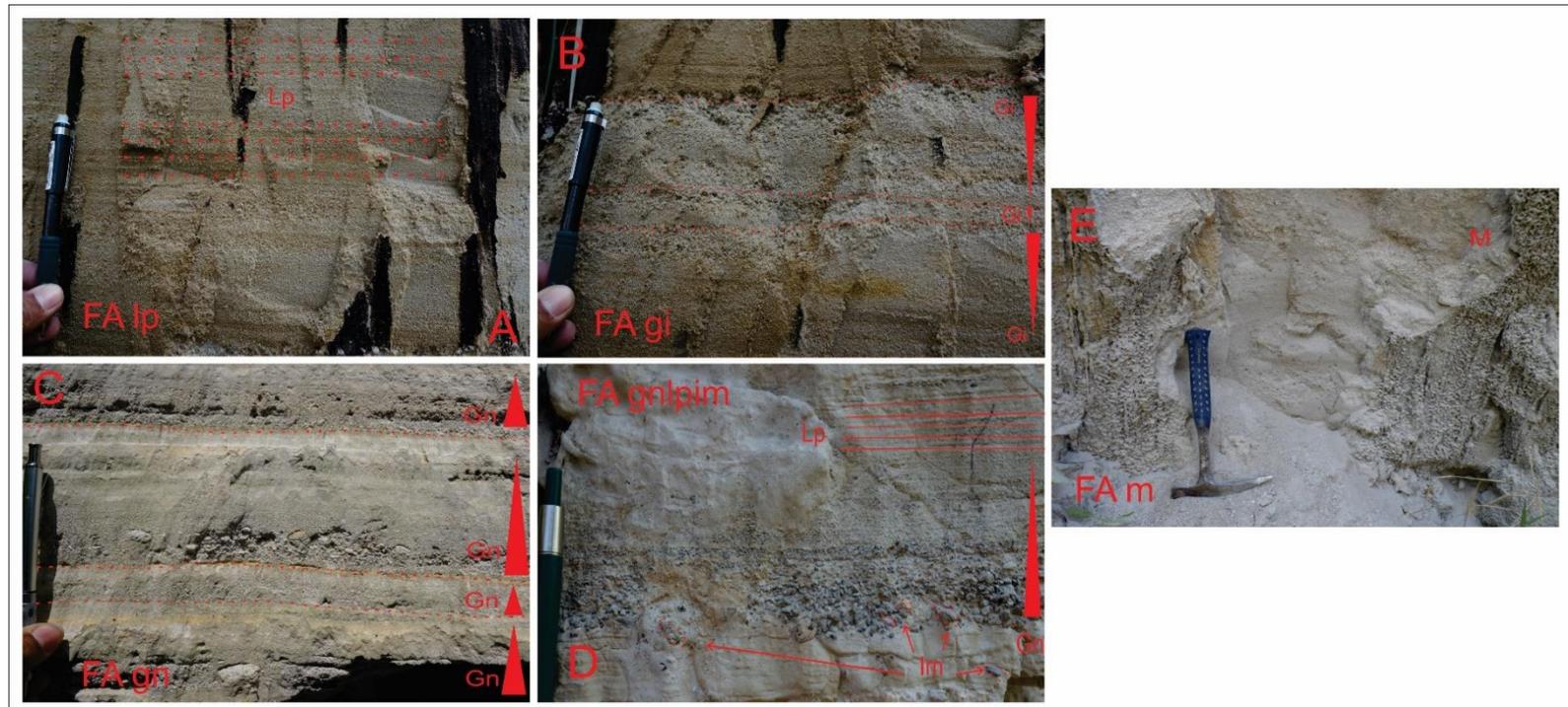


Figura 59. Fotografía de las facies FA_{lp}, FA_{gl}, FA_m, FA_{gn} y FA_{gnlpim}. A) Fotografía de la facies FA_{lp}, donde se observan laminaciones paralelas formadas por clastos de arenas finas a muy finas; B) Fotografía de la facies FA_{gl}, se presentan ciclos de gradación inversa, compuestas por arenas finas a medias; C) Fotografía de la facies FA_{gn}, se compone de ciclos de gradación normal compuesto por tamaño de granos de gránulos a arenas finas; D) Fotografía de la facies FA_{gnlpim}, se caracteriza por tener gradación normal, laminaciones paralelas e imbricaciones, el tamaño de grano varía de gránulos a arenas medias y finas; E) Fotografía de la facies FA_m, la cual se comporta de manera masiva, compuesta por granos de arenas gruesas o arenas muy gruesas.

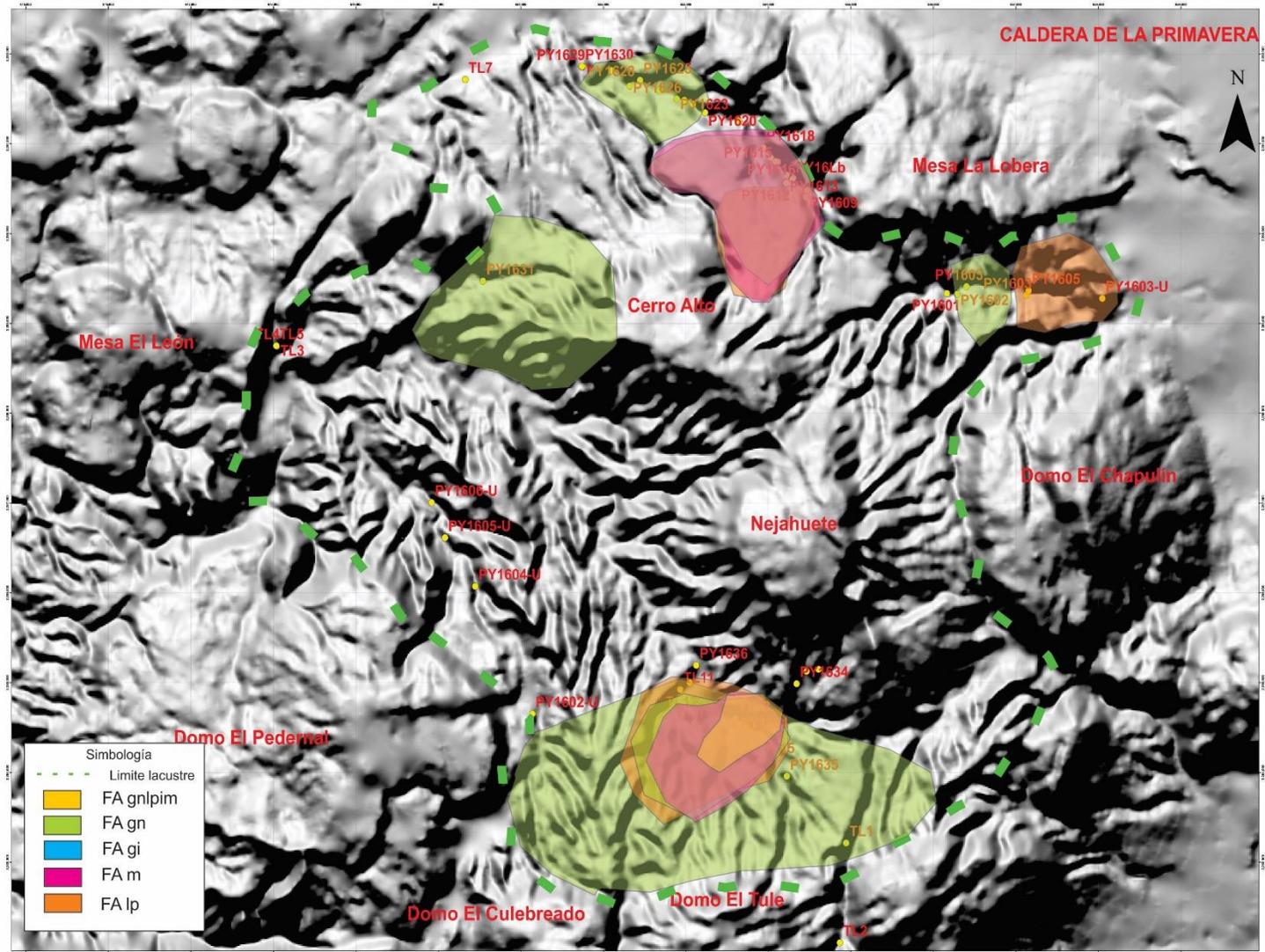


Figura 60. Mapa de ubicación donde aflora las facies FAIp, FAGi, FAm, FAGn y FAGnlpim, en la caldera de la Primavera

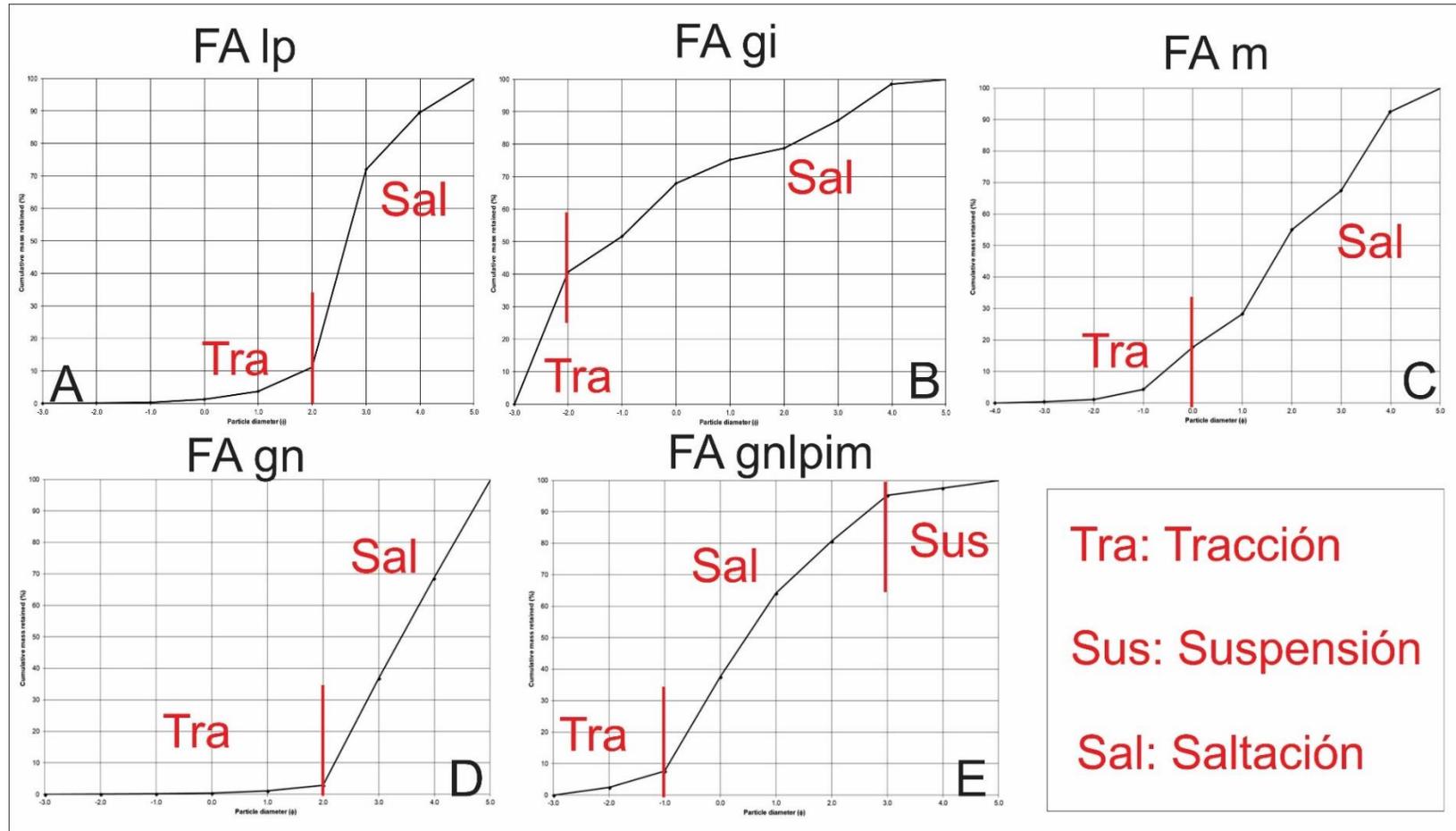


Figura 61. Curvas de Visser (1969), indican el transporte de los sedimentos. **A)** La facies FAIp presentan un transporte por tracción y saltación; **B)** La facies FAGi muestran un transporte principal por saltación y en menor proporción por tracción; **C)** La facies FAM presenta un transporte principal por saltación; **D)** La Facies FAGn muestra un transporte por saltación; **E)** La facies FAGnlpim presenta un transporte por tracción, suspensión y saltación.

Facies Agnrer: Arenas con gradación normal y rizaduras escalonadas y rizaduras

Las FAgnrer se caracterizan por un tamaño de grano arenas muy gruesas a arenas medias (Figura 67), caracterizada por gradación normal, rizaduras escalonadas y rizaduras. Las rizaduras escalonadas presentan una separación entre cresta y cresta de 2 a 4 cm, y se comporta de manera cíclica escalonándose sobre la

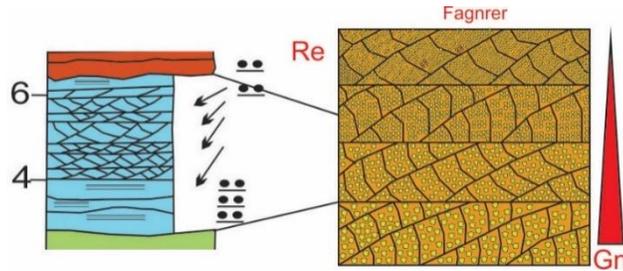


Figura 62. Perfil sedimentológico de la facies FAgnrer, se compone de estratos que se presentan de manera tabular, compuesto por gradaciones normales y rizaduras escalonadas en varios ciclos.

parte de sotavento, mientras que las rizaduras presentan una línea de cresta asimétrica de tipo sinuosa. La morfología de los estratos es tabular y acuñada, con un rango de estratificación que varía de gruesa a delgada (20 cm en promedio; Figura 62). Estas facies sobreyace de manera erosiva a la Toba Tala y de manera concordante a las facies FAgnlp y FLrm, subyace concordantemente a las facies FLgnlp, FAgi y FAgnlp. Aflora principalmente en la parte noreste, centro-sur y norte de la caldera (Figura 68). Las facies FAgnrer presenta características similares a B2.2 de Pickering y Hiscott (2016), que permite interpretarla como el depósito de corrientes turbidíticas con mucha carga de fondo dentro de canales confinados. Granulométricamente es unimodal, moderadamente clasificada y simétricamente gruesa a muy gruesa, denotando un transporte principal por tracción y saltación (Figura 69A).

Facies Afl: Arenas masivas con estructura de flamas

Las FAfl se caracteriza por un tamaño de grano de gránulos a arenas muy finas sin desarrollo de estructuras sedimentarias endógenas, sin embargo, es común el desarrollo de flamas, pueden llegar a tener hasta 10cm de ancho (Figura 67). La morfología de los estratos es tabular y acuñada, con espesores delgados (5cm a 10 cm en promedio) (Figura 63). Estas facies sobreyace

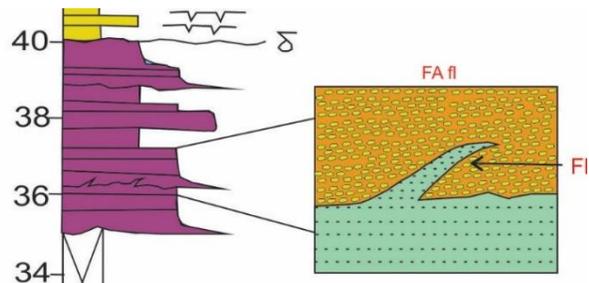


Figura 63. Perfil sedimentológico la facies FAfl, se caracteriza por tener una morfología tabular del estrato, se forma porque la carga de sedimento es mayor y el estrato subyacente presenta un estado plástico.

concordantemente a las facies FAIpr y FLm y subyace de la misma manera a las facies FAIpr y FLgnlp. Aflora en el centro-sur y noroccidente de la caldera (Figura 68). Las FAfl presenta características similares a las facies S1 de Zavala *et al.* (2011), que denota la agradación progresiva desde el fondo por flujos de larga duración que tienen alta carga suspendida de sedimentos. Granulométricamente es bimodal, muy pobremente clasificado y simétricamente muy gruesa, el transporte es principalmente por saltación y suspensión (Figura 69B).

Facies Agngd: Arenas con gradación normal y grietas de disecación

La facies Agngd se caracterizan por un tamaño de grano que varía de arenas gruesas a arenas finas inmersos en una matriz lodosa (Figura 67), con desarrollo de gradación normal en los estratos arenosos y grietas de disecación en los niveles lodosos (Figura 64). La morfología de los estratos es tabular con estratificación delgada (15 cm en promedio).

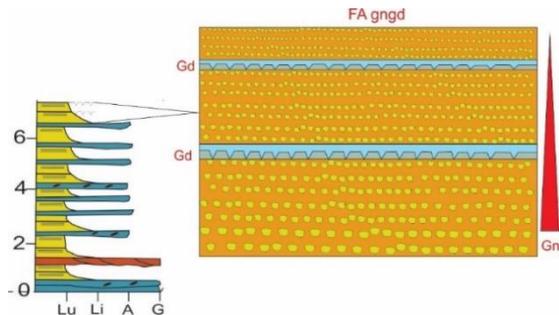


Figura 64. Perfil sedimentológico de la facies FA gngd, presenta grietas de disecación, así como gradaciones normales, los estratos pueden ser tabulares a acuñados.

Estas facies sobreyace concordantemente a la facies FLm y subyace de la misma forma a la facies FLlprgd. Aflora principalmente en la parte noroccidental de la caldera (Figura 68). Las facies FA gngd presenta características similares a las facies Fm de Miall (1996), que denotan un depósito dentro de una llanura de inundación o canales abandonados.

Facies Alpr: Arenas con carpetas de tracción y rizaduras

La facies Alpr se caracterizan por un tamaño de grano que varía de arenas medias a muy finas (Figura 67), con desarrollo de carpetas de tracción y rizaduras. Los sets de las carpetas de tracción varían de 2 a 5 cm de espesor, en tanto que las rizaduras son asimétricas y tienen 3cm de altura en la cresta y 6 cm de separación entre ellas.

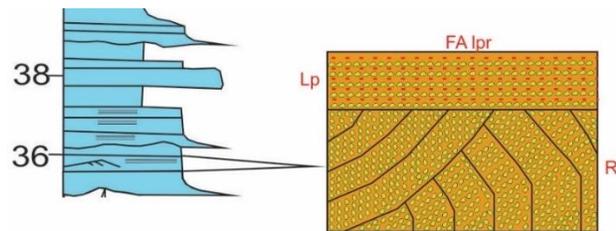


Figura 65. Perfil sedimentológico mostrando la facies FA lpr, presenta una morfología tabular de los estratos, así como laminaciones paralelas y rizaduras como estructuras sedimentarias internas.

La morfología de los estratos es acuñada con estratificación gruesa a delgada (20 cm en promedio; Figura 65). Estas facies sobreyace concordantemente a la facies FAIpr y FAfl y

subyace de la misma manera a las facies FAfl y FAgnlp. Aflora principalmente en la parte centro-sur de la caldera (Figura 68). Las facies FAIpr presenta características similares a las facies Sr de Miall (1996), que permite interpretarlas como depósitos de un régimen de flujo inferior. Granulométricamente es bimodal, muy pobremente clasificada y simétricamente muy gruesa, con un transporte principal por saltación y en menor grado por tracción (Figura 69C).

Facies Agnlpr: Arenas con gradación normal, laminación paralela y rizaduras

La facies Agnlpr presenta un tamaño de grano de gránulos a arenas medias (Figura 67), con desarrollo de gradación normal, laminaciones paralelas y rizaduras. Las laminaciones paralelas se presentan en sets que varían de 3 a 5 cm de espesor, mientras que las rizaduras son asimétricas, con línea de cresta sinuosa con altura que varía 3 a 5 cm y con 4 cm de separación entre cresta y cresta. La morfología de los estratos es acuñada, con estratificación gruesa a delgada (15cm en promedio; Figura 66). Estas facies sobreyace de manera erosiva a las facies FAgnlp, FAgnlpim y FAgn y subyace de la misma manera a las facies FAgn y FAgnlp. Aflora principalmente en la parte nororiente de la caldera (Figura 68). Las facies FAgnlpr presenta características similares a las facies S3 de Zavala *et al* (2011), que permite interpretarla como el depósito de flujos hiperpicnicos con alta carga de sedimentos suspendidos relacionada a flujos unidireccionales u oscilatorios. Granulométricamente es polimodal, moderadamente clasificado y simétricamente grueso, el transporte es principalmente por saltación y suspensión con una pequeña cantidad de tracción (Figura 69D).

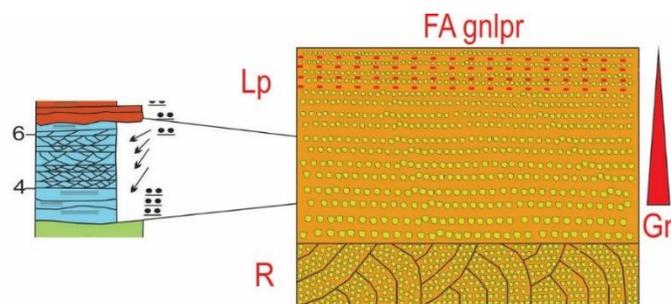


Figura 66. Perfil sedimentológico de la facies FAgnlpr, la morfología de los estratos es tabular, presenta estructuras sedimentarias internas como gradación normal, laminaciones paralelas y rizaduras.

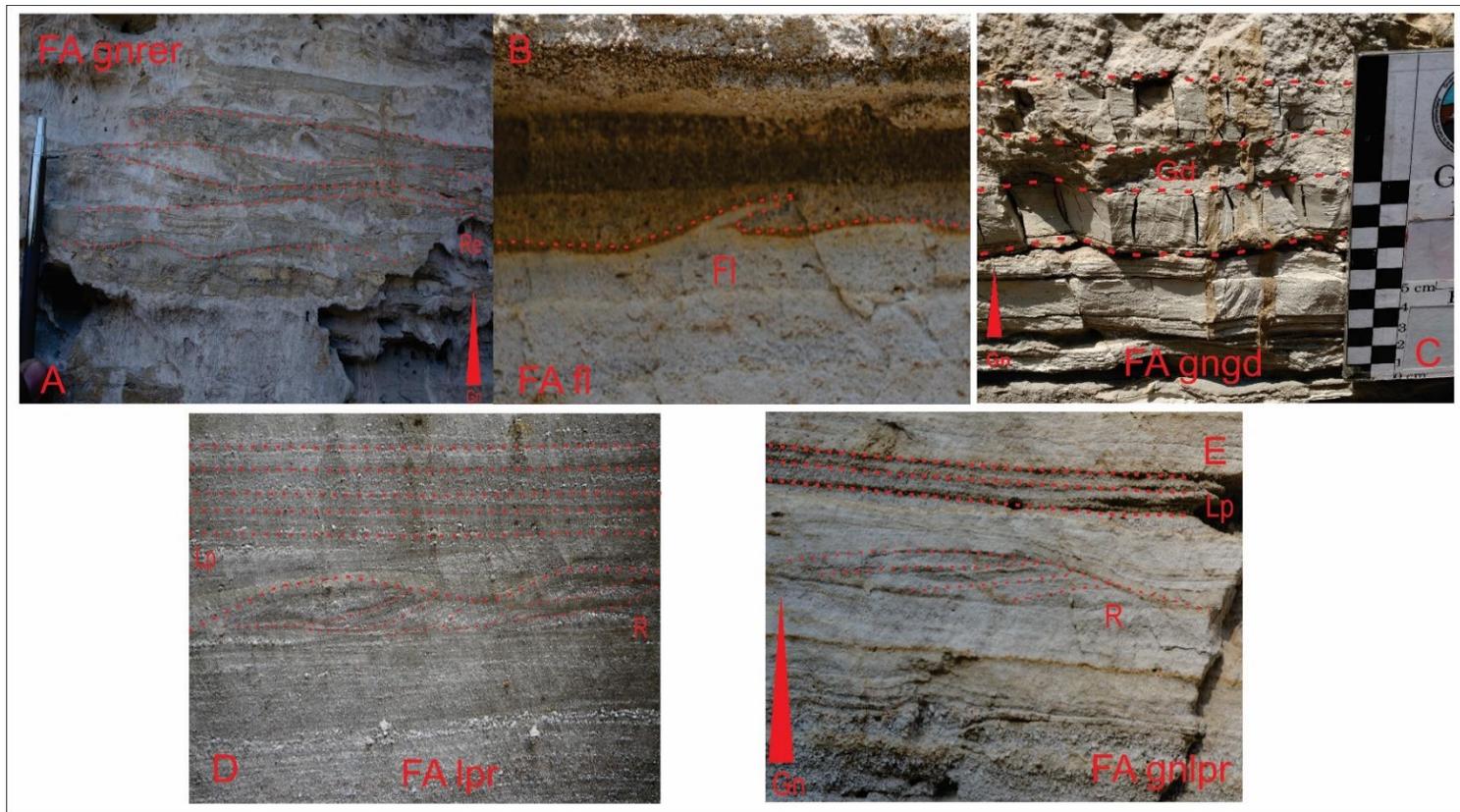


Figura 67. Fotografías de las facies FAgnrer, FAfl, FAgngd, FAlpr y FAgnlpr. A) Fotografía de la facies FAgnrer, se caracteriza por tener gradaciones normales y rizaduras escalonadas, el tamaño de grano varía desde arenas muy gruesas hasta arenas finas; B) Fotografía de la facies FAfl, se caracteriza por tener estructuras sedimentarias de flamas, presentan un tamaño de grano de gránulos a arenas muy finas; C) Fotografía de la facies FAgngd, se caracteriza por tener un tamaño de grano desde gránulos hasta arenas medias o finas (Gn), presentan una matriz lodosa, y tiene grietas de disecación; D) Fotografía de la facies FAlpr, se caracteriza por tener un tamaño de grano de arenas medias a arenas muy finas, presenta laminaciones paralelas y rizaduras; E) Fotografía de la facies FAgnlpr, se caracteriza por tener tamaño de grano de gránulos a arenas medias, se presenta por tener ciclos de gradación normal, rizaduras y laminaciones paralelas.

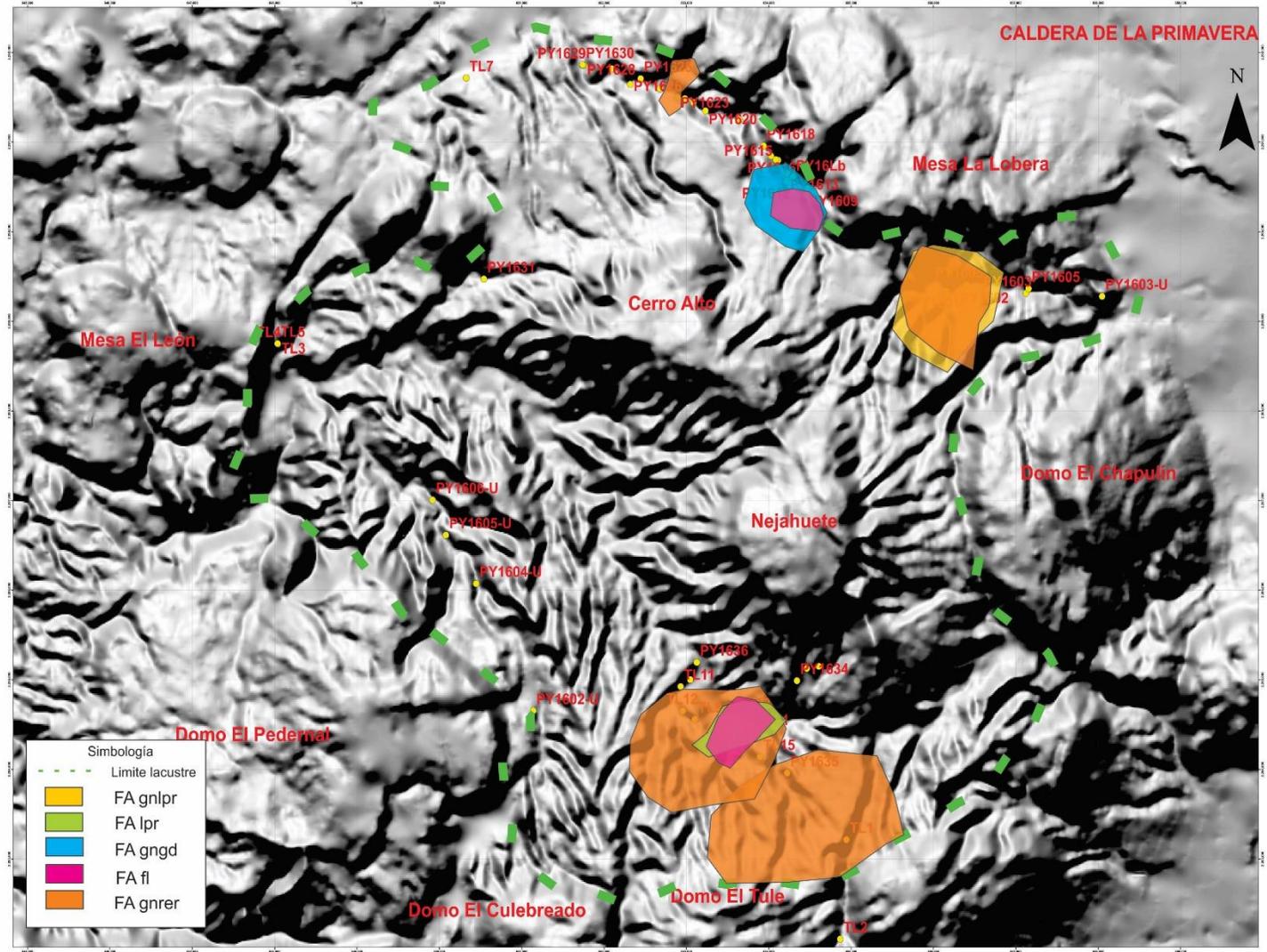


Figura 68. Mapa de ubicación donde afloran las facies FAGnrer, FAfl, FAGngd, FAlpr y FAGnlpr en la caldera de la Primavera.

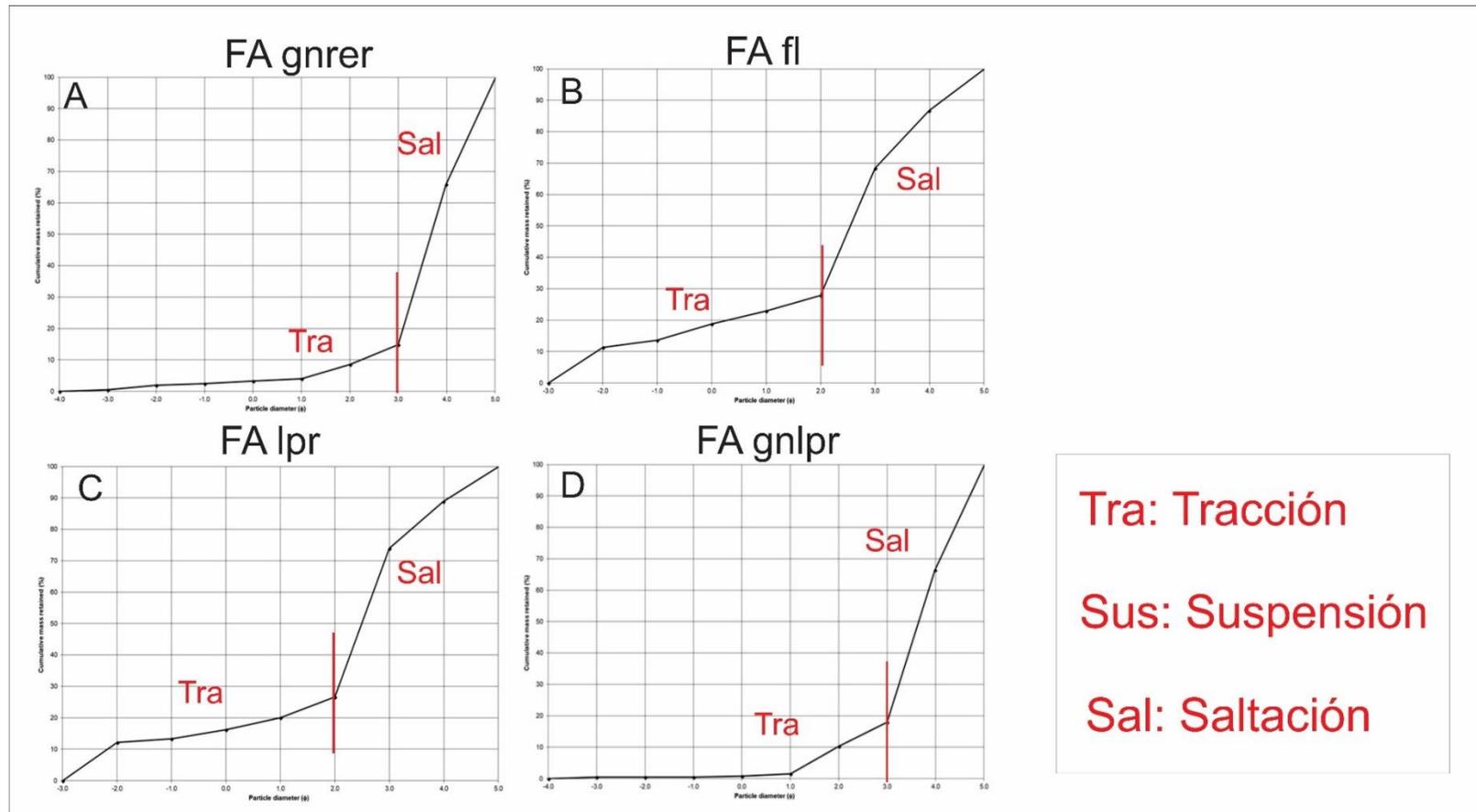


Figura 69. Curvas de Visher (1969), indican el transporte de los sedimentos. **A)** La facies FAGnrer presenta un transporte de sedimentos por tracción y suspensión; **B)** La facies FAfl muestra un transporte por tracción y en menor porción por saltación; **C)** La facies FAlpr presenta un transporte por tracción y saltación; **D)** La facies FAGnlpr presenta un transporte por saltación.

Facies Acf: Arenas con clastos flotados

La facies Acf presenta un tamaño de grano de arenas medias, con clastos flotados de pómez del tamaño de gránulos a guijas con morfología lenticular (Figura 73). La morfología de los estratos es tabular, con estratificación media (15cm en promedio; Figura 70). Estas facies sobreyace concordantemente a las facies FGgnlpcf y subyace de la misma manera a las facies

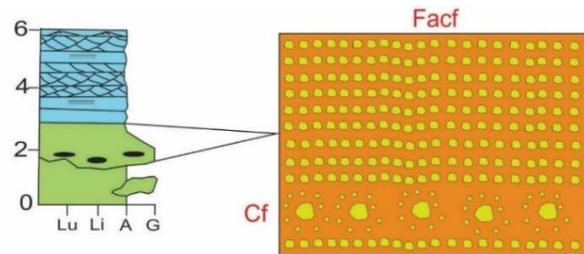


Figura 70. Perfil sedimentológico de la facies FAcf, presenta una morfología de los estratos de acuñada a tabular, tiene clastos flotados como estructura sedimentaria interna principal.

FGgnlpcf. Aflora principalmente en la parte nororiente de la caldera (Figura 74). Las facies FAcf presenta características similares a las facies SLM de Miall (1986), que permite interpretarla como depósitos de flujos sedimentarios gravitatorios.

Facies Agignlp: Arenas con gradación inversa a gradación normal con laminación paralela.

La facies Agignlp presenta un tamaño de grano de gránulos a arenas muy finas (Figura 73), con desarrollo de gradaciones inversas y gradaciones normales de manera cíclicas y carpetas de tracción. Los sets de carpetas de tracción miden de 3 a 7 cm de espesor. La morfología de los estratos es tabular y

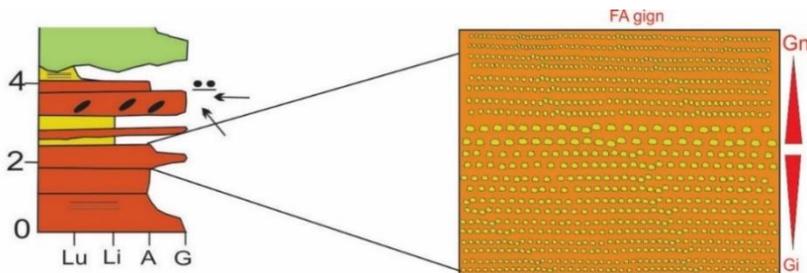


Figura 71. Perfil sedimentológico mostrando la facies FAGignlp, tiene una morfología del estrato tabular, aunque puede acuñarse o formar lentes, presenta gradación inversa a gradación normal como estructuras sedimentarias internas.

estratos es tabular y

acuñada y la estratificación es delgada a gruesa (Figura 71). Estas facies sobreyace de forma erosiva a las facies FGgi, FAIp, FAIpr, FLM, FLgnlp, FGgnlpim, FGm, FGgignlp, FGgn, FAm, FAGi, FLgnlp, FLIprgd, FAGnrer, FGcf y FAGnlp y subyace de la misma manera a las facies FGgn, FAIp, FGm, FLgnlp, FAGnlp, FBmlp, FLM, FAGi, FLgnlp, FGgn, FGr, FAGnrer, FGgignlp y FAGn. Aflora principalmente en la parte noreste de la caldera (Figura 74). La facies FAGignlp presenta características similares a las facies S2 de Zavala *et al* (2011), que permite interpretarlas como el depósito de flujos hiperpicnicos. Granulométricamente es polimodal, muy pobremente clasificada y muy finamente simétrica, con un transporte principal por tracción y saltación (Figura 72).

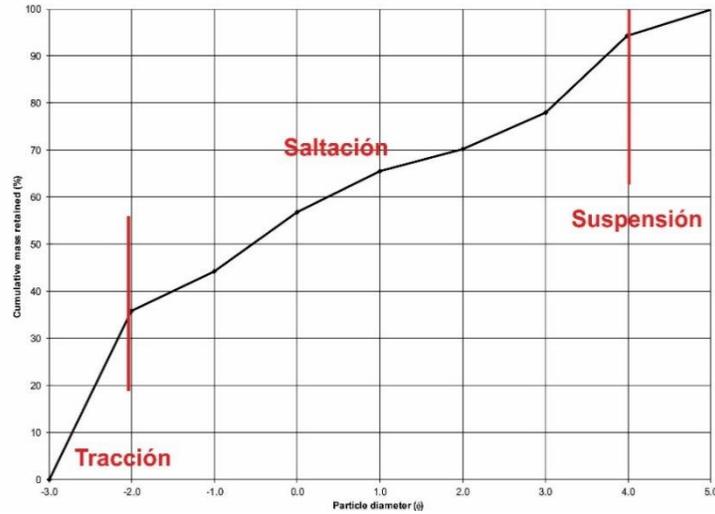


Figura 72. Curva de Visher (1969), se observa un transporte principal por saltación.

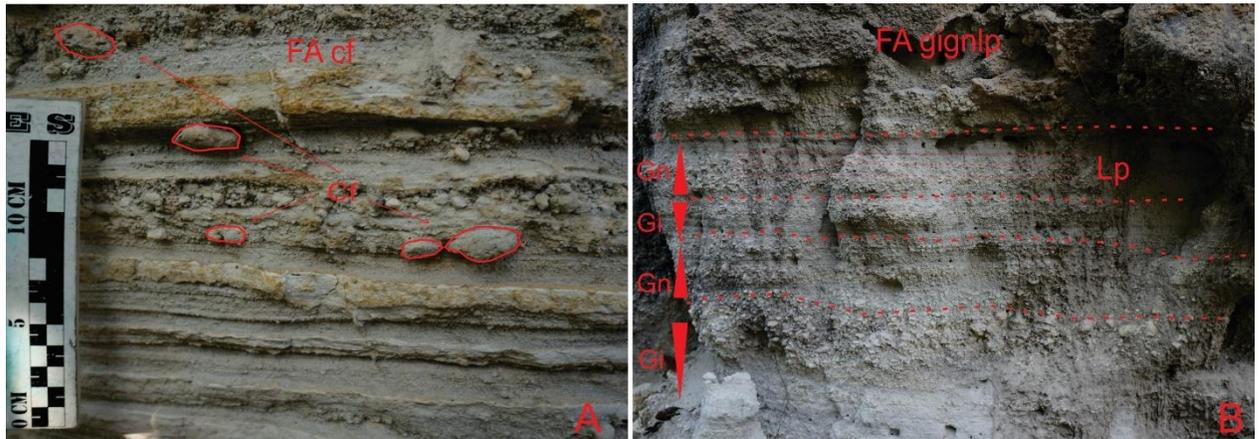


Figura 73. Fotografías de las facies FAcf y FAgignlp. A) Fotografía de la facies FAcf, se caracteriza por tener tamaño de grano desde gravas hasta arenas medias, con una matriz arenolodosa, presenta clastos flotados, principalmente clastos de pómez; B) Fotografía de la facies FAgignlp, se caracteriza por tener un tamaño de grano de gránulos a arenas medias-gruesas, presenta ciclos de gradación inversa (Gi), gradación normal (Gn) y laminaciones paralelas (Lp).

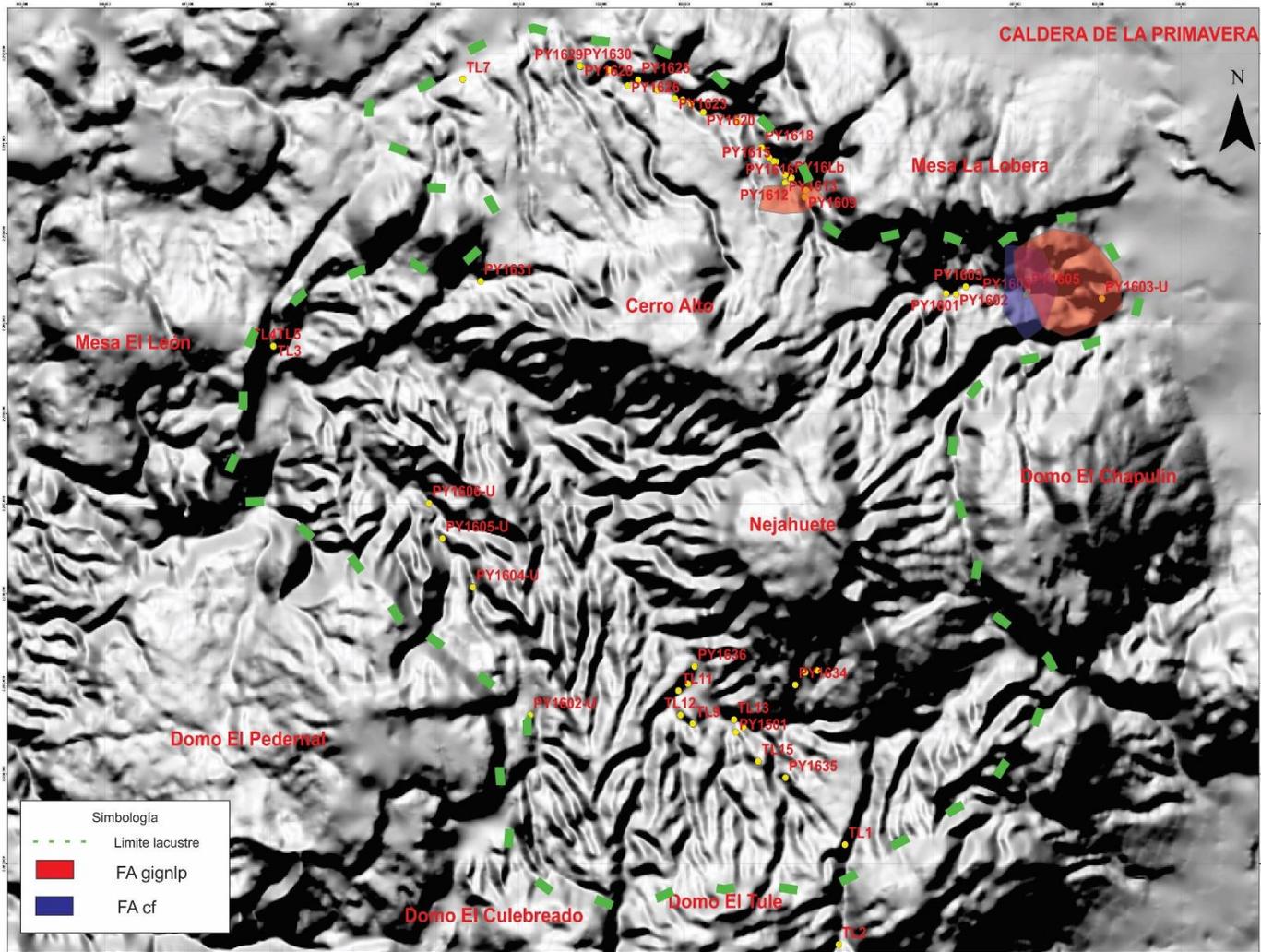


Figura 74. Mapa de ubicación donde afloran las facies FAcf y FAGignlp en la caldera de la Primavera.

Clase de Facies Lodosa (CFL)

La clase de facies lodosa (CFL) representa un 24% del total de las facies del área de estudio, presenta estructuras sedimentarias como carpetas de tracción, gradaciones normales e inversas, rizaduras, entre otras.

Facies Lcv: Lodos con estructuras de flamas y moldes de carga similares a las facies C2.1 de Pickering y Hiscott (2016), que representa el depósito de corrientes turbidíticas de baja concentración. Granulométricamente es polimodal, moderadamente clasificada y simétrica, con un transporte principal por saltación y en menor grado por tracción (Figura 61D).

La facies Lcv se caracterizan por un tamaño de grano de limos y lodos (Figura 80), con desarrollo de estructuras de flama y moldes de carga. La

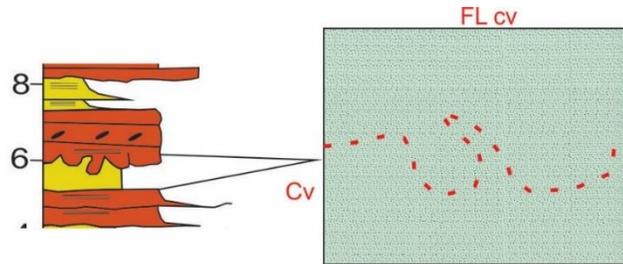


Figura 75. Perfil sedimentológico mostrando la facies FLcv, la cual presenta una morfología del estrato tabular, tiene laminación convoluta, la cual se caracteriza por la deformación del estrato.

La morfología del estrato es tabular, siendo delgados (5 a 10 cm aproximadamente; Figura 75). Estas facies sobreyace concordantemente a las facies FAg_i y subyace a las facies FAI_p. Aflora principalmente en el centro-sur de la caldera (Figura 81). La facies FLcv presenta características similares a las facies L de Zavala *et al.* (2011), que permite interpretarla como el depósito de la suspensión y saltación de un flujo hiperpicnico. Granulométricamente es polimodal, muy pobremente clasificada, simétricamente muy gruesa, con un transporte principal por saltación y suspensión (Figura 82A).

Facies Lrlp: Lodos con rizaduras y laminaciones paralelas

La facies Lrlp presenta un tamaño de grano de limos y lodos, con lentes de arenas. Rizaduras y laminaciones paralelas caracterizan a esta facies. Las rizaduras tienen una altura de la cresta de 2 cm y una separación de cresta entre cresta de 4 cm, mientras

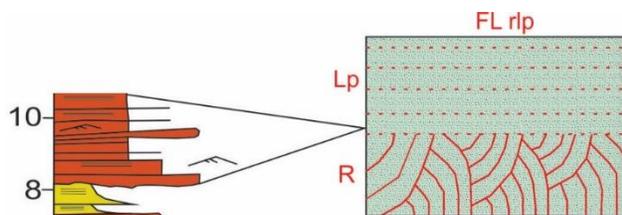


Figura 76. Perfil sedimentológico de la facies FLrlp, la morfología del estrato es tabular, presenta laminaciones y rizaduras.

que las laminaciones paralelas varían de 2cm a 3 cm de espesor (Figura 80). La morfología del estrato es tabular y los estratos son medianos (15 cm aproximadamente; Figura 76). Estas facies sobreyace concordante a las facies FAm y subyace de la misma forma a las

facies FLgn. Aflora principalmente en el centro-sur de la caldera (Figura 81). Las facies FLrlp presenta características similares a las facies C2.2 de Pickering y Hiscott (2016), lo cual permite interpretarla como el depósito de una corriente turbidítica de baja concentración y velocidad.

Facies Lgn: Lodos con gradación normal

La facies Lgn se caracteriza por limos y lodos con desarrollo de gradación normal de forma cíclica (Figura 80). La morfología del estrato es tabular con estratificación delgada (10 cm aproximadamente; Figura 77). Esta facies sobreyace concordantemente a las facies FLrlp y subyace de la misma

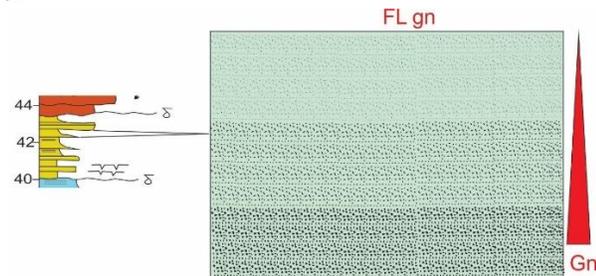


Figura 77. Perfil sedimentológico de la facies FLgn, presenta una morfología de los estratos tabular y el tamaño de los estratos es delgado, presenta gradaciones normales cíclicas.

manera a las facies FAIp. Aflora principalmente en el centro-sur de la caldera (Figura 81). Las facies FLgn presenta características similares a las facies D2.1 de Pickering y Hiscott (2016), que denota el depósito de una corriente turbidítica de baja concentración.

Facies Llprcv: Lodos con laminaciones paralelas, rizaduras y laminación convoluta

La facies Llprcv presenta un tamaño de grano de limos y arcillas con desarrollo de laminaciones paralelas, rizaduras y laminación convoluta. Las laminaciones paralelas varían de 2 a 3 cm de espesor, las rizaduras son asimétricas, el espesor de la

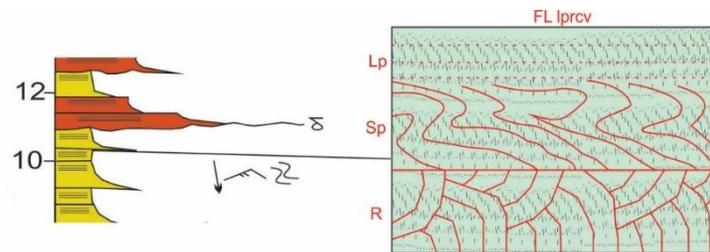


Figura 78. Perfil sedimentológico que muestra la facies FLlprcv, tiene una morfología de los estratos tabular, presenta rizaduras y laminación convoluta, como estructura interna del estrato.

cresta es de 3 cm y la separación entre cresta y cresta es de 4 cm. Las laminaciones convoluta deforman la parte media de los estratos (Figura 80). La morfología de los estratos es tabular, con una estratificación delgada (10 cm aproximadamente; Figura 78). Estas facies sobreyace de manera concordante a las facies FLgnlp, FAGnrer, FLgnlp y FBmlp y subyace de la misma manera a las facies FLm, FGgn y FGgnlp. Aflora principalmente en la parte noroccidente de la caldera (Figura 81). Las facies FLlprcv presenta características similares a las facies S3L de Zavala *et al* (2011), que permite interpretarla como el depósito de un flujo hiperpicnico.

Facies Llprgd: Lodos con laminaciones paralelas, rizaduras y grietas de disecación

La facies Llprgd presenta un tamaño de grano de limos y lodos, con desarrollo de laminaciones paralelas, rizaduras y grietas de desecación. Las laminaciones paralelas tienen un espesor de 3 cm aproximadamente, las rizaduras son asimétricas, la cresta tiene 2 cm de espesor y una separación entre cresta y cresta de 4 cm. Las grietas de desecación son de 2 cm a 5 cm aproximadamente, de color blanquecino (Figura 80). La morfología del estrato es tabular y acuñado, con estratificación delgada y mediana (15 cm aproximadamente; Figura 79). Estas facies sobreyace de manera concordante a las facies FAgn, FLgnlp, FLm, FAGngd y FLgnlp y subyace de la misma manera a las facies FAGnlp, FGgn y FLgnlp. Aflora principalmente en la parte noroccidente de la caldera (Figura 81). Las facies FLlprgd presenta características similares a las facies Fsm de Miall (1996), que permite interpretarlos como el depósito de canal abandonado o de pantano.

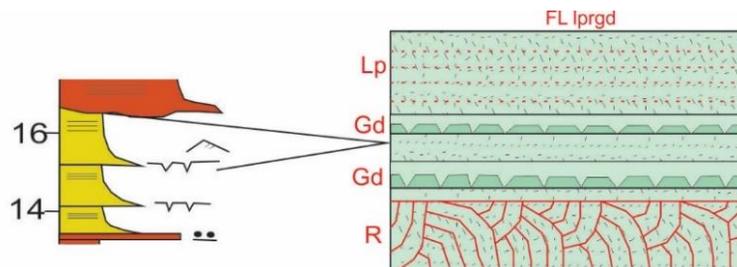


Figura 79. Perfil sedimentológico de la facies FLlprgd, la morfología de los estratos es tabular, en ocasiones presenta lentes y se acuña, presenta niveles de grietas de desecación en los estratos, así como laminaciones paralelas y rizaduras.

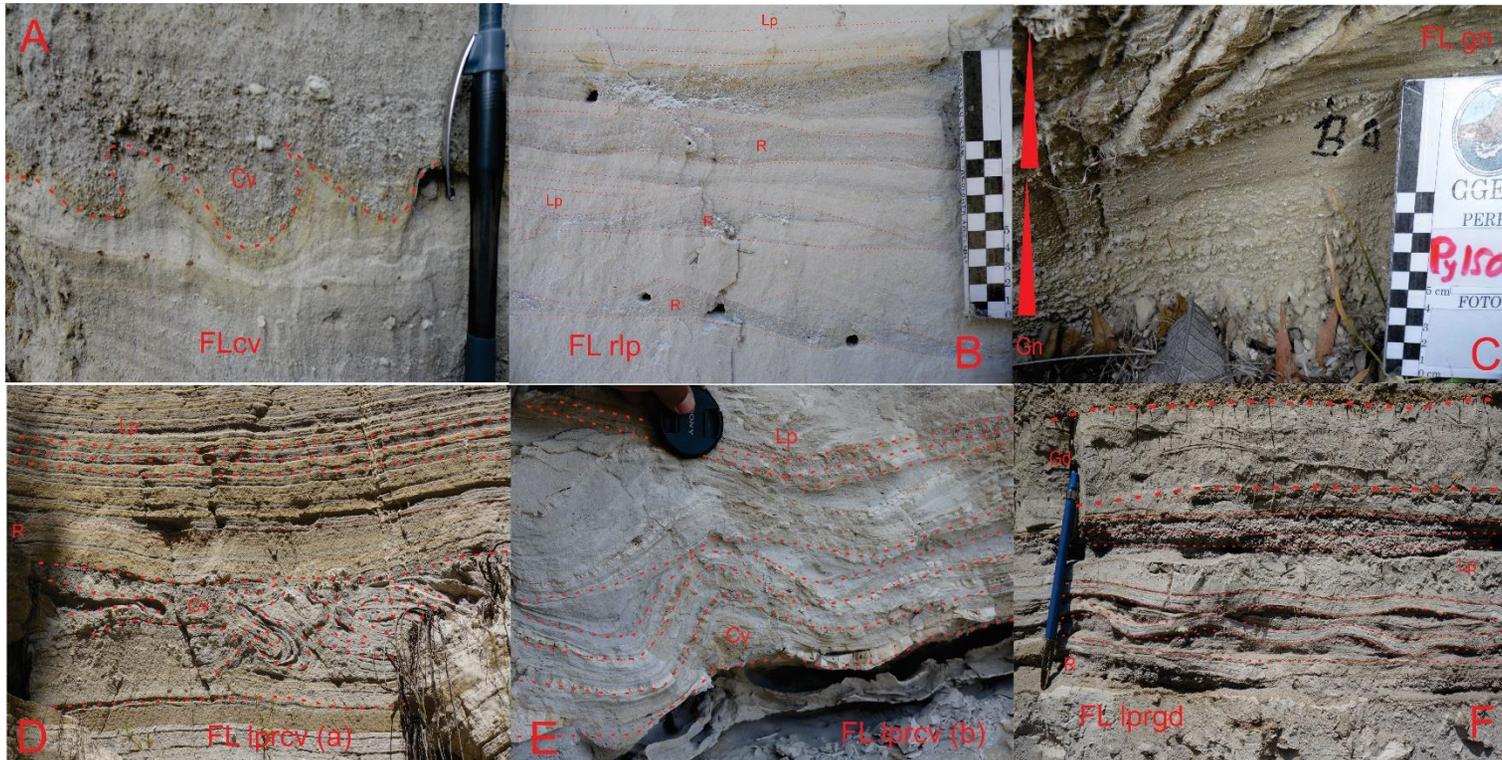


Figura 80. Fotografías de las facies FLCv, FLrlp, FLgn, FLlprcv y FLlprgd. **A)** Fotografía de la facies FLCv, se caracteriza por tener un tamaño de grano de limos y lodos y presentar moldes de carga y flamas; **B)** Fotografía de la facies FLrlp, se caracteriza por tener un tamaño de grano limos y lodos, con algunos horizontes arenosos, presenta laminaciones paralelas y rizaduras; **C)** Fotografía de la facies FLgn, se caracteriza por tener un tamaño de grano lodoso a limoso, en ocasiones presentan gránulos, presenta ciclos de gradación normal; **D)** Fotografía de la facies FLlprcv, se caracteriza por tener un tamaño de grano de limos y lodos, aunque se presenta de manera arenosa, presenta laminaciones paralelas, rizaduras y laminación convoluta; **E)** Fotografía de la facies FLlprcv, se caracteriza por tener un tamaño de grano de limos, presenta rizaduras y laminaciones paralelas; **F)** Fotografía de la facies FLlprgd, se caracteriza por tener un tamaño de grano de limos y lodos, en ocasiones presenta lentes de gránulos y arenas, muestra grietas de disecación y rizaduras.

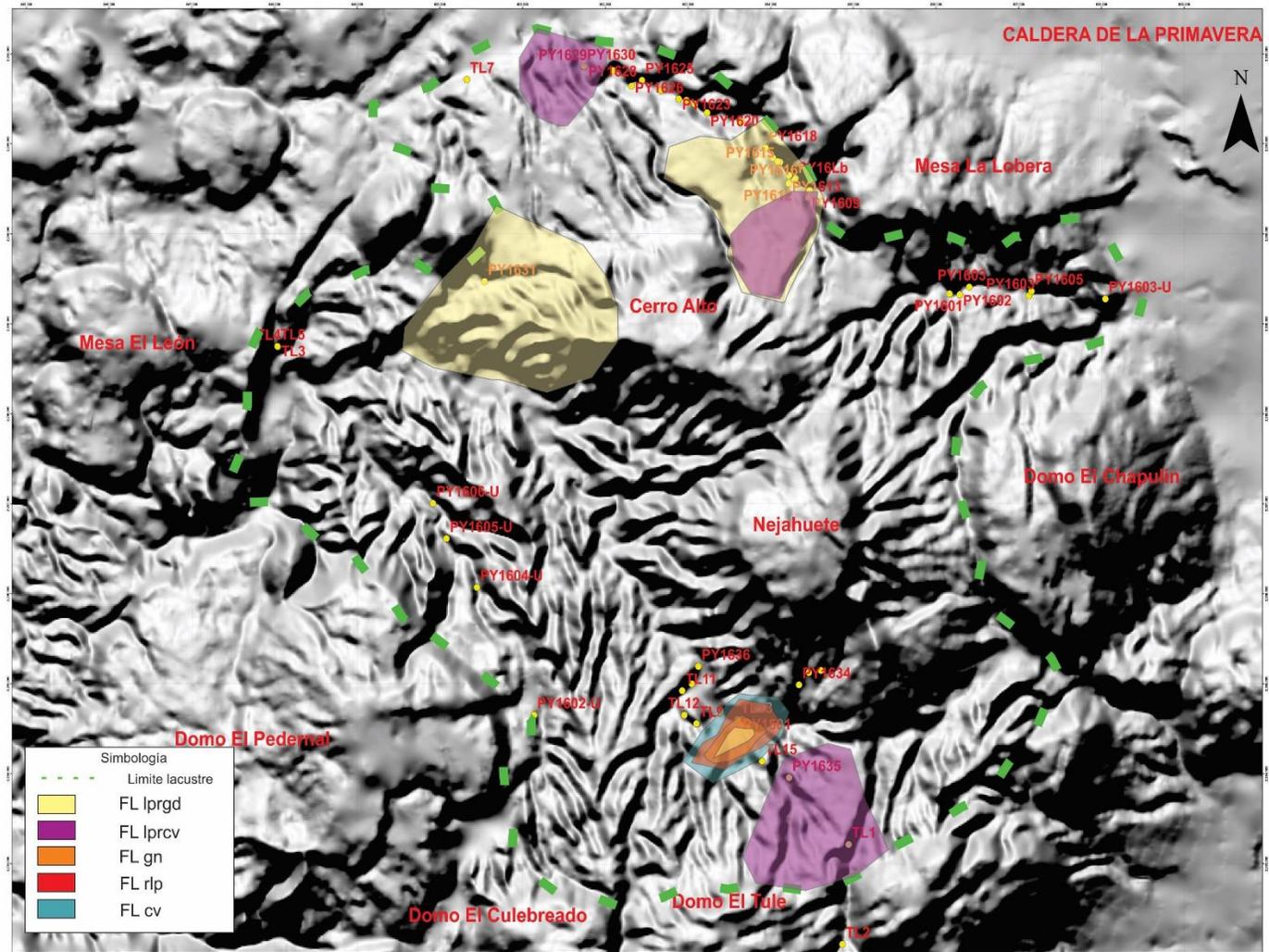


Figura 81. Mapa de ubicación donde afloran las facies FLcv, FLrlp, FLgn, FLlprcv y FLlprgd en la caldera de la Primavera.

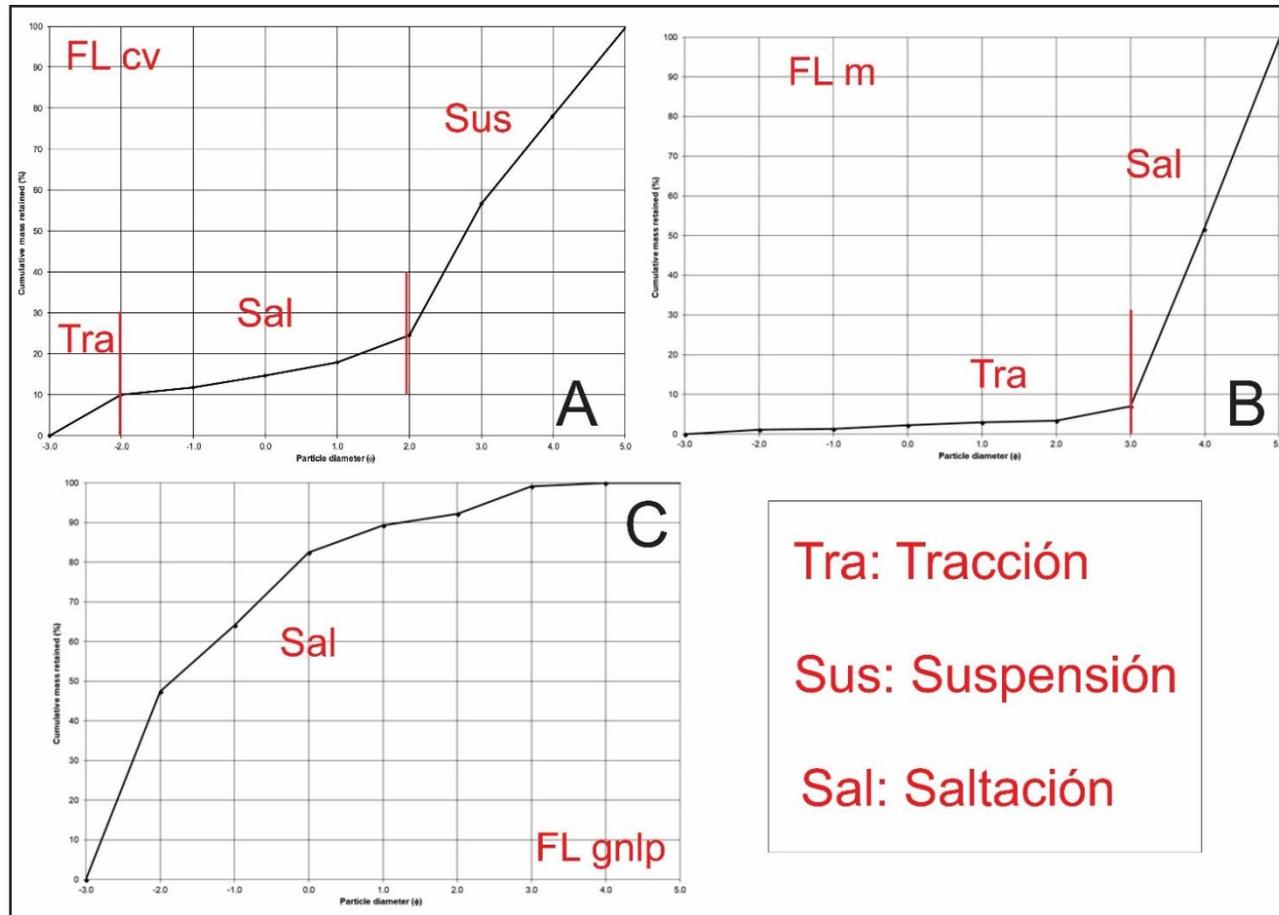


Figura 82. Curvas de Visher (1969), muestran el transporte de los sedimentos. **A)** La facies FLCv muestra un transporte menor por tracción, y mayormente por saltación y suspensión; **B)** La facies FLm presenta un transporte por tracción y saltación; **C)** La facies FLgnlp muestra un transporte por saltación.

Facies Lrm: Lodos con rizaduras simétricas

La facies Lrm presenta un tamaño de grano de limos y arcillas con desarrollo de rizaduras simétricas. El tamaño de base a la cresta es de 3 a 5 cm aproximadamente, el tamaño entre cresta y cresta es de 4 cm y la línea de cresta es recta (Figura

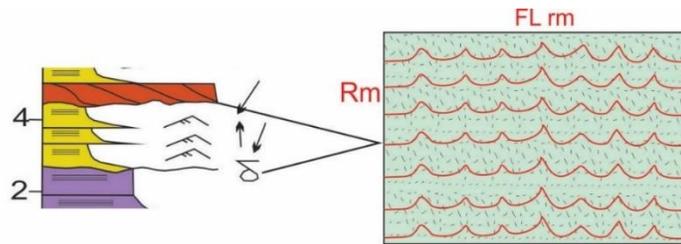


Figura 83. Perfil sedimentológico la facies FLrm, la morfología de los estratos es tabular, presenta rizaduras mareales, las cuales presentan una simetría.

86). La morfología de los estratos es tabular con estratificación mediana (15cm aproximadamente) (Figura 83). Estas facies sobreyace de manera concordante a las facies FBmlp y subyace de la misma forma a las facies FAGnrer. Aflora principalmente en la parte noroccidental de la caldera (Figura 87). Las facies FLrm presenta características similares a las facies S3w de Zavala *et al.* (2011), que permite interpretarla como el depósito de flujos hiperpicnicos modificados por el oleaje.

Facies Lm: Lodos masivos

Las FLm se caracterizan por limos y arcillas carentes de estructuras sedimentarias internas (Figura 86). La morfología del estrato es tabular con estratificación mediana (15 cm aproximadamente); Figura

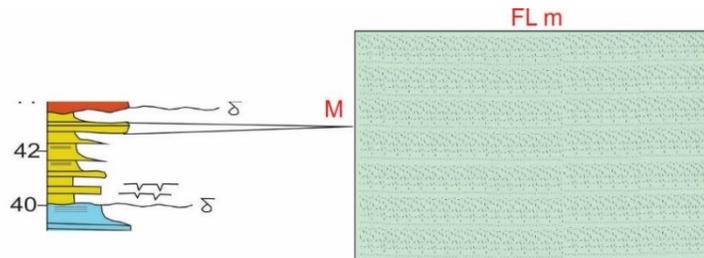


Figura 84. Perfil sedimentológico que muestra la facies FLm, presenta una morfología de los estratos tabular, no presenta estructuras sedimentarias.

84). Esta facies sobreyace de manera concordante a las facies FGm, FAGnlp, FAM, FLlprcv y FAGn y subyace de la misma manera a las facies FAGnlp, FAM, FAfl, FLlprgd, FGm, FAGn, FAGngd y FBmlp. Aflora principalmente en la parte centro-sur y norte de la caldera (Figura 87). Las facies FLm presenta características similares a las facies D1.1 de Pickering y Hiscott (2006), que permite interpretarla como el depósito de flujos de limos altamente cohesivos y fluidos. Granulométricamente es unimodal, moderadamente clasificado, simétricamente grueso, con un transporte en saltación y en menor grado por tracción (Figura 82B).

Facies FLgntp: Lodos con gradación normal y laminación paralela

La facies Lgntp presenta tamaño de grano de limos y arcillas, con algunos lentes de arenas muy finas a finas con gradación normal y laminaciones paralelas, que varían de 2 cm a 5 cm de espesor (Figura 86). La morfología del estrato es tabular, con estratificación delgada a mediana (10 cm en promedio; Figura 85). Estas facies sobreyace erosivamente a la Toba Tala y de manera concordante a FAGntp, FAm, FAGntpm, FBmlp, FAgn, FGgn, FGgntp, FGgntpcf, FAGnrer, FAfl, FAGi, FGgignlp y FAIp, y subyace de manera concordante a las facies FAGntp, FBmlp, FAgn, FLlprgd, FGgn, FGgntp, FAGntpm, FGgntpfl, FAGnrer, FLlprcv, FGgignlp, FAGi y FAIp. Esta facies tiene presencia gran parte de la caldera (Figura 87). Las facies FLgntp presenta características similares a la facies FI de Miall (1996) que permite interpretarla como el depósito de canales abandonados, llanuras de inundación u overbank. Granulométricamente son polimodales, de muy pobremente a pobremente clasificadas y simétricamente gruesas a muy gruesas, el transporte principalmente es por saltación y suspensión (Figura 82C).

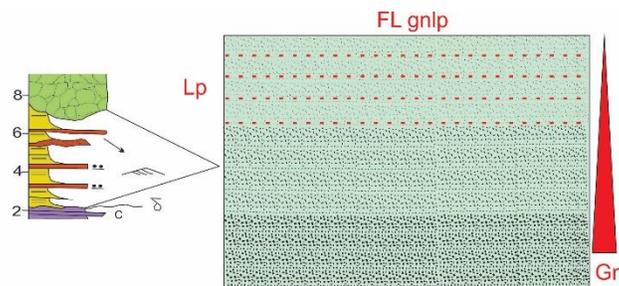


Figura 85. Perfil sedimentológico de la facies FLgntp, presenta una morfología de los estratos tabular, muestra laminaciones paralelas como estructura sedimentaria interna.

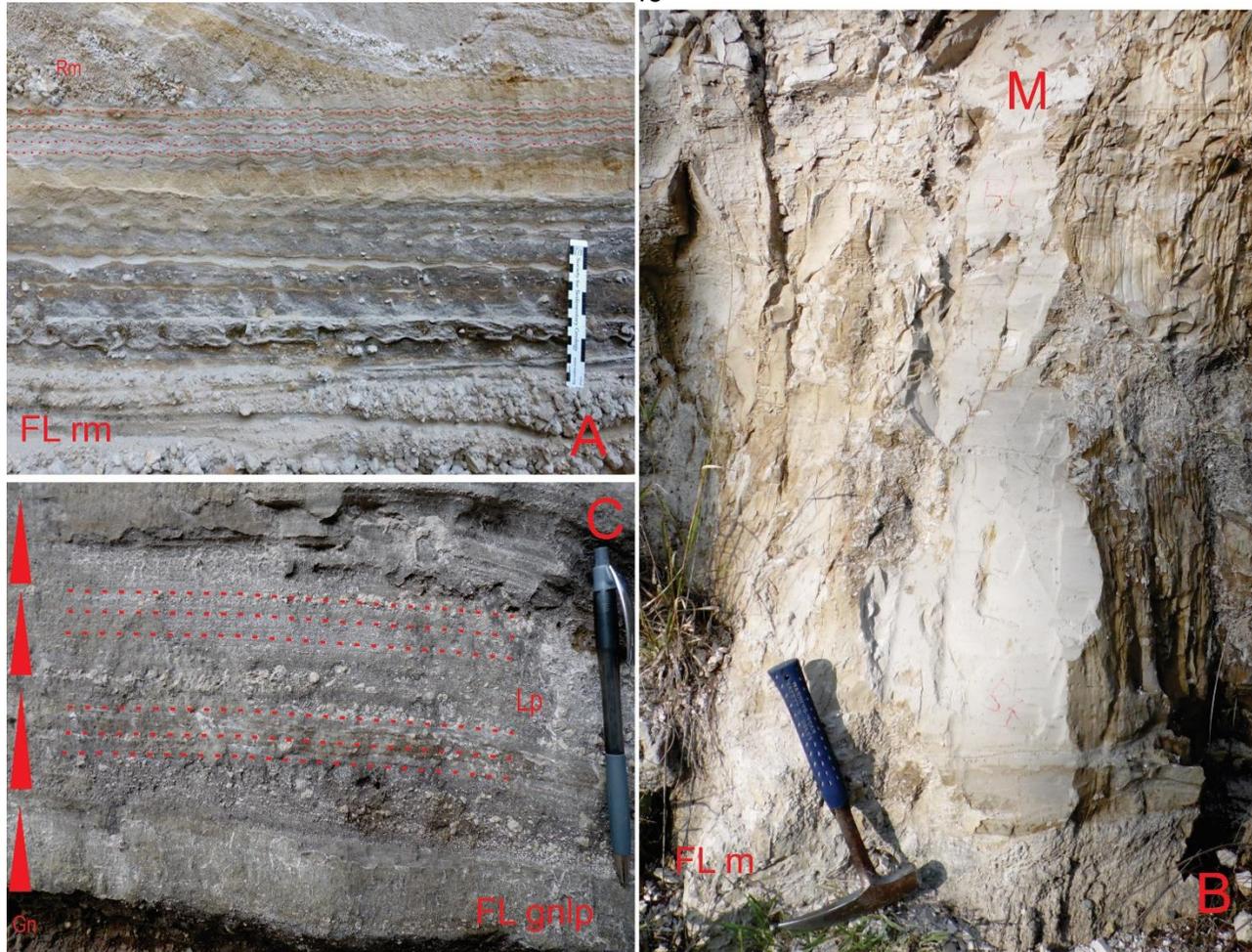


Figura 86. Fotografías de las facies FLrm, FLm y FLgnlp. A) Fotografía de la facies FLrm, se caracteriza por tener un tamaño de grano limos y lodos, tiene rizaduras mareales, se forman oscilatoriamente en un ambiente de estabilidad; B) Fotografía de la facies FLm, se caracteriza por tener un tamaño de grano limos y arcillas, se comporta de manera masiva pues no presenta estructuras sedimentarias; C) Fotografía de la facies FLgnlp, se caracteriza por presentar tamaño de grano limos y lodos, aunque puede presentarse arenas y gránulos, presenta ciclos de gradación normal, así como laminaciones paralelas.

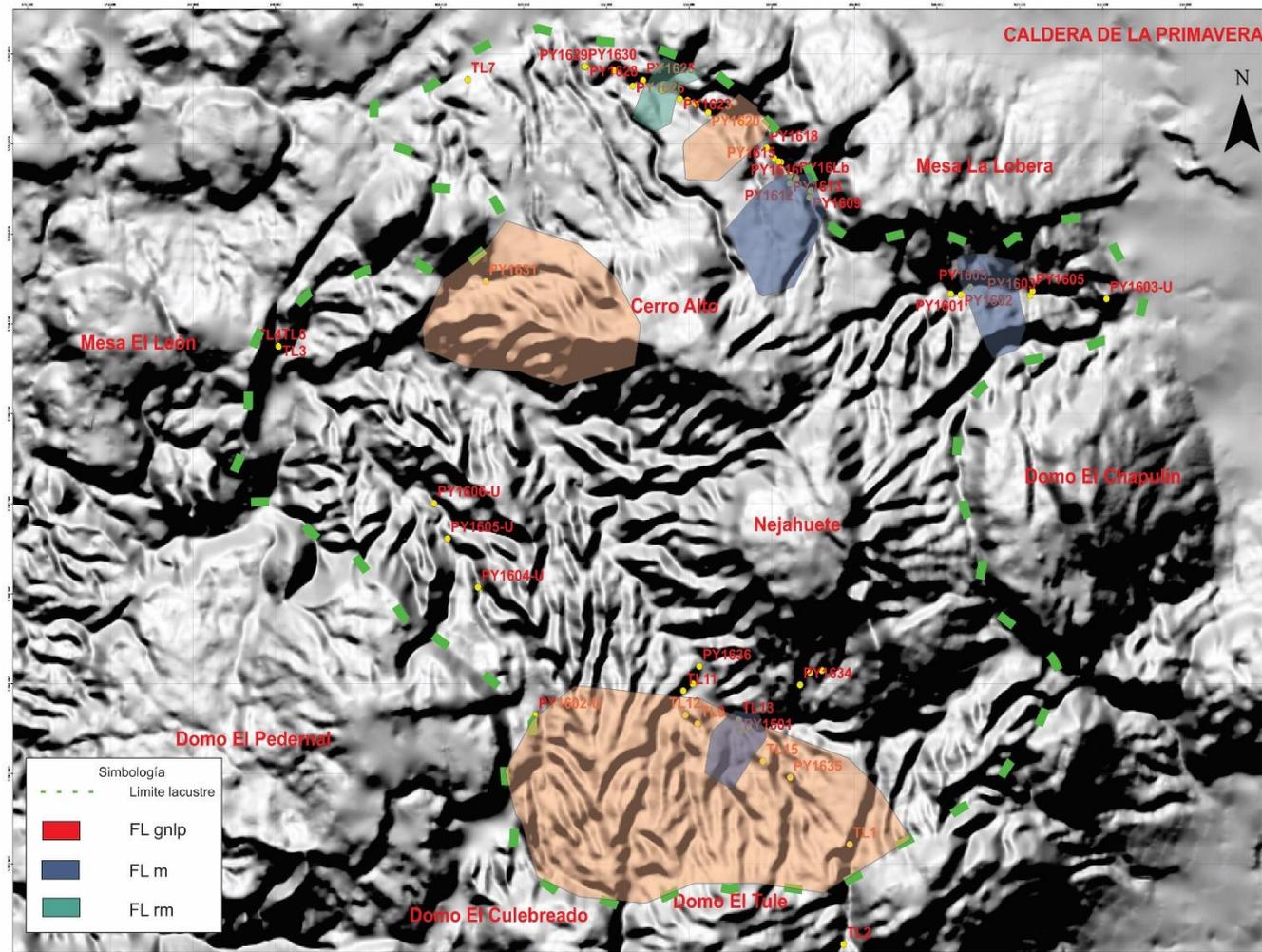
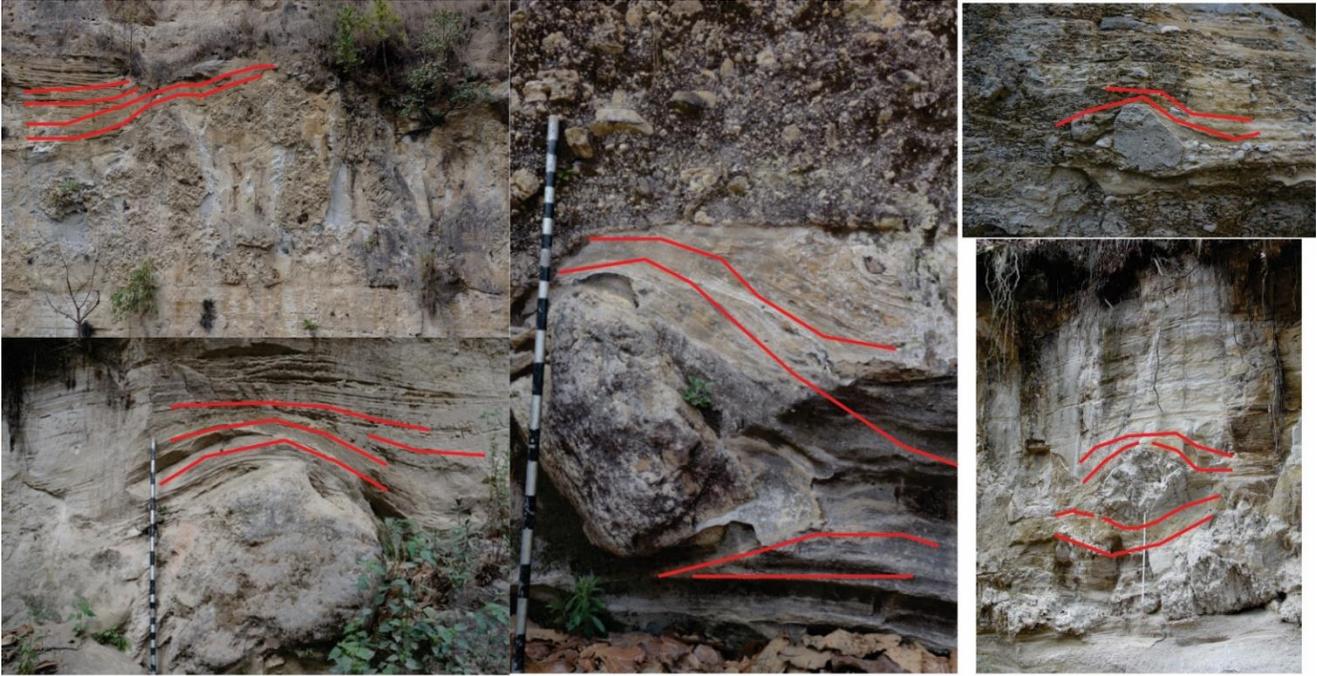


Figura 87. Mapa de ubicación de las facies FLrm, FLm y FLgnlp, en la caldera de la Primavera.

FOTOS DE LA MEGA PÓMEZ



Mega pómez que se observa como los clastos intentan subir por el cambio de densidades, comprobando el diapirismo que existe en la zona.



Algunos clastos de pómez caen en sedimentos del lago producto de los flujos de escombros



En algunas partes se observa la interacción clasto a clasto producto de los abanicos deltaicos



Hacia las partes periféricas del límite lacustre se observa la mega pómez con clastos más pequeños

ID	X	Y	ID	X	Y
PY1501	653623	2284462	PY1627	652093	2291816
PY1601	656163	2289333	PY1628	651755	2291857
PY1602	656286	2289325	PY1629	651740	2291857
PY1603	656401	2289409	PY1630	651740	2291861
PY1603	657124	2289312	PY1631	650541	2289470
PY1605	657153	2289363	PY1632	654607	2285149
PY1606	657536	2289159	PY1633	654462	2285126
PY1607	657957	2289037	PY1634	654342	2284988
PY1608	653643	2291248	PY1635	654223	2283958
PY1609	654455	2290405	PY1636	653125	2285193
PY1610	654471	2290481	TL1	654942	2283215
PY1611	654300	2290617	TL2	654867	2282105
PY1612	654217	2290560	TL3	648042	2288744
PY1613	654221	2290651	TL4	648039	2288747
PY1614	654113	2290797	TL5	648036	2288750
PY1615	654086	2290803	TL6	648041	2288755
PY1616	654027	2290844	TL7	650326	2291714
PY1618	653936	2290956	TL8	650326	2291714
PY1619	657153	2289363	TL9	653102	2284557
PY1620	653231	2291347	TL10	653046	2285000
PY1621	653083	2291442	TL11	652930	2284923
PY1622	652981	2291484	TL12	652956	2284653
PY1623	652889	2291499	TL13	653602	2284602
PY1624	652678	2291594	TL14	654822	2275159
PY1625	652444	2291707	TL15	653895	2284140
PY1626	652319	2291642	PY16Lb	654291	2290604

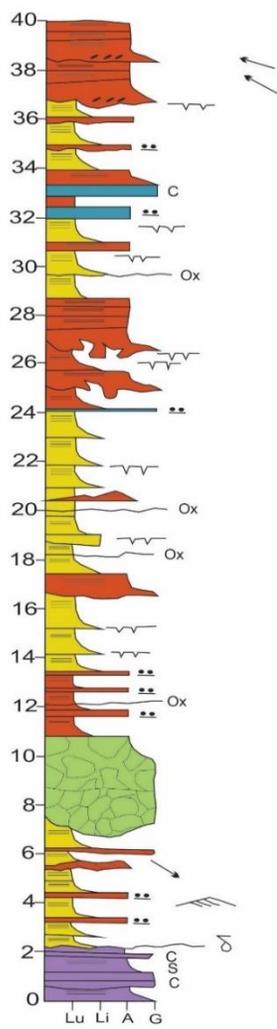
Perfiles sedimentológicos estratigráficos y sus coordenadas

ID	X	Y	Observaciones
1	653716	2284519	N50/74
2	653813	2284399	Lago
3	654202	2284440	Lago
4	654334	2284285	Lago
5	653825	2284434	43/45/35/25, S0 N100/05
6	651143	2284055	Lago
7	651097	2283877	Lago
8	651176	2283555	Lago
9	651480	2282871	Lago
10	651170	2283588	Lago
11	651111	2283736	Lago
12	651118	2283796	Lago
13	657998	2289169	Lago
14	658042	2289278	Lago
15	658153	2289020	Lago
16	658051	2289021	Lago
17	658153	2289156	Licuefaccion N215/85, N210/87
18	657697	2289243	Pómez en lago
19	657538	2289281	Sismitas N10/05
20	657346	2289341	Lago
21	657160	2289336	Lago
22	656009	2289413	Lago
23	656113	2289369	Lago
24	650465	2285463	Lago
25	651286	2283942	Lago
26	651343	2283902	Lago
27	656850	2289359	S0 N17/16
28	657261	2289333	S0 N145/23
29	657377	2289348	100/130/135/125/123/110
30	657468	2289298	130/124/127/122
31	657538	2289281	N10/05
32	657697	2289243	S0 N310/25
33	657798	2289149	S0 N330/22
34	657902	2289149	S0 N288/40
35	657966	2289046	S0 N315/30
36	654132	2290732	Falla
37	654002	2290925	S0 N310/02
38	653838	2291125	310/300/315
39	653809	2291204	340/20/10
40	653790	2291243	0/05/05
41	652892	2291491	MP
42	654567	2285238	MP soportada por granos
43	651267	2284659	Lago
44	650136	2286466	Lago no se ve MP
45	650178	2286449	Lago arriba de estrato rosa
46	650974	2285535	Lago
47	650110	2289231	Lago
48	650539	2289464	Lago
49	650589	2289475	Lago, MP
50	650663	2289481	N190/32
51	650919	2289557	Lago
52	651038	2289445	Lago
53	651130	2289401	P.c
54	650434	2289321	Camino a Rio Caliente
55	653057	2291493	Falla N224/70
56	651764	2291944	Hiper gris-N50/ Canales N80
57	649975	2289644	P.c
58	648878	2289740	Lago mas somero
59	648612	2289560	Lago
60	648450	2289436	Lago

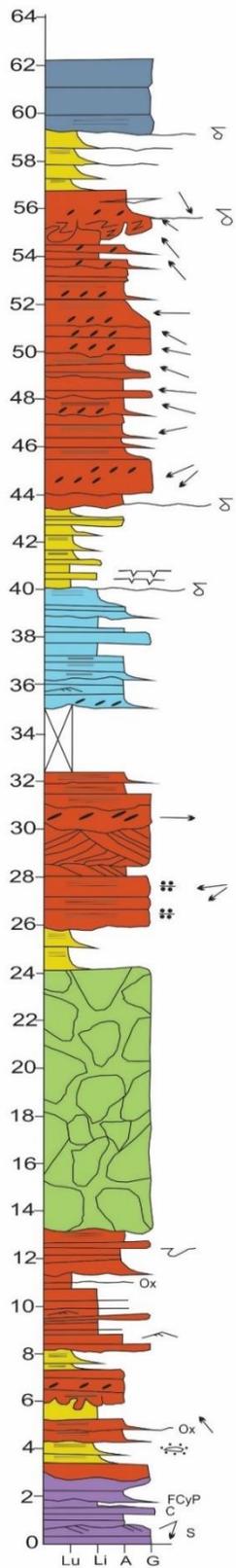
Puntos de control en los depósitos lacustres en la caldera de la primavera

ID	X	Y	mAGL	MLI	mGA	mB	mA	mGAL
PY1501	653623	2284462	5.4	7.4	24.2	11	5	0
PY1601	656163	2289333	0	0	0	6	0	0
PY1602	656286	2289325	0	0	3	0	8	0
PY1603	656401	2289409	0	5	0	0	9.5	0
PY1604	657124	2289312	0	0	3.2	2.8	0	0
PY1605	657153	2289363	0	2	0	2	0	0
PY1606	657536	2289159	3	1	5	0	0	0
PY1607	657957	2289037	3.6	6.6	1.2	4	0	0
PY1608	653643	2291248	2.5	0	3.7	1.2	0	0
PY1609	654455	2290405	0	13	0	0	0	0
PY1610	654471	2290481	0	4.2	0	0	0	0
PY1611	654300	2290617	0	6	0	0	0	2.8
PY1612	654217	2290560	0	7.4	0	0	0	0
PY1613	654221	2290651	0	0	3.8	0	0	0
PY1614	654113	2290797	0	2	1.4	2.6	0	7
PY1615	654086	2290803	0	5	1.6	5	0	0
PY1616	654027	2290844	0	8.4	0	5.8	0	0
PY1618	653936	2290956	0	5	1.6	7.2	0	3
PY1619	657153	2289363	0	7.6	0	7.2	0	6
PY1620	653231	2291347	0	4.2	2.6	5	0	2.8
PY1621	653083	2291442	0	3	3	3	0	2
PY1622	652981	2291484	0	3.6	1.8	4.2	0	0
PY1623	652889	2291499	0	4.6	0	8	0	0
PY1624	652678	2291594	0	4	4	2	0	7.4
PY1625	652444	2291707	0	6.4	3.4	1.6	0	14
PY1626	652319	2291642	0	5.2	2	6	0	0
PY1627	652093	2291816	0	4	4.6	2	0	16
PY1628	651755	2291857	0	5.2	1.4	3	0	4
PY1629	651740	2291857	0	4.2	3.6	3	0	6.4
PY1630	651740	2291861	4.6	0	0	0	0	5.8
PY1631	650541	2289470	0	14.6	19	4.4	0	0
PY1632	654607	2285149	0	0	0	18.6	0	0
PY1633	654462	2285126	0	0	0	12	0	0
PY1634	654342	2284988	0	0	0	18	0	0
PY1635	654223	2283958	6.8	2.4	14.6	2	0	0
PY1636	653125	2285193	0	2	0	8	0	0
TL1	654942	2283215	0	2	0	0	0	5
TL2	654867	2282105	0	0	10	0	0	0
TL3	648042	2288744	0	0	6.4	0	0	0
TL4	648039	2288747	0	0	3	0	0	0
TL5	648036	2288750	0	0	5.6	1	0	0
TL6	648041	2288755	0	0	0	0	8.4	0
TL7	650326	2291714	0	0	3.6	1.4	0	0
TL9	653102	2284557	0	0	5.8	0	8.8	0
TL10	653046	2285000	0	0	25	10	0	0
TL11	652930	2284923	1.6	0	5	7.8	0	0
TL12	652956	2284653	0	0	7	0	0	6.8
TL13	653602	2284602	0	0.8	4	8	0	0

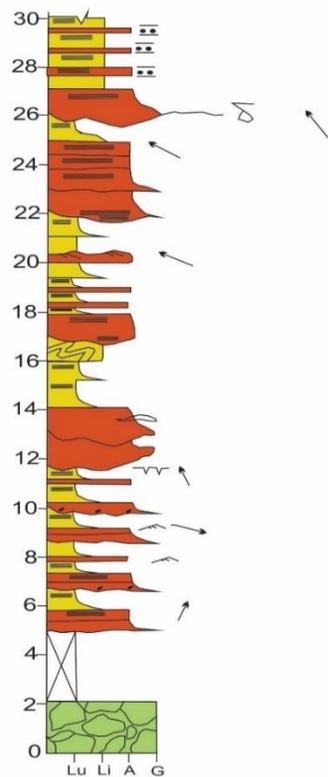
Perfiles con los espesores correspondientes a cada miembro



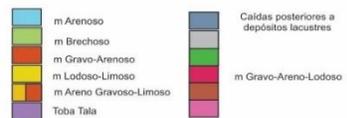
Py1631



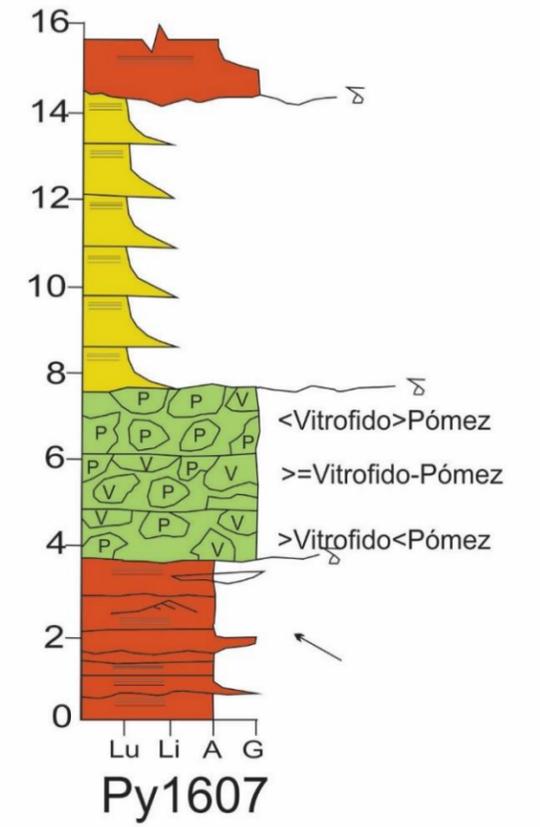
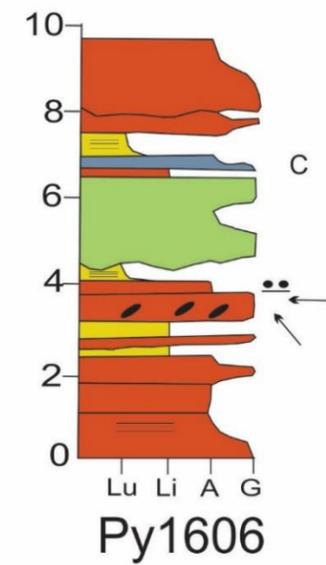
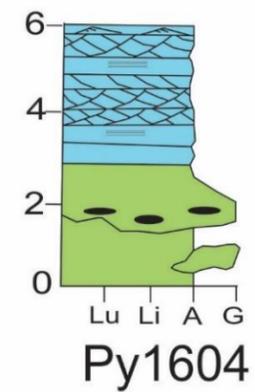
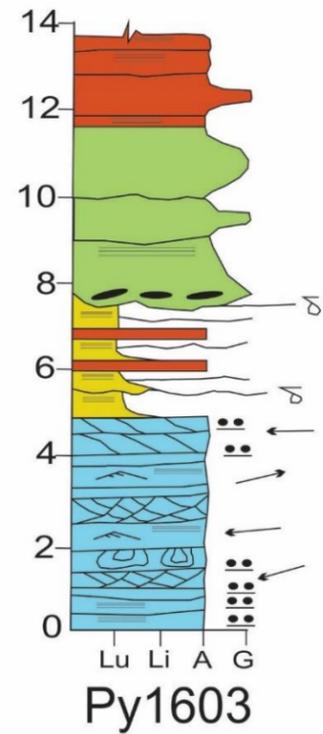
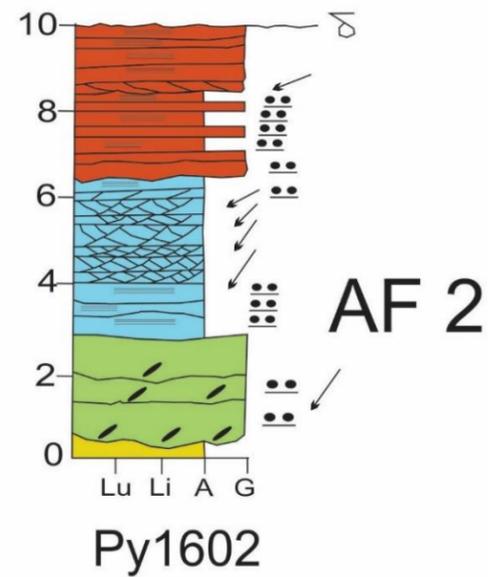
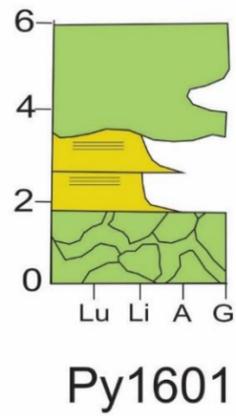
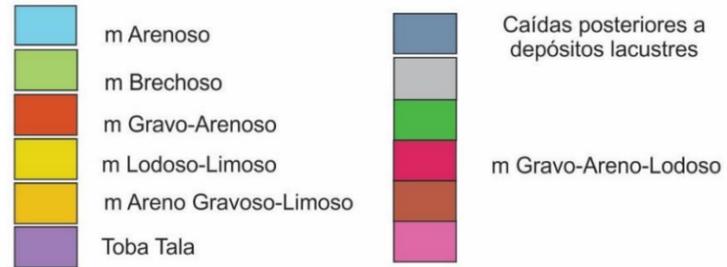
PY1501



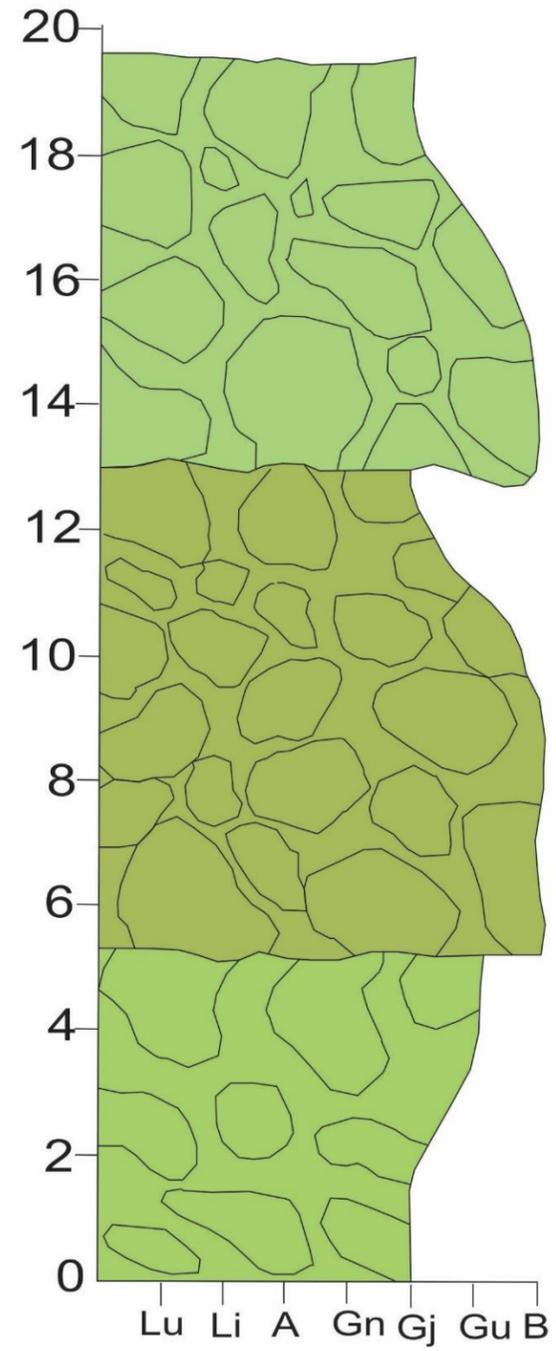
Py1635



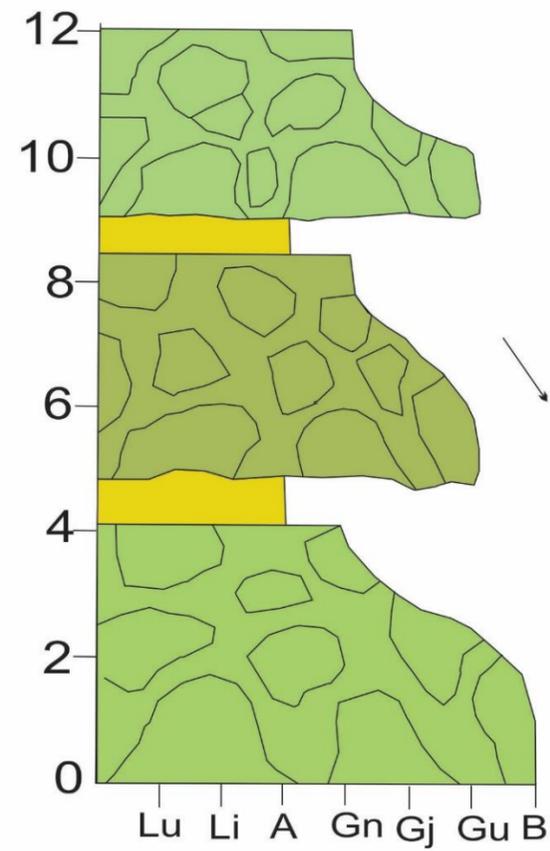
Perfiles Arroyo boca de arena (Omnilife)



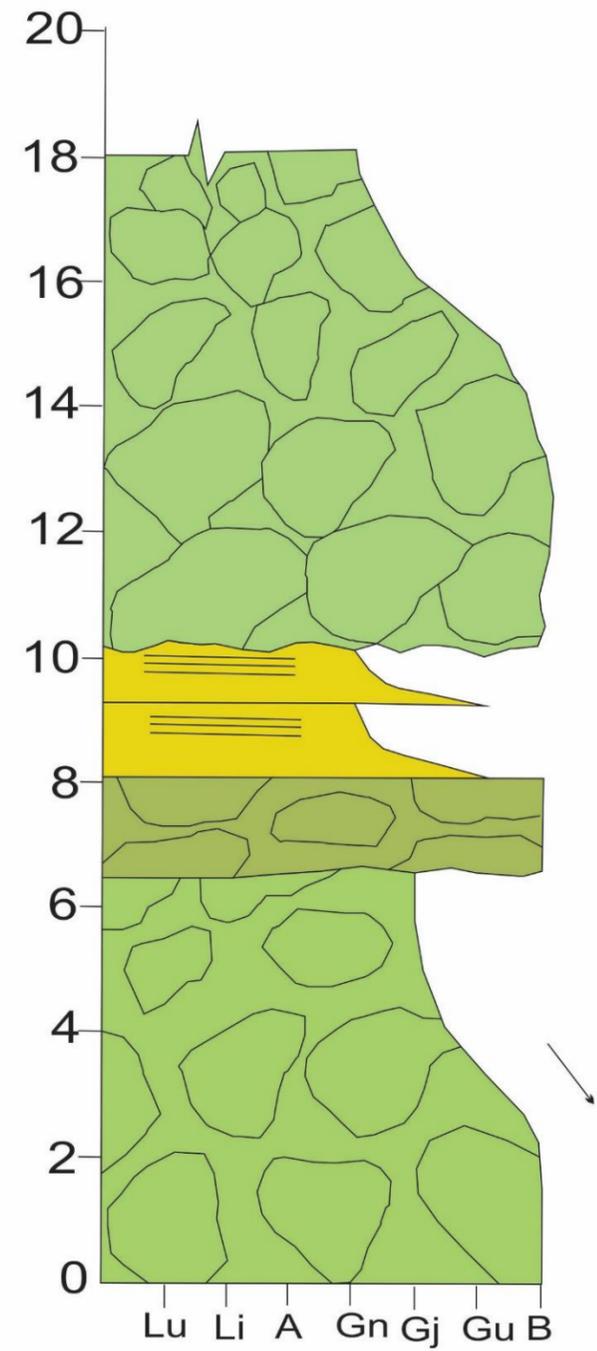
Perfiles del miembro brechoso



PY1632

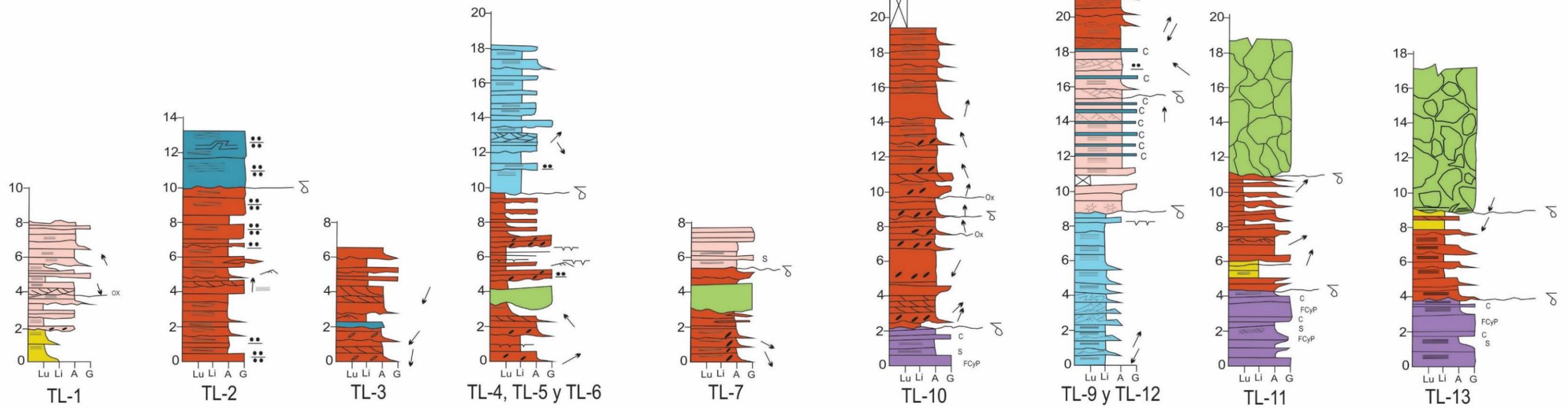
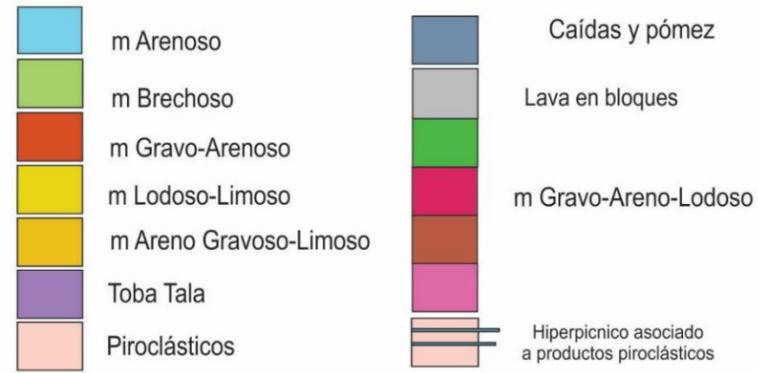


Py1633



Py1634

Perfiles centro y noroeste



VENTA DEL ASTILLERO

