



Universidad Nacional Autónoma De México
Posgrado en Ciencias de la Tierra
Escuela Nacional de Estudios Superiores, Morelia

**Evolución vulcanológica y geoquímica de la caldera El Aguajito, Baja California Sur,
México**

Tesis para optar por el grado de:
Doctora en Ciencias de la Tierra

Presenta:
M.C. Lady Susana Osorio Ocampo

Tutor:
Dr. José Luis Macías
Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, UNAM

Miembros del comité tutor:
Dr. Giovanni Sosa Ceballos
Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, UNAM

Dr. José Luis Arce
Instituto de Geología, UNAM

Miembros del Comité evaluador:
Dr. Thierry Calmus (Instituto de Geología Estación Regional del Noroeste, UNAM)
Dr. Claus Siebe Grabach (Instituto de Geofísica, UNAM)
Dr. Ricardo Saucedo Girón (Instituto de Geología de la UASLP)
Dr. Gerardo Carrasco Núñez (Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla)

Morelia, Michoacán, Octubre 2020.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
Posgrado en Ciencias de la Tierra
Escuela Nacional de Estudios Superiores, Morelia

**EVOLUCIÓN VULCANOLÓGICA Y GEOQUÍMICA DE LA CALDERA EL
AGUAJITO, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO**

TESIS

Para optar por el grado de:
Doctora en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

M.C. LADY SUSANA OSORIO OCAMPO

Tutor:

Dr. José Luis Macías
Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, UNAM

Miembros del comité tutor:

Dr. Giovanni Sosa Ceballos
Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, UNAM

Dr. José Luis Arce
Instituto de Geología, UNAM

Morelia, Michoacán, Octubre 2020.

Abstract

El Aguajito caldera is located in the northeastern part of Baja California Sur, Mexico. This volcanic structure represents a caldera collapse whose evolution and stratigraphic relations were determined based on fieldwork and supported with 16 new radiometric ages ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb), 48 whole-rock geochemical analyses, and 10 isotopic analyses that helped to understand its evolution.

According to the stratigraphic record, the oldest rocks correspond to the marine sedimentary formations (Tirabuzón and Infierno Formations) of the Santa Rosalía Basin, which are interbedded with volcanic deposits. These volcanic rocks are mostly calc-alkaline with compositions from trachybasalts to rhyolites (49-75 wt% SiO_2) with a few exceptions of chemical characteristics of magnesian andesites (3.7 Ma) and tholeiites (1.8 Ma) described in Baja California. In stratigraphic order, the oldest preserved volcanic structure of the basin corresponds to La Reforma caldera with ages between ~1.3 to 0.28 Ma and compositions from basalts to rhyolites. On top of la Reforma caldera, lies the Aguajito Formation which includes the Pre-caldera member (~1.19 Ma), the Syn-caldera Member (1.1 Ma), and the Post-caldera Member with the Sierra Agria compound volcanoes (1.08 – 0.9 Ma), the Morro Prieto domes (0.6 – 0.4 Ma), and the Cuevitas lava flows and lava domes.

This investigation particularly focused on the Syn-caldera member that consists of a sequence of a tephra fall with rhyolitic pumice (73.9 wt. % SiO_2), a pyroclastic flow deposit with rhyolitic (73.8 wt. % SiO_2) and dacitic pumice (64.2 wt. % SiO_2) followed by a lithic breccia and a welded ignimbrite (73.4 wt. % SiO_2) with degassing pipes at the bottom and fiammes toward the top. The eruption was triggered by a magma mixing event between a rhyolitic magma stagnated in the reservoir and a mafic intrusion as attested by mixed glass compositions in the dacitic and rhyolitic pumice of the pyroclastic flow deposit.

All this information allowed us to propose a two-stage model for the El Aguajito caldera formation. The first phase consisted of a decompression event caused by a magma mixing event that established a Plinian column from a central vent, followed by the discharge of radial pyroclastic density currents until 12 km from the source. Stage 2 caused the collapse of the magma chamber roof that generated a lithic breccia and the continuous feeding of a new pyroclastic flow dispersed at least 20 km from the source. The collapse produced a ~5-

km wide summit caldera with a “D” shape and an ignimbrite that covers $\sim 400 \text{ km}^2$ with a minimum estimated volume of $\sim 15 \text{ km}^3$. Early Post-caldera activity lead to the formation of two compound volcanoes inside the caldera and aligned with the Cimarron Fault (Sierra Agria; $\sim 1.08\text{-}0.9 \text{ Ma}$) with composition from andesites to dacites (61-69 wt. % SiO_2), followed by the emplacement of rhyolitic domes (73-75 wt. %) along the NW-SE fissure (Morro Prieto; $\sim 0.4\text{-}0.6 \text{ Ma}$), and finally the emission of rhyolitic domes along the caldera ring fault (Cuevitas).

The Cimarrón fault has been a key feature not only because it is connected with the plumbing system of the volcanism in the basin and because it makes part of the El Aguajito caldera ring fault, but also because it has served as a conduit feeding the Sierra Agria volcanoes. Its extension to the south is linked to the eruptive fracture that has fed magmas that formed the Tres Vírgenes Volcanic Complex.

Resumen

La caldera El Aguajito está localizada en la parte noreste del estado de Baja California Sur, México. Esta estructura volcánica representa una caldera de colapso, cuya evolución y relaciones estratigráficas con las rocas donde se emplaza, se determinó con base en extenso trabajo de campo, 16 nuevas edades radiométricas ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y U-Pb), 48 análisis químicos y 10 isotópicos que ayudaron a comprender su evolución.

Las rocas más antiguas sobre las que está construida la caldera El Aguajito corresponden a una secuencia volcano-sedimentaria del Plioceno al Pleistoceno (4.8-1.29 Ma) que incluye las Formaciones sedimentarias Tirabuzón e Infierno de la Cuenca de Santa Rosalía, las cuales están intercaladas con depósitos volcánicos. Estas rocas volcánicas tienen composiciones que van desde traquibasaltos a riolitas (49-75 % peso SiO_2) con afinidades calcoalcalinas en su mayoría, aunque algunas rocas antiguas presentan características químicas parecidas a las andesitas magnésicas (3.7 Ma) y toleítas (1.8 Ma) descritas en Baja California. Después de estos depósitos, se encuentran los depósitos volcánicos asociados a las erupciones de la caldera La Reforma, la cual tiene una evolución volcánica desde hace ~ 1.3 y 0.28 Ma con composiciones desde basaltos hasta riolitas. Sobre los depósitos volcánicos de La Reforma, reposa la Formación El Aguajito, la cual agrupa a tres miembros: el miembro Pre-caldera, formado por episodios volcánicos no cartografiados con edades alrededor de 1.19 Ma; el miembro Sin-caldera de aproximadamente ~ 1.1 Ma que corresponde a la erupción de mayor magnitud; el miembro Post-caldera Sierra Agria (1.08 – 0.9 Ma;), los domos de lava de Morro Prieto (0.6-0.4 Ma; domos de lava) y Cuevitas (flujos y domos de lava).

Los depósitos del miembro Sin-caldera, objeto de esta investigación, se encuentran sobre un paleosuelo producto de la meteorización de los depósitos Pre-caldera y consisten en una secuencia compuesta por: un depósito de caída de pómez de composición riolítica (73.9% peso SiO_2 ; 1.1 Ma), un flujo piroclástico de pómez riolítica (73.8% peso SiO_2) y pómez dacítica (64.2% peso SiO_2), una brecha lítica y una ignimbrita riolítica (73.4% peso SiO_2) con chimeneas de desgasificación en la base y fiammes en la parte superior. La química de roca total y del vidrio en la pómez riolítica y dacítica, indica que la erupción fue desencadenada por la inyección de un magma máfico en un reservorio riolítico que dio lugar a un magma híbrido dacítico.

Como resultado de esta investigación, se propone que la erupción de la caldera El Aguajito se desarrolló en dos fases eruptivas: la primera consistió de un evento de descompresión causado por la mezcla de magmas que formó una columna sub-pliniana que dispersó depósitos de caída de pómez hacia el este, y corrientes de densidad piroclásticas radialmente hasta 12 km en línea recta desde la fuente. La expulsión de magma causó pérdida de presión en el sistema y debilitó el techo de la cámara magmática causando su colapso originando un cráter de ~5 km de diámetro con forma de “D”. El colapso desencadenó inmediatamente el inicio de la segunda fase que, a presión, generó una brecha co-ignimbrítica seguida de la ignimbrita principal que se dispersó hasta 20 km de la fuente. El total de la erupción arrojó aproximadamente 15 km³ de material distribuido en un área aproximada de 400 km² con espesores hasta de 70 metros. El colapso de la caldera fue provocado por la mezcla entre un magma riolítico estancado en la corteza superior y la inyección de un magma básico, el cual no tuvo tiempo de mezclarse de manera homogénea con el magma riolítico y cambiar significativamente su composición generando un magma híbrido de composición dacítica. La actividad volcánica Post-caldera formó dos volcanes compuestos alineados sobre la falla Cimarrón que enmascararon la morfología de la caldera (miembro Sierra Agria; 1.08 – 0.9 Ma) con composiciones desde andesitas hasta dacitas (61 – 69 % en peso SiO₂), seguido de la emisión de domos riolíticos del miembro Morro Prieto (73 – 75 % en peso SiO₂) alineados a lo largo de fallas NW-SE, y finalmente la emisión de flujos de lava y domos riolíticos (71-73 % en peso SiO₂) del Miembro Cuevitas que marcan el borde aproximado de la caldera.

La falla Cimarrón ha sido una estructura clave para el ascenso y evolución del vulcanismo en la cuenca, pues no solo hace parte de uno de los bordes de la caldera, sino también ha servido como conducto por donde ascendieron los magmas que formaron el miembro Sierra Agria. Su continuación hacia el sur está ligada con la fractura eruptiva que dio origen al Complejo Volcánico Tres Vírgenes.

Agradecimientos

Empiezo por agradecer al Dr. José Luis Macías por brindarme la oportunidad de hacer parte de este increíble proyecto, no fue fácil, pero lo logramos. Gracias por transmitir su conocimiento y haberme aguantado todos estos años como su estudiante, fue un honor.

Agradezco al Dr. Giovanni Sosa por cuestionar siempre todo, por ayudarme a interpretar y construir desde el conocimiento propio ideas con argumentos. Muchas gracias por el apoyo brindado durante todos estos años y por ser el mejor profesor que he tenido.

Gracias al Dr. José Luis Arce por su acompañamiento durante el trabajo de campo y asesoría durante el proceso la tesis.

Gracias a los doctores Claus Siebe, Thierry Calmus, Gerardo Carrasco y Ricardo Saucedo por los comentarios y sugerencias hechos al manuscrito. Estos fueron de gran ayuda tanto para la mejora del trabajo como para mi aprendizaje.

A mis padres y hermanos que siempre han estado apoyándome en cada paso que doy en la vida.

Agradezco a Felipe García y Fabiola Mendiola por su disposición, amabilidad y ayuda durante el trabajo de laboratorio.

A Adriana y Made por su amabilidad y ayuda desde la parte administrativa.

Gracias a Laura García, Gabriela Reyes y Silvestre Cardona por su amistad durante todos estos años, se convirtieron en mi familia mexicana.

Gracias a Vivi, Clemen, Tati y July por su amistad incondicional.

A mi hermanita Deisy que siempre fue el pedacito de Colombia a mi lado.

Mil gracias a Sergio Celis, tu compañía, buenos momentos y consejos durante estos últimos años han sido fundamentales. Gracias por tu apoyo incondicional, todo ha sido más fácil a tu lado.

Gracias a Hugo Murcia y Felipe Vallejo por confiar en mí y tenerme en cuenta siempre, brillan con luz propia y son el ejemplo a seguir.

Al proyecto P15. Exploración geotérmica de los complejos volcánicos de Cerritos Colorados, Acozulco y Aguajito-Reforma: estudios de vulcanología, estratigrafía, geoquímica y petrología experimental.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, especialmente al Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, al posgrado en Ciencias de la Tierra y a CONACYT.

CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.2. Localización	3
1.3. Justificación	3
1.4. Objetivos	6
1.4.1. Objetivo principal.....	6
1.3.2. Específicos	6
1.5. Marco geológico	6
1.5.1. Tectónica	6
1.2.1. Estratigrafía regional.	8
1.2.2. Características geoquímicas del vulcanismo en Baja California.....	13
2. METODOLOGÍA	19
2.1. Revisión bibliográfica:.....	19
2.2. Trabajo de campo	21
2.3. Trabajo de laboratorio	23
2.3.1. Geoquímica	24
2.3.2. Microanálisis.....	24
2.3.2. Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	25
2.3.3. Dataciones U-Pb.....	26
3. RESULTADOS	29
3. 1. Geología Estructural y Morfología.....	29
3. 2. Estratigrafía	33
3.2.1. Basamento (Batolitos Peninsulares y Grupo Comondú).....	36
3.2.2. Sucesión Santa Rosalía (SSR).....	38
3.2.3. Complejo Caldérico La Reforma	47
3.3. Formación El Aguajito	49
3.3.1. Miembro Pre-caldera.....	49
3.3.2. Miembro Sin-caldera (Aj)	50
3.3.3. Miembro Post-caldera	59
3.4. Tres Vírgenes.....	66
4. PETROGRAFÍA.....	67
4.1. Rocas ígneas intrusivas y rocas sedimentarias del basamento.	67

4.2. Sucesión Santa Rosalía	68
4.3. Miembro Sin-caldera	70
4.4. Miembro Post-caldera	71
4.4.1. Sierra Agria	71
4.4.2. Miembros Morro Prieto y Cuevitas.....	71
5. QUÍMICA MINERAL	74
5.1. Plagioclasa	75
5.2. Análisis de vidrio.....	81
6. QUÍMICA DE ROCA TOTAL	84
6.1. Elementos mayores	84
6.2. Elementos traza y Tierras Raras	85
7. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	94
8. DISCUSIÓN	99
8.1. Registro estratigráfico previo a la erupción de El Aguajito	99
8.2. Caldera El Aguajito	103
8.3. Tipo de caldera.....	106
8.4. Detonante de la erupción de El Aguajito	108
8.5. Origen de los magmas.....	110
8.6. Almacenamiento del magma.....	114
9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	118
10. BIBLIOGRAFÍA	121

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localización caldera El Aguajito.....	4
Figura 2. Límite Cuenca de Santa Rosalía.	9
Figura 3. Escala cronoestratigráfica unidades sedimentarias y volcánicas de la CSR.....	11
Figura 4. Ventana astenosférica formada por la subducción de la dorsal “ridge”	15
Figura 5. Relación entre la evolución de vulcanismo y la tectónica desde 12 Ma.....	17
Figura 6. Modelo de evolución en BC por Negrete-Aranda y Cañón-Tapia (2008)	18
Figura 7. Modelo digital de Elevación del Terreno del área de estudio.....	20
Figura 8. Ubicación de las 300 localidades visitadas en campo.....	22
Figura 9. Morfología y fallas principales de la zona de estudio.....	31
Figura 10. Diagramas rosa y estereogramas de las estructuras medidas	32
Figura 11. Mapa geológico de la caldera El Aguajito CA	34
Figura 12. Espectro $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e isócronas inversas de las rocas datadas	35
Figura 13. Granito con biotita perteneciente al basamento de la cuenca de Santa Rosalía.	37
Figura 14. Vista panorámica de la CA	38
Figura 15. Afloramientos de algunos de los miembros de la sucesión Santa Rosalía.....	41
Figura 16. Parte superior del miembro Mesa de Enmedio (flujo piroclástico de pómez)...	42
Figura 17. Estructura peperítica formada por lavas y flujos piroclásticos.	43
Figura 18. Depósitos de la sucesión Santa Rosalía.	45
Figura 19. Cañón El Azufre.....	46
Figura 20. Lava Punta Candeleros.....	47
Figura 21. a) Vista panorámica de la caldera La Reforma.....	48
Figura 22. Sección compuesta del miembro Pre-caldera.	50
Figura 23. Secuencia completa de los depósitos de la caldera El Aguajito.	51
Figura 24. Columnas estratigráficas donde se correlacionan los depósitos de la CA	52
Figura 25. Depósito de caída Cp	53
Figura 26. Flujo piroclástico de pómez FPpb.....	54
Figura 27. Fotografías SEM de los fragmentos de las pómez gris y blanca.	55
Figura 28. Depósito de brecha lítica (de rezago).....	57
Figura 29. Parte superior de los depósitos de la caldera El Aguajito.	58
Figura 30. Depósitos de los volcanes compuestos formados en el interior del cráter.....	60
Figura 31. Cañón El Azufre donde se observan las lavas Sierra Agria.....	62
Figura 32. Depósitos de flujos de escombros (retrabajo)	63
Figura 33. Domos Post-caldera del miembro Morro Prieto	65
Figura 34. Vistas panorámicas desde el interior de la caldera.	66
Figura 35. Imágenes de las secciones delgadas de las rocas del basamento..	68
Figura 36. Fotografías de láminas delgadas de los miembros volcánicos de la CSR..	69
Figura 37. Fotografías de láminas delgadas de miembro Sin-Caldera.	72
Figura 38. Fotomicrografías de las rocas del miembro Post-caldera.	73

Figura 39. Fotomicrografías de las rocas de los domos Post-caldera.....	74
Figura 40. Imágenes SEM vesicularidades pómez blanca y gris.	75
Figura 41. Composiciones de las plagioclasas para las pómez riolítica y dacítica	80
Figura 42. Comparación de los análisis de microsonda en los centros de las plagioclasas.81	
Figura 43. Imágenes de electrones retrodispersados de la matriz de vidrio	82
Figura 44. Análisis de microsonda electrónica de la masa fundamental de vidrio	83
Figura 45. Diagramas de clasificación usando los elementos mayores.....	89
Figura 46. Diagramas Harker (elementos mayores).....	90
Figura 47. Diagramas de variación Harker de los elementos traza.	92
Figura 48. Normalización a Condrita	93
Figura 49. Normalización a Manto Primitivo.....	94
Figura 50. Relaciones Sr-Nd de las rocas involucradas en este estudio.....	98
Figura 51. Diagramas de las relaciones isotópicas de Pb realizados en este trabajo.....	99
Figura 52. Columna estratigráfica generalizada del área de estudio..	101
Figura 53. Etapas de evolución de la caldera.	105
Figura 54. Comparación datos de este trabajo con datos químicos Calmus et al. (2011). 111	
Figura 55. Sr/Y Vs Y propuesto por Defant y Drummond en 1990	112
Figura 56. Comparación entre las composiciones y rangos de edad.....	113
Figura 57. Modelo magmático para la caldera El Aguajito.....	117

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Resultados de los fechamientos realizados con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	33
Tabla 2. Cálculos minerales (anortita, albita y ortoclasa).	76
Tabla 3. Análisis de microsonda electrónica de la matriz de vidrio de las pómez	82
Tabla 4. Análisis químicos de roca total.....	86
Tabla 5. Resultados Sr, Nd de los análisis isotópicos	96
Tabla 6. Resultados isotópicos de Pb	97

LISTA DE ANEXOS

Anexo 1. Base datos con georreferencia de los puntos visitados en campo.	137
Anexo 2. Resultados de dataciones U/Pb.....	149
Anexo 3. Descripciones cualitativas de algunas de las láminas delgadas de este trabajo..	154

1. INTRODUCCIÓN

Las calderas son estructuras importantes en todos los ambientes volcánicos, pues son lugares con alto peligro volcánico y sitios comunes de actividad geotermal (Cole et al., 2005). Por esta razón, se convierten en áreas potenciales para la generación de energía eléctrica y la exploración minera (Bibby et al., 1995). Una caldera se define como una gran depresión con forma más o menos circular y un diámetro mucho más grande que su centro explosivo (Williams et al., 1941) (e.g. Pinatubo 2.5 km; Somma Vesubio 5 km; Crater Lake 10 km; Toba 100 km). Las calderas son el resultado de la descompresión del sistema magmático que genera la salida súbita de grandes volúmenes de ignimbritas ocasionando que el techo de la cámara magmática colapse (Williams, 1941; Druitt y Sparks, 1984; Branney, 1995; Lipman, 1997; Martí y Gudmundsson, 2000; Martí et al., 2000). Las calderas han sido estudiadas durante varias décadas con el fin de entender la dinámica de su formación, sus posibles efectos en el medio ambiente, peligros volcánicos y sus beneficios (Williams, 1941; Smith y Bailey, 1968; Druitt y Sparks, 1984; Self et al., 1984; Druitt y Bacon, 1986; Lipman, 1984; 1997; 2000; Martí et al., 1994; Branney, 1995; Bibby et al., 1995; Gudmundsson, 1998; Martí et al., 2000; Cole et al., 2005; Acocella, 2006; 2007; Martí et al., 2009; Gottsmann y Martí, 2011; Druitt et al., 2012; Cashman y Giordano, 2014). Sin embargo, a pesar de todas estas investigaciones, es necesario comprender que cada caldera representa un sistema único y aunque algunos procesos son recurrentes, el resultado de una erupción dependerá de la dinámica de la cámara magmática y el contexto tectónico local y regional. Por tal razón, no se puede proponer un modelo exclusivo para todas, sino que es necesario realizar estudios multidisciplinarios en cada caldera para explicar su formación y proponer un modelo evolutivo. Un ejemplo de una caldera que no había sido bien entendida y para la cual no se

había propuesto un modelo claro de formación, es la Caldera El Aguajito (CA), la cual fue descrita por primera vez como la Caldera Santa Ana por Demant (1984) y más tarde fue definida como la caldera El Aguajito en informes internos de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) (Garduño-Monroy y Vargas, 1987; Vargas, 1987). Esta caldera se encuentra emplazada en la Cuenca de Santa Rosalía (CSR) (Wilson y Rocha, 1955; Conly et al., 2005; Holt et al., 2000; Stock y Hodges, 1989) junto con la Caldera de Reforma (CR) y el Complejo Volcánico de las Tres Vírgenes (CVTV). El CVTV ha sido ampliamente estudiado con interés geotérmico por la CFE (Lira et al., 1983; Garduño-Monroy y Vargas, 1987; Macías et al., 2012; 2013) y con fines vulcanológicos y petrológicos para comprender su evolución (Capra et al., 1998; Schmitt et al., 2006; 2010; Avellán et al., 2018; 2019; Sosa-Ceballos et al., 2019). Aunque la CA se encuentra a pocos kilómetros al norte del CVTV, los estudios sobre la caldera han sido escasos; el más representativo y de libre consulta fue llevado a cabo por Garduño-Monroy et al. (1993), quienes introdujeron conocimientos sobre la existencia de la caldera y su evolución en general, así como las secuencias sedimentarias que infrayacen a sus depósitos. A pesar de los avances reportados por estos investigadores, su trabajo no presenta un estudio detallado de las facies volcánicas, la geoquímica de los productos juveniles, la geocronología absoluta de los productos, ni del marco estratigráfico con respecto a los depósitos circundantes. Por esta razón, durante este trabajo de investigación se realizó un estudio cartográfico y estratigráfico que resultó en un nuevo mapa geológico y una estratigrafía detallada de las unidades existentes, el cual fue apoyado con fechamientos radiométricos con los métodos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total y U-Pb en zircones. Esta nueva información ayudó a separar las fases evolutivas de la caldera (Pre-caldera, Sin-caldera y Post-caldera) que, junto con las interpretaciones de los análisis geoquímicos, se logró definir el mecanismo que desencadenó su erupción, así como la evolución de los

magmas durante los últimos 4 millones de años en esta parte de la península de Baja California.

1.2. Localización

La zona de estudio comprende un área aproximada de 400 km² y se encuentra entre las coordenadas UTM 12N X: 338,000 Y: 3, 035,000 y X: 359,000 Y: 3, 059,000. Su elevación máxima es de 1280 m sobre el nivel del mar y está limitada al oeste por el Golfo de California, al sur por la CR, al occidente por el CVTV y la Sierra de San Francisco. La población más cercana es la ciudad de Santa Rosalía localizada a 37 km en línea recta, que pertenece al municipio de Mulegé, Baja California Sur (Figura 1). El acceso a la caldera se realiza por tierra a través de la carretera Federal 1 desde la ciudad de Ensenada (Baja California) o desde La Paz (Baja California Sur) y posteriormente por el camino que conduce a las instalaciones de la CFE. Desde allí, el acceso a la zona sur de Aguajito mediante recorridos a pie, en cambio en su parte norte y occidente se puede realizar desde la población de Bonfil por la carretera que va al caserío de San Alberto y la bahía de pescadores Santa Ana. Por vía marítima partiendo desde el puerto de Santa Rosalía, se puede llegar en lancha a las partes norte y oriente de la caldera.

1.3. Justificación

Durante las décadas de los ochenta y noventa, los estudios de la CA fueron realizados por la CFE con intereses geotérmicos. Esta información estuvo disponible solamente en los reportes internos de esta empresa hasta la publicación de Garduño-Monroy y colaboradores en 1993. En este trabajo los autores elaboraron una cartografía y estratigrafía general con dos fechamientos radiométricos con el método K-Ar en roca total.

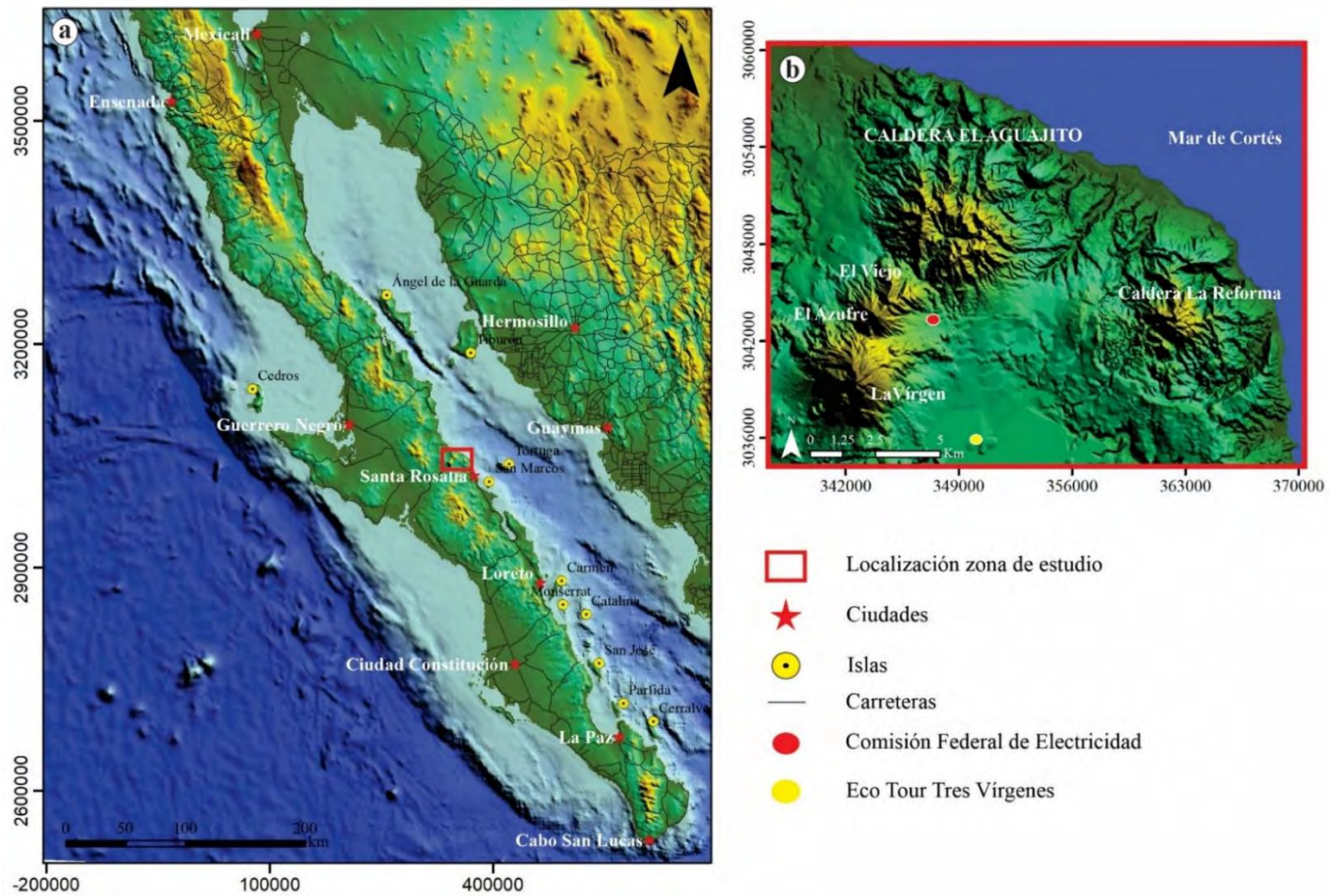


Figura 1. Modelos sombreados del terreno que muestran la ubicación de la Caldera de Aguajito tomadas de Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI; resolución de 15 m en formato estratigráfico escala 1:20000) y National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA; sin dato de resolución): **a)** Noroccidente de México, específicamente la península de Baja California, donde se localiza la zona de estudio. **b)** El recuadro rojo ampliado muestra los volcanes en la región, entre ellos la Caldera El Aguajito objeto de estudio en este trabajo.

Debido a la complejidad estratigráfica de la zona, estos fechamientos fueron insuficientes para definir una evolución detallada de los eventos de la caldera y su relación espacio-temporal con los volcanes en su entorno. Adicionalmente, estos estudios cartográficos siempre presentaron la incógnita de si se trataba de una caldera o no, dado que su morfología no muestra una depresión caldérica típica, lo que contrasta fuertemente con el rasgo semi-circular de la caldera vecina de La Reforma. Hasta antes de este trabajo tampoco se contaba con análisis geoquímicos de los productos juveniles que podrían ayudar a comprender el origen y composición de los magmas de la caldera. Sin embargo, con el nuevo trabajo de campo realizado entre los años 2014 y 2017, que fue complementado con diversos análisis de laboratorio y con la ayuda de 16 nuevas edades radiométricas, se logró definir de manera más detallada la distribución y características de los depósitos y su pertenencia a una erupción de tipo caldera. De esta forma, se logró definir con exactitud la relación estratigráfica de la caldera con las rocas preexistentes y de manera aproximada el borde caldérico “ring fault” y los eventos asociados a su evolución (vulcanismo sin y Post-caldera). Así mismo, con los análisis geoquímicos de roca total e isotópicos, se propone un origen para los magmas y los procesos magmáticos que desencadenaron la formación de la CA. Los resultados en su conjunto aportan ideas más claras sobre las relaciones estratigráficas en el área, así como la migración del vulcanismo de norte a sur a lo largo de la falla Cimarrón desde El Aguajito hasta el CVTV. La composición química de las rocas, aporta nuevas ideas sobre el régimen tectónico de “rift” en donde no es común la formación de magmas de afinidad calco-alcalina.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo principal

Hacer un estudio integral de la CA para definir su evolución espacio-temporal, así como la fuente y génesis de los magmas asociados a su formación.

1.3.2. Específicos

- Realizar la cartografía detallada de El Aguajito para obtener un nuevo mapa geológico.
- Definir la estratigrafía de la caldera y de las secuencias Pre-caldera y Post-caldera.
- Refinar la estratigrafía mediante fechamientos radiométricos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total y U-Pb en zircones.
- Obtener la composición mineral de los componentes juveniles de El Aguajito para definir el mecanismo que desencadenó la erupción.
- Realizar análisis geoquímicos en roca total de elementos mayores y traza para interpretar los procesos petrogenéticos de los magmas que intervinieron en la formación de las rocas del área de estudio.
- Proponer un modelo evolutivo de la formación de la caldera.

1.5. Marco geológico

1.5.1. Tectónica

Durante el Oligoceno tardío y Mioceno medio (entre ~27 y 12 Ma), el noroccidente de México estaba sometido a la subducción oblicua de la placa Farallón por debajo de la placa de Norteamérica con la formación del arco conocido como arco Comodú (Atwater y Stock

1998; Atwater, 1989; Sawlan y Smith, 1984; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1989; Sawlan, 1991). Este régimen tectónico de subducción se detuvo hace ~12 Ma debido al acercamiento de la dorsal del Pacífico a la paleo-trinchera del occidente de México, causando una transición tectónica progresiva de arco magmático a frontera transformante y a rift oblicuo con segmentos de expansión conectados por fallas transformantes que evolucionaron con el tiempo hasta el inicio de la expansión del fondo oceánico hace ~3 Ma formando la península (Sawlan y Smith, 1984; Stock y Hodges, 1989, Severinghaus y Atwater, 1990; Lonsdale, 1991; Sawlan, 1991; Aguillón-Robles et al., 2001; Benoit et al., 2002; Calmus et al., 2003; Conly et al., 2005; Lizarralde et al., 2007). Esta península, se ha mantenido sin deformación durante el rifting debido a una anomalía magnética que presentan los Batolitos Peninsulares máficos, la cual hace que se comporten como un bloque rígido que se ha resistido a la deformación (Langenheim y Jachens, 2003).

Aunque este modelo de evolución se ha mantenido durante varios años y es aceptado por muchos investigadores, recientemente la edad de esta transición ha sido debatida y se propone que el inicio de la extensión debió comenzar desde el Oligoceno antes del cese de la subducción (Ferrari et al., 2002; Wong et al., 2010; Ferrari et al., 2013; Murray et al., 2013; Duque-Trujillo et al., 2014; Duque-Trujillo et al., 2015; Ferrari et al., 2018). De lo contrario, la tasa de extensión tuvo que haber sido muy rápida (47 mm/a) para que la apertura ocurriera en tan corto tiempo, lo que difiere con otros rifts continentales donde la tasa de apertura es de 5 mm/a (Plattner et al., 2007; Durán-Calderón, 2016). Sin embargo, Umhoefer et al. (2011) proponen que la ruptura rápida de la península de Baja California fue causada por la debilidad de la corteza del arco activo antes de la formación de la divergencia oblicua lo que permitió grandes desplazamientos en corto tiempo geológico.

Después del cese de la subducción (hace 12 Ma), de acuerdo a Zanchi (1994) se reconocen tres eventos tectónicos principales: el primero (Mioceno Temprano – Medio), es la formación de grandes estructuras radiales a lo largo del escarpe principal del Golfo de California durante las últimas fases de la actividad del arco Comondú; el segundo (Oligoceno – Mioceno) corresponde a la extensión en dirección NE-SO asociada al sistema de fallas “Basin and Range”; y el tercero (Plioceno – Cuaternario) asociado al proceso de transtensión indicada por fallas de rumbo dextral NO-SE y fallas normales N-S. Los movimientos de las fallas NNO-SSE a NO-SE (strike-slip), lideraron la formación de cuencas “pull-apart” a lo largo de la península (Conly et al., 2005; Umhoefer, 2011). Entre éstas, la CSR se formó durante el rifting temprano (Dorsey y Umhoefer, 2012) y está asociada a la tectónica de la zona de estudio. Esta cuenca está limitada al occidente por las andesitas de Santa Lucía, hacia el este no se conoce con exactitud su prolongación, pero se debe de extender hasta la Isla de San Marcos, al norte lo limitan las sierras de La Reforma y Tres Vírgenes, mientras que el sur está cubierto por aluviones del Cuaternario (Conly et al., 2005). Según Lira-Beltrán et al., (2020), la cuenca debe extenderse algunos kilómetros al norte, cruzando la CA (Figura 2).

1.2.1. Estratigrafía regional.

La zona tiene un registro estratigráfico que va desde el Cretácico hasta el Pleistoceno (Figura 3). Las rocas más antiguas expuestas son rocas graníticas que pertenecen al Batolitos Peninsular (BP) con edades que varían entre 118 y 83 Ma (Schaaf et al., 2000; Ortega-Rivera et al., 2003). La edad de estas rocas plutónicas alrededor del área de estudio es de 97.8 ± 1.5 Ma (García-Sánchez et al., 2019) y están sobreyacidas de manera discordante por secuencias volcánicas y volcanoclásticas (Oligoceno-Mioceno) de la Formación Comondú (Demant,

1975; Hausback, 1984; Sawlan, 1991; Drake et al., 2017) definida por Umhoefer et al. (2001) como Grupo Comondú.

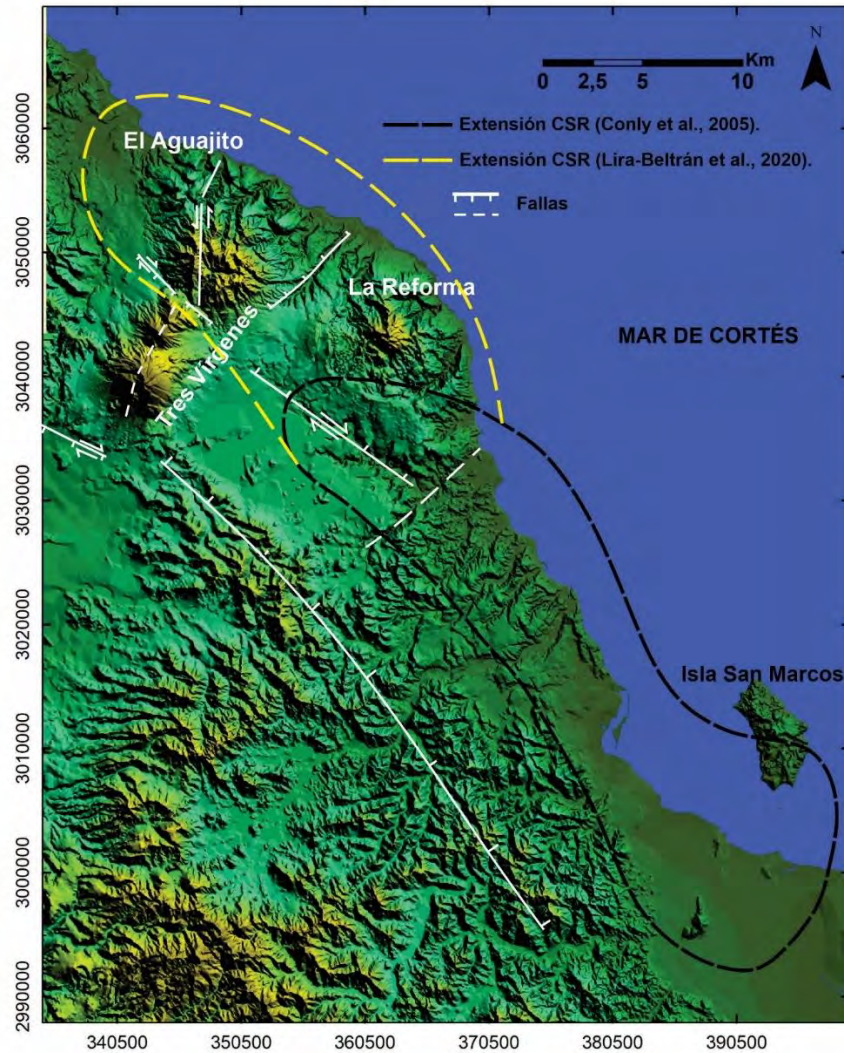


Figura 2. Modelo sombreado del terreno (Tomado de INEGI, resolución de 50 m en formato estratigráfico escala 1:50000) donde se observa delimitada la Cuenca de Santa Rosalía, ubicada en la parte central de la península de Baja California (imagen modificada de Conly et al., 2005).

Este último autor dividió al Grupo Comondú en tres unidades: 1) la unidad clástica inferior (~30-19 Ma) constituida por areniscas y conglomerados fluviales, 2) la unidad media compuesta por brechas andesíticas (~19-15 Ma) intercaladas con flujos de lava andesíticos, y 3) la unidad superior constituida de un flujo de lava, conocido como andesitas de Santa

Lucía (~15-12 Ma). Estudios recientes indican que la secuencia de areniscas e ignimbritas expuestas al sur en el cañón El Yaqui originalmente considerada como parte del Grupo Comondú, pertenecen a la Formación El Salto, ya que se encontraron edades entre 34 y 23 Ma (Ocampo-Díaz et al., en revisión). La secuencia de lavas que afloran al sur de CVTV fue fechadas en 21.59 ± 0.29 Ma (Avellán et al., 2018), lo cual podría corresponder con la unidad Santa Lucía de Umhoefer et al. (2001). Estas lavas están cubiertas por el basalto La Esperanza que consiste en lavas basálticas (Rojas-Beltrán et al., 1999) fechadas en 7.64 ± 1.6 Ma (Macías et al., 2012; 2013).

La secuencia estratigráfica continúa con tres formaciones sedimentarias de origen marino conocidas como la Formación El Boleo, la Formación La Gloria y la Formación El Infierno, descritas en la CSR (Wilson and Rocha, 1955; Holt et al., 2000). La Formación El Boleo tiene una edad máxima de alrededor de $7.1 + 0.05$ Ma (Conly et al., 2005) y sobreyace de manera discordante a las rocas del basamento volcánico Cenozoico (Ochoa-Landín et al., 2000; Holt et al., 2000). Está conformada por areniscas fosilíferas tobáceas, conglomerados con lentes de yeso, lodolitas y limolitas, así como niveles ricos en cobre, explotados a partir del siglo XIX hasta mediados del siglo XX en el distrito minero El Boleo (Wilson y Rocha, 1955). En esta formación también se han encontrado megafósiles del Mioceno superior en ambiente de depósito de paleocanal; se considera que los sedimentos que contienen estos megafósiles, se depositaron en aguas poco profundas a lo largo de costas irregulares (Smith, 1991; Wilson, 1948; Wilson y Rocha, 1955).

Entre el Plioceno y el Pleistoceno se formaron dos secuencias sedimentarias, la inferior se conoce como la Formación Gloria (Wilson, 1948) redefinida por Carreño (1981) como Formación Tirabuzón. Esta formación tiene entre 25 y 185 m de espesor y está compuesta por limolitas, areniscas fosilíferas marinas y conglomerados. Los fósiles encontrados indican

una profundidad del agua entre 200 y 500 m (Espinosa-Arrubarrena y Applegate, 1981; Carreño, 1981).

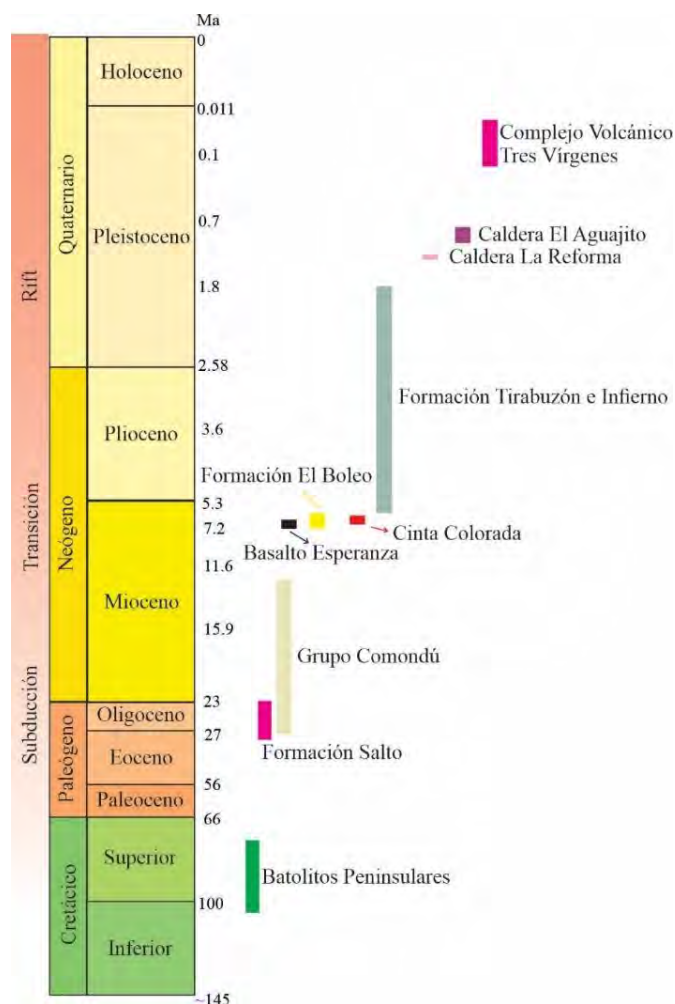


Figura 3. Escala cronoestratigráfica donde se muestra la extensión temporal de las diferentes unidades sedimentarias, ígneas intrusivas y volcánicas que afloran en la Cuenca de Santa Rosalía. Se basa en las edades disponibles en la literatura antes del presente estudio.

La secuencia superior pertenece a las rocas sedimentarias de la Formación El Infierno, con espesores entre 5 y 140 m, la cual consiste de areniscas fosilíferas, conglomerados marinos y no marinos (Wilson, 1948; Wilson y Rocha, 1955). Las rocas sedimentarias recientes corresponden a la Formación Santa Rosalía, compuesta de capas delgadas de areniscas fosilíferas y conglomerados (Holt et al., 2000).

Las formaciones sedimentarias están sobreyacidas por los depósitos volcánicos recientes, entre ellos los de la caldera de La Reforma (1.6 y 1.4 Ma; Schmidt, 1975; 1.38 ± 0.03 Ma; Schmitt et al., 2006), la cual se encuentra sobre la costa del Golfo de California y por debajo de los depósitos de la CA. Demant (1975; 1984) describió la caldera de La Reforma como una estructura con un diámetro de 10 km y una evolución desde el Plioceno hasta el Pleistoceno superior con un evento final de levantamiento del substrato de hasta 1 km al centro de la caldera. Sobreyaciendo a los depósitos de la caldera La Reforma, se encuentran los depósitos volcánicos de la CA, descrita en informes internos de la CFE (López y Cantagrel, 1990; López et al., 1993; Vargas y Garduño, 1988) y por Garduño-Monroy et al. (1993) como una estructura con un diámetro aproximado de 10 km, compuesta por una secuencia piroclástica con edad de 0.76 ± 0.06 Ma y domos riolíticos Post-caldera de 0.5 ± 0.04 Ma. Estos autores infirieron el anillo de la caldera por el alineamiento semicircular de los domos alrededor de la caldera con la secuencia superior de la caldera aflorando en la parte central del cráter con una resurgencia de 500 m. Los flujos piroclásticos asociados a la caldera han sido fechados por otros investigadores en 1.17 ± 0.07 Ma con el método U-Pb en zircons (Schmitt et al., 2006). Por encima de los depósitos de la CA se encuentran los depósitos del Complejo Volcánico Tres Vírgenes (CVTV) que ha sido objeto de estudios por parte de la CFE (Lira et al., 1983; López et al., 1993; Macías et al., 2012; 2013). El CVTV está representado por tres aparatos volcánicos alineados en dirección NE-SO, el más antiguo es El Viejo (ca. 300-173 ka) seguido del El Azufre (ca. 173 – 128 ka) y el más joven es La Virgen (ca. 112–22 ka) de acuerdo con Avellán et al. (2018) y edades de Schmitt et al. (2006). La edad de la erupción riolítica explosiva del Volcán la Virgen ha sido muy controversial, pues la primera edad se obtuvo de un fragmento de madera carbonizado, encontrado en el

depósito principal y fue fechado con radiocarbono en, 6,515 A.P. (Capra et al., 1998). Posteriormente, Schmitt et al. (2006) la fechó en 36 ± 3 ka con el método de U/Th.

1.2.2. Características geoquímicas del vulcanismo en Baja California

A finales del Oligoceno y principios del Mioceno, el vulcanismo calcoalcalino en la región estaba asociado a la formación del arco Comondú (Gastil et al., 1979, Hausback, 1984; Martín-Barajas et al., 1995; Pallares et al., 2007) que estuvo activo hasta hace 16 Ma en el norte de BC y hasta hace 11 Ma en el sur (Sawlan, 1991). Desde del Mioceno medio hasta el Reciente, el magmatismo ha sido el resultado de la transición de un régimen tectónico de subducción a un régimen tectónico de apertura del Golfo de California (Martín Barajas et al., 1995; Calmus et al., 2011). El vulcanismo calcoalcalino se ha mantenido en Baja California formando varios campos volcánicos como Puertecitos (5.8-2.7 Ma; Martín-Barajas et al., 1995), Jaraguay (7.8 Ma; Pallares et al., 2007), Isla San Luis (Moreno y Demant, 1999), Isla Tiburón (5.7-3.7 Ma; Oskin y Stock, 2003), Isla San Esteban (4.5-2.5 Ma; Calmus et al., 2008), Cerro Mancenares (4.3-3.8 Ma, Bigioggero et al., 1995), Reforma (1.35-1.29 Ma; García-Sánchez et al., 2019), El Aguajito (1.1 Ma; Osorio-Ocampo et al., 2019), Tres Vírgenes (0.17-0.022 Ma; Capra et al., 1998; Avellán, 2018) e Isla Coronado (0.69 Ma; Bigioggero et al., 1987).

Asimismo, existen rocas con afinidad adakítica, como en el campo volcánico Santa Clara (11-8.7 Ma; Aguillón-Robles, 2001), Isla Santa Margarita (6.2-4.9 Ma; Bonini y Baldwin, 1998), Jaraguay (Pallares, 2007) y flujos de lava adakíticos cerca de Santa Rosalía (Conly et al., 2005). La serie de rocas conocida como bajaitas que incluye basaltos magnésicos, basaltos andesíticos, andesitas ricas en magnesio y andesitas con firmas adakíticas (Rogers et al., 1985; Saunders y Rogers, 1987) forman seis campos volcánicos distribuidos desde

Jaraguay hasta La Purísima, con edades que van del Mioceno medio hasta el Holoceno. También se han encontrado basaltos ricos en Niobio con afinidad adakítica en Santa Clara, la península de Vizcaino y Santa Rosalía (11.7-8.7 Ma; Aguillón-Robles, 2001; Conly et al., 2005). Además, existen rocas asociadas al rifting como basaltos alcalinos, traquibasaltos, basaltos tipo MORB, basaltos y andesitas toleíticas, y comenditas (Saunders et al., 1987; Sawlan, 1991; Aguillón-Robles et al., 2001; Calmus et al., 2003; 2011).

La gran variedad de fuentes magmáticas para el vulcanismo después de la subducción de la placa Farallón por debajo de Norteamérica en Baja California (CA), es explicado con modelos tectónicos basados en la presencia de una ventana astenosférica debido a la subducción de la dorsal oceánica o a la ruptura de la placa subducida (Rogers et al., 1985; Aguillón-Robles et al., 2001; Benoit et al., 2002; Calmus et al., 2003; Pallares et al., 2007). También se propone un modelo que plantea que el tiempo de evolución de cualquier sistema volcánico es de aproximadamente 10^6 años y está determinado por cambios tectónicos, mientras que la actividad volcánica está definida por otros factores a nivel local (Cañón-Tapia y Walker, 2004; Negrete-Aranda y Cañón-Tapia, 2008). A continuación, se describen estos modelos:

Modelo de subducción del “East Pacific Rise” (EPR)

El modelo de formación de la ventana astenosférica debido a la subducción del EPR (Figura 4a) explica la formación de las adakitas y los basaltos ricos en Nb en la parte central y sur de BC (Rogers et al, 1985; Aguillón-Robles et al., 2001). Benoit et al. (2002) proponen el mismo modelo, pero en un escenario más complejo considerando una ventana astenosférica de 60 km de ancho que se formó después de la desaparición del EPR. Esta apertura causó el emplazamiento de rocas adakíticas, basaltos ricos en Nb, andesitas magnésicas y rocas

toleíticas (11-9 Ma). Mientras que las rocas calcoalcalinas se formaron cerca de los 100 km de profundidad en el plano de Benioff y las andesitas magnésicas en el ante-arco (Figura 4b). Aunque su modelo cita la subducción de la dorsal, también considera posible que la formación de la ventana astenosférica a causa de la ruptura del slab.

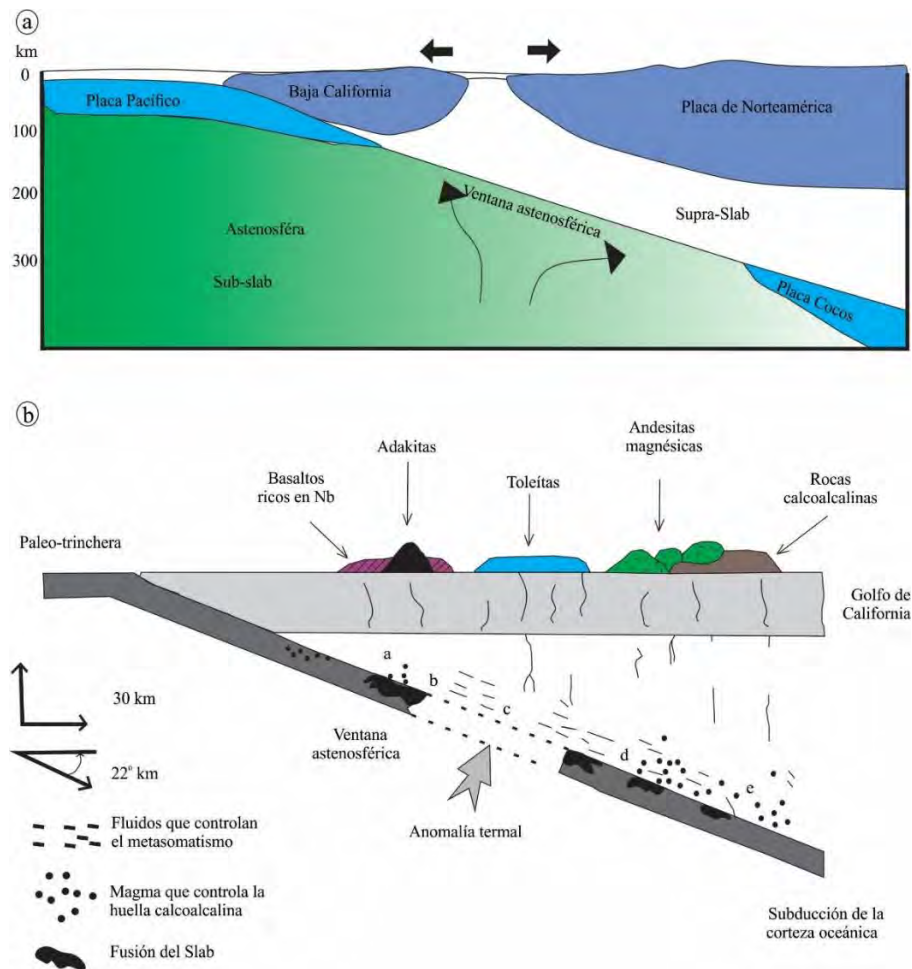


Figura 4. a) Ventana astenosférica formada por la subducción de la dorsal “ridge” propuesta para explicar la formación de las rocas en BC (tomado y modificado de Bourgois y Michaud, 2002). b) Estados de la apertura de una ventana astenosférica por ruptura de la placa “slab”. a) Fusión de una corteza oceánica joven de la parte superior de la ventana, generación de adakitas. b) Fusión del manto litosférico metasomatizado por magmas adakíticos, que originan basaltos ricos en Nb. c) Alto grado de fusión de la parte superior del manto modificado a causa del desarrollo de una anomalía termal sobre la ventana astenosférica, posible contribución del manto sub-oceánico durante la génesis de los basaltos toleíticos. d) Bajo grado de fusión del manto adakítico metasomatizado que contiene aporte sedimentario debido a la anomalía termal; origen de las andesitas magnésicas. e) Génesis de las lavas calcoalcalinas antes de 11 Ma debido a la fusión de la cuña del manto metasomatizada (tomado y modificado de Benoit et al., 2002).

Modelo ruptura del slab

Varios autores proponen que el origen de los magmas después del cese de la subducción, se debe a la formación de una ventana astenosférica a partir de la ruptura del slab y no por la subducción de la dorsal (Calmus et al., 2003; Pallares et al., 2007; Castillo, 2008; Calmus et al., 2011; Figura 5). Esta ruptura habría comenzado en el norte de la península de Baja California y está asociada a la acreción rápida y rotación en sentido horario de los segmentos del EPR (Michaud et al., 2006; Pallares et al., 2007). La erupción de las andesitas magnésicas, toleítas, adakititas y basaltos ricos en Nb comenzó entre 11.5 y 10 Ma, al mismo tiempo que la ruptura y por esto la extensión de la ventana posiblemente se deba a la distribución de las lavas que no tienen afinidad calcoalcalinas (Pallares et al., 2007). La ocurrencia del vulcanismo adakítico (6.2 Ma) sugiere la presencia de fragmentos de corteza oceánica y manto litosférico con firmas calcoalcalinas bajo el Golfo de California (Desonie, 1992; Calmus et al., 2008). El vulcanismo calcoalcalino está asociado al alto régimen termal y el levantamiento astenosférico, los cuales inducen la fusión parcial del manto litosférico heterogéneo (Calmus et al., 2008).

Sistemas volcánicos

Después de que terminó la subducción en BC, y la distribución de esfuerzos cambió dramáticamente en respuesta a la aparición de un nuevo límite de placas. El nuevo régimen de esfuerzos, pudo haber iniciado nuevas estructuras fuera del límite de la zona de arco, por donde ocurrió el emplazamiento del vulcanismo Post-subducción (11.1-7.5 Ma).

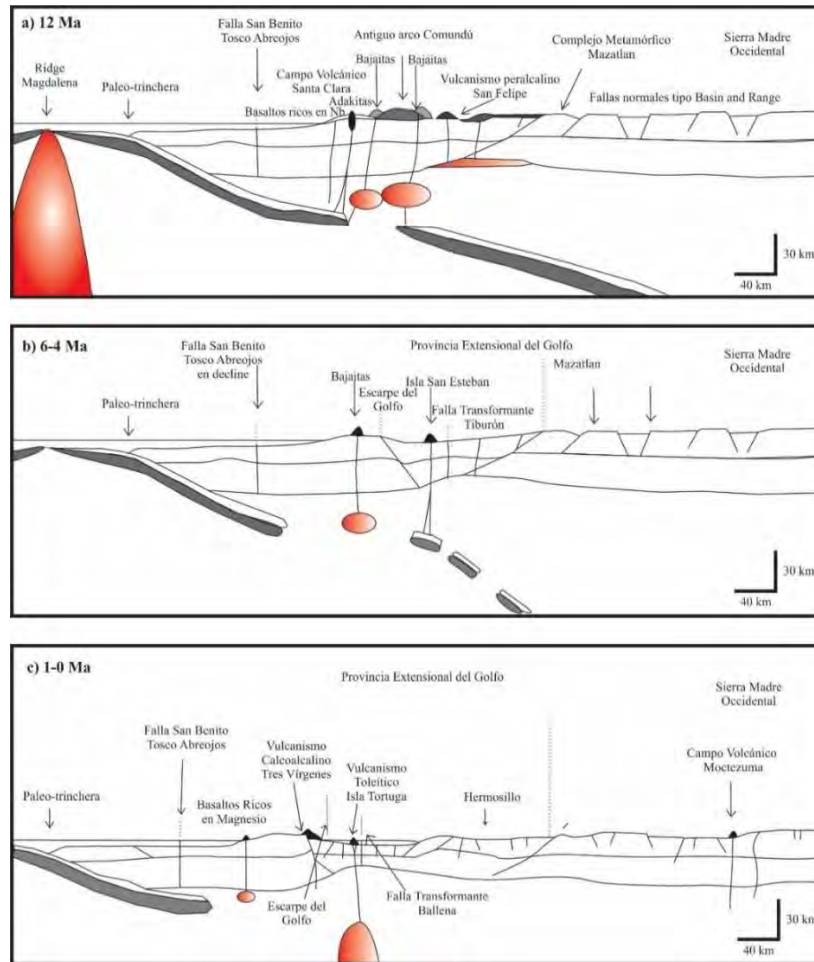


Figura 5. Relación entre la evolución de vulcanismo y la tectónica desde 12 Ma al presente. a) La actividad de la dorsal se redujo y comenzó el movimiento entre las placas del Pacífico y Norteamérica a lo largo de la falla Tosco-Abrejos. b) Los movimientos tectónicos comienzan a abrir al Golfo de California. c) Actualmente las fallas transformantes dextrales controlan la tectónica dentro del golfo. Tomado y modificado de Calmus et al. (2011).

El equilibrio tectónico, causó una disminución del vulcanismo, aunque la producción del magma continuó en profundidad. Después de esto se estableció un régimen transtensivo (6 Ma) causando vulcanismo nuevamente, el nuevo régimen tectónico causó la redistribución de esfuerzos dentro de BC que causaron intensa deformación en el tras-arco y ante-arco facilitando la fracturación hidráulica y un segundo pulso de vulcanismo Post-subducción. Debido a lo anterior, la variedad volcánica y composicional puede ser interpretada como el

resultado un largo tiempo de estabilización de la temperatura junto con la heterogeneidad del manto adquirida durante la época de subducción, la baja conductividad térmica del manto y la reducción de la temperatura de las geotermas que puede durar millones de años en completarse, por lo que este modelo predice la existencia de zonas de fusión parcial incluso, varios millones de años después de la subducción (Figura 6).

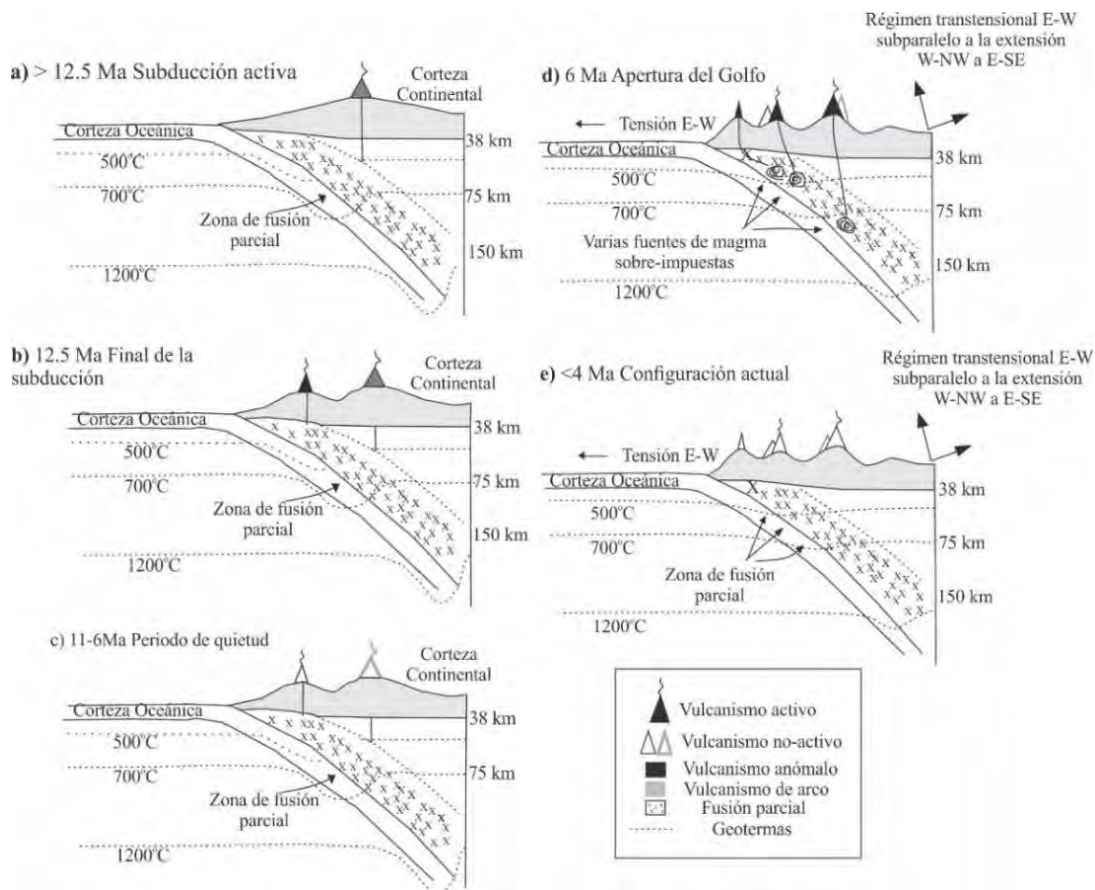


Figura 6. Modelo de evolución volcánica en BC por Negrete-Aranda y Cañón-Tapia (2008) basado en el marco de los “sistemas volcánicos” (Cañón-Tapia y Walker, 2004). a) La subducción antes de 12 Ma no fue la única responsable de la formación de una zona de fusión del manto que alimentó el arco volcánico, también intervino la concentración de esfuerzos debido a la flexión de la placa superior. b) La redistribución de esfuerzos por el cese de la subducción causó el fracturamiento por donde ascendió el magma (11 y 7.5 Ma). c) Mientras el equilibrio tectónico se fue alcanzando, la producción de magma continuó a profundidad. d) Los esfuerzos generados por la acomodación tectónica generaron fracturas que facilitaron el segundo pulso magmático en el Plio-Pleistoceno. e) Actualmente los esfuerzos en la península están por debajo del nivel requerido para el ascenso del magma, lo que explica la poca actividad magmática después de 3 Ma.

2. METODOLOGÍA

2.1. Revisión bibliográfica:

La revisión bibliográfica consistió en la recopilación de trabajos geológicos previos (reportes y publicaciones) realizados en la zona, con lo cual se adquirió la información teórica necesaria para plantear y solucionar problemas con respecto a la evolución de la CA. De la misma forma, se descargaron datos geoquímicos e isotópicos disponibles en la base de datos GEOROC (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>) de las rocas volcánicas más jóvenes de 12 Ma y los batolitos peninsulares en la península de B.C. con el fin de hacer comparaciones con los datos obtenidos en este estudio. Debido a la cantidad de datos, este archivo estará disponible en la versión digital entregada con la tesis.

La interpretación geomorfológica y geológica del terreno se realizó con ayuda de la topografía digital obtenida del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) a escala 1:50.000. También se usaron ortofotos, imágenes satelitales Spot 6 pancromáticas con resolución de 1.5 m y multiespectrales de 6 m. El tratamiento de la información geográfica (en coordenadas UTM 12N) y la elaboración del mapa, fueron realizados con ayuda de ArcMap 10.2, mientras que las columnas estratigráficas se dibujaron con el programa de diseño CorelDRAW X9. Los volúmenes del evento Sin-caldera y los eventos Post-caldera (Figura 7) fueron calculados a partir del DEM de 1:50,000 tomado de la base datos del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). Se tuvieron en cuenta las celdas del ráster con resolución horizontal constante de 50 x 50 m² y el volumen de las unidades se cuantificó como el producto del área de la celda por la suma de las alturas de las columnas que pertenecen a la unidad mapeada. La altura de cada columna es la diferencia entre la altitud de la topografía y la altitud basal. Normalmente se considera una superficie plana

para los cálculos y la altitud se estima a partir de la altitud mínima o media del contorno (Salinas y López-Blanco, 2010). Sin embargo, las áreas mapeadas aquí, se encuentran sobre una topografía desigual lo que limita la precisión de la determinación del volumen. Por esta razón, no se considera una superficie plana, sino que la superficie base, se evalúa a partir de una interpolación dispersa tridimensional (triangulación de Delaunay) que considera la topografía completa que rodea la unidad mapeada (es decir, la altitud de las celdas alrededor de la unidad mapeada).

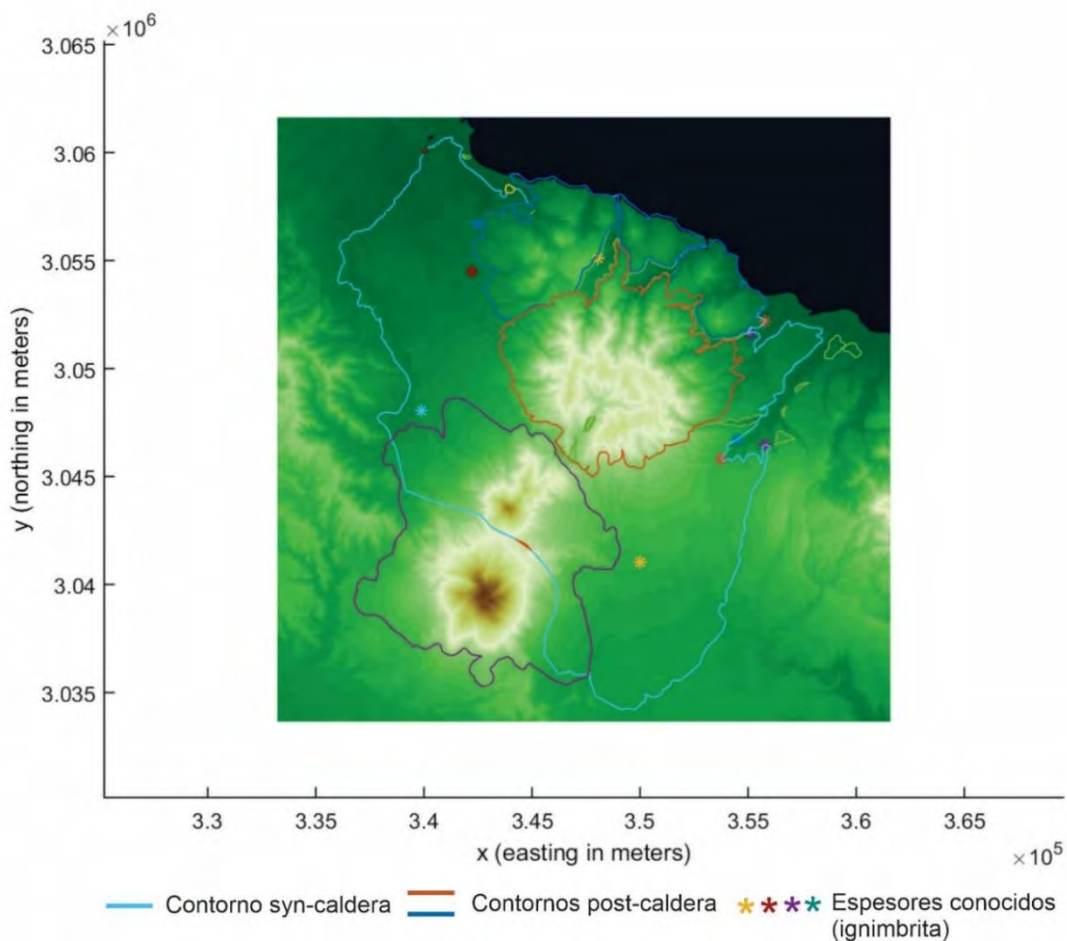


Figura 7. Modelo digital de Elevación del Terreno del área de estudio (tomado de INEGI, escala 1:20000) que muestra los polígonos a los que se les calculó el volumen con ambos métodos.

Los volúmenes también fueron calculados con *GLOBAL MAPPER Analyses Measurements Measure Volume (Cut/Fill)*. En este caso también se usó el DEM a escala 1:50,000 de INEGI

con los mismos polígonos de la figura 7. Global Mapper permite hacer varios cálculos sobre un rango de alturas base las cuales se tomaron desde 4 hasta 100 m.s.n.m, estos últimos valores son inferidos, pues al no conocerse la topografía antigua, los depósitos por debajo de la caldera podrían tener un espesor variable entre 4 m y hasta 100 m. Con estos datos de partida, tomando como base la máxima altura (100 m), el polígono de Aguajito se estimó en 30 km^3 y los depósitos Post-caldera en 56 km^3 . Consideramos que para las dimensiones de la caldera y vulcanismo Post-caldera estos datos están sobreestimados por lo que no los tomamos en cuenta.

2.2. Trabajo de campo

Con el modelo digital de elevación y la construcción de un anaglifo se realizó un mapa geológico preliminar de la zona de estudio con el que se planeó la primera visita a campo. El trabajo de campo se llevó a cabo en cinco salidas de campo desde 2014 hasta 2017, cada campaña constó de 30 días de trabajo. Durante estas visitas se verificó y modificó el mapa geológico preliminar definiendo con mayor precisión los contactos entre unidades litológicas. Con este fin se visitaron 300 localidades entre puntos de control y la construcción de secciones estratigráficas para definir de manera detallada la estratigrafía de la caldera (Anexo 1; Figura 8). Durante el trabajo de campo se midieron datos estructurales con los que se realizaron diagramas rosas para observar el patrón del fallamiento y fracturamiento en el área. Se colectaron alrededor de 150 muestras de roca que fueron usadas para realizar láminas delgadas (50), análisis geoquímicos (49) e isotópicos (10); el resto de las muestras se usaron para corroborar datos característicos de las rocas en muestra de mano.

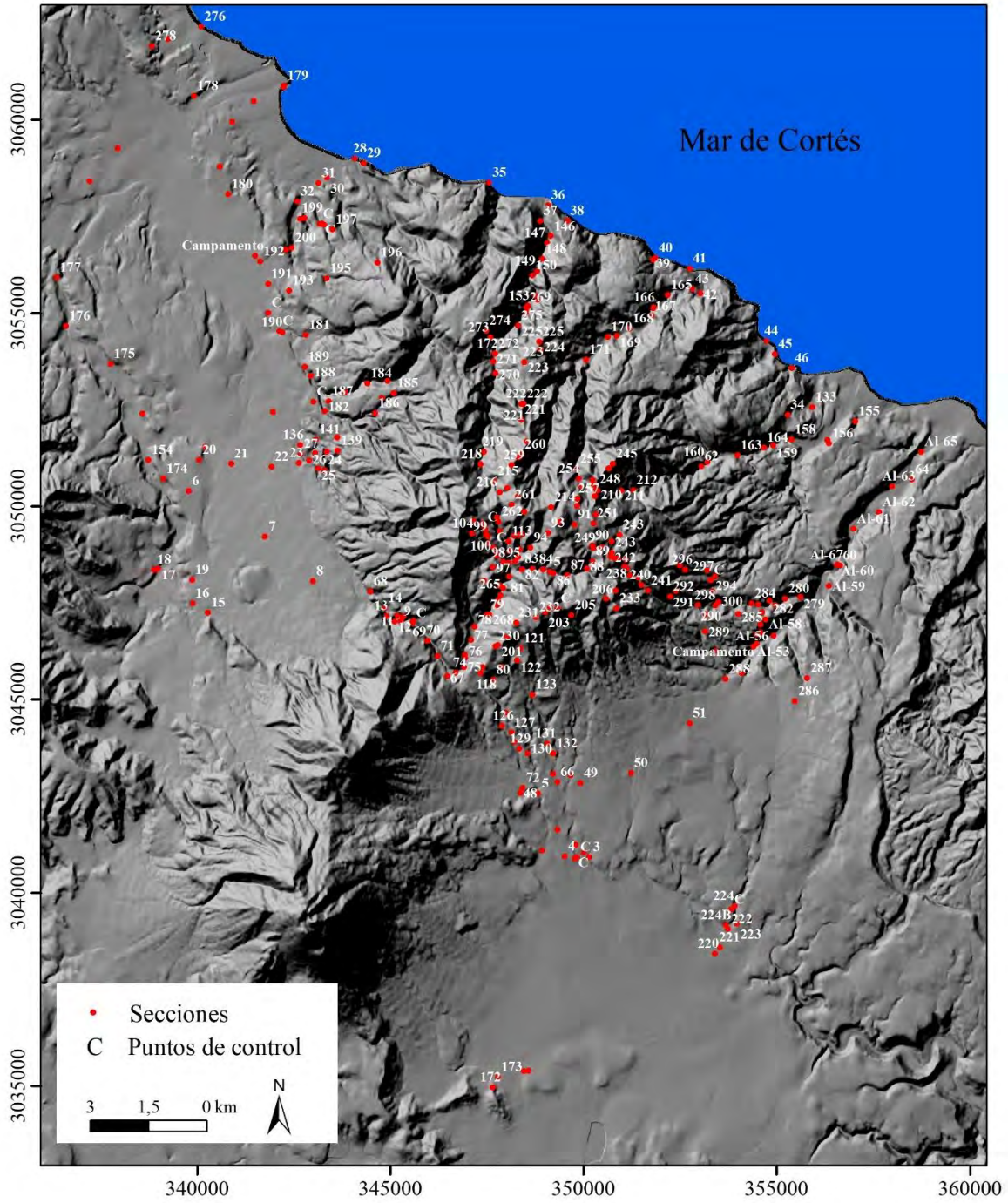


Figura 8. Modelo sombreado del terreno resolución 15 m, en formato cartográfico escala 1:20000. Se observa la ubicación de las 300 localidades visitadas en campo (AJ).

2.3. Trabajo de laboratorio

Parte del proceso de laboratorio se realizó en la Unidad Michoacán del Instituto de Geofísica (IGUM) Campus Morelia. Para la elaboración de las láminas delgadas se cortaron 50 muestras de roca en fragmentos de 4 x 2 cm con la cortadora de disco de diamante marca Buehler modelo 10-10003-160.

Posteriormente las muestras fueron pulidas con abrasivos de carburo de sílice de calibre 240 (P280), 400 (P600) y 600 (P1200) para desaparecer todos los rayones e imperfectos que dejó la cortadora. Por último, se usó alúmina de 5 micras para suavizar la superficie y finalmente se introdujo la muestra en un baño de ultrasonido durante 40 segundos (Fisher Scientific FS30H) para limpiar las rocas de los abrasivos. Para pegar las rocas al porta-objetos, primero se secaron a 60 °C sobre una platina de calor hasta que el agua se evaporó completamente. A la superficie seca se le aplicaron unas gotas de adhesivo 10 foto-endurecedor (LOCTITE 3492) y se expuso al sol durante cinco minutos. La muestra pegada por un extremo se colocó en la cortadora de precisión marca Scruers Accutum-50 y se rebajó a 30 μm de espesor. Nuevamente se usó la alúmina de 5 μm y se dejó la lámina lista para la revisión bajo el microscopio. Cinco láminas delgadas fueron pulidas con suspensión de diamante (3 y 1 μm) y alúmina (1 μm) para darles el pulido necesario para su análisis con la microsonda electrónica.

Se eligieron 49 muestras para análisis geoquímicos y 10 para análisis isotópicos. Cada roca fue triturada usando el equipo Leeson modelo C4C17DH7H. Se lavó el material triturado en repetidas ocasiones con agua destilada en el baño ultrasonido para eliminar las partículas ajenas a la roca, y se secaron los fragmentos en un horno (Shel Lab) por 24 horas a 55 °C. Una vez secas las muestras, se usó el molino marca Herzog para pulverizarlas hasta

un tamaño aproximado de 63 μm (malla 230). Para comenzar el procedimiento y en cada cambio de muestra se lavó el mortero con agua destilada y acetona para eliminar residuos de roca y evitar contaminación. De cada muestra se pulverizaron entre 15 y 20 gr de roca que fueron almacenados en bolsas plásticas con su respectivo rótulo para ser enviadas al laboratorio de análisis.

2.3.1. Geoquímica

Las rocas seleccionadas para análisis químicos (pómez, lavas e ignimbritas) fueron enviadas a Activation Laboratories, Ltd., en Ancaster, Canadá donde se realizó la digestión y se solicitó el paquete que incluye los métodos 4LithoRes + 4B1 + 4BINAA descritos en la página del laboratorio (<http://www.actlabs.com/>). Las muestras se analizaron por medio de *Fusion-Inductively Coupled Plasma* (FUS-ICP) e *Instrumental Neutron Activation Analysis* (INAA-precisión $\pm 5\text{--}20\%$). Los 49 resultados comprenden análisis químicos de roca total recalculados en base anhidra, elementos traza y cinco análisis extras de Br y Li para las rocas AJ-55, AJ-17, AJ-9, AJ-25 y AJ-10.

2.3.2. Microanálisis

En el Laboratorio de Microanálisis (MaL) del Centro Mexicano de Innovación Geotérmica (CEMIE-Geo) fueron medidos elementos mayores en feldespatos y matriz de vidrio usando la microsonda electrónica JEOL JXA-8900R, la cual cuenta con dos espectrómetros WDS y sistema EDS. La platina (para introducir muestras hasta de 100 mm X 100 mm X 50 mm) permite un área de análisis de 90 mm X 90 mm. Cuenta con cuatro tipos de cristales TAP (5.69 ~93.0 Å), PETJ (1.93 ~ 8.10 Å), LIF (0.889 ~ 3.73 Å) y LDE2 (23.2 ~ 88.0 Å) que combinados permiten medir concentraciones de elementos en un rango que va del 5B al 92U. Los análisis se realizaron con un voltaje de aceleración de 15 keV y un haz corriente

de 10 nA. El haz se enfocó para analizar los feldespatos, pero se desenfocó a 10 μm para analizar el vidrio de la matriz, y así evitar pérdida de agua y la migración de sodio. La estandarización primaria fue validada con el estándar de vidrio riolítico VG-568.

En estos laboratorios también se usó el microscopio Hitachi TM3030 PLUS para tomar fotografías de los fragmentos de pómez y el difractómetro de rayos X D2 PHASER para analizar algunas muestras en busca de minerales de alteración. Los análisis EDS fueron realizados con un voltaje de aceleración de 15 keV y un haz corriente de 10 nA. Para los análisis de rayos-X se usó un voltaje de aceleración de 30 keV y 10 mA de corriente.

2.3.2. Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Estos análisis fueron realizados en el laboratorio de geocronología en la University of Alaska Fairbanks (UAF). Allí las muestras fueron lavadas y trituradas para elegir fragmentos de la matriz y masa fundamental libres de fenocristales. Se usó el estándar mineral TCR-2 con edad de 28.619 Ma (Renne et al., 1994; 2010) para monitorear el flujo de neutrones y calcular el parámetro de irradiación (J) para todas las muestras. Las muestras y estándares se envolvieron en papel de aluminio se cargaron en latas de aluminio de 2,5 cm de diámetro y 6 cm de altura y posteriormente se irradiaron a 20 megavatios-hora en la posición 8c del reactor enriquecido en uranio de la Universidad McMaster en Hamilton, Ontario, Canadá.

Después la irradiación, las muestras y los estándares se cargaron en orificios de 2 mm de diámetro en una bandeja de cobre, la cual se cargó en una línea de extracción de ultra alto vacío. Los estándares se fusionaron y las muestras se calentaron utilizando un láser de iones de argón de 6 vatios siguiendo la técnica descrita (York et al., 1981; Layer et al., 1987; Benowitz et al., 2014). La purificación de argón se logró usando una trampa fría de nitrógeno líquido y un absorbente SAES Zr-Al a 400 °C. El análisis se realizó en el espectrómetro de

masas VG-3600 en el Instituto Geofísico, UAF. Los isótopos de argón medidos, se corrigieron con el blanco del sistema y la discriminación de masa, las reacciones de interferencia de calcio, potasio y cloro se corrigieron siguiendo los procedimientos descritos en McDougall et al. (1999). Los factores de corrección para las interferencias nucleogénicas durante la irradiación, se determinaron irradiado CaF_2 y K_2SO_4 de la siguiente manera: $(^{39}\text{Ar} / ^{37}\text{Ar}) \text{Ca} = 7.06 \times 10^{-4}$, $(^{36}\text{Ar} / ^{37}\text{Ar}) \text{Ca} = 2.79 \times 10^{-4}$ y $(^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}) \text{K} = 0.0297$. La discriminación de masa fue de 0,8% por unidad de masa y se controló mediante disparos de aire calibrado. Mientras se realizaban los experimentos, se hicieron calibraciones semanal y mensualmente para verificar los cambios en masa sin que se observara una variación significativa durante estos intervalos. Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, fueron estimadas a $\sigma \pm 1$ y calculadas con las constantes de Renne et al. (2010). La edad integrada es la edad dada por el gas total medido y es equivalente a una edad de potasio-argón (K-Ar). El espectro que proporciona una edad *plateau*, si tres o más fracciones de gas consecutivas representan al menos el 50% del gas liberado y están dentro de dos desviaciones estándar entre sí (desviación ponderada cuadrática media < 2.5).

2.3.3. Dataciones U-Pb

Las edades U-Pb en circones se realizaron con el equipo de ablación láser del Laboratorio de Estudios Isotópicos, Centro de Geociencias, UNAM, siguiendo el procedimiento descrito en Solari et al. (2010). El sistema consiste en una estación de trabajo Resonetics M050, equipada con un láser excimer LPX 200 y una nueva celda de dos volúmenes M151, con una estabilidad mejor que la descrita por Müller et al. (2009).

Para los análisis U-Pb, la estación de trabajo láser está conectada a una ICPMS cuadrupolo Thermo ICap Qc que se usa con un homogeneizador de señal de "squid" inmediatamente

después de la celda, aproximadamente 2 minutos antes de que el material que sufre la ablación ingrese al plasma. También se utilizaron 350 ml de He como gas portador, mezclado con 4,5 ml de N₂.

Durante este trabajo se empleó una frecuencia de 5 Hz con una constante de fluencia de 6 J/cm² medida con un monitor de energía externo. Sistemáticamente se usó un punto analítico de 32 μm a lo largo de todo el estudio. Como estándar primario se empleó el circon 91500, mientras que como estándar secundario se usó Plešovice que arrojó una edad media ²⁰⁶Pb / ²³⁸U de 338.65 ± 1.33 Ma, de acuerdo con el valor aceptado de Sláma et al. (2008). Ambos estándares fueron interdispersados en la secuencia con un desconocido, analizando dos 91500 y un Plešovice cada 10 circones desconocidos. También fueron analizados los NIST SRM 610 para calcular las concentraciones elementales de circones junto con los isótopos necesarios para la geocronología U-Pb (²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th y ²³⁸U). Se midió de forma rutinaria otros isótopos que son importantes para la petrogénesis, como ³¹P, ⁴⁹Ti, ⁸⁹Y, ⁹³Nb, REE y ¹⁷⁹Hf. Se usó ²⁹Si como estándar interno, suponiendo una estequiometría de 32.77% de SiO₂ en el circón.

La reducción de datos se realizó con Iolite 3.5 (Paton et al., 2010; 2011), con el esquema de reducción de datos VisualAge de Petrus y Kamber (2012). Todas las incertidumbres de edad calculadas se presentan de acuerdo a los protocolos de Iolite y corresponden a 2 errores estándar. Los datos se exportaron desde Iolite y todos los diagramas de concordia se dibujaron usando IsoplotR (Vermeesch, 2018).

No se aplicó la corrección de Pb común, ya que las tasas de conteo de ²⁰⁴Pb son insignificantes comparadas con las de ²⁰⁴Hg que ocurren normalmente en el sistema. Debido a la naturaleza joven de los circones fechados, la curva discordia no es confiable para

dilucidar el significado de los resultados debido a que está controlada principalmente por los conteos bajos de ^{207}Pb en el rango de unos pocos cientos de cps. La tabla de resultados de los fechamientos de U-Pb se presentan en el anexo 2.

2.3.4 Análisis Isotópicos Sr-Nd-Pb

Algunos de los isótopos de Sr y Nd se midieron en el Departamento de Ciencias Geológicas en la Universidad de Texas en Austin con un Espectrómetro de Masas de Ionización Térmica (TIMS) usando un ThermoFisher TRITON. Primero, se lavaron las muestras con HCl 6N para remover la contaminación superficial. La separación química de Sr y Nd se realizó usando la técnica de columna de intercambio iónico siguiendo la metodología de Lassiter et al. (2003) con algunas excepciones como: 1) El Sr se separó usando la resina Sr-Spec y 2) las Tierras Raras (REE) se separaron usando la resina Re-Spec; seguido se separó el Nd usando columnas de vidrio llenas con la resina di-etilhexil-fosfato (HDEHP). Los resultados se corrigieron por fraccionamiento de masa vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Los blancos analíticos durante estas mediciones fueron de 347 pg de Sr; 67 pg de Nd y los valores de los estándares de NBS987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710257 \pm 06$ ($\pm 1\sigma$, $n = 317$); (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512087 \pm 13$ ($\pm 2\sigma$, $n = 159$).

Los demás isótopos de Sr y Nd, se analizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca Thermo Scientific Modelo Triton Plus y los isótopos de Pb en el espectrómetro marca FINNIGAN MAT 262 en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica, UNAM. El Triton cuenta con nueve colectores Faraday ajustables mientras que el Finnigan con ocho. Todas las mediciones se hicieron de manera estática. Las muestras de Sr y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. En cada corrida se analizaron 60 relaciones isotópicas para Sr y 70 para Nd.

El software integrado arroja *outliers* dependiendo de la estabilidad de la señal. Los valores ($1sd = \pm 1\sigma_{abs}$) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. $1 SE(M) = 1\sigma_{abs} / \text{raiz } n$. Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. Los valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710252 \pm 13 (\pm 1\sigma_{abs}, n = 74)$ y para el estándar La Jolla es (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511847 \pm 3 (\pm 1\sigma_{abs}, n = 22)$.

Las muestras de Pb se cargaron con una mezcla de gel de sílice + ácido fosfórico, analizándose 100 relaciones isotópicas. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar NBS 981 (Pb): $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.89 \pm 0.07\%$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.43 \pm 0.10\%$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.53 \pm 0.14\%$ ($\pm 1\sigma_{rel}, n = 56$). Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 7.54 ng Sr, 0.51 ng Nd (blancos de procedimiento total) y 70 pg Pb (blanco de química). Más detalles analíticos del procesamiento de las muestras analizadas en los laboratorios del LUGIS están reportados en <http://www.geofisica.unam.mx/laboratorios/universitarios/lugis/index.html>.

3. RESULTADOS

3. 1. Geología Estructural y Morfología

El área de estudio está estructuralmente influenciada por las fallas transcurrentes del Golfo de California con dirección NO-SE (Wong y Munguía, 2006; Garduño-Monroy et al., 1993). Una de las cuencas sedimentarias formadas en la parte central de la península debido a esta extensión corresponde a la CSR (Mioceno Tardío) está dominada por una componente

transcurrente de dirección NNO dextral y una componente oblicua normal (Dorsey y Umhoefer, 2012). La extensión de esta cuenca se restringía hasta la parte sur de la caldera La Reforma (Conly et al., 2005), sin embargo, a partir de estudios recientes (Lira-Beltrán et al., 2020) demuestran, que se extiende unos kilómetros más al norte del límite que se proponía antes, por lo que la CA queda emplazada dentro de cuenca (Figura 2).

En cuanto a la tectónica local (Figura 9), la CA está disectada por la falla Cimarrón (cañón de ~500 m de profundidad), la cual corresponde a una falla transcurrente dextral (NNE-SSO) con componente normal (Garduño-Monroy et al., 1993). Esta falla también corta rocas más jóvenes en el área de estudio incluyendo el CVTV. La falla Cimarrón es interceptada por la falla El Azufre, la cual corresponde a una falla transcurrente dextral con dirección NO-SE. Además de las estructuras mencionadas, durante el trabajo de campo fueron tomados datos estructurales con los que se construyeron diagramas rosa y estereogramas que ilustran tres direcciones principales de fallamiento NO-SE, NE-SO y E-O (Figura 10a-c).

Desde un punto de vista morfológico, la CA tiene un relieve con alturas que van desde el nivel del mar hasta 1280 msnm, la máxima elevación encontrándose en el bloque levantado de la falla Cimarrón. El patrón de drenaje radial que comúnmente se observa en las estructuras volcánicas está ausente debido a una erosión intensa, sin embargo, se observa un drenaje dendrítico representado por cauces pequeños cortos e irregulares distribuidos en toda el área, el cual se combina con un patrón fluvial paralelo debido al fuerte control estructural.

Los cañones más prominentes donde se observan afloramientos y relaciones estratigráficas representativas, corresponden a El Azufre con desniveles de hasta 70 m, El Álamo con desniveles de hasta 200 m y El Cimarrón con desniveles de hasta 500 m. La morfología de las rocas Post-caldera, está representada por remanentes de los flancos de dos volcanes

compuestos que rellenan y enmascaran el anillo caldérico, varios domos formando un arco, los que permiten delinear el borde de la caldera y domos alineados a lo largo de estructuras tectónicas.

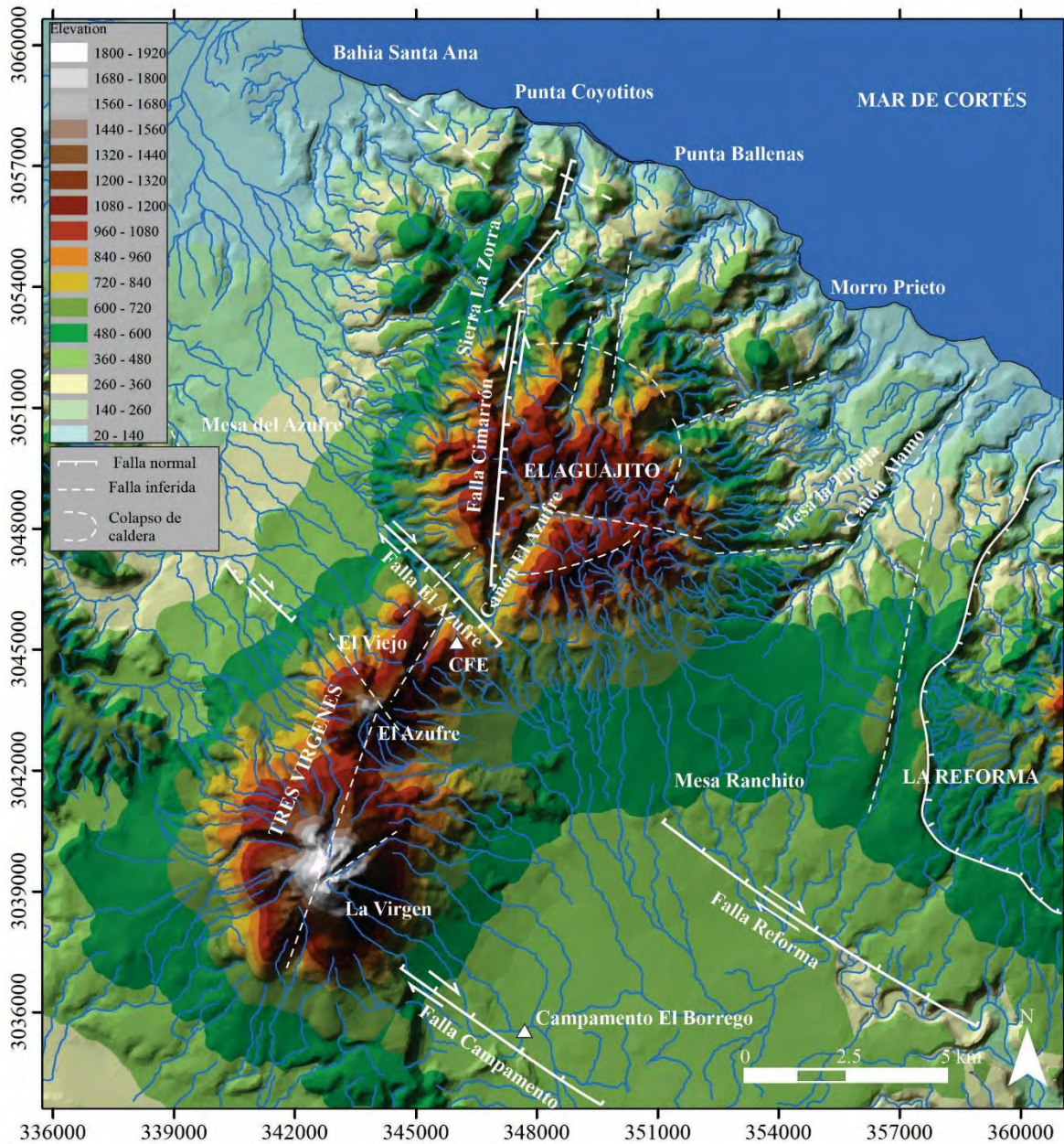


Figura 9. Modelo sombreado del terreno donde se representan las fallas principales e inferidas de la zona de estudio, drenajes y estructuras volcánicas principales. Las fallas fueron tomadas de Avellán et al. (2018).

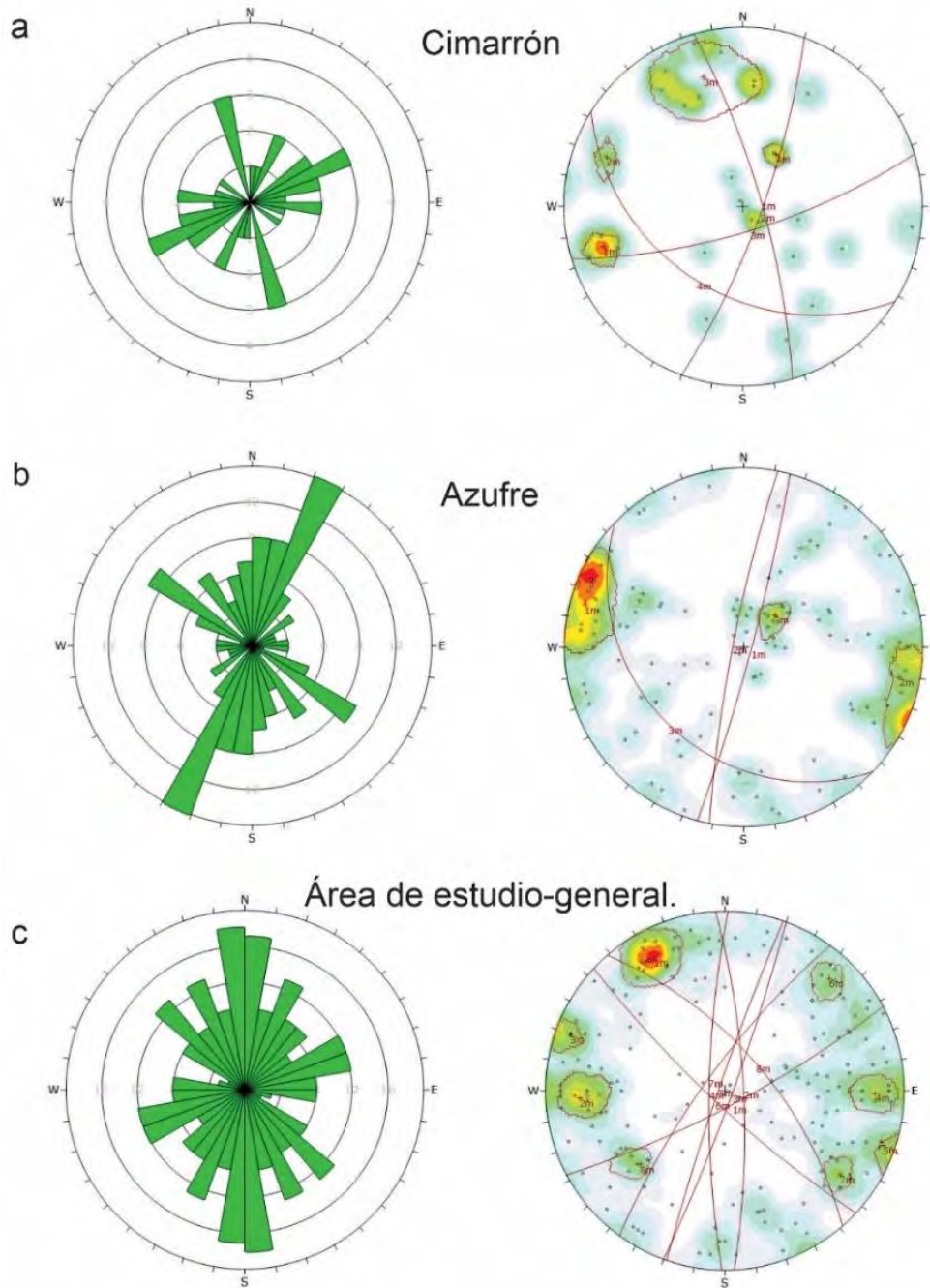


Figura 10. Diagramas rosa y estereogramas de las estructuras medidas durante el trabajo de campo en la CA y alrededores **a)** Falla Cimarrón: la distribución principal se encuentra a N150. También están presentes las estructuras N20E, N75E y N60O. **b)** Falla El Azufre fracturas en dirección N20-30E, así como varias estructuras que se intersectan en direcciones aleatorias. **c)** Datos estructurales tomados de manera aleatoria en varias partes de la zona de estudio donde se observa una concentración de fracturas en dirección N-S. Las direcciones tomadas en toda el área de estudio, muestran una dirección preferencial N-S mientras que las tendencias de las fallas Azufre y Cimarrón son diferentes.

3. 2. Estratigrafía

En este capítulo se presenta la descripción de la estratigrafía detallada y el nuevo mapa geológico de la CA (Figura 11) con base en el trabajo de campo, edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en la roca total y U-Pb en circones (Tabla 1; Figura 12; Anexo 2). A lo largo del texto los números entre paréntesis hacen referencia a lugares visitados en campo (Figura 8). En las descripciones se respeta la jerarquía estratigráfica usada por otros autores, las unidades referentes a la caldera fueron descritas de acuerdo a las unidades volcano-estratigráficas sugeridas en Martí et al. (2018). Se tomó como el mayor rango jerárquico la **Formación** (unidad formal primaria de clasificación litoestratigráfica), donde se incluyeron todas las erupciones que tienen que ver con la CA y las demás unidades se nombraron en orden descendente según la jerarquía (miembro, capa y flujo).

Tabla 1. Resultados de los fechamientos realizados con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total (masa fundamental en rocas coherentes y matriz en las ignimbritas) en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Alaska en Fairbanks, EUA. Los resultados más confiables son aquéllos de las mesetas marcados en negrita.

Muestra	Unidad	Coordenadas (UTM)		Edad Integrada (Ma)	Atm. %	Edad Plateau (Ma)	Edad de la Isocrona (Ma)
		X	Y				
AJ- 17A	Pre-caldera	339012	3048395	3.799 ± 0.119	56.3	3.799 ± 0.119	3.706 ± 0.114
AJ- 9A	Pre-caldera	345279	3047015	1.802 ± 0.073	71.8	1.802 ± 0.073	1.862 ± 0.010
AJ- 25	Pre-caldera	343151	3050980	1.293 ± 0.08	78.5	1.293 ± 0.080	1.217 ± 0.052
AJ- 10A	Sin-caldera	345347	3047141	1.311 ± 0.135	96	1.034 ± 0.096	1.034 ± 0.096
AJ- 10C	Post-caldera	345347	3047141	1.173 ± 0.155	96.2	1.173 ± 0.155	1.009 ± 0.220
AJ- 32B	Sin-caldera	342605	3057893	1.075 ± 0.98	80.8	1.075 ± 0.098	1.228 ± 0.010
AJ- 38	Post-caldera	349594	3057564	0.696 ± 0.041	53.9	0.696 ± 0.041	0.803 ± 0.059
AJ- 29	Post-caldera	344328	3058886	0.43 ± 0.0145	99.6	0.430 ± 0.014	0.493 ± 0.025
AJ-81	Post-caldera	348085	3048184	1.12 ± 0.09	95.9	1.08 ± 0.06	1.05 ± 0.11
AJ-13	Post-caldera	344921	3047162	0.248 ± 0.069	78.6	0.248 ± 0.069	0.252 ± 0.063

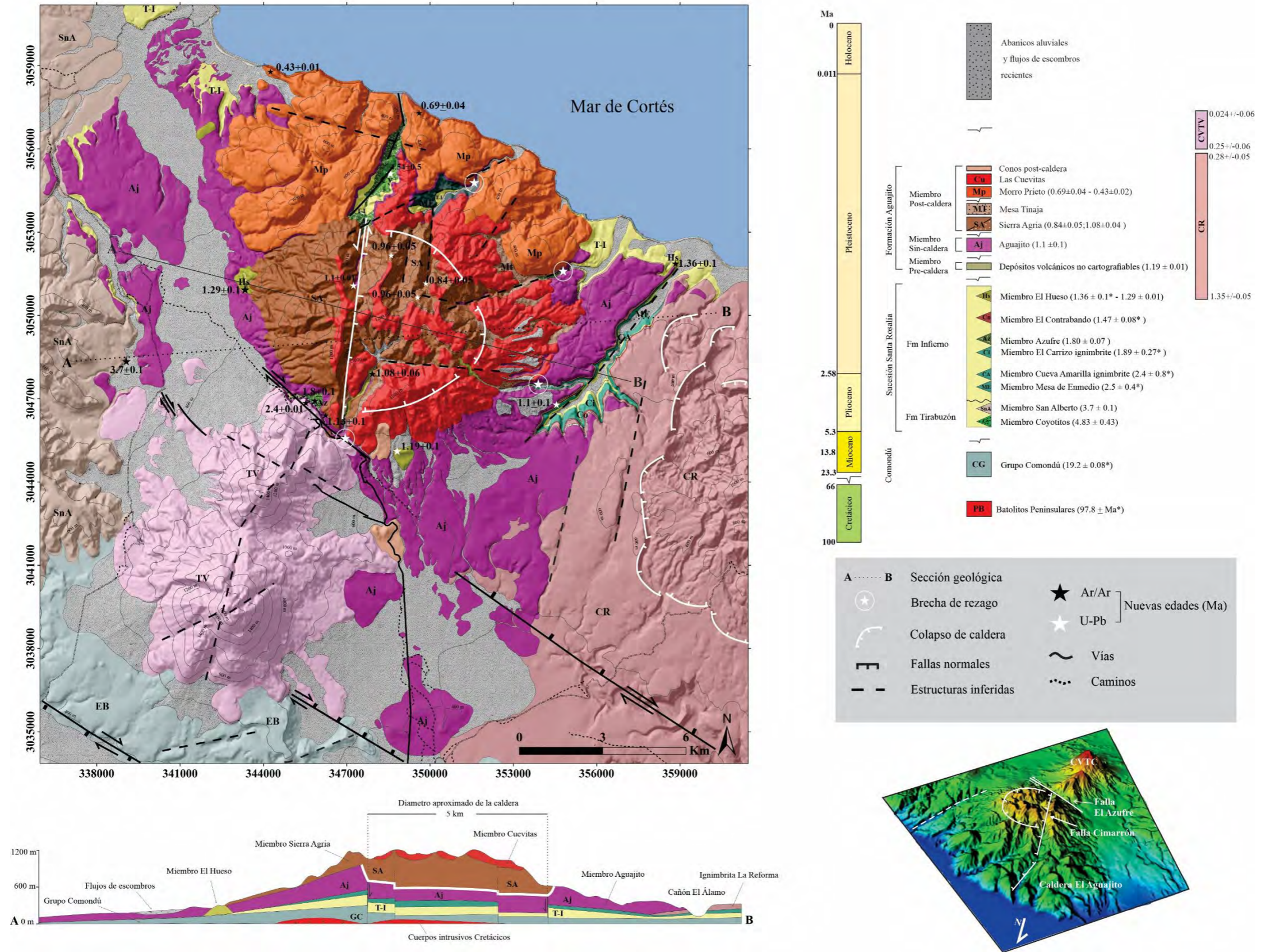


Figura 11. a) Mapa geológico de la CA que muestra 7 unidades litológicas y las principales fallas que las afectan. El mapa muestra la ubicación del Complejo Volcánico de las Tres Vírgenes y Sierra de Santa Lucía al sur, la Caldera de la Reforma al este, y la Sierra de San Francisco al oeste. b) Sección geológica de la CA que muestra la posición aproximada del borde de la caldera, la distribución de las unidades principales y las fallas que lo transectan. c) Columna crono-litológica generalizada de la CCA y de las unidades descritas. T-I son siglas para las formaciones Tirabuzón e Infierno que no se cartografiaron de manera individual, pues están intercaladas con depósitos volcánicos.

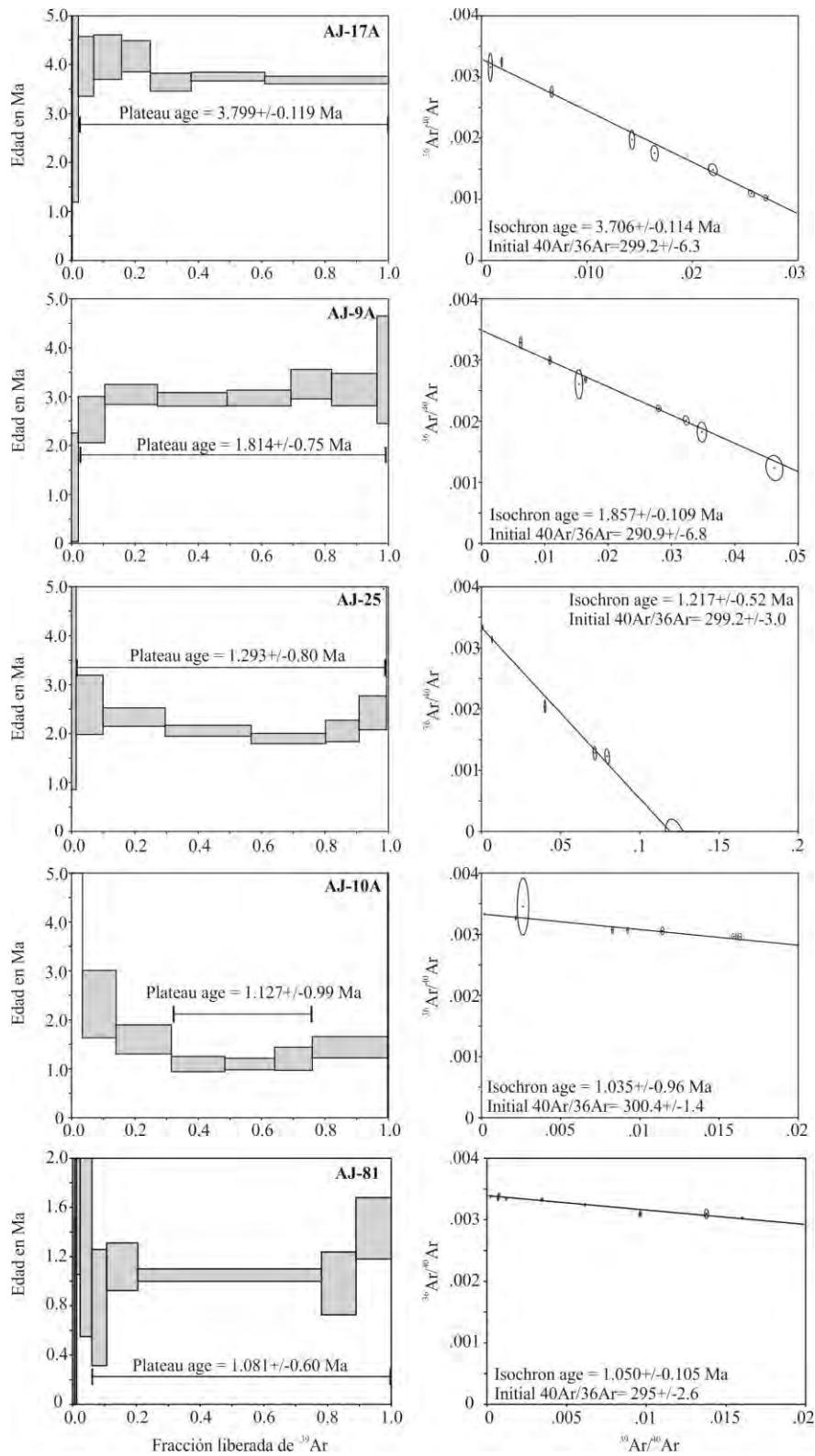


Figura 12. Espectro $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e isócronas inversas de las rocas datadas durante este estudio. Las líneas en las figuras de la izquierda, corresponden a la edad “plateau” edad que se toma en cuenta para este trabajo.

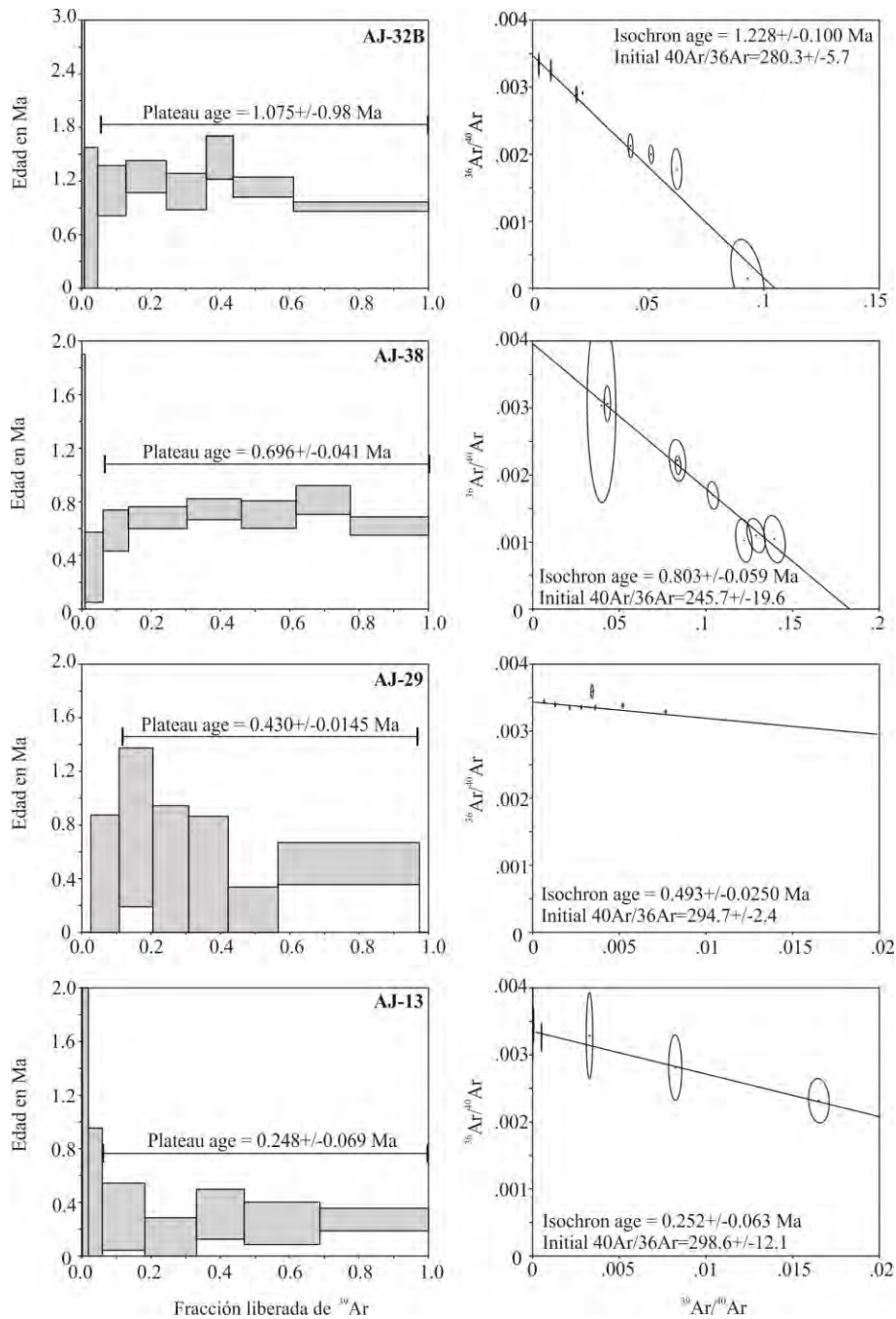


Figura 12 continuación. Edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar de las rocas más jóvenes.

3.2.1. Basamento (Batolitos Peninsulares y Grupo Comondú).

Las rocas más antiguas del área corresponden a rocas intrusivas que forman parte de los batolitos peninsulares y han sido clasificadas como cuarzomonzonitas con biotita (Schmidt,

1975). Estas rocas plutónicas afloran en varios lugares de la zona de estudio, principalmente en el interior de la caldera La Reforma (Figura 13a), a lo largo del arroyo las Palmas y al noroccidente de la cuenca de Santa Rosalía (Ochoa-Landín et al., 2000). También afloran en el cañón El Yaqui (García-Sánchez et al., 2019) y como xenolitos en los piroclastos de la CA (Figura 13b).

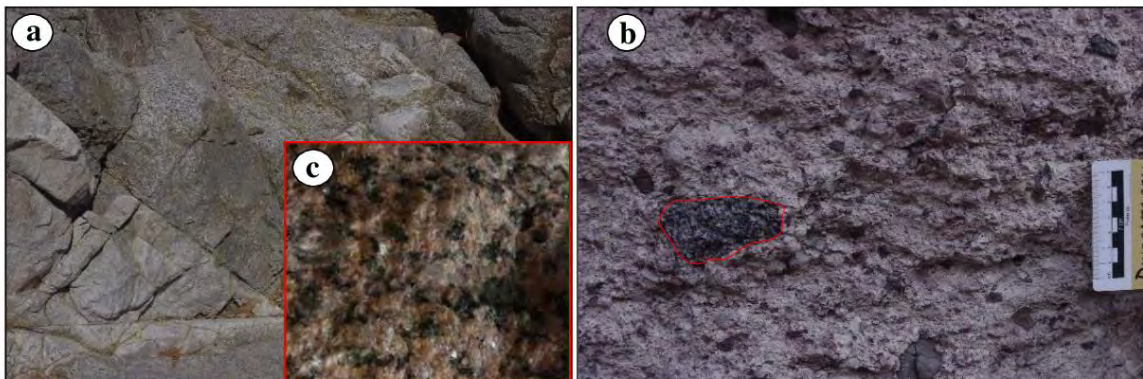


Figura 13. Granito con biotita perteneciente al basamento de la cuenca de Santa Rosalía. **a)** Afloramiento del granito cretácico en la parte central de la caldera La Reforma. En este lugar se encuentra cortado por varias familias de diaclasas. **b)** Xenolito granítico dentro de un flujo piroclástico de CA encontrado en los cortes del cañón El Azufre. **c)** Fotografía en muestra de mano del granito con textura fanerítica inequigranular.

De acuerdo al pozo LV2 perforado por la Comisión Federal de Electricidad, estas rocas se encuentran a una profundidad de 1129 m (Garduño-Monroy et al., 1993). En muestra de mano, la roca se clasifica como una roca ígnea fanerítica de grano grueso, con índice de color mesocrático a leucocrático. Mineralógicamente contiene 25% de cuarzo, 40% de feldespato alcalino, 15% de plagioclasa, 20% de mica biotita como mineral accesorio y epidota como mineral de alteración. Esta roca fue clasificada según el diagrama de QAP de Streckeisen como un granito con biotita. En el pozo LV-2 de la CFE esta roca fue fechada en 99.1 ± 0.8 Ma con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Macías et al., 2012).

Sobre estas rocas plutónicas afloran rocas del Grupo Comondú (GC) el cual está conformado por brechas, areniscas, conglomerados continentales y lavas masivas (Macías et al., 2012;

2013; Garduño-Monroy et al., 1993). Alrededor de la zona de estudio las rocas pertenecientes a este grupo se han observado en el cañón El Yaqui aflorando como secuencias de conglomerados y lechos rojos (García-Sánchez et al., 2019). Hacia el sureste del CVTV y por el corte de la carretera federal 1 también afloran mesetas basálticas conocidas dentro del GC como andesitas de Santa Lucía fechadas en 21.59 ± 0.29 Ma (Avellán et al., 2018). Cerca del campamento UMA del El Borrego Cimarrón afloran dos montículos que sobresalen con respecto a la topografía y localmente se conocen como El Barco (Figura 14). Estas rocas corresponden a depósitos de flujos piroclásticos de pómez del GC que estratigráficamente están siendo rodeados y sobreyacidos por los depósitos piroclásticos de la CA.



Figura 14. Vista panorámica desde la carretera transpeninsular 1, donde se observan remanentes volcánicos de depósitos volcánicos del Grupo Comondú, al fondo se observa la caldera El Aguajito y el Complejo Volcánico Tres Vírgenes.

3.2.2. Sucesión Santa Rosalía (SSR)

La sucesión Santa Rosalía fue definida en el cañón El Álamo por Osorio-Ocampo et al. (2019) como una secuencia de rocas sedimentarias (Formación Tirabuzón e Infierno) que no se cartografían de manera individual, pues están intercaladas con rocas volcánicas con edades

entre 2.5 y 1.36 Ma las cuales tienen el rango de miembros. En este trabajo, también se incluyen como miembros dentro de la secuencia, otros depósitos volcánicos y volcanoclásticos no descritos anteriormente que se intercalan con depósitos sedimentarios (Formación Tirabuzón e Infierno) observados en otros cañones del área de estudio (ver secciones 53, 138, 133 y 152) y que extienden el rango estratigráfico desde 4.8 Ma hasta 1.29 Ma.

Los depósitos sedimentarios de las formaciones Tirabuzón e Infierno en la base de esta sucesión son de color amarillo con espesores entre 20 y 50 m con incipiente estratificación, presentan una granulometría de tamaño de limo, por lo cual fueron clasificadas como limolitas en ocasiones fueron observadas trazas fósiles, están moderadamente litificados. Sobreyaciendo a estas limolitas, se observaron estratos entre 1 y 5 m de espesor caracterizados por abundante contenido en conchas de pectínidos y gasterópodos (~80%) dentro de una matriz terrígena con tamaño de arena media a gruesa (20%). Estos depósitos se clasificaron como areniscas fosilíferas (Figura 15a). Así mismo, se observaron estratos de conglomerados que en ocasiones contenían restos fósiles. Estas rocas sedimentarias por lo general se intercalan con rocas volcánicas de origen sub-aéreo y sub-marino, las cuales se describen a continuación tomando en cuenta las descripciones de Osorio-Ocampo et al. (2019) y García-Sánchez et al. (2019). Además, se integran nuevas unidades no mencionadas en los trabajos citados.

Miembro Coyotitos (Cy): corresponde a un depósito de color blanco de espesores irregulares desde 40 a 70 m que aflora a lo largo del cañón Cimarrón (152). Este depósito es masivo mal seleccionado matriz soportado compuesto por fragmentos (tamaño lapilli medio a fino y bloques) de pómez (material juvenil), líticos volcánicos (lavas rojas, lavas bandeadas, obsidiana) y plutónicos (granodiorita) soportado por una matriz tamaño ceniza fina a media.

Se clasificó como flujo piroclástico de pómez y fue fechado en 4.83 ± 0.43 Ma (U-Pb, circones de la roca total). El miembro Cy sobreyace depósitos volcánicos submarinos y se encuentra por debajo de areniscas fosilíferas y conglomerados. Una característica de este depósito, es que es atravesado por diques riolíticos con dirección N-S que alimentan a domos recientes asociados a la CA (Figura 15b).

Miembro San Alberto (SnA): Aflora al occidente de la CA y CVTV (17) y consiste de una secuencia de ~7 metros de espesor (Figura 15c), conformada en la base por un flujo de lava de color gris oscuro con cristales de piroxenos y plagioclasas dentro de una masa fundamental afanítica. La edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (concentrado masa fundamental) de esta lava, es de 3.7 ± 0.1 Ma. Sobreyaciendo a esta lava, se observó una capa de color verde con 3 m de espesor con pómez (fiammes) y líticos volcánicos dentro de una matriz de ceniza fina a media. Este depósito fue clasificado como flujo piroclástico de pómez y se desconoce su edad, sin embargo, es más antiguo que los depósitos de la CA que los sobreyacen.

Miembro Mesa de Enmedio (ME; 2.5 Ma): en la parte inferior está conformado por depósitos de color blanco a beige con fragmentos volcánicos (vidrio) con tamaños desde ceniza fina a lapilli fino; su espesor máximo alcanza 2 m, y se caracteriza por presentar laminaciones cruzadas. Esta capa está sobreyacida por 15 m de un depósito matriz soportado de fragmentos de pómez y pocos líticos de obsidiana sostenido por una matriz de ceniza (ceniza fina a gruesa). Las pómez tienen entre 1 y 100 cm de longitud (Figuras 16; 63), en los bordes de estas pómez se observaron estructuras hialoclastíticas. En muestra de mano las pómez presentan fenocristales de plagioclasas y piroxenos en una masa fundamental afanítica. El depósito de la base se clasificó como oleada piroclástica y el superior como flujo piroclástico de pómez (~2.5 Ma; García-Sánchez et al., 2019). A lo largo del cañón El Gringo (172) yaciendo en la misma posición estratigráfica, también fue observado un flujo piroclástico de

pómez con las mismas características del depósito anterior, sin embargo, no es claro si pertenece al mismo depósito de Mesa de Enmedio debido a la ausencia de una edad radiométrica.

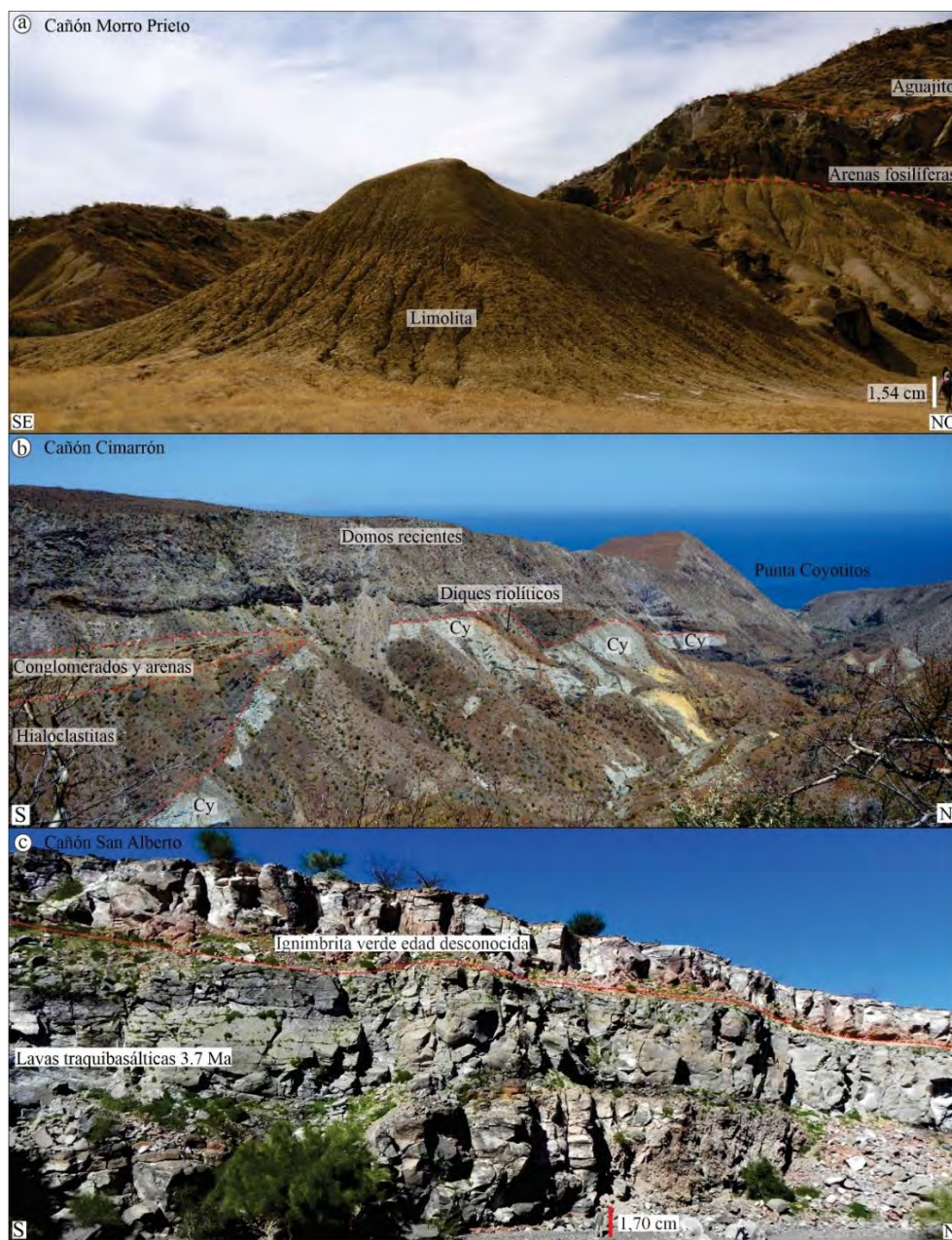


Figura 15. Afloramientos de algunos de los miembros de la sucesión Santa Rosalía. a) Rocas de las formaciones sedimentarias de Santa Rosalía (Tirabuzón e Infierno) sobreyacidas por rocas piroclásticas de CA. b) Miembro Cy (flujo piroclástico blanco) subyaciendo a rocas de eventos volcánicos recientes, en la fotografía se puede observar que está siendo atravesado por diques. c) Miembro SnA, corresponde a una secuencia de depósitos volcánicos (flujos de lava y flujos piroclásticos que afloran al occidente del área de estudio).



Figura 16. Parte superior del miembro Mesa de Enmedio (flujo piroclástico de pómez) sobreyacido por areniscas fosilíferas que aparecen en la parte superior. El recuadro muestra las formas y dimensiones de las pómez que alcanzan hasta 1 m de diámetro.

Capa Lava Amarilla-Gris (LA): Lava con espesor de 18 m de color amarillo en la superficie y gris en la parte interior, solo fue observada en el cañón El Álamo (Al 69). En muestra de mano se observa una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno.

Capa Depósito de Caída (D): Depósito clasto soportado (20 cm) con pómez fibrosa que contiene cristales de plagioclasa, cuarzo y piroxeno (Al 69). Corresponde a un depósito de caída que reposa sobre la capa LA y solo aflora en el cañón en Álamo (Al 69).

Miembro Ignimbrita Cueva Amarilla (CA; 2.39 Ma): Depósito de color general verde olivo con pómez en la base que se enriquece en escoria hacia la parte superior. La pómez y la escoria son de tamaño lapilli medio a grueso y se encuentran soportadas por una matriz de ceniza media a gruesa. Los fragmentos de pómez son de color verde olivo con cristales de

cuarzo, plagioclasa y anfíbol, mientras que los fragmentos de escoria son de color gris oscuro con cristales de plagioclasa y piroxeno. En algunas de las secciones (59, 60) se observan estructuras peperíticas (Pe) entre lavas y el flujo piroclástico. Por lo general, las estructuras peperíticas son generadas entre el contacto de lavas y sedimentos húmedos, sin embargo, en este caso, el movimiento del flujo de lava sobre el flujo piroclástico sin consolidar, hizo que las lavas se sumergieran por diferencia de densidad, evidenciándose bloques de lava embebidos dentro de la ignimbrita Cueva Amarilla (Figura 17).

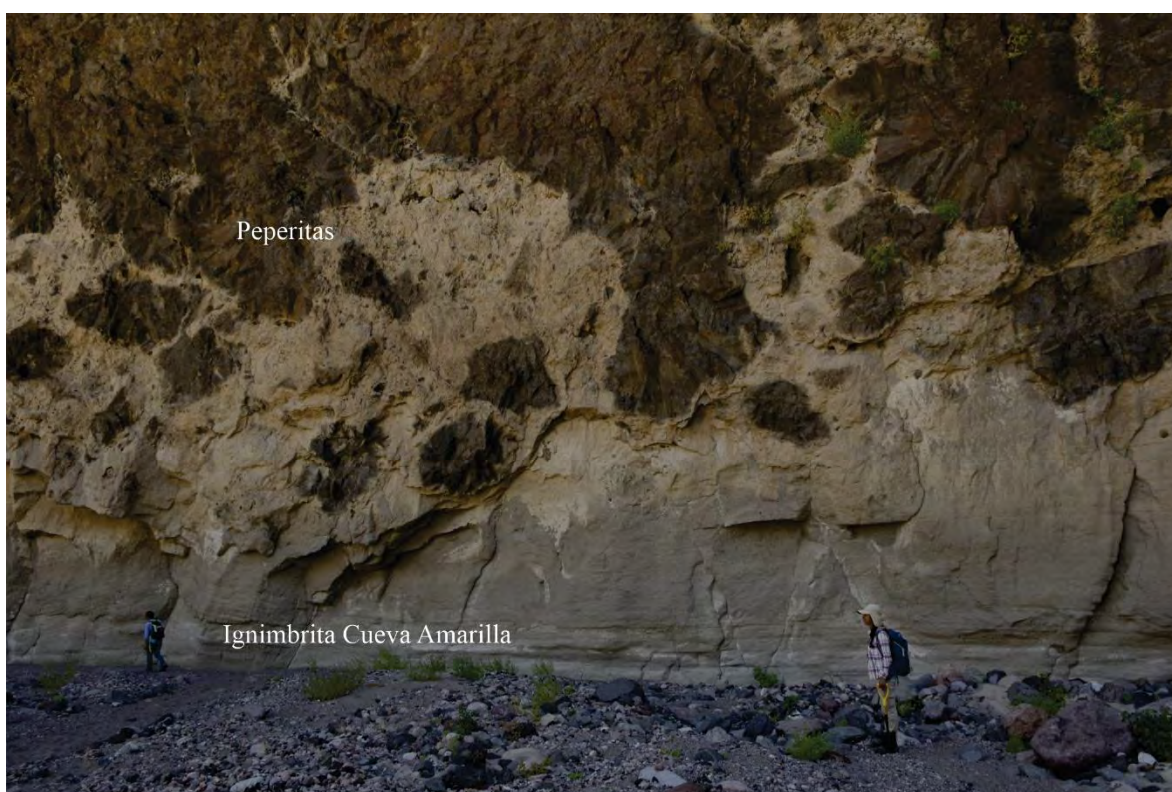


Figura 17. Estructura peperítica formada por lavas y flujos piroclásticos (miembro Cueva Amarilla). La lava es de color gris oscuro con estructura hialoclastítica. En muestra de mano tiene textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno.

Miembro Ignimbrita Carrizo (IC; 1.89 Ma): Aflora a lo largo del cañón el Álamo con un espesor de ~2.8 m (Figura 18), es de color rojo, y está compuesta por pómez gris oscura y pocas pómez amarillas y blancas; los líticos pertenecen a fragmentos de lavas de color negro y algunas presentan estructura bandeada. Las pómez y líticos están embebidos dentro en una

matriz de color rojo con cristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Fue clasificado como un flujo piroclástico de pómez con soldamiento moderado.

Miembro Ignimbrita Contrabando (IC; ~1.47 Ma; García-Sánchez et al., 2019): Aflora en el cañón El Álamo y tiene un espesor de ~25 m (Figura 18). Contiene fragmentos de pómez y líticos de lava en una matriz de ceniza fina. La pómez contiene cristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol y piroxeno. Se clasificó como un flujo piroclástico de pómez el cual ha sido removilizado.

Miembro El Azufre (Az): Agrupa a varias lavas formadas en ambientes submarinos que se encuentran interestratificados con depósitos sedimentarios (sección 9; 270; 272). La secuencia más representativa y por la que se le asignó el nombre, aflora a lo largo del cañón El Azufre (sección 9; Figura 19) y está representada por ~5 m de una secuencia de estratos difusos de color blanco a beige compuestos por material detrítico de tamaño área media a gruesa, restos fósiles de bivalvos, equinodermos y gasterópodos. Fueron clasificadas como arenas fosilíferas que forman estructuras peperíticas con las lavas de color gris las cuales presentan estructuras de lavas almohadilladas y masivas. En muestra de mano la lava es afanítica, un fragmento de esta fue fechada con el método en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 1.8 ± 0.07 Ma.

Miembro Lava Punta Candeleros (PC; 1.36 Ma; Figura 20): Esta unidad de aproximadamente ~14 m de espesor, aflora en la desembocadura del cañón El Álamo y está constituida por flujos de lava de color gris con estructura columnar que en muestra de mano presentan textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Estas rocas se describen como formación Punta Candeleros en García-Sánchez et al., 2019.

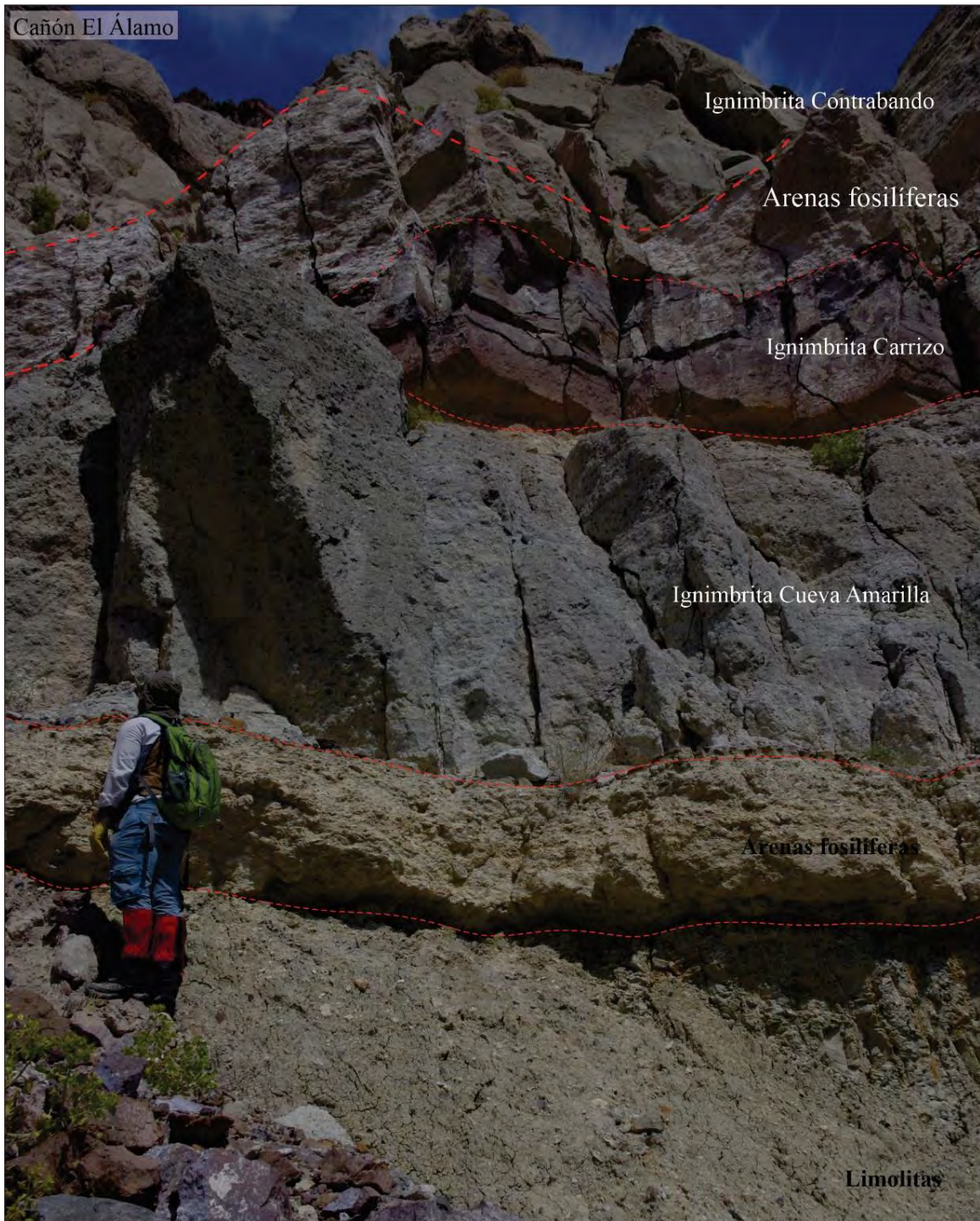


Figura 18. Depósitos de la sucesión Santa Rosalía. En la parte inferior se observa una secuencia de limolitas y arenas fosilíferas sobreyacidas por los miembros volcánicos Cueva Amarilla y Carrizo. Sobre estos depósitos volcánicos se encuentra un estrato de arenas fosilíferas sobreyacido por el miembro volcánico Contrabando.

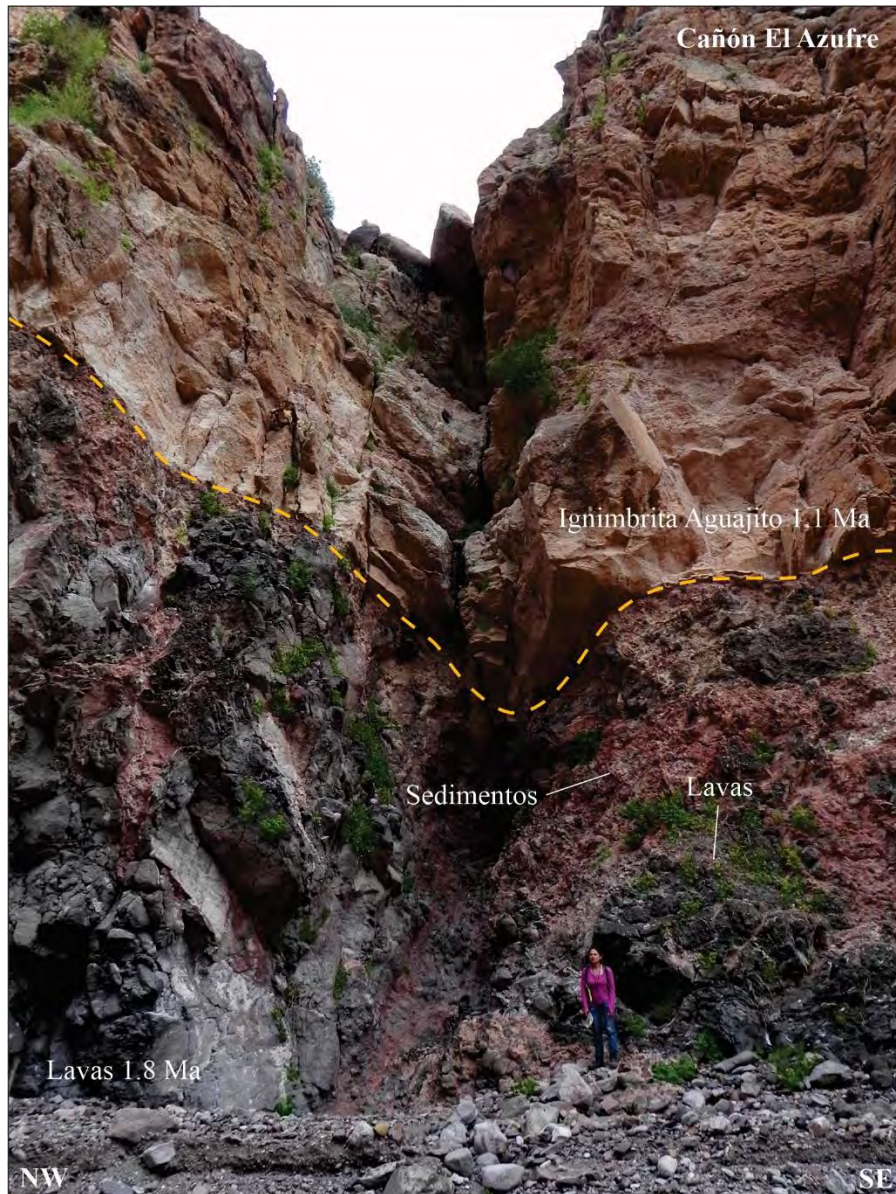


Figura 19. Cañón El Azufre donde se encuentra aflorando el miembro el Azufre (lavas 1.8 Ma y sedimentos). En la base, se pueden observar las estructuras peperíticas entre las lavas y sedimentos, la parte superior corresponde al flujo piroclástico de la CA.

Miembro El Hueso (H; 138): Los depósitos del miembro El Hueso afloran en la sección 25 con un espesor de más de 40 m. En la base se observan estratos de color amarillo (30 m) con tamaño limo y presencia de fósiles (limolitas); la parte basal está sobreyacida por otro estrato (10) de color beige con fragmentos tamaño arena y restos fósiles (arenitas fosilíferas). Sobreyaciendo a estos depósitos sedimentarios se encuentra un depósito de color rojo claro

con fiammes grises; corresponde a un flujo piroclástico fechado con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 1.29 ± 0.08 Ma (concentrado de matriz; roca total). Su espesor no fue calculado puesto que esta ignimbrita aflora de manera intermitente.



Figura 20. Lava Punta Candeleros aflorando al final del cañón El Álamo con ~14 m de espesor, donde se observan claramente las estructuras columnares. La parte inferior se enfrió de manera lenta y formó la disyunción columnar, mientras que la parte superior se enfrió rápidamente y no alcanzó el desarrollo de estas estructuras.

3.2.3. Complejo Caldérico La Reforma

El Complejo Caldérico La Reforma (Figura 21a) consiste en una secuencia de flujos piroclásticos asociados a tres colapsos de caldera con edades que van de 1.35 y 1.19 Ma (García-Sánchez et al., 2019). De acuerdo a estos autores la secuencia Post-caldera está

representada por flujos de lava (1.8 Ma), domos y conos de escoria (0.28 Ma) que hicieron erupción a lo largo de las fallas de anillo, dentro y fuera del cráter de la caldera. La mejor sección que muestra las relaciones estratigráficas entre los depósitos de esta caldera y la CA se puede observar a lo largo del cañón El Álamo (Figura 21b).

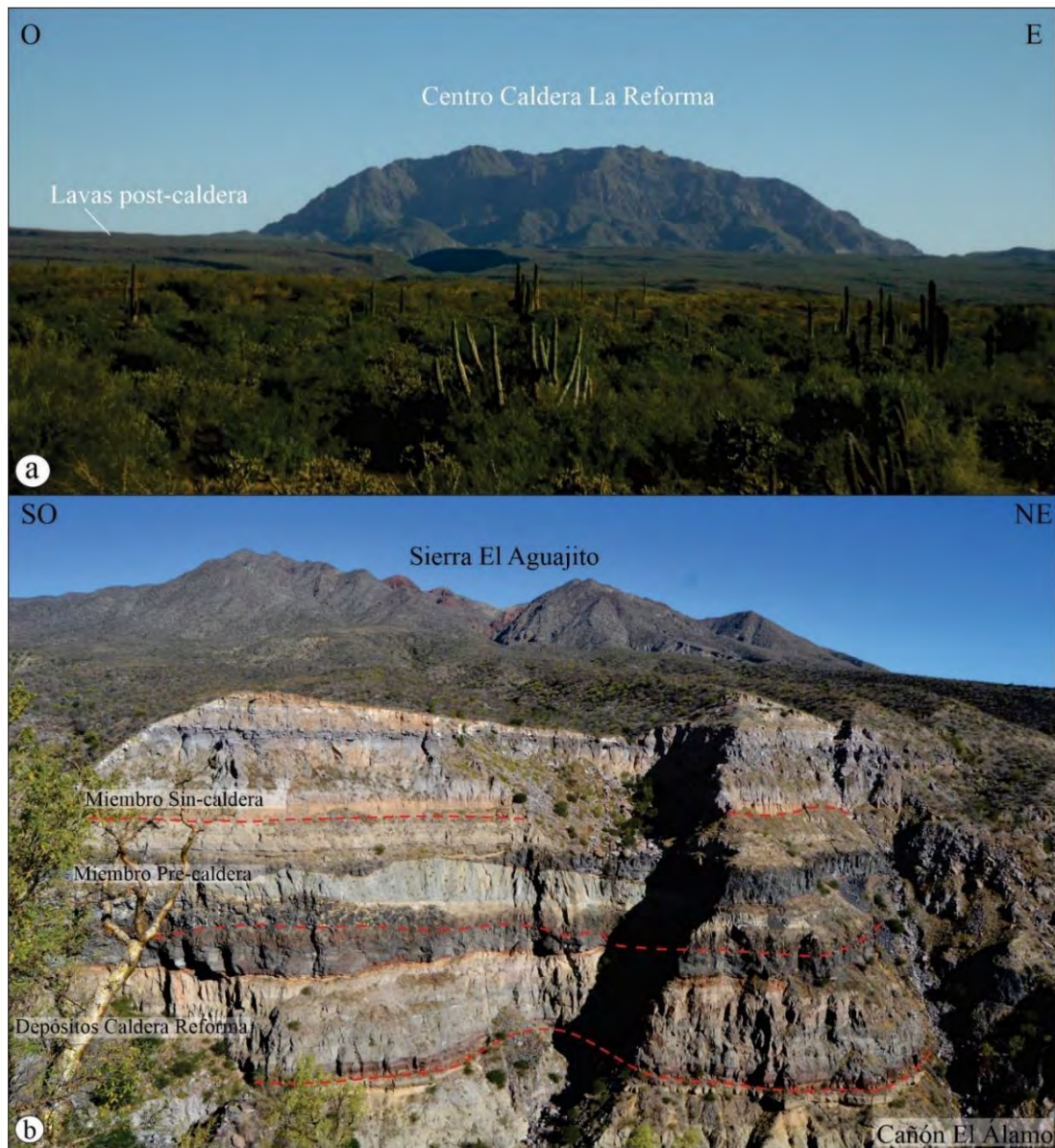


Figura 21. a) Vista panorámica de la caldera La Reforma en el centro se observa la resurgencia de la caldera y las partes planas de los derrames de lava de 0.28 Ma. b) Vista hacia el noroeste del Cañón El Álamo donde se observan las relaciones estratigráficas entre los depósitos sedimentarios y volcánicos de la Cuenca de Santa Rosalía. Al fondo se puede apreciar el flanco este de la CA. El cañón tiene una profundidad de 200 m en esta zona.

3.3. Formación El Aguajito

De acuerdo con el esquema estratigráfico presentado por Martí et al. (2018), se considera a todos los depósitos asociados al volcán como Formación Aguajito, los cuales están divididos en tres miembros: el miembro Pre-caldera, representado por eventos volcánicos previos a la erupción del Aguajito, el miembro Sin-caldera que corresponde a los eventos asociados al colapso de la caldera y el miembro Post-Caldera que corresponde a dos volcanes compuestos, lavas y domos formados después del colapso de la caldera.

3.3.1. Miembro Pre-caldera

Corresponde a depósitos volcánicos intercalados con rocas sedimentarias de origen continental a una escala no cartografiable y sólo expuestas a lo largo del cañón El Álamo (Figura 22). Su edad no es precisa, pero estratigráficamente está limitada entre 1.29 y 1.1 Ma por aflorar entre los depósitos de la caldera La Reforma y la CA. La base comienza con un depósito brechado de 3 m de espesor. En muestra de mano la roca tiene estructura vesicular y textura porfirítica con cristales de plagioclasa y piroxeno, se clasificó como flujo de lava brechado. En contacto discordante, se encuentra un estrato (2.96 m) masivo en la base y presenta una estratificación plana paralela en la parte superior. Los fragmentos que lo conforman tienen tamaño arena media a gruesa y a diferencia de los otros depósitos sedimentarios observados, éste no presenta fósiles. Sobreyaciendo al depósito fluvial, se observó un depósito color gris claro (7 m) con fragmentos de pómez de hasta 15 cm de diámetro soportados por una matriz de ceniza fina con cristales de piroxeno, plagioclasa, cuarzo y presencia de esquirlas de vidrio, el cual fue clasificado como flujo piroclástico de pómez. La secuencia está coronada por un flujo de lava de color gris oscuro de 6 m de espesor. En muestra de mano de esta lava se observaron piroxenos, plagioclasas y cuarzo

como fenocristales. Sobre esta lava aflora un paleosuelo de 48 cm de espesor color café oscuro arcilloso, el cual está sepultado por los depósitos de la erupción de la CA. Dentro de esta formación también se incluyen dos domos de lava observados al S y NO de la caldera (Sección 123, 192; 1.19 Ma); ambos subyacen a los depósitos de la formación Sin-caldera y Post-caldera.



Figura 22. Sección compuesta del miembro Pre-caldera que corresponde a capas delgadas de eventos volcánicos intercaladas con algunas capas removilizadas.

3.3.2. Miembro Sin-caldera (Aj)

El miembro Sin-caldera comprende dos partes (Figura 23): La parte inferior está conformada por un depósito de caída y un flujo piroclástico de pómez no soldado cuya parte superior está representada por una brecha de rezago y una ignimbrita soldada. Estos depósitos cubren un

área total de $\sim 400 \text{ km}^2$ por un volumen mínimo de $\sim 15 \text{ km}^3$. Los depósitos se pueden observar en casi toda el área de estudio y los mejores afloramientos se encuentran en los puntos señalados en la figura 24.



Figura 23. Secuencia completa de los depósitos de la caldera El Aguajito. La línea amarilla representa la división entre los depósitos inferior y superior. Esta fotografía corresponde a la columna E de la figura 24.

3.2.2.1. Caída de pómez (*Cp*) y Flujo Piroclástico con Pómez Bandeada (*FPpb*)

La parte inferior del miembro Sin-caldera consiste en un depósito con un espesor aproximado de 1.9 m que sobreyace al paleosuelo descrito anteriormente (53; Figura 25). El depósito está conformado por fragmentos de pómez blanca y fibrosa con diámetros de hasta 10 cm, que contiene cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y anfíbol. La pómez representa el 90% del volumen del depósito y los líticos de obsidiana, lavas (negras, rojas y bandeadas) el 10 % del volumen. Un fragmento de pómez de este depósito fue fechado por el método U-Pb arrojando una edad de $1.1 \pm 0.01 \text{ Ma}$ (Osorio-Ocampo et al., 2019).

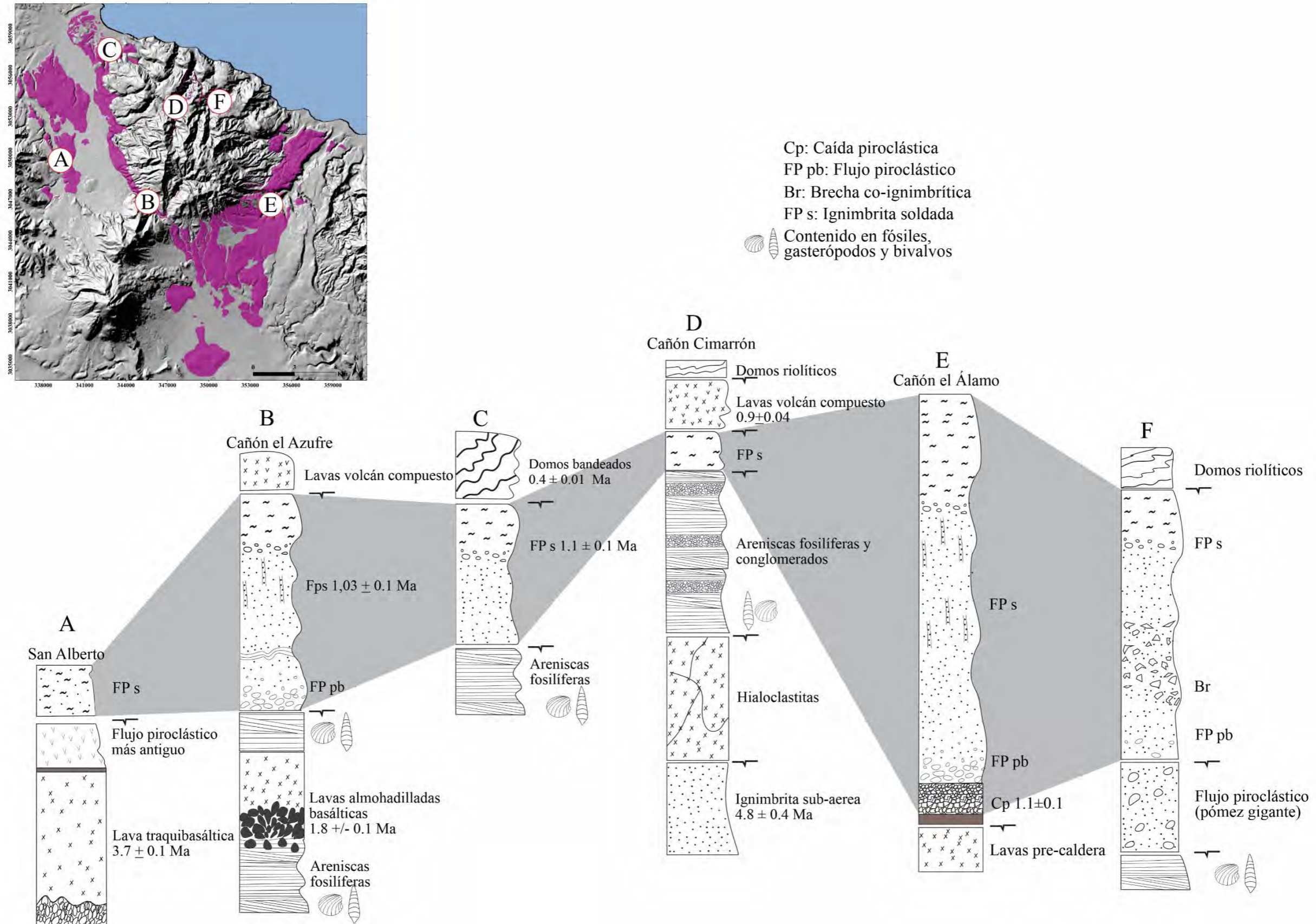


Figura 24. Columnas estratigráficas donde se correlacionan los depósitos de la caldera El Aguajito. Las letras resaltadas en blanco en el mapa corresponden a los puntos donde fueron levantadas las columnas.

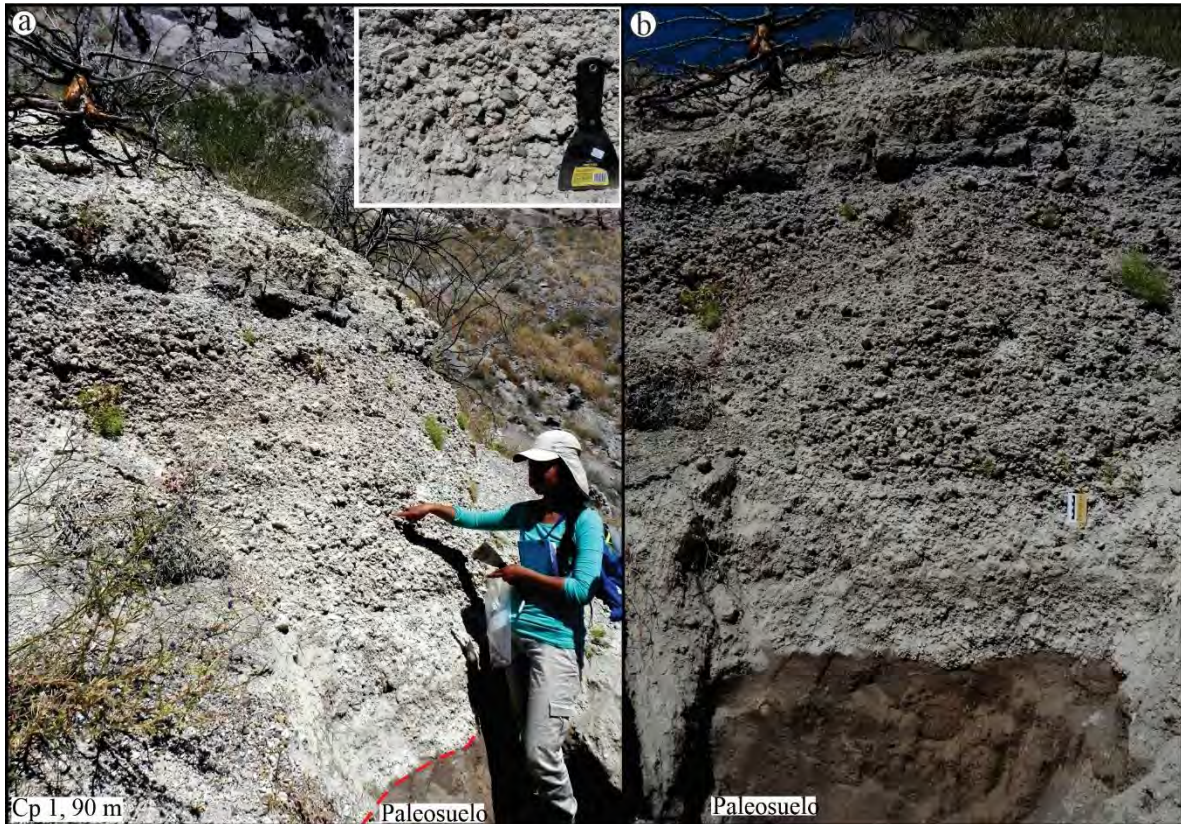


Figura 25. Parte inferior de la erupción de El Aguajito que corresponde al depósito de caída Cp. a) Depósito de caída, en la parte superior derecha un acercamiento donde se observan los contactos grano a grano. b) En la parte inferior se observa el paleosuelo que divide los depósitos Pre-caldera de los Sin-caldera.

Sobreyaciendo al Cp se encuentra un depósito con espesores que varían entre 30 y 10 m (Figura 26a-d). Este depósito aflora en varios lugares del área de estudio, entre los cuales, los más representativos se encuentra el cañón El Álamo, el cañón El Azufre y hacia el occidente cerca de San Alberto (sección 19). El material juvenil del FPpb está conformado por pómez blanca-beige, pómez gris y pómez bandeada (Figura 26d) con tamaños desde lapilli a bloques (20 cm).

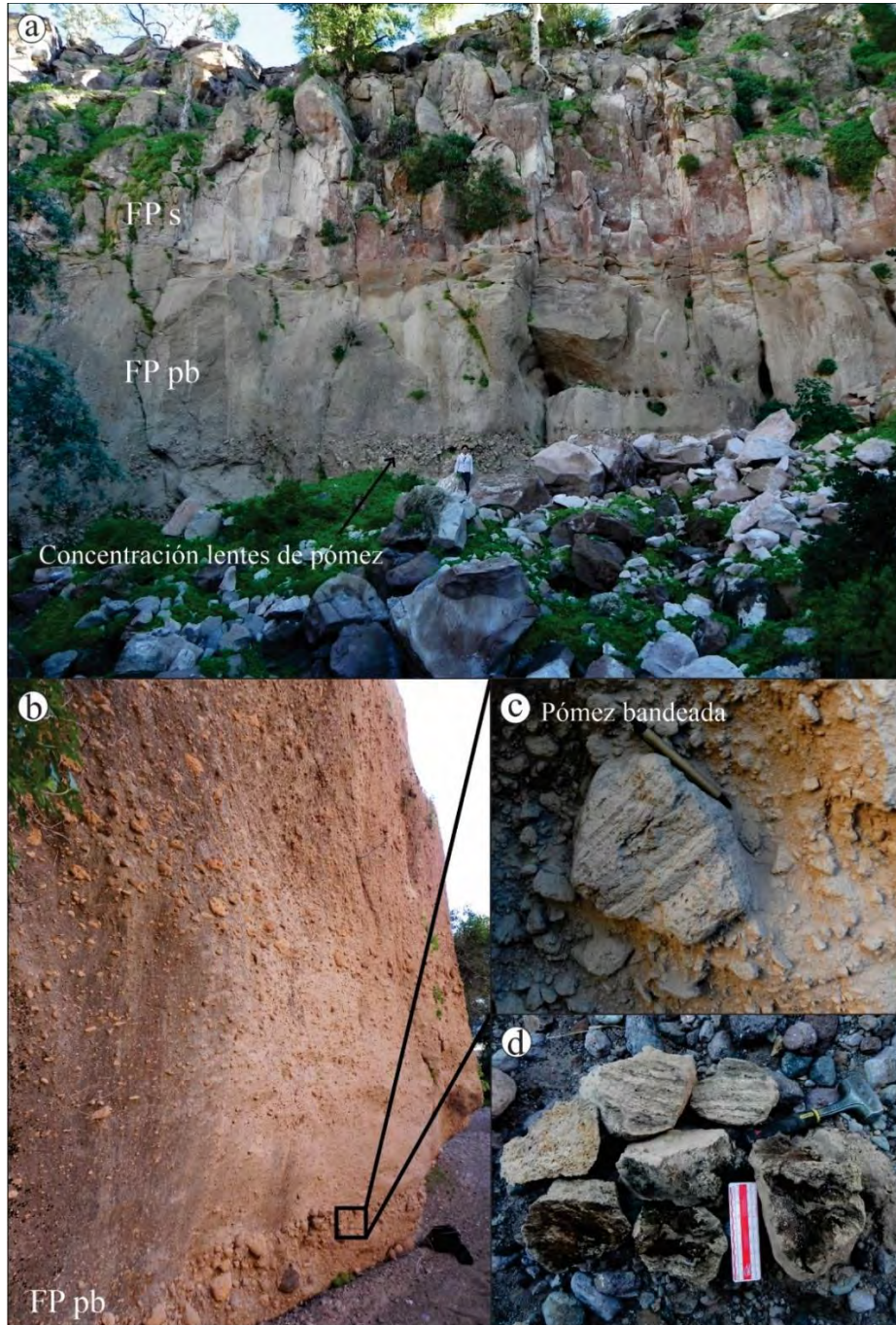


Figura 26. Diferentes aspectos del depósito de flujo piroclástico de pómez FPpb. **a)** Se observa el depósito con una concentración de pómez blancas y grises. La parte inferior es deleznable, mientras que la parte superior se encuentra soldada. **b)** Depósito FPpb donde se observa una concentración de pómez en la parte inferior y superior del. **c-d)** Fotos macroscópicas de la variedad de pómez del depósito FPpb.

La pómez blanca-beige compone aproximadamente 40% del volumen del depósito y contiene fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno dentro de una matriz de vidrio. La pómez gris

(10% volumen del depósito) contiene los mismos cristales, pero en proporciones mayores. Los líticos están representados por obsidiana y lavas (gris, roja, negra y bandeada) que no superan el tamaño de lapilli medio. La pómez de este depósito se concentra en la base y aleatoriamente en lentes. La morfología de las diferentes pómez encontradas varía de acuerdo al color, las pómez de color claro presentan vesículas alargadas y la pómez gris vesículas redondeadas. Lo anterior, fue observado claramente bajo el microscopio electrónico con el cual se tomaron varias fotografías mostrando las diferencias texturales de cada pómez (Figura 27).

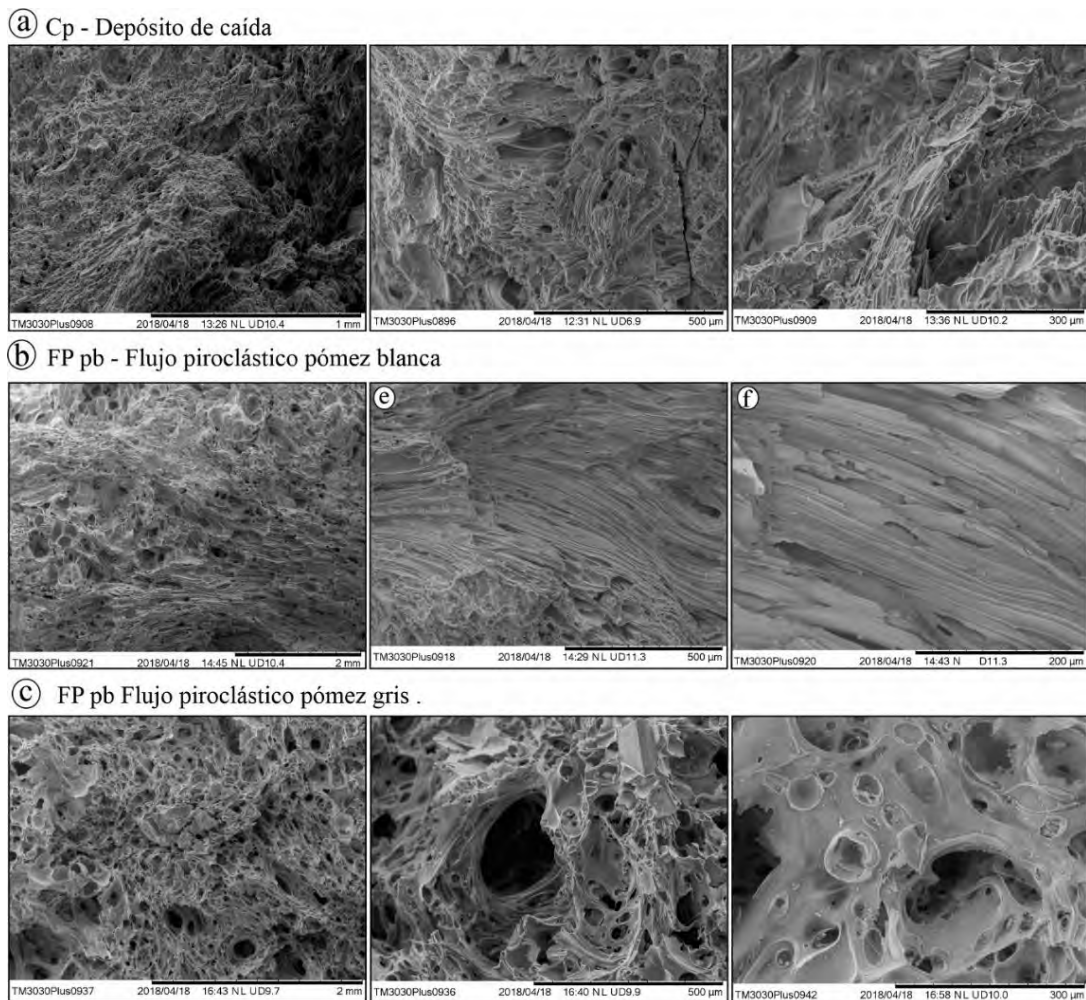


Figura 27. Fotografías de los fragmentos de las pómez gris y blanca tomadas bajo el Microscopio Electrónico de Barrido con sus respectivas escalas. a) Pómez blanca del depósito Cp. b) Pómez blanca del depósito FPpb. c) Pómez gris del depósito FPpb.

3.2.2.2. Brecha de Rezago (Br) y Flujo Piroclástico Soldado (FPs)

Sobre el depósito de FPpb se observa una brecha lítica en cuatro secciones (74, 159, 167 y 300; estrellas blancas en el mapa geológico). Esta brecha, está distribuida de forma radial a una distancia de ~2.5 km del cráter de colapso inferido para la caldera. Esta brecha tiene entre 5 y 10 m de espesor, es heterolitológica, los líticos son angulares (lavas rojas, obsidiana, lavas bandeadas grises, granito y rocas sedimentarias) con diámetros entre 2 y 40 cm. El material juvenil está conformado por pómez fibrosa (mm a 10 cm) con pocos fenocristales de plagioclasas y piroxenos. Generalmente la estructura de este depósito es masiva, sin embargo, en algunas partes se observó pseudoestratificada (Figura 28a-d). Los líticos y pómez representan el 80% del volumen del depósito los cuales se encuentran dentro de una matriz (20%) de ceniza media a fina.

Sobreyaciendo a esta brecha, se observó un depósito color rosa, masivo, enriquecido en líticos con chimeneas de desgasificación. La parte superior de este depósito se torna a un color morado claro donde se observan fiammes (Figura 29). Este depósito está distribuido de forma radial y abarca aproximadamente 20 km de diámetro. Los mejores afloramientos se observaron en las secciones 2, 19, 51, 53, 71, 190, 200, 225 y 300 donde los espesores varían de 5 hasta 100 m aproximadamente. El material juvenil está representado por pómez de color gris con pocos cristales y fiammes aplastadas de 1 a 10 cm de longitud; los líticos están compuestos de lavas bandeadas, lavas grises, lavas negras, xenolitos de granito. La matriz soldada tiene cristales de plagioclasa, piroxenos y anfíbol. Tres muestras de esta parte del depósito fueron fechadas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en distintas localidades entre 1.075 ± 0.098 Ma (10) y 1.173 ± 0.155 Ma (32). Este depósito clasificado como flujo piroclástico de pómez, no se observó al interior de la caldera.



Figura 28. Depósito de brecha lítica (de rezago) encontrado a pocos kilómetros del cráter de la caldera. a) Máximo espesor de la Br 10 m, se observó como un depósito masivo con gran porcentaje de líticos dentro de una matriz de ceniza y cristales. b) Brecha de rezago, estratificada en la base y masiva en la parte superior. c y d) Parte inferior de los depósitos de la caldera en contacto con la brecha de rezago.

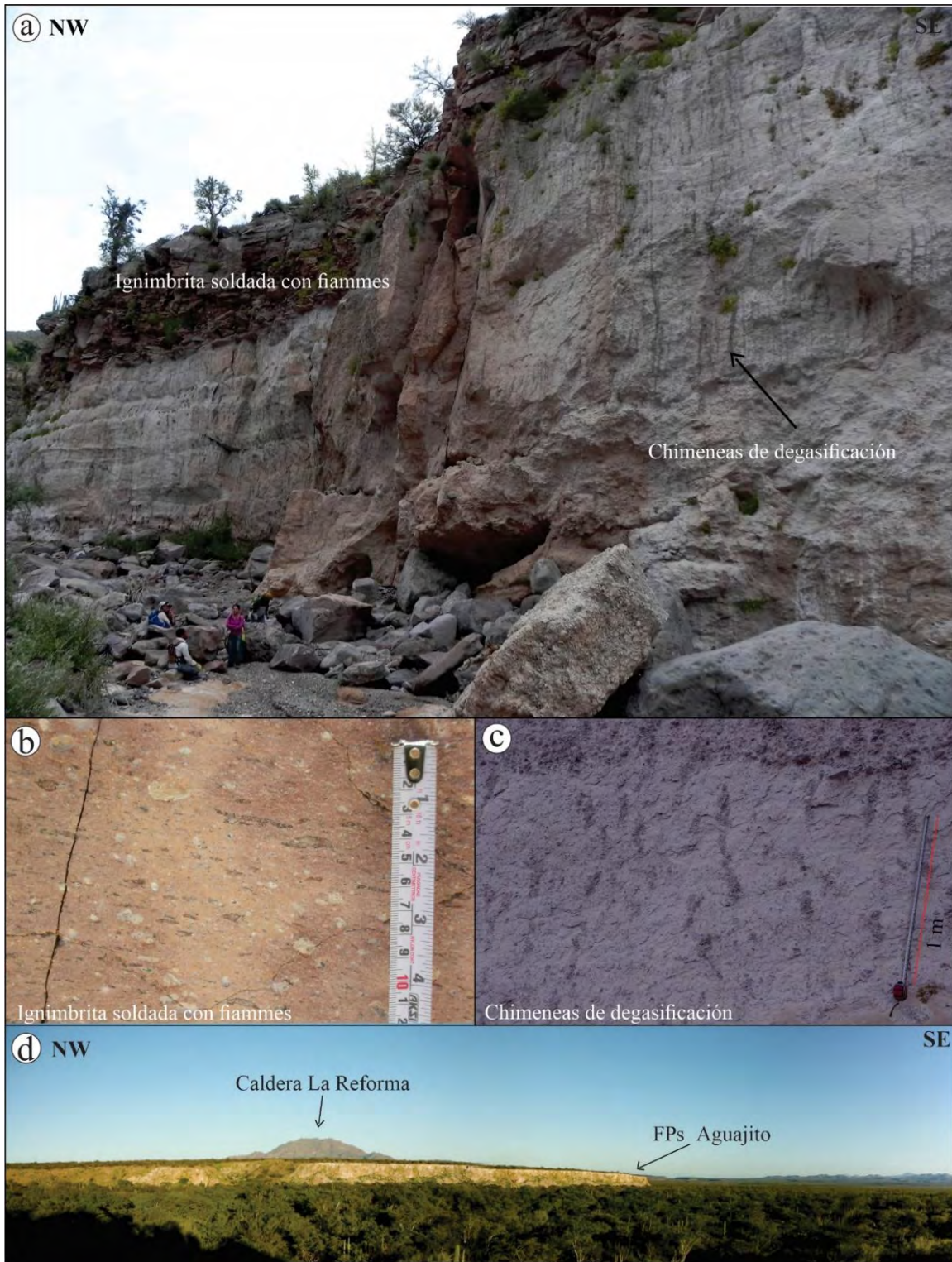


Figura 29. Parte superior de los depósitos de la caldera El Aguajito. a) Cañón El Azufre donde se observa la parte superior de los depósitos de la caldera. b-c) Detalle de las chimeneas de degasificación y fiammes que caracterizan el depósito superior. d) Panorámica de los depósitos FPpb del Aguajito en la parte sur del área de estudio.

3.3.3. Miembro Post-caldera

El miembro Post-caldera comprende los depósitos asociados a eventos volcánicos ocurridos después del colapso de la caldera, para los que se calculó un volumen de 47 km³, que incluye la formación de al menos dos volcanes compuestos en el interior del cráter de la caldera, domos alineados en dirección NO-SE a lo largo de la costa, flujos de lava y domos recientes a lo largo del borde caldérico.

3.3.3.1. Sierra Agria (SA)

Los espesores máximos observados de Sierra Agria alcanzan más de 80 m, las lavas son de color gris o rojo y contienen cristales de piroxenos y plagioclasas dentro de una matriz afanítica. Una de estas lavas fue fechada con el método U-Pb en 0.962±0.046 Ma (221). Los depósitos se intercalan con los flujos de lava y alcanzan hasta 10 metros de espesor, son de color blanco o verde dependiendo del grado de alteración. Contienen diversos líticos (lavas rojas, lavas grises, lavas bandeadas, granitos e ignimbritas) y pómez hidrotermalizada (silicificada). La secuencia está conformada por intercalación de flujos de lava con flujos piroclásticos de pómez, los cuales están expuestos en varias secciones dentro del cráter de la caldera (Figura 30a-c). Algunas lavas se extienden más allá del borde de la caldera al oeste de la falla Cimarrón, lo que permite que estos derrames se observen en el cañón El Azufre, donde alcanzan hasta 3 m de espesor (Figura 31). Tres de estos depósitos piroclásticos arrojaron edades de 0.934 ± 0.051 Ma (254), 0.839 ± 0.09 (255) y 0.675 ± 0.26 Ma (U-Pb en circones). También se obtuvo una edad de 0.850 ± 0.055 Ma (U-Pb en circones) en un piroclasto de la sección 97.

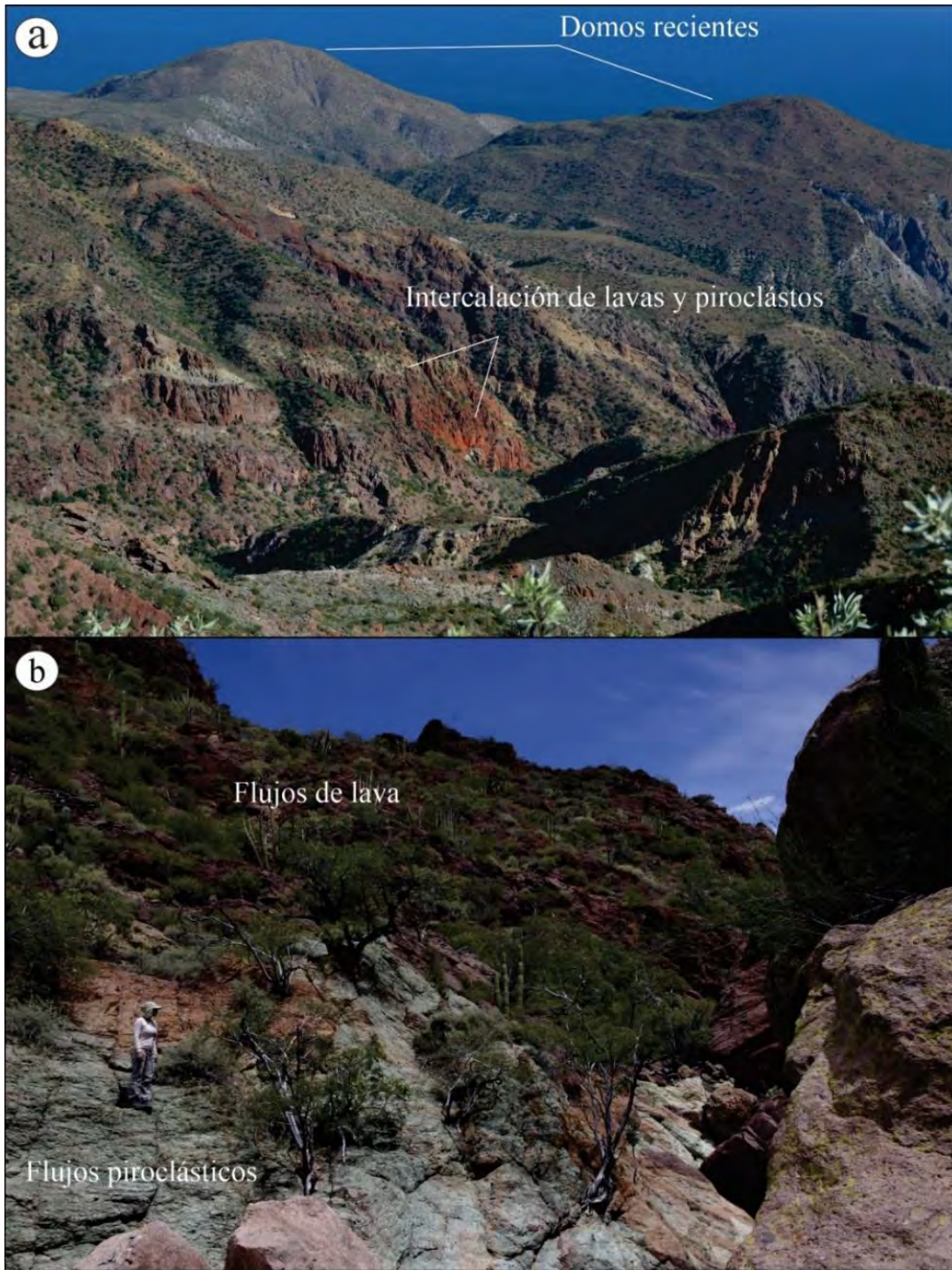
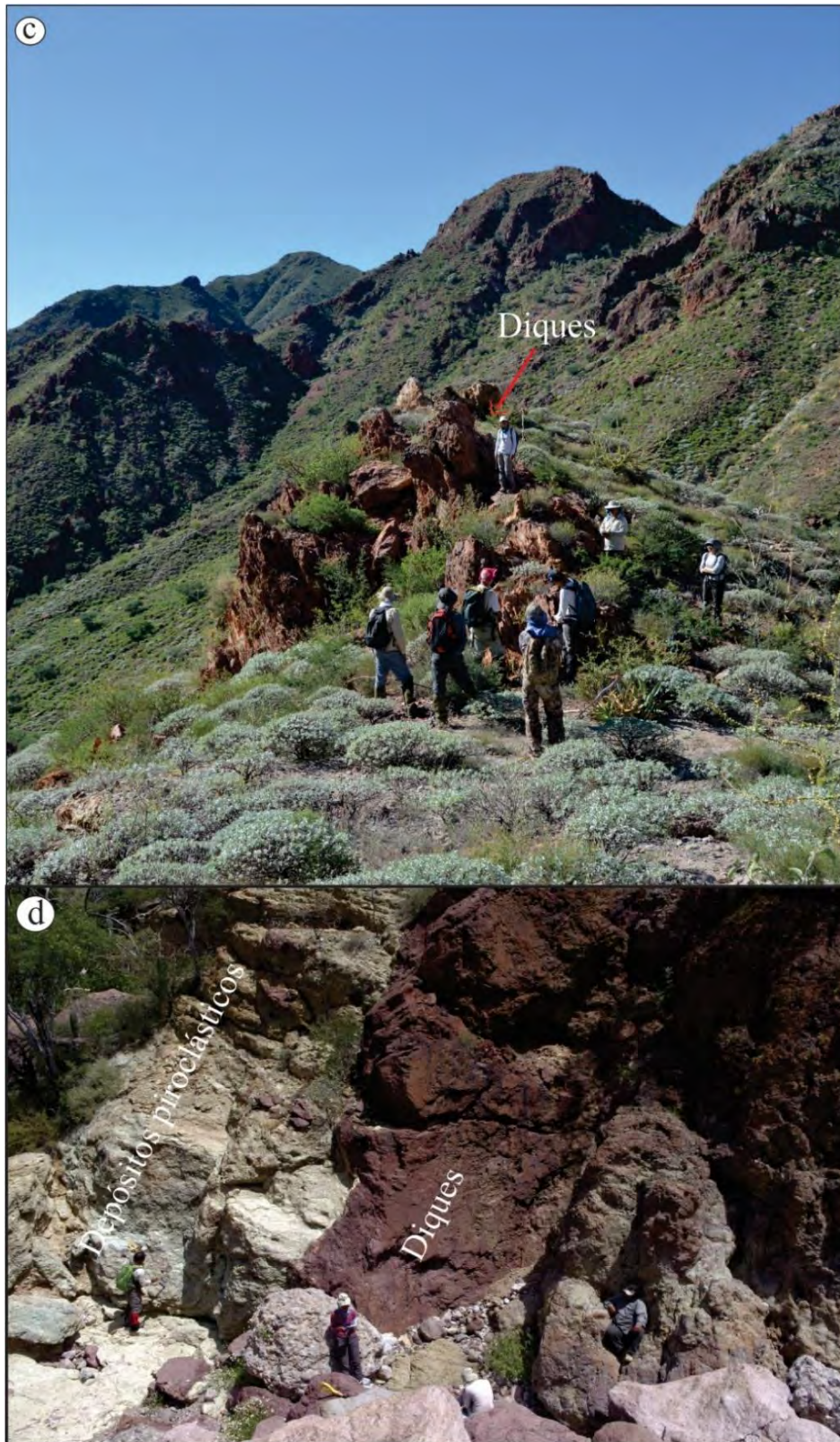


Figura 30. Depósitos de los volcanes compuestos formados en el interior del cráter de la caldera El Aguajito. a) Intercalación de flujos de lava en color rojizo y depósitos de flujos piroclásticos en color verdoso. Se pueden observar los flancos de los volcanes. b) Flujos de lava de los volcanes sobre los depósitos piroclásticos de la caldera El Aguajito. c-d) Diques que intruyen a los flujos piroclásticos de Sierra Agria.

Continuación figura 30



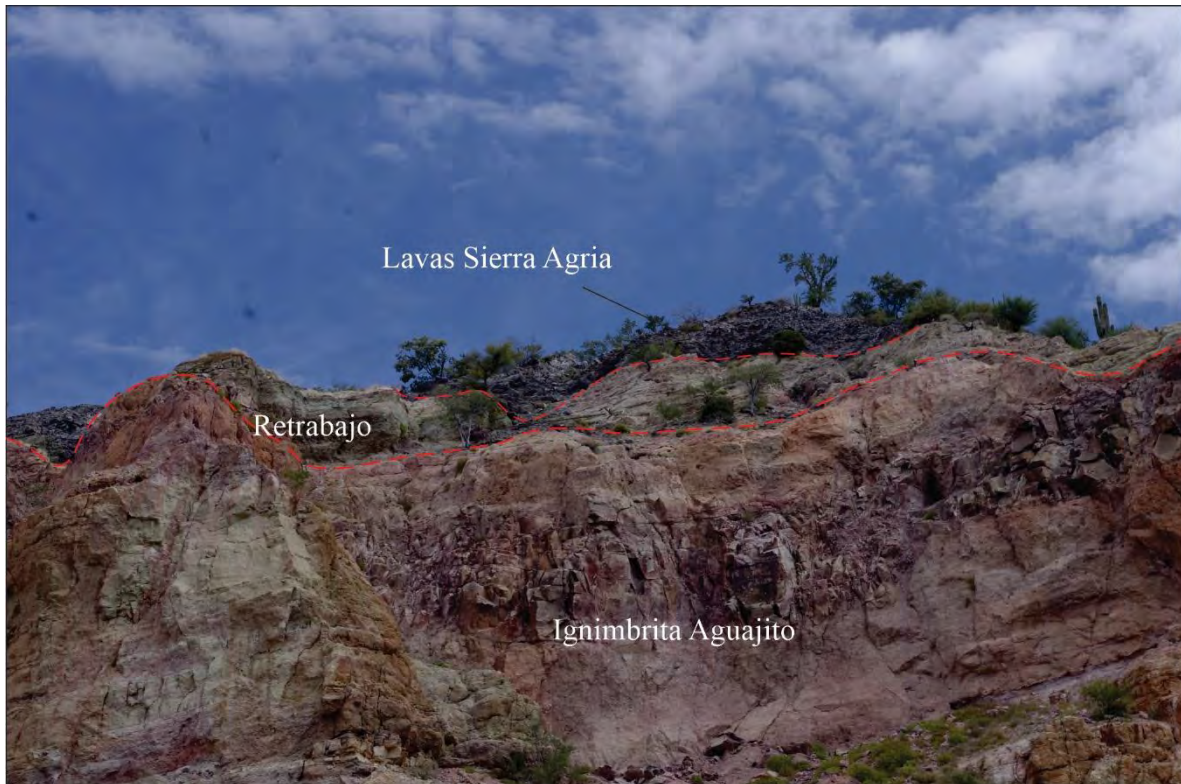


Figura 31. Cañón El Azufre donde se observan las lavas Sierra Agria sobre los depósitos de la Ignimbrita El Aguajito y una secuencia de retrabajo intermedia.

En la sección 81, se obtuvo una edad de 1.08 ± 0.04 Ma con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (concentrado de masa fundamental) para un dique de color gris oscuro (plagioclasas + piroxeno). Este dique, aflora en la base del cañón Cimarrón el cual corresponde al trayecto de la falla con el mismo nombre. La cima de este miembro está cubierta por una mezcla de fragmentos volcánicos (lavas, ignimbritas, pómez) con tamaños desde lapilli grueso a bloques. Los mejores afloramientos se observan a lo largo de los cañones en dirección NE que drenan hacia el mar de Cortés (e. g. sección 160; Fig. 32 a-c) y en la parte sur del cañón El Cimarrón con espesores desde 4 a 50 m. Estos depósitos se clasificaron como flujos de escombros.



Figura 32. Depósitos de flujos de escombros (retrabajo) los cuales se observan sobre los depósitos de las erupciones de Sierra Agria y en los cañones con dirección al mar (b) y en otras partes del área de estudio como el cañón Cimarrón (a y c).

3.3.3.2. *Morro Prieto (MP)*

Morro Prieto, comprende una serie de flujos de lava con estructuras bandeadas que alcanzan hasta 70 m de espesor, los mejores afloramientos fueron observados a lo largo de la costa y en el cañón La Zorra por la bahía de Santa Ana, comienzan con lavas brechadas en la base que cambian gradualmente a lavas bandeadas. En muestra de mano se observaron esferulitas y algunos cristales de plagioclasa. Estas lavas sobreyacen directamente a la ignimbrita de la CA como es el caso del domo Morro Prieto en la sección 133. En algunos casos se observa en la base de las lavas, depósitos color blanco a beige (Figure 33a-c) con fragmentos de pómez y líticos volcánicos matriz soportados, que corresponden a flujos piroclásticos de pómez removilizados. Dos fragmentos de lava que forman estos domos alineados en dirección NO-SE, fueron fechados con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (concentrado de masa fundamental) en 0.430 ± 0.014 Ma (sección 29) y 0.696 ± 0.041 Ma (sección 38).

3.3.3.3. *Cuevitas (Cu)*

Este miembro corresponde a rocas masivas de color gris claro a negro que alcanzan hasta 30 m de espesor. En muestra de mano, tienen textura vítrea y son ricas en cristales de plagioclasa. Algunos de los afloramientos presentan auto-brechas basales que alcanzan ~2 m de espesor. Aunque no se cuenta con edades absolutas de estas rocas, estratigráficamente sobreyacen a los depósitos de Sierra Agria y Morro Prieto y ocurre como domos y flujos de lava alrededor del borde caldérico, así como a lo largo de la falla Cimarrón, en la parte central y zonas altas de la caldera (Fig. 34 c-d).

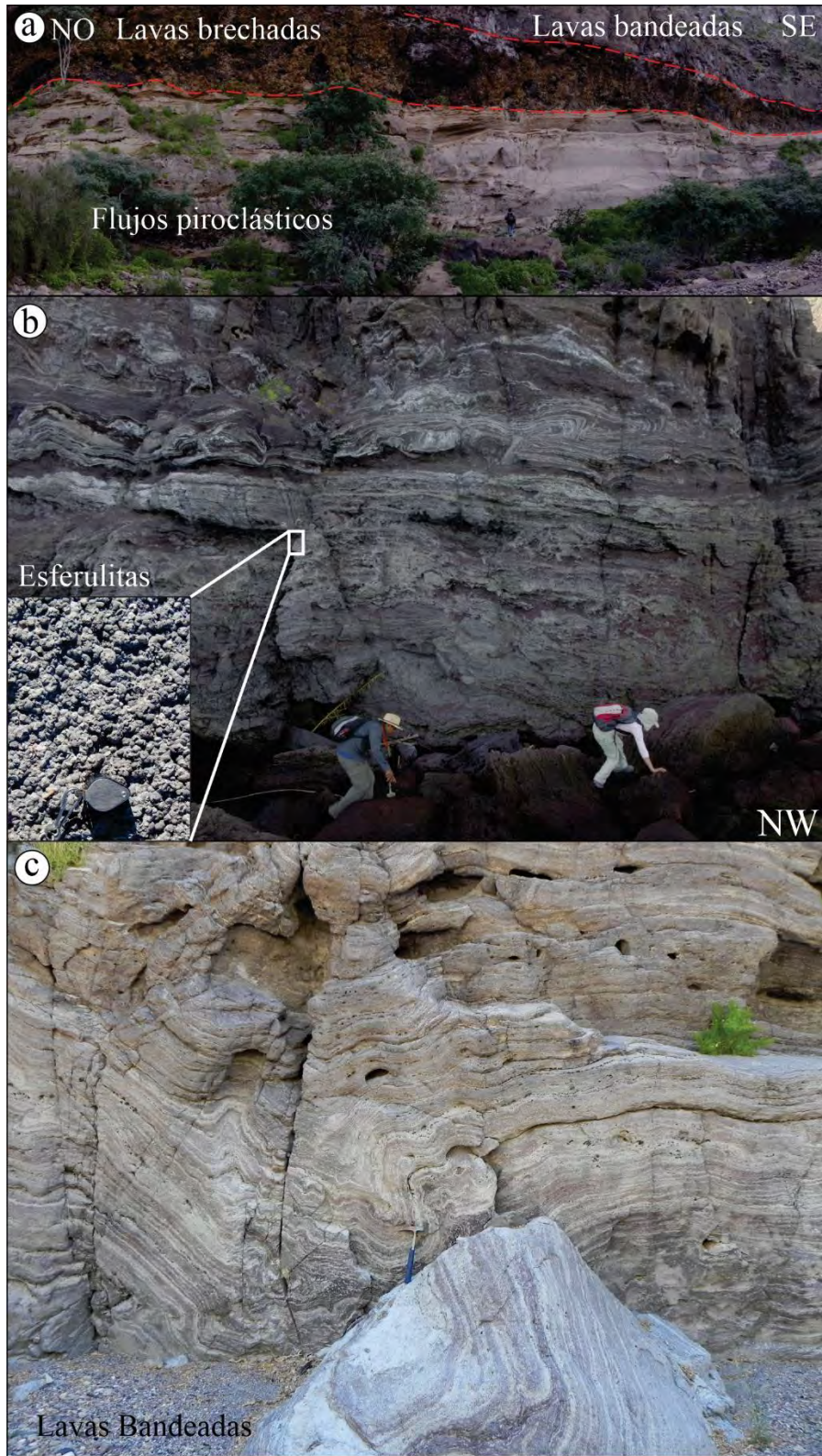


Figura 33. a) Domos Post-caldera del miembro Morro Prieto, afloran a lo largo de la costa. b-c) Lavas a las que se les observaron estructuras bandeadas y esferulitas.

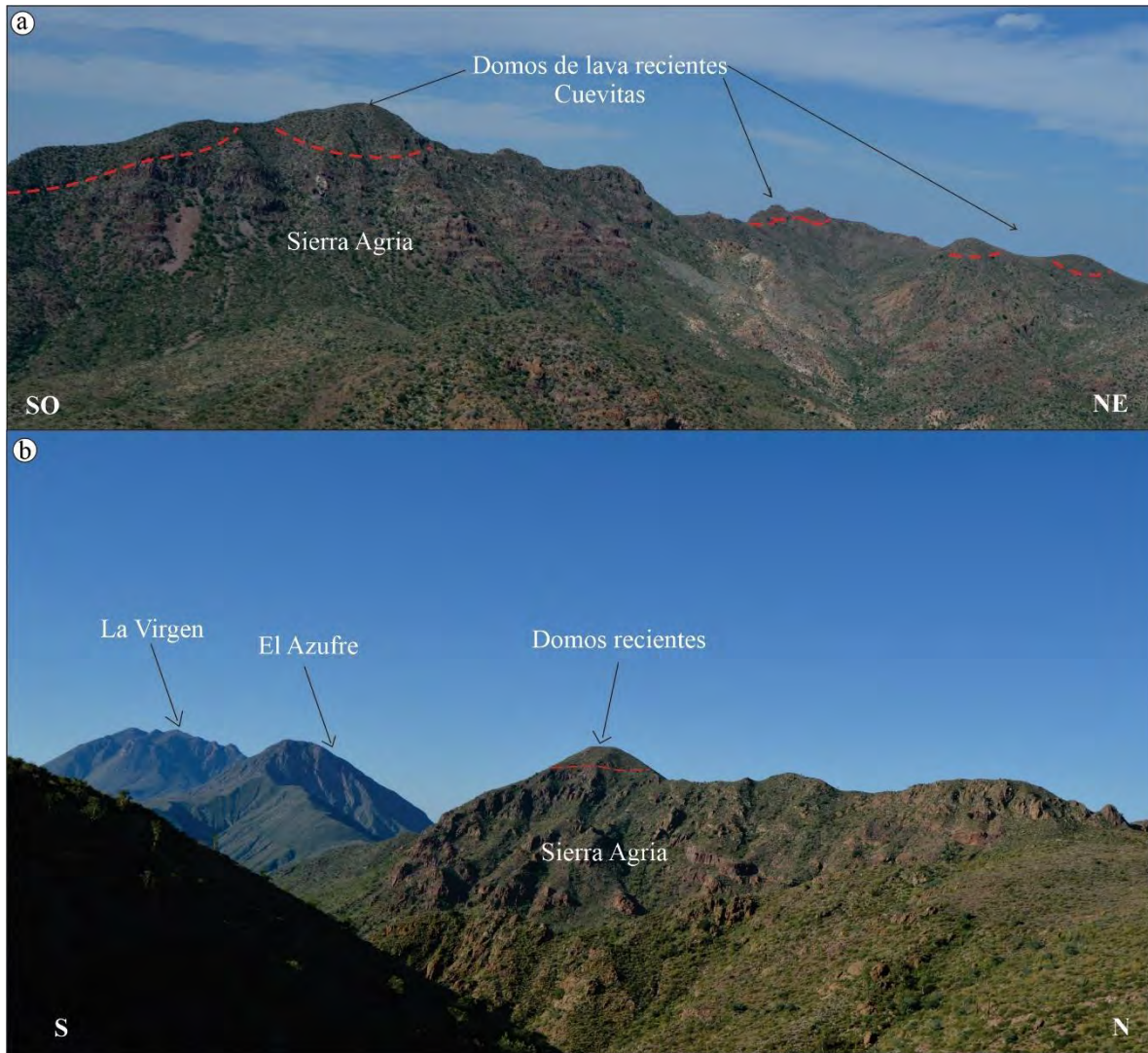


Figura 34. Vistas panorámicas desde el interior de la caldera. a) Se observan las capas de depósitos volcánicos de Sierra Agría subyaciendo a domos y lavas del miembro Cuevitas. b) Punto más alto de la falla Cimarrón donde aflora uno de los domos del miembro Cuevitas. Al fondo, dos de los volcanes del CVTV.

3.4. Tres Vírgenes

El CVTV es el complejo más joven del área de estudio (Capra et al., 1998; Schmitt et al., 2006; 2010; Avellán et al., 2018; Sosa-Ceballos et al., 2019). Está representado por tres estructuras volcánicas alineadas en dirección desde el noroeste al suroeste conocidas como

El Viejo, El Azufre y La Virgen. La estructura más antigua es El Viejo (Pleistoceno tardío-~300 ka; Avellán et al., 2018), en este trabajo, un fragmento del domo fue fechado en 0.248 ± 0.069 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; concentrado masa fundamental). El siguiente volcán, corresponde a El Azufre (173-128 ka; Avellán et al., 2018) conformado por flujos de lava y flujos piroclásticos. Por último, se construyó la Virgen a través de la emisión de flujos de lava y formación conos de escoria (128-22 ka; Avellán et al., 2018). La relación estratigráfica entre los depósitos de la caldera El Aguajito y el CVTV, fue observada en el cañón El Azufre donde los depósitos de las lavas del domo El Azufre sobreyacen los flujos piroclásticos de la Caldera El Aguajito.

4. PETROGRAFÍA

La descripción petrográfica se realizó en 41 láminas delgadas que corresponden a dos rocas intrusivas del basamento, dos rocas sedimentarias de las Formaciones Infierno y Tirabuzón, 15 muestras del miembro Pre-caldera, ocho Sin-caldera y 14 de rocas Post-caldera. A continuación, se describe la mineralogía general de cada unidad y en el anexo 3 se encuentra la descripción de cada una de las láminas.

4.1. Rocas ígneas intrusivas y rocas sedimentarias del basamento.

Las rocas ígneas intrusivas tienen textura holocristalina fanerítica inequigranular de grano grueso (500-2000 μm) (Figura 35). La mineralogía de esta roca corresponde a plagioclasa (40 Vol.%), cuarzo (30 Vol.%), biotita (20 Vol.%) y anfíbol (10 Vol.%). Algunas plagioclasas presentan un leve desarrollo de textura peritética y maclas de albita. En cuanto a las texturas especiales se observaron texturas poiquilíticas de epidota en plagioclasa. Las rocas sedimentarias presentan componentes mixtos (terrígenos y carbonáceos), son de grano

grueso con cristales de cuarzo y plagioclasa dentro de una matriz micrítica. Algunas de estas rocas se clasificaron como limolitas y otras como arenas fosilíferas.

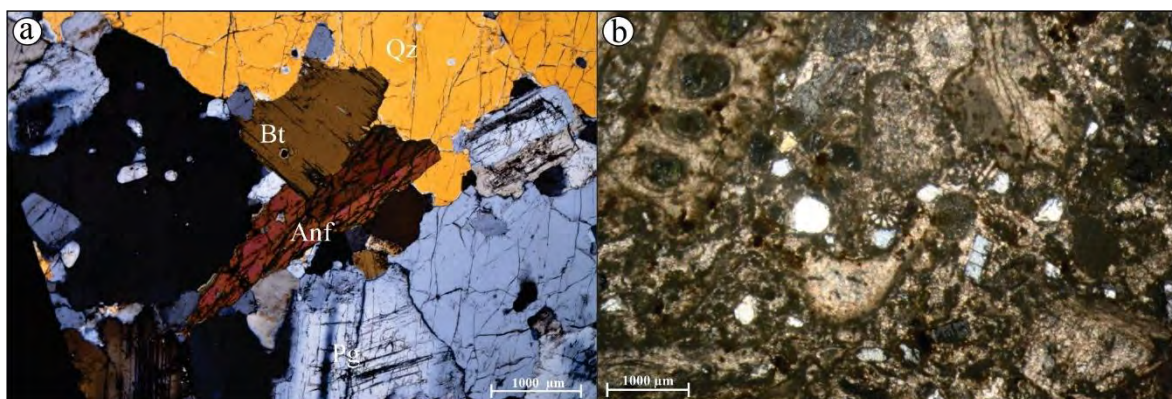


Figura 35. Imágenes de las secciones delgadas de las rocas del basamento. a) Roca intrusiva con una asociación mineral de cuarzo (Qz), biotita (Bt), anfíbol (Anf) y plagioclasa (Pg). b) Arenisca fosilífera de las formaciones de la Formación Tirabuzón.

4.2. Sucesión Santa Rosalía

Estas rocas corresponden a lavas, lavas almohadilladas y flujos piroclásticos (Figura 36). Las lavas presentan cristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxenos y olivino con tamaños desde 300 a 1500 µm, su forma es euhedral a subhedral. En la masa fundamental de estas lavas se observaron microlitos de piroxenos y plagioclasas. Como minerales accesorios se observaron óxidos y en algunos casos se observaron reemplazamientos pseudomórficos de piroxenos por óxidos. También fueron observadas texturas traquíticas, glomeroporfiríticas, seriadas y vesiculares. Las lavas almohadilladas presentan cristales de plagioclasas y piroxenos formando una textura intersertal. Las plagioclasas tienen formas euhedrales a anhedrales con tamaños entre 400 y 600 µm, los piroxenos tienen los mismos tamaños (400 – 600 µm), sin embargo, no fue posible determinar el tipo de piroxenos. Los fenocristales se encuentran embebidos en una masa fundamental de vidrio.

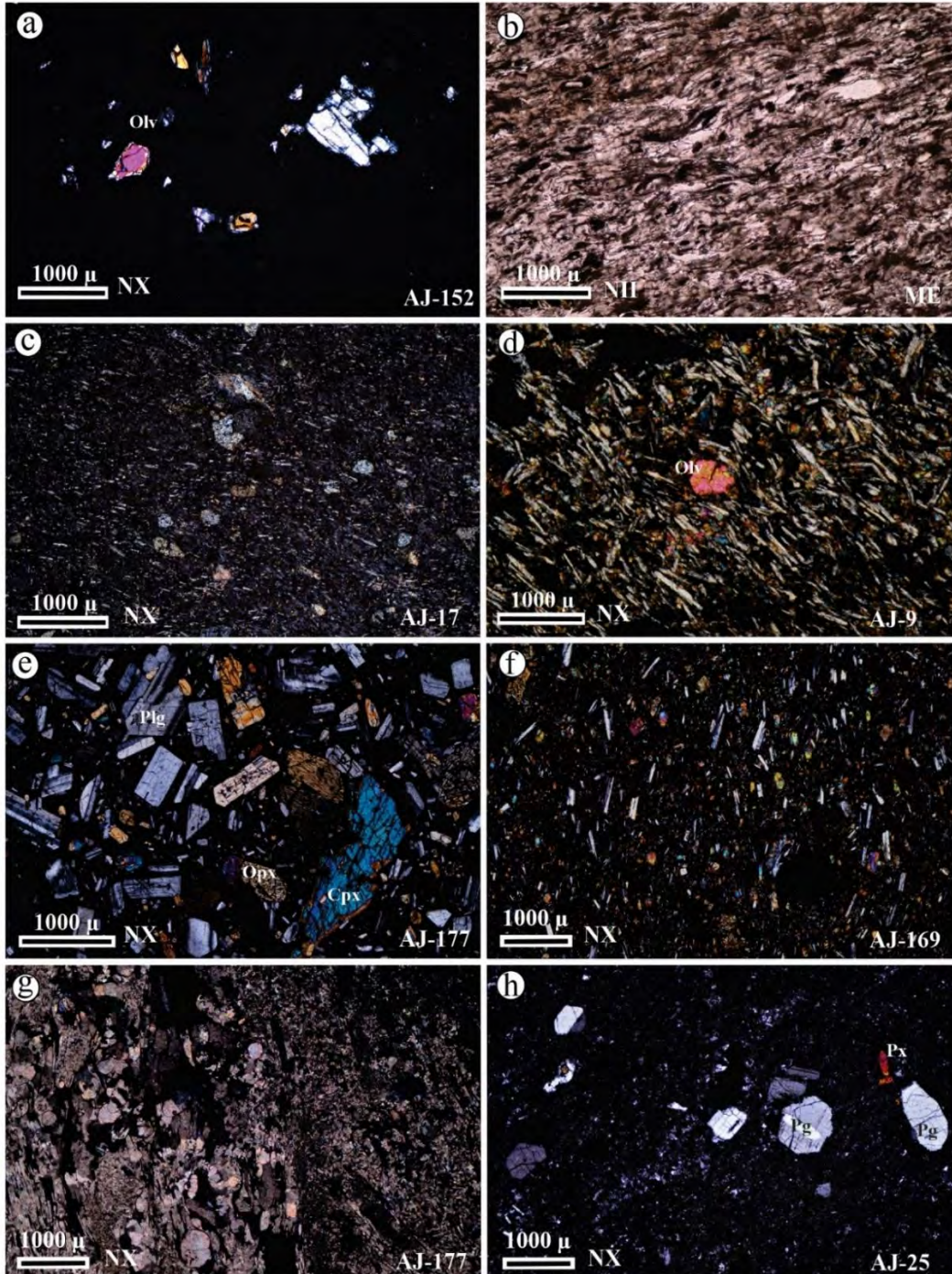


Figura 36. Fotografías de láminas delgadas de los miembros volcánicos de la CSR. NII (nícoles paralelos; NX (nícoles cruzados). a) Flujo piroclástico en el cual se observan algunos cristales de olivino (Olv). b) Pómez del miembro Mesa de Enmedio (ME). c) Lava con textura traquítica. d) Lava almohadillada donde se observa un cristal de olivino en la parte media de la fotografía y textura intersertal entre plagioclasas y piroxenos. e) Textura porfirítica con fenocristales de piroxenos y plagiocalsas. f) Lavas con textura traquítica. g) Reemplazamiento pseudomórfico de minerales por carbonatos. h) Flujo piroclástico en el cual se observan fenocristales de plagioclasa y piroxenos (Px) en la matriz piroclástica.

Las pómez de los flujos piroclásticos contienen cristales de plagioclasas (300 – 1500 μm) y olivinos (solo observado en una pómez; Figura 36a) embebidas en una masa fundamental vítrea. En las pómez del depósito piroclástico de pómez gigante, la matriz fue reemplazada por carbonatos (Figura 36g). Las láminas delgadas de los flujos piroclásticos presentan cristales de plagioclasa, anfíboles, clinopiroxeno, líticos volcánicos. Todos estos componentes, se encuentran dentro de una matriz con textura eutaxítica con poco desarrollo donde se observan ocasionalmente fiammes.

4.3. Miembro Sin-caldera

Los depósitos de este miembro fueron analizados en ocho láminas delgadas que comprenden la pómez blanca de la caída piroclástica, la pómez gris y blanca del flujo piroclástico de y el flujo piroclástico superior soldado. Las pómez presentan la misma mineralogía la cual consiste en plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol y biotita. La plagioclasa es la fase más abundante y ocurre como fenocristales subhedrales y euhedrales (500 – 2000 μm) y como microfenocristales (200 – 400 μm) (Figura 37a-h).

El anfíbol y la biotita constituyen los minerales accesorios, presentan forma subhedral y tamaños entre 100 y 500 μm . Las diferencias entre la pómez gris y la pómez blanca están marcadas por la textura, así como el porcentaje de cristales. El vidrio en la masa fundamental de la pómez blanca presenta vesículas alargadas y un 20 Vol.% de cristales, mientras que la pómez gris presenta vesículas redondeadas y 40 Vol.% de cristales. En ninguna de las láminas fueron observadas texturas de desequilibrio a excepción de un par de plagioclasas con reabsorción en la lámina delgada de la pómez gris (Figure 37f). El flujo piroclástico soldado presenta la misma asociación mineralógica (plagioclasa, anfíbol, biotita y clinopiroxeno), contiene líticos de lavas y vidrio (obsidiana), los fragmentos juveniles

corresponden a pómez aplanadas que forman fiammes. Estos componentes se encuentran embebidos en una matriz con textura eutaxítica donde se alcanzan a observar esquirlas de vidrio (Figura 37h).

4.4. Miembro Post-caldera

Se analizaron varias láminas delgadas de los diferentes depósitos volcánicos de esta formación y se describen a continuación:

4.4.1. Sierra Agria

Las rocas de los flujos de lava de los volcanes compuestos del miembro Sierra Agria presentan fenocristales de plagioclasa (20 Vol.%) y minerales accesorios de anfíbol (8 Vol.%) y clinopiroxeno (2 Vol.%) inmersos en una masa fundamental microlítica (Figura 38 a-c). Las formas de estos cristales son euhedrales con tamaños desde 200 μm (microfenocristales) hasta 1000 μm (fenocristales). En algunas muestras el anfíbol es reemplazado por óxidos (Figura 38c). La masa fundamental está constituida por microlitos de plagioclasas y piroxenos ocupando un porcentaje aproximado del 70 Vol.%. Entre las muestras también fueron observadas texturas variolíticas, seriadas y glomeroporfiríticas.

4.4.2. Miembros Morro Prieto y Cuevitas

Las muestras de los domos del miembro Morro Prieto presentan fenocristales de plagioclasa (30 Vol.%), anfíbol y clinopiroxeno como minerales accesorios (5 Vol.%). Las formas de las plagioclasas son euhedrales a subhedrales con tamaños que van desde 300 hasta 1800 μm . Estos cristales presentan texturas de desequilibrio como texturas tamiz y reabsorción (Figura 39 a-b). Los minerales accesorios se observan esporádicamente formando texturas glomeroporfiríticas con las plagioclasas.

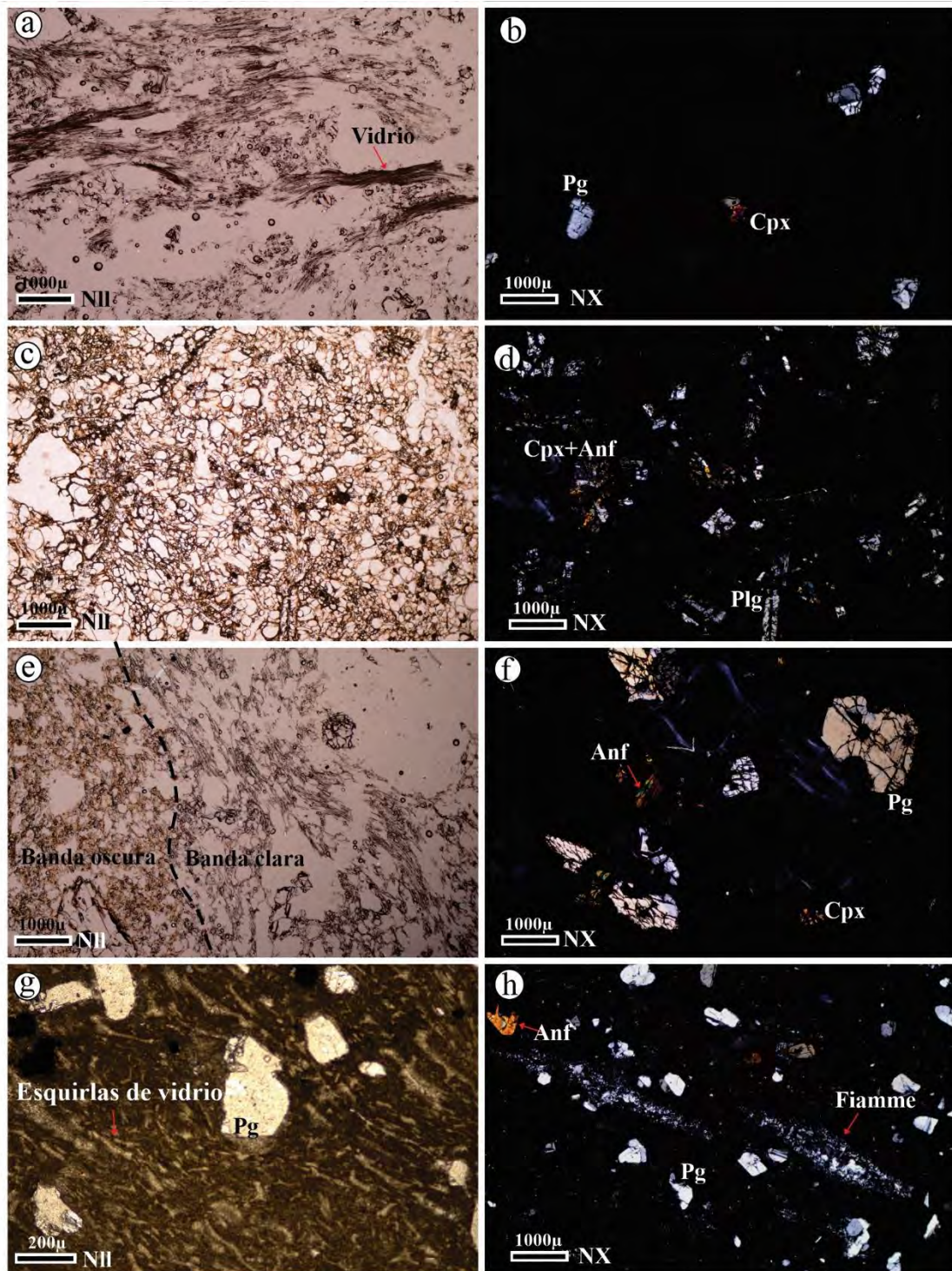


Figura 37. Fotografías de láminas delgadas de miembro Sin-Caldera. NII (nícoles paralelos; NX (nícoles cruzados). a-b) Pómez blanca del depósito de caída Cp donde se pueden observar las vesículas alargadas de la roca. c-d) Pómez gris del depósito piroclástico de la base, se puede observar bajo nícoles cruzados que a diferencia de la pómez blanca ésta presenta mayor porcentaje de plagioclasas. e) Pómez bandeada, bajo nícoles paralelos se puede observar las bandas clara y oscura que representan un “mingling” de dos magmas. f) Cristales de plagioclasas con bordes de reabsorción. g-h) Textura eutaxítica en la ignimbrita soldada del depósito superior de la caldera.

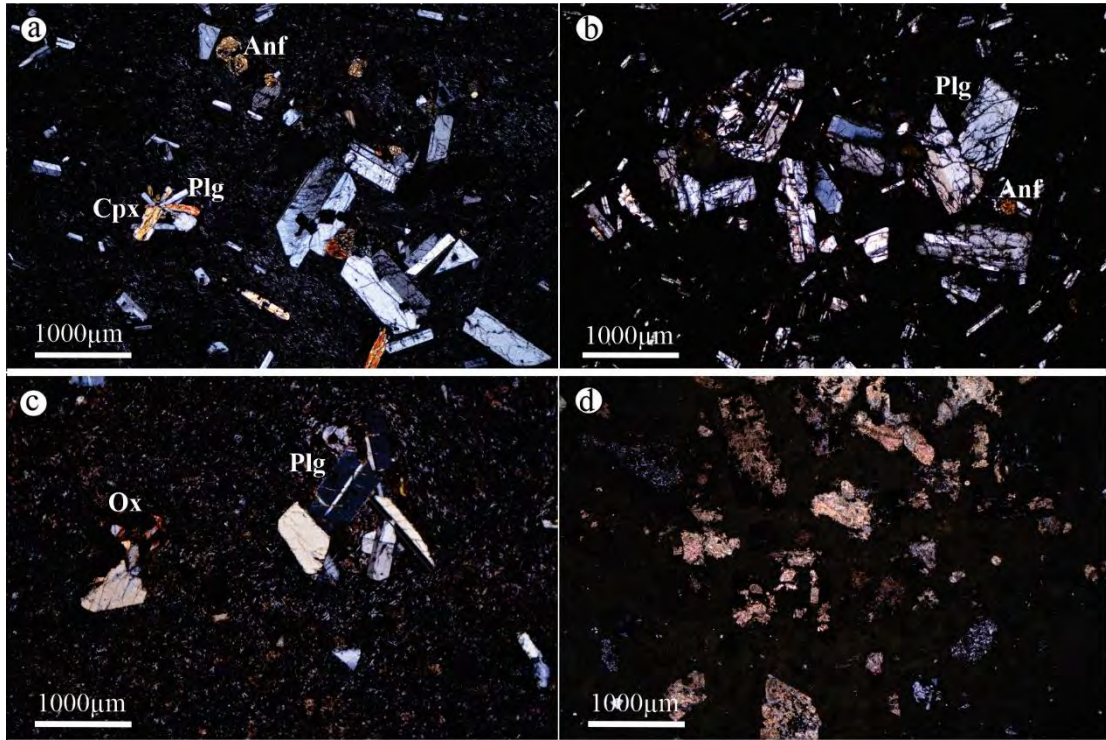


Figura 38. Fotomicrografías de las rocas del miembro Post-caldera. **a-c)** Lavas con cristales de plagioclasa, anfíbol y clinopiroxeno. **d)** En láminas delgadas de los depósitos piroclásticos, la matriz y cristales están remplazados por carbonatos.

Una característica de estas lavas, es la presencia de texturas esferulíticas las cuales se observan como esférulas individuales o esferulitas agrupadas que nuclean a partir de un cristal y lo envuelven radialmente o se observan como fibras aleatorias que hacen parte de la matriz del vidrio (Figura 39 a, b, e). Los domos que marcan el anillo de la caldera, presentan cristales de plagioclasa (40 Vol.%), anfíbol (3 Vol.%) y clinopiroxeno (2 Vol.%) embebidos en una matriz de vidrio con textura perlítica y bandeada (Figura 37 c, d, f). Las plagioclasas tienen formas euédrales a anhédrales con tamaños entre 300 y 1500 μm , los anfíboles y clinopiroxenos se presentan como cristales subhédrales con tamaños entre 200 y 700 μm . Estas rocas no desarrollaron texturas esferulíticas sino perlíticas debido al proceso de desvitrificación.

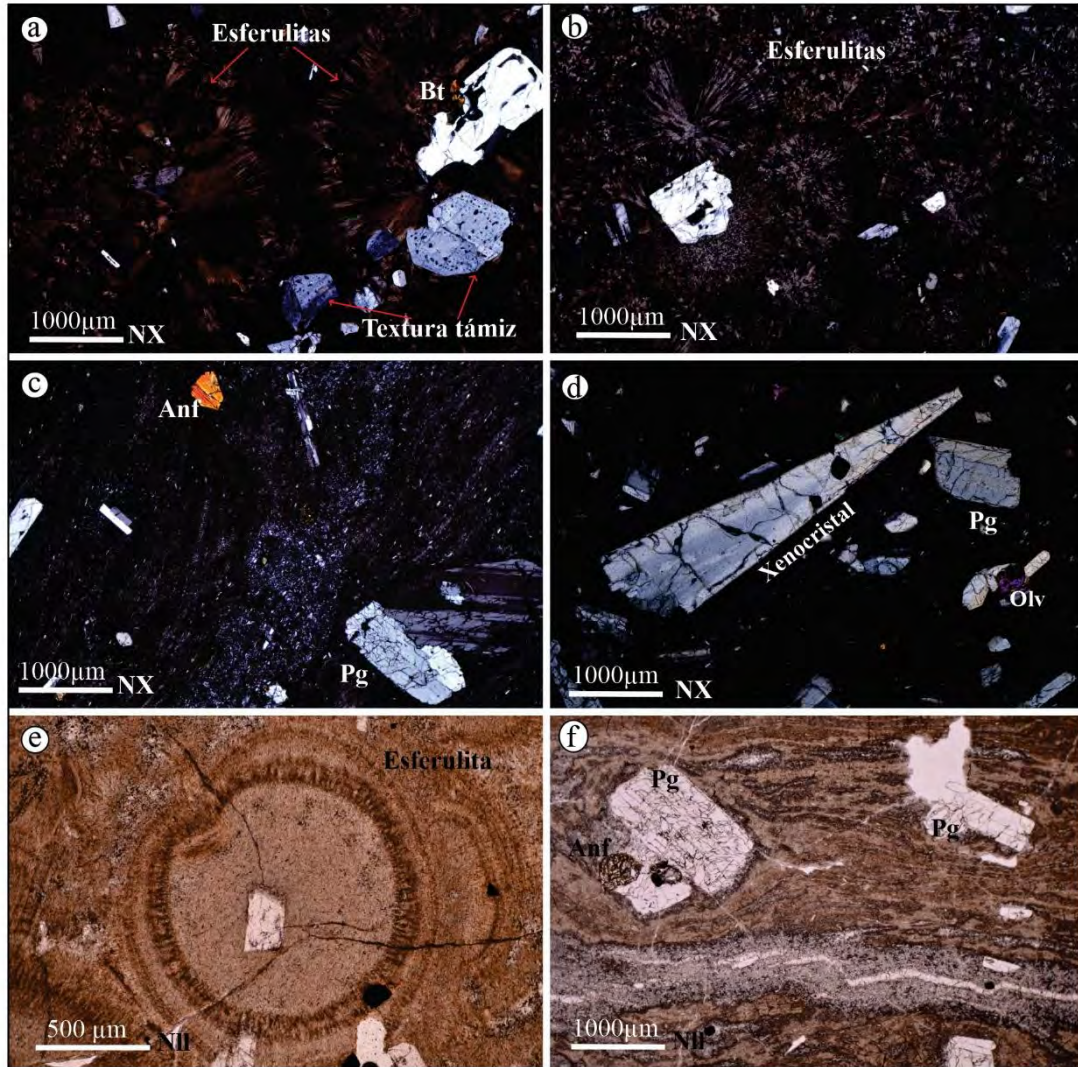


Figura 39. Fotomicrografías de las rocas de los domos Post-caldera. a-c) Domos a lo largo de la costa siguiendo la estructura N700. Todas estas rocas comparten características como esferulitas, texturas en tamiz, xenocristales de plagioclasas de más de ~2000 µm claras y oscuras.

5. QUÍMICA MINERAL

Con el objetivo de comparar la química mineral de las muestras juveniles de los depósitos de caída (Cp) y Flujo piroclástico (FPpb) del miembro Sin-caldera y comprobar sus composiciones, se realizaron análisis de microsonda en la fase mineral de las plagioclasas y en la matriz de vidrio (Figura 40).

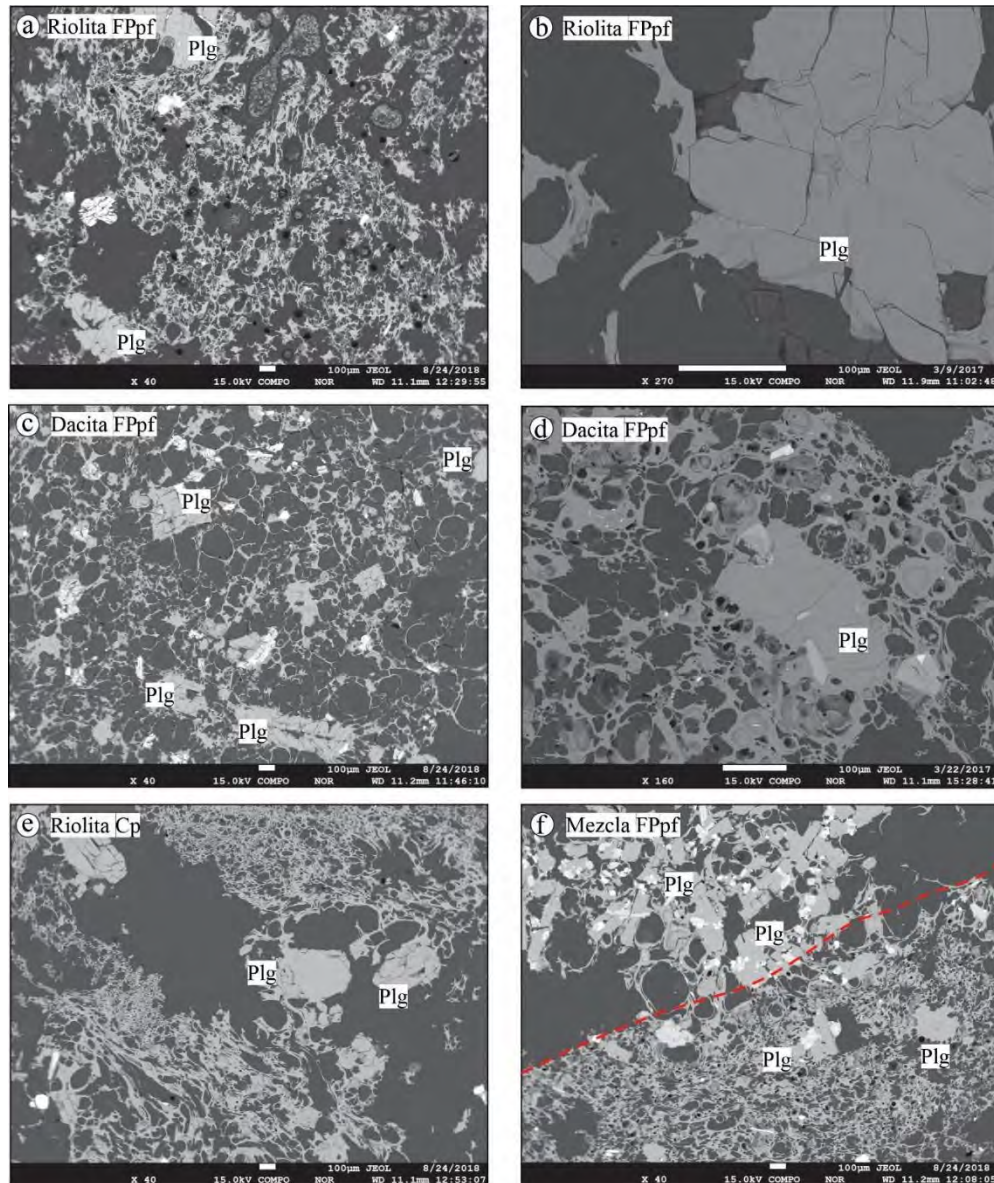


Figura 40. Imágenes tomadas bajo el microscopio electrónico de barrido (SEM) donde se observa la diferencia de vesicularidades. a-b) Pómez blancas con vesículas alargadas y pocos cristales. c) Pómez gris con vesículas redondeadas. d) Roca bandeada; la línea punteada blanca separa la pómez blanca de la gris, es clara la diferencia entre las dos rocas.

5.1. Plagioclasa

Los análisis se realizaron en el centro, parte intermedia y borde de las plagioclasas. Se midieron 149 puntos en plagioclasas de Cp, 166 puntos en la pómez riolítica de FPpb, 151

puntos en la pómez dacítica y 169 puntos en la pómez bandeada. Los cálculos de las composiciones (tabla 2) fueron hechos con ayuda de las hojas de cálculo Excel tomadas de la página web.

https://serc.carleton.edu/research_education/equilibria/mineralformulaerecalculation.html

Tabla 2. Cálculos minerales (anortita, albita y ortoclasa) para las plagioclasas de los depósitos piroclásticos asociados al colapso de la caldera. C=centro, M=medio, B=borde. Cp= Caída de pómez, PFbp= Flujo piroclástico con pómez bandeada.

No. Análisis	Riolita Cp			Riolita FPpb			Dacita FPpb			Bandeada FPpb						
		An	Ab	Or		An	Ab	Or		An	Ab	Or		An	Ab	Or
1.0	1C	32.8	65.4	1.8	1C	27.4	70.1	2.6	1C	39.3	59.6	1.1	1C	42.4	56.6	1.0
2.0	1M	26.1	70.9	3.0	1M	29.3	67.9	2.8	1M	38.7	60.0	1.3	1C	38.2	60.3	1.4
3.0	1B	26.8	70.8	2.4	1B	30.6	67.0	2.5	1M	36.0	62.6	1.4	1M	36.2	62.6	1.1
4.0	2C	29.2	68.4	2.4	2C	29.2	68.2	2.6	2C	31.8	66.0	2.3	1B	37.9	60.3	1.7
5.0	2M	27.0	70.7	2.3	2C	27.8	69.8	2.4	2M	29.4	68.5	2.1	2M	41.4	57.7	0.9
6.0	2B	24.9	72.4	2.6	2B	32.3	65.0	2.7	3C	31.2	66.6	2.1	3C	48.9	50.2	0.8
7.0	3C	31.6	66.3	2.1	3C	50.9	48.1	1.0	3M	32.7	65.3	2.0	3M	48.6	50.5	0.8
8.0	3M	28.4	69.2	2.4	3B	52.7	46.2	1.1	4C	32.4	65.4	2.2	3B	44.3	54.7	1.0
9.0	3B	22.4	75.0	2.6	3B	45.4	53.5	1.1	4M	31.4	66.3	2.3	4C	46.1	52.8	1.1
10.0	4C	27.2	70.4	2.4	3B	43.0	T	1.2	4B	30.1	67.4	2.6	4M	46.8	52.0	1.1
11.0	4M	28.6	68.7	2.7	4B	40.5	58.1	1.4	4C	36.1	62.6	1.3	4M	47.3	51.5	1.3
12.0	4B	28.9	68.5	2.7	5C	44.4	54.3	1.3	5C	40.7	57.8	1.5	5C	45.1	53.9	1.1
13.0	5C	30.8	67.1	2.1	5M	47.3	51.7	1.0	5B	46.7	51.6	1.7	5M	46.5	52.6	0.9
14.0	5M	25.8	71.8	2.3	5B	41.9	56.9	1.2	6M	30.0	68.1	1.9	5B	43.3	55.6	1.2
15.0	5B	26.9	70.7	2.3	6C	29.1	68.6	2.3	6B	28.6	69.3	2.2	6M	42.1	56.7	1.2
16.0	6C	28.3	69.5	2.2	6M	26.0	71.6	2.4	7C	33.5	65.0	1.5	6B	39.6	59.4	1.0
17.0	6M	27.3	70.5	2.2	6B	28.4	69.4	2.2	7M	35.2	63.2	1.6	7C	47.6	51.4	0.9
18.0	6B	23.8	73.7	2.6	7C	43.0	55.8	1.2	7B	30.9	67.3	1.8	7M	46.5	52.2	1.3
19.0	7C	29.0	68.6	2.4	7B	40.1	58.5	1.3	8C	24.5	72.9	2.6	7B	46.0	52.7	1.3
20.0	7M	19.0	78.2	2.9	8C	46.4	52.2	1.4	8M	26.5	71.2	2.3	8C	44.5	54.6	1.0
21.0	8M	40.6	58.2	1.2	8M	44.0	54.6	1.4	8B	23.9	73.5	2.6	8M	42.1	56.8	1.2
22.0	8B	33.3	65.1	1.6	8B	42.1	56.7	1.2	9C	40.9	57.8	1.3	8B	45.2	53.6	1.2
23.0	9C	48.3	50.8	0.9	9C	46.1	52.8	1.0	M	42.3	56.4	1.3	9C	39.2	59.6	1.2
24.0	9M	46.2	52.7	1.1	9B	41.2	57.4	1.4	9B	39.9	59.0	1.1	9M	39.2	59.5	1.2
25.0	9B	38.0	60.5	1.5	10C	40.2	58.6	1.2	10C	40.4	58.5	1.0	9B	42.2	56.7	1.0
26.0	10C	23.9	73.6	2.5	10M	31.2	66.8	2.0	10M	41.9	57.0	1.1	10C	41.4	57.4	1.3
27.0	10M	23.2	73.9	2.9	10B	42.9	55.5	1.5	10B	41.7	57.2	1.1	10M	39.2	59.4	1.4
28.0	10B	22.7	74.8	2.6	11C	44.9	53.9	1.2	11C	37.5	61.2	1.3	11C	43.1	55.8	1.1
29.0	11C	23.6	73.6	2.8	11M	38.9	59.6	1.6	11B	35.7	62.8	1.4	11M	45.3	53.6	1.1
30.0	11M	29.0	68.8	2.2	11B	45.9	53.0	1.2	11B	36.5	61.9	1.6	11B	34.0	64.2	1.8
31.0	11B	23.9	73.4	2.6	12C	45.2	53.5	1.3	12C	43.3	55.6	1.1	12C	38.9	59.9	1.2
32.0	11C	42.4	56.2	1.3	12M	44.0	54.8	1.2	12M	43.1	55.8	1.1	12M	39.5	59.2	1.3
33.0	11M	37.5	61.1	1.4	12B	42.2	56.5	1.3	13C	38.4	60.1	1.5	12B	38.4	60.3	1.3
34.0	11B	35.0	63.5	1.5	13C	44.9	53.7	1.4	13M	35.0	63.3	1.7	13C	44.8	54.1	1.1
35.0	12C	30.9	67.2	1.9	13M	38.4	59.9	1.7	13B	35.8	62.5	1.6	13M	43.2	55.6	1.2
36.0	12M	30.0	67.9	2.1	13B	28.5	68.9	2.6	13C	24.0	73.1	2.9	13B	45.7	53.3	1.1

37.0	13C	28.6	69.1	2.3	14C	28.3	69.2	2.5	14M	26.0	71.3	2.7	14C	50.0	49.0	0.9
38.0	13M	25.9	71.7	2.4	14M	27.0	70.3	2.7	14B	26.4	71.6	2.0	14M	46.1	52.9	0.9
39.0	13B	25.3	71.8	2.9	14B	24.0	73.3	2.7	15C	35.3	63.6	1.1	14B	30.8	67.4	1.9
40.0	14C	28.0	69.4	2.5	15C	30.2	67.5	2.2	15M	40.2	58.8	1.0	15C	50.0	49.0	0.9
41.0	14M	30.3	67.7	2.0	15M	25.3	72.3	2.4	15B	39.1	59.6	1.3	15M	45.1	54.1	0.8
42.0	14B	27.1	70.5	2.4	15B	26.7	70.7	2.6	16C	38.0	60.7	1.3	15B	44.7	54.3	1.0
43.0	15C	25.4	72.0	2.6	16C	29.1	68.8	2.1	16M	32.6	65.6	1.8	16C	39.6	59.2	1.2
44.0	15B	26.3	71.2	2.5	16M	29.9	68.1	1.9	16B	43.5	55.4	1.1	16B	41.0	57.6	1.4
45.0	16C	25.3	72.1	2.6	16B	28.9	69.0	2.1	17M	39.0	59.5	1.5	16B	45.4	53.2	1.4
46.0	16M	24.8	72.7	2.5	17C	40.4	58.0	1.6	17B	29.2	65.2	5.7	17C	39.1	59.7	1.2
47.0	17C	23.9	73.8	2.3	17M	38.1	60.5	1.4	18C	42.5	56.2	1.3	17M	43.1	55.7	1.3
48.0	17M	24.0	73.3	2.7	17B	38.2	60.3	1.5	18M	34.1	64.3	1.6	17B	37.8	60.9	1.2
49.0	17B	24.3	73.2	2.5	18C	34.9	63.6	1.5	18B	39.6	59.2	1.2	18C	43.1	55.7	1.2
50.0	18C	30.0	67.9	2.1	18M	34.6	63.8	1.7	19C	43.9	54.9	1.1	18M	43.2	55.5	1.3
51.0	18M	29.5	68.0	2.5	18B	34.6	63.8	1.5	19M	45.2	53.9	0.9	18B	42.3	56.2	1.5
52.0	18B	28.2	69.4	2.4	19C	42.0	57.0	1.0	19B	42.0	57.0	1.0	19C	41.8	57.1	1.1
53.0	19C	27.3	70.5	2.3	19M	44.8	54.2	1.0	20C	36.0	62.7	1.4	19M	40.8	58.2	1.1
54.0	19M	27.3	70.3	2.4	19B	36.6	62.2	1.2	20M	35.6	63.1	1.4	19B	41.4	57.4	1.2
55.0	19B	25.3	72.2	2.5	20C	45.6	53.3	1.1	20B	38.6	60.2	1.2	20C	39.4	59.6	1.0
56.0	20C	22.9	74.2	3.0	20M	44.6	54.3	1.1	20B	39.2	59.4	1.4	20M	38.5	60.4	1.1
57.0	20M	23.4	73.9	2.7	20B	44.7	54.1	1.2	21C	30.2	67.6	2.2	20B	41.6	57.2	1.1
58.0	20B	21.5	75.8	2.8	21C	38.3	60.5	1.2	21M	31.8	66.0	2.2	21C	44.5	54.0	1.5
59.0	21C	28.7	68.8	2.5	21M	43.1	55.7	1.2	21B	33.9	64.0	2.1	21B	47.0	51.9	1.1
60.0	21M	27.5	70.1	2.4	21B	41.2	57.5	1.3	22C	43.7	55.3	1.0	22C	42.4	56.5	1.0
61.0	22C	27.2	70.5	2.3	22C	36.2	62.1	1.7	22M	44.1	54.9	1.0	22M	41.9	56.8	1.3
62.0	22M	28.3	69.6	2.1	22M	38.7	59.9	1.4	22B	42.7	56.2	1.1	22B	38.6	60.3	1.1
63.0	23C	30.6	67.1	2.2	22M	38.7	60.0	1.3	23C	36.9	61.7	1.3	23C	41.2	57.7	1.2
64.0	23M	27.3	70.1	2.5	23C	41.9	56.7	1.4	23M	29.3	68.7	1.9	23M	40.8	58.0	1.2
65.0	23B	20.2	76.7	3.2	23M	43.6	55.2	1.2	24C	42.7	56.3	1.0	23B	46.0	53.0	1.0
66.0	24C	26.8	70.9	2.3	23B	41.7	56.6	1.7	24M	44.0	55.0	1.0	24M	40.6	58.2	1.2
67.0	24M	25.4	72.3	2.3	24C	42.1	56.6	1.3	24B	36.2	62.7	1.1	24B	41.9	56.9	1.2
68.0	25C	24.7	72.7	2.6	24M	37.9	60.6	1.5	24C	41.5	57.4	1.1	24B	39.9	58.9	1.2
69.0	25M	27.6	70.0	2.4	24B	31.8	66.5	1.7	24M	39.7	59.2	1.1	25C	42.1	56.8	1.0
70.0	25B	24.4	72.9	2.7	25C	27.0	69.9	3.1	24R	40.9	58.0	1.1	25M	39.3	59.5	1.2
71.0	26C	27.5	70.3	2.2	25M	27.7	69.1	3.2	25C	38.9	59.7	1.4	25B	41.1	57.4	1.5
72.0	27C	26.3	71.5	2.2	25B	23.3	73.7	3.0	25M	37.9	60.6	1.5	26C	37.9	60.7	1.4
73.0	27M	22.6	74.8	2.6	26B	41.4	57.6	1.1	25B	32.7	65.7	1.6	26M	41.8	57.2	1.0
74.0	27B	21.2	76.2	2.6	26M	42.9	55.9	1.2	26C	39.8	58.8	1.4	26B	43.8	55.1	1.0
75.0	27C	28.8	69.0	2.2	26B	41.6	57.2	1.1	26M	37.4	61.3	1.3	27C	42.2	56.7	1.1
76.0	29C	29.4	68.4	2.2	27C	41.8	57.0	1.2	26R	39.7	59.3	1.0	27M	43.2	55.5	1.3
77.0	29M	24.4	73.1	2.5	27M	44.2	54.5	1.3	27C	35.5	63.5	1.0	26B	42.5	56.4	1.1
78.0	29B	26.9	70.9	2.2	27C	39.1	59.7	1.2	27M	34.9	64.0	1.1	28C	44.5	54.4	1.1
79.0	30C	31.2	66.3	2.5	28C	33.5	64.0	2.5	27M	32.4	66.4	1.2	28M	43.4	55.4	1.2
80.0	30M	28.2	69.2	2.7	28M	24.9	72.3	2.8	28C	28.5	69.5	2.0	28M	43.3	55.5	1.2
81.0	31M	33.1	64.1	2.9	28B	26.3	71.1	2.6	28M	26.4	71.6	1.9	29C	41.7	57.0	1.2
82.0	32C	35.2	62.6	2.2	29C	25.1	72.2	2.7	29C	27.8	70.2	1.9	29M	40.1	58.7	1.1
83.0	32M	38.8	58.8	2.4	29B	27.4	70.0	2.6	29M	29.2	69.0	1.8	29B	40.7	58.1	1.2
84.0	32B	36.7	60.9	2.4	29B	24.5	72.2	3.3	30C	28.7	69.4	2.0	30C	27.9	70.2	1.9
85.0	33M	30.8	66.5	2.8	30C	39.6	58.7	1.7	30M	27.7	70.3	2.0	30M	26.4	71.2	2.3
86.0	34C	27.6	70.0	2.4	30M	38.4	60.0	1.6	30B	26.5	71.3	2.3	30B	23.5	73.5	3.0
87.0	34M	24.7	71.7	3.6	30B	37.3	61.0	1.7	31C	32.5	66.3	1.2	31C	43.2	55.9	0.9

88.0	34C	28.4	67.5	4.1	31C	39.0	59.7	1.3	31M	36.4	62.3	1.3	31M	39.5	59.3	1.2
89.0	35C	25.3	71.8	2.9	31M	39.4	59.3	1.3	31R	41.2	57.3	1.5	31B	40.9	57.8	1.4
90.0	35M	22.6	74.3	3.1	31B	37.4	61.1	1.5	32M	26.9	71.4	1.7	32C	50.0	49.3	0.7
91.0	35B	25.3	72.0	2.7	32C	39.6	59.0	1.3	32B	25.5	72.6	1.9	32C	45.7	53.5	0.9
92.0	36C	24.3	72.9	2.9	32M	39.0	59.7	1.3	33C	30.2	68.5	1.4	32B	44.0	54.9	1.1
93.0	36M	24.1	72.6	3.3	32B	40.0	58.6	1.4	33M	31.7	66.9	1.4	33C	30.5	67.2	2.3
94.0	36B	26.4	70.2	3.3	33C	30.0	68.0	2.0	33B	27.8	70.6	1.6	33M	31.9	66.2	1.8
95.0	37C	27.5	69.8	2.7	33M	29.0	68.9	2.1	34C	22.1	75.5	2.4	33B	29.6	68.1	2.3
96.0	37M	27.1	70.1	2.9	33B	28.7	69.3	1.9	34M	24.0	73.9	2.1	34C	45.6	53.4	1.0
97.0	37B	24.8	72.4	2.8	34C	28.1	69.5	2.4	34R	21.6	76.1	2.3	34M	45.9	53.1	1.0
98.0	38C	33.4	64.5	2.1	34M	27.3	70.4	2.3	35C	36.8	62.1	1.1	34B	43.8	55.3	0.9
99.0	38M	31.3	66.6	2.1	34B	23.4	73.9	2.7	35M	35.9	63.0	1.0	35M	45.9	53.1	1.0
100.0	38B	27.5	69.8	2.7	35C	42.1	56.7	1.2	35B	37.8	61.0	1.2	35B	42.9	56.0	1.1
101.0	39C	29.7	68.2	2.1	35M	41.8	56.7	1.5	36C	36.3	62.7	0.9	35B	40.4	58.6	1.0
102.0	39M	30.7	66.9	2.4	35B	39.5	58.9	1.5	36M	37.5	61.5	1.0	36C	36.8	62.0	1.2
103.0	39B	30.6	67.3	2.1	36C	26.3	71.0	2.7	36R	37.6	61.4	1.0	36M	39.7	59.0	1.3
104.0	40C	23.6	73.4	3.1	35M	32.1	65.0	3.0	37C	33.6	65.2	1.2	36B	39.9	59.0	1.0
105.0	40M	25.7	71.4	2.9	35B	25.6	71.7	2.7	37B	32.7	65.8	1.5	37C	31.7	66.1	2.3
106.0	40B	23.4	73.5	3.0	36C	28.9	69.0	2.0	38C	38.8	60.2	1.0	37M	30.3	67.3	2.4
107.0	50C	29.5	68.1	2.4	35M	29.3	68.6	2.1	38B	38.7	60.3	1.0	37B	29.8	68.1	2.1
108.0	50M	27.1	70.7	2.3	35B	23.2	74.3	2.5	39C	34.6	64.0	1.4	38C	30.2	67.7	2.1
109.0	51C	27.7	69.6	2.7	36C	42.7	56.2	1.0	38B	32.3	66.3	1.5	38M	28.6	68.9	2.5
110.0	51M	26.5	70.7	2.8	36M	41.0	57.9	1.2	38M	31.6	66.9	1.6	38B	26.7	70.7	2.5
111.0	52C	28.4	69.4	2.2	37C	32.9	65.1	2.0	39C	21.6	75.8	2.6	39C	39.8	58.9	1.3
112.0	52M	27.5	70.3	2.3	37M	29.3	68.6	2.1	39M	23.5	74.1	2.4	39M	39.1	59.5	1.3
113.0	53C	31.3	66.4	2.3	37M	43.5	55.5	1.1	39B	23.9	74.2	1.8	40C	39.1	59.8	1.1
114.0	53M	32.4	65.6	2.0	38C	40.9	57.7	1.3	40C	31.8	67.1	1.0	40M	38.5	60.4	1.1
115.0	53B	26.6	70.7	2.7	38M	42.5	56.4	1.1	40M	36.2	62.9	0.9	40B	37.4	61.3	1.3
116.0	54C	30.8	66.8	2.4	38B	43.4	55.6	1.0	40B	35.1	63.7	1.1	41C	33.9	64.3	1.9
117.0	54M	27.1	70.0	2.9	39C	28.0	69.4	2.7	41C	34.1	64.7	1.2	41M	30.2	67.5	2.3
118.0	54B	27.8	69.9	2.3	39M	26.4	71.2	2.4	41M	29.3	69.1	1.6	41B	29.6	67.9	2.5
119.0	54C	30.8	66.8	2.5	39B	27.4	69.8	2.8	41B	39.0	60.0	1.0	42C	29.8	68.3	1.9
120.0	54M	31.5	66.0	2.5	40C	26.9	70.8	2.3	42C	34.8	63.8	1.4	42M	27.4	70.3	2.4
121.0	55C	30.6	66.6	2.7	40M	31.6	66.2	2.2	42B	25.1	70.0	4.9	42B	25.4	71.7	2.9
122.0	55M	29.8	67.6	2.6	40B	38.3	60.1	1.6	43C	38.3	60.5	1.2	43C	31.7	66.3	2.0
123.0	55B	28.6	69.1	2.4	41C	41.4	57.5	1.1	43M	35.7	63.2	1.1	43M	31.8	66.1	2.1
124.0	56C	24.4	72.4	3.2	41M	43.8	55.1	1.2	43B	30.7	67.8	1.5	43B	27.8	69.7	2.5
125.0	56M	25.5	71.9	2.6	41B	43.1	55.7	1.2	44C	39.5	59.5	1.0	44C	48.4	50.7	0.8
126.0	56B	27.4	70.2	2.3	42C	24.4	73.0	2.6	44M	40.6	58.6	0.8	44M	44.6	54.6	0.8
127.0	57C	26.0	71.2	2.8	42M	28.8	69.1	2.1	44B	37.8	61.3	0.9	44B	42.3	56.7	1.0
128.0	57M	24.5	72.8	2.8	42B	28.7	69.2	2.0	45C	32.3	66.5	1.2	45M	38.7	59.9	1.4
129.0	57B	26.2	70.6	3.2	43C	40.0	59.1	0.9	45M	32.0	66.7	1.2	45B	36.9	61.8	1.2
130.0	58C	26.6	70.7	2.7	43M	39.1	59.8	1.1	45B	34.8	64.1	1.1	46C	29.1	68.5	2.4
131.0	58M	24.6	72.4	2.9	43B	35.9	63.0	1.1	46C	27.1	71.0	1.9	46M	29.7	68.0	2.3
132.0	58C	34.4	63.5	2.1	44C	34.0	64.1	1.9	46M	28.4	69.7	1.9	47C	28.5	69.4	2.1
133.0	58M	33.5	64.6	1.9	44M	31.5	66.5	2.0	46B	35.3	63.4	1.3	47M	27.4	70.3	2.3
134.0	58B	32.9	65.1	2.0	44B	32.9	65.2	1.8	46B	30.3	67.8	1.9	47B	24.8	72.3	2.9
135.0	59C	29.8	67.9	2.3	45C	31.1	67.0	1.9	46C	38.3	60.7	1.0	48C	41.5	57.3	1.2
136.0	59M	24.6	72.5	2.9	45M	27.7	70.1	2.2	47M	39.1	60.0	0.9	48M	39.3	59.7	1.0
137.0	59B	24.7	72.6	2.7	45B	30.1	67.6	2.3	47M	39.7	59.4	0.9	48B	39.7	59.0	1.3
138.0	60C	30.4	67.2	2.5	46C	41.0	57.7	1.3	48C	33.4	65.4	1.2	49C	35.4	63.3	1.3

139.0	60M	29.1	68.7	2.2	46M	44.6	54.4	1.1	48M	26.3	72.0	1.7	49M	37.5	61.4	1.0
140.0	60B	26.6	70.9	2.5	46B	43.4	55.5	1.1	49C	38.4	60.7	0.9	49B	34.9	63.7	1.3
141.0	61C	27.3	70.2	2.5	47C	34.2	63.9	1.9	49M	39.6	59.6	0.9	50C	25.8	72.2	2.0
142.0	61M	27.1	69.6	3.3	47M	36.9	61.7	1.4	49B	32.7	66.3	1.0	50M	25.5	72.1	2.4
143.0	62B	25.0	72.5	2.5	47B	37.6	60.9	1.5	50C	36.7	62.3	1.0	50B	24.5	73.1	2.5
144.0	63C	29.9	67.7	2.4	48C	36.9	61.7	1.4	50M	35.8	63.2	1.0	51C	44.6	54.5	0.9
145.0	63M	31.4	66.1	2.4	48M	41.9	56.7	1.4	50B	37.4	61.7	1.0	51M	42.6	56.5	0.9
146.0	63B	25.1	72.2	2.7	48B	28.0	70.6	1.4	51C	35.0	63.7	1.2	51B	43.8	55.1	1.1
147.0	64C	29.7	67.8	2.5	49C	41.6	57.4	1.0	51M	34.1	64.5	1.3	52C	25.3	72.4	2.3
148.0	64M	29.6	68.2	2.2	49M	42.2	56.6	1.2	51B	29.5	69.1	1.5	52M	27.7	70.2	2.1
149.0	64B	30.2	67.4	2.4	49B	44.1	54.6	1.3	52C	35.8	62.9	1.3	52B	24.9	72.1	3.0
150.0					50C	38.8	59.8	1.4	52M	33.7	65.2	1.1	53C	34.1	64.4	1.4
151.0					50M	37.6	60.8	1.5	52B	35.7	63.4	0.9	53M	33.5	65.0	1.5
152.0					50B	35.9	62.6	1.5					53B	37.4	61.3	1.3
153.0					50C	44.6	54.2	1.2					54C	35.1	63.5	1.4
154.0					50M	41.7	57.0	1.3					54M	36.9	61.7	1.4
155.0					50B	42.7	56.2	1.1					54B	38.8	59.9	1.2
156.0					51C	30.4	66.8	2.8					55C	41.7	57.4	1.0
157.0					51B	27.5	69.6	2.9					55M	40.8	58.2	0.9
158.0					52C	42.9	55.8	1.3					55B	40.0	58.9	1.1
159.0					52M	43.9	55.1	1.0					56C	38.2	60.7	1.2
160.0					52B	38.5	60.1	1.4					56M	38.4	60.2	1.4
161.0					53C	41.8	57.0	1.1					56B	39.6	59.4	1.1
162.0					53M	39.1	59.6	1.3					57C	30.0	67.9	2.0
163.0					53B	37.3	61.4	1.3					57M	31.6	66.7	1.7
164.0					54C	41.4	57.5	1.1					57M	26.9	70.8	2.3
165.0					54M	41.6	57.0	1.4					58C	40.8	57.8	1.5
166.0					54B	43.0	56.1	0.9					58M	35.5	63.3	1.2
167.0													58B	30.5	68.2	1.3
168.0													59M	31.4	67.0	1.7
169.0													59B	29.5	69.0	1.5

La composición química de la plagioclasa de la pómez riolita de Cp tiene valores de An_{22.9-48.3} en el centro, An_{19-46.2} en la parte media y An_{20.2-38} en los bordes. En la pómez riolítica del depósito FPPb se obtuvieron valores An_{24.4-50.9}, An_{24.9-47.3} y An_{38.7-33.7}, respectivamente. La roca dacítica presentó composiciones de An_{21.6-43.9} en el centro, An_{24.9-47.3} en medio y An_{23.2-52.7} en los bordes. La pómez bandeada tiene contenidos de An_{25.9-50} (centro), An_{36.2-31.4} (medio) y An_{23.5} (borde). Estos valores fueron graficados en el diagrama ternario An-Ab-Or en donde todos los análisis caen en los campos desde oligoclasa hasta andesina y pocos puntos de los análisis FPPb tienen una composición labradorítica (Figura 41).

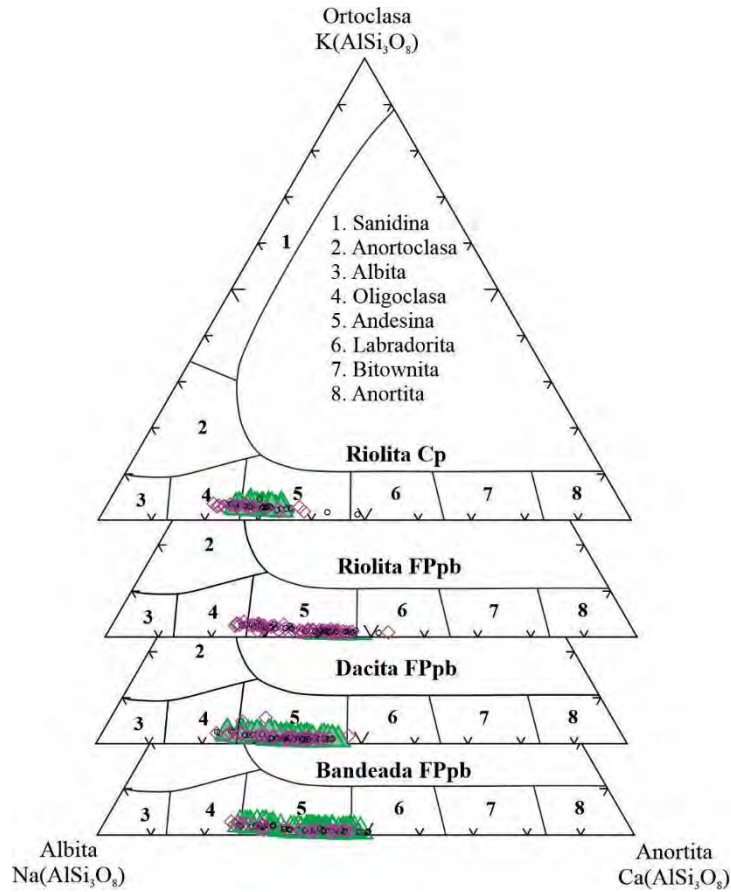


Figura 41. Composiciones de las plagioclasas para las pómez riolíticas, dacita y pómez bandeada. Los tres lugares analizados (centro, medio y borde) muestran una distribución desde oligoclasa a andesina.

Con el fin de observar probables grupos de plagioclasas, se realizaron diagramas de dispersión (anortita vs sílice) para los análisis de los centros de cada plagioclasa (Figura 42).

Se logró observar que la muestra Cp (riolita) generalmente presenta valores menores a An_{35} , mientras que la pómez blanca (riolita) y gris (dacita) del depósito Fp tienen valores entre An_{20-55} .

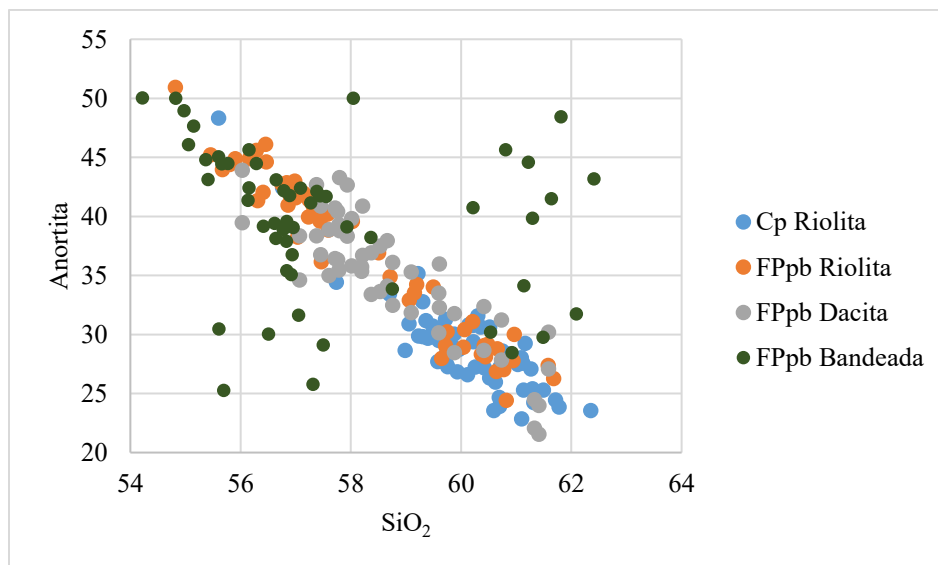


Figura 42. Comparación de los análisis de microsonda en los centros de las plagioclasas. El color azul corresponde a los centros de la plagioclasa del depósito de caída Cp, el naranja a los centros de la plagioclasa de la riolita del depósito FPpb, el gris a los centros de la plagioclasa de la dacita y el verde a los centros de la pómez bandeada.

5.2. Análisis de vidrio

En la figura 43a-b las vesículas son alargadas y corresponden a las rocas de composición riolítica, mientras que en la figura 43c se observa que las vesículas de la matriz de la dacita son redondeadas con tamaños entre ~20 y 250 μm . En general los fragmentos de pómez son altamente vesiculares, con marcadas diferencias en morfología: Las riolitas presentan vesículas elongadas en forma de tubo, mientras que la dacita presenta vesículas ovaladas a redondeadas que no están conectadas entre sí. Los resultados del análisis del vidrio en la microsonda electrónica se encuentran en la tabla 3 y fueron graficados en el diagrama TAS (Figura 44) donde se comparan con los resultados de roca total. Todas las composiciones del vidrio se ubican en el campo de las riolitas con diferencias en contenido de sílice. El vidrio de la pómez riolítica del depósito Cp presenta valores en sílice de 76.3 a 77.3 % en peso, la riolita del depósito FPpb tiene contenidos de 72 a 74.4 % en peso de sílice, mientras que, para la dacita, los valores de sílice se encuentran en el rango de 69.5 a 72.3 % en peso.

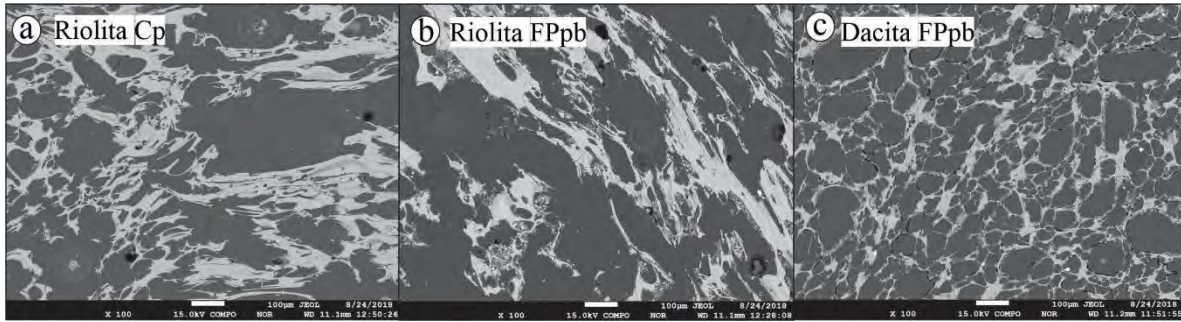


Figura 43. Imágenes de electrones retrodispersados (backscattered) de la matriz de vidrio en la microsonda electrónica, las escalas están especificadas en cada imagen. **a)** Masa fundamental de la roca riolítica del depósito Cp. **b)** Masa fundamental de la riolita del depósito FPpb. **c)** Masa fundamental de la roca dacítica del depósito FPpb.

La diferencia de la concentración en sílice en la masa fundamental de las muestras señala que existen dos rocas con composiciones diferentes, los datos que se traslapan (estrellas negras y estrellas rojas), pertenecen a la riolita y a la dacita halladas dentro del mismo depósito piroclástico (FPpb).

Tabla 3. Análisis de microsonda electrónica de la matriz de vidrio de las pómez del depósito Cp y FPpb.

Tipo de roca	Depósito	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Total
Dacita	FPpb	70.0	15.9	3.0	0.1	0.3	2.2	5.5	2.7	0.4	100.0
Dacita	FPpb	70.0	15.8	3.5	0.0	0.4	2.2	5.2	2.6	0.4	100.0
Dacita	FPpb	70.7	16.3	3.2	0.1	0.4	2.2	4.3	2.5	0.3	100.0
Dacita	FPpb	72.3	14.5	3.3	0.1	0.4	1.7	4.7	2.6	0.4	100.0
Dacita	FPpb	69.7	16.0	3.6	0.1	0.4	2.2	5.3	2.6	0.4	100.0
Dacita	FPpb	71.0	14.4	3.9	0.1	0.6	2.0	4.7	3.0	0.4	100.0
Dacita	FPpb	69.6	16.6	2.6	0.1	0.2	2.8	5.7	2.1	0.3	100.0
Dacita	FPpb	69.5	15.8	3.8	0.1	0.4	2.2	5.1	2.8	0.4	100.0
Dacita	FPpb	71.2	16.3	2.0	0.0	0.1	2.3	4.7	3.0	0.3	100.0
Dacita	FPpb	70.3	15.6	3.2	0.1	0.4	2.1	5.2	2.9	0.3	100.0
Dacita	FPpb	70.0	16.1	3.2	0.0	0.3	2.3	5.1	2.8	0.3	100.0
Dacita	FPpb	69.7	15.9	3.3	0.1	0.4	2.3	5.5	2.6	0.3	100.0
Dacita	FPpb	70.5	15.4	3.0	0.2	0.2	2.1	5.4	2.9	0.4	100.0
Dacita	FPpb	70.7	16.6	1.9	0.0	0.2	2.2	5.9	2.3	0.2	100.0
Riolita	FPpb	77.1	13.2	1.5	0.1	0.2	0.8	4.3	2.9	0.1	100.0
Riolita	FPpb	72.6	15.4	1.9	0.0	0.1	1.4	5.1	3.4	0.2	100.0
Riolita	FPpb	72.5	15.4	2.2	0.0	0.2	1.3	5.1	3.0	0.2	100.0
Riolita	FPpb	72.7	15.1	2.5	0.0	0.2	1.4	5.2	2.8	0.2	100.0
Riolita	FPpb	72.9	15.2	2.0	0.1	0.2	1.3	5.0	3.2	0.2	100.0
Riolita	FPpb	76.0	13.5	1.3	0.1	0.1	1.1	4.6	3.2	0.2	100.0
Riolita	FPpb	73.7	14.2	2.6	0.1	0.2	1.2	4.5	3.2	0.2	100.0

Riolita	FPpb	72.2	15.6	2.3	0.0	0.2	1.5	5.0	3.0	0.2	100.0
Riolita	FPpb	76.6	13.1	1.5	0.0	0.1	0.7	4.8	3.0	0.1	100.0
Riolita	FPpb	72.1	15.3	2.2	0.1	0.1	1.4	5.2	3.4	0.2	100.0
Riolita	FPpb	77.0	13.2	1.0	0.0	0.1	0.8	4.5	3.4	0.2	100.0
Riolita	FPpb	76.7	13.0	1.4	0.0	0.1	0.8	4.7	3.1	0.2	100.0
Riolita	FPpb	76.3	13.6	1.5	0.0	0.1	1.0	4.2	3.2	0.2	100.0
Riolita	FPpb	75.4	15.1	1.5	0.1	0.1	0.8	3.8	3.0	0.1	100.0
Riolita	FPpb	72.0	15.3	2.0	0.1	0.1	1.3	5.4	3.6	0.2	100.0
Riolita	FPpb	76.5	13.2	1.5	0.0	0.2	0.7	4.7	3.1	0.2	100.0
Riolita	FPpb	77.4	13.3	0.4	0.1	0.0	0.8	4.3	3.6	0.2	100.0
Riolita	Cp	76.8	13.5	1.5	0.1	0.1	0.7	3.9	3.2	0.2	100.0
Riolita	Cp	76.9	13.3	1.6	0.1	0.1	0.7	4.0	3.3	0.2	100.0
Riolita	Cp	76.8	13.4	1.5	0.1	0.1	0.6	4.1	3.2	0.2	100.0
Riolita	Cp	76.3	13.4	1.4	0.0	0.1	0.7	4.5	3.4	0.2	100.0
Riolita	Cp	77.3	13.4	1.4	0.0	0.1	0.7	3.6	3.3	0.2	100.0
Riolita	Cp	77.0	13.3	1.6	0.1	0.1	0.7	3.9	3.2	0.1	100.0
Riolita	Cp	77.2	13.3	1.5	0.0	0.2	0.7	3.7	3.3	0.2	100.0
Riolita	Cp	77.1	13.7	0.7	0.0	0.1	0.7	3.8	3.8	0.2	100.0
Riolita	Cp	76.8	13.6	1.6	0.0	0.1	0.7	3.8	3.3	0.2	100.0
Riolita	Cp	76.7	13.4	1.6	0.1	0.1	0.7	3.9	3.4	0.2	100.0
Riolita	Cp	76.8	13.4	1.5	0.0	0.1	0.7	4.2	3.2	0.2	100.0
Riolita	Cp	77.3	13.3	1.6	0.1	0.1	0.6	3.6	3.3	0.2	100.0

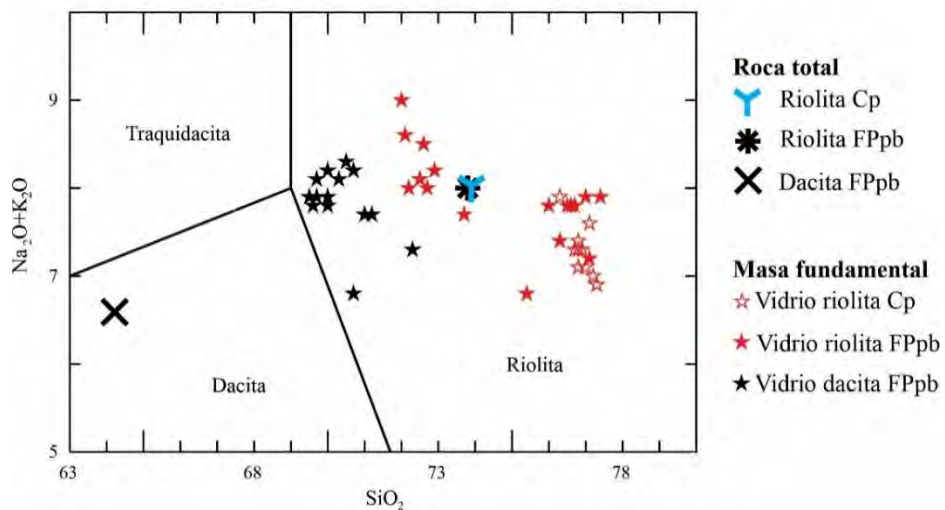


Figura 44. Análisis de microsonda electrónica de la masa fundamental de vidrio del miembro Sin-caldera de la CA; se incluyeron los análisis de roca total. Se observa que los análisis en masa fundamental de la dacita del depósito FPpb, tienen los valores más bajos en sílice, mientras que en la riolita del mismo depósito son dispersos. Los valores del depósito Cp son menos dispersos.

6. QUÍMICA DE ROCA TOTAL

6.1. Elementos mayores

Se realizaron 48 análisis geoquímicos de roca total que aparecen en la tabla 4. Catorce análisis pertenecen a varios miembros volcánicos de la Cuenca de Santa Rosalía (4.8-1.19 Ma) con contenidos de sílice que varían de 49,6 a 75 % en peso de SiO₂. Para las rocas del miembro Sin-caldera (caldera: 1.1 Ma) se realizaron ocho análisis que corresponden a las facies Cp, FPpb y FPs con contenidos de 64.2 a 74.9 % en peso de SiO₂. Las muestras juveniles del depósito FPpb tienen dos composiciones sílice de 73.8 SiO₂ % en peso (riolita; AJ 19) y 62.4 % SiO₂ en peso (dacita; AJ-19b). Las muestras del miembro Post-caldera Sierra Agría, tienen un rango más amplio en el contenido en sílice que varía de 61.2 a 69.1 % en peso de SiO₂ (volcanes compuestos: ~1.08-0.8 Ma). Los domos Post-caldera alineados NW-SE a lo largo de la costa tienen contenidos de sílice de 73 a 75 % en peso (Morro Prieto; 0.6 – 0.4 Ma). Las lavas y domos al interior y borde de la caldera (Cuevitas) presentan contenidos en sílice entre 71.7 – 73.2 % en peso. Las muestras de domos, conos de escoria y flujos de lava recientes tienen composiciones que varían de 66.1 a 76.6% en peso de SiO₂.

En la figura 45a se observa que las rocas más antiguas presentan un amplio rango de composición que va desde traquibasaltos hasta riolitas. Las rocas del miembro Sin-caldera se restringen al campo de las riolitas a excepción de una muestra de pómez que tiene una composición dacítica. Los productos Post-caldera (Sierra Agría, volcanes compuestos) varían en composición de andesitas a dacitas, los domos de lava y flujos de lava de Morro Prieto y Cuevitas tienen composiciones riolíticas, así como los cuerpos volcánicos recientes (conos cineríticos) a excepción de la lava dacítica que forma parte de la estructura más antigua del Complejo Volcánico Tres Vírgenes (El Viejo; 0.24 Ma).

En el diagrama AFM (Figura 45b), aunque algunas de las rocas de los volcanes compuestos (Sierra Agria) se encuentran en el campo toleítico y cuatro muestras de los miembros volcánicos de la CSR aparecen sobre el límite de la curva, todas siguen una tendencia calcoalcalina. La mayoría de las rocas tienen contenidos en K_2O de medio a alto (Figura 45c), solamente una roca de composición traquibasáltica (3.7 Ma) se ubica en el campo de las shoshonitas y otras dos rocas basálticas con muy bajo contenido de K_2O se encuentran cerca del campo de la serie toleíta de arco (1.8 Ma). Los diagramas de variación Harker (Figura 46) de los elementos MgO, FeO, CaO muestran que los miembros volcánicos de la Cuenca de Santa Rosalía y Sierra Agria están enriquecidas en estos elementos, mientras que los depósitos de la caldera contienen bajos porcentajes, observándose una tendencia negativa en el contenido de estos elementos en las rocas más jóvenes. Los porcentajes de aluminio son mayores o casi iguales al 15 % en peso en las rocas del basamento y volcanes compuestos (Sierra Agria), los demás están por debajo de este valor. El diagrama Na_2O vs SiO_2 muestra una tendencia poco lineal con contenidos de Na_2O entre 2.1 y 5.3 % en peso.

6.2. Elementos traza y Tierras Raras

En los diagramas Harker SiO_2 vs elementos traza (Figura 47) las rocas no muestran ningún patrón particular, sin embargo, el Rb, Sr y Ba tienen una tendencia ligeramente lineal. Las rocas de composición máfica a intermedia (miembros volcánicos CSR y SA) están enriquecidas en Sr. En el diagrama de Nb vs SiO_2 las rocas riolíticas del miembro Sin-caldera (Aguajito; estrellas rojas) se agrupan, así como el miembro Post-caldera MP (círculos azules), mientras que las demás muestran dispersión. Tanto en los diagramas Harker de elementos mayores y elementos traza, la roca dacítica 19B del miembro Sin-caldera (Aguajito) tiene concentraciones similares al miembro Post-caldera Sierra Agria.

Tabla 4. Análisis químicos de roca tota en base anhidra y principales elementos traza. U: Unidad; SR: Miembro volcánicos de la CSR, A: Miembro Sin-caldera Aguajito, SA: Miembro Post-caldera Sierra Agria, Cu: Miembro Post-caldera Cuevitas, Ec: Miembros extracaldera, B: Basamento.

Muestra	U	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Total	Sc	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Cd	Ga	Ge
AJ- 17A	SR	49,6	14,1	9,7	0,1	7,3	9,4	3,6	2,2	2,9	1,1	100,0	22	2	264	340	43	179	56	100	< 0,5	21	1,5
AJ- 9A	SR	51,5	16,6	10,5	0,1	5,3	9,3	4,2	0,6	1,8	0,2	100,0	31	1	244	40	39	26	14	76	< 0,5	20	1,7
AJ- 25	SR	75,0	12,3	2,8	0,0	0,4	0,6	4,6	4,1	0,2	0,0	100,0	3	4	21	< 20	28	< 1	5	131	< 0,5	22	1,6
AJ-123	SR	72,7	13,7	3,1	0,1	0,4	1,2	5,4	3,1	0,3	0,0	100,0	23	2	251	20	42	18	48	89	< 0,5	21	1,6
AJ-RF-54O	SR	58,3	14,6	9,6	0,1	3,0	6,3	4,3	1,4	2,0	0,4	100,0	3	3	5	< 20	27	1	4	98	< 0,5	23	1,9
AJ-RF-54Q	SR	74,5	12,5	2,8	0,1	0,3	1,0	4,6	4,0	0,2	0,0	100,0	35	< 1	270	120	46	52	39	74	< 0,5	19	1,7
AJ-RF-54S	SR	51,2	15,9	10,2	0,2	6,6	10,5	3,4	0,3	1,6	0,2	100,0	26	2	248	40	30	12	16	96	< 0,5	22	1,9
AJ-RF-65	SR	56,4	14,2	11,1	0,2	3,2	6,4	4,4	1,4	2,2	0,5	100,0	17	1	143	130	19	46	32	66	< 0,5	18	1,4
AJ- 169	SR	60,7	16,2	6,4	0,1	3,8	6,1	3,5	2,4	0,7	0,2	100,0	15	1	146	190	23	128	44	73	< 0,5	19	1,2
AJ- 177	SR	56,6	16,5	6,3	0,1	5,7	8,2	3,8	1,1	1,1	0,5	100,0	7	2	42	30	6	13	21	56	< 0,5	18	1,1
AJ- 152	SR	72,1	14,4	2,7	0,0	0,5	1,9	4,7	3,0	0,6	0,2	100,0	19	< 1	155	60	22	53	26	58	< 0,5	19	1,4
AJ-76	SR	59,1	16,2	7,2	0,1	4,1	6,9	4,1	1,1	1,1	0,2	100,0	13	1	92	110	16	31	22	55	< 0,5	18	1,3
AJ- 272	SR	62,4	16,7	4,7	0,1	3,4	6,8	3,5	1,6	0,6	0,2	100,0	12	2	106	90	6	18	19	21	< 0,5	18	0,8
AJ-268	SR	65,7	16,4	4,4	0,0	0,6	5,0	3,3	3,6	0,8	0,2	100,0	7	3	< 5	< 20	27	2	5	81	< 0,5	22	1,8
AJ- 2A	A	73,3	13,8	2,0	0,0	0,3	1,7	5,3	3,3	0,2	0,1	100,0	4	2	7	20	46	3	6	71	< 0,5	17	1,3
AJ- 55T	A	73,9	14,1	2,2	0,0	0,3	1,3	4,9	3,1	0,2	0,0	100,1	4	2	6	< 20	40	1	1	53	< 0,5	17	1,5
AJ- 23A	A	72,8	13,8	2,1	0,0	0,3	2,5	4,3	4,0	0,2	0,1	100,1	4	2	8	20	29	< 1	2	40	< 0,5	18	1,4
AJ- 10A	A	74,0	14,8	1,6	0,0	0,1	1,5	4,9	3,0	0,2	0,0	100,0	4	2	7	20	50	2	7	51	< 0,5	17	1,4
AJ- 19	A	73,8	14,1	2,2	0,0	0,3	1,4	5,0	3,0	0,2	0,1	100,0	4	2	11	< 20	29	< 1	4	52	< 0,5	18	1,4
AJ- 32B	A	73,4	14,3	2,2	0,0	0,2	1,5	5,2	2,9	0,2	0,1	100,0	4	2	< 5	< 20	62	1	3	60	< 0,5	17	1,5
AJ- 32A	A	73,7	13,8	2,1	0,0	0,3	1,3	4,9	3,6	0,2	0,1	100,0	4	2	6	< 20	16	1	8	50	< 0,5	18	1,6
AJ-55W	A	74,9	13,2	2,1	0,1	0,3	1,4	4,9	2,9	0,2	0,0	100,0	12	2	86	< 20	28	3	5	96	< 0,5	21	1,5
AJ-19B	A	64,2	15,6	6,1	0,1	1,6	4,3	4,7	1,9	1,0	0,3	100,0	15	2	179	40	15	3	15	77	< 0,5	19	1,5
AJ- 140	SA	62,6	15,3	6,9	0,1	2,2	5,1	4,4	1,6	1,4	0,3	100,0	13	2	66	< 20	18	2	3	71	< 0,5	21	1,4
AJ-81	SA	63,2	15,6	7,1	0,2	1,0	4,6	4,9	1,9	1,1	0,4	100,0	18	2	220	< 20	23	3	12	78	< 0,5	21	1,6
AJ-90	SA	61,2	15,5	7,6	0,1	2,3	5,1	4,4	1,9	1,6	0,3	100,0	11	2	71	< 20	6	8	11	73	< 0,5	16	1,2
AJ- 216	SA	66,7	14,6	5,8	0,1	1,1	3,5	3,8	3,2	0,9	0,3	100,0	9	2	34	< 20	5	8	11	69	< 0,5	18	1,3
AJ- 221	SA	69,0	14,9	4,6	0,1	0,7	2,6	3,9	3,4	0,6	0,1	100,0	11	2	93	50	11	22	14	40	< 0,5	18	1,3
AJ- 207	SA	64,9	16,1	5,1	0,1	1,9	3,9	3,9	3,3	0,7	0,1	100,0	12	1	103	40	3	6	7	26	< 0,5	16	1,7
AJ-211	SA	62,4	14,9	6,0	0,3	0,4	5,4	2,3	7,1	0,9	0,2	100,0	10	1	79	40	6	6	13	13	< 0,5	16	1,3
AJ-248	SA	66,5	14,6	5,0	0,1	2,6	3,6	3,9	2,9	0,7	0,2	100,0	10	2	29	< 20	36	< 1	11	74	< 0,5	19	1,6
AJ- 10C	SA	68,4	14,9	4,9	0,0	0,7	2,7	5,0	2,5	0,7	0,2	100,0	13	2	109	< 20	24	3	10	75	< 0,5	20	1,6
AJ-121	SA	65,3	15,0	6,0	0,1	1,5	4,1	4,3	2,4	1,1	0,3	100,0	16	1	215	40	14	3	11	71	< 0,5	20	1,7
AJ-262	SA	62,2	15,6	7,4	0,1	1,7	4,9	4,6	1,8	1,4	0,3	100,0	5	2	25	40	3	2	2	41	< 0,5	16	1,4
AJ- 134	MP	73,0	14,0	2,4	0,0	0,6	2,0	4,4	3,3	0,3	0,1	100,0	5	2	18	190	72	3	4	40	< 0,5	30	1,9
AJ- 29	MP	74,8	13,1	2,0	0,0	0,5	1,4	4,2	3,7	0,3	0,1	100,0	4	2	11	< 20	25	1	3	34	< 0,5	16	1,5
AJ- 38	MP	75,0	13,3	1,8	0,0	0,2	1,0	4,8	3,6	0,3	0,0	100,0	5	2	23	20	45	2	3	41	< 0,5	17	1,3
AJ- 46	MP	73,2	13,9	2,3	0,0	0,5	1,9	4,6	3,2	0,3	0,1	100,0	7	3	6	40	1	5	2	84	< 0,5	20	1,6
AJ- 230	Cu	72,6	13,3	3,4	0,1	0,4	1,7	4,5	3,5	0,3	0,1	100,0	7	2	12	< 20	16	< 1	4	66	< 0,5	20	1,5
AJ-92	Cu	71,7	13,9	3,6	0,1	0,4	1,8	4,9	3,3	0,4	0,1	100,0	7	2	12	< 20	19	1	5	75	< 0,5	19	1,4
AJ-103	Cu	72,2	13,9	3,6	0,0	0,3	1,4	4,7	3,4	0,4	0,1	100,0	7	3	6	40	1	5	2	84	< 0,5	20	1,6
AJ- 230	Cu	72,6	13,3	3,4	0,1	0,4	1,7	4,5	3,5	0,3	0,1	100,0	7	3	7	40	< 1	2	1	83	< 0,5	19	1,6
AJ- 291	Cu	73,2	13,4	3,1	0,1	0,4	1,3	5,1	3,1	0,2	0,1	100,0	4	2	9	20	84	1	1	44	< 0,5	17	1,5
AJ- 204	Cu	71,7	14,1	3,5	0,1	0,3	1,5	4,6	3,9	0,3	0,1	100,0	8	3	7	< 20	1	6	7	85	< 0,5	19	1,5
AJ- 13	Ec	66,1	16,3	4,2	0,0	2,0	4,7	4,4	1,7	0,6	0,2	100,0	9	1	84	30	33	12	14	53	< 0,5	18	1,3
AJ- 5	Ec	74,7	13,1	2,2	0,0	0,5	1,4	4,2	3,6	0,3	0,1	100,0	5	2	16	< 20	34	76	39	75	< 0,5	16	1,3
AJ- 171	Ec	76,6	12,9	1,5	0,0	0,1	0,9	3,9	4,0	0,1	0,0	100,0	2	2	6	< 20	< 1	6	4	45	< 0,5	15	1,4

Xenolito Intrusivo	B	63,9	16,0	5,7	0,1	2,7	5,3	4,1	1,4	0,7	0,1	100,0	16	1	97	60	13	22	10	57	< 0.5	17	1,6
156 granito	B	63,8	16,9	4,6	0,1	2,0	4,6	4,1	2,8	0,8	0,8	100,6	10	2	92	60	11	26	8	230	0,9	19	0,9

Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Pb	Th	U
21,0	1715,0	17,4	252,0	19,5	1,6	3887,0	54,9	125,0	16,4	64,6	10,4	2,7	6,5	0,8	3,7	0,6	1,6	0,2	1,3	0,2	5,2	1,2	86,3	5,0	3,3	1,1
8,0	477,0	29,7	157,0	3,7	< 0.1	164,0	9,4	24,4	3,7	17,4	4,5	1,6	5,2	0,9	5,3	1,1	3,2	0,5	2,9	0,5	3,2	0,3	48,9	< 3	0,9	0,4
113,0	27,0	76,6	488,0	12,6	1,6	752,0	40,7	91,9	11,5	47,0	11,0	1,1	11,6	2,0	12,6	2,6	7,8	1,2	7,9	1,2	11,1	1,3	222,0	10,0	10,4	3,2
31,0	310,0	45,5	256,0	7,3	1,2	406,0	19,1	45,8	6,3	27,8	7,2	2,0	7,4	1,3	8,2	1,6	4,7	0,7	4,5	0,6	6,8	0,9	188,0	< 3	3,0	1,1
110,0	27,0	73,4	424,0	11,4	4,6	747,0	40,7	90,4	11,1	45,5	11,0	1,1	10,6	1,9	12,7	2,6	7,8	1,2	7,9	1,2	12,1	1,5	232,0	11,0	10,5	3,5
2,0	444,0	26,9	103,0	2,5	0,3	128,0	7,2	18,8	2,8	13,6	3,9	1,5	4,2	0,8	4,9	1,0	2,8	0,4	2,7	0,4	2,8	0,4	129,0	< 3	0,3	0,1
31,0	288,0	44,6	213,0	6,8	0,7	330,0	17,1	42,0	5,8	26,5	7,1	2,2	7,4	1,3	8,0	1,6	4,7	0,7	4,3	0,6	6,3	0,8	91,8	< 3	2,6	1,0
78,0	419,0	20,3	172,0	6,7	3,1	867,0	20,2	43,0	5,1	19,7	4,2	1,0	3,8	0,6	3,7	0,7	2,0	0,3	2,0	0,3	4,4	0,5	< 0.5	6,0	8,1	2,8
29,0	1396,0	12,1	136,0	6,0	2,0	557,0	25,1	52,8	6,3	25,3	4,5	1,4	3,6	0,5	2,5	0,5	1,2	0,2	1,0	0,2	3,1	0,3	< 0.5	< 3	1,8	0,5
52,0	304,0	36,7	348,0	6,8	0,6	696,0	25,4	57,5	7,0	28,2	6,2	1,1	5,7	1,0	6,3	1,3	3,8	0,6	3,9	0,6	7,8	0,7	< 0.5	6,0	6,3	2,4
21,0	583,0	21,7	128,0	3,6	0,3	333,0	11,9	27,2	3,6	15,2	3,9	1,2	3,8	0,6	4,0	0,8	2,3	0,4	2,3	0,3	2,7	0,4	21,3	< 5	2,4	1,0
27,0	536,0	20,1	171,0	4,5	0,8	386,0	13,1	29,0	3,7	15,2	3,5	0,9	3,2	0,5	3,3	0,7	2,0	0,3	2,0	0,3	4,8	0,4	3,3	4,0	2,7	1,6
121,0	400,0	18,2	245,0	8,8	5,4	1112,0	29,1	59,4	7,1	26,6	5,1	1,1	4,2	0,6	3,3	0,7	1,8	0,3	1,7	0,3	5,5	0,8	3,3	14,0	15,2	3,7
68,0	91,0	51,6	367,0	11,0	1,5	729,0	31,7	66,1	8,5	33,9	8,0	1,6	7,8	1,4	9,1	1,8	5,5	0,8	5,4	0,8	9,8	1,5	223,0	6,0	6,8	2,4
89,0	135,0	28,3	242,0	5,8	4,8	782,0	24,0	47,4	5,5	21,7	4,5	0,8	4,4	0,7	4,4	0,9	2,8	0,4	3,1	0,5	5,1	0,9	321,0	17,0	5,9	2,3
73,0	134,0	28,0	235,0	5,8	4,5	782,0	23,2	46,9	5,7	20,8	4,5	0,9	4,3	0,7	4,5	0,9	2,9	0,5	3,0	0,5	4,9	1,0	377,0	7,0	6,0	2,2
66,0	164,0	29,8	213,0	4,6	1,4	764,0	25,0	51,6	6,4	24,8	5,4	1,0	5,0	0,8	5,0	1,0	3,0	0,4	3,1	0,5	4,4	0,8	208,0	6,0	5,9	2,3
72,0	142,0	27,5	243,0	6,1	5,5	774,0	22,2	45,4	5,5	20,4	4,4	0,9	4,2	0,7	4,4	0,9	2,8	0,4	2,8	0,5	5,2	1,0	397,0	6,0	5,9	2,1
70,0	151,0	27,3	235,0	5,8	1,8	791,0	22,9	46,9	5,6	21,4	4,5	1,0	4,3	0,7	4,3	0,9	2,8	0,4	3,0	0,5	5,1	0,8	186,0	5,0	6,0	2,3
74,0	129,0	27,8	241,0	6,1	3,3	783,0	23,0	46,3	5,6	21,0	4,6	0,9	4,3	0,7	4,4	0,9	2,8	0,4	3,1	0,5	5,0	1,0	333,0	13,0	6,0	2,2
73,0	119,0	29,4	208,0	5,7	1,9	772,0	24,1	49,0	5,8	21,9	4,6	0,8	4,2	0,8	4,9	1,0	3,0	0,5	3,3	0,5	5,8	0,9	142,0	6,0	6,3	2,3
39,0	300,0	37,2	266,0	7,8	3,5	542,0	21,6	48,3	6,3	26,9	6,3	1,9	6,8	1,1	6,7	1,3	3,7	0,6	3,8	0,6	5,5	0,9	156,0	11,0	3,5	1,3
33,0	301,0	35,6	234,0	8,2	0,5	469,0	21,1	43,5	5,9	24,8	5,8	1,5	5,7	1,0	6,0	1,2	3,5	0,5	3,2	0,5	5,9	0,7	2,1	5,0	3,4	1,2
35,0	251,0	41,9	252,0	9,4	2,1	509,0	23,8	53,9	6,9	29,6	7,1	2,0	7,1	1,2	7,6	1,5	4,4	0,6	4,0	0,6	7,0	1,0	116,0	< 3	3,8	1,4
41,0	263,0	34,9	208,0	8,2	1,1	430,0	19,7	43,2	5,6	23,7	5,8	1,6	5,6	1,0	6,2	1,2	3,6	0,5	3,5	0,6	5,7	0,9	64,8	4,0	3,3	1,2
69,0	200,0	33,7	279,0	8,8	1,7	620,0	22,0	46,7	6,0	24,2	5,8	1,3	5,9	1,0	6,1	1,2	3,5	0,5	3,5	0,5	5,6	0,7	< 0.5	5,0	4,5	1,6
77,0	170,0	40,3	298,0	9,1	2,9	672,0	26,2	55,8	6,8	27,4	6,5	1,4	6,5	1,1	6,9	1,4	4,0	0,6	4,2	0,7	6,7	0,8	< 0.5	8,0	5,8	2,1
117,0	337,0	20,1	217,0	7,9	6,2	552,0	18,4	41,0	4,9	19,0	4,0	0,9	3,8	0,6	3,5	0,7	2,1	0,3	2,0	0,3	5,5	0,9	< 0.5	< 3	13,8	3,6
161,0	74,0	26,2	179,0	5,8	0,8	771,0	17,7	38,8	4,9	20,0	4,6	1,2	4,8	0,8	4,5	0,9	2,7	0,4	2,8	0,4	4,0	0,6	19,7	< 5	4,2	1,6
51,0	120,0	27,7	194,0	6,0	0,3	494,0	16,2	35,8	4,4	18,1	4,2	1,3	4,4	0,8	4,9	1,0	2,9	0,4	2,9	0,4	4,3	0,6	2,2	< 5	5,1	1,8
61,0	189,0	40,7	344,0	10,5	2,5	659,0	26,2	55,6	7,1	29,1	6,7	1,6	6,7	1,1	6,8	1,4	4,2	0,6	4,1	0,7	7,3	1,1	248,0	6,0	5,3	2,0
62,0	221,0	43,6	244,0	8,4	1,9	549,0	26,4	51,6	7,0	29,0	6,7	1,6	6,9	1,2	7,5	1,5	4,4	0,6	4,2	0,7	6,9	1,1	151,0	4,0	4,4	1,8
37,0	274,0	34,3	235,0	8,5	1,1	461,0	20,1	45,2	5,9	25,6	6,2	1,7	6,4	1,0	6,2	1,2	3,6	0,5	3,4	0,5	4,8	0,8	3,3	< 5	3,6	1,4
85,0	143,0	25,7	160,0	4,5	3,4	665,0	19,9	41,3	4,8	17,5	3,8	0,7	3,5	0,6	3,9	0,8	2,6	0,4	2,7	0,4	4,7	0,6	1,7	8,0	7,2	2,6
4,0	80,0	27,8	215,0	5,0	< 0.1	705,0	17,0	40,5	5,8	26,0	6,0	2,1	5,4	0,9	5,1	1,0	2,8	0,4	2,6	0,4	3,2	0,5	195,0	8,0	0,5	0,2
95,0	75,0	31,9	205,0	6,6	3,0	715,0	23,5	48,0	5,6	21,8	4,6	0,6	4,6	0,8	4,9	1,0	3,2	0,5	3,5	0,5	5,0	1,0	208,0	8,0	8,0	3,1
87,0	147,0	25,4	198,0	5,5	4,5	732,0	21,5	43,5	5,1	18,5	4,1	0,7	3,9	0,7	4,1	0,9	2,6	0,4	2,8	0,4	4,5	0,9	325,0	8,0	7,2	2,7
67,0	105,0	49,7	364,0	11,6	2,7	710,0	28,2	61,8	7,7	31,1	7,4	1,5	7,1	1,3	8,2	1,7	5,0	0,7	5,1	0,8	9,9	1,1	22,5	8,0	6,3	2,5
72,0	114,0	46,7	372,0	10,7	3,0	951,0	30,8	65,4	8,1	31,4	7,4	1,5	7,0	1,3	8,2	1,7	4,9	0,8	5,0	0,7	9,9	1,3	143,0	8,0	7,0	2,7

78,0	115,0	60,0	368,0	10,0	2,6	1038,0	35,0	73,9	9,4	38,9	9,1	1,6	8,8	1,5	10,0	2,0	6,0	0,9	5,8	0,9	9,8	1,3	163,0	7,0	7,2	2,3
67,0	105,0	49,7	364,0	11,6	2,7	710,0	28,2	61,8	7,7	31,1	7,4	1,5	7,1	1,3	8,2	1,7	5,0	0,7	5,1	0,8	9,9	1,1	22,5	8,0	6,3	2,5
69,0	86,0	48,4	402,0	11,7	1,2	731,0	28,3	61,7	7,7	30,7	7,2	1,5	6,8	1,3	8,1	1,7	4,9	0,7	4,9	0,8	10,5	1,1	4,7	7,0	6,5	2,2
83,0	119,0	27,6	231,0	5,2	3,2	748,0	23,5	47,0	5,5	20,8	4,3	0,8	4,1	0,7	4,2	0,9	2,7	0,4	3,1	0,5	5,1	1,1	438,0	7,0	7,1	2,5
72,0	99,0	47,9	376,0	12,8	2,7	722,0	29,3	64,7	8,0	32,0	7,5	1,5	7,7	1,3	8,4	1,7	5,1	0,8	5,2	0,9	8,5	1,1	0,7	6,0	6,4	2,4
39,0	415,0	16,2	116,0	3,9	1,2	540,0	14,6	28,1	3,2	13,1	2,7	0,8	2,7	0,4	2,7	0,5	1,6	0,3	1,7	0,3	2,5	0,6	201,0	4,0	3,3	1,2
87,0	86,0	31,6	238,0	6,8	3,8	709,0	24,1	46,9	5,8	21,6	4,6	0,7	4,5	0,8	4,9	1,0	3,2	0,5	3,5	0,5	5,6	1,0	262,0	< 3	7,3	2,8
104,0	75,0	20,3	112,0	4,3	3,8	777,0	20,6	40,8	4,5	15,4	3,2	0,4	2,9	0,5	3,2	0,7	2,1	0,3	2,4	0,4	3,0	0,6	0,6	12,0	7,6	2,6
66,0	306,0	19,2	110,0	8,3	2,8	216,0	24,2	47,3	5,1	19,1	4,2	1,1	4,0	0,6	3,5	0,7	1,8	0,3	1,9	0,3	2,9	0,8	< 0,5	< 3	6,6	1,4
65,0	383,0	13,2	286,0	7,3	2,7	625,0	16,3	35,4	4,3	16,5	3,5	0,9	2,9	0,4	2,6	0,5	1,4	0,2	1,4	0,2	6,8	0,6	< 0,5	4,0	8,7	2,5

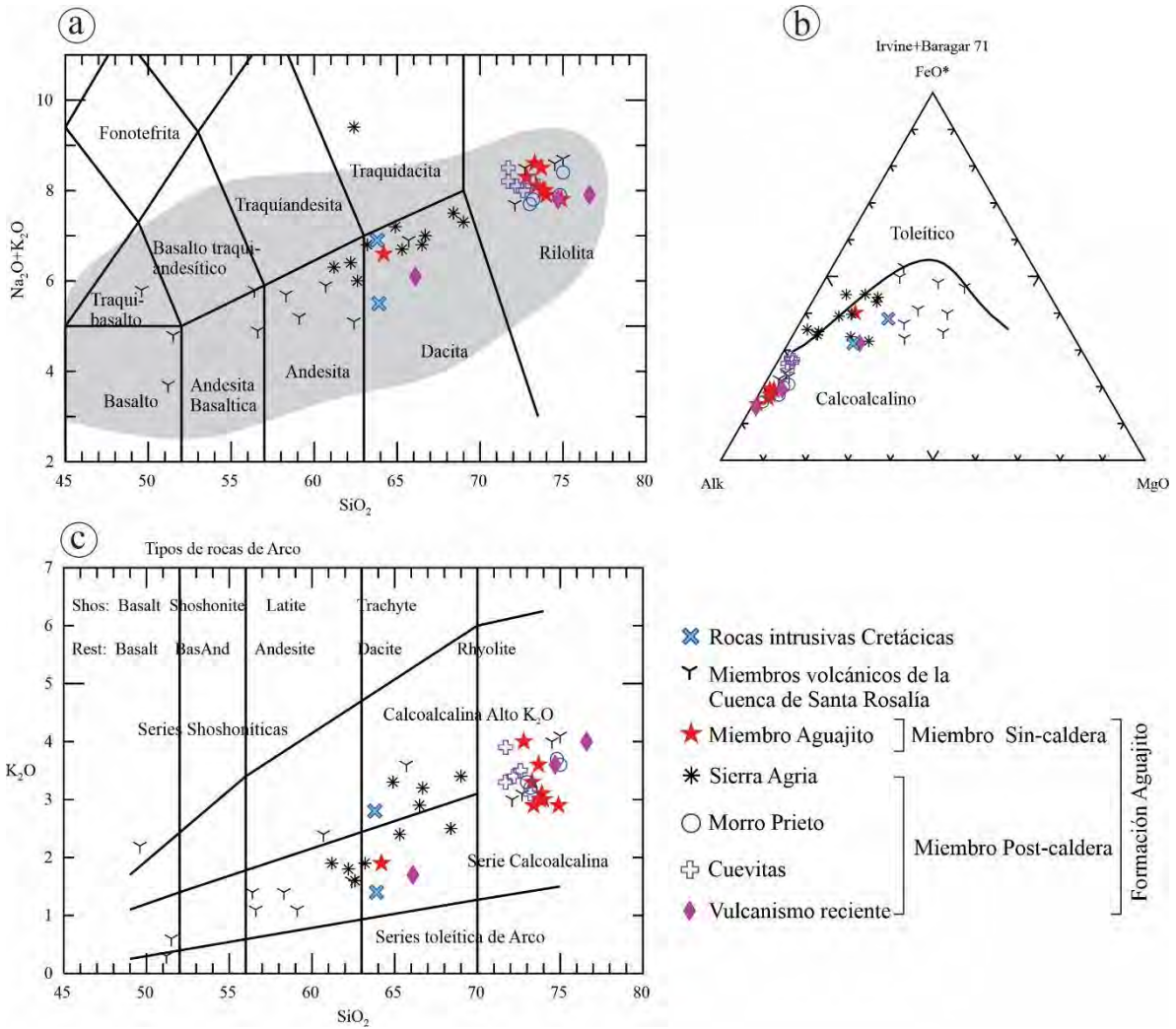


Figura 45. Diagramas de clasificación usando los elementos mayores de las rocas de la CA y sus alrededores, las muestras fueron graficadas con base anhidra. **a)** Diagrama TAS (total álcalis vs. sílice) después de Le Bas et al. (1986), donde las rocas del basamento presentan un rango amplio de composiciones, mientras que las rocas del miembro Sin-caldera son de composición riolítica a excepción de una dacita. Las muestras del miembro Post-caldera presentan composiciones desde andesitas a riolitas. **b)** Diagrama AFM donde la mayoría de las rocas se ubican en el campo calcoalcalino a excepción de algunas rocas del basamento y volcanes compuestos que sobrepasan la curva y se posicionan en el campo toleítico. **c)** Diagrama K_2O vs SiO_2 de Pecerrillo y Taylor (1976), donde se observa el contenido de potasio de las rocas.

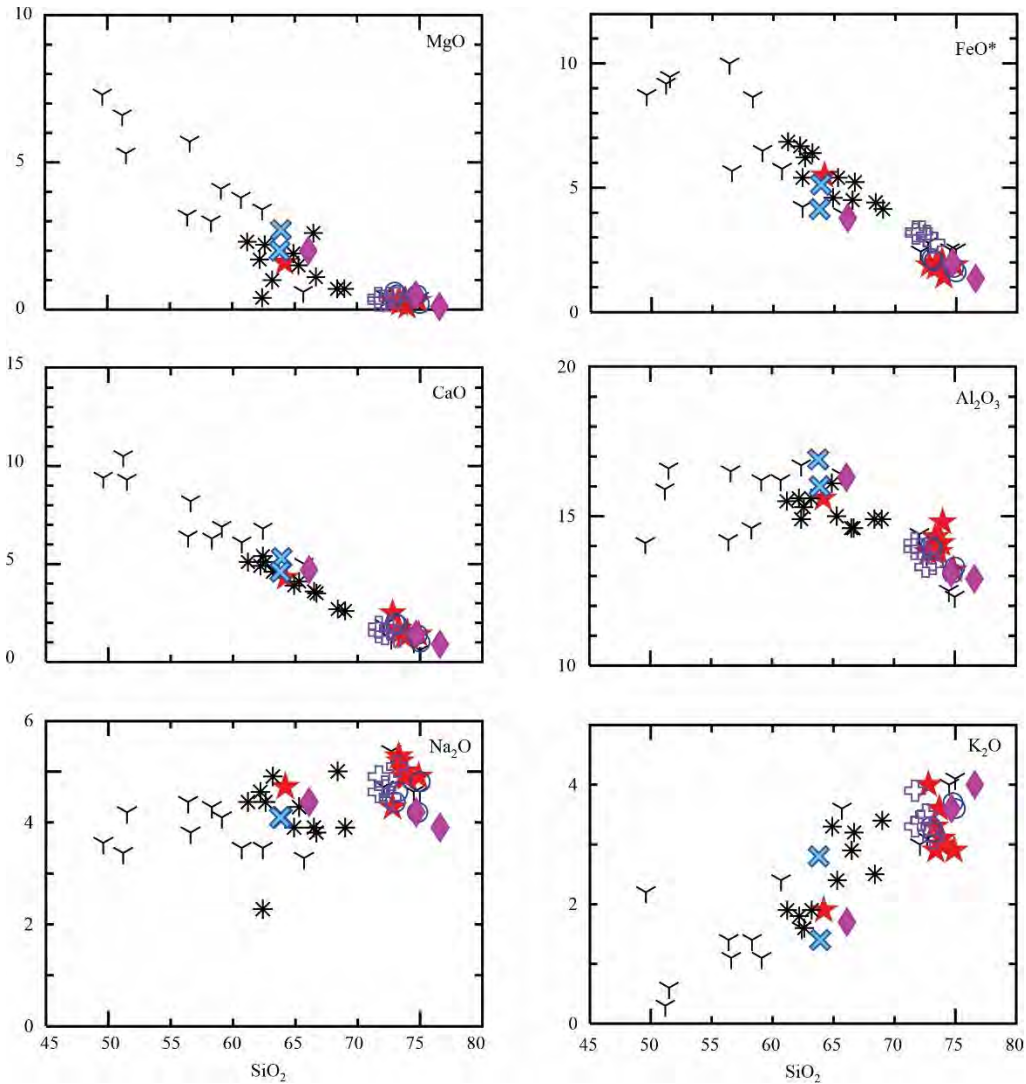


Figura 46. Diagramas Harker (elementos mayores), donde se observan tendencias lineales negativas con respecto al SiO_2 vs MgO , FeO , CaO . El SiO_2 con respecto al Al_2O_3 , Na_2O y K_2O muestra tendencias negativas, planas y positivas respectivamente. Símbolos igual que en la figura 45.

Las gráficas de los elementos traza y tierras raras en los diagramas multielementos permiten una mayor discriminación de las rocas analizadas por lo que se usaron las gráficas de Sun y MacDonald (1989) normalizadas a condritas y manto primitivo. En la normalización con respecto a la condrita (Figura 48), se observa una anomalía en Europio y que la mayoría de las rocas están enriquecidas en Tierras Raras Ligeras (LREE) por encima de 10 unidades logarítmicas, mientras que las Tierras Raras Pesadas (HREE) están empobrecidas. Las rocas

normalizadas con el manto primitivo (Figura 49) muestran enriquecimientos en los Elementos de Radio Iónico Grande (LILES), los Elementos de Alto potencial Iónico (HFSE) presentan valores ligeramente planos, mientras que en los demás son variables, sin embargo, siempre menores a los HFSE. En todas las figuras están presentes las anomalías de Nb y Ta. Los patrones geoquímicos del miembro Sin-caldera y Post-caldera son similares, hay enriquecimiento en LREE, anomalía de Eu y patrón plano en las HREE. Los LILES están enriquecidos con respecto a los HFSE y se observan las anomalías en Nb, P y Ti. Como en las rocas del basamento, en las rocas de la CA se observa la anomalía negativa de Sr. El patrón diferente en el diagrama de las rocas riolíticas Sin-caldera, pertenece a una dacita encontrada en el depósito piroclástico FPpb del miembro Sin-caldera.

El miembro Post-caldera Sierra Agría (~0.9 Ma), presenta los mismos patrones químicos que las rocas del miembro Sin-caldera, sin embargo, hay variabilidad en el eje Y. Los miembros Post-caldera Morro Prieto y Cuevitas presentan el mismo comportamiento a excepción de la muestra 29 (Morro Prieto) que, en la gráfica normalizada a condrita, contrasta con las demás rocas por la ausencia de la anomalía de Eu y marcados empobrecimientos en Rb, Th, y U con respecto a la normalización a manto primitivo (Figura 49; Morro Prieto). Los análisis geoquímicos del vulcanismo reciente presentan los mismos patrones que las rocas de los miembros Sin-caldera y Post-caldera.

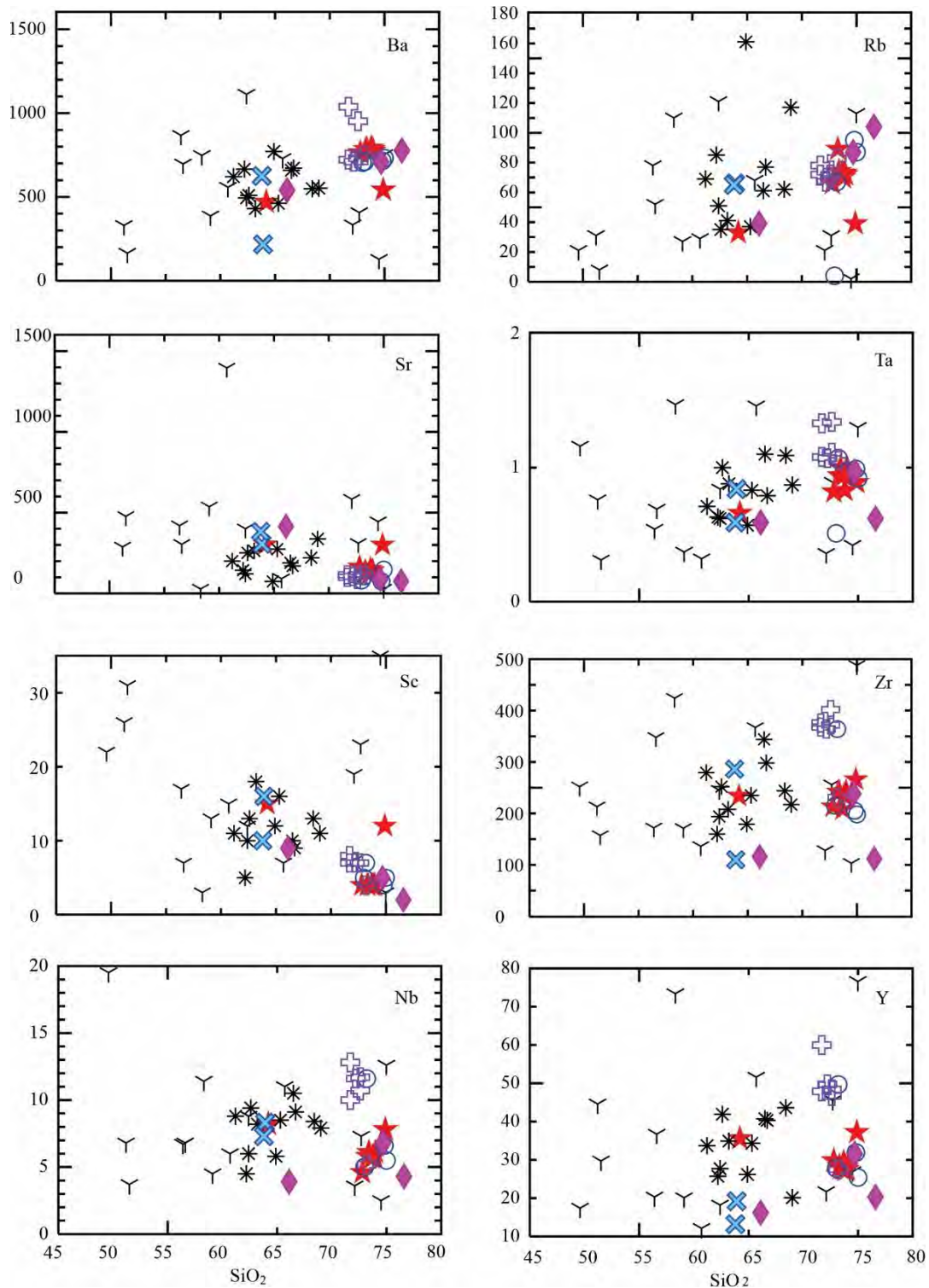


Figura 47. Diagramas de variación Harker de los elementos traza. Se observan comportamientos similares entre las rocas de la caldera (estrellas rojas). Las rocas más antiguas (miembros volcánicos de la CSR) y Post-caldera muestran mayor dispersión. Símbolos igual que en las figuras anteriores.

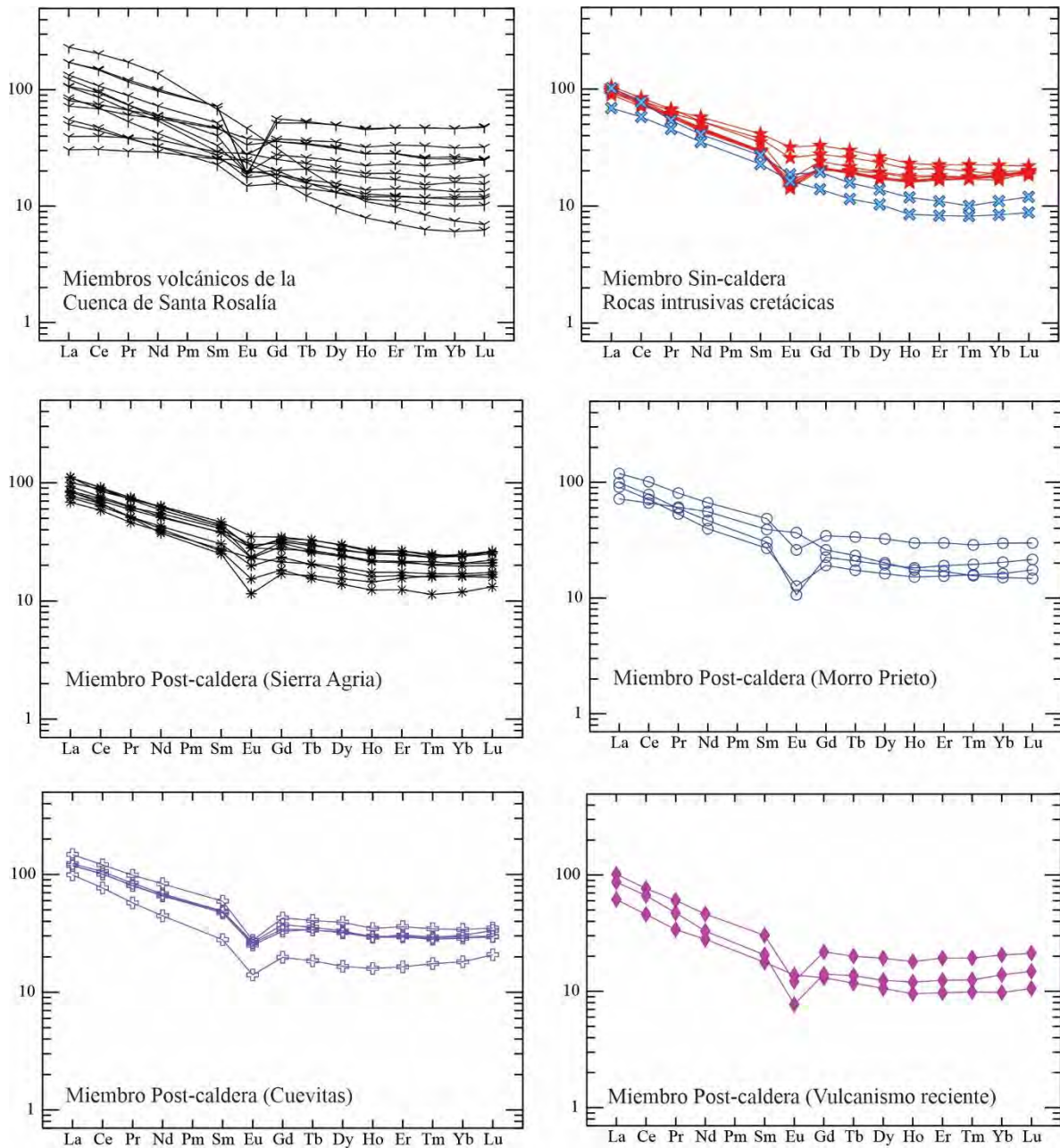


Figura 48. Normalización a Condrita de las diferentes unidades y miembros volcánicos encontrados en la zona de estudio. En cada diagrama se especifica qué rocas se están graficando y se usan los mismos símbolos que en las gráficas anteriores.

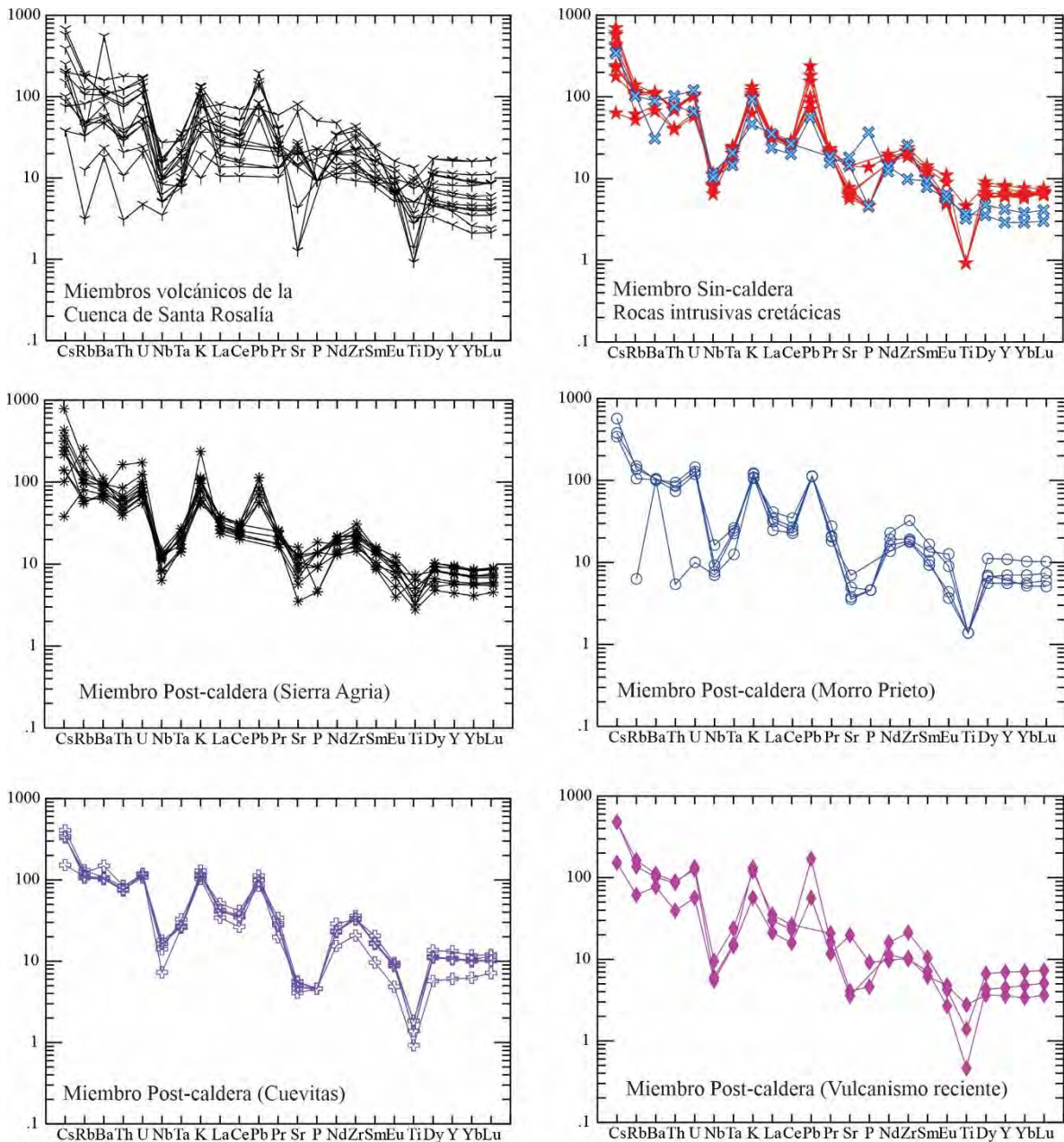


Figura 49. Normalización a Manto Primitivo de las rocas del área de estudio. A excepción de algunas rocas de los miembros volcánicos de la CSR, todas presentan un patrón químico de zonas de subducción.

7. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Se realizaron 10 análisis isotópicos de Sr-Nd-Pb cubriendo un amplio rango composicional (traquibasaltos, basaltos, andesitas, dacitas y riolitas) y cronológico (3.7-0.4 Ma) de las rocas de la zona de estudio, los resultados se presentan en las tablas 5 y 6. Las rocas más antiguas

del basamento y miembro San Alberto, tienen composiciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que varían entre 0.703551 y 0.703995, así como relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre 0.51295 y 0.51281, respectivamente. Los valores isotópicos de Pb de estas rocas van de 18.9440 a 18.6825 ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), 15.9816 – 15.5754 ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), y 38.9656 – 38.4027 ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Las rocas Sin-caldera del miembro Aguajito tienen relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que van desde 0.70379 a 0.703636, y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ desde 0.51291 a 0.51288 ($\epsilon\text{Nd} = + 5.34$ to $+4.66$). Las relaciones de plomo van de 18.7310 a 18.7221 de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, desde 15.5955 a 15.5837 de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, y desde 38.5224 a 38.4831 de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Las rocas de los miembros Post-caldera (Sierra Agria, Morro Prieto y Cuevitas) tienen relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.703707 a 0.703933 y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0.51289 a 0.51293. Los isótopos de plomo tienen rangos variables, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18.7172 a 18.7707, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ desde 15.5859 hasta 15.6114 y la relación de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ es de 38.4769 – 38.5752. Los valores isotópicos de este trabajo fueron comparados con las rocas de las erupciones principales de otros dos volcanes cuaternarios de la zona de estudio (Figura 50) la caldera La Reforma (García-Sánchez, 2019) y el CVTV (Sosa-Ceballos et al., 2019), así como con algunas rocas del Mioceno – Pleistoceno de la Península de Baja California (Cameron y Cameron 1985; Herzig et l., 1990; Lynch et al., 1993; Luhr et al., 1995; Aguillon-Robles et al., 2001; Benoit et al., 2002; García-Sánchez et al., 2017).

La roca más radiogénica, corresponde al traquibasalto (SnA 3.7 Ma) de un miembro volcánico de la CSR con una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.70399. Para la etapa Sin-caldera, las pómez riolíticas del miembro Aguajito (~1.1 Ma) encontradas en el depósito Cp y FPpb presentan relaciones 0.703791 y 0.703735 respectivamente. La dacita del depósito FPpb tiene una relación ligeramente menos radiogénica de 0.703636. El vulcanismo Post-caldera que formó el miembro Sierra Agria presenta relaciones de 0.703707 para las andesitas y 0.703526

para las dacitas. Las lavas del miembro Morro Prieto tienen relaciones de 0.703604 a 0.703862 (0.6-0.4 Ma), el miembro Cuevitas tiene relaciones de 0.703933.

La relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para el traquibasalto es la más baja (3.7 Ma; 0.51281) seguida de las rocas intrusivas (0.512845-0.512848) y de las riolitas de la caldera (0.51287-0.51288). La dacita del depósito FPpb tiene una relación 0.51291. Los valores para las rocas Post-caldera del miembro Sierra Agria son de 0.51289 a 0.51291. Los domos del miembro Morro Prieto de 0.51292 a 0.51293 y las lavas del miembro Cuevitas de 0.51293; la relación más alta $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ es para el xenolito intrusivo (0.51295). El rango del ϵNd más bajo corresponde al traquibasalto (3.32) y el valor más alto corresponde al xenolito intrusivo (6.08). Las pómez riolíticas de los depósitos del miembro Aguajito tienen valores entre 4.56 y 4.66 y la dacita de 5.34. Las rocas del miembro Post-caldera presentan valores 4.92 y 5.21, los domos alineados NW de 5.43 a 5.65 y la lava analizada del borde de la caldera 5.65. En general, las rocas desde el basamento hasta el vulcanismo más reciente se ubican dentro del arreglo del manto, así como las rocas de la caldera Reforma (García-Sánchez et al., 2018) y las rocas del CVTV (Figura 50).

Tabla 5. Resultados Sr, Nd de los análisis isotópicos realizados a varias rocas en el área de estudio.

Muestra	Edad (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 SE(M)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 SE(M)	ϵNd
Xenolito intrusivo	~90	0.703551	0.000006	0.512952	0.000004	6.1
AJ-17A*	3.7	0.703995	0.000004	0.512808	0.000002	3.32
AJ-55*	1.1	0.703791	0.000005	0.512877	0.000002	4.66
AJ-19 riolita*	1.1	0.703735	0.000005	0.512872	0.000002	4.56
AJ-19 dacita*		0.703636	0.000004	0.512912	0.000002	5.34
AJ-221*	0.9	0.703707	0.000005	0.512890	0.000002	4.92
AJ-90*	0.9	0.703526	0.000004	0.512905	0.000002	5.21
AJ-38	0.6	0.703604	0.000007	0.512926	0.000004	5.65
AJ-29	0.4	0.703863	0.000007	0.512918	0.000004	5.43
AJ-92		0.703933	0.000006	0.512930	0.000004	5.65

Las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ son similares en las rocas que conforman los miembros Sin-caldera y Post-caldera, van desde 18.7172 a 18.7719 (figura 51). Las relaciones más altas corresponden a las rocas intrusivas cretácicas (19.0995; 18.9440), mientras que la más baja la tiene el traquibasalto (18.6825). Las relaciones $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varían entre 15.5754 y 15.5969. Sin embargo, se tienen relaciones más altas para los volcanes compuestos (15.6018-15.6011) y para los domos recientes (15.6099-15.6114). Las rocas intrusivas cretácicas presentan una relación de 15.592 a 15.581. Las relaciones $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ van de 38.402 a 38.965, la más alta corresponde el xenolito intrusivo.

Tabla 6. Resultados isotópicos de Pb de rocas con un rango en edad desde ~90 Ma hasta 0.4 Ma.

Muestra	Edad (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(% std err)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(% std err)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(% std err)
Xenolito Intrusivo	~90	18.9440	0.012	15.5816	0.013	38.9656	0.015
AJ-17	3.7	18.6825	0.022	15.5754	0.022	38.4027	0.021
AJ-RF-55	1.1	18.7310	0.016	15.5955	0.016	38.5224	0.016
AJ-19 Riolita	1.1	18.7221	0.022	15.5837	0.021	38.4831	0.023
AJ-19 Dacita		18.7248	0.024	15.5867	0.024	38.4923	0.026
AJ-221	0.9	18.7536	0.032	15.5969	0.036	38.5341	0.041
AJ-90	0.9	18.7438	0.030	15.5919	0.032	38.5100	0.035
AJ-38	0.6	18.7354	0.018	15.6114	0.020	38.5573	0.026
AJ-29	0.4	18.7172	0.017	15.5859	0.016	38.4769	0.016
AJ-92		18.7707	0.017	15.6099	0.018	38.5752	0.019

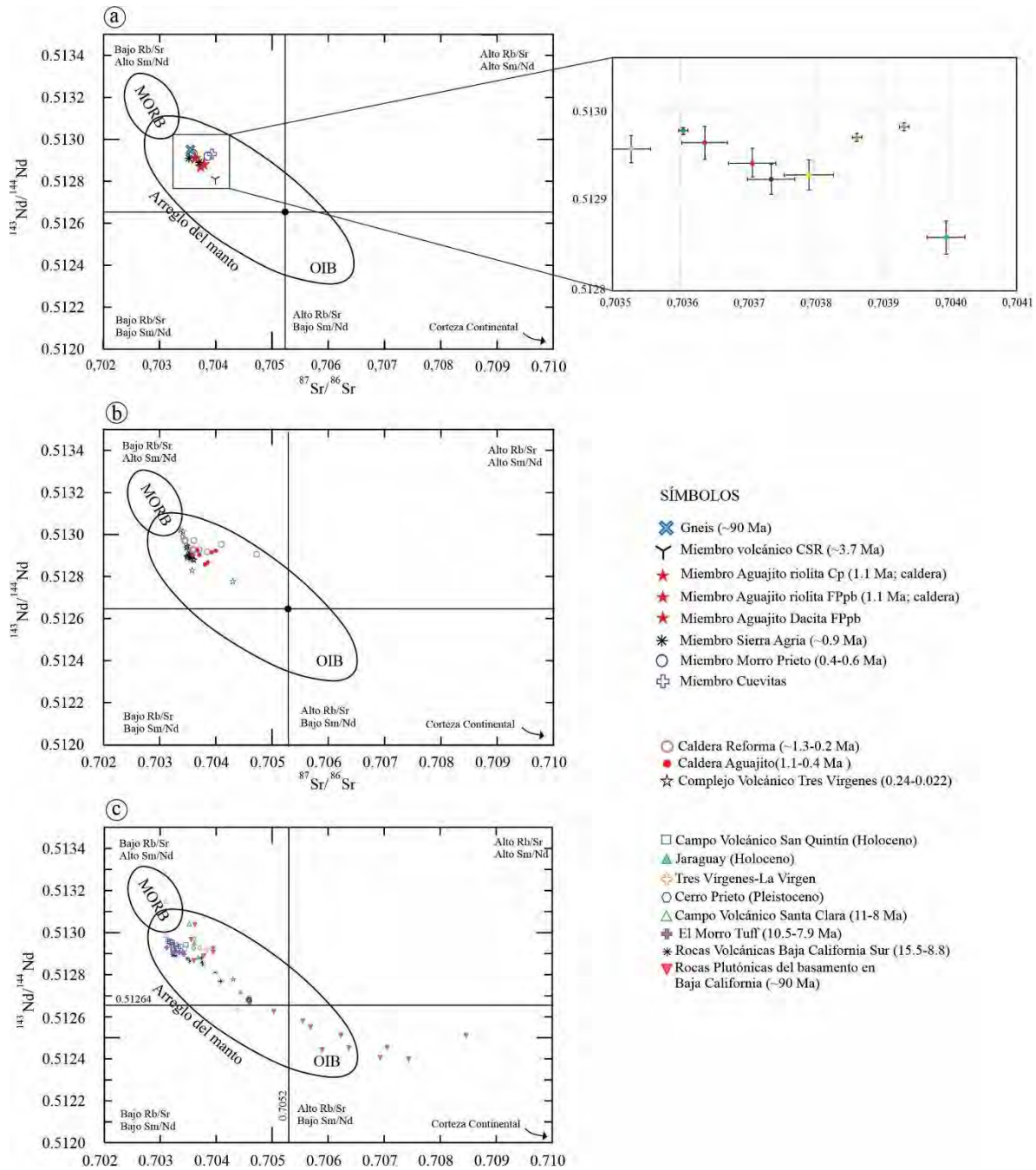


Figura 50. Relaciones Sr-Nd de las rocas involucradas en este estudio. a) Rocas analizadas en este trabajo, al lado derecho se observa la gráfica del error analítico. b) Comparación de los isótopos de la caldera La Reforma, CVTV y El Aguajito. c) Análisis isotópicos en otros lugares de la península de Baja California.

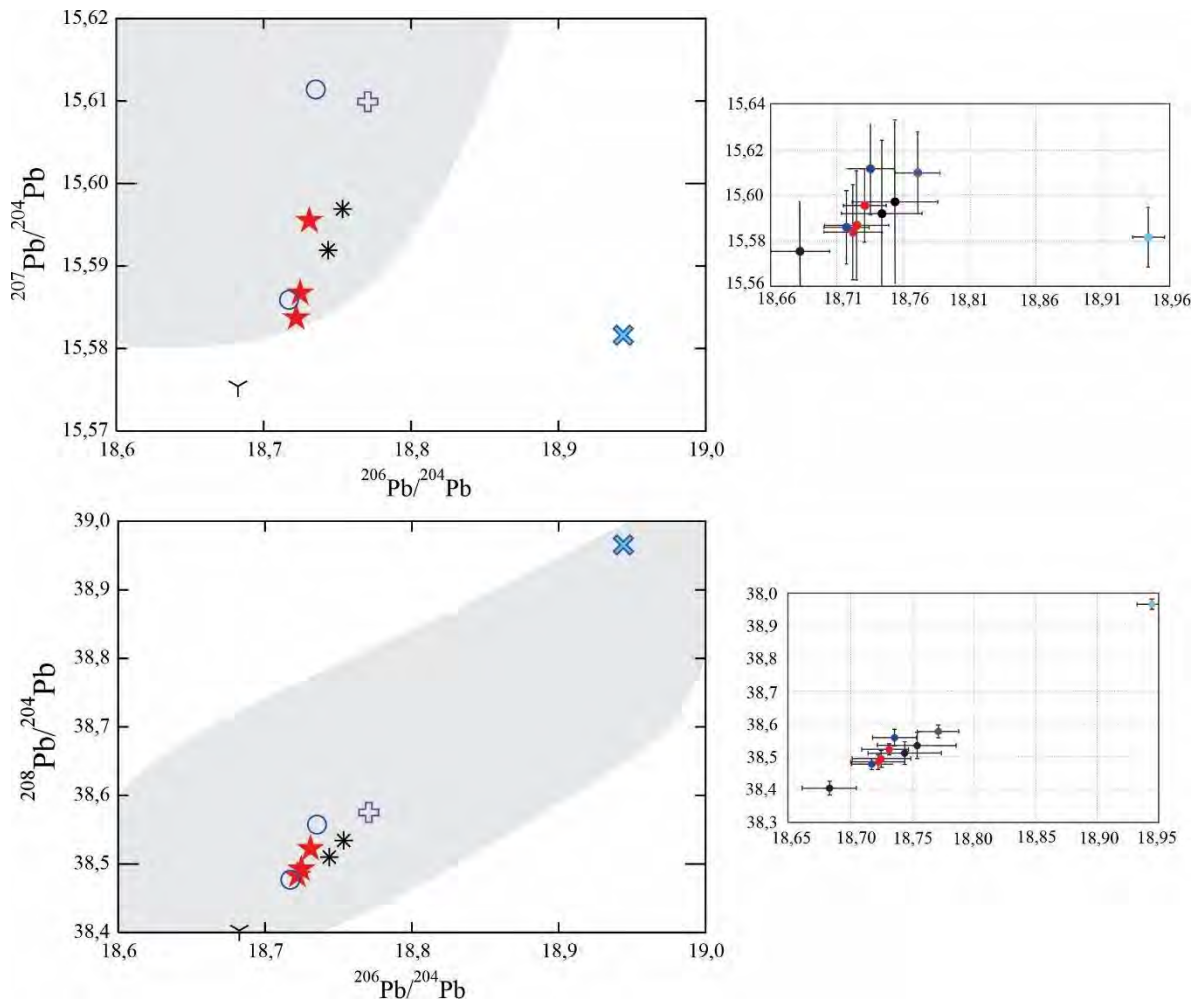


Figura 51. Diagramas de las relaciones isotópicas de Pb realizados en este trabajo. A la derecha se encuentran graficados los errores analíticos. Las sombras en color gris representan análisis en varias rocas de la península de Baja California.

8. DISCUSIÓN

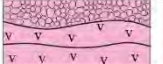
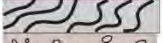

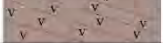
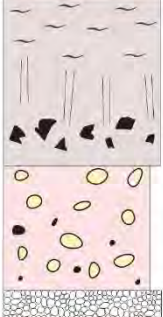
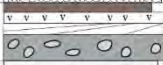


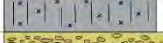







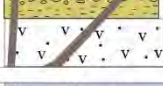


8.1. Registro estratigráfico previo a la erupción de El Aguajito

El registro estratigráfico de la zona de estudio (Figura 52) indica que antes del comienzo de la sedimentación y vulcanismo en la CSR, el basamento expuesto correspondía a los Batolitos Peninsulares y a las rocas volcanoclásticas del Grupo Comondú. Aunque no se incluye en la columna estratigráfica, es importante mencionar que nuevos trabajos estratigráficos y geocronológicos, reportan rocas más antiguas (> 23 Ma) que el grupo Comondú aflorando al

sur de la caldera La Reforma, (Ocampo-Díaz et al., en prensa). Estas rocas, estarían asociadas a la Formación El Salto y a la subducción de la placa Farallón y no a la subducción de la microplaca Guadalupe que formó el arco Comondú desde ~ 24 Ma hasta ~12 Ma.

Después del cese de la subducción (~12 Ma) y la instalación de un sistema transtensional, comenzaron a formarse cuencas marginales a lo largo de la Península de Baja California, entre ellas, la Cuenca de Santa Rosalía. En esta última, ocurrió la sedimentación de limolitas en ambientes marinos someros o de laguna donde bivalvos, gasterópodos y equinodermos coexistieron (Wilson y Rocha, 1955). Estas rocas, corresponden a las formaciones sedimentarias marinas El Boleo, Tirabuzón e Infierno (Mioceno superior – Pleistoceno) descritas por Wilson y Rocha. (1955) para las que recientemente se reportaron nuevas localidades en bajo los depósitos volcánicos de la caldera El Aguajito y La Reforma. Estos depósitos sedimentarios, fueron descritos como una secuencia de areniscas fosilíferas y limolitas, con abundantes fósiles de dientes de tiburón y rayas, se pudieron correlacionar con la Formación Tirabuzón y permitieron hacer aportes con respecto a la distribución y sedimentación de la cuenca (Lira-Beltrán et al., 2020).

Los resultados obtenidos en este trabajo (cartografía, estratigrafía y geocronología) han ayudado a entender las relaciones entre el vulcanismo y la sedimentación marina en esta parte de la península de Baja California que, de acuerdo a la distribución de los depósitos y nuevas edades, quedó restringida por la actividad volcánica que comenzó a cerrar la cuenca limitando algunos corredores sedimentarios. Los primeros indicios de vulcanismo tuvieron lugar hace 4.8 Ma (miembro Coyotitos) con el emplazamiento de ignimbritas subáreas que sobreyacen a la Formación Tirabuzón y afloran a lo largo del cañón Cimarrón.

Nombre unidad Litoestratigráfica	Columna	Descripción
Complejo Volcánico Tres Virgenes	CVTV 	0.2 - 0.02 Ma* Tres volcanes recientes El Viejo, El Azufre y La Virgen. Formados por flujos de lava y depósitos de caída.
Formación Aguajito	Miembro post-Caldera Cu  MP  SA 	0.6 - 0.4 Ma Domos conformados por flujos de lavas bandeadas 1.08 - 0.9 Ma Flujos de lava intercalados con flujos piroclásticos que constiuyen al menos dos volcanes compuestos.
	Miembro sin-Caldera Aj 	1.1 Ma* Depósito de caída sobreyacido por un flujo piroclástico de pómez (blanca y gris) y un flujo piroclástico de pómez soldado (fiammes) que hacen parte de la erupción de la caldera El Aguajito.
	Miembro Pre-caldera 	1.19 Ma* Capas de depósitos volcánicos intercalados con rocas sedimentarias de origen continental.
Sucesión Santa Rosalía	Caldera Reforma CR 	1.29 Ma* Secuencia de flujos piroclásticos asociados a tres colpasos de caldera.
	Miembro Hueso H 	1.29 Ma* Ignimbrita con fiammes de color rojo.
	Miembro Punta Candelero PC 	1.36 Ma* Lavas con disyunción columnar que afloran en la desembocadura del cañón El Álamo.
	Miembro Azufre Az 	1.8 Ma Lavas almohadilladas que forman estructuras peperíticas con rocas sedimentaria marinas.
	Miembro Ignimbrita Carrizo IC 	1.89 Ma* Ignimbrita roja compuesta por pómez gris y pómez amarilla.
	Miembro Cueva Amarilla CA 	2.39 Ma* Depósito de flujo piroclástico con pómez en la base y escoria hacia la parte superior se enriquece en escoria. A este depósito lo sobreyace un flujo de lava que forma estructuras peperíticas.
	Lava Amarilla LA 	Flujo de lava de color amarillo.
	Miembro Mesa de Enmedio ME 	2.5 Ma* Flujo piroclástico de pómez con fragmentos de pómez que alcanzan hasta 1 m de diámetro sobreyacido por arenas fosilíferas.
	Miembro San Alberto SuA 	3.7 Ma Flujo de lava de color gris oscuro, sobreyacido por un flujo piroclástico de pómez.
	Miembro Basal Sedimentario 	Rocas sedimentarias marinas con fósiles de ostrácodos, gasterópodos, equinodermos y dientes de tiburón.
Miembro Coyotitos Cy 	4.8 Ma Flujo piroclástico de pómez sobreyacido por areniscas y conglomerados ambos atravesado por diques.	
Basamento	Grupo Comondú GC 	21.59 ± 0.29* Brechas, areniscas, conglomerados continentales y lavas masivas. En la zona afloran las lavas de Santa Lucía.
	Batolitos Peninsulares BP 	99.1 ± 0.8* Roca ígnea fanerítica con cristales de cuarzo, feldespato, plagioclasa, anfíbol y biotita. Hace parte de las rocas cretácicas conocidas como batolitos peninsulares.

Extensión

Subducción

Figura 52. Columna estratigráfica generalizada del área de estudio. Las edades con el símbolo* fueron tomadas de Osorio-Ocampo et al., 2019 y García-Sánchez et al., 2019.

También fueron encontrados depósitos volcánicos recientes (3.7 Ma; miembro San Alberto) al occidente de la CA que, al parecer provienen de la Sierra San Francisco, no reportados antes para la zona. El registro más completo de la coexistencia entre la sedimentación marina y el vulcanismo aflora en diversos cañones como El Álamo, que limita las Sierras de El Aguajito y La Reforma (Osorio-Ocampo et al., 2019). Allí, se reporta una secuencia de ocho depósitos volcánicos intercalados con rocas sedimentarias entre 2.5 Ma y 1.3 Ma que no habían sido descritas. Así mismo, el cañón El Azufre, ubicado entre la Sierra El Aguajito y el CVTV es un buen lugar para observar relaciones estratigráficas entre la sedimentación marina (Formación Tirabuzón; Lira-Beltrán et al., 2020) y el vulcanismo submarino (lavas almohadilladas; 1.8 Ma), que en ocasiones forman estructuras peperíticas con sedimentos marinos. De manera aislada, se presenta otro pulso de vulcanismo sub-aéreo de 1.29 Ma en el cañón El Hueso al noroccidente de la CA en donde ocurre una ignimbrita que posiblemente esté asociada al vulcanismo Sin-caldera de La Reforma, pues su edad es de 1,29 Ma. Sin embargo, debido a la falta de afloramientos fue difícil su correlación. El vulcanismo ocurrido entre 5 y 1.29 Ma, no se pudo correlacionar de manera local ni regional, pues sus centros volcánicos están ausentes debido a que la región ha estado sujeta a fuerte tectonismo, vulcanismo y erosión. Sin embargo, los resultados obtenidos a partir de la geocronología de las rocas volcánicas fueron de gran apoyo para establecer las relaciones estratigráficas de las rocas sedimentarias (Formaciones Tirabuzón e Infierno) a nivel regional.

Posterior a los eventos mencionados anteriormente, hace ~1.3 Ma, comenzó el vulcanismo en la caldera La Reforma, la cual representa la estructura volcánica más antigua reconocible en la región. Las erupciones de esta caldera iniciaron probablemente en un ambiente submarino dado que sus primeros depósitos están representados por brechas y lavas

almohadilladas. Se trata de una caldera anidada que tuvo tres fases caldéricas ocurridas hace 1.3, 1.2 y 0.9 Ma (García-Sánchez et al., 2019). El periodo eruptivo de 0.9 Ma, indica que La Reforma continuaba activa cuando El Aguajito hizo erupción. En el Álamo se observaron flujos de lava y flujos piroclásticos intercalados con depósitos sedimentarios continentales. Estos depósitos evidencian la ausencia del mar en este tiempo lo que es ratificado por la presencia del paleosuelo de 50 cm de espesor que se desarrolló antes de la erupción de El Aguajito. Así mismo, de manera aislada en el occidente y sur de la caldera se observaron algunos domos (1.19 Ma).

8.2. Caldera El Aguajito

La caldera El Aguajito está representada por dos episodios eruptivos, el primero que causó el colapso de la caldera hace 1.1 Ma y corresponde a la etapa Sin-caldera y el segundo, que agrupa a los eventos Post-caldera (Figura 53):

Etapa Sin-caldera

El inicio de la actividad del Aguajito comenzó con la formación de una columna eruptiva probablemente de tipo pliniana que dispersó un depósito de caída de pómez (Cp) masivo. El lugar exacto del comienzo de esta erupción es incierto pues no se tienen suficientes lugares para reconstruir un mapa de isópacas. La morfología actual de El Aguajito tampoco permite definir un lugar de origen, el cual debe estar cubierto por depósitos volcánicos recientes o inclusive erosionado por la actividad volcánica posterior. Como se ha postulado en otras calderas (e.g. Campi Flegrei; Belluci et al., 2006; Ethiopian rift calderas; Acocella et al., 2003) el foco de emisión de la columna eruptiva pudo seguir una falla previa que hace parte del anillo de la caldera. La erupción también pudo haber iniciado de manera fisural, en este

caso, se propone que ocurrió a lo largo de la falla Cimarrón. Durante la primera fase eruptiva, antes del colapso, el evento expulsó la parte superior del magma reservorio y desarrolló una columna estable con una dispersión de lapilli y bloques (Cp) aproximada de 10 km hacia el este de la fuente. El colapso de la columna provocó un flujo piroclástico de pómez (FPpb) que contiene pómez blancas (riolitas) como las de la caída previa, y pómez de color gris (dacitas) en menor proporción y algunas pómez bandeadas, lo que sugiere un evento de mezcla de magmas como detonante de la erupción. Este primer evento debió extraer un volumen considerable de magma provocando inestabilidad en el techo de la cámara magmática lo que provocó su colapso. El colapso promovió la emisión de una brecha co-ignimbrítica rica en líticos que acompaña estos eventos (Walker, 1985), seguida de la emisión de flujos piroclásticos. La brecha co-ignimbrítica se dispersó a distancias no mayores a 2.5 km del anillo de la caldera y la ignimbrita alcanzó distancias hasta de 12 km desde la fuente en aquellos afloramientos observados en superficie. En la parte norte, estos depósitos debieron haber entrado al mar por lo que su extensión total y volumen se desconocen. Hacia el sur, a partir de la falla El Azufre, los depósitos del Aguajito se encuentran cubiertos por los depósitos del CVTV. Según los reportes del pozo LV-2 perforado por CFE, la ignimbrita de El Aguajito se encuentra a una profundidad entre 195 y 256 m (López et al., 1993). Esta profundidad podría corresponder a la falla El Azufre, la cual tiene movimiento transtensional dextral. En efecto, del lado derecho de la falla se observa la ignimbrita, mientras que del lado izquierdo, estos depósitos están ausentes y sólo se observan los depósitos del CVTV. Las dos etapas eruptivas descritas anteriormente para la erupción de la caldera El Aguajito también han sido descritas en otros volcanes (e.g. Campi Flegrei; Perrotta y Scarpati, 1994; Fedele et al., 2008); la ausencia de paleosuelos o depósitos removilizados entre los depósitos de las

dos etapas sugiere que no transcurrió un tiempo considerable entre éstas por lo que se consideran producto de una misma erupción.

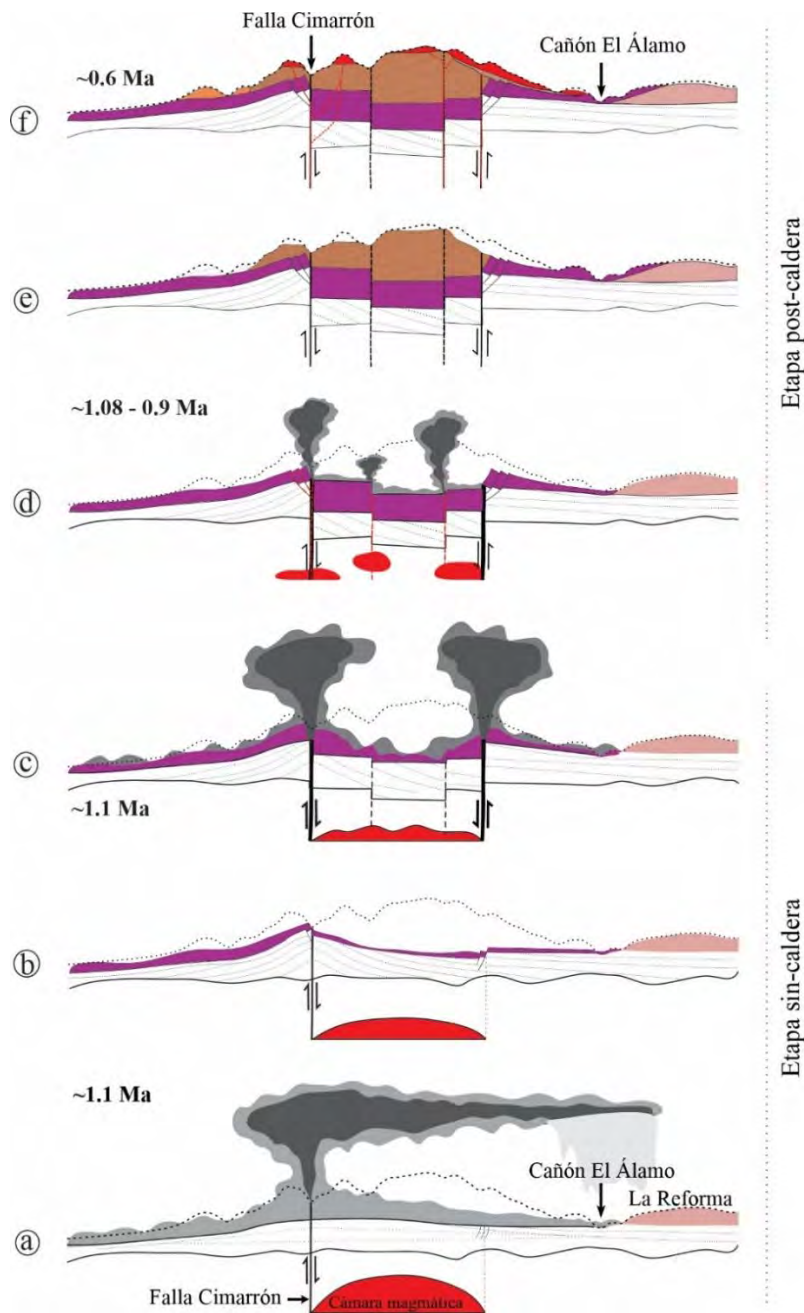


Figura 53. Etapas de evolución de la caldera. a y b) Primera erupción que comenzó por un conducto fisural que dispersó caídas y formó un flujo piroclástico. Durante este primer evento la parte de la cámara magmática se vació provocando la siguiente fase eruptiva. c) El techo de la cámara magmática colapsa formando un cráter con un diámetro aproximado de 5 km. d-f) Después de ~ 200 ka del colapso de la caldera, hubo un cambio en el estilo eruptivo. Este nuevo vulcanismo formó al menos dos volcanes compuestos en el interior de la caldera y varios domos.

Etapa Post-caldera

Después de la erupción principal de la caldera, el vulcanismo continuó y formó por lo menos dos volcanes compuestos (miembro Sierra Agria) en el interior del cráter. Estos dos volcanes están conformados por una alternancia de lavas y flujos piroclásticos de pómez alterados hidrotermalmente. Las composiciones de estos cuerpos varían de andesita a dacita y tienen edades entre 0.9 y 1.08 Ma. La identificación de los remanentes de estos dos volcanes se logró a partir de la diferente inclinación de los distintos depósitos, pues la morfología cónica de estos volcanes ha sido modificada significativamente por la tectónica activa a lo largo de la falla Cimarrón y la intensa alteración hidrotermal. Estos volcanes fueron construidos al interior de la caldera y están alineados a lo largo de la falla Cimarrón que continúa al sur como una fisura eruptiva a lo largo de la cual se han formado los volcanes del CVTV (Avellán et al., 2018; 2019). Aproximadamente 200 ka después, los primeros eventos magmáticos Post-caldera formaron el miembro Sierra Agria, así como ocho domos de composición riolítica (Morro Prieto) algunos asociados a estructuras N70O, de los cuales dos fueron fechados en 0.6 y 0.4 Ma. Como último evento Post-caldera, ocurrió una emisión de lavas de composición riolítica en el interior de la caldera y a lo largo del anillo caldérico, lo que es común como actividad tardía en los sistemas eruptivos caldéricos (Walker, 1984).

8.3. Tipo de caldera

Aunque la caldera El Aguajito fue definida como caldera resurgente por Garduño-Monroy et al. (1993), quienes consideraban los depósitos volcánicos en el interior como producto de resurgencia. Con las nuevas descripciones y edades radiométricas, se concluye que las rocas en el interior no corresponden a rocas del basamento y depósitos intracaldera como ocurre en la Caldera de la Reforma (García-Sánchez et al., 2019), si no, a eventos Post-caldera, lo

que indica que la caldera no puede clasificarse como resurgente. Por lo tanto, la morfología positiva presente en el interior, se debe al vulcanismo Post-caldera que emplazó volcanes compuestos, flujos de lava y domos.

El cráter de la caldera fue inferido a partir de la distribución de los depósitos de brecha co-ignimbrítica y flujos de lava Post-caldera que forman un arco alrededor del borde, característica común, en otras calderas del mundo (Williams, 1941; Smith y Bailey, 1968; Bacon, 1983; Lipman, 1984; Hildreth y Mahood, 1986; Martí et al., 1994). Estos flujos de lava, marcan el anillo de la caldera (color rojo en el mapa geológico) y están distribuidos en sentido horario desde el norte hasta el sur. En cambio, en su parte occidente el anillo o borde caldérico es rectilíneo y coincide con la falla Cimarrón. Por lo que la caldera no tiene morfología elíptica sino un cráter en forma de “D” comparable con morfologías en otras calderas, donde el control estructural define los bordes rectilíneos del anillo caldérico como Taupo en Nueva Zelanda (Spinks et al., 2005). El diámetro de El Aguajito es de ~5 km, lo que la clasifica como una caldera de pequeñas dimensiones (Williams, 1941; Cole et al., 2005) como Pinatubo (2.5 x 2.5 km; dacita; Filipinas), Cerro Blanco (6 km; riolita; Argentina); Kone (5 x 7.5; riolita; Etiopía), Witori (5 x 7.5; dacita; Papúa Nueva Guinea) enlistadas en el programa de vulcanismo global del Instituto Smithsonian y en la base de datos mundial de calderas de colapso (CCDB, por sus siglas en Inglés; Gayer y Martí, 2008).

El análisis sistemático de la subsidencia de las calderas, ha permitido definir varios tipos de colapso de acuerdo a su geometría, y sus características evolutivas y eruptivas. Esto se ha basado principalmente en los datos de campo y morfología con que han sido definidas cinco geometrías de subsidencia: Pistón, caótica, trampa, subsidencia y embudo (e.g. Lipman, 1997). La caldera El Aguajito no encaja en la clasificación de Lipman (1997), debido a que

el vulcanismo Post-caldera está sobre-impuesto y al fuerte control estructural del área. Por ello, elegimos clasificar la caldera con base en la estratigrafía de los depósitos como lo propusieron Martí et al. (2009), clasificación en cual consideran las calderas formadas por sobrepresión y descompresión del sistema magmático. El primer tipo, ocurre debido al colapso súbito del techo de la cámara magmática que provoca vaciado del magma durante una sola erupción (Gudmundsson et al., 1998). El segundo tipo ocurre cuando la presión del sistema magmático disminuye debido a la ocurrencia de erupciones plinianas previas al colapso que descomprimen la cámara magmática. Considerando la estratigrafía de la CA, proponemos que esta caldera se formó por descompresión como se describe a continuación: La primera fase de la erupción vació parte de la cámara magmática y causó pérdida de la presión provocando inestabilidad en el techo del reservorio magmático desencadenando la segunda fase correspondiente al colapso de la caldera. El inicio de la erupción (columna pliniana) debió ocurrir a lo largo de fracturas asociadas a la falla Cimarrón, que durante el inicio del colapso se propagaron en forma de arco hasta provocar el colapso de la caldera. El cráter que se formó, tenía aproximadamente 5 km de diámetro que, de acuerdo a modelos experimentales indican que el área cubierta por la depresión resultante de la caldera es del mismo orden de magnitud que la proyección del reservorio magmático (Martí et al., 1994; 2008; Roche et al., 2000). Por lo tanto, la caldera El Aguajito fue clasificada como una caldera de colapso antecedida por una erupción descompresiva, sin estar asociada a un volcán compuesto, el vulcanismo compuesto en este caso, ocurrió como evento Post-caldera.

8.4. Detonante de la erupción de El Aguajito

Como se mencionó anteriormente, los depósitos de caída (Cp) y flujo piroclástico (FPpb) de la fase inicial de la erupción de la caldera, contienen clastos juveniles con diferente

composición química (riolita y dacita) siendo la más abundante y representativa la composición riolítica. La riolita del depósito de caída (Cp; 73.9 SiO₂ % en peso de roca total) tiene una composición homogénea con respecto a la matriz vítrea (76-77 SiO₂ % en peso). En cambio, el depósito de flujo piroclástico (FPpb) presenta una pómez gris de composición dacítica (64.2 SiO₂ % en peso, roca total; 70 – 72 SiO₂ % en peso, vidrio) y una pómez blanca de composición riolítica (73.7 SiO₂ % en peso, roca total; 72 – 77 % en peso, vidrio). Los fragmentos de pómez (gris y blanca) del depósito de flujo piroclástico presentan una composición química más amplia con respecto a la pómez blanca de composición riolítica del depósito de caída. Esto indica que la pómez riolítica del depósito de caída fue extraída de la parte superior del reservorio magmático que no fue afectada por el proceso de mezcla de magmas. En cambio, la variabilidad en composición de las pómez dacítica y riolítica y de sus vidrios dentro del depósito de flujo piroclástico evidencia que el magma más profundo no estaba en equilibrio, sino que fue afectado por un proceso de mezcla de magmas. Petrográficamente no se observó desequilibrio en los cristales salvo por algunas plagioclasas que están reabsorbidas. Esto indica que probablemente el magma más básico inyectado en el reservorio magmático riolítico no tuvo el tiempo suficiente de mezclarse con el magma riolítico y cambiar significativamente su composición, pues pocos fragmentos se mezclaron de manera homogénea formando un magma híbrido (dacítico) que oscureció la composición original del miembro máfico inicial que catalizó la erupción de la caldera. Otro aspecto que indica que la mezcla de magmas tuvo lugar en un tiempo relativamente breve, son las estructuras de mingling preservadas que revelan que, en el momento de la solidificación, no hubo más intercambio químico, por lo que se propone una mezcla en un tiempo igual o menor a 10 años (Perugini et al., 2010; Costa, 2008; Petrelli et al., 2006). La presencia de estructuras de mingling implica que éste fue el último proceso petrológico que ocurrió antes de la

erupción (Petrelli et al., 2011), lo que es importante para la historia magmática y vulcanológica de la caldera.

8.5. Origen de los magmas

Las rocas estudiadas durante este trabajo tienen variabilidad geoquímica (traquibasaltos – riolitas) y geocronológica (4.8 – 0.4 Ma), lo que sugiere que los magmas debieron haber pasado por diferentes procesos de diferenciación magmática antes de llegar a la superficie. De acuerdo a la recopilación de datos geoquímicos de la península de Baja California en Calmus et al. (2011) y comparando las rocas de este trabajo (figura 54) con sus gráficos, la mayoría de las rocas en este estudio tienen afinidad calcoalcalina (Figura 54a) exceptuando algunas rocas antiguas como una lava traquibasáltica (3.7 Ma; Figura 54b) similar a los basaltos magnésicos, la lava almohadillada de composición basáltica (1.8 Ma) similar a las toleítas (Figura 54c) y algunas parecidas a las rocas peralcalinas e islanditas (Figura 54d).

Aunque la subducción se detuvo hace ~12 Ma y el régimen tectónico cambió a extensivo; el vulcanismo calcoalcalino ha persistido hasta el presente y está reflejado en los campos volcánicos Puertecitos, Jaraguay, Isla San Esteban, Isla San Luis, Isla Tiburón, El Complejo Volcánico Tres Vírgenes y las calderas de Reforma y Aguajito (Calmus et al., 2003; 2011). De acuerdo a los modelos propuestos, se piensa que este tipo de magmatismo no tiene relación tectonomagmática con el régimen tectónico actual, sino que se debe al producto del metasomatismo del manto (Castillo, 2008; Calmus et al., 2011).

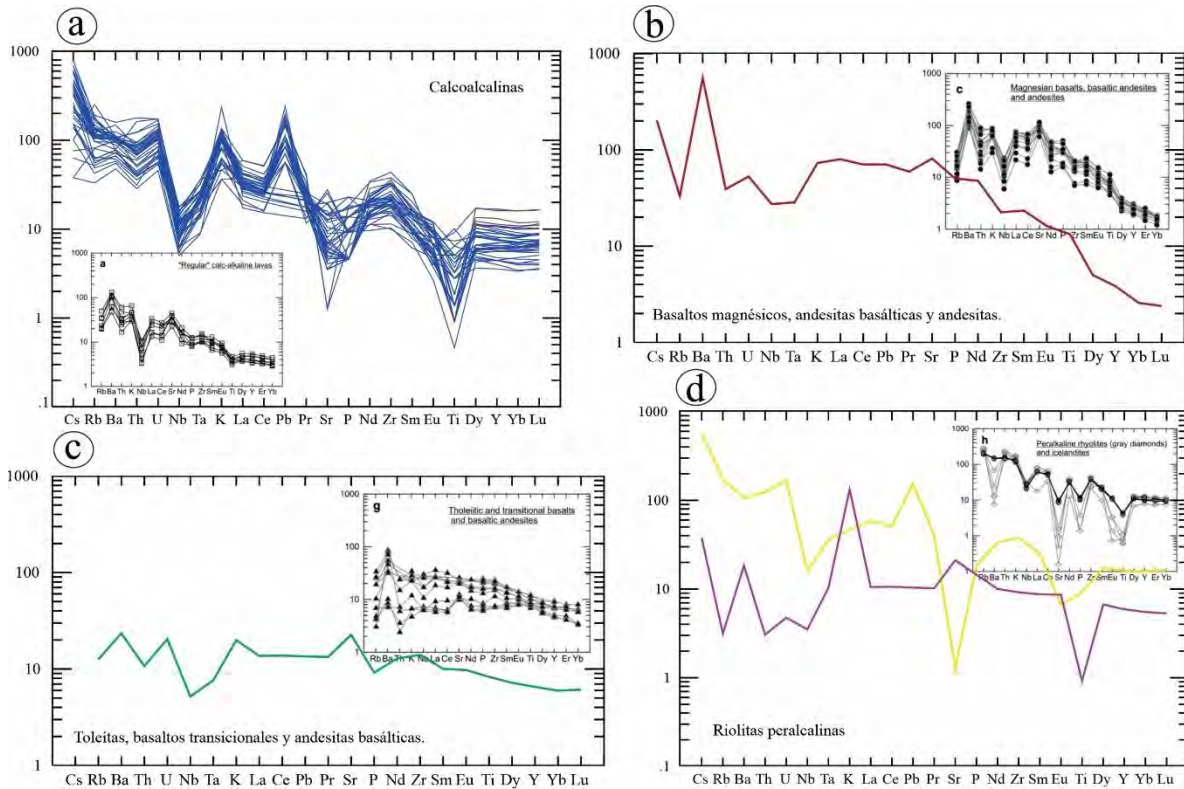


Figura 54. Elementos traza normalizados a manto primitivo según Sun y McDonough, 1989 y comparados con los datos geoquímicos de Calmus et al. (2011). **a)** Rocas con firmas calcoalcalinas típicas de zonas de subducción. **b)** Andesitas magnésicas, suite de rocas comunes en Baja California. **c)** Toleitas comunes en los ambientes extensivos y **d)** Riolitas peralcalinas, algunas de las rocas analizadas mostraron patrones similares a este tipo de magmatismo.

Las rocas adakíticas han sido interpretadas como el resultado de una fusión parcial en los bordes de una ventana astenosférica abierta, en la placa oceánica en subducción (Benoit et al., 2002; Pallares et al., 2007; Calmus et al., 2011); o como el resultado de la fusión parcial de la corteza inferior, posiblemente asociada a una anomalía térmica debido a la presencia de una ventana astenosférica (Castillo, 2008). Recientemente, se han descrito como rocas adakíticas los productos del CVTV y su origen se interpreta como la mezcla entre rocas calcoalcalinas y rocas adakíticas con bajo sílice (Sosa et al., 2019). Las adakititas con alto sílice ($\text{SiO}_2 = 57 - 64 \%$; $\text{Sr}/\text{Y} = 30 - 49$; $\text{La}/\text{Yb} = 4 - 8$) y bajo sílice ($\text{SiO}_2 = 50 - 55 \%$; $\text{Sr}/\text{Y} = 50 - 65$; $\text{La}/\text{Yb} = 3 - 7$) fueron términos introducidos por Castillo, (2006) para rocas

formadas por la fusión de la corteza inferior y por la fusión de la cuña del manto metazomatizada respectivamente.

Al comparar las rocas de este estudio, con las rocas de la caldera vecina La Reforma y el CVTV podemos observar que dos rocas de los miembros volcánicos de la CSR se ubican en el campo de rocas calcoalcalinas con firma adakítica y las demás, están ubicadas en el campo de las rocas calcoalcalinas. Sin embargo, las rocas de la caldera La Reforma y el CVTV presentan posiciones transicionales entre las rocas calcoalcalinas y las rocas calcoalcalinas con firmas adakíticas lo que sugiere diferente evolución con respecto a las de la caldera El Aguajito (Figura 55).

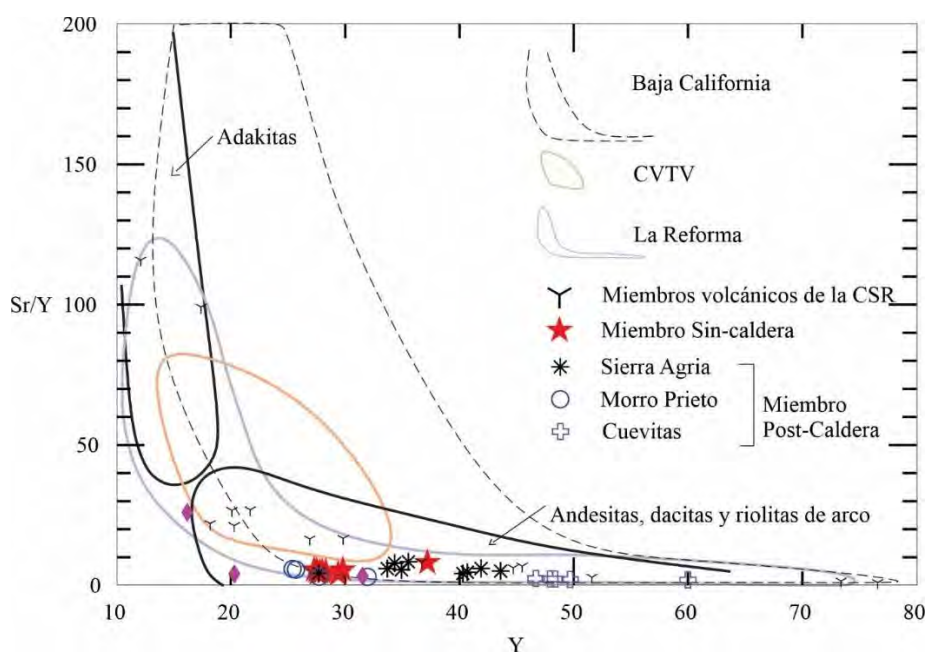


Figura 55. Sr/Y Vs Y propuesto por Defant y Drummond en 1990 para las rocas adakíticas. Se observa que algunos de los análisis de los miembros volcánicos de la CSR (Y) caen en el campo de las adakitas, las rocas recientes están en el campo de rocas de arco magmático sin firma adakítica. La caldera La Reforma y el CVTV muestran firmas transicionales a adakitas.

La composición de los magmas no muestra una dependencia con respecto al tiempo ni al espacio, esto es argumentado al comparar las edades y composiciones de la caldera El

Aguajito, la caldera La Reforma y el CVTV (Figura 56). Al parecer los magmas ascienden y se mezclan a diferentes profundidades adquiriendo varias características geoquímicas resultado de la amalgamación del proceso de subducción que finalizó hace ~12 Ma y el rifting que se ha mantenido hasta el presente.

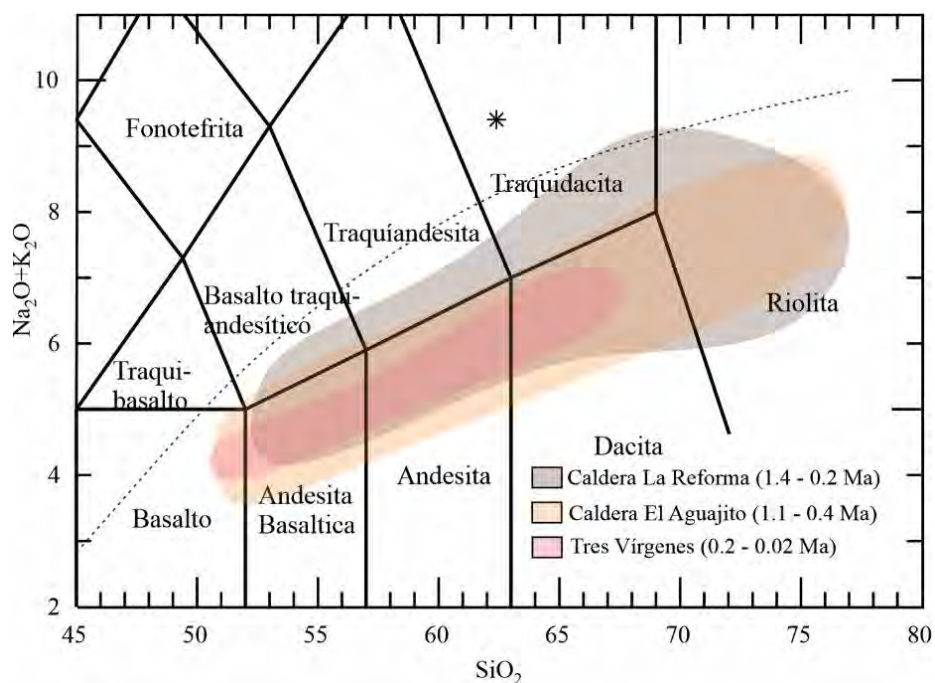


Figura 56. Comparación entre las composiciones y rangos de edad de los cuerpos volcánicos en el área de estudio. Los rangos composicionales son similares en los tres volcanes a diferencia del CVTV donde las rocas más evolucionadas son las dacitas.

En el caso de la Caldera El Aguajito se sugiere que la evolución de los magmas debe estar dominada por el control estructural de la falla Cimarrón por la cual se propone el inicio del vulcanismo y hace parte del borde occidental del cráter de la caldera. Por esta misma estructura ascendieron parte de los magmas del vulcanismo Post-caldera y además se extiende como fractura eruptiva hasta el CVTV siendo interrumpida por la falla que cruza el cañón El Azufre la cual tiene dirección NO con movimiento lateral derecho, comportándose de alguna manera como barrera entre los dos volcanes.

En este estudio, los análisis isotópicos en las muestras no presentan mayores diferencias. Para las rocas producto de la erupción de la caldera, las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, indican que los magmas están empobrecidos en la componente del manto, lo que puede estar influenciado por la asimilación de la corteza granítica debido a las $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.7), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.6) and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.5).

8.6. Almacenamiento del magma

El espesor de la corteza en el sector de Loreto en Baja California se encuentra alrededor de 30 km (Persaud et al., 2007; Fernández y Pérez-Campos, 2017), lo que se puede extrapolar al área de Santa Rosalía. Este espesor es suficiente para hospedar cámaras magmáticas asociadas a calderas para las que se propone entre 4 y 10 km de profundidad (Chesner, 1998; Lindsay et al., 2001; Bachmann et al., 2002). En el área de Santa Rosalía se han realizado estudios del subsuelo bajo el CVTV con fines geotérmicos, recientemente se han encontrado anomalías con bajos valores de V_p/V_s que indican la existencia de reservorios geotérmicos entre 0.5 y 1.5 km de profundidad (Ramos-Ávila, 2017). Estas anomalías, se basan en el estudio de la velocidad de la onda P y S, con el análisis se pueden discriminar cambios en la velocidad de las ondas por variaciones litológicas y anomalías que indican la existencia de gas o fluidos (Stewart et al., 2003). A través de modelos sísmicos, fueron calculadas las profundidades del sistema de alimentación magmático bajo La Virgen y El Azufre las cuales están entre 8 y 10 km (García et al., 2019). Esta última información coincide con experimentos petrológicos para la erupción pliniana del volcán La Virgen que indican que los magmas estuvieron a una profundidad de ~ 9 km a temperaturas entre 900 y 930 °C (Macías y Jiménez, 2013; Avellán et al., 2018). Aunque para la CA son pocos los estudios geofísicos, en el trabajo de García et al. (2019) se menciona una anomalía alta de V_p

(velocidad de ondas P) aproximadamente a los ~ 4 km de profundidad. Las anomalías V_p altas, generalmente se asocian a material parcialmente fundido que asciende a través de conductos (Papadimitriou et al., 2015; Calò y Tramelli, 2018). En este caso, García et al. (2019) interpreta estas anomalías como remanente de parte del conducto magmático o saturación en fluidos magmáticos que no está alimentado por fuentes profundas. Por lo que se podría decir que el vulcanismo en la caldera El Aguajito no se encuentra activo y al contrario el vulcanismo más reciente migró hacia el SW y está expresado en el CVTV.

Con la falta de datos geofísicos y petrológicos para la CA, es complicado proponer un modelo de almacenamiento del sistema magmático. Sin embargo, con los resultados químicos de las plagioclasas y el vidrio de la pómez del depósito de caída (Cp; inicio de la erupción) se realizaron análisis geotermobarométricos usando el geotermobarómetro de Putirka (2005; 2008) para hallar una temperatura en la cámara magmática de la caldera. Los resultados indican que el magma riolítico con el que inició la erupción tenía temperaturas aproximadas de 786 °C. Para estos cálculos, se asumió una presión litostática de 0.15 GPa de acuerdo a la densidad de la corteza (2.5 g/cm³) y el esfuerzo vertical estimado para las calderas (Bachmann y Bergantz, 2008). No se obtuvieron datos para el magma dacítico porque éste no debió haber estado en equilibrio al momento de la erupción como se documenta con la composición del vidrio (69.5 a 72.3 % en peso). Desde la parte física, modelos y teniendo en cuenta que cráter de El Aguajito no supera los ~ 5 kilómetros de diámetro, la profundidad de la cámara magmática no debió superar los ~ 6 kilómetros. Esto teniendo en cuenta que, una cámara magmática somera, asegura la extrusión de magma con mayor facilidad, mientras que una cámara magmática profunda con un evento inicial de pérdida de presión la CA, hubiera terminado con cierre del conducto y no con el colapso del techo de la cámara

magmática (relación de aspecto; Scandone y Acocella, 2007; Geyer et al., 2006; Roche y Druitt, 2001). Por lo tanto, se propone una cámara magmática somera que se mantuvo caliente por la continua intrusión de magmas menos evolucionados que sufrieron cristalización fraccionada y su transferencia de calor provocó la fusión parcial de la corteza superior, así como su asimilación (Figura 57). Esta propuesta se hace a partir del modelo de “*crystal mush*”, el cual es ampliamente aceptado para la formación de magmas riolíticos en cualquier ambiente tectónico. Se define como “*crystal mush*” a una “mezcla de cristales y líquido silicatado cuya movilidad es inhibida por una alta fracción de cristales” (Bachmann y Bergantz, 2004; Hildreth, 2004; Eichelberger et al., 2006; Miller y Wark, 2008), este sistema se mantiene caliente y en parte fundido por la transferencia de calor a través de intrusiones continuas de diques o silos menos evolucionados (basaltos – dacitas) que forman “*crustal hot zones*” (Annen y Sparks, 2002; Annen et al., 2006; Annen, 2009; Wilson 2007; Lipman 2007; Wark et al. 2007; Shane et al., 2008; Menand et al., 2015). La extracción de los líquidos intersticiales del “*crystal mush*” da origen a magmas ricos en sílice como es el caso del magma de la CA. Sin embargo, también se debe tener en cuenta que el flujo de magma debe ocurrir a tasas mayores de $\sim 10^{-2} - 10^{-1} \text{ km}^3/\text{año}$ con residencias que no superen los cientos de años (Charlier et al., 2007; Gualda et al., 2012; Allan et al., 2013) o incluso décadas, pues de lo contrario se convierte en plutón (Wark et al., 2007; Saunders et al., 2010; Druitt et al., 2012; Gualda et al., 2012). Para los magmas menos evolucionados, se propone la intrusión de baches de magma que ascienden desde la astenosfera o incluso magmas de otras cámaras magmáticas instaladas a diferentes profundidades.

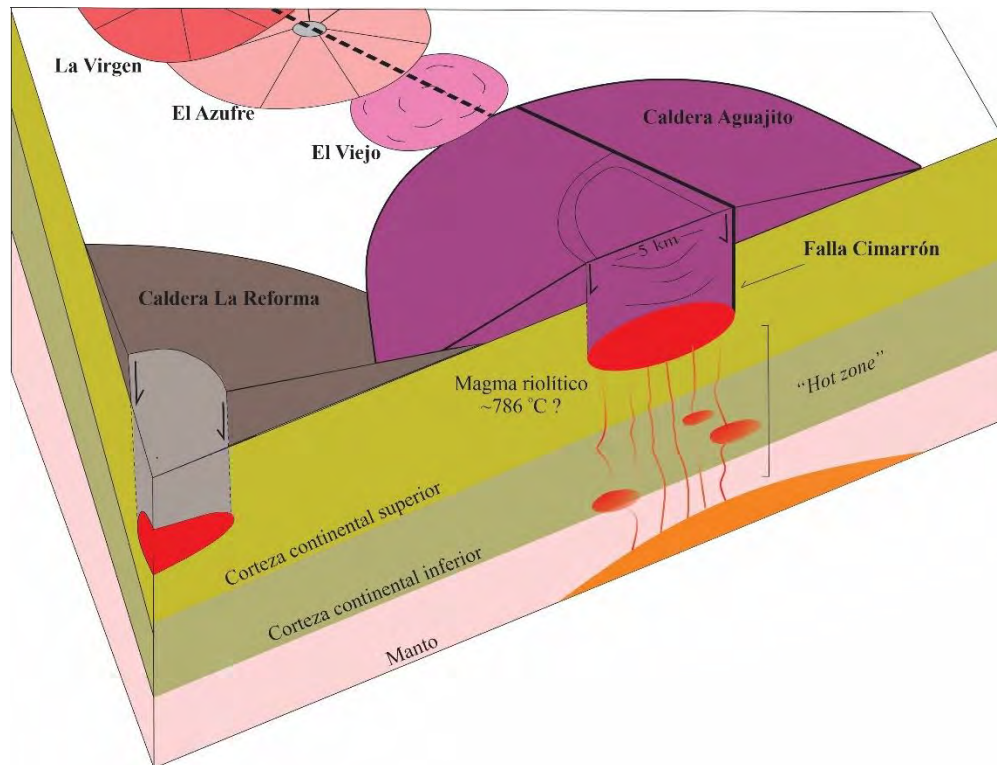


Figura 57. Modelo magmático para la caldera El Aguajito. Fundamentado en el modelo del “*crystal mush*” para la formación de riolitas (Annen et al., 2006; Bachmann y Bergantz, 2008).

Con respecto a los magmas que formaron el vulcanismo Post-caldera, a pesar de que se cuenta con su composición, análisis isotópicos y edades, aún falta información petrológica para definir posibles orígenes de emplazamiento del magma. Sabemos que después del colapso de la caldera (1.1 Ma; Osorio-Ocampo et al., 2019) se tuvo una fase de quietud aparente de unos 200 ka, pues la roca con edad consecutiva corresponde a un dique de composición andesítica (1.08 ± 0.06 Ma), tal vez alimentador del miembro Sierra Agria con una edad muy cercana a los depósitos que formaron la caldera. El nuevo ingreso de magma debió aprovechar las fallas heredadas por el colapso de la caldera lo que dio paso a un estilo eruptivo diferente que construyó dos volcanes compuestos en el interior de la caldera de composición dacítica y andesítica. También se formaron domos riolíticos con firmas

químicas similares a las riolitas Sin-caldera los cuales están emplazados a lo largo de estructuras tectónicas.

9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Esta tesis se enfocó en el estudio cartográfico y composicional de la caldera El Aguajito y su objetivo principal fue definir de manera clara la relación estratigráfica con las rocas y cuerpos volcánicos alrededor, así como el de obtener nuevos datos geoquímicos en el borde oriental del centro de la península de Baja California.

El área cartografiada (~400 km²) muestra un registro de erupciones volcánicas desde ~4.8 hasta 0.4 Ma. Los depósitos volcánicos más antiguos se encuentran intercalados con depósitos sedimentarios que pertenecen a las formaciones Tirabuzón e Infierno (Plioceno – Pleistoceno). La zona estuvo dominada por regresiones y transgresiones del mar que permitieron la intercalación de depósitos volcánicos sub-marinos, sedimentos marinos y depósitos volcánicos sub-aéreos. La caldera La Reforma comenzó su erupción aproximadamente hace 1.4 Ma, la cual ha tenido una evolución volcánica compleja que consta al menos de tres colapsos caldéricos con sus respectivas etapas Post-caldera que se extienden hasta ~0.2 Ma traslapándose con los eventos volcánicos de la caldera El Aguajito. Se reportan algunos eventos de pequeña magnitud como la formación de domos y flujos de lava (1.19 Ma) antes de la erupción de la caldera El Aguajito (1.1 Ma). A excepción de la caldera La Reforma, se desconocen los puntos de emisión de los depósitos volcánicos antes de ~1.19 Ma, la erosión y actividad volcánica reciente, no permitieron definir el origen de éstos. Sin embargo, fueron de gran apoyo para constreñir las relaciones estratigráficas de las rocas sedimentarias marinas y correlacionarlas de manera regional. A partir de 1.1 Ma el área se ha mantenido emergida, pues el registro estratigráfico es netamente de vulcanismo sub-

aéreo y sedimentario continental. El edificio volcánico más reciente corresponde al Complejo Volcánico Tres Vírgenes, el cual consta de tres volcanes compuestos que comenzaron su erupción hace ~ 0.2 Ma, la erupción más reciente se reporta como la tefra La Virgen con 22 ka.

La caldera El Aguajito comenzó su erupción a partir de 1.1 Ma con una etapa descompresiva que liberó energía y vació en parte la cámara magmática dando paso a la segunda etapa que permitió el colapso del techo de la cámara magmática formando la caldera. Esta erupción, arrojó un volumen mínimo aproximado de ~ 15 km³ de material piroclástico de composición riolítica. El catalizador de la erupción fue una mezcla de magmas, lo cual es evidenciado por las pómez de diferente color y pómez bandeadas observadas en los depósitos, así como por su diferencia composicional (dacita y riolita) corroborado con los análisis químicos. A pesar de que la morfología actual de El Aguajito no evidencia una clásica estructura de caldera, la descripción detallada los depósitos, espesores y su distribución, ayudó a concluir que corresponden a una caldera. Los eventos volcánicos del miembro Post-caldera (Sierra Agria, Morro Prieto), corresponden a cambios en el estilo eruptivo y composicional. La evidencia de esto, son los depósitos de lavas y flujos piroclásticos del miembro Sierra Agria dentro del cráter de la caldera y a lo largo de la falla Cimarrón. Su composición va desde dacitas hasta andesitas con edades entre 1.08 Ma y 0.9 Ma. La etapa final del vulcanismo post-caldera, formó domos de lava de composición riolítica (0.6 – 0.4 Ma; Morro Prieto) que siguen estructuras asociadas a la extensión. Con los depósitos volcánicos del miembro Post-caldera Cuevitas, se pudo inferir que el anillo caldérico tiene un diámetro de ~ 5 km con forma de “D”, pues uno de los bordes es recto ya que corresponde a la falla Cimarrón.

La falla Cimarrón juega un papel clave en el ascenso de los magmas en el área, pues es el conducto por donde inició la erupción y el conducto por donde ascendieron los magmas que formaron uno de los volcanes compuestos del miembro Sierra Agria. Esta falla se extiende hacia el sur y corresponde a la fractura eruptiva de los tres volcanes que conforman el CVTV.

La composición de los magmas tiene gran variabilidad, desde básica hasta ácida (traquibasaltos – riolitas). Esta composición cae en el campo de las rocas calcoalcalinas, las cuales son atípicas en el ambiente tectónico actual. A pesar de la proximidad de la caldera El Aguajito con la caldera La Reforma y El CVTV, se puede concluir que cada volcán tiene un sistema magmático independiente con estilos eruptivos y composiciones distintos. Si hablamos específicamente de la composición de los eventos principales, la caldera La Reforma, presenta un magmatismo calcoalcalino y calcoalcalino con firmas adakíticas, El Aguajito es netamente calcoalcalino y el CVTV tiene firmas transicionales entre calcoalcalinas y calcoalcalinas con firmas adakíticas.

Para la cámara magmática de la caldera El Aguajito, apoyamos el modelo de “crystal mush”, donde la fusión parcial y asimilación de las rocas encajonantes, establecieron la afinidad calcoalcalina de los productos volcánicos. Los análisis isotópicos no mostraron mayores diferencias en las rocas analizadas. Sin embargo, las rocas de la caldera son ligeramente más radiogénicas que las rocas granodioríticas, lo que sustenta que la asimilación del basamento fue un proceso importante en la evolución de los magmas.

Se recomienda enmarcar las rocas sedimentarias y volcánicas de la Cuenca de Santa Rosalía en un contexto estratigráfico siguiendo las normas internacionales. Así como, hacer experimentos de las condiciones pre-eruptivas de los miembros Sin-caldera y Post-caldera y un estudio tectónico que incluya los movimientos y temporalidad de las fallas.

10. BIBLIOGRAFÍA

- Acocella, V. (2007). Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews*, 85(3-4), 125-160.
- Acocella, V. (2006). Caldera types: How end-members relate to evolutionary stages of collapse. *Geophysical research letters*, 33(18).
- Acocella, V., Korme, T., Salvini, F., Funicello, R. (2003). Elliptic calderas in the Ethiopian Rift: Control of pre-existing structures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119(1-4), 189-203. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00342-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00342-6).
- Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Benoit, M., Bellon, H., Maury, R. C., Cotten, J., Michaud, F. (2001). Late Miocene adakites and Nb- enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: Indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California? *Geology*, 29(6), 531-534. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0531:LMAANE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0531:LMAANE>2.0.CO;2)
- Allan, A. S. R., Barker, S. J., Millet, M. A., Morgan, D. J., Rooyakkers, S. M., Schipper, C. I., Wilson, C. J. N. (2017). A cascade of magmatic events during the assembly and eruption of a super-sized magma body. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172(7). <https://doi.org/10.1007/s00410-017-1367-8>.
- Allan, A. S., Morgan, D. J., Wilson, C. J., Millet, M. A. (2013). From mush to eruption in centuries: assembly of the super-sized Oruanui magma body. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(1), 143-164.
- Annen, C. (2011). Implications of incremental emplacement of magma bodies for magma differentiation, thermal aureole dimensions and plutonism-volcanism relationships. *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.010>.
- Annen, C. (2009). From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3-4), 409-416. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.006>.
- Annen, C., Sparks, R. S. J. (2002). Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(3-4), 937-955. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00929-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00929-9)
- Atwater, T. (1989). Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, 21-72.
- Atwater, T., Stock, J. (1998). Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States: an update. *International Geology Review*, 40(5), 375-402.

- Avellán, D. R., Macías, J. L., Arce, J. L., Saucedo-Girón, R., Garduño-Monroy, V. H., Jiménez-Haro, A., García-Sánchez, L. (2019). Geology of the late Pleistocene Tres Vírgenes Volcanic Complex, Baja California Sur (México). *Journal of Maps*, 15(2), 227-237.
- Avellán, D. R., Macías, J. L., Arce, J. L., Jiménez-Haro, A., Saucedo-Girón, R., Garduño-Monroy, V. H., Rangel, E. (2018). Eruptive chronology and tectonic context of the late Pleistocene Tres Vírgenes volcanic complex, Baja California Sur (México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 360, 100–125. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.06.012>.
- Bachmann, O., Bergantz, G. (2008). The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements*, 4(1), 17–21.
- Bachmann, O., & Bergantz, G. W. (2004). On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*, 45(8), 1565-1582.
- Bachmann, O., Dungan, M. A., Lipman, P. W. (2002). The Fish Canyon magma body, San Juan volcanic field, Colorado: rejuvenation and eruption of an upper-crustal batholith. *Journal of Petrology*, 43(8), 1469–1503.
- Bacon, C. R. (1983). Eruptive history of Mount Mazama and Crater Lake Caldera, Cascade Range, U.S.A. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18(1–4), 57–115. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(83\)90004-5](https://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90004-5).
- Bellucci, F., Woo, J., Kilburn, C. R., Rolandi, G. (2006). Ground deformation at Campi Flegrei, Italy: implications for hazard assessment. *Geological Society, London, Special Publications*, 269(1), 141-157.
- Benoit, M., Aguillon-Robles, A., Calmus, T., Maury, R. C., Bellon, H., Cotten, J., Michaud, F. (2002). Geochemical diversity of Late Miocene volcanism in southern Baja California, Mexico: implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window. *The Journal of Geology*, 110(6), 627–648.
- Benowitz, J. A., Layer, P. W., Vanlaningham, S. (2014). Persistent long-term (c. 24 Ma) exhumation in the Eastern Alaska Range constrained by stacked thermochronology. *Geological Society, London, Special Publications*, 378(1), 225–243. <https://doi.org/10.1144/SP378.12>.
- Bibby, H. M., Caldwell, T. G., Davey, F. J., Webb, T. H. (1995). Geophysical evidence on the structure of the Taupo Volcanic Zone and its hydrothermal circulation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 68(1–3), 29–58. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(95\)00007-H](https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00007-H).
- Bigioggero, B., Chiesa, S., Zanchi, A., Montrasio, A., Vezzoli, L. (1995). The Cerro Mancenares volcanic center, Baja California Sur: source and tectonic control on

postsubduction magmatism within the Gulf Rift. *Geological Society of America Bulletin*, 107(9), 1108–1122. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<1108:TCMVCB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<1108:TCMVCB>2.3.CO;2).

Bigioggero, B., Capaldi, G., Chiesa, S., Montrasio, A., Vezzoli, L., Zanchi, A. (1987). Post-subduction magmatism in the Gulf of California: The Isla Coronados. *Ist. Lombardo Acad. Sci. Lett.(Rend. Sci. B)*, 121, 117–132.

Bonini, J. A., Baldwin, S. L. (1998). Mesozoic metamorphic and middle to late Tertiary magmatic events on Magdalena and Santa Margarita Islands, Baja California Sur, Mexico: implications for the tectonic evolution of the Baja California continental borderland. *Bulletin of the Geological Society of America*, 110(8), 1094–1104. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1998\)110<1094:MMAMTL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1998)110<1094:MMAMTL>2.3.CO;2).

Branney, M. J. (1995). Downsag and extension at calderas: new perspectives on collapse geometries from ice-melt, mining, and volcanic subsidence. *Bulletin of Volcanology*, 57(5), 303–318. <https://doi.org/10.1007/BF00301290>.

Calmus, T., Pallares, C., Maury, R. C., Aguillón-Robles, A., Bellon, H., Benoit, M., Michaud, F. (2011). Volcanic markers of the post-subduction evolution of Baja California and Sonora, Mexico: Slab tearing versus lithospheric rupture of the Gulf of California. *Pure and Applied Geophysics*, 168(8-9), 1303-1330.

Calmus, T., Pallares, C., Maury, R. C., Bellon, H., Pérez-Segura, E., Aguillón-Robles, A., Benoit, M. (2008). Petrologic diversity of Plio-Quaternary post-subduction volcanism in northwestern Mexico: An example from Isla San Esteban, Gulf of California. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 179(5), 465-481.

Calmus, T., Aguillón-Robles, A., Maury, R. C., Bellon, H., Benoit, M., Cotten, J., Michaud, F. (2003). Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (“bajaites”) from Baja California, Mexico: The role of slab melts. *Lithos*, 66(1–2), 77–105. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00214-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00214-1).

Calò, M., Tramelli, A. (2018). Anatomy of the Campi Flegrei caldera using enhanced seismic tomography models. *Scientific Reports*, 8(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-018-34456-x>.

Cameron, K. L., Cameron, M. (1985). Rare earth element, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ compositions of Cenozoic orogenic dacites from Baja California, northwestern Mexico, and adjacent west Texas: evidence for the predominance of a subcrustal component. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91(1), 1-11.

Cañón-Tapia, E., Walker, G. P. (2004). Global aspects of volcanism: the perspectives of “plate tectonics” and “volcanic systems.” *Earth-Science Reviews*, 66(1–2), 163-182.

- Capra, L., Macías, J. L., Espíndola, J. M., Siebe, C. (1998). Holocene plinian eruption of La Virgen volcano, Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 80(3–4), 239–266. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(97\)00049-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(97)00049-8).
- Carreño, A. L. (1981). Ostracodos y foraminiferos planctonicos de la Loma del Tirabuzon, Santa Rosalia, Baja California Sur, e implicaciones bioestratigraficas y paleoecologicas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 5, 55-64.
- Cashman, K.V., Giordano, G. (2014). Calderas and magma reservoirs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 288, 28-45.
- Castillo, P. R. (2008). Origin of the adakite–high-Nb basalt association and its implications for postsubduction magmatism in Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 120(3-4), 451-462.
- Castillo, P. R. (2009). Origin of Nb-enriched basalts and adakites in Baja California, Mexico, revisited: Reply. *Bulletin of the Geological Society of America*, Vol. 121, pp. 1470–1472. <https://doi.org/10.1130/B30044.1>.
- Charlier, B. L. A., Bachmann, O., Davidson, J. P., Dungan, M. A., Morgan, D. J. (2007). The upper crustal evolution of a large silicic magma body: Evidence from crystal-scale Rb - Sr isotopic heterogeneities in the fish canyon magmatic system, Colorado. *Journal of Petrology*, 48(10), 1875–1894. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm043>.
- Chesner, C. A. (1998). Petrogenesis of the Toba Tuffs, Sumatra, Indonesia. *Journal of Petrology*, 39(3), 397–438. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.3.397>
- Cole, J. W., Milner, D. M., Spinks, K. D. (2005). Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews*, 69, 1–25.
- Conly, A. G., Brenan, J. M., Bellon, H., Scott, S. D. (2005). Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalia region, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(3-4), 303-341.
- Costa, F. (2008). Chapter 1 Residence Times of Silicic Magmas Associated with Calderas. *Developments in Volcanology*, Vol. 10, pp. 1–55. [https://doi.org/10.1016/S1871-644X\(07\)00001-0](https://doi.org/10.1016/S1871-644X(07)00001-0).
- Defant, M. J., Drummond, M. S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *nature*, 347(6294), 662-665.
- Demant, A. (1984, April). The Reforma caldera, Santa Rosalia area, Baja California. A volcanological, petrographical and mineralogical study. In *Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, Symposium* (pp. 75-96).

- Demant, A. (1975). Caracteres químicos principales del vulcanismo terciario y cuaternario de vieja California Sur: relaciones con la evolución del margen continental pacífico de Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 1(1), 3.
- Desonie, D. L. (1992). Geologic and geochemical reconnaissance of Isla San Esteban: post-subduction orogenic volcanism in the Gulf of California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 52(1–3), 123–140. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90136-2](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90136-2)
- Dorsey, R. J., Umhoefer, P. J. (2012). Influence of Sediment Input and Plate-Motion Obliquity on Basin Development Along an Active Oblique-Divergent Plate Boundary: Gulf of California and Salton Trough. In *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances* (pp. 209–225). <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch10>.
- Drake, W. R., Umhoefer, P. J., Griffiths, A., Vlad, A., Peters, L., & McIntosh, W. (2017). Tectono-stratigraphic evolution of the Comondú Group from Bahía de La Paz to Loreto, Baja California Sur, Mexico. *Tectonophysics*, 719, 107-134.
- Druitt, T. H., Costa, F., Deloule, E., Dungan, M., Scaillet, B. (2012). Decadal to monthly timescales of magma transfer and reservoir growth at a caldera volcano. *Nature*, 482(7383), 77–80. <https://doi.org/10.1038/nature10706>
- Druitt, T. H., Bacon, C. R. (1986). Lithic breccia and ignimbrite erupted during the collapse of Crater Lake Caldera, Oregon. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29(1-4), 1-32.
- Druitt, T. H., Sparks, R. S. J. (1984). On the formation of calderas during ignimbrite eruptions. *Nature*, 310(5979), 679–681. <https://doi.org/10.1038/310679a0>.
- Dunbar, N. W., Kyle, P. R., Wilson, C. J. N. (1989). Evidence for limited zonation in silicic magma systems, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geology*, 17(3), 234–236. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0234:EFLZIS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0234:EFLZIS>2.3.CO;2).
- Duque-Trujillo, J., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., López-Martínez, M., Lonsdale, P., Bryan, S. E., Solari, L. (2015). Timing of rifting in the southern Gulf of California and its conjugate margins: Insights from the plutonic record. *Bulletin*, 127(5-6), 702-736.
- Duque-Trujillo, J., Ferrari, L., Norini, G., López-Martínez, M. (2014). Miocene faulting in the southwestern Sierra Madre Occidental, Nayarit, Mexico: kinematics and segmentation during the initial rifting of the southern Gulf of California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(3), 283-302.
- Durán-Calderón, I. (2016). Estratigrafía regional y significado tectónico del grupo Comondú en Baja California Sur, México. Universidad Nacional Autónoma de México.

- Eaton, G. P. (1982). The Basin and Range Province: Origin and Tectonic Significance. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 10(1), 409–440. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.10.050182.002205>.
- Espinosa-Arrubarrena, L., Applegate, S. P. (1981). Selacifauna Pliocénica de Baja California Sur, Mexico y sus problemas de correlación regional. In *Anais II Congresso Latino Americano de Paleontologia*, Universidade Federal Do Riogrande Do Sul, Porto Alegre, Rio Grande Do Sul, Brasil, 667–668.
- Fedele, L., Scarpati, C., Lanphere, M., Melluso, L., Morra, V., Perrotta, A., Ricci, G. (2008). The Breccia Museo formation, Campi Flegrei, southern Italy: geochronology, chemostratigraphy and relationship with the Campanian Ignimbrite eruption. *Bulletin of Volcanology*, 70(10), 1189–1219.
- Fernández, A., Pérez-Campos, X. (2017). Lithosphere thickness in the Gulf of California region. *Tectonophysics*, 719, 17–26.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., López-Martínez, M., Silva-Fragoso, A. (2018). Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rift. *Earth-Science Reviews*, Vol. 183, pp. 115–152. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.04.006>.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P., Solari, L. (2013). Late Oligocene to middle miocene rifting and synextensional magmatism in the southwestern sierra madre occidental, Mexico: The beginning of the Gulf of California rift. *Geosphere*, 9(5), 1161–1200. <https://doi.org/10.1130/GES00925.1>.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J. (2002). Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallon plate. *Tectonics*, 21(4), 17-1-17–24. <https://doi.org/10.1029/2001tc001302>.
- García Sánchez, L., Macías, J. L., Sulpizio, R., Osorio-Ocampo, L. S., Pelliccioli, C., Pola, A., Gropelli, G. (2019). Geology of La Reforma caldera complex, Baja California, Mexico. *Journal of Maps*, 15(2), 487–498. <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1612287>.
- García-Sánchez, L., Macías, J. L., Sosa-Ceballos, G., Arce, J. L., Garduño-Monroy, V. H., Saucedo, R., Benowitz, J. A. (2017). Genesis and evolution of the Cerro Prieto Volcanic Complex, Baja California, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 79(6). <https://doi.org/10.1007/s00445-017-1126-8>.

- García, V. V., Calò, M., Samaniego, J. F. L. (2019). Imaging of the magmatic system feeding Las Tres Virgenes Geothermal field (Baja California Sur, Mexico) using Enhanced Seismic Tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106710.
- Garduño-Monroy, V. H., Vargas-Ledezma, H., Campos-Enriquez, J. O. (1993). Preliminary geologic studies of Sierra El Aguajito (Baja California, Mexico): a resurgent-type caldera. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59(1–2), 47–58.
- Garduño-Monroy, V.H. y Vargas, L. (1987). Análisis de teledetección y bibliográfico del sector de Tres Virgenes, B.C.S. Fieldwork Program, Intern. Rep. GG 8/87, Gerencia de Proyectos Geotermoelectricos-CFE (Mexico), 34 pp.
- Garduño-Monroy, H.H., Ramirez, S.G., Herrera, F.J.J. and Vargas, L. H. (1983). Estudio geológico a semidetalle de la zona geotérmica de las Tres Virgenes, B.C.S. Intern. Rep. 30/83, Gerencia de Proyectos Geotermoelectricos-CFE (Mexico), 33 pp.
- Gastil, G., Krummenacher, D., Minch, J. (1979). The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, 90(9), 839–857.
- Gastil, R. G. (1975). Plutonic zones in the Peninsular Ranges of southern California and northern Baja California. *Geology*, 3(7), 361–363. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1975\)3<361:PZITPR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1975)3<361:PZITPR>2.0.CO;2).
- Geyer, A., Marti, J. (2008). The new worldwide collapse caldera database (CCDB): A tool for studying and understanding caldera processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175(3), 334–354.
- Geyer, A., Folch, A., Martí, J. (2006). Relationship between caldera collapse and magma chamber withdrawal: an experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157(4), 375–386.
- Gottsmann, J., Martí, J. (Eds.). (2011). *Caldera volcanism: analysis, modelling and response* (Vol. 10; Chapter 4, 6, 8). Elsevier.
- Gualda, G. A. R., Pamukcu, A. S., Ghiorso, M. S., Anderson, A. T., Sutton, S. R., Rivers, M. L. (2012). Timescales of Quartz crystallization and the longevity of the Bishop Giant Magma body. *PLoS ONE*, 7(5). <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0037492>.
- Gudmundsson, A. (1998). Formation and development of normal-fault calderas and the initiation of large explosive eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 60(3), 160–170.
- Hausback, B. P. (1984). Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. In Frizzell, V. A., Jr., Ed., *Geology of the Baja California Peninsula*, Los Angeles, California, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Vol. 39, pp. 219–236.

- Herzig, C. T. (1990). Geochemistry of igneous rocks from the Cerro Prieto geothermal field, northern Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42(3), 261-271.
- Hildreth, W., Mahood, G. A. (1986). Ring-fracture eruption of the Bishop Tuff (USA). *Geological Society of America Bulletin*, 97(4), 396–403. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97<396:REOTBT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<396:REOTBT>2.0.CO;2).
- Holt, J. W., Holt, E. W., Stock, J. M. (2000). An age constraint of Gulf of California rifting from the Santa Rosalía basin, Baja California Sur, Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 112(4), 540–549. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<540:AACOGO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<540:AACOGO>2.0.CO;2).
- Langenheim, V. E., Jachens, R. C. (2003). Crustal structure of the Peninsular Ranges batholith from magnetic data: Implications for Gulf of California rifting. *Geophysical Research Letters*, 30(11).
- Layer, P. W., Hall, C. M., York, D. (1987). The derivation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of single grains of hornblende and biotite by laser step-heating. *Geophysical Research Letters*, 14, 757–760.
- Bas, M. L., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.
- Lindsay, J. M., Schmitt, A. K., Trumbull, R. B., De Silva, S. L., Siebel, W., Emmermann, R. (2001). Magmatic evolution of the La Pacana caldera system, Central Andes, Chile: Compositional variation of two cogenetic, large-volume felsic ignimbrites. *Journal of Petrology*, 42(3), 459-486.
- Lipman, P. W. (2007). Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: Evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field. *Geosphere*, 3(1), 42-70.
- Lipman, P. W. (2000). Calderas. *Encyclopedia of Volcanoes*, 643-662.
- Lipman, P. W. (1997). Subsidence of ash-flow calderas: Relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology*, 59(3), 198–218. <https://doi.org/10.1007/s004450050186>.
- Lipman, P. W. (1984). The roots of ash flow calderas in western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10), 8801–8841. <https://doi.org/10.1029/JB089iB10p08801>.

- Lira, H.H., Ramirez, S.G., Herrera, F.J.J. and Vargas, L.H., (1983). Estudio geológico a semidetalle de la zona geotérmica de las Tres Virgenes, B.C.S. Intern. Rep. 30/83, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos-CFE (Mexico), 33. pp.
- Lira-Beltrán, R.M., González-Barba, G., Macías, J.L., Solís-Añorve, A., García-Tenorio, F., García-Sánchez, L., Osorio-Ocampo, S., (2020). Fauna de tiburones y rayas de la Formación Tirabuzón (Plioceno) en el Cañón El Álamo, sierras de La Reforma – El Aguajito, Baja California Sur, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 37, núm. 1, p. 40-63.
- Lizarralde, D., Axen, G. J., Brown, H. E., Fletcher, J. M., González-Fernández, A., Harding, A. J., Umhoefer, P. J. (2007). Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature*, 448(7152), 466–469. <https://doi.org/10.1038/nature06035>.
- Lonsdale, P. (1991). Structural Patterns of the Pacific Floor Offshore of Peninsular California: Chapter 7: Part III. Regional Geophysics and Geology.
- Lonsdale, P. (1989). Geology and tectonic history of the Gulf of California. The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America, *Geology of North America*, N, 499–521.
- López, A., Casarrubias, Z., Leal, R. (1993). Estudio geológico regional de la zona geotérmica de Tres Virgenes, B.C.S. In Intern. Rep. 002/93, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos-CFE (Mexico).
- López, A., Robin, C. and Cantagrel, J. M. (1990). Distribution of Pleistocene calc-alkaline magnetism controlled by the Gulf of California faulting, near Santa Rosalia (B.C.S., Mexico). International Volcanological Congress, Mainz, Germany, 1990, Program and Abstracts., Distributi.
- Luhr, J. F., Aranda-Gómez, J. J., Housh, T. B. (1995). San Quintín volcanic field, Baja California Norte, México: geology, petrology, and geochemistry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 10353-10380.
- Lynch, D. J., Musselman, T. E., Gutmann, J. T., Patchett, P. J. (1993). Isotopic evidence for the origin of Cenozoic volcanic rocks in the Pinacate volcanic field, northwestern Mexico. *Lithos*, 29(3-4), 295-302.
- Macías, J. L., Jiménez-Salgado, E. (2013). Estudio de estratigrafía y geología del Complejo Volcánico Tres Virgenes. BCS: Geotermia, 26, 14-23.
- Macías, J. L., Arce, J. L., Garduño, V. H., Avellán, D. R., García, L., Reyes, G., Navarrete, J. A. (2012). Estudio de estratigrafía y geología del Complejo Volcánico Tres Virgenes. [Informe Final DEX-DGL-TV-17-11]. Comisión Federal de Electricidad, 104.

- Martí, J., Gropelli, G., da Silveira, A. B. (2018). Volcanic stratigraphy: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, 357, 68-91.
- Martí, J., Geyer, A., Folch, A. (2009). A genetic classification of collapse calderas based on field studies, and analogue and theoretical modelling. *Special Publications of IAVCEI*, (2), 249–266.
- Martí, J., Geyer, A., Folch, A., Gottsmann, J. (2008). Chapter 6 A Review on Collapse Caldera Modelling. *Developments in Volcanology*, Vol. 10, pp. 233–283. [https://doi.org/10.1016/S1871-644X\(07\)00006-X](https://doi.org/10.1016/S1871-644X(07)00006-X).
- Martí, J., Gudmundsson, A. (2000). The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. *Journal of volcanology and geothermal research*, 103(1-4), 161-173.
- Martí, J., Folch, A., Neri, A., Macedonio, G. (2000). Pressure evolution during explosive caldera-forming eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 175(3), 275-287.
- Martí, J., Ablay, G. J., Redshaw, L. T., Sparks, R. S. J. (1994). Experimental studies of collapse calderas. *Journal of the Geological Society*, 151(6), 919–929. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.151.6.0919>.
- Martin-Barajas, A., Stock, J. M., Layer, P., Hausback, B., Renne, P., Lopez-Martinez, M. (1995). Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos volcanic province, northeastern Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 107(4), 407–424. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<0407:ARTVIT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<0407:ARTVIT>2.3.CO;2).
- Matthews, N. E., Huber, C., Pyle, D. M., Smith, V. C. (2012). Timescales of magma recharge and reactivation of large silicic systems from Ti diffusion in quartz. *Journal of Petrology*, 53(7), 1385–1416. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs020>.
- McDougall, I., Harrison, T. M. (2000). *Geochronology and Thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar Method*, 2nd edn, by Ian McDougall and T. Mark Harrison. Oxford University Press, Oxford, 1999. 269 pp. ISBN 0195109201. pound65. *Journal of Petrology*, 41(12), 1823–1824. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.12.1823>.
- McDougall, I., Mac Dougall, I., & Harrison, T. M. (1999). *Geochronology and Thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar Method*. Oxford University Press on Demand.
- Menand, T., Annen, C., & Blanquat, M. de Saint. (2015). Rates of magma transfer in the crust: Insights into magma reservoir recharge and pluton growth. *Geology*, 43(3), 199–202. <https://doi.org/10.1130/G36224.1>.
- Michaud, F., Royer, J. Y., Bourgois, J., Dymant, J., Calmus, T., Bandy, W., Pontoise, B. (2006). Oceanic-ridge subduction vs. slab break off: Plate tectonic evolution along the

- Baja California Sur continental margin since 15 Ma. *Geology*, 34(1), 13–16. <https://doi.org/10.1130/g22050.1>.
- Milner, D. M., Cole, J. W., Wood, C. P. (2003). Mamaku Ignimbrite: A caldera-forming ignimbrite erupted from a compositionally zoned magma chamber in Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 122(3–4), 243–264. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00504-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00504-8).
- Moreno, F. A. P., Demant, A. (1999). The Recent Isla San Luis volcanic centre: petrology of a rift-related volcanic suite in the northern Gulf of California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93(1–2), 31–52.
- Müller, W., Shelley, M., Miller, P., Broude, S. (2009). Initial performance metrics of a new custom-designed ArF excimer LA-ICPMS system coupled to a two-volume laser-ablation cell. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 24(2), 209–214. <https://doi.org/10.1039/b805995k>.
- Murray, B. P., Busby, C. J., Ferrari, L., Solari, L. A. (2013). Synvolcanic crustal extension during the mid-Cenozoic ignimbrite flare-up in the northern Sierra Madre Occidental, Mexico: Evidence from the Guazapares mining district region, Western Chihuahua. *Geosphere*, 9(5), 1201–1235. <https://doi.org/10.1130/GES00862.1>.
- Negrete-Aranda, R., Cañón-Tapia, E. (2008). Post-subduction volcanism in the Baja California Peninsula, Mexico: the effects of tectonic reconfiguration in volcanic systems. *Lithos*, 102(1–2), 392–414.
- Ochoa-Landín, L., Ruiz, J., Calmus, T., Pérez-Segura, E., Escandón, F. (2000). Sedimentology and stratigraphy of the upper miocene el boleo formation, Santa Rosalía, Baja California, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 17(2), 83–96.
- Ortega-Rivera, A. (2003). Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges batholith of Alta and Baja California: Tectonic implications for western México. *Special Paper of the Geological Society of America*, 374, 297–335. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2374-4.297>.
- Oskin, M., Stock, J. (2003). Pacific-North America plate motion and opening of the Upper Delfín basin, northern Gulf of California, Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 115(10), 1173–1190. <https://doi.org/10.1130/B25154.1>.
- Osorio-Ocampo, S., García-Sánchez, L., Lira-Beltrán, R. M., Macías, J. L., Pola, A., Avellán, D. R., González-Barba, G. (2019). Volcanic and marine stratigraphy along the El Álamo Canyon, Santa Rosalía Basin, Baja California Sur. *Geologic Excursions in Southwestern North America: Geological Society of America Field Guide*, 55, 187–208.
- Pallares, C., Maury, R. C., Bellon, H., Royer, J. Y., Calmus, T., Aguillón-Robles, A., Bourgois, J. (2007). Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from

- Miocene volcanism in Baja California, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161(1–2), 95–117.
- Papadimitriou, P., Kapetanidis, V., Karakonstantis, A., Kaviris, G., Voulgaris, N., Makropoulos, K. (2015). The Santorini Volcanic Complex: A detailed multi-parameter seismological approach with emphasis on the 2011-2012 unrest period. *Journal of Geodynamics*, 85, 32–57. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.12.004>.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J. (2011). Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26, 2508-2518.
- Paton, C., Woodhead, J. D., Hellstrom, J. C., Hergt, J. M., Greig, A., Maas, R. (2010). Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3). <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>.
- Perrotta, A., Scarpati, C. (1994). The dynamics of the Breccia Museo eruption (Campi Flegrei, Italy) and the significance of spatter clasts associated with lithic breccias. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59(4), 335–355. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90086-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90086-8)
- Persaud, P., -Campos, X., Clayton, R. W. (2007). Crustal thickness variations in the margins of the Gulf of California from receiver functions. *Geophysical Journal International*, 170(2), 687–699. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03412.x>.
- Perugini, D., Poli, G., Petrelli, M., de Campos, C. P., Dingwell, D. B. (2010). Time-scales of recent Phlegrean Fields eruptions inferred from the application of a “diffusive fractionation” model of trace elements. *Bulletin of Volcanology*, 72(4), 431–447. <https://doi.org/10.1007/s00445-009-0329-z>.
- Petrelli, M., Perugini, D., Poli, G. (2006). Time-scales of hybridisation of magmatic enclaves in regular and chaotic flow fields: petrologic and volcanologic implications. *Bulletin of Volcanology*, 68(3), 285-293.
- Petrelli, M., Perugini, D., Poli, G. (2011). Transition to chaos and implications for time-scales of magma hybridization during mixing processes in magma chambers. *Lithos*, 125(1–2), 211–220. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.02.007>.
- Petrus, J. A., Kamber, B. S. (2012). VizualAge: A Novel Approach to Laser Ablation ICP-MS U-Pb Geochronology Data Reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 36(3), 247–270. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2012.00158.x>.
- Plattner, C., Malservisi, R., Dixon, T. H., Lafemina, P., Sella, G. F., Fletcher, J., Suarez-Vidal, F. (2007). New constraints on relative motion between the Pacific Plate and Baja

- California microplate (Mexico) from GPS measurements. *Geophysical Journal International*, 170(3), 1373–1380. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03494.x>.
- Putirka, K. D. (2005), Igneous thermometers and barometers based on plagioclase plus liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations, *Am. Mineral.*, 90, 336–346, doi:10.2138/am.2005.1449.
- Putirka, K. D. (2008), Thermometers and barometers for volcanic systems, *Rev. Mineral. Geochem.*, 69, 61–120, doi:10.2138/rmg.2008.69.3.
- Ramos-Ávila, V. (2017). Tomografía de ondas superficiales obtenidas con el método de correlación cruzada de ruido sísmico aplicada al yacimiento geotérmico “Las Tres Vírgenes”, Baja California Sur, México. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Renne, P. R., Mundil, R., Balco, G., Min, K., Ludwig, K. R. (2010). Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(18), 5349-5367.
- Renne, P. R., Deino, A. L., Walter, R. C., Turrin, B. D., Swisher III, C. C., Becker, T. A., Jaouni, A. R. (1994). Intercalibration of astronomical and radioisotopic time. *Geology*, 22, 783–786.
- Roche, O., Druitt, T. H. (2001). Onset of caldera collapse during ignimbrite eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 191(3-4), 191-202.
- Roche, O., Druitt, T. H., Merle, O. (2000). Experimental study of caldera formation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B1), 395-416.
- Rogers, G., Saunders, A. D., Terrell, D. J., Verma, S. P., Marriner, G. F. (1985). Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico. *Nature*, 315(6018), 389–392. <https://doi.org/10.1038/315389a0>.
- Rojas-Beltrán, M. (1999). Distribución, volcanología física, composición y edad de las lavas del tercio norte de Baja California Sur. CICESE.
- Salinas, S., López-Blanco, J. (2010). Geomorphic assessment of the debris avalanche deposit from the Jocotitlán volcano, Central Mexico. *Geomorphology*, 123(1–2), 142–153. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.07.006>.
- Saunders, K. E., Morgan, D. J., Baker, J. A., Wysoczanski, R. J. (2010). The magmatic evolution of the Whakamaru supereruption, New Zealand, constrained by a microanalytical study of plagioclase and quartz. *Journal of Petrology*, 51(12), 2465–2488. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq064>.

- Saunders, A. D., Rogers, G., Marriner, G. F., Terrell, D. J., Verma, S. P. (1987). Geochemistry of Cenezoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: Implications for the petrogenesis of post-subduction magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32(1–3), 223–245. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(87\)90046-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(87)90046-1).
- Sawlan, M. G. (1991). Magmatic evolution of the Gulf of California rift. The Gulf and Peninsula Province of the Californias, *Memoir 47*, 301–369. Retrieved from <http://ci.nii.ac.jp/naid/10026539230/en/>.
- Sawlan, M. G., Smith, J. G. (1984). Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico. *Pacific Section SEPM*.
- Scandone, R., & Acocella, V. (2007). Control of the aspect ratio of the chamber roof on caldera formation during silicic eruptions. *Geophysical Research Letters*, 34(22).
- Schaaf, P., Böhnell, H., Pérez-Venzor, J. A. (2000). Pre-Miocene palaeogeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur: Geochronological and palaeomagnetic constraints. *Tectonophysics*, 318(1–4), 53–69. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00306-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00306-6).
- Schmidt, E. K. (1975). Plate tectonics, volcanic petrology, and ore formation in the Santa Rosalía area, Baja California, Mexico.
- Schmitt, A. K., Stockli, D. F., Niedermann, S., Lovera, O. M., Hausback, B. P. (2010). Eruption ages of Las Tres Vírgenes volcano (Baja California): A tale of two helium isotopes. *Quaternary Geochronology*, 5(5), 503–511. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.02.004>.
- Schmitt, A. K., Stockli, D. F., Hausback, B. P. (2006). Eruption and magma crystallization ages of Las Tres Vírgenes (Baja California) constrained by combined $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ and (U-Th)/He dating of zircon. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(3–4), 281–295. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.005>.
- Self, S., Rampino, M. R., Newton, M. S., Wolff, J. A. (1984). Volcanological study of the great Tambora eruption of 1815. *Geology*, 12(11), 659–663.
- Severinghaus, J., Atwater, T. (1990). Cenozoic geometry and thermal state of the subducting slabs beneath western North America. Basin and range extensional tectonics near the latitude of Las Vegas, Nevada: *Geological Society of America Memoir*, 176, 1–22.
- Shane, P., Nairn, I. A., Smith, V. C., Darragh, M., Beggs, K., Cole, J. W. (2008). Silicic recharge of multiple rhyolite magmas by basaltic intrusion during the 22.6 ka Okareka Eruption Episode, New Zealand. *Lithos*, 103(3–4), 527–549. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.11.002>.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Whitehouse, M. J. (2008). Plešovice zircon - A new natural reference material for U-Pb and Hf

isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1–2), 1–35.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>.

Smith, R. C. (1991). Post-eruption sedimentation on the margin of a caldera lake, Taupo Volcanic Centre, New Zealand. *Sedimentary geology*, 74(1-4), 89-138.

Smith, R. L., Bailey, R. A. (1968). Resurgent cauldrons. *Memoir of the Geological Society of America*, 116, 613–662.

Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J. P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M. (2010). U-Pb zircon geochronology with an integrated la-icp-ms microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5–18. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00027.x>.

Sosa-Ceballos, G., Macías, J. L., Avellán, D. R., Arce, J. L., Saucedo, R., Boijseauneau-López, M., Osorio-Ocampo, S. (2019). Genesis of magmas from the Tres Vírgenes Volcanic Complex, Baja California Sur, Mexico. *Lithos*, 105240.

Stewart, R. R. (2004). Converted-wave seismic exploration: An update. *CREWES Research Report*, 16.

Stock, J. M., Hodges, K. V. (1989). Pre-Pliocene Extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*, 8(1), 99–115.
<https://doi.org/10.1029/TC008i001p00099>.

Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.

Umhoefer, P. J. (2011). Why did the Southern Gulf of California rupture so rapidly?-Oblique divergence across hot, weak lithosphere along a tectonically active margin. *GSA Today*, 21(11), 4–10. <https://doi.org/10.1130/G133A.1>.

Umhoefer, P. J., Dorsey, R. J., Willsey, S., Mayer, L., Renne, P. (2001). Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology*, 144(1–2), 125–147. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00138-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00138-5).

Vargas-Ledezma, H., Garduño-Monroy, V. (1988). Estudio geológico-geotérmico de la caldera El Aguajito. *Intern. Rep. 15/88, Gerencia de Proyectos Geotermoelectricos-CFE (Mexico)*.

Vargas, L.H., 1987. Estudio geohidrológico de Tres Virgenes, B.C.S. *Intern. Rep., Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos-CFE (Mexico)*, 35 pp.

- Vermeesch, P. (2018). IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>.
- Walker, G. P. (1985). Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1–2), 157–171.
- Walker, G. P. (1984). Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B10), 8407–8416.
- Wark, D. A., Hildreth, W., Spear, F. S., Cherniak, D. J., Watson, E. B. (2007). Pre-eruption recharge of the Bishop magma system. *Geology*. <https://doi.org/10.1130/G23316A.1>
- Williams, H. (1941). Calderas and their origin. *Bull. Geol. Sci. Dep*, 25, 239–346.
- Wilson, B. M. (2007). *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. (Springer Science & Business Media., ed.).
- Wilson, I. F., Rocha, V. S. (1955). *Geology and mineral deposits of the Boleo copper district, Baja California, Mexico*. US Government Printing Office.
- Wilson, I. F. (1948). Buried topography, initial structures, and sedimentation in Santa Rosalia area, Baja California, Mexico. *AAPG Bulletin*, 32 (9), 1762–1807.
- Wong, M. S., Gans, P. B., Scheier, J. (2010). The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of core complexes and other basement rocks in Sonora, Mexico. Implications for Cenozoic Tectonic Evolution of Northwestern Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B7).
- Wong, V., Munguía, L. (2006). Seismicity, focal mechanisms, and stress distribution in the Tres Vírgenes volcanic and geothermal region, Baja California Sur, Mexico. *Geofísica Internacional*, 45(1), 23–37.
- York, D., Hall, C. M., Yanase, Y., Hanes, J. A., & Kenyon, W. J. (1981). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of terrestrial minerals with a continuous laser. *Geophysical Research Letters*, 8(11), 1136–1138.
- Zanchi, A. (1994). The opening of the Gulf of California Near Loreto, Baja California Mexico from Basin and Range extension to transtensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, 16(12), 1619–1639.

Anexo 1. Base datos con georreferencia de los puntos visitados en campo.

Estación	X	Y	Altura	Unidad	Medidas estructurales
AJ-1	349813	3041	462	Miembro Sin-caldera FPs	
AJ-2	350028	3041039	434	Miembro Sin-caldera FPs	
AJ-3 control	350171	3040915	428	Miembro Sin-caldera FPs	
control	34950	3040867	437	Flujos de escombros.	
control	349526	3040887	435	Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-4	349526	3040939	440	Depósito de caída con espesor de 8 cm en contacto neto con el miembro Sin-caldera FPs.	
control	348942	3041098	442	Flujos de escombros.	
AJ-5	348915	304270	474	Flujos de lavas vulcanismo post-caldera.	
AJ-6	339798	3050392	221	Flujos de escombros.	
AJ-7	341774	3049219	296	Flujos de escombros.	
AJ-8	343013	3048062	385	Flujo de escombros.	
AJ-9	345279	3047015	524	A lo largo del cañón El Azufre se observa parte de la sucesión sedimentaria de la CSR y vulcanismo submarino. Sobreyaciendo a estos se observa el miembro Sin-caldera FPpb, Br, FPs. En la parte superior se observa el miembro SA.	
AJ-10	345347	3047141	589	Cañón El Azufre punto de control, se observa lo descrito en AJ-9.	
AJ-11	345188	3047171	517	Miembro El Azufre (lavas almohadilladas).	
AJ-12	345127	3047012	501	Miembro El Azufre (lavas almohadilladas).	
AJ-13	344921	3047162	470	Lavas domo El Viejo (CVTV).	
AJ-14	344879	3047364	470	Manantial termal, aquí afloran las rocas sedimentarias (CSR) con alto grado de alteración hidrotermal presentando colores verdes y blancos.	
AJ-15	340294	3047247	317	Borde del abanico del flujo de escombros, material arrastrado por agua de lluvia a causa del Huracán Odille.	
AJ-16	339896	3047486	259	Miembro Sin-caldera FPpb y FPs.	

AJ-17	339012	3048395	194	Miembro San Alberto.	
AJ-18	338906	3048354	198	Miembro Sin-caldera FPpb.	
AJ-19	339883	3048097	225	Miembro Sin-Caldera FPpb y FPs	
AJ-20	340068	3051194	212	Miembro Sin-Caldera FPs.	
AJ-21	340896	3051095	212	Miembro Sin-Caldera FPs.	
AJ-22	341944	3051026	258	Flujo de escombros heterolitológico.	
AJ-23	342647	3051123	268	Depósitos de caída intercalados con flujos de escombros, pueden representar eventos finales de la erupción de la caldera.	
AJ-24	343311	3050929	302	Flujo piroclástico de color rojo soldado (fiammes).	
AJ-25	343151	3050980	265	Flujo piroclástico de color rojo soldado (fiammes). De acuerdo a las características es similar a uno de los flujos piroclásticos de la caldera La Reforma.	
AJ-26	342918	3051186	247	Mismo flujo piroclástico de AJ 24-25, en este caso se observó enriquecimiento en líticos.	
AJ-27	342693	3051352	230	Miembro Sin-Caldera FPs.	
AJ-28	344095	3059005	1,7	Miembro Morro Prieto, bahía cerca de Santa Ana, lavas bandeadas.	
AJ-29	344328	3058886	30	Dique miembro Morro Prieto.	N290/55NE.
AJ-30	343377	3058505	15	Rocas sedimentarias con fósiles, sobreyaciendo se observó un flujo de escombros heterolitológico.	
AJ-31	343157	3058362	22	Flujo hiperconcentrado y flujo de escombros, fragmentos tamaño arena gruesa, con líticos redondeados de color gris y rojos, pómez conchas dentro de una matriz tamaño arena media a gruesa. Se observaron líneas de oxidación entre pulsos.	
AJ-32	342605	3057893	27	Rocas sedimentarias de la CSR, sobreyaciendo se observó el miembro Sin-caldera FPs.	

AJ-35	347574	3058375	0,6	Avalancha, producto del colapso de uno de los domos de miembro Morro Prieto. Se observó un dique intruyendo este depósito.	Dique: N305/70NE
AJ-36	349097	3057794	1,4	Cañón Cimarrón, flujo de escombros en el canal del cañón.	
AJ-37	348895	3057385	45	Punto de control, lavas domo.	
AJ-38	349594	3057564		Rocas sedimentarias de la CSR. Sobreyaciendo se encuentra el flujo piroclástico Sin-caldera FPs.	
AJ-39	351809	3056386	52	Flujo piroclástico en la base de los domos del miembro Morro Prieto, en este caso se observó una falla inversa que podría corresponder a un levantamiento del bloque por empuje de magma durante el ascenso.	Falla inversa N27/70SE
AJ-40	351874	3056423	29	Miembro Morro Prieto.	
AJ-41	352763	3056154		Miembro Morro Prieto.	
AJ-42	353037	3055514		Miembro Morro Prieto.	
AJ-43	353144	3055688		Miembro Morro Prieto.	
AJ-44	354747	3054285		Miembro Morro Prieto, en la base se observan flujos piroclásticos como fases iniciales de la erupción del domo.	
AJ-45	354972	3053944		Secuencia sedimentaria con fósiles, seguida de un flujo de pómez brechado y con alteración hidrotermal.	
AJ-46	355403	3053570		Miembro Morro Prieto.	
AJ-47				Pocos pasos del punto anterior, se observa el Miembro Morro Prieto.	
AJ-48	348380	3042574	539	Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-49	349936	3042831	563	Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-50	351244	3043096	513	Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-51	352762	3044385	525	Miembro Sin-caldera FPs..	
AJ-52	354114	3045686	482	Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-53	354423	3046366	260	Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-54	354589	3046739	343	Secuencia de lavas, depósitos de caída y flujos piroclásticos	
AJ-55	354495	3046680	370	Secuencia de lavas, depósitos de caída y flujos piroclásticos	
AJ-56	354594	3046941	416	Ignimbrita	
AJ-57	354634	3047262	406	Ignimbrita	
AJ-58	354724	3047075	423	Flujo de escombros	
AJ-59	356370	3047945	116	Lava	
AJ-60	356593	3048485	119	Lava brechada.	
AI-61	357002	3049419	72	Secuencia de ignimbritas y rocas sedimentarias.	
AI-62	357664	3049845	62	Estructuras peperíticas entre flujos piroclásticos y lavas.	
AI-63	358009	3050519	43	Flujo piroclástico pómez gigante	
AI-64	358517	3050694	20	Secuencia de ignimbritas y sedimentos	
AI-65	358751	3051407	6	Lavas columnares	
AJ-66	346488	3045611	664	Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-67	345595	3046975	555	Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-68	344501	3047802	521	Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-69	345612	3047042	556	Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-70	345979	3046519	535	Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-71	346236	3046126	602	Miembro Sin-caldera FPs.	

AJ-72	348443	3042713	526	Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-73	346472	3045825	640	Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-74	346715	3045693	620	Avalancha Cañón El Azufre.	
AJ-75	346922	3045840	639	Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-76	346959	3046076	643	Lavas brechadas.	
AJ-77	347105	3046542	658	Avalancha.	
AJ-78	347202	3046878	664	Lavas en la base del cañón Cimarrón, ingresando por el extremo sur.	
AJ-79	347518	3047196	700	Dique miembro Sierra Agria.	
AJ-80	347679	3645510	711	Dique miembro Sierra Agria.	
AJ-81	348085	3048184	766	Dique miembro Sierra Agria.	
AJ-82	348418	3048364	801	Lavas miembro Sierra Agria.	
AJ-83	348691	3048379	801	Lavas brechadas miembro Sierra Agria.	
AJ-84	348973	3048366	830	Lavas miembro Sierra Agria.	
AJ-85	349147	3048307	840	Flujo piroclástico miembro Sierra Agria.	
AJ-86	349237	3048266	848	Lavas miembro Sierra Agria.	
AJ-87	349600	3048215	891	Lavas miembro Sierra Agria.	
AJ-88	350103	3048390	913	Lavas miembro Sierra Agria.	
AJ-89	350244	3048583	975	Flujo piroclástico Sierra Agria.	
AJ-90	350242	3048985	1014	Lavas miembro Sierra Agria.	
AJ-91	349785	3049529	1020	Lavas miembro Sierra Agria.	
AJ-92	349392	3049601	1171	Lavas miembro Cuevitas.	
AJ-93	349099	3049310	1086	Lavas en bloque miembro Sierra Agria.	
AJ-94	348640	3048931	877	Lavas en bloque miembro Sierra Agria.	
AJ-95	347934	3048571	785	Lavas miembro Sierra Agria.	
AJ-96	347775	3048761	792	Lavas miembro Sierra Agria.	152/87 pitch 210/75; 70/60; 262/60
AJ-97	347674	3048419	816	Alteración hidrotermal en lavas del miembro SA.	
AJ-98	347553	3049039	847	Flujo piroclástico miembro Sierra Agria.	
AJ-99	347536	3049220	286	Lavas miembro Sierra Agria.	
AJ-100	347497	3049276	970	Flujo piroclástico	
AJ-101	347474	3049412	903	Dique	
AJ-102	347404	3049563	937	Lavas	
AJ-103	347158	3049620	1066	Lavas miembro Cuevitas.	
AJ-104	347130	3049293	1032	Flujo piroclástico miembro Sierra Agria.	
AJ-105	347439	3048067	880	Flujo piroclástico miembro Sierra Agria.	
AJ-106	348080	3048537	761	Flujo de escombros miembro Sierra Agria.	
AJ-107	348243	3048577	749	Dique brechado miembro Sierra Agria.	
AJ-108	348324	3048687	799	Lavas miembro Sierra Agria.	
AJ-109	348360	3048888	839	Lavas miembro Sierra Agria.	
AJ-110	348414	3049286	966	Lavas brechadas miembro Sierra Agria.	
AJ-111	348340	3049255	954	Flujo piroclástico miembro Sierra Agria.	

AJ-112	348223	3049235	1005	Lavas miembro Sierra Agria.	
AJ-113	348080	3049090	908	Lavas brechadas miembro Sierra Agria.	
AJ-114	348093	3048840	846	Lavas miembro Sierra Agria.	
AJ-115	347848	3047953	745	Dique brechado miembro Sierra Agria.	
AJ-116	347864	3047695	734	Flujo piroclástico miembro Sierra Agria.	
AJ-117	346942	3046161	642	Arenitas fosilíferas y lavas antiguas.	
AJ-118	347353	3045684	778	Lavas miembro Cuevitas.	
AJ-119	347405	3045684	840	Lavas miembro Cuevitas.	
AJ-120	347907	3045836	812	Lavas miembro Cuevitas.	
AJ-121	348389	3046325	910	Flujo piroclástico miembro Sierra Agria.	
AJ-122	348294	3046010	851	Lavas miembro Sierra Agria.	
AJ-123	348692	3045124	659	Lavas centro de emisión reciente.	
AJ-124				Punto de control lavas punto anterior.	
AJ-125	347999	3044661	606	Lavas centro de emisión reciente.	
AJ-126	347897	3044321	578	Flujo piroclástico miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-127	348154	3044141	557	Flujo piroclástico miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-128	348217	3043895	555	Oleada piroclástica no se reconoce el foco del evento.	
AJ-129				Secuencia de depósitos de caída, oleadas piroclásticas y flujos de escombros. Al parecer eventos finales de la erupción de la caldera.	
AJ-130	348570	3043598	533	Secuencia de depósitos de caída, oleadas piroclásticas y flujos de escombros. Al parecer eventos finales de la erupción de la caldera.	
AJ-131	349082	3043861	558	Misma descripción punto anterior.	
AJ-132	349229	3043601	535	Misma descripción punto anterior.	
AJ-133	355941	3052563	40	Formaciones sedimentarias Tirabuzón e Infierno aflorando en el cañón Morro Prieto.	
AJ-134	355296	3052366	270	Lavas domo miembro Morro Prieto sobreyaciendo el flujo piroclástico de miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-135	340230	3051538	187	Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-136	342685	3051579	270	Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-137	343065	3051372	320	Miembro Sin-caldera FPs, sobreyacidos por las lavas del miembro Sierra Agria.	
AJ-138	343365	3051405	290	Flujos piroclásticos antiguos igual al descrito en AJ-25. Rocas sedimentarias marinas de las Formaciones Tirabuzón e Infierno.	
AJ-139	343648	3051438	380	Flujo piroclástico antiguo igual al descrito en AJ-25.	
AJ-140	343640	3051537	340	Lavas del miembro Sierra Agria sobreyaciendo al miembro sin-caldera.	
AJ-141	343094	3051728	260	Miembro sin-caldera.	
AJ-142	346372	3045963		Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-143	349235	3043070	540	Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-144	349688	3043040	535	Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-145				Entrada al cañón Cimarrón desde la parte norte.	
AJ-146	349166	3057001	0,8	Depósito piroclástico retrabajado, con canales enriquecidos en líticos (color gris y rojo). Se observan estratificaciones internas. Se observó el mismo depósito en la playa sobreyacido por terrazas marinas. ¿Levantamiento tectónico?	

AJ-147	349084	3056811	17,6	Avalancha antigua, monolitológica de 8 m de espesor.	Fractura N340/43SW
AJ-148	348937	3056404	23	Avalancha fallada	(270N/47W) 205N/66 Pitch 5N, 205N/60NW
AJ-149	348833	3056104	70,6	Avalancha.	195N/52SW
AJ-150	348705	3055983	83	Dique de 6 m de ancho intruyendo avalancha	Dique: 125N/75NW
AJ-151	348834	3055350	188	Brecha de falla.	N140/35SW
AJ-152	348543	3055149	125	Miembro Coyotitos. Dique de 2.5 m de espesor intruyendo a piroclastos más antiguos, pero no determinados con certeza. El espesor de los piroclastos es aproximadamente de 9 m. Siguiendo el cañón se observan más diques intruyendo a los piroclastos. El depósito piroclástico en algunos lados está enriquecido en líticos y en algunas partes desarrolló fiammes de pómez de color gris.	Las direcciones en general son las que se han descrito en AJ-150, algunas direcciones son E-W
AJ-153	348583	3055182		Miembro Coyotitos.	
AJ-154	348572	3055191	110	Intrusión de sílice a través de una fractura.	E-W
AJ-155	357031	3052202	62	Comienzo del cañón El Tornillo. 10 metros de depósitos de limolitas (Formación Tirabuzón) con grietas de desecación. La matriz es de limo-arenosa. Fósiles: bivalvos, equinodermos.	
AJ-156	356336	3051717	31	Formación Tirabuzón, en la base se observaron (20 m) rocas sedimentarias color beige con estratificaciones cruzadas, sismitas, lentes de grava, equinodermos y bivalvos. Sobreyaciendo 6 m de lava, sobre esta lava se observaron nuevamente 5 m de areniscas y coronando la secuencia de Aguajito.	
AJ-157	355748	3051714	58	Formación Tirabuzón. Secuencia de 15 m de limolita, 30 m de arenas fosilíferas, lavas (5 m). Coronado por sedimentos. Aguajito hasta la parte superior.	
AJ-158	355398	3051727	78	Formación Tirabuzón. Depósito piroclástico de color gris con pómez y conchas, enriquecido en líticos, en algunos niveles lo sobreyace un estrato de 1 m con fósiles, después de este se observa 4 m de lava, nuevamente aparece una secuencia clásica de 6 m (arenisca con fósiles). 5 m de rocas sedimentarias menos competentes. Coronando se observan aproximadamente 3 m del miembro Sin-caldera.	
AJ-159	354932	3051574	90	Brecha co-ignimbrítica (Br), flujo piroclástico muy enriquecido en líticos, lavas rojas, lavas bandeadas, rocas sedimentarias, xenolitos graníticos. Parece la primera fase de la erupción, Metros más adelante, se observa el miembro Sin-caldera FPs con fiammes sobreyacido por las lavas de los domos del miembro Morro Prieto.	
AJ-160	353214	3051143	199	Flujos de escombros producto de la erosión de miembro Sierra Agría de hasta 40 m de altura, heterolitológicos.	
AJ-161	352824	3050776	402	Domo miembro Morro Prieto intruyendo a flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas más antiguos.	
AJ-162	353067	3051040	196	Flujos de escombros heterolitológicos (15 m) sobre el miembro Sin-caldera (10 m)	
AJ-163	354006	3051323	151	Domos recientes miembro Cuevitas.	
AJ-164	354688	3051547	114	Lavas antiguas miembro CSR.	

AJ-42, coordenadas punto AJ-42.				Cañón El Gringo (orilla de mar). Aquí se encuentra una secuencia de flujos piroclásticos (9 m) sobreyacidos por miembro Morro Prieto.	
AL-165	352197	3055470	4	Domos riolíticos recientes miembro Morro Prieto.	
AJ-166	351821	3055125	33	Brecha lítica de Aguajito lavas Morro Prieto.	
AJ-167	351779	3054925	54	Brecha co-ignimbrítica. Retrabajo sobre la ignimbrita y domo reciente riolítico (Morro Prieto) sobreyaciendo.	
AJ-168	351202	3054596	68	Hacia dentro de la caldera hacia la izquierda se observa el FP del miembro Sin-caldera y arriba los domos recientes miembro morro Prieto.	
AJ-169	350905	3054439	99	Lavas y sedimentos, sucesión de la CSR.	
AJ-170	350638	3054376	81	Cono de escoria previo a la erupción de la caldera Aguajito.	
AJ-171	350097	3053810	91	Flujo piroclástico, similar al depósito de pómez gigante del punto Al-63	
AJ-172	347666	3034964	390	Grupo Comondú. En frente del campamento El Borrego, aflora un flujo piroclástico con 10 m de espesor, color rosa a beige enriquecida en líticos hasta de 20 cm (lava, lava bandeada gris y rojos angulosos). El miembro Sin-caldera sobreyace este depósito.	
AJ-173	347808	3035218	347	Aguajito soldada	
AJ-174	339116	3050704	195	Localidad de San Alberto, rumbo hacia Santa Ana. Contacto de la ignimbrita con rocas sedimentarias con fósiles. La base de la ignimbrita es de color gris con líticos negros.	Falla 274/86, 174/81, 190/75- 195/95
AJ-175	337774	3053691	85	En la vía que va de Bonfil a la bahía de Santa Ana se observan rocas sedimentarias de las formaciones de la CSR. Arenas fosilíferas con aproximadamente con 50 m de espesor y sobre estas 15 m de la Ignimbrita de Aguajito.	110/15 estratificación; falla 45/80
AJ-176	336618	3054660	52	Lavas antiguas de los miembros volcánicos de la CSR.	
AJ-177	336375	3055923	26	Depósitos volcánicos antiguos.	
control	339938	3060617	78	Rocas sedimentarias.	
AJ-178	339938	3060617	2,7	Sedimentos con fósiles 60 m de espesor, conchas en posición de vida. 2 m de conglomerados de color negro en la parte superior.	
AJ-179	342252	3060855	0	Bahía de Santa Ana.	
AJ-180	340819	3058073	21	Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ-181	342831	3054434	147	Ignimbrita intermedia de Aguajito con líticos gris, rojos y blancos.	Fracturas 240/65; 250/60; 240/80; 230/80; 230/80; 310/80; 145/80; 270/70; 240/60; 100/70; 240/65; 50/80; 5/85; 220/85; 220/75; 9/85; 72/85; 300/85; 220/80; 60/85; 302/65; 32/85; 290/85; 270/25; 332/25.

AJ-182	343316	3052466	189	Miembro Morro Prieto, aquí afloran las partes basales conformadas por Flujos piroclásticos los cuales sobreyacen al Miembro Sin-caldera FPs.	260/55; 102/80; 290/80; 274/55; 114/75; 282/60; 292/75; 290/60; 268/65; 35/45. Falla 274/75 pitch 45NE ± lateral
AJ-183	343805	3052907	219	Miembro Morro Prieto.	
AJ-184	344422	3053177	261	Miembro Morro Prieto.	
AJ-185	345099	3052925	399	Mesa El Hueso. Rodados del Miembro Morro Prieto, lavas con textura vítrea.	Lavas con inclinación 310/19. Fractura 162/80
AJ 187	343418	3052717	270	Miembro Morro Prieto.	
AJ 188	342967	3053380	178	Miembro Morro Prieto.	
AJ 189	342794	3053604	377	Miembro Sin-caldera FPs, muy enriquecido en líticos.	
AJ 190	342070	3054475		Miembro Sin-caldera FPs 70 metros de espesor.	
AJ 191	341857	3055749	82	Formaciones sedimentarias de la CSR. Limolitas color amarillo 6 m de espesor. Sobreyaciendo se observó el miembro Morro Prieto.	
AJ 192	341654	3056341	65	Miembro Morro Prieto.	
AJ 193	342396	3055577	140	Lavas en bloques del miembro Morro Prieto sobre el miembro Sin-caldera FPs.	
AJ 194	342817	305542	203	Dique alimentador de lo domos de miembro Morro Prieto.	
AJ 195	343356	3055894	176	Miembro Morro Prieto.	60/65; 222/4; 170/65; 165/65; 262/70
AJ 196	344695	3056307	365	Miembro Morro Prieto.	
AJ 197	343522	3057170	96	Miembro Sin-caldera.	
AJ 198	342897	3057415	35	Miembro Sin-caldera.	
AJ 199	342796	3057463		Miembro Sin-caldera sobreyaciendo rocas sedimentarias.	
AJ 200	342465	3056688	27,7	Miembro Sin-caldera sobreyaciendo rocas sedimentarias.	
AJ 201	347798	3046408	1,8	Lavas miembro Morro Prieto.	
AJ 202	348033	3046605	1078	Domos miembro Cuevitas.	
AJ 203	349025	3047254	1199	Lavas miembro Cuevitas.	
AJ 204	349144	3047380	1182	Miembro Cuevitas.	
AJ 205	349699	3047177	1036	Diques Miembro Sierra Agria.	342N/75; 330N/85; 345N/70; 160N/80.
AJ 205-1	350601	3047612	1105	Silicificación, tonos color rosa y gris (diques).	
AJ 206	350848	3047815	1046	Diques miembro Sierra Agria.	162N/84; 280N/65; 302N/73; 305N/81
AJ 207	350490	3048936	986	Flujos piroclásticos miembro Sierra Agria.	
AJ 208	349848	3050010	1088	Diques miembro Sierra Agria.	61/67; 244/75; 270/85; 95/62; 124/65; 332/80 Fracturas
AJ 209	350314	3050264	999	Diques miembro Sierra Agria.	
AJ 210	350375	3050407	922	Flujos piroclásticos miembro Sierra Agria.	

AJ 211	350994	3050400	545	Flujos piroclásticos miembro Sierra Agria.	100/75-55SW
AJ 212	351304	3050418	498	Flujos piroclásticos miembro Sierra Agria con intrusiones de diques alimentadores del miembro Cuevitas.	
AJ 213	350668	3050978	886	Flujos piroclásticos miembro Sierra Agria.	
AJ 214	349179	3049972	1081	Domos miembro Cuevitas.	
AJ 215	348045	3050469	1072	Domos miembro Cuevitas. Campamento el Cardón.	
AJ 216	347841	3050359	986	Hilaloclastita color gris verdoso debajo de domos miembro Cuevitas.	
AJ 217	347698	3050652	900	Domos miembro Cuevitas.	130/87; 288/85 pitch 10-75
AJ 218	347349	3051083	724	Miembro Coyotitos.	344/70; 202/85; 210/65; 300/60; 310/45; 304/35; 340/60; 40/70; 94/65; 350/60
AJ 219	347434	3051402	668	Lavas brechadas y Flujos piroclásticos miembro Sierra Agria.	
AJ 220	348326	3051259	993	Lavas miembro Sierra Agria.	
	348549	3051685	962	Diques brechados miembro Sierra Agria.	224/70; 86/75; 148/80; 132/80
AJ 221	348409	3052245	859	Lavas miembro Cuevitas.	
AJ 222	348460	3052652	742	Lavas miembro Cuevitas. Panorámica hacia el cañón el Gringo.	
AJ 223	348487	3053726	571	Domos y lavas miembro Cuevitas.	
AJ 224	34806	3054064	464	Dique alimentador miembro Cuevitas.	
AJ 225	348875	3054255	420	Miembro Sin-caldera FPs.	
AJ 226	347772	3049717	1022	Miembro Sierra Agria.	
AJ 227	347848	3049357	930	Lavas miembro Sierra Agria.	
AJ 228				Lavas miembro Sierra Agria.	
AJ 229				Miembro Sierra Agria.	
AJ 230	347735	3046377	939	Miembro Cuevitas.	
AJ 231	348270	3046985	1185	Miembro Cuevitas.	
AJ 232	348784	3047120	1184	Miembro Cuevitas.	
AJ 233	350865	3047357	1138	Miembro Cuevitas intruyendo miembro Sierra Agria.	N10W Dique
AJ 234	350818	3048659	1005	Rocas con silicificación, la zona está tan alterada hidrotermalmente que no se reconoce si el miembro Cuevitas o el miembro Sierra Agria.	Falla: N308 W/42
AJ 235	351104	3048624	989	Dique del miembro Cuevitas intruyendo al miembro Sierra Agria.	
AJ 236	351070	3048437	905	Diques alimentadores de rocas volcánicas recientes.	N300E/85
AJ 237	351134	3048399	889	Control dique.	
AJ 238	351218	3048213	852	Rocas del miembro Sierra Agria.	
AJ 239	351437	3048150	815	Roca volcánica (hialoclastita) alterada de color gris (desvitrificación).	82NE/75NW vetilleo.
AJ 240	351511	3047963	770	Miembro Sin-caldera.	
AJ 241	351679	3047817	742	Rocas piroclásticas enriquecidas en líticos (granitos), no se reconoce si se trata del miembro Sin-caldera. Si es el caso puede ser parte de la brecha co-ignimbrítica.	
AJ 242	350738	3048803	1019	Rocas piroclásticas enriquecidas en líticos, lavas con fuerte alteración hidrotermal.	

AJ 243				Dique	Dique N290/60SW
AJ 244	350338	3049792	1069	Miembro Sierra Agria.	
AJ 245	350770	3051095	880	Miembro Sierra Agria.	
AJ 246	350844	3051218	896	Miembro Sierra Agria.	Falla con dirección N330W/45NE.
AJ 247	350674	3050979	877	Piroclasto enriquecido en líticos.	
AJ 248	350388	3050442	1012	Miembro Cuevitas sobreyaciendo miembro Sierra Agria.	
AJ 249	350232	3048922	1042	Intercalación de flujos de lava y flujos piroclásticos del Miembro Sierra Agria.	
AJ 250	350740	3079096	1107	Brechamiento observado en la base de las lavas del miembro Cuevitas.	
AJ 251	350281	304955	1193	Domo miembro Cuevitas.	
AJ 252	350284	3050556	932	Lavas miembro Sierra Agria con alteración hidrotermal.	
AJ 253	350244	3050678	905	Piroclastos del miembro Sierra Agria en contacto con lavas del miembro Cuevitas.	
Campamento	350719	3048700	1051	Brechamiento entre el miembro Sierra Agria y Domo Cuevitas.	
AJ 254	349893	3050717	854	Lavas miembro Sierra Agria.	Falla N185/62NW
AJ 255	349874	3050909	855	Piroclasto con un fragmento de lava de 1 m de diámetro.	
AJ 256	349960	3050518	882	Lavas cubiertas por depósitos piroclásticos del miembro Sierra Agria. A su vez están suprayacidos por flujos del miembro Cuevitas.	
AJ 257A	349860	3050194	1033	Se continúan observando las brechas entre los contactos del miembro Sierra Agria y el miembro Cuevitas.	
AJ 257B	348486	3049850	1167	Domos miembro Cuevitas.	
AJ 258	348323	3050254	1138	Miembro Cuevitas.	
Capas lavas	348493	3050032	1117		
AJ 259	348156	3051065		Miembros post-caldera Sierra Agria y Cuevitas.	Dique con dirección E-W.
Campamento Colombia	349583	3050016	1100	Domos miembro Cuevitas.	
AJ 260	348405	3051345	1024	Domos miembro Cuevitas.	N30E/30NW Dique.
AJ 261	348156	3050040	1151	Flujos de lava miembro Sierra Agria.	
AJ 262	347815	3049604	992	Lavas miembro Sierra Agria atravesadas por diques.	
AJ 263	347777	3048720	890	Lavas miembro Sierra Agria.	
AJ 264	348069	3048531	805	Flujos de escombros producto de la erosión del miembro Sierra Agria.	
AJ 265	347937	3047884	1153	Lavas con textura porfírica, no se asociaron algún miembro.	Fracturas E-W. Presencia de diques con dirección N-S
AJ 266	347813	3047579	764	Cañón Cimarrón lavas del miembro El Azufre sobreyacidas por miembro Sin-caldera.	
AJ 267	347780	3047443	989	Muestra Sin-caldera.	
AJ 268	347585	3047194		Lavas miembro El Azufre.	
RF 241				Rocas sedimentarias marina sobreyacidas por depósitos volcánicos sin identificar.	

RF 245	Cañón de la cueva amarilla			Piroclasto gris intruído por lavas negras y grises (pómez)	
AJ 269	343538	3055033		Brecha lítica.	
AJ 270	347734	3053445		Domos asociados al miembro Cuevitas.	Falla vertical (340°)
AJ 271	347684	3053747	247	Rocas sedimentarias de color amarillo, matriz tamaño arena media a gruesa, bloques redondeados. Buzamiento hacia el sur (280 NW/ 15 SW).	Falla 290NW/55NE
AJ 272	347712	3053951		Hialoclastita subyaciendo roca sedimentaria.	
AJ 273	347608	3054368	269	Límite hialoclastita.	
AJ 274	347498	3054547		Rocas sedimentarias.	
				Capas sub-horizontales inclinadas 15° al NW. Heterolitológicas, fragmentos angulares a subangulares con pómez (capas de 8 cm a estratos de 8 metros)	
AJ 275	348318	3054672	359	Depósito piroclástico Sin-caldera FPpb.	falla E-W
AJ 276	340123	3062414	0	Rocas sedimentarias de la CSR.	
AJ 277	339257	3062095		Laguna aislada del mar, ingresos intermitentes del mar; hacia la base limolitas. 30 m de espesor con limolitas en la base, con estratificación cruzada y plana paralela, conchas líneas de oxidación.	
AJ 278	338839	3061909	38	Sedimentos marinos, hacia la parte superior terrazas marinas hasta 40 m de espesor.	
AJ 279	355633	3047658	217	Sedimentos y depósitos volcánicos.	
AJ 280	355227	3047611	235	Flujo piroclástico.	
AJ 281	354974	3047439	263	Flujo piroclástico verde similar al flujo piroclástico Cueva Amarilla. Hacia la base del flujo afloran las rocas sedimentarias de la CSR.	
AJ 282	354826	3047551	272	Hacia la base se observa flujo piroclástico verde (¿Cueva Amarilla?). Bloques grandes de escoria, seguida por una capa de arenitas fosilíferas, sobreyaciendo esta capa, se encuentra un flujo piroclástico amarillo formando estructuras peperíticas con una lava de color gris oscuro que lo sobreyacen. Nuevamente se presenta un estrato de areniscas fosilíferas.	
AJ 283	354543	3047452	405	Lavas de los eventos post-caldera, sobreyaciendo los depósitos Sin-caldera FPs.	
AJ 284	354363	3047492	325	Descripción igual que el punto AJ-283.	
AJ 285	354016	3047208	488	Flujos de escombros de la erosión del miembro Sierra Agria sobreyaciendo al miembro Sin-caldera.	
AJ 286	355483	3044958	516	Flujos piroclásticos del miembro Sin-caldera.	
AJ 287	355800	3045553	500	Flujos piroclásticos del miembro Sin-caldera. Pómez con tamaños de 45 a 60 cm (fibrosa).	
AJ 288	355705	3046221	466	Control Miembro Sin-caldera.	
RF 251				Lavas de La Reforma sobreyaciendo areniscas con fósiles, por debajo de esta capa se encuentran flujos de escombros continentales y en la base lavas mezcladas con sedimentos.	
Punto para espesores	353558	3045736	505	80 metros de espesor, la parte soldada por lo menos 30 - 40 metros	
AJ 289	353160	3046763	570	Flujos de escombros que involucran fragmentos del miembro Sierra Agria y miembro Sin-caldera.	
AJ 290	352983	3047438	424	Flujo piroclástico blanco sobre la parte superior de la del miembro Sin-caldera. Parece la parte final de la erupción de la caldera o flujos de pómez asociados a la erupción del miembro Sierra Agria.	
AJ 291	352405	3047811	730	Flujos de escombros miembro Sierra Agria.	

AJ 292	352257	3047667	730	Domos miembro Cuevitas.	
AJ 293	353190	3047187	505	Flujo piroclástico removilizado.	
AJ 294	353351	3047795	464	Flujos de escombros.	
Control	353307	3048080	521	Control flujo de escombros.	
AJ 295	353220	3048342	524	Control flujo de escombros.	
Domo	352926	3048317	598	Domo miembro Cuevitas.	
AJ 296	352643	3048359	706	Lavas del miembro Cuevitas.	
AJ 297	352503	3048475	788	Domo miembro Cuevitas.	
AJ 297	353405	3048184	469	1,30 m de depósito de caída, sobre un flujo de escombros.	
AJ 298	353416	3047453	378	Flujo piroclástico Cueva Amarilla.	
AJ 300	353490	3047530	503	Miembros volcánicos de la sucesión de la CSR, sobreyacidos por el miembro Sin-caldera.	

Anexo 2. Resultados de dataciones U/Pb para algunas rocas del miembro Sin-caldera y Post-caldera en este estudio.

Muestra	U (ppm)1	Th (ppm)1	Th/U	207Pb/206Pb	206Pb/238U	±2s	207Pb/235U	±2s	207Pb/206Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s
AJ-55												
Zircon_111	178,70	87,50	0,49	0,23	1,49	0,30	4,50	3,10	500,00	1400,00	1,49	0,30
Zircon_136	248,00	122,70	0,49	0,22	1,51	0,42	6,10	3,10	1900,00	1200,00	1,51	0,42
Zircon_131	246,20	154,50	0,63	0,14	1,52	0,19	4,30	1,90	1300,00	670,00	1,52	0,19
Zircon_144	204,30	101,00	0,49	1,30	1,54	0,35	8,60	2,80	3300,00	3000,00	1,54	0,35
Zircon_116	186,50	76,60	0,41	0,37	1,67	0,26	10,60	2,60	1400,00	1300,00	1,67	0,26
Zircon_121	236,00	119,20	0,51	0,40	1,67	0,22	12,40	3,70	2500,00	740,00	1,67	0,22
Zircon_126	184,40	69,70	0,38	0,49	1,74	0,38	16,20	4,20	-600,00	5400,00	1,74	0,38
Zircon_113	198,90	105,70	0,53	0,37	1,95	0,27	17,80	3,50	3360,00	670,00	1,95	0,27
Zircon_124	157,10	61,90	0,39	0,39	1,95	0,33	15,90	3,70	2850,00	690,00	1,95	0,33
Zircon_139	197,00	98,50	0,50	0,43	2,00	0,48	17,30	5,90	3350,00	5900,00	2,00	0,48
Zircon_137	176,00	73,40	0,42	0,31	2,09	0,49	13,70	13,00	2600,00	29000,00	2,09	0,49
Zircon_127	179,50	79,70	0,44	0,84	2,22	1,30	27,60	18,00	4860,00	470,00	2,22	1,30
Zircon_117	180,40	80,60	0,45	0,50	2,27	0,38	23,30	4,40	1700,00	2300,00	2,27	0,38
Zircon_125	141,50	80,50	0,57	0,51	2,28	0,40	20,40	4,20	3610,00	980,00	2,28	0,40
Zircon_115	194,20	99,30	0,51	0,46	2,29	0,35	21,50	4,20	3990,00	630,00	2,29	0,35
Zircon_143	166,90	63,40	0,38	1,10	2,50	0,33	17,80	4,50	4500,00	3300,00	2,50	0,33
Zircon_135	178,10	88,10	0,49	0,45	2,57	0,41	25,40	6,10	4150,00	1800,00	2,57	0,41
Zircon_120	145,80	48,10	0,33	0,52	2,69	0,63	26,40	7,80	4120,00	560,00	2,69	0,63
Zircon_133	178,30	87,80	0,49	0,48	2,85	0,31	29,80	4,60	4310,00	560,00	2,85	0,31
Zircon_141	196,80	89,60	0,46	0,57	3,24	0,36	38,20	6,40	4340,00	350,00	3,24	0,36
Zircon_140	163,50	84,60	0,52	0,57	3,38	1,30	41,00	18,00	4430,00	430,00	3,38	1,30
Zircon_118	147,10	68,00	0,46	0,56	3,47	0,45	38,70	7,50	4390,00	660,00	3,47	0,45

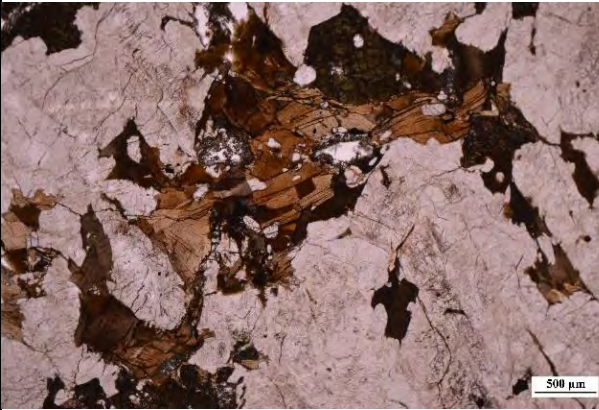
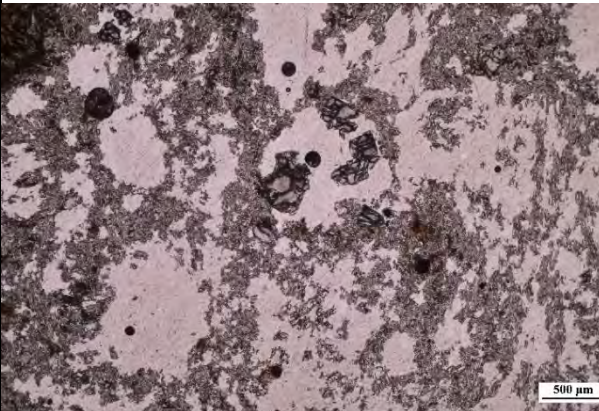
Zircon_130	131,30	54,50	0,42	0,78	3,95	2,00	62,00	21,00	4430,00	1300,00	3,95	2,00
Zircon_134	205,00	112,30	0,55	0,59	4,20	0,48	56,10	8,00	4760,00	480,00	4,20	0,48
Zircon_145	151,30	61,90	0,41	0,75	5,60	1,00	82,00	15,00	4810,00	420,00	5,60	1,00
AJ-123												
Zircon_100	1691,00	2050,00	1,21	0,17	1,05	0,15	3,48	0,87	2050,00	720,00	1,05	0,15
Zircon_99	136,30	50,00	0,37	-0,35	1,14	0,52	3,30	5,40	-8900,00	7200,00	1,14	0,52
Zircon_92	184,00	76,80	0,42	0,37	1,16	0,46	10,80	6,50	1400,00	3000,00	1,16	0,46
Zircon_97	148,00	84,30	0,57	0,37	1,30	0,53	12,60	7,00	400,00	4500,00	1,30	0,53
Zircon_88	171,90	77,10	0,45	0,41	1,33	0,42	10,80	3,80	-1800,00	6000,00	1,33	0,42
Zircon_94	173,20	84,60	0,49	0,24	1,33	0,36	7,30	4,00	-1100,00	4300,00	1,33	0,36
Zircon_95	354,30	409,00	1,15	0,73	1,33	0,33	13,80	2,70	4200,00	1300,00	1,33	0,33
Zircon_98	103,00	38,30	0,37	-0,16	1,41	0,68	8,80	6,40	-10200,00	8300,00	1,41	0,68
Zircon_93	162,40	52,50	0,32	0,27	1,53	0,39	10,70	5,10	-600,00	3100,00	1,53	0,39
Zircon_86	104,80	34,30	0,33	1,35	1,82	0,54	21,30	8,60	3400,00	3900,00	1,82	0,54
Zircon_87	133,20	45,30	0,34	0,67	2,34	0,64	26,30	6,80	5000,00	1200,00	2,34	0,64
Zircon_89	127,70	55,70	0,44	0,56	2,41	0,75	24,40	7,70	1300,00	6700,00	2,41	0,75
Zircon_91	835,00	758,00	0,91	0,71	4,16	0,65	59,10	9,10	4690,00	410,00	4,16	0,65
Zircon_90	131,90	44,10	0,33	0,87	4,30	1,30	64,00	12,00	5050,00	970,00	4,30	1,30
Zircon_96	70,00	30,10	0,43	0,72	16,80	2,00	225,00	24,00	4770,00	230,00	16,80	2,00
AJ-218												
Zircon_128	95,5	48	0,50	-0,0400	0,78	0,32	-1	3,6	-11400	6400	0,8	0,3
Zircon_126	93,6	57,6	0,62	-0,1500	0,92	0,39	0,3	3,1	-9600	7100	0,9	0,4
Zircon_135	184	103,5	0,56	0,1700	0,97	0,38	4,5	4	-7600	8400	1,0	0,4
Zircon_119	105,5	55,4	0,53	0,1400	0,98	0,97	0	12	-10200	8400	1,0	1,0
Zircon_108	39,1	19,71	0,50	0,1000	1,12	0,38	0,6	3,8	-4600	5500	1,1	0,4
Zircon_133	139,3	69,2	0,50	0,1400	1,21	0,37	4,7	3,5	-6200	7100	1,2	0,4
Zircon_115	71,7	40,1	0,56	0,2500	1,23	0,57	15,1	4,2	-4500	6700	1,2	0,6
Zircon_123	104,4	60,9	0,58	0,2900	1,27	0,46	10,3	5,3	-3200	6100	1,3	0,5


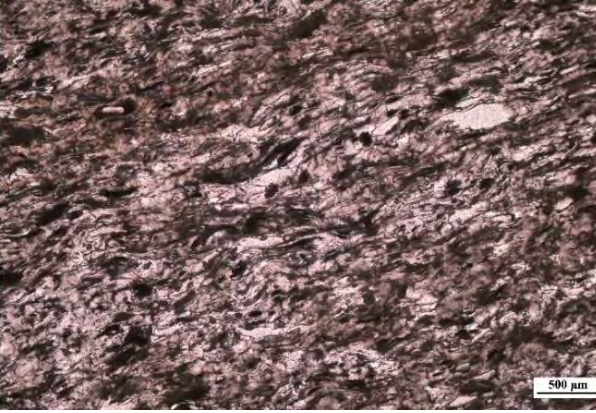

Zircon_130	72,4	32,5	0,45	0,1400	1,36	0,48	5,3	6,3	-2300	5100	1,4	0,5
Zircon_110	63,4	20	0,32	0,2100	1,39	0,46	2,6	3,3	-2100	3500	1,4	0,5
Zircon_120	58,9	33,3	0,57	-0,0900	1,41	0,45	1,6	5,3	-10500	7400	1,4	0,5
Zircon_129	164,7	49,8	0,30	0,5100	1,56	0,72	4,9	9	-6000	6800	1,6	0,7
Zircon_132	103,6	66,1	0,64	-0,0800	1,56	0,49	1,1	4	-11300	6200	1,6	0,5
Zircon_121	124,1	41	0,33	0,2500	1,6	1	22	16	-7200	6400	1,6	1,0
AJ-152												
Zircon_81	249,00	203,00	0,82	0,09	4,00	0,50	6,20	1,90	650,00	530,00	4,00	0,50
Zircon_73	395,00	506,00	1,28	0,06	4,30	0,60	4,90	4,70	280,00	560,00	4,30	0,60
Zircon_95	273,00	275,00	1,01	0,09	4,50	0,50	7,80	3,20	760,00	580,00	4,50	0,50
Zircon_76	47,00	27,00	0,57	0,78	4,60	0,80	11,30	7,20	1800,00	1600,00	4,60	0,80
Zircon_72	254,00	168,00	0,66	0,18	4,70	0,50	15,70	7,50	2460,00	330,00	4,70	0,50
Zircon_80	60,00	31,00	0,52	0,19	4,80	0,70	15,80	6,10	920,00	930,00	4,80	0,70
Zircon_82	198,00	184,00	0,93	0,14	4,80	0,50	12,70	3,50	1750,00	420,00	4,80	0,50
Zircon_98	105,00	88,00	0,84	0,29	4,80	0,70	17,20	5,20	1940,00	770,00	4,80	0,70
Zircon_94	170,00	161,00	0,95	0,17	4,90	0,50	17,80	4,10	2460,00	310,00	4,90	0,50
Zircon_84	231,00	234,00	1,01	0,11	5,10	0,40	12,20	3,00	1860,00	380,00	5,10	0,40
Zircon_79	58,00	36,00	0,62	0,19	5,10	1,30	24,00	12,00	1920,00	620,00	5,10	1,30
Zircon_70	63,00	45,00	0,71	0,22	5,30	1,00	15,50	4,20	1550,00	810,00	5,30	1,00
Zircon_74	139,00	154,00	1,11	0,09	5,40	0,50	9,70	3,40	670,00	620,00	5,40	0,50
Zircon_87	90,00	65,00	0,72	0,25	5,40	0,80	21,80	6,00	2190,00	510,00	5,40	0,80
AJ-221												
Zircon_101	496	378	0,76	0,1950	0,7	0,1	2,4	1,1	2140,0	670,0	0,7	0,1
Zircon_125	1049	1199	1,14	0,2030	0,8	0,1	3,2	0,6	2560,0	340,0	0,8	0,1
Zircon_113	918	919	1,00	0,1810	0,9	0,2	3,0	2,7	2490,0	380,0	0,9	0,2
Zircon_124	479	418	0,87	0,2290	0,9	0,1	4,0	1,1	1640,0	820,0	0,9	0,1
Zircon_103	571	445	0,78	0,1850	0,9	0,2	2,1	0,8	810,0	780,0	0,9	0,2
Zircon_117	1328	1140	0,86	0,0880	0,9	0,1	1,7	0,5	1040,0	380,0	0,9	0,1

Zircon_120	1508	1576	1,05	0,1340	0,9	0,1	2,7	0,9	2110,0	310,0	0,9	0,1
Zircon_118	1130	1026	0,91	0,0890	0,9	0,1	1,6	1,3	1560,0	580,0	0,9	0,1
Zircon_122	550	527	0,96	0,0940	0,9	0,1	2,0	0,7	400,0	770,0	0,9	0,1
Zircon_135	847	669	0,79	0,2100	0,9	0,1	4,0	1,0	2430,0	470,0	0,9	0,1
AJ-97												
Zircon_82	162,7	72,8	0,45	0,2200	0,73	0,26	3	3,4	-7000	8800	0,7	0,3
Zircon_67	769	916	1,19	0,1900	0,83	0,14	2,1	1,1	700	1400	0,8	0,1
Zircon_53	1000	1135	1,14	0,1500	0,855	0,095	2,16	0,93	1500	1100	0,9	0,1
Zircon_71	1393	1550	1,11	0,1490	0,87	0,16	2,37	0,75	1860	790	0,9	0,2
Zircon_54	651	453	0,70	0,0840	0,89	0,14	1,28	0,92	-500	1500	0,9	0,1
Zircon_75	228	124,6	0,55	0,2000	0,9	0,24	3,6	2,8	-4800	5400	0,9	0,2
Zircon_59	1980	3380	1,71	0,2040	0,92	0,15	3,65	0,9	2470	690	0,9	0,2
Zircon_79	229,4	121,7	0,53	-0,0800	0,93	0,31	3	2,8	-10500	6300	0,9	0,3
Zircon_60	155,2	65,9	0,42	0,1600	0,94	0,41	4,2	4,7	-3800	8900	0,9	0,4
Zircon_52	185	86,3	0,47	0,3000	0,98	0,49	12,9	7	-60000	13000	1,0	0,5
Zircon_76	418	276	0,66	-0,0200	0,99	0,23	2,2	1,7	-4600	3300	1,0	0,2
Zircon_74	979	847	0,87	0,1340	0,99	0,15	2,76	0,96	1200	880	1,0	0,2
Zircon_81	547	400	0,73	0,1090	1,03	0,19	2,2	1,4	-200	2000	1,0	0,2
Zircon_80	84,5	26,3	0,31	0,2200	1,04	0,54	-2	6,5	-10900	7200	1,0	0,5
Zircon_69	406	265	0,65	0,2400	1,05	0,2	2,9	1,8	-200	2100	1,1	0,2
Zircon_77	333	176,1	0,53	0,3200	1,06	0,18	3,4	2,2	600	3300	1,1	0,2
Zircon_51	355	252,2	0,71	0,2500	1,06	0,19	4,6	2,7	-1200	2500	1,1	0,2
Zircon_72	194	110	0,57	0,3100	1,07	0,31	5,3	4,1	-8500	8800	1,1	0,3
Zircon_56	134,9	59,5	0,44	-0,0700	1,1	0,49	4,4	5,1	-9100	9300	1,1	0,5
Zircon_66	389	261,3	0,67	0,1700	1,11	0,24	1,9	1,7	500	2100	1,1	0,2
Zircon_64	226	119,5	0,53	-0,0100	1,13	0,28	1,4	2,4	-8600	6100	1,1	0,3
Zircon_68	268,8	176,5	0,66	0,3500	1,13	0,25	5,7	2,9	-1200	5300	1,1	0,3
Zircon_65	188,1	76,9	0,41	0,4500	1,18	0,41	6,7	4,4	-3900	8600	1,2	0,4


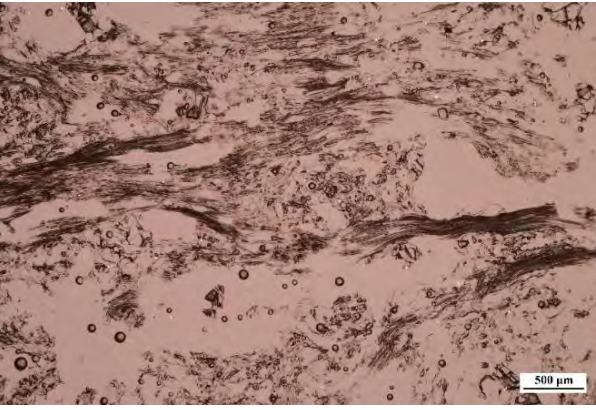
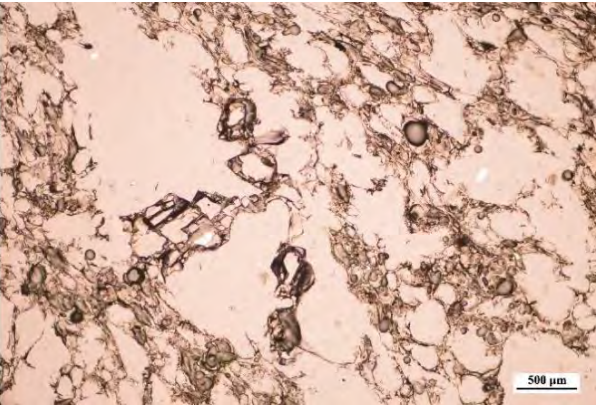
Zircon_58	303	213,7	0,71	0,5300	1,19	0,39	3,5	3,4	0	3200	1,2	0,4
Zircon_57	167,5	86,2	0,51	-0,1600	1,28	0,46	9,8	6	2600	4900	1,3	0,5
Zircon_83	142	78,5	0,55	0,0100	1,35	0,48	5,3	5,9	-10600	7700	1,4	0,5
Zircon_78	215	102,6	0,48	0,8800	1,45	0,41	11,2	5,5	2300	6200	1,5	0,4
Zircon_73	302	180	0,60	0,1100	1,46	0,63	6,2	3,9	600	3700	1,5	0,6
Zircon_61	163,9	73,2	0,45	0,8100	1,79	0,49	22,6	6,7	5700	3100	1,8	0,5
Zircon_85	158,3	67,4	0,43	1,0800	1,87	0,46	18,8	5,9	3900	4100	1,9	0,5
Zircon_70	536	389	0,73	0,7000	1,89	0,41	19,9	3,9	4490	700	1,9	0,4
Zircon_55	233	119	0,51	0,6800	2,06	0,44	20,9	7,1	3800	1400	2,1	0,4
Zircon_62	260	150	0,58	0,6000	2,07	0,54	21,6	4,8	4150	830	2,1	0,5
Zircon_84	298	122,4	0,41	0,0472	98,6	5	97,7	7,1	70	160	98,6	5,0

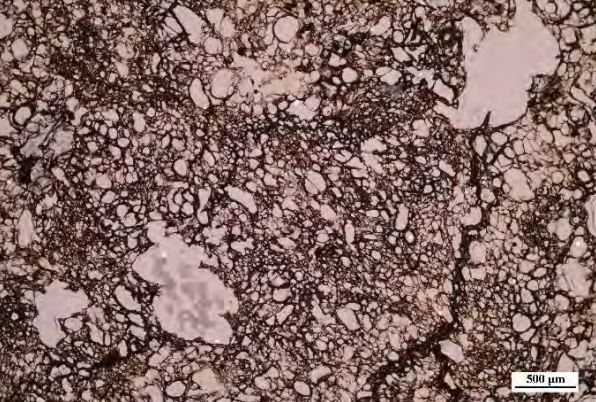

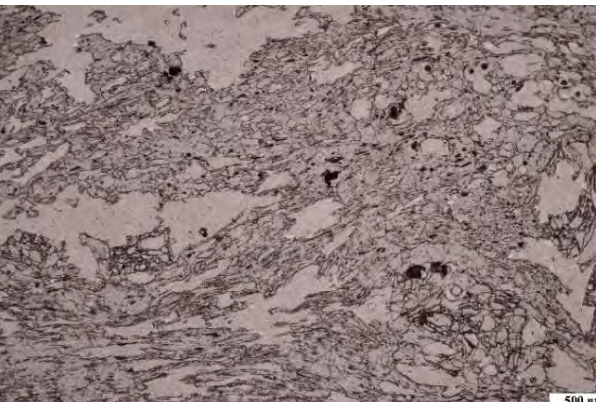
Anexo 3. Descripciones cualitativas de algunas de las láminas delgadas de este trabajo.

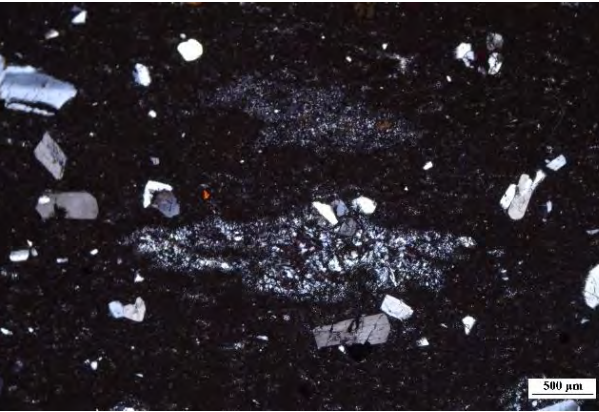
Minerales	Texturas	Muestra AJ Granodiorita
Plagioclasa 40% Cuarzo 10% Anfíbol 25% Biotita 25% Epidota 1%	Holocristalina- fanerítica Pertítica Poiquilítica de epidota en plagioclasa Mirmequítica Macla de albita y periclina	 <p>N // . 4X</p>
Minerales	Texturas	Muestra AJ 152 pómez
Plagioclasa 15% Piroxeno 7% (clinopiroxeno) Olivino 3% Masa fundamental 75%	Porfirítica Masa fundamental vitrofidica Vesicular	 <p>N // . 4X</p>
Minerales	Texturas	Muestra AJ 17 a

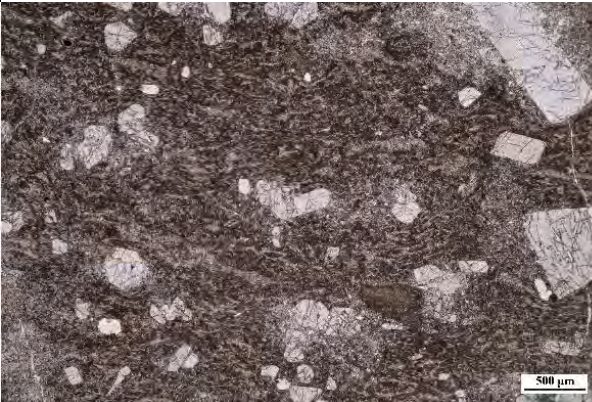
<p>Plagioclasa 15%</p> <p>Piroxeno 7% (clinopiroxeno)</p> <p>Olivino 3%</p> <p>Masa fundamental 75%</p>	<p>Porfirítica</p> <p>Masa fundamental vitrofidica</p> <p>Vesicular</p>	 <p>N X. 4X</p>
<p>Minerales</p>	<p>Texturas</p>	<p>Muestra AJ 17c</p>
<p>No se alcanza a apreciar minerales por medio del microscopio petrográfico.</p> <p>Presencia de óxidos.</p>	<p>Vitrofidica</p>	 <p>N //. 4X</p>
<p>Minerales</p>	<p>Texturas</p>	<p>Muestra AJ 63</p>
<p>Plagioclasa 15%</p> <p>Masa fundamental 85%</p> <p>Reemplazamiento de la masa fundamental por carbonatos de calcio</p>	<p>Porfirítica</p> <p>Masa fundamental vitrofidica</p>	 <p>NX. 4X</p>


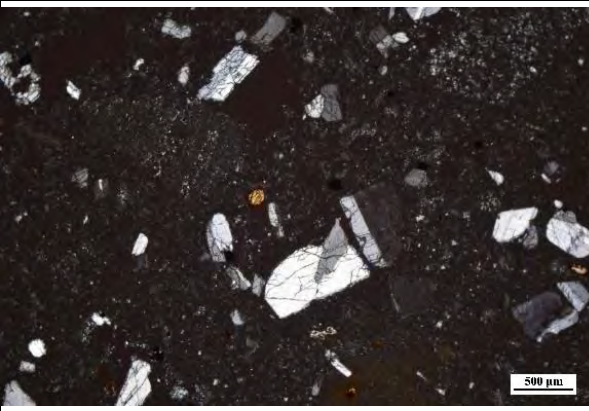

Minerales	Texturas	Muestra AJ 9
<p>Plagioclasa 70%</p> <p>Piroxeno (clinopiroxeno) 15%</p> <p>Óxidos 10%</p> <p>Masa fundamental 5%</p>	<p>Porfirítica</p> <p>Intersertal</p>	 <p>NX. 4X</p>
Minerales	Texturas	Muestra AJ 177
<p>Plagioclasa 50%</p> <p>Piroxeno (clinopiroxeno 15%-ortopiroxeno 15%)</p> <p>Masa fundamental 20%</p>	<p>Porfirítica</p> <p>Masa fundamental vitrofídica y microcristalina</p> <p>Seriada de plagioclasa</p> <p>Glomeroporfirítica de plagioclasa, de piroxeno, de plagioclasa y piroxeno</p> <p>Tamiz</p>	 <p>N // . 4X</p>
Minerales	Texturas	Muestra AJ 169
<p>Plagioclasa 30%</p> <p>Piroxeno (Clinopiroxeno 15%-ortopiroxeno 10%)</p> <p>Masa fundamental 45%</p>	<p>Porfirítica</p> <p>Masa fundamental vitrofídica, micro criptocristalina</p> <p>Fluidal</p>	 <p>N X. 4X</p>




Minerales	Texturas	Muestra AJ 25
Plagioclasa 25% Piroxeno (clinopiroxeno 15%) Pómez 20% Matriz 50%	Eutaxítica	 <p>N X. 4X</p>
Minerales	Texturas	Muestra AJ 55
Plagioclasa 15% Piroxeno (clinopiroxeno 3%) Anfíbol 2% Masa fundamental 80% Carbonatos como minerales secundarios (venas)	Porfírica Masa fundamental vitrofídica Vesicular (vesículas alargadas)	 <p>N //. 4X</p>
Minerales	Texturas	Muestra AJ 19 Pómez blanca
Plagioclasa 15% Piroxeno (clinopiroxeno 3%) Anfíbol 2% Masa fundamental 80%	Porfírica Masa fundamental vitrofídica. Vesicular (vesículas alargadas)	 <p>N//. 4X</p>


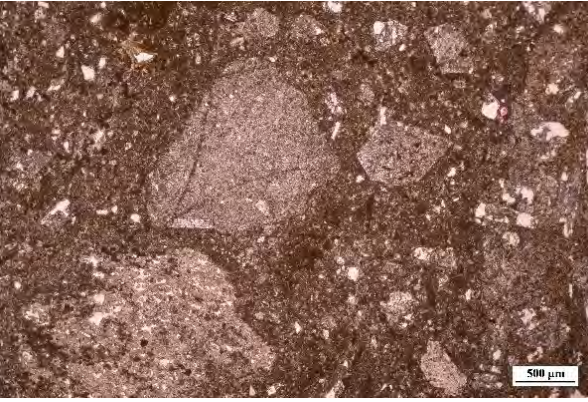

Minerales	Texturas	Muestra AJ 19 Pómez gris
Plagioclasa 30% Anfíbol 5% Biotita 2% Piroxeno (clinopiroxeno 10%) Masa fundamental 53%	Porfirítica Masa fundamenta vitrofídica Vesicular (vesículas redondeadas)	 <p>500 µm</p> <p>N // . 4X</p>
Minerales	Texturas	Muestra AJ 19 pómez bandeada
Banda clara Plagioclasa 15% Masa fundamental 85% Banda oscura plagioclasa 15% Piroxeno (clinopiroxeno 4%) Anfíbol 1% Masa fundamental 80%	Porfirítica Masa fundamental vitrofídica. Vesicular	 <p>500 µm</p> <p>N // . 4X</p>
Minerales	Texturas	Muestra AJ 32 a
Plagioclasa 20% Piroxeno (clinopiroxeno 3%- ortopiroxeno 1%) Masa fundamental 76%	Porfirítica Masa fundamental vitrofídica Vesicular (vesículas alargadas) Glomeroporfirítica de plagioclasa	 <p>500 µm</p> <p>N//. 4X</p>



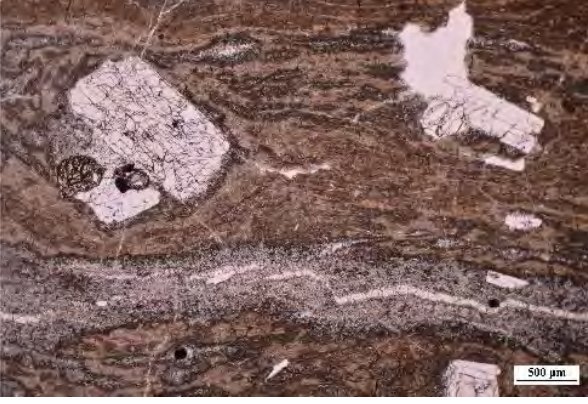
Minerales	Texturas	Muestra AJ 66
Plagioclasa 28% Anfíbol 5% Piroxeno (clinopiroxeno 10 %) Olivino 1% Líticos volcánicos 5% Pómez 15% Matriz 30%	Eutaxítica	 <p>500 μm</p> <p>N X. 4X</p>




Minerales	Texturas	Muestra AJ 04
Plagioclasa 20% Piroxeno (clinopiroxeno 5%-ortopiroxeno 5%) Líticos volcánicos 5% Pómez 10% Matriz 55%	Eutaxítica	 <p>500 μm</p> <p>N //. 4X</p>
Minerales	Texturas	Muestra AJ 42 c

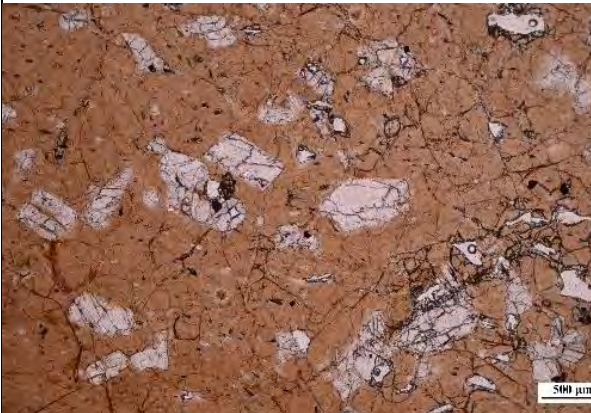
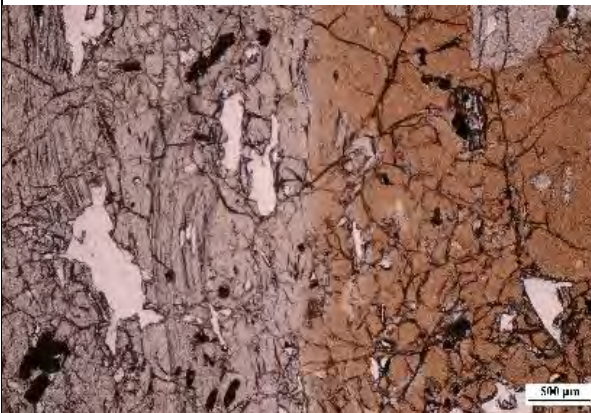
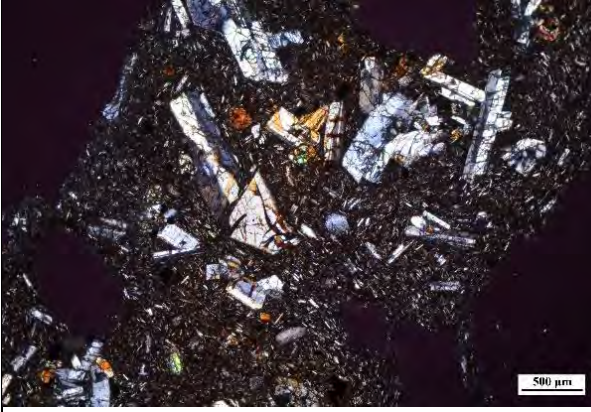
<p>Plagioclasa 30%</p> <p>Piroxeno (clinopiroxeno 3%)</p> <p>Líticos volcánicos 20%</p> <p>Pómez 10%</p> <p>Matriz 37%</p>	Eutaxítica	 <p>N X. 4X</p>
Minerales	Texturas	Muestra AJ 27
<p>Plagioclasa 25%</p> <p>Piroxeno (clinopiroxeno 10%)</p> <p>Líticos volcánicos 15%</p> <p>Pómez 20%</p> <p>Matriz 30%</p>	Eutaxítica	 <p>N X. 4X</p>
Minerales	Texturas	Muestra AJ 216
<p>Plagioclasa 20%</p> <p>Piroxeno 5 % (ortopiroxeno)</p> <p>Masa fundamental (75%)</p>	<p>Porfirítica</p> <p>Masa fundamental criptocristalina</p> <p>Glomeroporfirítica.</p>	 <p>N X. 4X</p>
Minerales	Texturas	Muestra AJ 10 c

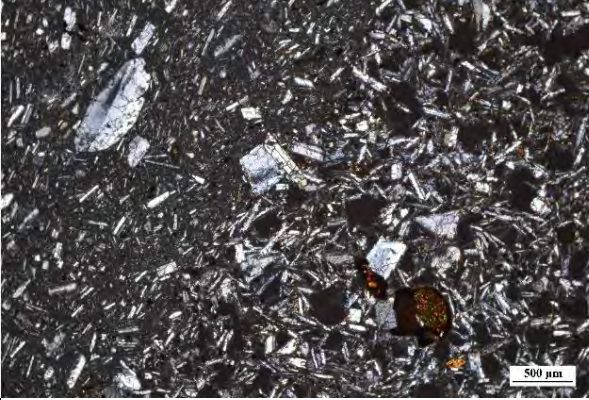

Plagioclasa 20 % Anfíbol 5 % Masa fundamental 75 %	Porfirítica Masa fundamental vitrofídica. Variolítica Glomeroporfirítica de plagioclasa Glomeroporfirítica de plagioclasa y anfíbol	 N X. 4X
Minerales	Texturas	Muestra AJ 221
Plagioclasa (25%) Piroxenos (10%) Anfíbol (5%) Masa fundamental 60%	Porfirítica Masa fundamental criptocristalina y fluidal.	 N X. 4X
Minerales	Texturas	Muestra AJ 90
Plagioclasa 25 % Anfíbol 5 % Piroxeno 5 % Óxidos 10 % Masa fundamental 55 %	Porfirítica Masa fundamental criptocristalina Seriada de plagioclasa Glomeroporfirítica de plagioclasa	 N //. 4X
Minerales	Texturas	Muestra AJ 81

<p>Plagioclasa (30%)</p> <p>Anfíbol 10% (bordes oxidados)</p> <p>Masa fundamental 70%</p>	<p>Porfirítica</p> <p>Masa fundamental criptocristalina.</p> <p>Glomeroporfirítica</p>	 <p>N//. 4X</p>
<p>Minerales</p>	<p>Texturas</p>	<p>Muestra AJ 248</p>
<p>Pómez 20%</p> <p>Líticos 15%</p> <p>Cristales 10%</p> <p>Óxidos 5%</p> <p>Matriz 50%</p>	<p>No hay soldamiento, no se observó textura eutaxítica</p>	 <p>N // . 4X</p>
<p>Minerales</p>	<p>Texturas</p>	<p>Muestra AJ 103</p>
<p>Plagioclasa 15 %</p> <p>Anfíbol 5 % (oxidados)</p> <p>Masa fundamental 80 %</p>	<p>Porfirítica</p> <p>Masa fundamental criptocristalina</p>	 <p>NX. 4X</p>
<p>Minerales</p>	<p>Texturas</p>	<p>Muestra AJ 43</p>

<p>Plagioclasa 15 % Anfibol 5 % Masa fundamental 70 %</p>	<p>Porfirítica Masa fundamental vitrofídica Esferulítica</p>	 <p>N X. 4X</p>
<p>Minerales</p>	<p>Texturas</p>	<p>Muestra AJ 40</p>
<p>Plagioclasa 30 % Ortopiroxeno 10 % Anfibol 5 % Masa fundamental 55%</p>	<p>Porfirítica Masa fundamental vitrofídica Bandeada Glomeroporfirítica de plagioclasa Glomeroporfirítica de plagioclasa y piroxeno Esferulítica Poiquilitica de anfíbol en plagioclasa</p>	 <p>N //. 4X</p>
<p>Minerales</p>	<p>Texturas</p>	<p>Muestra AJ 38</p>
<p>Plagioclasa 35 % Ortopiroxeno-Clinopiroxeno 5 % Masa fundamental 60 %</p>	<p>Porfirítica Masa fundamental vitrofídica Bandeada Glomeroporfirítica de plagioclasa</p>	 <p>N //. 4X</p>
<p>Minerales</p>	<p>Texturas</p>	<p>Muestra AJ 46</p>

Plagioclasa 30 % Anfíbol 10 % Ortopiroxeno 5 % Masa fundamental 55 %	Porfirítica Masa fundamental vitrofídica Esferulítica Tamiz	 <p>N X. 4X</p>
Minerales	Texturas	Muestra AJ 35b
Plagioclasa 20 % Anfíbol 10 % Masa fundamental 70 %	Porfirítica Masa fundamental vitrofídica Glomeroporfirítica de plagioclasa Poiquilítica de anfíbol en plagioclasa	 <p>N X. 4X</p>
Minerales	Texturas	Muestra AJ 152 dique
Plagioclasa 30 % Piroxeno 5 % Masa fundamental 65 %	Porfirítica Masa fundamental vitrofídica Glomeroporfirítica de plagioclasa	 <p>N X. 4X</p>
Minerales	Texturas	Muestra AJ 204

<p>Plagioclasa 25 %</p> <p>Ortopiroxeno- Clinopiroxeno 5%</p> <p>Masa fundamental 70 %</p>	<p>Porfirítica</p> <p>Masa fundamental vitrofídica</p> <p>Glomeroporfirítica de plagioclasa</p> <p>Perlítica</p>	 <p>N // . 4X</p>
<p>Minerales</p>	<p>Texturas</p>	<p>Muestra AJ 92</p>
<p>Plagioclasa 20%</p> <p>Masa fundamental 80%</p>	<p>Porfirítica</p> <p>Masa fundamental vitrofídica</p>	 <p>N // . 4X</p>
<p>Minerales</p>	<p>Texturas</p>	<p>Muestra AJ 121</p>
<p>Plagioclasa 30</p> <p>Anfíbol 5%</p> <p>Piroxeno 5%</p>	<p>Porfirítica</p> <p>Masa fundamental criptocristalina</p> <p>Glomeroporfirítica de plagioclasa y piroxeno</p>	 <p>N X. 4X</p>

Minerales	Texturas	Muestra AJ 13
Plagioclasa 40 % Anfíbol 5 % Clinopiroxeno 5 % Masa fundamental 50 %	Porfirítica Masa fundamental criptocristalina Enclave (misma mineralogía con abundancia de cristales) Seriada de plagioclasa Xenocritales de plagioclasa	 <p>N X. 4X</p>
Minerales	Texturas	Muestra AJ 5
Plagioclasa 15 % Clinopiroxeno 10 Olivino 5 % Masa fundamental 70%	Porfirítica Masa fundamental Criptocristalina Reemplazamiento de cristales por carbonatos	 <p>NX. 4X</p>