



UNIVERSIDAD DE SONORA
División de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Geología

Tesis

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO: Énfasis en el
magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción**



Presentada para obtener el grado de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLOGÍA

Por:

ALEJANDRA MARISELA GÓMEZ VALENCIA

Hermosillo, Sonora a viernes 10 de Enero del 2014

Tesis financiada por el Proyecto **CONACYT 180784:**
EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL PROTO-GOLFO DE CALIFORNIA: Énfasis en los vestigios
volcánicos del Mioceno en Sonora, México,
a cargo del Dr. Jesús Roberto Vidal Solano

Becario CONACYT 412452/258230

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



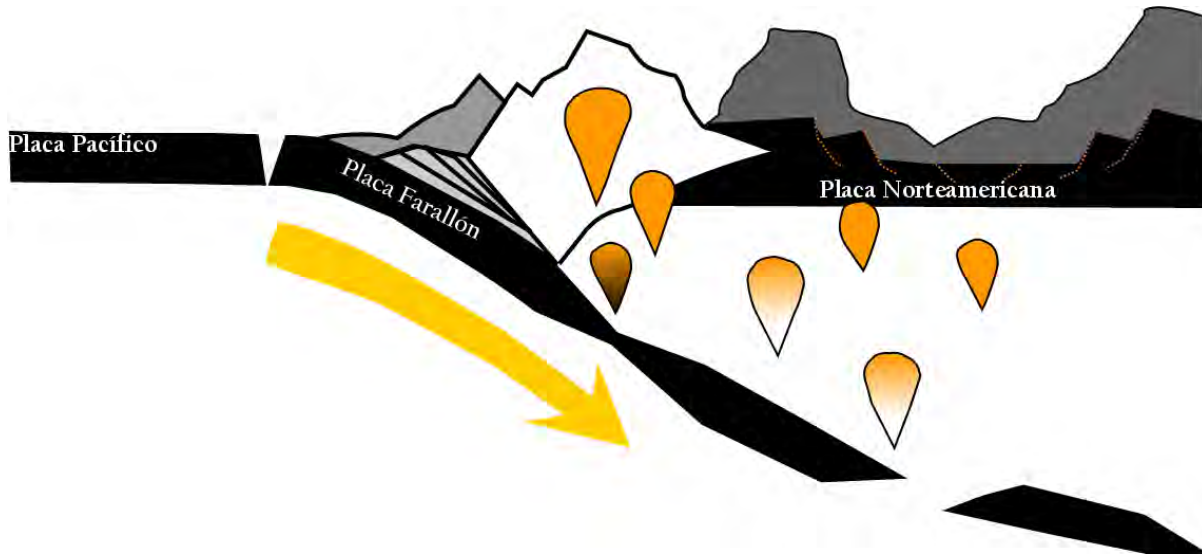
**"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"**



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess

Esta tesis de Maestría en Ciencias Geología por Alejandra Marisela Gómez Valencia, forma parte del Proyecto CONACYT 180784

*EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL PROTO-GOLFO DE CALIFORNIA:
Énfasis en los vestigios volcánicos del Mioceno en Sonora, México.
A cargo del Dr. Jesús Roberto Vidal Solano*



*Director de Tesis: Dr. Jesús Roberto Vidal-Solano¹
Co-Director: Dra. Margarita López-Martínez²*

Asesores:

*Dr. Ricardo Vega-Granillo¹
Dr. Francisco Abraham Paz-Moreno¹*

¹ Departamento de Geología, Universidad de Sonora (UNISON)

² Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE)





UNIVERSIDAD DE SONORA
División de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Geología

Tesis

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO: Énfasis en el
magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción**

Presentada para obtener el grado de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLOGÍA

Por:

ALEJANDRA MARISELA GÓMEZ VALENCIA

SINODALES

PRESIDENTE Dr. Francisco Abraham Paz Moreno

SECRETARIO Dr. Ricardo Vega Granillo

VOCAL Dra. Margarita López Martínez

VOCAL Dr. Jesús Roberto Vidal Solano

Tesis financiada por el Proyecto **CONACYT 180784:**
EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL PROTO-GOLFO DE CALIFORNIA: Énfasis en los vestigios
volcánicos del Mioceno en Sonora, México,
a cargo del Dr. Jesús Roberto Vidal Solano

Becario CONACYT 412452/258230



Hermosillo, Sonora a 6 de Enero de 2014

DR. ROGELIO MONREAL SAAVEDRA
Coordinador del Programa
Maestría en Ciencias-Geología
Universidad de Sonora

Presente.-

Por este medio me permito someter a su consideración, de la manera más atenta, el siguiente tema de tesis para su aprobación:

“Evolución espacio temporal y petrológica del magmatismo Oligoceno-Mioceno en Sonora, México: Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción”.

Lo anterior es con el fin de que la alumna **Alejandra Marisela GÓMEZ VALENCIA** pueda presentar su tesis requerida para la obtención de su título de Maestría en Ciencias-Geología, la cual fue dirigida por un servidor en co-dirección con la Dra. Margarita López Martínez del CICESE.

Sin otro particular, quedo de usted

ATENTAMENTE

“El saber de mis hijos hará mi grandeza”

Dr. Jesús Roberto VIDAL SOLANO

**MTC del Departamento de Geología
Universidad de Sonora**

C.c.p. Interesado

C.c.p. Archivo





"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

Departamento de Geología
División de Ciencias Exactas y Naturales

Hermosillo, Sonora a 06 de enero de 2014

Dr. Jesús Roberto Vidal Solano
Director de Tesis
Dra. Margarita López Martínez
Co-Directora de Tesis

Por este conducto les comunico que ha sido aprobado el tema de tesis propuesto por Ustedes, intitulado:

"EVOLUCIÓN ESPACIO TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO: ÉNFASIS EN EL MAGMATISMO ADAKÍTICO RELACIONADO AL CESE DE LA SUBDUCCIÓN"

Esto es con el fin de que la alumna: **GÓMEZ VALENCIA ALEJANDRA MARISELA** pueda presentar su examen profesional, para la obtención del título de Grado. Asimismo les comunico que han sido asignados los siguientes sinodales:

Dr. Francisco Abraham Paz Moreno	Presidente
Dr. Ricardo Vega Granillo	Secretario
Dra. Margarita López Martínez	Vocal
Dr. Jesús Roberto Vidal Solano	Vocal

Sin otro en particular quedo de Ustedes

Atentamente

Dr. Rogelio Monreal Saavedra
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología



EL SABER DE MIS HIJOS
PARA MI GRANDEZA
MAESTRIA EN CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPTO. DE GEOLOGIA

C.c.p. Interesada
C.c.p. Archivo



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

Departamento de Geología
División de Ciencias Exactas y Naturales

NOMBRE DE LA TESIS:

**"EVOLUCIÓN ESPACIO TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO: ÉNFASIS EN EL MAGMATISMO
ADAKÍTICO RELACIONADO AL CESE DE LA SUBDUCCIÓN"**

NOMBRE DE LA SUSTENTANTE:

ALEJANDRA MARISELA GÓMEZ VALENCIA

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.


Dr. Francisco Abraham Paz Moreno

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.


Dr. Ricardo Vega Granillo

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.


Dra. Margarita López Martínez

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.


Dr. Jesús Roberto Vidal Solano

Atentamente

Dr. Rogelio Monreal Saavedra
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología



E. SABER DE MIS HIJOS
PARA MI GRANDEZA
MAESTRÍA EN CIENCIAS
GEOLOGÍA
DEPTO. DE GEOLOGÍA

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Dedico este trabajo:

*Principalmente a Dios y a mis padres
Ramona Valencia Velázquez † y Agustín Gómez Gámez †*

A mis hermanas Arcelia Angelina y Ana María Gómez Valencia

*A mi Amigo y Director de Tesis
Dr. Jesús Roberto Vidal Solano*

Estos dos años de mi vida que invertí en el trabajo de la maestría fui muy bendecida con muchas actividades profesionales, con mi familia y amistades recibiendo lindos momentos y situaciones muy difíciles y complicadas de aceptar así que en los agradecimientos que a continuación se expresan, aparecen muchos nombres y muchas veces la palabra gracias, sin embargo, me parece que se queda corta al momento de recordar tanto apoyo recibido.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

AGRADECIMIENTOS

Con gran entusiasmo por la culminación satisfactoria de mi proyecto de tesis de maestría, que sin lugar a dudas, hace un aporte fundamental en mi formación profesional, quiero expresar mi infinito agradecimiento a las siguientes personas e instituciones:

Primeramente por permitirme ser Becario (Beca 412452/258230) dentro del programa de Maestría en Ciencias-Geología 2011-2013 de la Universidad de Sonora agradezco al **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT)**.

Por el apoyo recibido para la realización de la presente tesis, agradezco a la Universidad de Sonora, a la División de Ciencias Exactas y Naturales, al Departamento de Geología y por el financiamiento y apoyo otorgado por parte del proyecto #180784-Ciencia Básica CONACYT: “Evolución geodinámica del Proto-Golfo de California: Énfasis en los vestigios volcánicos del Mioceno en Sonora, México” a cargo del Dr. Jesús Roberto Vidal Solano.

Por otorgarme apoyo financiero para realizar una estancia de investigación en el Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE) con el apoyo de la Dra. Margarita López Martínez, agradezco al Departamento de Geología y a la División de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Sonora y al CONACYT por haberme autorizado un apoyo complementario denominado Beca Mixta modalidad Nacional, a estas instituciones, muchas gracias.

A los proyectos PIFI de la Universidad de Sonora y al personal administrativo principalmente a la M. C. Norah O. Armenta I. y al M. C. Saúl Herrera Urbina, muchas gracias por su invaluable apoyo y buena disposición para la gestión de los trámites correspondientes para mi participación en: **(1)** Trabajo de Campo para la presente tesis de maestría en el periodo 2012-1; **(2)** Participación en el Curso-Taller *Next Generation Sonoran Desert Researchers* en el Museo del Desierto de Arizona-Sonora, Tucson Arizona en el periodo 2012-1; **(3)** Estancia de Investigación en el CICESE en Ensenada, Baja California en el periodo 2012-2; **(4)** Congreso Reunión Anual de Geofísica Mexicana UGM en Puerto Vallarta Jalisco 2012-2 y 2013-2; **(5)** Excursión Geológica a Arizona EUA en el periodo 2012-2 y **(6)** Gestión y trámites para una estancia corta de la Dra. Margarita López Martínez en Enero del 2014.

Por confiar en mí, por su apoyo incondicional y por la motivación brindada para la realización de este proyecto de Tesis de Maestría, además de los invaluable comentarios y revisiones realizadas a este nuestro trabajo, agradezco infinitamente a mi Director de Tesis y amigo Dr. Jesús Roberto Vidal Solano, muchas gracias profe, sobre todo gracias por continuar transmitiéndome sus conocimientos.

A mi Co-Directora de Tesis, Dra. Margarita López Martínez, gracias por su apoyo en mi estancia en CICESE y por las revisiones tan detalladas efectuadas principalmente en el capítulo de Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

También quiero expresar mi más sincera gratitud por aceptar ser mis sinodales: primeramente al Dr. Ricardo Vega Granillo por ser un gran ejemplo para mí, por ayudarme en algunos de mis proyectos durante la maestría, y por realizar revisiones tan detalladas y precisas que enriquecieron enormemente mi trabajo, en verdad muchísimas gracias profe. Al Dr. Francisco Abraham Paz Moreno muchas gracias por sus acertados comentarios, por las revisiones hechas al presente manuscrito y por prestarnos la pulverizadora *Retch* para pulverizar los ejemplares de roca utilizados para análisis geoquímicos en este trabajo, muchas gracias a ambos, sobre todo, por compartirme sus invaluable conocimientos.

Sin lugar a duda este trabajo no hubiera terminado en tiempos sin el gran apoyo de las siguientes personas: para el trabajo de campo por la confianza y apoyo brindado para el acceso a la Sierra Libre, agradezco al Sr. Humberto Escalante del Rancho La Palma y a los hermanos Pedro y Jesús Moreno del Rancho el Pilar; al Sr. Polo Cruz del Rancho la Mesa del Corral en Rayón Sonora; a los señores Jesús Armando Murrieta Valencia y Omar Espinoza Amavizca por su amabilidad al permitirnos el acceso a la localidad del Cerro La Labor. Al Sr. Francisco García del Rancho El Jaralito en la Sierra Siete Cerros,

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Por su invaluable amabilidad, hospitalidad en el Rancho el Carmen en las inmediaciones de la Sierra Los Cerros Colorados, agradezco a la siempre muy linda familia López Romero, donde Don Jaime López González, la Sra. Socorro Romero Hernández y al Sr. Carlos Jaime López Romero nos apoyaron en gran medida para la realización de nuestro trabajo. También agradeciendo a los señores de la localidad El Sapo, Álvaro Alejandro Acosta Sánchez y a la señora Guadalupe Gloria Hernández.

Para el trabajo de laboratorio agradezco infinitamente a mis amigos Quím. Pablo Peñaflores Escarcega y Aimée Orcí, a ambos gracias por estar conmigo en cada etapa de mi vida, los quiero mucho. También agradezco a los técnicos Ángela Rosas, Víctor Pérez, Miguel Ángel García, Gabriel Rendón y Luis Gradilla del CICESE por su gran apoyo para realizar una mejor preparación de mis muestras para geocronología, por sus enseñanzas y ayuda durante mi estancia en el Laboratorio de Geocronología. Finalmente agradezco a Sheila Corrales por su apoyo para la realización de secciones delgadas. Incluyo un agradecimiento al Sr. Toribio Ruiz Romo de la Secretaría de Economía por su apoyo para el préstamo de las fotografías aéreas.

A mis compañeros y amigos que me ayudaron con el trabajo de campo Angel Enrique Olguín Villa, Marcos German Corro Ortiz y René Fernández de la Torre, gracias por acompañarme en el trabajo de campo de las 10 áreas de tesis que conforman esta pequeña tesis jiji, gracias por su compañía, ayuda y excelentes comentarios que enriquecieron este trabajo.

Una pieza fundamental para el desarrollo de este trabajo son mi familia: Gracias a mis padres Ramona Valencia Velázquez† y Agustín Gómez Gámez† y a mis hermanos: Arcelia, Ana María, Abraham, Agustín, Alejandro, Gloria y Francisca. A las Familias Sánchez Gómez (Ana María, Héctor, Lupita, Iliana y José Antonio), Salas Vega (Pelón, Minerva, Adán, Paola, Luis y Merari), Nájera Luna (Jesús, Leticia, Kenia, Marcia y Almita), Bernal Terán (Don Cachi, Doña Luz, Carmen y Poncho) y Durazo Quijada (Doña Ubelina, Don Crisóforo y Brenda), gracias por formar parte de mi vida. Y no olvido al gatito Nicolás Cage y perrito Pavito que también son mi familia.

A mi amigo o como de cariño le digo compañero!, Arturo Barrón, gracias por tantos consejos para mi persona, por tu apoyo en las buenas y en las malas, en la salud y en la enfermedad (literal) ajajajaj y por tu compañía en la estancia que realizamos juntos en CICESE, gracias compis.

A mis mejores amigas que amo con locura, Kenya Nájera, Carmen Bernal, Santa Barrera, Adrianita Hinojo y Claudia Bernal que sería de mí sin ustedes! Mis siempre lindas amigas, Ferlinda, Mayte, Carmelina, Marcía y Almita Nájera, gracias nenas por la amistad incondicional que me brindan. Al igual que mis amiguis Facundo Cazares, Jesús Gurrola, Martín Pacheco, Luis Jiménez e Ivan Espinoza, gracias por tanta motivación.

Así mismo extendiendo mi gratitud al Lic. Narciso Navarro Gómez por su apoyo, motivación y por contagiarme de ese entusiasmo que lo caracteriza.

Como no agradecerle a Don Jesús Urrutia tantas horas de charlas con consejos bien atinados además de brindarme siempre su apoyo. Al igual que Don Fernando Oviedo, gracias por tanta ayuda y consejos.

A mis muy queridos amigos y compañeros de aventuras en la maestría y amigos de viajes de vainas locas concluyentes de que con un 8 la hacen, les agradezco tantas muestras de aprecio totalmente correspondido aclarando que el orden es al azar: Uzi Castillo (Princess); Marcos Corro (Amigui), Belém bonita, Karina bonita, Martín, Jorge (Yorsh), Ivan Absalon, Don Jesús, Fernando Miranda, Genaro, Angel, Elizard, Lidio, Agustín, Darcy, Arturo, Santis, Oviedo y Anchondo.

No por ser los últimos cuentan menos ok, Arnoldo Arvayo (Arny), Luis (Wish), Martín (Wero), baby Claudia quiero decirles que aprecio mucho el cariño y respeto que siempre me han mostrado, ustedes son grandes personas y admiro el interés que tienen, les doy las gracias por su ayuda en todo momento, además, Arny, Wish y Agustín Delgado, gracias por su ayuda con los últimos detalles en la culminación de este trabajo.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

Resumen

Durante el Neógeno el desarrollo del *Basin and Range* y del Proto-Golfo de California, se produjo en Sonora una variedad importante de unidades magmáticas que posteriormente fueron afectadas por una tectónica transtensiva en el Mioceno tardío. Estos procesos geológicos, actualmente, representan una dificultad para el establecimiento de la evolución espacio-temporal del magmatismo que imperó en el cambio tectónico de subducción a rift.

Nuevos estudios petrológicos obtenidos en esta investigación sobre la secuencia volcánica Neógena, relacionada a las litologías ocurridas antes y después del Proto-Golfo de California, permitieron establecer la existencia de al menos 30 unidades durante 4 eventos volcánicos trascendentales que fueron sucesivos en el tiempo y producidos en un contexto de cambio tectónico de margen convergente a transformante: (1) Calcoalcalino; (2) Adakítico; (3) Transicional y (4) Toleítico.

Los estudios petrológicos realizados en 10 localidades de Sonora, que albergan un registro magmático Neógeno indican: (I) una alternancia entre 25 y 12 Ma de pulsaciones con afinidad adakítica que ocurren dentro de una amplia extensión, donde en las etapas finales de la subducción es mayor la actividad magmática de carácter adakítico; (II) la presencia de un volcanismo anorogénico, que ocurre en una región restringida en Sonora central entre 12 y 11 Ma, como coladas, domos e ignimbritas riolíticas de naturaleza transicional; y finalmente (III) la sucesión a un volcanismo Toleítico, que se presenta preferentemente en la región costera del Estado entre 11 y 8 Ma, como una emisión de importantes lavas intermedias de tipo islandítico.

Estos resultados ayudan a proponer un modelo para la petrogénesis de los magmas y su papel en la geodinámica del área. Este consiste, por un lado, en un cambio gradual en el magmatismo orogénico, con la marcada presencia de manifestaciones intermedias de afinidad adakítica al final de las etapas de subducción de las micro-placas de Farallón, como un resultado de los bajos ángulos de inclinación (17-30°), que guardaban los jóvenes slabs subducidos (10-13Ma). Estos datos son consistentes con los que presentan los arcos volcánicos actuales en donde ocurren adakitas y sugieren que el magmatismo orogénico del Mioceno podría estar relacionado a una fuente que involucró la fusión de la corteza oceánica. Por otro, la evolución del magmatismo anorogénico, responde al surgimiento de magmas transicionales principalmente félsicos en las primeras etapas de rift y, que finalmente progresaron a toleíticos, de intermedios a máficos en los últimos episodios del Proto-Golfo de California en el Mioceno Tardío.

CONTENIDO

CAPITULO 1.- INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivos.....	2
1.2 Metodología.....	2
1.3 Localización de las zonas de estudio	5
CAPITULO 2.- MAGMATISMO ADAKÍTICO	7
2.1 Significado y características del magmatismo adakítico o con tendencia adakítica.....	8
2.2 Contexto geodinámico del magmatismo Adakítico.....	12
2.3 Nomenclatura ígnea.....	17
2.4 Magmatismo adakítico en el NW de México.....	20
2.4.1 Evento magmático Neógeno en Baja California	21
2.4.2 Evento magmático Laramídico en Sonora.....	22
2.4.3 Evento magmático Neógeno en Sonora.....	23
CAPITULO 3.- DISTRIBUCIÓN ESPACIO TEMPORAL DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN LAS REGIONES ESTUDIADAS	26
3.1 Región Norte.....	26
3.1.1 Geología de la Sierra Picú.....	29
3.1.2 Geología del área de Rayón.....	51
3.1.3 Geología del área de San Miguel de Horcasitas.....	62
3.1.4 Geología del Cerro La Labor	68
3.2 Región Centro.....	75
3.2.1 Geología de la Sierra Siete Cerros.....	75
3.2.2 Geología del área Falso Cerro Gorgus	88
3.2.3 Geología de la porción SW de la Sierra Libre.....	94
3.3 Región Costa Suroccidental.....	105
3.3.1 Geología de la Sierra Los Cerros Colorados.....	106
3.3.2 Geología del área de Loma Divisadero.....	115
3.3.3 Geología del área de Tastiota.....	116
CAPITULO 4.- ESTUDIO PETROGRÁFICO DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO	118
4.1 Magmatismo Orogénico.....	118
4.1.1 Volcanismo Adakítico Oligoceno Tardío.....	118
4.1.2 Volcanismo Adakítico Oligoceno Tardío/Mioceno Temprano.....	121

4.1.3	Volcanismo Adakítico Mioceno Temprano.....	124
4.1.4	Formación volcánica Cerro Prieto (Mioceno Temprano).....	127
4.1.5	Formación volcánica Las Agujas (Mioceno Medio).....	129
4.1.6	Formación volcánica La Golondrina (Mioceno Medio?)	132
4.1.7	Formación volcánica Cerro Picú (Mioceno Medio).....	135
4.1.8	Formación volcánica Las Lomitas (Mioceno Medio).....	137
4.2	Magmatismo Anorogénico.....	141
4.2.1	Volcanismo Transicional del Grupo Sierra Libre.....	141
4.2.1.1	Magmatismo Máfico-Intermedio (Mioceno Medio).....	141
4.2.1.2	Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe (Mioceno Medio).....	144
4.2.1.3	Formación Las Avispas (Mioceno Medio-Superior).....	148
4.2.2	Magmatismo Toleítico (Basaltos, Islanditas y Riolitas).....	150
CAPITULO 5.- ESTUDIO GEOQUÍMICO DE LAS UNIDADES MAGMÁTICAS DE LAS REGIONES DE ESTUDIO		166
5.1	Técnicas analíticas.....	166
5.2	Petroquímica de las rocas volcánicas estudiadas.....	169
5.3	Petroquímica del magmatismo adakítico.....	174
5.4	Petroquímica del Volcanismo Anorogénico.....	185
5.4.1	El Volcanismo Transicional.....	185
5.4.2	El Volcanismo Toleítico.....	193
CAPITULO 6.- GEOCROLOGÍA $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.....		202
6.1	Aspectos teóricos del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	202
6.2	Metodología de análisis y procesamiento de las muestras	204
6.3	Estudios Complementarios.....	205
7.3.1	Resultados obtenidos con el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB).....	210
6.3	Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de las unidades magmáticas Oligoceno-Mioceno.....	214
CAPITULO 7.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....		235
CAPITULO 8.- BIBLIOGRAFÍA.....		249
ANEXOS.....		270

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción**

I INTRODUCCIÓN

El presente trabajo de tesis de maestría, forma parte de un proyecto de investigación de ciencia básica apoyado por el CONACYT, el cual se titula: **“Evolución Geodinámica del Proto-Golfo de California: Énfasis en los vestigios volcánicos del Mioceno en Sonora, México”** a cargo del Dr. Jesús Roberto Vidal Solano. Este proyecto de investigación, deriva del avance del conocimiento generado en el proyecto de investigación de ciencia básica CONACYT titulado: **“Estudio de los mecanismos eruptivos y de la petrogénesis del volcanismo hiperalcalino del NW de México: Sonora y Baja California”** ya concluido.

Uno de los objetivos primordiales en esta investigación, es la ubicación espacio-temporal de los productos magmáticos relacionados con el arco volcánico del Mioceno y cómo fue la evolución de este magmatismo para el desarrollo del Proto-Golfo de California en Sonora. En el marco del proyecto CONACYT actual, como parte de la etapa inicial de trabajo, se llevó a cabo la identificación de nuevos afloramientos sumando a ellos los que ya se habían identificado infrayaciendo al vulcanismo hiperalcalino en distintas localidades de Sonora.

De esta manera, la investigación de la presente tesis de maestría, partió de los datos reportados en varias localidades clave del Estado, donde ocurren secuencias con rocas volcánicas con firma química orogénica, pero con abundantes diferencias petrogenéticas, petrográficas y geocronológicas. Estos rasgos habían sido detectados y considerados en trabajos recientes, donde se han reportado tanto variaciones de grupos petrológicos distintos (rocas de afinidad adakítica), como edades muy jóvenes y contrastantes (16.30 ± 0.63 Ma) con respecto a la mayoría de las unidades asociadas y reportadas en la literatura para este evento (Gómez-Valencia, 2011). Finalmente, este estudio pretende encontrar un modelo tectónico que explique las causas de estas diferencias el cual debe incluir la discusión y análisis de los diferentes modelos tectónicos propuestos en la literatura (volcanismo clásico de arco continental, volcanismo de cuenca tras-arco y un volcanismo asociado a un desgarre de la placa en subducción), en la luz de los nuevos datos obtenidos en el presente trabajo.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción**

1.1 Objetivos

Se proponen para este trabajo como una contribución al conocimiento del evento volcánico orogénico del Oligoceno-Mioceno en el Estado de Sonora, los siguientes objetivos:

- (1) Establecer la extensión de los vestigios que representan al volcanismo orogénico calcoalcalino, calcoalcalino alto en potasio y adakítico.
- (2) Encontrar la relación genética entre todos los episodios magmáticos involucrados.
- (3) A partir de las edades radiométricas reportadas, realizar dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en algunas unidades cuya edad se desconoce.
- (4) Crear una compilación de los datos presentes en la literatura con el objetivo de obtener una base de datos que permita comparar la información con los datos generados en el trabajo de tesis y así, estructurar una interpretación regional y proponer un modelo geodinámico más actualizado.

Además, la información conseguida a partir de los objetivos anteriores, nos permitirá afinar la cartografía de las diferentes cartas 1:50,000: (1) El Caracol, (2) Rayón, (3) Carbó, (4) San Miguel de Horcasitas, (5) El Triunfo, (6) Estación Torres, (7) Repesito de Lujan, (8) Los Arrieros, (9) La Pimienta, (10) Plan de Ayala y (11) Tastiota. Principalmente en lo que se refiere al estudio de las unidades volcánicas Oligoceno-Mioceno y los patrones estructurales asociados, esto como un reflejo de la intervención de los distintos fenómenos de distensión terciaria en cada una de las localidades.

1.2 Metodología

Una vez seleccionada la extensión de las 10 áreas de estudio, la etapa inicial de gabinete consistió en la recopilación y análisis bibliográfico de la información existente, la cual, en muchas de las localidades, se enfoca principalmente a las unidades del basamento y a

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

las distintas zonas mineralizadas. Mencionando que en algunos de los lugares no se encontró información geológica relevante.

Posteriormente se realizó la fotointerpretación de las unidades comprendidas en las regiones de estudio, esto con la ayuda de las fotografías aéreas en tonalidades de grises, escala 1:50,000 correspondientes a la Zona 68 (líneas de vuelo 18, 19, 20 y 21), Zona 62 (líneas de vuelo 02, 03, 04, 05, 21, 31 y 32) y Zona 61 (líneas de vuelo 26, 27 y 28; generando con este apoyo, los planos fotogeológicos preliminares.

Con la finalidad de ajustar y afinar los mapas fotogeológicos, también se utilizaron los siguientes planos geológicos escala 1:50,000: H12-D51 Estación Torres y H12-A85 El Caracol y las cartas geológicas escala 1: 250,000: H12-11 Sierra Libre, H12-4 Caborca, H12-8 Hermosillo y G12-2 Guaymas consultados de la red de cartas de Servicio Geológico Mexicano. Además se utilizó el plano geológico de la región de Guaymas de [Cochemé \(1985\)](#), el plano geológico de Puerto Lobos – Bahía de Kino de [Gastil y Krummenacher \(1977\)](#) y los planos geológicos de las siguientes tesis de doctorado: San José de Batuc-región Guaymas [Paz-Moreno, \(1992\)](#) y sector Santa Rosalía y La Colorada-Sierra San Antonio de [Vidal-Solano, \(2005\)](#). Incluyendo el mapa de Rayón-San Miguel de Horcasitas de [Gómez-Valencia, \(2011\)](#) de su tesis de Licenciatura y los mapas de la Sierra Libre de [Barrera-Guerrero, \(2012\)](#) y [Olguín-Villa, \(2013\)](#) en sus tesis de maestría.

Una vez recabada la información, se plantearon 20 días de trabajo de campo, enfocándose a los lugares clave, que permitieran esclarecer la identidad de las unidades volcánicas, principalmente del volcanismo con edades del Oligoceno al Mioceno y de tendencia adakítica.

El trabajo de campo consistió en el reconocimiento general, en algunos casos detallado, de las unidades volcánicas, hipabisales e hipovolcánicas que de alguna u otra forma permitieran comprender su ubicación espacio temporal.

El muestreo de los afloramientos consistió predominantemente en la toma de ejemplares para la realización de secciones delgadas para petrografía, de la toma de esquirlas para análisis geoquímicos e isotópicos, muestreo de unidades sedimentarias del Mioceno para la identificación de microfósiles y muestreo de bloques de roca para fechamientos geocronológicos por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción**

La preparación de muestras se llevó a cabo de la siguiente manera y bajo el siguiente orden:

(1) Preparación de muestras de mano para la realización de láminas delgadas:

- Un primer grupo de 20 muestras para petrografía se preparó en el Laboratorio de laminado del Instituto de Geología de la UNAM (Estación Regional del NW) con el apoyo del técnico del laboratorio Geol. Aimée Orcí Romero.
- Un segundo grupo de 30 muestras para petrografía se realizó en el Laboratorio de laminado del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, con el apoyo del técnico Lic. Sheila Corrales.
- Un tercer grupo de 55 muestras para petrografía se realizó en el Laboratorio de laminado del Departamento de Geología del CICESE (dentro de la estancia de investigación de Modalidad Beca Mixta modalidad Nacional 2012-2), con el apoyo del técnico Ocean. Victor Pérez Arroyo.

(2) Preparación de muestras para Geoquímica:

La trituración de las 49 muestras para geoquímica para la obtención de gravilla, se realizó con la trituradora de quijadas de acero del Instituto de Geología de la UNAM-ERNO con el apoyo del Quím. Pablo Peñaflores Escárcega. Después se realizó un cuarteo de las muestras y una separación manual de líticos en el caso de las ignimbritas, para pulverizar en un molino de bolas de ágata del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora facilitado por el Dr. Francisco Abraham Paz Moreno. El análisis geoquímico de los polvos obtenidos se realizó en Laboratorio comercial ALS MINERAL (CHEMEX).

(3) Preparación de muestras para Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$:

La separación mineral de los 7 ejemplares objeto de datación, se realizó en el Laboratorio de Separación Mineral del CICESE con el Apoyo de la Ocean. Ángela Susana Rosas Montoya. El análisis de los ejemplares en el espectrómetro de masas se realizó con el apoyo de la Dra. Margarita López Martínez y del técnico Lic. Miguel Ángel García García.

(4) Análisis de muestras e interpretación de resultados:

Finalmente, se efectuaron los análisis petrográficos de las muestras seleccionadas como representativas de las unidades litológicas previamente cartografiadas.

La integración de los resultados generados con la información de campo, geoquímica, geoquímica isotópica, microsonda electrónica, geocronología, así como el análisis estructural basado en las imágenes de satélite. La integración fue realizada en planos, figuras y tablas, para facilitar su presentación, análisis y discusión. Por último, se procedió a la interpretación de todos los resultados obtenidos y a la redacción de este manuscrito.

1.3 Localización de las zonas de estudio

Las áreas de estudio se encuentran distribuidas en la porción Norte, Sonora Central y Costa Sur-occidental del Estado de Sonora (**Figura 1.1**), dentro de los municipios de Pitiquito, Carbó, Rayón, San Miguel de Horcasitas, Hermosillo y Guaymas. En total se estudiaron 10 localidades que cubren un área correspondiente a 650 Km² donde los rasgos del relieve, de la hidrología y la toponimia, se encuentran representados en 11 cartas topográficas a escala 1: 50,000 de INEGI.

En la **Región Norte se trabajó:** 1) porción SE de la carta H12A85 *El Caracol*, 2) porción centro W de la carta H12D22 *Rayón*, 3) porción centro E de la carta H12D21 *Carbó* y, 4) porción SE de la carta H12D31 *San Miguel de Horcasitas*. En la **Región Sonora Central**, se estudiaron las siguientes áreas de las cartas topográficas: 5) porción SE de la carta H12C58 *El Triunfo* y, 6) porción NW de la carta H12D51 *Estación Torres*. Finalmente, para la **Región Costa Sur-occidental** se estudió: 7) la porción centro W de la carta H12D61 *Repesito de Luján*, 8) la porción NE de la carta H12C79 *Los Arrieros*, 9) la carta H12D69 *La Pimienta*, 10) la porción centro E y SE de la carta H12C68 *Plan de Ayala* y, 11) la porción NE de la carta H12C78 *Tastiota*.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

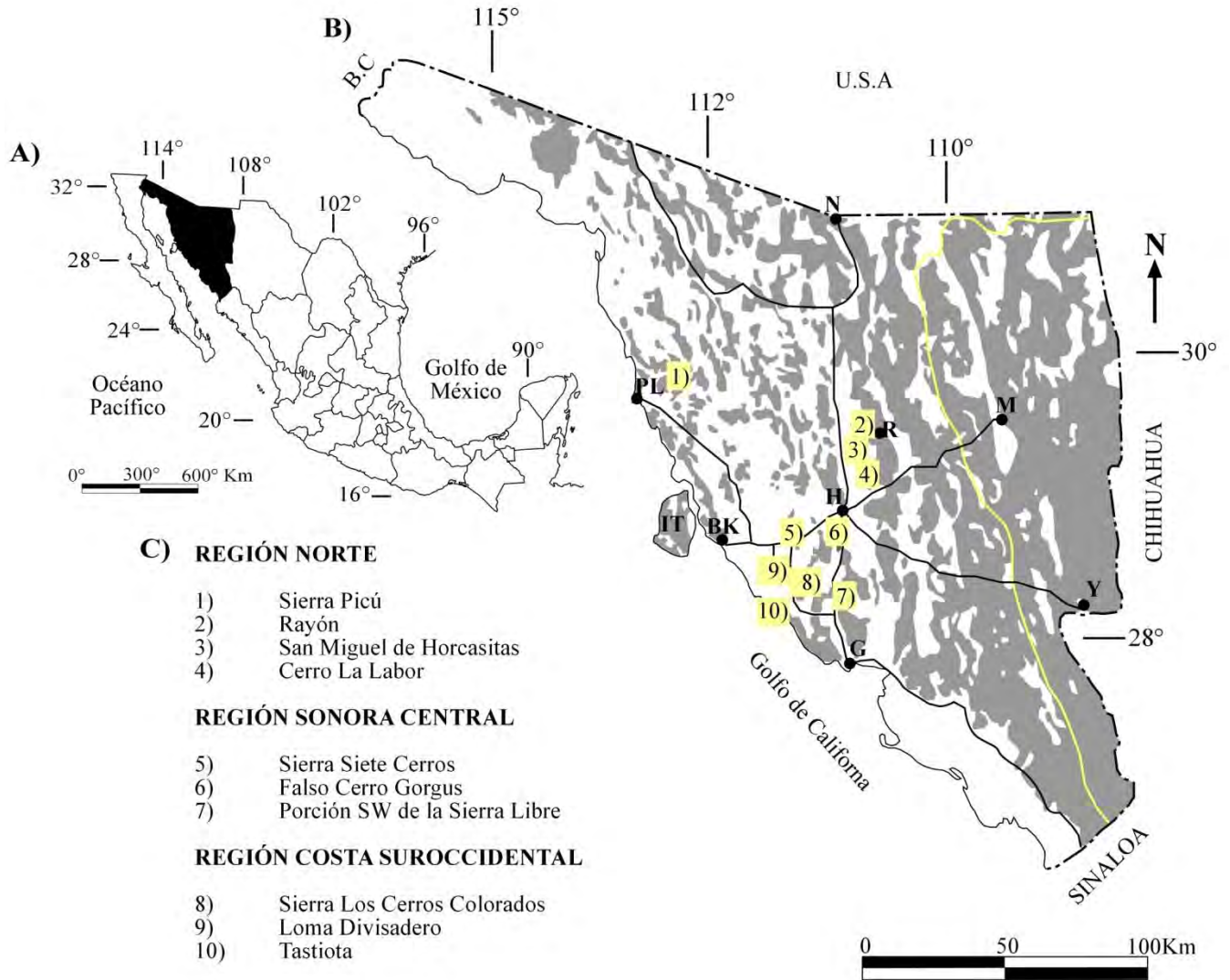


Figura 1.1.- A) Representación del Estado de Sonora en México; **B)** Imagen de Sonora el arreglo de sierras y valles típico de la provincia fisiográfica homónima (Cochemé, 1985; Paz-Moreno, 1992 y Vidal-Solano et al., 2007). Las áreas en gris representan los relieves y las áreas en blanco a las cuencas (59.2% de la superficie), las abreviaturas corresponden a los principales poblados, algunos cercanos a las zonas de estudio: PL Puerto Libertad, N Nogales, R Rayón, M Moctezuma, H Hermosillo, IT Isla Tiburón, BK Bahía de Kino, Y Yécora y G Guaymas; y **C)** Listado de las 10 localidades correspondientes a las regiones de estudio del presente trabajo. El contorno color amarillo en la Figura B, representa el límite de la Sierra Madre Occidental en Sonora.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

CAPITULO 2.- MAGMATISMO ADAKÍTICO

En el presente capítulo se aborda la noción del término adakítico, haciendo referencia a su aparición en el espacio y en el tiempo, además de nombrar sus características petrológicas y el significado geodinámico de su presencia.

En la actualidad existen 34 arcos volcánicos activos dentro del cinturón orogénico del Pacífico o cinturón peri-Pacífico. De éstos, 20 presentan magmas de naturaleza sólo calcoalcalina y en los 14 restantes, se han reconocido magmas de afinidad o tendencia adakítica (Maury et al., 1996; Juteau y Maury, 1999; Figura 2.1), mostrándonos lo común de este tipo de magmas en márgenes convergentes.

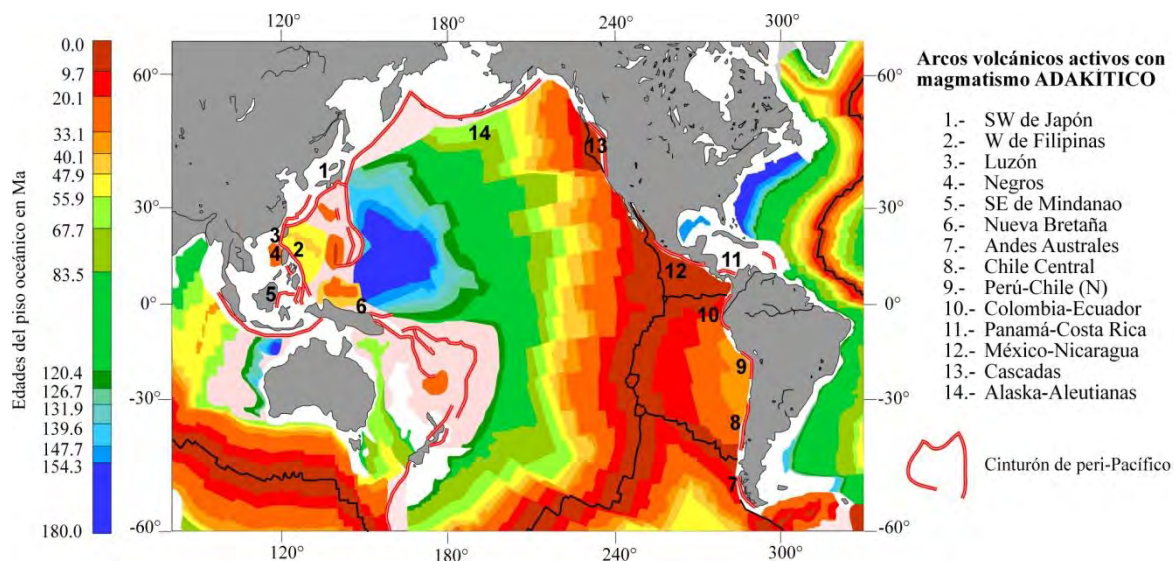


Figura 2.1.- Mapa del globo mostrando las edades del piso oceánico (modificado de Müller et al., 1997 y Di Giuseppe et al., 2009), el cinturón peri-Pacífico y los Arcos volcánicos activos con magmatismo adakítico fueron tomados de Juteau y Maury (1999).

La hipótesis sobre la génesis y origen de las rocas llamadas "adakitas" o de "afinidad adakítica" ha provocado numerosos debates y desacuerdos entre los diferentes investigadores, en parte, porque no se ha reportado una roca tipo y, porque las distintas rocas descritas e interpretadas presentan grandes diferencias en su composición química (Crawford et al., 1989). Es así como en el presente apartado se desarrolla un análisis de los siguientes temas relacionados al estudio de las adakitas: [1] el significado y las características del magmatismo

adakítico o con tendencia adakítica (o adakitas y rocas adakíticas [Castillo, 2006](#)); [2] nomenclatura; y [3] en particular, los ejemplos reportados de estas peculiares rocas en el NW de México, principalmente en Sonora.

2.1 Significado y características del magmatismo adakítico o con tendencia adakítica

Adakita es un término petrológico definido por [Defant y Drummond \(1990, 1993\)](#) para rocas que fueron descritas por primera vez en el arco volcánico de las Islas Aleutianas en Alaska, E.U.A. Según los autores anteriores se trata de rocas volcánicas e intrusivas asociadas a los arcos Cenozoicos. Ellos consideraron a las adakitas como rocas que pueden tener una composición química de intermedia a félsica como la de una andesita o diorita, una dacita o granodiorita y una riolita o granito. Estos autores propusieron los primeros criterios para la caracterización de estas rocas, que fueron considerados a partir de los siguientes contenidos: SiO₂ superiores a 56%, Al₂O₃ superior a 15% (rara vez menor a este porcentaje), MgO menor a 3% (rara vez por encima de 6%), concentraciones bajas de tierras raras pesadas (HREE) e Y, valores de Y e Yb inferiores a 18 y 1.9 ppm respectivamente, altos valores de Sr (rara vez menor a 400 ppm), relación de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr inferior a 0.7040, además de un diagrama de discriminación Sr/Y en función de Y ([Figura 2.2](#)), en donde destacan las adakitas por sus contenidos bajos de Y contenidos altos en Sr.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

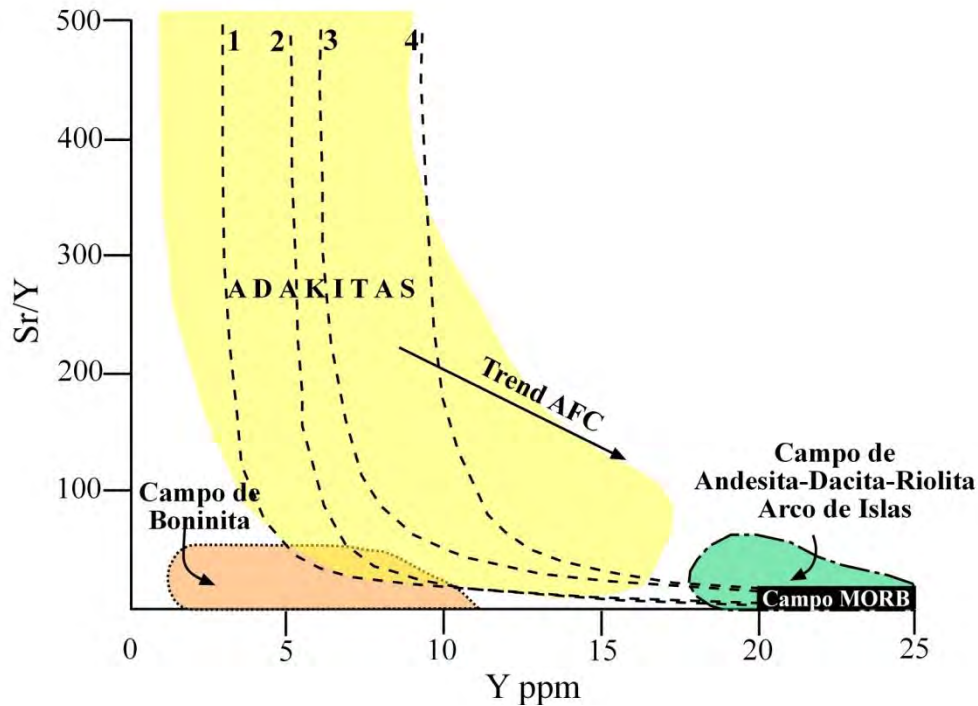


Figura 2.2.- Diagrama Y vs Sr/Y discriminante para adakitas tomado de Defant y Drummond (1990). Las curvas 1 a la 4, representan varios modelos de fusión parcial siendo 1 la que tiene una mayor fusión de anfibolita y eclogita y al 4 la de menor fusión.

Defant y Drummond (1990) describen que una adakita petrológicamente, presentará una asociación mineralógica variable, donde la plagioclasa y el anfíbol son los minerales más comunes; el clinopiroxeno y el ortopiroxeno son también componentes importantes, y que la biotita y minerales opacos pueden ocurrir con frecuencia. Sin embargo, en algunas rocas, la asociación plagioclasa y anfíbol puede ocurrir con o sin biotita, piroxeno y opacos. Además, Ribeiro-Laurent et al., (2008), mencionan que es frecuente que las plagioclasas presenten un zoneamiento.

Las adakitas típicas fueron estudiadas originalmente en la isla de Adak en una de las islas Aleutianas por Kay (1978). En dicha región se menciona su asociación con otro conjunto de rocas atípicas denominadas andesitas magnesianas (Richards y Kerrich, 2007). Dichas rocas se caracterizan por: 1) contenidos elevados en la relación La/Yb, 2) altos cocientes de tierras raras ligeras sobre tierras raras pesadas (LREE/HREE), 3) concentraciones altas en Sr de alrededor de 1800 ppm, 4) un contenido razonablemente importante de Mg#

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

[MgO/(MgO+FeO)] además de, 5) concentraciones altas de ciertos elementos compatibles como Cr y Ni. En consecuencia, un segundo diagrama de discriminación de La/Yb en función de Yb fue propuesto y utilizado para la caracterización de las adakitas (Figura 2.3, Defant y Drummond, 1993; Drummond y Defant, 1990).

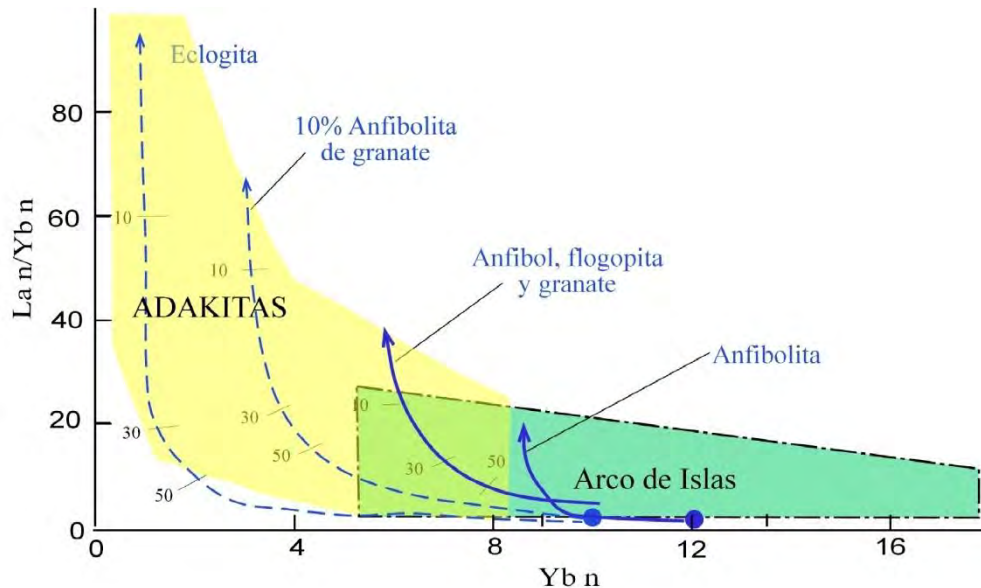


Figura 2.3.- Diagrama discriminante Ybn vs La/Ybn, valores normalizados con condrita normalizado para el reconocimiento de las adakitas, tomado de Defant y Drummond (1993).

Muchas series de andesitas magnesianas están formadas por basaltos, andesitas basálticas, y andesitas; es decir, de rocas con valores de SiO₂ inferiores a 60%, se caracterizan por contener valores elevados en elementos incompatibles y muestran un empobrecimiento selectivo en Nb y Ta como en los magmas calco-alcalinos típicos. Algunas de estas rocas, debido al contenido superior a 12% en MgO, han sido clasificadas como picritas (Le Bas, 2000; Le Maitre et al., 2002). Sin embargo, si las andesitas magnesianas muestran valores en sílice parecidos a las lavas calco-alcalinas normales, las primeras son caracterizadas por presentar fuertes concentraciones en MgO, Cr, Co, y Ni, además de valores elevados en Sr (>1000 ppm) y empobrecimientos, bien marcados aunque variables, en HREE e Y, de la misma forma que un líquido adakítico (Defant y Drummond, 1990). Varias interpretaciones

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

han sido propuestas para explicar el origen de las andesitas magnesianas (más adelante LSA de [Martin et al., 2005](#)), sin embargo, las más consideradas son dos. La primera considera que el origen de las andesitas magnesianas deriva de dos procesos, primero la fusión de la placa en subducción generando líquidos adakíticos y, segundo, una contaminación con la litosfera durante su travesía hacia la superficie ([Kelemen et al., 1993](#); [Kelemen, 1995](#); [Yogodzinski et al., 1994, 1995](#)). La segunda interpretación expone que las andesitas magnesianas serían el resultado de una fusión hidratada de peridotitas de un manto previamente metasomatizado por líquidos adakíticos derivados de la fusión de basaltos y/o sedimentos subducidos ([Tatsumi, 1981, 1982, 2001](#); [Furukawa y Tatsumi, 1999](#); [Shimoda y Tatsumi, 1999](#)). Estas dos hipótesis han sido probadas por medio de trabajos experimentales que concluyen la existencia de interacciones entre los líquidos adakíticos producto de la fusión de la corteza y el manto para la generación de andesitas magnesianas ([Sekine y Wyllie, 1982](#); [Wyllie y Sekine, 1982](#); [Sen y Dunn, 1994a, b](#); [Rapp et al., 1999](#); [Prouteau et al., 2001](#)).

En el Noroeste de México, más precisamente en Baja California, rocas de características similares a las andesitas magnesianas han sido denominadas "bajaitas" por [Rogers et al., \(1985\)](#). En este lugar, la serie muestra características geoquímicas típicas y de fácil reconocimiento: $\text{SiO}_2 < 57\%$, $\text{MgO} > 8\%$, $\text{FeO}^*/\text{MgO} < 2$, relación elevada de Na/K, $\text{Rb}/\text{Sr} < 0.01$, $\text{Sr} > 1000$ ppm, $\text{Ba} > 1000$ ppm, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7048$ y fuerte fraccionamiento de LREE en relación a las HREE ([Rogers et al., 1985](#); [Saunders et al., 1987](#); [Rogers y Saunders, 1989](#)).

Una clasificación más precisa de magmas con afinidad adakítica fue desarrollada por [Martin et al. \(2005\)](#) proponiendo la existencia de dos grandes familias de adakitas: *High Silica Adakites* (HSA) y *Low Silica Adakite* (LSA). Estas dos familias se diferencian por su composición y firma geoquímica, y la interpretación de su fuente/origen y mecanismo de su génesis. Las HSA provienen de un componente importante de la fusión de los basaltos hidratados de la corteza oceánica subducida ([Martin et al., 2005](#)); y presentan valores en SiO_2 superiores a 60%, valores bajos en Y, Yb, K/Rb y SiO_2/MgO elevados. Las LSA resultan mayormente de la fusión de un componente mantélico como la peridotita, previamente metasomatizado principalmente por los magmas silícicos de tipo HSA ([Martin et al., 2005](#)); y

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

se caracterizan por tener valores en SiO₂ inferiores a 60%, valores bajos en Y e Yb, fuerte anomalía positiva en Sr, relación elevada de K/Rb y una relación baja de SiO₂/MgO. Si tomamos como base la caracterización hecha por Martin y sus colaboradores, llegamos a la conclusión que las *High Silica Adakites* o HSA corresponden a las adakitas originalmente reportadas por Defant y Drummond (1990); de igual manera las *Low Silica Adakites* (LSA) coincidirían con las andesitas magnesianas originalmente estudiadas por Kay (1978), al igual que las "bajaitas" de Rogers et al. (1985), lo cual se puede comprobar con el diagrama SiO₂/MgO de la Figura 2.4, propuesto por Castillo (2006).

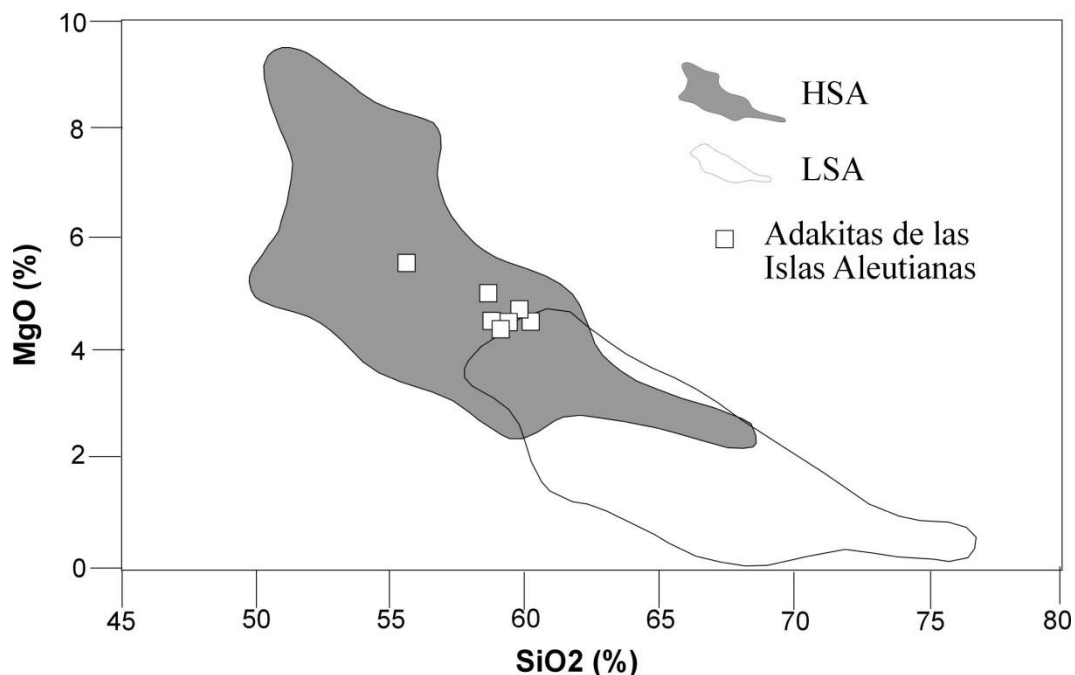


Figura 2.4.- Diagrama de Catillo (2006), que muestra las HSA.- high silica adakites (blanco) y las LSA.- low silica adakites (gris); nótese que las muestras de adakitas de las Islas Aleutianas caen en el campo de low silica adakites.

2.2 Contexto geodinámico del magmatismo Adakítico

Las investigaciones de los últimos años permiten precisar que las adakitas son magmas desarrollados en contextos de subducción y esencialmente en el Cinturón peri-Pacífico (Maury

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

et al., 1996). Algunos estudios han demostrado que las rocas adakíticas son el resultado de la subducción de una corteza oceánica joven (30 Ma en promedio – ver Figura 2.1); aunque magmas con características geoquímicas muy similares han sido detectados por medio del estudio de las rocas de la corteza arqueana o *TTG Tonalita-Trondhjemita-Granodiorita* (Martin et al., 1999, 2002, 2005; Smithies, 2000).

La interpretación sobre el origen de las Rocas Adakíticas o de afinidad adakítica no ha sido estrechamente asociada a la zona de subducción, permitiendo considerar la existencia de varias fuentes, que pueden interactuar: (a) la fusión de una corteza continental, (b) la fusión de peridotitas hidratadas y no hidratadas y, (c) la fusión de rocas básicas de la corteza oceánica (solo para las Adakitas). Sin embargo, la hipótesis más viable de acuerdo con la geoquímica y la petrología experimental ha demostrado en varios estudios que las adakitas pueden provenir directamente de la fusión de basaltos hidratados de una corteza oceánica subducida (fusión del slab, ver Figura 2.5). Esta interpretación permite considerar que la fusión parcial se lleva a cabo a partir de una anfibolita con granate a profundidades entre 75 y 80 Km (ver Figura 2.5). Siendo el granate el mineral que concentra las HREE y el Y, elementos que están presentes en cantidades relativamente bajas en las rocas adakíticas.

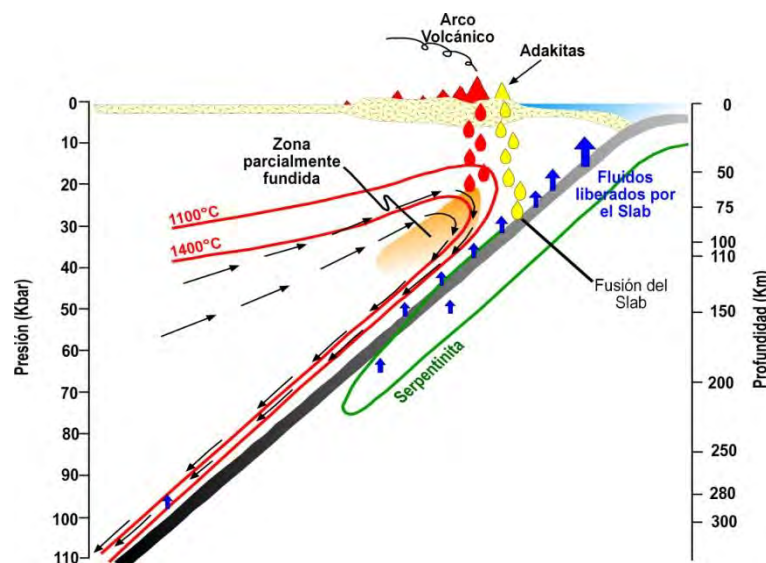


Figura 2.5.- Modelo para la formación de un frente de arco indicando la formación de magmatismo clásico de arco y magmatismo generado a partir de la fusión de un slab más joven; modificado de Schmidt y Poli (1998) por Ribeiro-Laurent et al. (2008).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

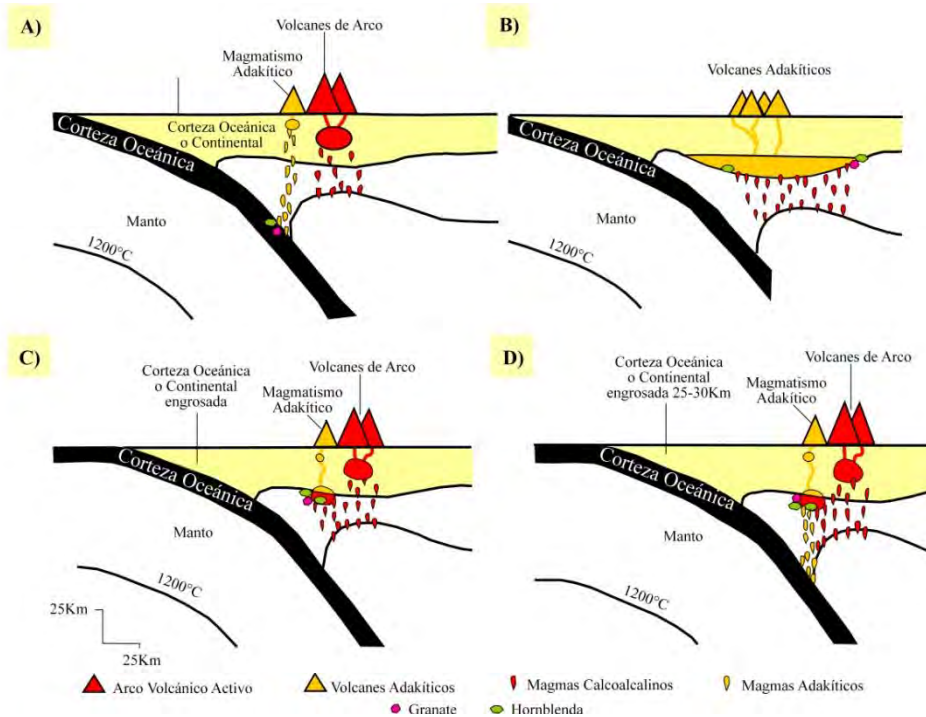


Figura 2.6.- Modelos para la formación de un frente de arco e intervención del magmatismo calcoalcalino y adakítico, modificados de Ribeiro-Laurent et al., 2008: A) Modelo generado a partir de la fusión del slab (Defant y Drummond, 1990); B) Modelo de inyección magmática en una corteza engrosada (Petford y Atherton, 1996); C) Modelo generado a partir de la fusión de un basalto primitivo hidratado (Proteau y Scaillet, 2003); y D) Modelo generado a partir de geobarometría de anfíboles de baja y alta presión (Ribeiro-Laurent et al., 2008).

Es así como varios modelos han surgido como una interpretación de la génesis del magmatismo adakítico, donde Defant y Drummond (1990) sugieren que las adakitas se generan por la fusión del “slab” (ver Figura 2.6A), desequilibrando la corteza subducida entre 30 y 90 Km de profundidad, produciendo magmas que migran a la superficie y se estancan en un depósito superficial permitiendo la cristalización de minerales de baja presión, plagioclasa y anfíbol (ver Figura 2.6A).

Por otra parte, Petford y Atherton (1996), han propuesto que los basaltos de arco se inyectan en una corteza engrosada y caliente. Cuando esta corteza se encuentra en el campo de

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

estabilidad del granate y del anfíbol, las adakitas se pueden producir por fusión de gabro en la base de la corteza (ver [Figura 2.6B](#)). En este caso, el espesor de la corteza de arco debe ser superior o igual a 40-50Km. En lo particular, este modelo fue propuesto para explicar las adakitas de la Cordillera Blanca en Perú (ver [Figura 2.6B](#)).

[Proteau y Scaillet \(2003\)](#), con base en observaciones de la petrología experimental han propuesto que las adakitas se derivan de la fusión de un basalto primitivo hidratado. Este basalto se produce por la fusión del manto metasomatizado y se almacena en un depósito profundo. Este magma basáltico inicia su cristalización de minerales de alta presión, tales como anfíbol, en el campo de estabilidad del granate y anfíbol. Los magmas adakíticos producidos migran hacia la superficie y se almacenan en un depósito cortical somero, ahí cristalizan minerales de baja presión generando un magmatismo de firma adakítica. Este modelo ha sido concebido para explicar la génesis de las dacitas que provienen de la erupción del Pinatubo en 1991 (ver [Figura 2.6C](#)).

Recientemente [Ribeiro-Laurent et al. \(2008\)](#), tras realizar trabajos experimentales de geobarometría, proponen un modelo en el que los basaltos de arco producidos por fusión parcial de un manto metasomatizado se almacenan en un reservorio magmático profundo, en el que cristalizan minerales de alta presión en el campo de estabilidad del granate y el anfíbol, produciendo por diferenciación magmas adakíticos. Posteriormente, estos magmas migran a la superficie almacenándose en un depósito somero permitiendo la cristalización de minerales de baja presión antes de la erupción (ver [Figura 2.6D](#)).

Los resultados recientes de la petrología experimental, considerando una fusión de los materiales basálticos, bajo la presión de una corteza oceánica subducida, aproximadamente a 150 km, revelan que no es posible considerar la formación de adakitas; lo anterior sólo es posible en una zona muy estrecha llamada "ventana adakítica" que se sitúa a una presión y temperatura entre 1-2.5 GPa y 600-1000°C respectivamente ([Maury et al., 1996](#); [Juteau y Maury, 2008](#)). Estos resultados han mostrado que para fundir una anfíbolita con granate es necesario un régimen térmico anormalmente caliente, cortezas de 0.5 a 10 Ma y una velocidad de subducción de 3 cm/año ([Maury et al., 1996](#)), haciendo indispensable, por un lado, que el anfíbol metamórfico sea estable hasta el momento de su fusión para provocar la liberación del

agua contenida (Rapp et al., 1991); y por otro lado, que el granate sea igualmente estable, para que la fusión por desestabilización del anfíbol ("*dehydration melting*" o fusión-deshidratación) se pueda desarrollar entre 800 y 1000°C (Sen y Dunn, 1994b). No obstante, la fusión en ausencia de agua (*solidus* en seco de Green, 1982) debe comenzar a una temperatura claramente más elevada (1100°C, Maury et al., 1996), temperatura que es difícil de alcanzar en las zonas de subducción actuales; por el contrario una fusión en presencia de un exceso de agua (*solidus* en exceso de agua de Green, 1982) iniciará a tan solo 650-700°C (Maury et al., 1996).

La subducción de la corteza oceánica puede ser un proceso capaz de llevar componentes basálticos al interior de una zona de subducción y de activar la reacción de fusión-deshidratación del anfíbol. Argumentos importantes están en favor del origen/génesis de las adakitas como un resultado de la fusión de una corteza basáltica a una presión y temperatura definida por la estabilidad del granate y del anfíbol, así como por la ausencia de plagioclasa. Sin embargo, los modelos térmicos revelan que en una subducción común, el sistema no alcanza la "ventana adakítica" y, que además, la placa subducida atraviesa el umbral de la deshidratación, antes de traspasar el límite de la fusión-deshidratación del anfíbol. Por otro lado, Maury et al. (1996) han demostrado que las condiciones experimentales que permiten que el sistema de subducción pueda alcanzar la "ventana adakítica" son análogas a: 1) la subducción de una dorsal activa, 2) la subducción de una corteza muy joven (2 Ma), 3) un sobrecalentamiento por cizallamiento, que podría sobrepasar los 300°C en el caso de una subducción rápida y oblicua (Peacock, 1990 ; Peacock et al., 1994), 4) un régimen térmico similar al del Arqueano (Martin, 1987 ; Rapp et al., 1991). Es decir que se necesita tener una zona de subducción netamente más caliente que la normal para generar líquidos adakíticos.

Así, en un sistema de subducción normal, la placa subducida se deshidrata antes de que pueda fundirse, pero en el caso de que ocurra una fusión de la placa antes de que sea deshidratada a una profundidad superior, entonces se desarrollarán magmas de afinidad adakítica, que además interactúan de una manera importante con la cuña del manto durante su trayecto hacia la superficie. Estas zonas de subducción extremadamente calientes no son comunes y, según Maury et al. (1996), puede ser excluida la presencia de adakitas en más de

la mitad de los arcos volcánicos, en donde existe una subducción de corteza oceánica joven (menos de 50 Ma, [Juteau et Maury, 2008](#)). Por lo tanto, una anomalía térmica es necesaria para hacer que el sistema se vuelva más caliente; como la subducción de una dorsal oceánica o la apertura de una ventana astenosférica. Sea lo que fuere, las adakitas pueden ser asociadas, bajo los criterios anteriores, a varios escenarios: a) principio o fin de una subducción ([Sajona et al., 1993, 1994](#)), b) una baja inclinación de una placa oceánica en subducción ([Gutscher et al., 2000](#)), c) una subducción rápida y oblicua; d) una ruptura de una placa subducida que se transforma en ventana astenosférica; y e) o una combinación de esos factores (adakitas de post-colisión; por ejemplo en el Campo Volcánico de Santa Clara, Baja California; [Aguillón-Robles et al., 2001](#)).

Los argumentos anteriores nos dejan plantear que los términos adakita y roca adakítica, de afinidad o tendencia adakítica, no obedecen rigurosamente a rocas que están asociadas a un contexto de subducción ([Castillo, 2006](#)), sin embargo, la gran mayoría están relacionadas a un contexto orogénico como es el caso del presente estudio sobre el magmatismo del arco Oligoceno - Mioceno Medio de Sonora en donde hemos encontrado rocas con esas características petrológicas.

2.3 Nomenclatura ígnea

La terminología petrológica relacionada a los magmas adakíticos, enumera las siguientes rocas: adakita, andesita magnésiana, bajaíta, boninita, picrita y trondhjemitita, las cuales no son del todo reconocidas por la subcomisión para la sistemática de las Rocas Ígneas de la *International Union of Geological Sciences* (IUGS, [Le Maitre et al., 2002](#)). El término adakita no es reconocido por esta subcomisión para una roca, sin embargo, al ser un término petrológico actualmente utilizado lo define como: “*un término para una serie de andesitas, dacitas y riolitas sódicas de composición química inusual, eruptadas en un contexto de arco continental o arco de islas. Se caracteriza por tener altos valores de Sr, altos cocientes de Sr/Y y La/Yb y anomalías negativas en Nb, Ti y Zr; las rocas más máficas de la serie, pueden presentar un alto contenido en metales de transición tales como Cr y Ni. Por lo general,*

usualmente contienen fenocristales de plagioclasa, anfíbol, mica, rara vez ortopiroxeno (pero si clinopiroxeno) y comúnmente titanio-magnetita, apatito, zircón y titanita (Defant & Drummond, 1990, p.662; Adak, Aleutian Islands, Alaska, USA)”

Por otra parte, al inicio de este capítulo, se menciona que el término de **andesita magnesiana**, fue originalmente propuesta por Kay (1978) y aunque éste ha sido utilizado en varios trabajos petrológicos posteriores, no figura en el glosario que presenta la IUGS para homologar los términos petrológicos (Le Maitre et al., 2002). Sin embargo, sí se menciona el término **andesita alta en Mg** como: “un término propuesto como una alternativa de una **Boninita** para evitar la equivalencia entre algunos **basaltos ofiolíticos** y **andesitas altas en Mg** implicadas por algunos autores como **Boninitas**”.

Otro término petrológico, asociado a esta temática dentro del desarrollo de este capítulo, es el de **Bajaíta**, el cual se refiere a las andesitas magnesianas que han sido descritas en el NW de México por Rogers et al. (1985). Al respecto, la IUGS no reconoce este término como parte de la nomenclatura volcánica, sin embargo, aparece en el glosario términos petrológicos de Le Maitre et al. (2002) y es definido como: “un término originalmente utilizado como “**serie de rocas Bajaítas**”, actualmente se utiliza como un nombre de roca para una variedad de **Boninita** con valores de MgO ~8%, SiO₂ ~56%, y caracterizada por contener altos valores de Sr (>1000 ppm) y altos cocientes de K/Rb (>1000). Esta roca fue originalmente descrita como una **andesita magnesiana** (Rogers et al., 1985, p.392; en Baja California México)”.

Una **Boninita** es un tipo de roca recomendado por la subcomisión para la sistematica de las Rocas Ígneas de la IUGS, definiéndose como sigue:

“roca andesítica alta en magnesio y baja en álcalis, que consiste de fenocristales de protoenstatita (que invierte a clinoenstatita), ortopiroxeno, clinopiroxeno y olivino en una base vítrea llena de cristalitos. La roca exhibe texturas características de un rápido crecimiento, la cual fue originalmente descrita como una hialoandesita. Ahora, esta roca es definida químicamente en la clasificación TAS con valores de SiO₂ >52%, MgO>8% y TiO₂<0.5% (Petersen, 1890A, p. 25, y Petersen, 1890b para esta descripción; Islas Bonin,

actualmente Islas Ogaswara-Gunto, Japón; Tröger 160; Johannsen v. 3, p.174; Tomkeieff p.74)”.

Por otra parte, también se menciona que ciertas **andesitas magnesianas** han sido descritas como **Picritas** siendo este un término sugerido por la IUGS en el glosario de términos de Le Maitre et al., (2002), como sigue:

“**Picrita** es un término utilizado originalmente para una variedad de **dolerita** o **basalto** muy rico en piroxeno y olivino. También se utiliza como equivalente volcánico de una **peridotita** con feldespato o alcalina y para las variedades ricas en olivino de un **gabro** y una **teschenita** (variedad de gabro con analcima, ver en Le Maitre et al., 2002). **Picrita** actualmente es definida químicamente en el TAS bajo $SiO_2 > 30\%$, $MgO > 12\%$ y $(Na_2O + K_2O) < 3\%$ ”.

Finalmente, otro término antes mencionado en este texto es de las variedades de **adakitas TTG (Tonalita-Trondhjemita-Granodiorita)**. El término **Trondhjemita** aparece como uno de los 316 nombres de roca propuestos por la IUGS, definiéndose en el glosario de términos de Le Maitre et al. (2002), como sigue:

“Variedad **leucocrática** de una **Tonalita** consistente esencialmente de plagioclasa sódica y cuarzo, con una menor proporción de biotita. La ortoclasa está característicamente ausente y la hornblenda es rara. Puede utilizarse como sinónimo de **plagiogranito** y **tonalita leococrática** en el diagrama de clasificación modal QAPF (cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y feldespatoide)”.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

2.4 Magmatismo adakítico en el NW de México

Diversas unidades litológicas reconocidas en el NW de México han sido caracterizadas como provenientes de magmas de una afinidad química de tipo adakítico. En este apartado se presentan la ubicación en tiempo-espacio y las características de esas rocas reportadas en la literatura (Figura 2.7).

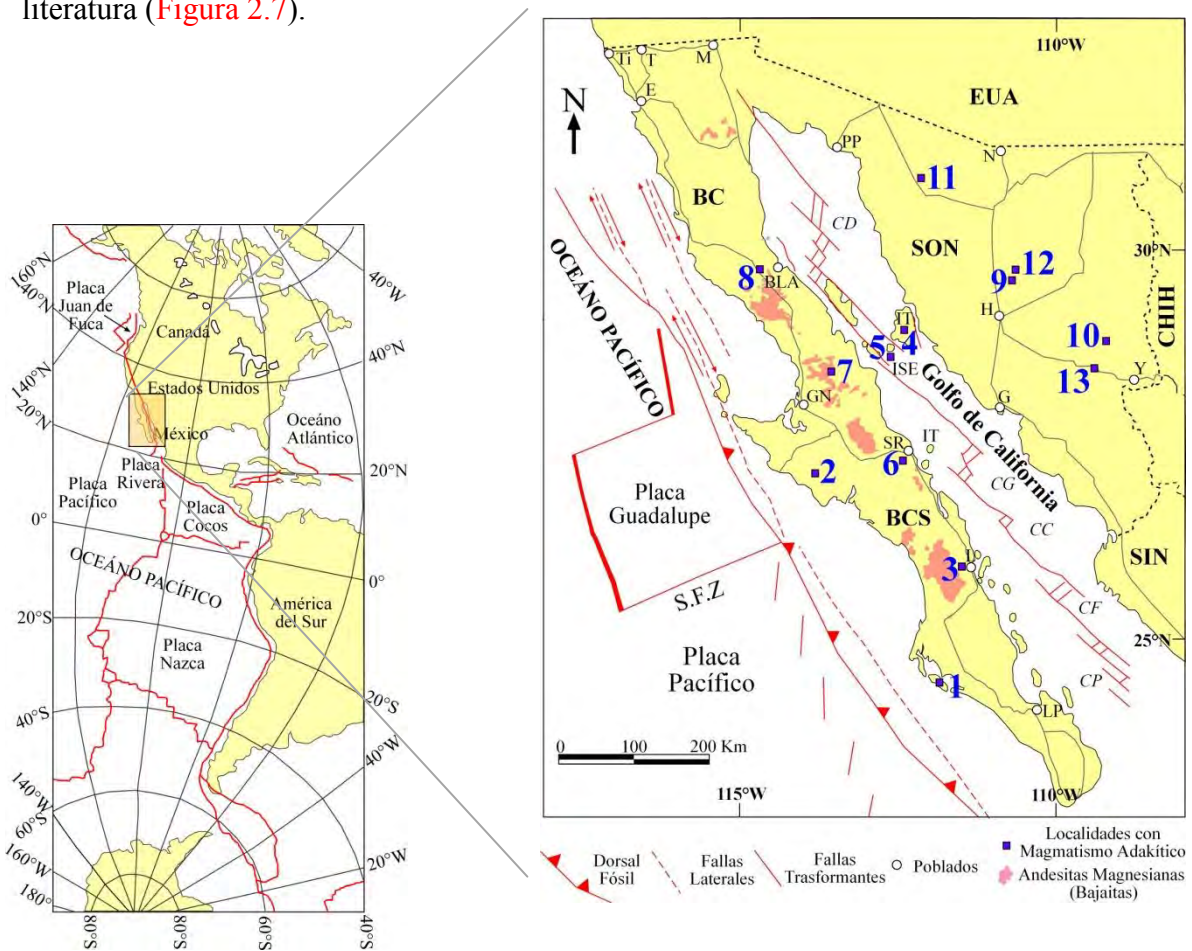


Figura 2.7.- Mapa esquemático del NW de México modificado de Lonsdale (1991), Aguillón-Robles (2002), Michaud et al., (2004, 2006), Wilson et al., (2005), Pallares et al., (2007) y Pallares (2007), mostrando los principales elementos tectónico-estructurales y las 12 localidades de magmatismo adakítico reportadas en la literatura (en orden cronológico de reporte) para Baja California y Sonora: (1) Isla Santa Margarita por Bonini y Baldwin (1998); (2) Santa Clara por Aguillón-Robles (2002), Pallares et al., (2007) y Pallares (2007); (3) Loreto por Aguillón-Robles (2002); (4) Isla Tiburón por Aguillón-Robles (2002); (5) Isla San Esteban por Pallares (2007) y Calmus et al. (2008) (6) Santa Rosalía por Conly et al., (2005); (7) San Borja por Pallares et al., (2007) y Pallares (2007); (8) Jaraguay por Pallares et al. (2007) y Pallares (2007); (9) San Miguel de Horcasitas por Vidal-Solano (2005); (10) Bacanora por Pérez-Segura (2006) y Pérez-Segura et al. (2009); (11) Caborca por Izaguirre-Pompa (2006); (12) Rayón por Gómez-Valencia et al. (2010), Gómez-Valencia (2011) y Gómez-Valencia et al. (2012); (13) Tónichi por Pacheco-Hoyos (2013). Las andesitas magnesianas (bajaítas) que aparecen en el mapa fueron tomadas de Rogers et al. (1985); Saunders et al. (1987); Aguillón-Robles (2002); Calmus et al. (2003); Pallares et al. (2007) y Pallares (2007).

2.4.1 Evento magmático Neógeno en Baja California

La evolución tectónica Neógena en Baja California dio lugar a algunos cambios en las características generales de los productos magmáticos considerando primeramente la depositación de flujos piroclásticos y coladas andesíticas entre 23 a 16 Ma asociadas a la Formación Comondú (Hausback, 1984; Sawlan, 1991) o Grupo Comondú (Umhoefer et al., 2001; Godínez et al., 2010; Bryan et al., 2013 en prensa) y desde el cese de la subducción 12 Ma (Stock y Hodges, 1989; Atwater y Stock, 1998; Fletcher et al., 2007): 1) Magmatismo calcoalcalino, 2) Calcoalcalino rico en potasio (McLean et al. 1987, Sawlan, 1991) y 3) Adakitas, hasta el magmatismo generado en los últimos 10 Ma donde se han identificado 5 tipos magmáticos que incluyen: 1) Magmatismo Toleítico, 2) Magmatismo alcalino máfico tipo OIB, 3) Andesitas Magnesianas, 4) Adakitas y 5) Basaltos ricos en Niobio (Aguillón-Robles 2002, Pallares et al., 2007, Pallares, 2007 y Negrete y Cañón, 2008).

La primera ocasión en que se reconocieron rocas con características químicas particulares en Baja California corresponde a las andesitas magnesianas denominadas "bajaitas" por Rogers et al. (1985). Esta serie de rocas muestra características geoquímicas típicas y de fácil reconocimiento: $\text{SiO}_2 < 57\%$, $\text{MgO} > 8\%$, $\text{FeO}^*/\text{MgO} < 2$, relación elevada de Na/K, $\text{Rb/Sr} < 0.01$, $\text{Sr} > 1000 \text{ ppm}$, $\text{Ba} > 1000 \text{ ppm}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7048$ y, un fuerte fraccionamiento de LREE en relación a las HREE (Rogers et al., 1985; Saunders et al., 1987; Rogers y Saunders, 1989). Las características de las "bajaitas" coinciden claramente con aquellas descritas para las andesitas magnesianas por Kay (1978) en las Islas Aleutianas. Posteriormente, Aguillón-Robles et al., (2001) y Aguillón-Robles (2002) reportan por primera vez la existencia de adakitas en el Campo Volcánico de Santa Clara, Baja California (ver Figura 2.7), identificando tanto brechas, como lavas y domos de afinidad adakítica, con edades que varían de $11.3 \pm 1.56 \text{ Ma}$ y $8.22 \pm 0.44 \text{ Ma}$. Por otra parte, el último autor en su tesis de doctorado reporta un magmatismo dacítico de afinidad adakítica fechado entre 16.4 ± 0.9 y 15.1 ± 0.3 , el cual se encuentra intrusionando a la Formación Comondú en el área de Loreto. Aguillón-Robles señala en el mismo documento, la presencia de un magmatismo adakítico en la Isla del Tiburón, fechado por otros en $8.55 \pm 0.25 \text{ Ma}$.

Por otra parte, [Bonini y Baldwin \(1998\)](#), reportan dacitas de afinidad calcoalcalina (Mioceno) en la Isla Santa Margarita al W de Baja California Sur ([Figura 2.7](#)), donde claramente se muestra una distintiva afinidad adakítica de estas rocas al presentar valores de Sr de 1500-1550 ppm y $Sr/Y > 150$. [Pallares et al., \(2007\)](#) y [Conly et al., \(2004 y 2005\)](#), reportan adakitas en el Mioceno Superior y Plioceno en el Campo Volcánico de Jaraguay y en el Campo Volcánico de Santa Rosalía respectivamente ([Figura 2.7](#)).

[Calmus et al. \(2003\)](#) y [Pallares et al. \(2008\)](#), retomaron los trabajos de [Rogers y Saunders \(1989\)](#), añadiendo otros parámetros para mejorar la caracterización de las andesitas magnesianas: $SiO_2 = 50$ a 58%, valores elevados en MgO, relación FeO^*/MgO inferior a 1.5, fuerte fraccionamiento de LREE en relación a las HREE, valores empobrecidos en HREE e Y, contenidos en Sr entre 1000 y 3000 ppm y valores en Ba muy elevados pudiendo alcanzar hasta 2300 ppm.

Por otro lado, cabe mencionar que [Pallares et al. \(2007\)](#) muestran claramente que las adakitas (HSA) encontradas en Baja California presentan características geoquímicas que las pueden confundir con rocas de la serie calcoalcalina por ser rocas de afinidad adakítica, sin embargo, considerando que su relación K/Na es muy baja se pueden considerar como adakitas.

Finalmente es importante señalar la repetitividad magmática de andesitas y adakitas desde el Mioceno Inferior, Mioceno Medio y en el Plioceno, y de andesitas magnesianas únicamente desde el Mioceno Medio al Plioceno, así como la abundancia en las concentraciones altas de Sr y Ba para ambos grupos de roca y los altos valores de magnesio en las andesitas magnesianas, mismos que no están presentes en las adakitas.

2.4.2 Evento magmático Laramídico en Sonora

En Sonora, el magmatismo laramídico es ampliamente representado por los granitoides de afinidad calcoalcalina ([Damon et al., 1983](#)); estas rocas han sido fechadas entre 90 y 40 Ma ([Damon et al., 1983](#); [Mead et al., 1988](#); [Richard et al., 1989](#); [Gans, 1997](#); [Calmus et al., 2010](#), [Valencia-Moreno et al., 2006](#) y [Valencia-Moreno, 2007](#)). Este magmatismo además de presentar una franca firma calcoalcalina, en algunos casos presenta una atípica señal adakítica,

la cual en algunos casos ha sido ligada a mineralización (Pérez-Segura et al., 2009). Tal es el caso que en algunas localidades del mundo se ha encontrado una estrecha asociación entre depósitos epitermales (Thieblemont et al., 1997) y depósitos de cobre (Oyarzun et al., 2001). En Sonora, Pérez-Segura et al. (2009) encontraron una relación entre el magmatismo adakítico y depósitos de Cu, Zn, Ni y Co, se trata del magmatismo adakítico del Cretácico reportado en la Sierra Santo Niño del Batolito de Bacanora y el pórfido San Lucas. El Batolito de Bacanora presenta valores de SiO₂ 65.05%, contenidos en Al₂O₃ superior a 15.72%, MgO de 1.95%, concentraciones bajas de tierras raras pesadas (HREE) e Y, valores de Y e Yb de 12.5 y 1.3 respectivamente, altos valores de Sr (475 ppm), además de bajos valores de (La/Yb)_N. En el caso del pórfido San Lucas se presentan casi las mismas características marcando como diferencia el valor de Sr de 229 ppm.

Por otra parte, en la región de Caborca, Sonora, Izaguirre-Pompa (2006), muestra que un grupo magmático del Cerro La Gasolinera correspondiente a andesitas-dacitas ricas en plagioclasa y anfíbol, reflejan firmas adakíticas al tener estas rocas valores de Yb 0.91ppm, Y 10.6ppm, altos valores de Sr de 1065 ppm, Sr/Yb 170.3 y Sr/Y 100.5.

Recientemente Pacheco-Hoyos (2013) en su tesis de licenciatura, menciona la existencia de una tendencia adakítica para una roca intermedia denominada “Dioritoides El Carricito” en la región de Tónichi, la cual tiene una edad de 97.85±0.97 Ma. Estas rocas presentaron valores de Sr entre 572 y 725 ppm, concentraciones de Ni entre 24 y 46 ppm, Cr entre 204 y 276 ppm, Y entre 17 y 18 ppm, Yb entre 1.8 y 2.5 ppm, relación (La/Yb)_n entre 6.58 y 7.2 ppm.

2.4.3 Evento magmático Neógeno en Sonora

La evolución tectónica Cenozoica en Sonora dio lugar a algunos cambios en las características generales de los productos magmáticos variando de composiciones intermedias a félsicas, considerando: (1) inicialmente los importantes volúmenes de ignimbritas del Oligoceno que conforman la Sierra Madre Occidental (SMO) (McDowell y Clabaugh, 1979); (2) diversas manifestaciones volcánicas de naturaleza variada de calcoalcalina, calcoalcalina

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

alta en potasio y shoshonítica, con edades que van desde el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (Gastil y Krummenacher 1977; Cochemé (1985); Cochemé y Demant, 1991, Paz-Moreno, 1992; Gans 1997; Grijalva y Roldán 1998; Blair y Gans, 2003; McMillan et al., 2003; Tarazón-Pacheco, 2002, 2004 y 2007; Mora y McDowell, 2004; Vidal Solano, 2005; Izaguirre-Pompa 2006; Paz-Moreno et al., 2009; Till et al., 2005, Till et al., 2009; Gómez-Valencia 2011, González León et al., 2010; Paz-Moreno et al., 2012; William-Herman 2013); desde el cese de la subducción (Stock y Hodges, 1989; Atwater y Stock, 1998; Fletcher et al., 2007): (1) magmatismo hiperalcalino; (2) magmatismo islandítico; (3) magmatismo toleítico (Paz-Moreno 1992; Demant, 2005; Vidal-Solano 2005; Vidal-Solano et al., 2007 y Vidal-Solano 2012).

Vidal-Solano (2005) en el área de San Miguel de Horcasitas, detectó para una dacita porfírica de anfíbol del Mioceno Inferior (*fecha en este trabajo*), un espectro característico del magmatismo adakítico, con valores de Sr de 683.2 ppm y bajos valores de Y (13.4 ppm) e Yb (1.17 ppm). Proponiendo que este rasgo inusual puede provenir de la fusión de un manto metasomatizado y una diferenciación magmática particular, pero no de la fusión de la placa subducida.

Recientemente, los rasgos adakíticos también han sido identificados en dacitas porfídicas de anfíbol del Mioceno Inferior – Mioceno Medio, que ocurren en cuerpos hipabisales y derrames en la región de Rayón, Sonora (Gómez-Valencia et al., 2010; Gómez-Valencia, 2011; Gómez-Valencia et al., 2012 y Gómez-Valencia et al., sometido). Se trata de dos unidades volcánicas denominadas Unidad Volcánica Cerro Prieto (grupo 1) fechada en 16.30 ± 0.63 Ma (Gómez-Valencia, 2011 y ver capítulo de Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en este trabajo) y Unidad Volcánica Las Agujas (grupo 2) fechada en este trabajo (ver capítulo de Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). Estos magmas muestran un notable enriquecimiento en Sr de hasta 750 ppm para el grupo 1 y de hasta 1500 ppm para el grupo 2, un empobrecimiento en Y y en HREE, que es característico en la composición de las rocas pertenecientes tanto a la Unidad Volcánica Cerro Prieto como para la Unidad Volcánica Las Agujas revelando una afinidad adakítica para estos eventos.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Finalmente, haciendo un análisis del registro encontrado podemos ver que el magmatismo adakítico o con tendencia adakítica en Sonora, muestra repetitividad en el tiempo, el Cretácico, Oligoceno y Mioceno Medio, resaltando que uno de los elementos que caracteriza a este magmatismo, el alto contenido en Sr, es más evidente en el Mioceno Medio.

CAPITULO 3.- DISTRIBUCIÓN ESPACIO TEMPORAL DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN LAS REGIONES ESTUDIADAS

3.1 Región Norte

Esta región incluye las áreas aledañas a Puerto Libertad, Rayón, San Miguel de Horcasitas y Pueblo Nuevo (Ver [Figura 1.1](#), localización en capítulo 1).

(1) Contexto Geológico de las inmediaciones de Puerto Libertad

Esta área se ubica en el terreno Caborca ([Coney, 1983](#)), el cual está formado por una secuencia ígneo-metamórfica correspondiente al complejo Metamórfico Bámuri del Precámbrico Temprano ([Longoria et al., 1978](#)). En discordancia sobre dicho complejo aflora una secuencia sedimentaria de plataforma Proterozoica denominada Capas Gamuza ([Anderson et al., 1978](#)). En este sector existen diversos estudios geológicos, la mayoría de ellos se aboca principalmente a la litología sedimentaria del Cámbrico-Precámbrico, que es agrupada en este trabajo como estratos Cámbrico-Precámbrico (*ver porción NE del mapa geológico de la [Figura 3.1](#)*). El principal interés de este basamento ha recaído en particular en la estratigrafía, la paleontología y su complejidad estructural de importantes interpretaciones tectónicas ([Cooper y Arellano, 1952](#); [Eells, 1972](#); [Gastil y Krummenacher, 1977](#), [Longoria y González, 1978](#); [Anderson y Silver, 1981](#); [Stewart et al., 1984](#)). También se han reconocido en este sector litología volcánica Cámbrico-Precámbrico por [Centeno García et al. \(2002\)](#) bajo un estudio de rocas máficas de la Formación La Ciénega y, recientemente, un estudio petrogenético de metabasitas anorogénicas del Cámbrico-Precámbrico de la Formación Puerto Blanco ([Barrón- Díaz, 2013](#)), en las inmediaciones del Rancho Bámuri (*NE del mapa geológico de la [Figura 3.1](#)*)

Los estratos triásicos ([Figura 3.1](#)), están representados por metasedimentos, esquistos y gneises que afloran a manera de techos colgantes sobre el batolito Laramídico, siendo estos posiblemente correlacionables con la Formación Antimonio ([García-Cortez et al., 2002](#)).

Discordantemente a la secuencia anterior se presentan estratos jurásicos en las Sierras Los Seris y Sierra Picú (Figura 3.1), representados por dos unidades sedimentarias que se caracterizan por ser facies turbidíticas (Morales-Morales et al., 2007). En La Sierra Picú, Gastil y Krummenacher (1977), efectuaron un trabajo de reconocimiento, donde describieron 55 metros de capas rojas volcanoclásticas y más de 150m de calizas fosilíferas, ambas unidades son intrusionadas por un granito Laramídico del Cretácico. El Batolito Laramídico (Cretácico Superior-Paleoceno) aflora en buena parte de la región de Puerto Libertad (Figura 3.1), se presentan a manera de cuerpos intrusivos de composiciones félsicas a intermedias (García-Cortez et al., 2002 y Morales-Morales et al., 2007)

Sobreyaciendo a las unidades triásicas, se presenta un apilamiento volcánico del Cretácico (Figura 3.1), que es correlacionable con la *Formación Tarahumara* (descrita ampliamente por McDowell et al., 2001; Roldán-Quintana, 2002). En la región y en la Sierra Picú, dichas rocas volcánicas tienen una composición andesítica y riolítica, con manifestaciones efusivas y explosivas, al igual que el basamento triásico, son intrusionadas por granitoides del Cretácico Superior.

Finalmente, pocos estudios han sido realizados para el volcanismo terciario en la región (Figura 3.1). Destacan los trabajos de Gastil y Krummenacher (1977), que identificaron una secuencia volcánica andesítica-dacítica en las inmediaciones del Rancho La Golondrina en la Sierra Picú (Figura 3.1), donde fecharon la cima de la secuencia en 12.7 ± 0.4 Ma.

Por último, las unidades geológicas más recientes son sedimentos Plio-Cuaternarios generados por la tectónica extensiva en la región, la cual provocó el comportamiento estructural controlado por fallas regionales lateral dextral propuesto por Gastil y Krummenacher (1977), tal y como se ilustra en la Figura 3.1.

Gómez Valencia Alejandra Marisela (2014)
Tesis Maestría en Ciencias Geología-UNISON

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción**

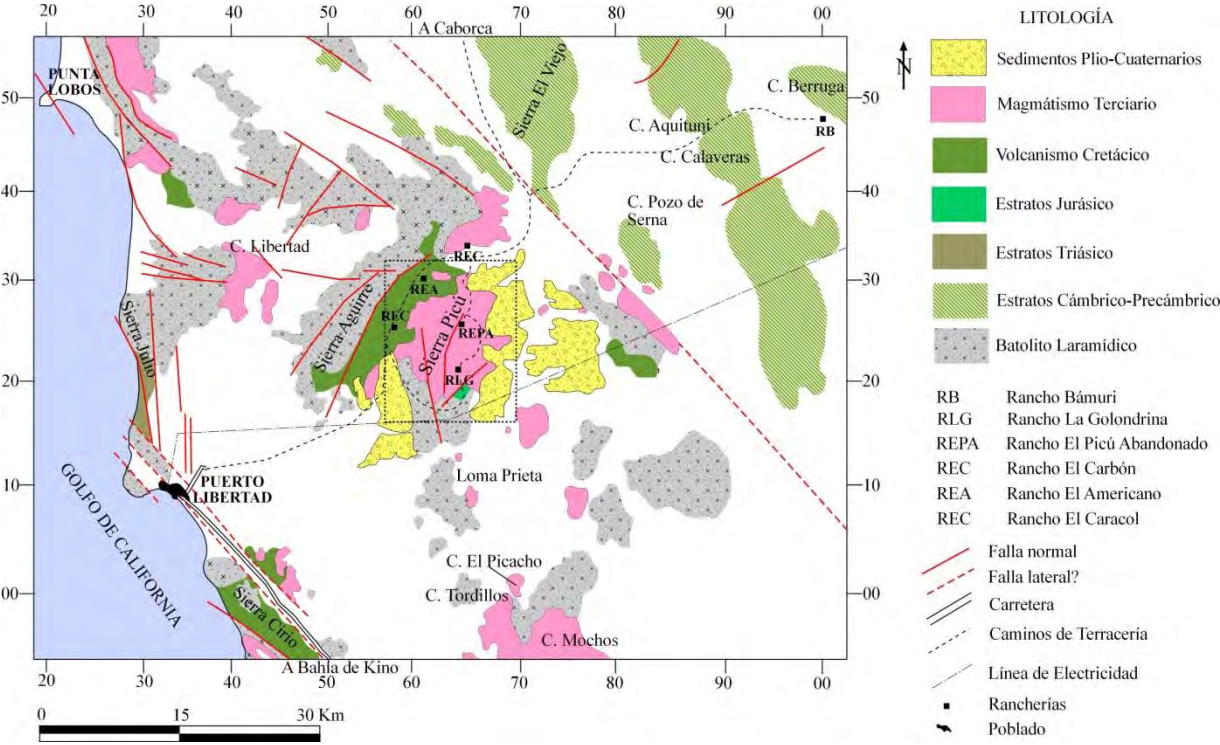


Figura 3.1.- Geología Regional del área de Puerto Libertad, Sonora; modificado de [Gastil y Krummenacher \(1977\)](#) y [Morales-Morales et al. \(2007\)](#).

3.1.1 Geología de la Sierra Picú

Localización Fisiografía y Geomorfología de la Sierra Picú

La Sierra Picú es una región próxima al poblado de Puerto Libertad (30Km al NE) localizada dentro del municipio de Pitiquito, Sonora (ver [Figura 3.1](#) y [Figura 3.2](#)). Esta región, se ubica dentro de la Provincia Fisiográfica de Sierras Sepultadas (CRM, 1994), donde la Sierra Picú está limitada entre un dominio estructural caracterizado por la orientación de sierras alargadas en dirección NW-SE, esto derivado de la tectónica distensiva del Terciario medio que afectó al NW de México y probablemente a la separación de la Baja California de Sonora.

Los rasgos geomorfológicos más sobresalientes destacan en la zona norte de la región de estudio, en el margen W y parte del margen SE, donde los afloramientos de rocas con pendientes abruptas y lomeríos moderadamente bajos son representados por el basamento sedimentario jurásico y por el basamento intrusivo y extrusivo cretácico. Hacia el W de la región, se exhibe con mayor porcentaje este basamento, debido a que en general la Sierra Picú muestra una inclinación o basculamiento hacia el E. En la porción central afloran principalmente una serie de derrames correspondientes a las unidades volcánicas del Mioceno, los cuales se encuentran fallados y basculados. En este sector, el rasgo más sobresaliente es el Cerro Picú mostrando hacia el NW pendientes abruptas, y hacia el E, inclinaciones suaves debido al echado general de las unidades. Finalmente, los extremos oriental y occidental de la Sierra están constituidos por sedimentos Plio-Cuaternarios con algunos arroyos secundarios que bajan de los principales rasgos hidrológicos de la zona representados por el Arroyo La Golondrina, El Caracol, El Americano y El Carbón ([Figura 3.2](#)).

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

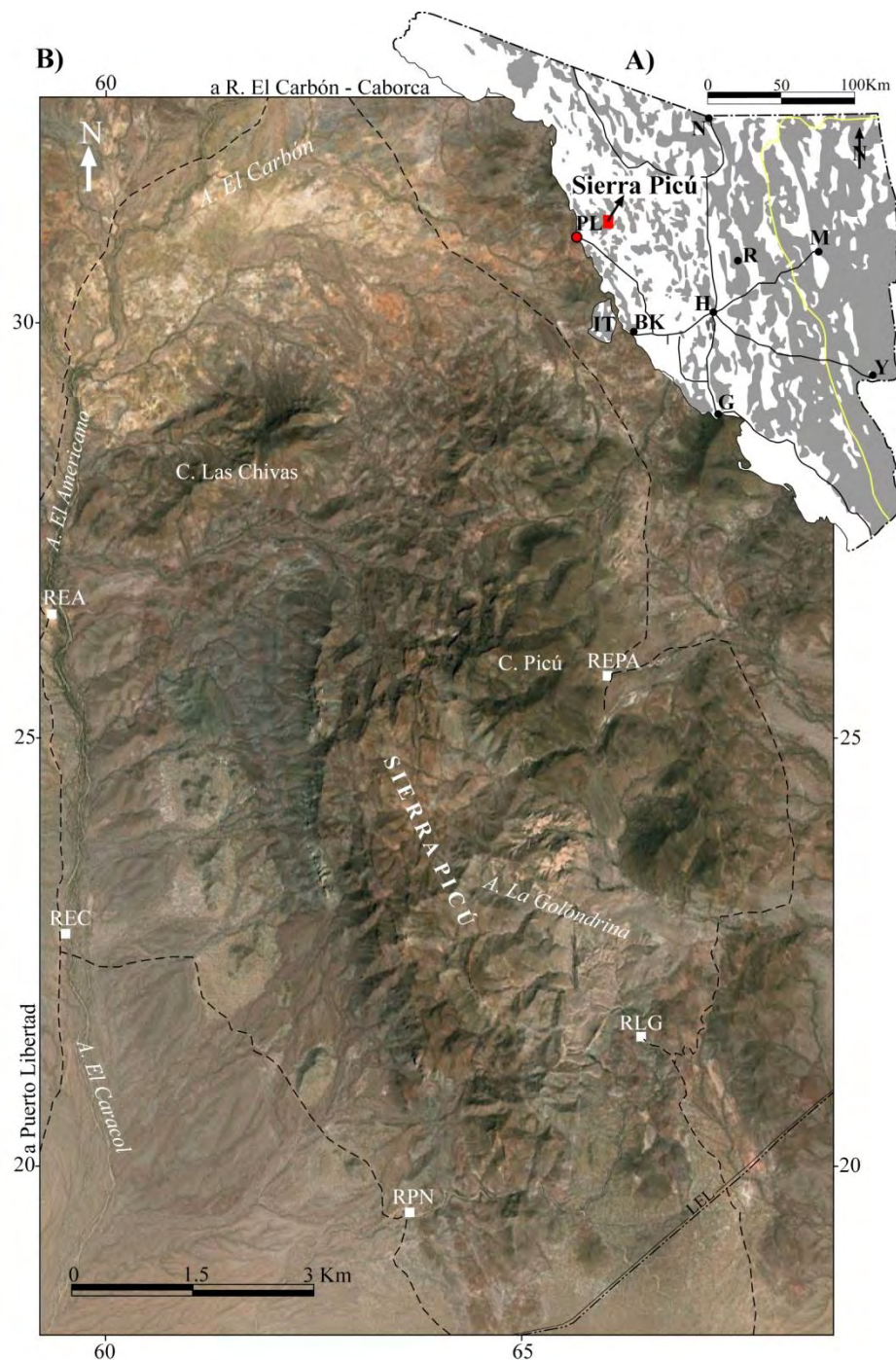


Figura 3.2.- Mapa de localización y distribución morfológica de la Sierra Picú: **A)** Esquema del Estado de Sonora mostrando la tectónica distensiva en tonalidades gris (Cochemé, 1985; Paz-Moreno, 1992 y Vidal-Solano et al., 2007: PL Puerto Libertad, IT Isla Tiburón, BK Bahía de Kino, H Hermosillo, R Rayón, M Moctezuma, G Guaymas, Y Yécora y N Nogales), señalando la localización de Puerto Libertad y la ubicación de la Sierra Picú; y **B)** Imagen Google Earth (2013) mostrando los rasgos morfológicos, y las vías de acceso principales, LEL línea de electricidad, arroyos y los siguientes ranchos de la región: REC Rancho El Caracol, REA Rancho El Americano, REPA Rancho El Picú abandonado, RLG Rancho La Golondrina y RPN Rancho Pozo Nuevo.

Reconocimiento Geológico de la Sierra El Picú

En la Sierra Picú el basamento pre-terciario del área está formado de la unidad más antigua a la más reciente por: Formación Antimonio, Formación Tarahumara y Batolito Laramídico. El volcanismo atribuido al Mioceno, que es el foco de este trabajo, se ha dividido en: [1] Formación Volcánica La Golondrina; [2] Formación Volcánica Cerro Picú y [3] Formación Volcánica Las Lomitas.

Basamento pre-Terciario

Los primeros trabajos geológicos fueron realizados por [Mattox \(1972\)](#), en la porción SE de la Sierra Picú, evidenciando la presencia de un basamento jurásico-cretácico (ver sección C-C' de la [Figura 3.4](#)).

Posteriormente el Servicio Geológico Mexicano por medio de [Morales-Morales et al. \(2007\)](#), con miras en la localización de sectores con interés económico, realizan la Carta Geológica H12-A85 El Caracol donde exponen para la Geología de la Sierra El Picú un basamento Jurásico que por su similitud litológica es correlacionable con la *Formación Antimonio* descrita al NW de Sonora en la Sierra El Álamo ([González-León, 1980](#)). En la Sierra Picú ese basamento está constituido por calizas y areniscas con estratificación fina que indica su carácter turbidítico, que se caracterizan por ser de facies turbidíticas que indican ambientes profundos de sedimentación, las cuales son intrusionadas por cuerpos granodioríticos-graníticos del Cretácico Superior- Paleoceno. [Morales-Morales, et al. \(2007\)](#), en su plano geológico H12A-85 escala 1:50,000, describen que este basamento es sobreyacido por un apilamiento volcánico afín a la *Formación Tarahumara* del Cretácico Superior (descrita ampliamente por [McDowell et al., 2001](#); [Roldán-Quintana, 2002](#)), cuyas características, en la Sierra Picú indican una composición andesítica, a riolítica, con manifestaciones efusivas y explosivas, que son intrusionadas por granitoides laramídicos del Cretácico Superior ([Figura 3.3](#) y ver mapa en la [Figura 3.4](#)). La distribución del basamento asociado a la Formación Tarahumara y a los Granitoides en la Sierra Picú se concentra

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

predominantemente hacia el W de la Sierra Picú (Figura 3.3 y Figura 3.4), quedando expuestos debido al basculamiento general de la sierra hacia el E. Discordantemente a este basamento, Morales-Morales, et al., (2007), reportan una serie de derrames volcánicos de andesitas, tobas andesíticas, riolacitas y dacitas que por sus características litológicas correlacionan con la *Formación Lista Blanca*, y de la cual se obtuvo una edad radiométrica de 12.7 Ma, con el método geocronológico K/Ar (Gastil y Krummenacher, 1977).

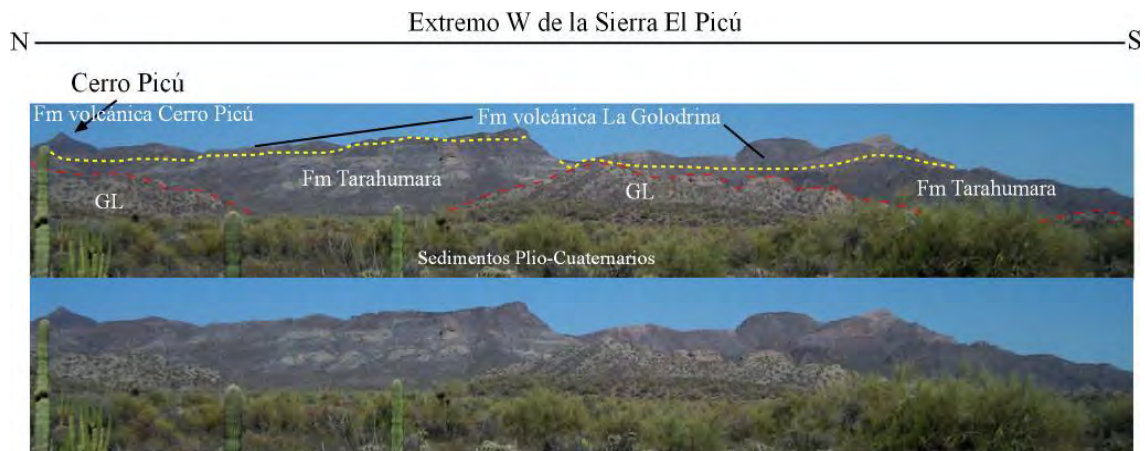


Figura 3.3.- Fotografía panorámica tomada con vista al E, mostrando el extremo W de la Sierra Picú, donde se observa la exposición del basamento correspondiente a la Formación Tarahumara y al Granitoide Laramídico (GL).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

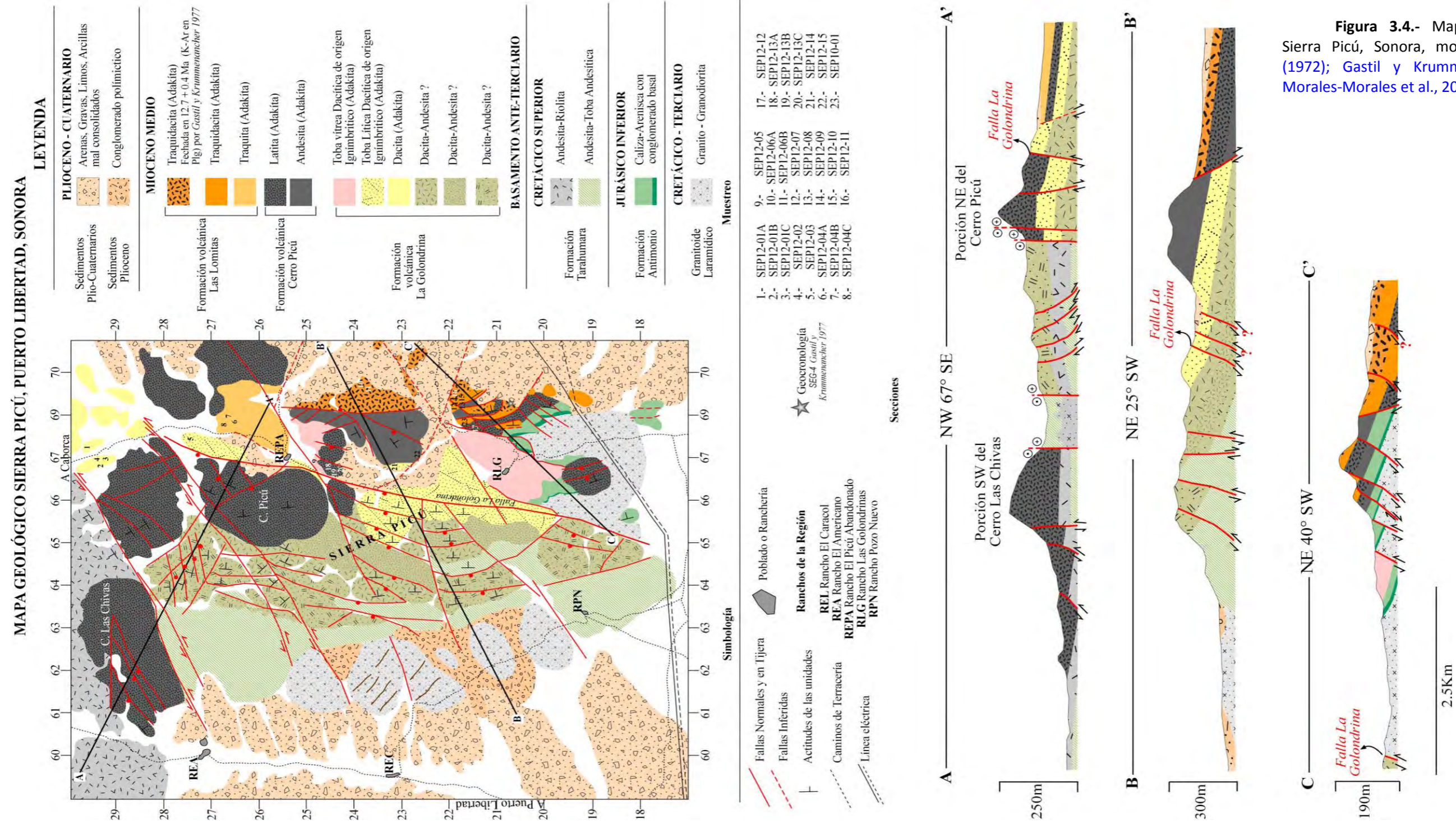


Figura 3.4.- Mapa Geológico de la Sierra Picú, Sonora, modificado de Mattox, (1972); Gastil y Krummenacher, (1977); y Morales-Morales et al., 2007 (SGM).

Unidades magmáticas miocénicas

En la Sierra Picú ocurren diversas manifestaciones de rocas extrusivas (efusivas y explosivas) atribuidas al Mioceno. Entre ellas se encuentran vestigios de lavas y tobas que pueden ser divididas de acuerdo a su litología en tres grandes grupos: un primer paquete de lavas dacíticas y depósitos ignimbríticos agrupadas como parte de la **Formación volcánica La Golondrina**; un segundo grupo, llamado aquí **Formación volcánica Cerro Picú** conformado por coladas intermedias a máficas presumiblemente del Mioceno Medio y, un tercero, representado por productos volcánicos de composición intermedia asociados también al Mioceno Medio y nombrado como **Formación volcánica Las Lomitas**.

Formación volcánica La Golondrina

Las rocas de la Formación volcánica La Golondrina, cubren en su totalidad la porción centro oeste y un gran porcentaje del sector centro de la Sierra (**Figura 3.4**). Por su posición estratigráfica se correlacionan con rocas del Mioceno Medio. Para su estudio, la Formación volcánica La Golondrina, ha sido dividida en cuatro partes que son: [1] Apilamiento de derrames dacíticos-andesíticos indiferenciados; [2] Dacita vítrea; [3] Toba lítica dacítica y [4] Toba vítrea dacítica (**Figura 3.5**). Las rocas que forman parte 1 afloran ampliamente en la porción W de la Sierra, mientras que las partes 2, 3 y 4 se distribuyen en el centro de la carta, con escasos afloramientos en la porción centro-este, como bajos topográficos con una inclinación hacia el E. Las rocas de estos grupos presentan una afinidad química de tipo *Adakita*, que será abordada en detalle en el capítulo de Geoquímica, sin embargo, este término en algunos casos, es utilizado en este apartado.

El tipo 1, no se describe en detalle debido a problemas de acceso al sector W de la Sierra.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

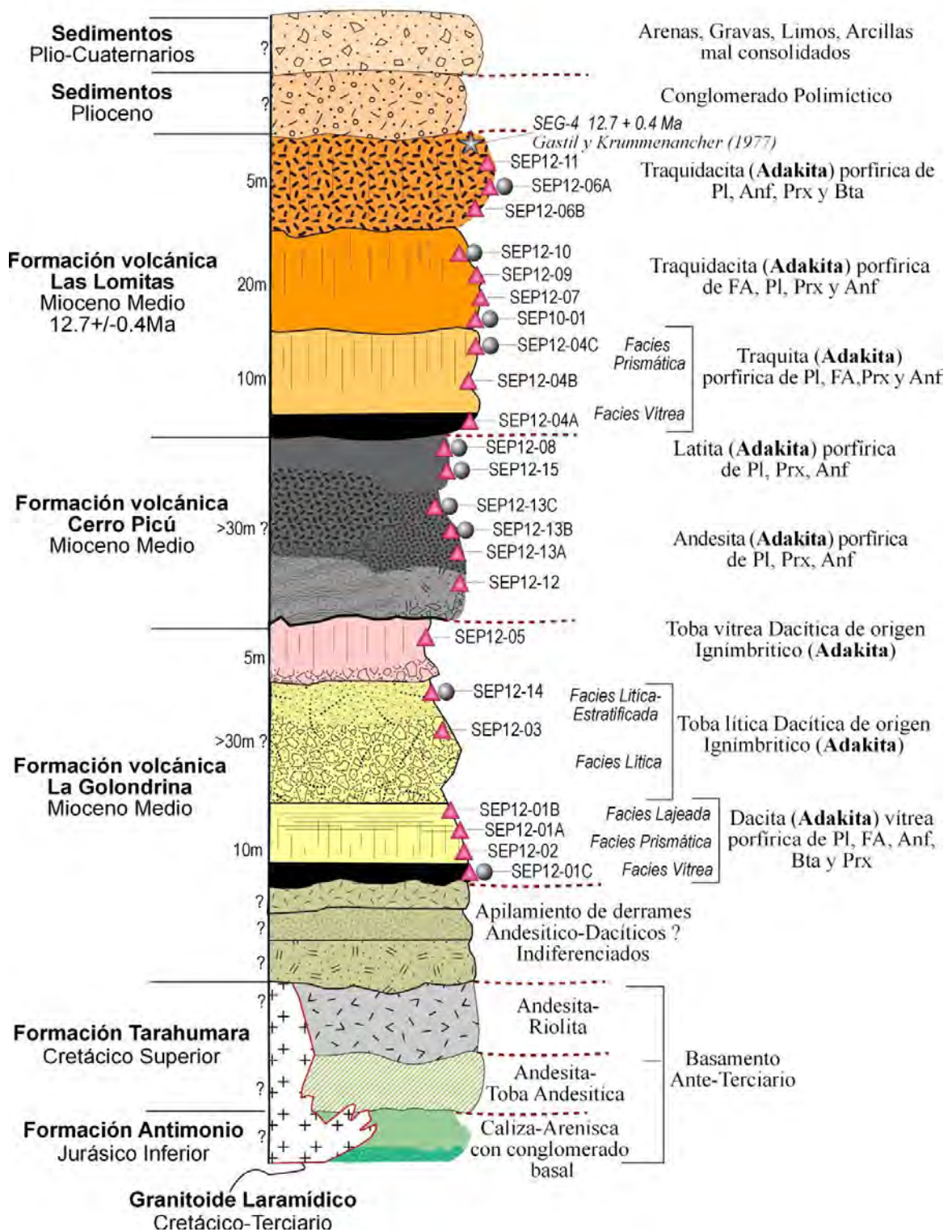


Figura 3.5.- Columna estratigráfica compuesta de la Sierra Picú. En el listado de muestras, los triángulos representan a ejemplares para análisis petrográficos y los círculos para estudios geoquímicos. La estrella indica un análisis geocronológico (Gastil y Krummenacher, 1977).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

[2] **Dacita vítrea:** los derrames volcánicos correspondientes a esta parte, se limitan al sector NE de la Sierra Picú, a escasos tres kilómetros al Este del Cerro Las Chivas. Estos derrames están constituidos por rocas intermedias, correspondientes a dacitas vítreas porfídicas de plagioclasa (Pl), feldespato alcalino (FA), exhibiendo grandes fenocristales de hasta 0.4mm, anfíbol (Anf Hbl-hornblenda) y escasa biotita (Bta), escasos piroxenos (Prx) y óxidos de hierro (OxFe). Se trata de un pulso magmático vítreo con 4 facies de enfriamiento que se distinguen por su tonalidad. De la base a la cima, mostrando una litofacies vítrea de 2 metros de espesor de una dacita gris oscuro muy porfídica de Pl>FA>Anf>OxFe, mostrando fenocristales de Pl y Anf de hasta 0.3 mm (muestra SEP12-01C). La siguiente facies de enfriamiento está representada por la muestra SEP12-02, atribuida a una dacita con una evidente textura pilotaxítica a traquítica mostrando un flujo orientado por los fenocristales de



Figura 3.6.- (A) Fotografía mostrando la morfología en loma de la litofacies basal de la dacita vítrea y **(B)** Panorámica mostrando las diaclasas de la litofacies prismática del grupo Dacita vítrea (Adakíta).

FA y Pl principalmente. En el afloramiento, esta roca se encuentra muy fracturada y muestra una tonalidad café rojiza (Figura 3.6). Sobreyaciendo a esta facies de enfriamiento, se presentan prismas de enfriamiento de una litofacies dacítica muy porfídica de Pl>FA>Anf>OxFe representada por el ejemplar SEP12-01A, destacando la

existencia de fenocristales de anfíbol sin impurezas y cristales de anfíbol, con alteraciones que varían de incipientes a pervasivas, con presencia de epidota y clorita, que producen tonalidades verdosas y amarillentas. Además, en la matriz se observan horizontes con desvitrificación. A nivel afloramiento, esta roca presenta una tonalidad café morado, así como abundantes óxidos y planos de debilidad rellenos calcedonia. La litofacies superior corresponde a una dacita lajeada de grano más fino (muestra SEP12-01B), con ligera textura

traquítica, con fenocristales de Pl>FA>Anf>OxFe. Esta facies presenta un mayor grado de desvitrificación y fragmentos líticos dacíticos con bordes de reacción, además esta roca presenta una tonalidad gris morada.

En total, este pulso magmático muestra 10 metros de espesor (Figura 3.5) y una repetición causada por el fallamiento normal de la región.

[3] **Toba Lítica Dacítica:** esta unidad volcánica es de origen explosivo y corresponde a una sola unidad de enfriamiento de una ignimbrita de composición dacítica (Figura 3.5). Se trata de litofacies de enfriamiento correspondientes a tobas líticas que se caracterizan por constituir morfologías en ruinas, forman un relieve abrupto cuando es cortada por la erosión y un relieve suave en su parte superior. Se trata de una secuencia de tobas líticas que se caracterizan por constituir morfologías en ruinas, formando un relieve abrupto de altas pendientes a un relieve suave de pendientes baja dependiendo de la posición estructural en la que se encuentre, esto es debido a la repetición de esta unidad por consecuencia de fallas normales de dirección SW con vergencia al NW provocando el basculameinto de la unidad tobacea hacia el Este (al igual que las demás Formaciones volcánicas de la Sierra Picú). Este arreglo estructural se desarrolla bajo el comportamiento de una falla principal: Falla La Golondrina (Figura 3.7C), que secciona toda la unidad a lo largo de la parte central de la Sierra Picú (ver mapa Geológico Figura 3.4).

Los niveles litológicos que componen esta unidad varían granulométricamente mostrando ocasionalmente estructuras de depósitos piroclásticos (Figura 3.7C) y una tonalidad beige a gris (Figuras 3.7A, 3.7B y 3.7C), con un espesor <30 metros y buzamiento general de 15° a 30° al SE. Aunque esta unidad subyace a la *Formación volcánica Cerro Picú* (ver descripción de esta Formación más adelante), el fallamiento las yuxtapone localmente (ver mapa geológico y sección A-A' y B-B' en la Figura 3.4).

El contacto inferior de este depósito piroclástico no se observó aflorando, mientras que la litofacies inferior y superior cuentan con las dos siguientes características respectivamente: (I) contiene gran abundancia de líticos, sin desarrollo de estructuras primarias, con excepción de una persistente estratificación gruesa con gradación normal repetitiva. Los líticos en su mayor parte corresponden a rocas volcánicas de composición predominantemente intermedia,

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

englobadas en una matriz de ceniza, con una variación del grado de silicificación (muestra SEP12-03, **Figura 3.7A**). Los líticos alcanzan hasta 40cm de diámetro y tienen forma subredondeada a angulosa (**Figuras 3.7A y 3.7B**). Tratando de verificar la dirección de este flujo piroclástico, en un afloramiento en la parte Norte de la Sierra Picú, se logró detectar por medio de indicadores cinemáticos, un sentido hacia el SW.

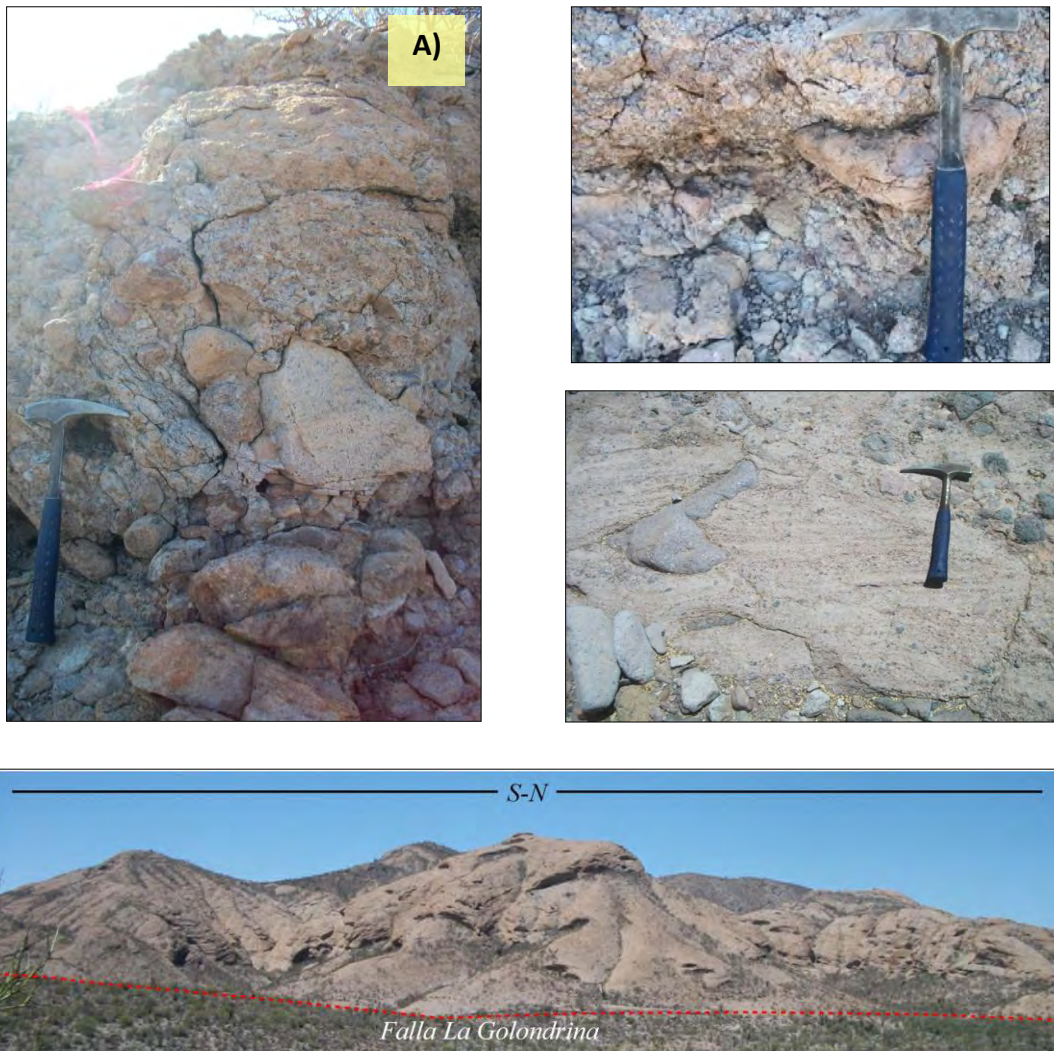


Figura 3.7.- (A y B) Aspecto de la litofacies inferior de la unidad Toba Lítica Dacítica y **(C)** Estratificación cruzada y concentración lenticular de líticos intermedios en la facies superior de la unidad Toba Lítica Dacítica; y **(C)** Imagen panorámica que muestra la falla la golondrina.

Esta dirección de transporte es también apoyada por una mejor clasificación y un aumento gradual de matriz de ceniza hacia el SW (rumbo al Rancho El Picú Abandonado). Mineralógicamente en la matriz se observan fenocristales de Pl>FA>Anf, zonas ricas en biotita, y óxidos de hierro. Finalmente (2) la litofacies superior contiene una granulometría más fina destacando una mayor presencia de ceniza en esta facies con algunos líticos de rocas intermedias que forman estructuras con estratificación cruzada y estructuras lenticulares (Figura 3.7C).

Estrictamente esta unidad varía de una toba de ceniza (muestra SEP12-14, Figura 3.7C) a una toba lítica de composición dacítica, porfídica de Pl>FA>Anf>Bta>OxFe con sectores silicificados y de incipiente oxidación (muestra SEP12-03, Figuras 3.7Ay 3.7B).

[4] **Toba vítrea Dacítica:** estas rocas piroclásticas ignimbríticas corresponden también a una sola unidad de enfriamiento (Figura 3.4 y 3.5) que sobreyace a la unidad 3. Se compone de tres facies correspondientes a una brecha de base, una facies masiva y una facies superior prismática. En general, esta secuencia presenta un reducido espesor de cinco metros y una alteración penetrativa. Se trata de una dacita vesicular, con fenocristales de FA>Pl>Anf>Bta>OxFe, de hasta 4mm (muestra SEP12-05). Presenta dos posibles generaciones de anfíbol, uno sin alteración con tonalidades café oscuro a negro y el segundo con alteración intensa a clorita y epidota. Esta unidad exhibe una ligera textura traquítica e incipientes bandas con desvitrificación en favor del flujo. En el afloramiento, la superficie intemperizada puede presentar tonalidades café rojizo (Figura 3.8B) a gris (Figura 3.8A) dependiendo de la facies y el tipo de alteración, mientras que en superficie fresca presenta tonalidades café morado (Figura 3.8C).

Los afloramientos de esta unidad pueden observarse al sur del Rancho El Picú Abandonado y en las inmediaciones del Rancho Las Golondrinas (ver mapa geológico Figura 3.4).

Finalmente, la Formación volcánica La Golondrina, como se podrá ver en el capítulo de Geoquímica, muestra una firma adakítica muy similar a la Unidad volcánica Las Agujas del Mioceno Medio (en este trabajo elevada informalmente al rango de formación) de Rayón Sonora reportadas por Gómez-Valencia (2011), Gómez-Valencia et al. (2014).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

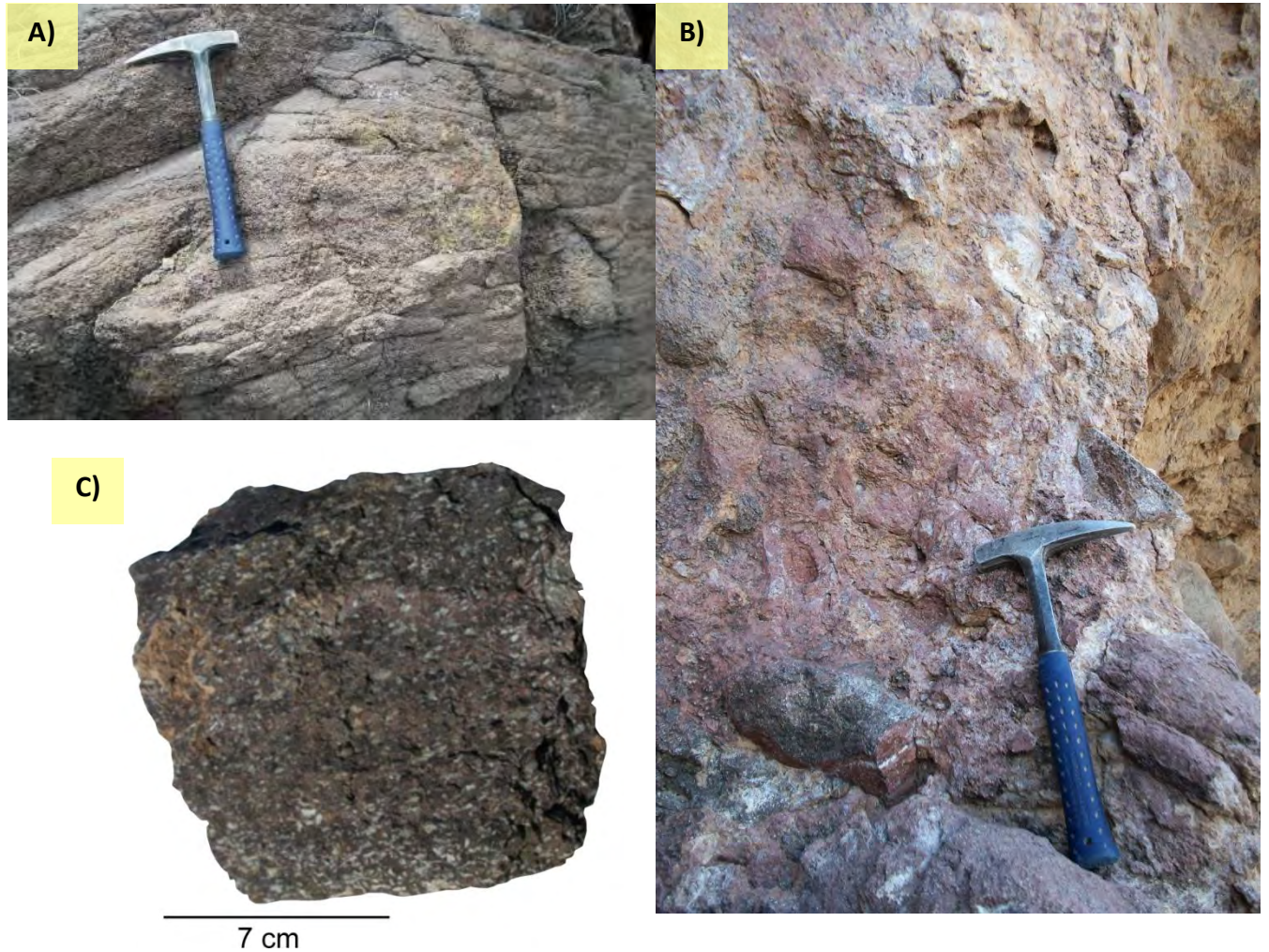


Figura 3.8.- (A) Aspecto de la facies superior prismática de la Toba vítrea Dacítica-Adakítica; **(B)** Brecha de base mostrando una gradación normal de los líticos, una fuerte oxidación- silicificación y sectores ricos en carbonatos y caliche; y **(C)** Fragmento libre de intemperismo tomado de la facies superior prismática, nótese la diferencia en superficie fresca y superficie intemperizada de la **Figura 3.8A**.

Formación volcánica Cerro Picú

La Formación volcánica Cerro Picú, se encuentra ampliamente distribuida a lo largo de la Sierra Picú (ver mapa geológico [Figura 3.4](#)). Sus afloramientos principales se ubican al norte de la Sierra, en el cerro Las Chivas, al este del C. Las Chivas, Cerro Picú, al NE y SW del Cerro Picú; y al sur de la Sierra Picú, la Formación volcánica Cerro Picú aflora en menor proporción al Sur y al Este del Rancho Las Golondrinas ([Figura 3.4](#)).

La Formación volcánica Cerro Picú, muestra un apilamiento menor a 30 metros (*ver columna estratigráfica*, [Figura 3.5](#)), de al menos 4 derrames volcánicos de color café oscuro a gris oscuro predominantemente, constituidos de andesitas-latitas con buzamiento general de la formación de 10° a 35° al E-SE ([Figura 3.9C](#)). Estos flujos sobreyacen a las potentes lavas y depósitos piroclásticos de la *Formación volcánica La Golondrina*.

Estas unidades muestran texturas fluidales a traquíticas (muestras SEP12-12, SEP12-13AA, SEP12-13B y SEP12-15), ocasionalmente vesiculares (muestras SEP12-13B y SEP12-15), porfídicas a glomeroporfídicas con fenocristales de plagioclasa (de hasta 0.5mm, ejemplo muestra SEP12-12), anfíbol (en estado estable y oxidado, ejemplo muestras SEP12-08 y SEP12-13A), escaso piroxeno. Algunas facies pueden presentar una matriz desvitrificada con sectores ricos en esferulitas de desvitrificación color rosa. Las facies prismáticas suelen mostrar intemperismo en bloques o bolas ([Figura 3.9A](#), [Figura 3.9I](#) y [Figura 3.9H](#)) similar a la de un granitoide tras el intemperismo; además suelen detectarse incrustaciones de carbonatos en los planos de debilidad ([Figura 3.9G](#)).

Al SE del Cerro El Picú (ver mapa geológico en la [Figura 3.4](#) y [Figuras 3.9B](#) y [3.9F](#)), la Formación volcánica Cerro Picú presenta un apilamiento de dos coladas de aspecto máfico vítreo con texturas vesiculares a escasamente amigdalares rellenas de calcita. En su base es posible observar una autobrecha de arrastre ([Figura 3.9E](#)) y hacia la parte superior se presenta un derrame híbrido ([Figura 3.9D](#)) con horizontes de flujo café-beige a café rojizo como evidencia de mezcla (*mingling*) en este líquido magmático.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción



EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción



Figura 3.9.- (A) Aspecto de interperismo en bolas con estructuras de pseudo-deseccación de la facies superior prismática de una de las andesitas de la Formación volcánica La Golondrina; **(B)** Fotografía mostrando la morfología domica de uno de los afloramientos de la Formación volcánica Las Golondrinas al SW del Cerro Picú; **(C)** Afloramiento mostrando la inclinación al SE (35°) de la Formación; **(D)** Derrame híbrido de la parte superior de la Formación volcánica Cerro Picú; **(E)** Brecha de base con abundante oxidación; **(F)** Imagen Google Earth mostrando una panorámica de uno de los afloramientos de esta formación, nótese su basculamiento hacia E-SE mismo que muestra en todos sus afloramientos; **(G)** Afloramiento en las inmediaciones del Rancho Las Golondrinas mostrando la facies superior prismática interperizada de un derrame de una latita con incrustación de caliche en sus planos de fractura; **(H)** Mismo afloramiento anterior, en esta fotografía es evidente el interperismo en bloques de la unidad; e **(I)** Facies superior prismática mostrando su erosión en bloques.

Formación volcánica Las Lomitas

La denominada informalmente Formación volcánica Las Lomitas, se encuentra ampliamente distribuida en la porción Este de la Sierra Picú (preferentemente al E de la Falla Las Golondrinas, ver secciones A-A', B-B', C-C' y mapa geológico en la [Figura 3.5](#)).

Estratigráficamente esta formación sobryace discordantemente a la Formación volcánica Cerro Picú (*ver columna estratigráfica en la [Figura 3.5](#)*). En la Sierra Picú al Este del Rancho La Golondrina se muestra esta disposición estratigráfica y la repetición de la misma por medio de fallas normales (ver [Figura 3.10](#) y mapa geológico y sección C-C' en la [Figura 3.4](#)).

La Formación volcánica Las Lomitas se compone por un apilamiento de al menos tres pulsaciones magmáticas que a simple vista se clasificaron como dacitas. Sin embargo se trata de traquitas-traquiandesitas (terminología derivada de análisis geoquímicos, ver capítulo de geoquímica) con la presencia de alguno de estos grupos mineralógicos $Pl > FA > Anf > Bta > OxFe$ ó $Pl > Anf > Prx > Bta > OxFe$, destacando la abundancia de anfíbol de la variedad hornblenda en los tres pulsos magmáticos.

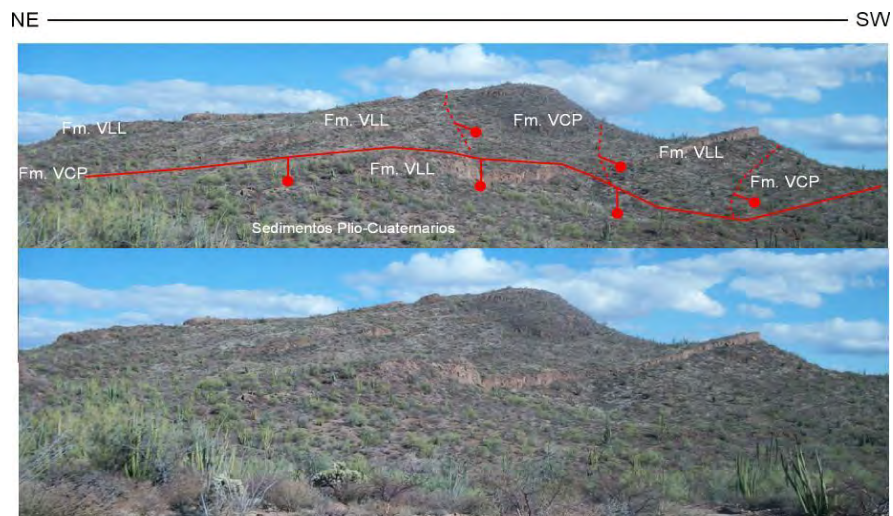


Figura 3.10.- Imagen panorámica del E del Rancho La Golondrina, nótese la repetición litológica por medio de fallas lístricas y normales de la Formación volcánica Cerro Picú (Fm VCP) y Formación volcánica Las Lomitas (Fm VLL). Ver más detalle en el mapa geológico y sección C-C' de la [Figura 3.4](#).

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

El considerado como **primer pulso magmático** para esta formación volcánica, aflora al NE del Rancho El Picú Abandonado y al E del Cerro Picú (ver mapa geológico y sección A-A' de la **Figura 3.4**), y corresponde a una roca que a simple vista se clasifica como dacita, sin embargo tras afinar su clasificación vemos que se trata de una traquita con tendencia adakítica (ver capítulo de geoquímica). Este pulso de unos 10 m de espesor, se caracteriza por presentar cuatro facies de enfriamiento (**Figura 3.11**). De la base a la cima primeramente se identifica una facies vítrea (muestra SEP12-04A) color gris oscuro muy porfídica de $Pl > FA$ y en menor proporción $OxFe > Bta$ y muy escaso anfíbol, además de presentar una evidente textura perlítica, parches con desvitrificación y fuerte oxidación en estos sectores y en algunos de los



Figura 3.11.- Fotografía con vista hacia el NE de un corte estratigráfico correspondiente al primer pulso magmático de la Formación volcánica Las Lomitas. En esta imagen se pone en realce las cuatro litofacies presentes en la unidad.

bordes de los fenocristales. En el afloramiento, esta litofacies tiene tonalidades beige a amarillo indicando el posible emplazamiento sobre agua de este pulso magmático. Posteriormente se muestra una facies masiva, con la misma mineralogía, en una roca con tonalidades café rojizo-marrón. Luego se destaca una facies prismática (muestra SEP12-04B) color marrón muy porfídica de $Pl > FA > Prx > Anf > OxFe$, poniendo en realce que los fenocristales de anfíbol en su mayoría muestran buen estado de conservación y en algunos casos hay cristales con bordes oxidados y/o centros con alteración a clorita/epidota. Además esta litofacies refleja una ligera textura traquítica en una matriz muy vítrea que sectorialmente contiene líticos de dacita y granito. Finalmente, en la parte superior de esta secuencia (ver columna estratigráfica compuesta de la **Figura 3.5**) ocurre una facies superior lajeada (muestra SEP12-04C) color café morado con una concentración mayor de cristales, lo cual la hace ser muy porfídica de

Pl>FA>Anf>OxFe y ocasionalmente biotita (el anfíbol se encuentra oxidado). Los fenocristales están embebidos en una matriz fluidal silicificada con horizontes de desvitrificación y micro-planos de debilidad rellenos de óxidos y sílice.

El **segundo pulso magmático** de la Formación volcánica Las Lomitas, aflora exclusivamente al Este del Rancho Las Golondrinas (*ver SE del mapa Geológico y sección C-C' de la Figura 3.4*) mostrando un espesor de hasta 20 metros según la disposición estructural en la que se encuentre. Litológicamente y por clasificación, responde a un pulso magmático dacítico precisando que se trata de una traquidacita de afinidad adakítica (*ver capítulo de Geoquímica*) porfídica a escasamente glomeroporfídica con abundantes fenocristales (hasta 0.3mm en muestra de mano) ocasionalmente bien preservados de FA>Pl, Anf>OxFe y ocasionalmente de piroxeno. En general, en este pulso magmático se presentan tonalidades café morado a café rojizo (en facies con mayor grado de oxidación), litofacies vítreas silicificadas a fluidales desvitrificadas (SEP12-10) y finas texturas pseudomórficas (muestras SEP12-07, SEP12-09 y SEP12-10) en la mayoría de los fenocristales debido a la incipiente alteración propilítica (SEP12-09 y SEP12-10) y probablemente a la alteración sericítica general de una de las facies (muestra SEP12-07) además de mostrar importantes bordes de oxidación en la mayoría de los ferromagnesianos (muestras SEP12-09 y SEP12-10) y a nivel afloramiento abundantes vetillas, y oxidación.

El **tercer pulso magmático** de esta formación, aflora al SE del Cerro El Picú y al E del Rancho Las Golondrinas y subaflora debajo de los sedimentos Pliocuaternarios (*ver mapa geológico y secciones B-B' y C-C' de la Figura 3.4*). Estos afloramientos que forman lomeríos bajos (*Figura 3.12A*, con excepción del cerro al Este del Rancho La Golondrina) por lo general manifiestan facies prismáticas (*Figura 3.12B*), exhibiendo una actitud general con dirección NE y echado 15°-25° hacia el SE que varía según la disposición estructural de los afloramientos debido a la repetición de esta unidad por medio de fallas normales y lístricas (*ver mapa Geológico y sección C-C' de la Figura 3.4 y fotografía representativa en la Figura 3.12D*).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

Litológicamente este pulso magmático con tonalidades gris morado a café rojizo, de hasta 5 metros de espesor, corresponde a una dacita (clasificación en muestra de mano), precisando que se trata de una traquidacita de afinidad adakítica (*ver capítulo de Geoquímica*)



5cm

porfídica a escasamente glomeroporfídica de grandes fenocristales (de hasta 0.7mm) de $Pl > Anf > OxFe$ y ocasionalmente Prx y Bta (Figura 3.12C, muestras SEP 12-06A y SEP12-06B). Mostrando texturas traquíticas y la presencia de enclaves cristalinos con abundancia en biotita y anfíbol (SEP12-06B, para más detalle de estas muestras, ver el capítulo de Petrografía).

Este pulso magmático por ser el más joven y contener minerales en buen estado de preservación dentro de las secuencias volcánicas de la Sierra El Picú, fue fechado por [Gastil y Krummenacher \(1977\)](#), en el afloramiento al E del Racho Las Golondrinas; obteniéndose una edad K-Ar en plagioclasa de 12.7 ± 0.4 Ma.

Continuación Figura 3.12

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción



Figura 3.12.- (A) Fotografía de un afloramiento de la Formación volcánica Las Lomitas, tomada al SE del Cerro El Picú, mostrando su morfología en lomas; aquí se muestrearon los ejemplares SEP12-06A y B; **(B)** Facies superior prismática de la Formación volcánica Las Lomitas; **(C)** Ejemplar en muestra de mano en la que sobresale su textura porfídica y **(D)** Fotografía tomada al Este del Rancho Las Golondrinas, nótese la disposición estructural de fallas lítricas que provoca la repetición del último pulso de la Formación volcánica Las Lomitas FVLL.

En resumen, en la Sierra El Picú, afloran principalmente al menos siete pulsos magmáticos distribuidos en tres unidades correspondientes a las formaciones volcánicas detectadas, estas rocas en general muestran una afinidad química peculiar (ver capítulo de geoquímica), una importante y determinativa concentración en anfíbol (ver capítulo de petrografía) y se pueden correlacionar fácilmente con algunos afloramientos similares, tal y como se mostró en estas descripciones y como se verá en las demás localidades que se describen a continuación.

(2) Contexto Geológico de las inmediaciones de Rayón, San Miguel de Horcasitas y Pueblo Nuevo.

En los trabajos más relevantes enfocados a las rocas más antiguas que afloran en estas regiones, se describen secuencias sedimentarias del Precámbrico que han sido agrupadas en la región de Rayón como el Grupo La Palma por Castro-Rodríguez y Morfin-Velarde (1988), y que más tarde Huitrón-López (2004), quién las correlaciona con unidades presentes en la región de La Poza al Norte de Rayón.

Posteriormente González-León (1989), en sus interpretaciones estratigráficas nombra a dichas rocas como Formación Las Víboras, considerándolas de probable edad Precámbrica-Cámbrica. Dicha unidad es sobreyacida discordantemente por la Formación Cerro de Oro y que a su vez es sobreyacida por una secuencia sedimentaria compuesta por areniscas, calizas y lutitas del Cretácico, correlacionables con las rocas del Grupo Bisbee del Cretácico Inferior.

Las rocas antes descritas son intrusionadas por cuerpos graníticos que afloran principalmente en la zona Este de Rayón, Oeste de San Miguel de Horcasitas y en la porción Norte y NE del Cerro La Labor en el Ejido La Labor, los cuales se han atribuido al episodio Laramídico reportado entre 90 y 40 Ma (Damon et al., 1983). Asociadas a las rocas graníticas, se encuentran las rocas volcánicas correlacionadas con las de la Formación Tarahumara, tratándose de rocas principalmente andesíticas con un alto grado de alteración (McDowell et al., 2001).

Sobre las rocas descritas arriba, se depositaron secuencias volcánicas y detríticas gruesas, que actualmente ocupan buena parte de los afloramientos de la región. De acuerdo al trabajo de Gómez-Valencia (2011), los depósitos sedimentarios en este sector, se han dividido en tres unidades: (1) Conglomerado tipo Báucarit; (2) Unidad detrítica del Mioceno Medio, (3) Sedimentos Plio-Cuaternarios. Mientras que para las unidades volcánicas, identifica cinco unidades: [1] Unidad volcánica Oligocénica; [2] Unidad volcánica El Cajón-Las Palomas, asociada al magmatismo de la Sierra Madre Occidental; [3] Unidad Volcánica Cerro Prieto o en este trabajo Formación volcánica Cerro Prieto con afinidad adakítica; [4] Unidad volcánica Las Agujas o en este trabajo Formación volcánica Las Agujas con afinidad adakítica y [5]

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción**

Depósito Ignimbrítico hiperalcalino o Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe (en este trabajo llamado Grupo Sierra Libre). Estas unidades pueden correlacionarse con las que afloran en San Miguel de Horcasitas y en Pueblo Nuevo.

Las investigaciones más recientes en la región de San Miguel de Horcasitas, reportan la presencia de un volcanismo ácido hiperalcalino (Figura 3.13, Vidal-Solano, 2005) nombrado Ignimbrita de Hermosillo-Toba de San Felipe (Vidal-Solano et al., 2012) y propuesto en este trabajo como Grupo Sierra Libre (ver más información en el apartado de la Geología de la Sierra Libre), magmatismo que fue ampliamente reconocido más al Norte en la región de Rayón por Gómez-Valencia (2011).

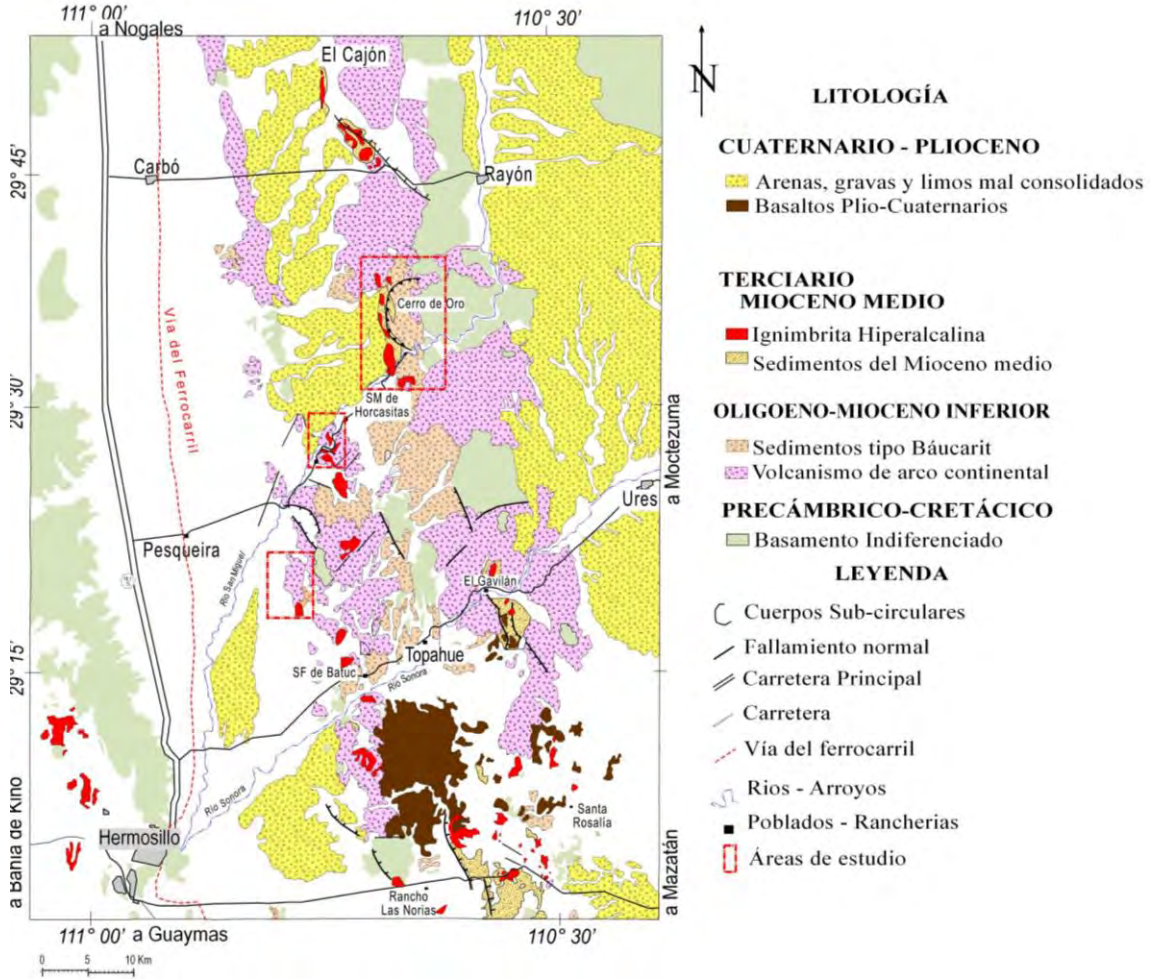


Figura 3.13.- Mapa de la Geología Regional del área de Rayón, Sonora; modificado de Paz-Moreno (1990), Vidal-Solano (2005) y Gómez-valencia (2011).

3.1.2.- Geología del área de Rayón

Esta importante localidad fue ampliamente estudiada en la tesis de licenciatura de [Gómez-Valencia \(2011\)](#), y fue una pauta esencial en la determinación de las otras localidades que se reportan en la presente tesis de maestría. A continuación se describirán brevemente algunos aspectos relevantes de esta localidad, haciendo énfasis en dos unidades volcánicas (Unidad volcánica Cerro Prieto y Unidad volcánica Las Agujas), que en este trabajo son elevadas informalmente al rango de Formación debido a su amplia distribución magmática en Sonora.

Localización de la región de Rayón, Sonora

El área de estudio se localiza en la porción centro-Este del Estado de Sonora ([Figura 3.14](#)), dentro de los municipios de Carbó, Rayón y San Miguel de Horcasitas, ~ 60 km al NE en línea recta de la ciudad de Hermosillo. Los rasgos de relieve topográfico, hidrología y toponimia se encuentran representados dentro de las siguientes cartas topográficas de INEGI: porción E de la carta H12D21 *Carbó*, porción W de la carta H12D22 *Rayón*, escala 1: 50,000.

Partiendo de Hermosillo, se puede acceder al área de estudio por medio de la carretera Federal No. 15 Hermosillo-Santa Ana, a los 28 km de recorrido tomar la carretera a Pesqueira-San Miguel de Horcasitas. Alternativamente, se puede utilizar la misma carretera No. 15 y tomar, después de 70 km, la carretera Carbó - Rayón. También puede accederse por la Carretera Estatal No. 14 Hermosillo-Ures para después, a la altura de San Pedro el Saucito, tomar la carretera Real del Alamito-San Miguel de Horcasitas, o también, es viable bajo la misma vía No. 14 tomar más adelante, los caminos de terracería que parten de Ures hacia Rayón.

Fisiográficamente se ubica dentro de la provincia de Sierras Sepultadas que se caracteriza por presentar sierras con orientación NW-SE, las cuales limitan valles rellenos por potentes espesores de conglomerados mal consolidados y material aluvial, producto de la tectónica distensiva del Terciario Medio que afectó al NW de México.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

Los rasgos geomorfológicos más sobresalientes de la región de estudio (Figura 3.14) se distribuyen de la siguiente manera: en el margen SE afloran rocas con morfologías cársticas con pendientes abruptas y lomeríos, representados por las unidades del basamento de edad Precámbrico y Cretácico Inferior (Figura 3.14 y 3.15).

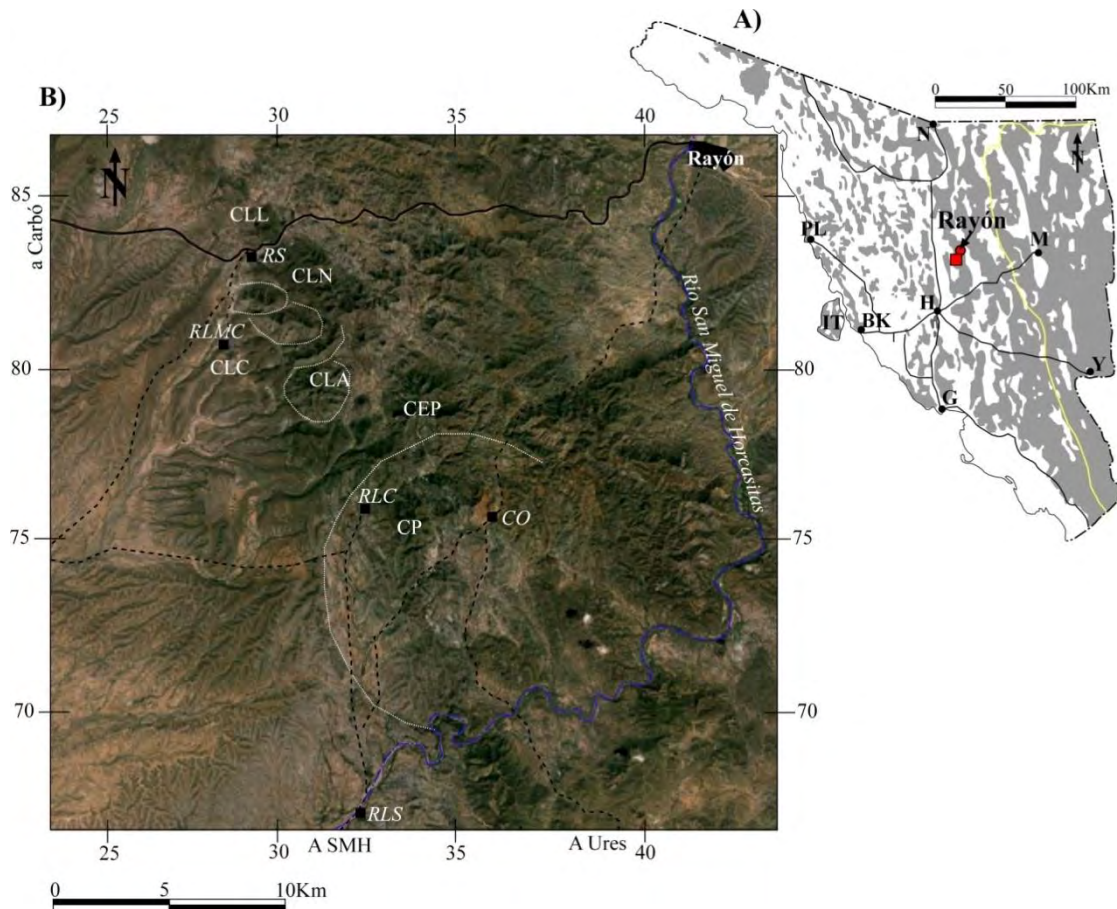


Figura 3.14.- Mapa de localización y distribución morfológica de Rayón: **A)** Esquema del Estado de Sonora mostrando la tectónica distensiva en tonalidades gris (Cochemé, 1985; Paz-Moreno, 1992 y Vidal-Solano et al., 2007: PL Puerto Libertad, IT Isla Tiburón, BK Bahía de Kino, H Hermosillo, R Rayón, M Moctezuma, G Guaymas, Y Yécora y N Nogales), señalando la localización de Rayón y la ubicación de la zona de estudio; y **B)** Imagen Google Earth 2013 mostrando los principales rasgos morfológicos (CLN Cerro La Nopalera, CLC Cerro Los Columpios, CLA Cerro Las Agujas, CEP Cerro El Picacho y CP Cerro Prieto), las estructuras sub-circulares, los principales vías de acceso, el principal afluente hidrológico y los siguientes ranchos de la región: RS Rancho Seco, RLMC Rancho La Mesa del Corral, RLC Rancho La Casa Colorada y RLS Rancho Los Seris.

En la porción centro occidental afloran derrames alargados con orientación NW-SE correspondientes a las unidades volcánicas del Oligoceno-Mioceno, morfologías en mesas representadas por derrames ignimbríticos y sedimentos pertenecientes a la *Formación Báucarit* (Figura 3.14). En la región central, el rasgo más sobresaliente es el Cerro Picacho el cual presenta la morfología más escarpada de la región; al Norte del mismo, las morfologías son abruptas aunque menos escarpadas y están representadas por el Cerro Las Agujas y los Cerros La Nopalera-Los Columpios. Finalmente, en la parte norte prevalece una morfología con fuerte relieve compuesta por unidades volcánicas que contrastan con el bajo relieve de los abanicos aluviales que rellenan los valles de la región (Figura 3.14). El principal rasgo hidrológico en esta zona es el Río San Miguel de Horcasitas que es abastecido por numerosos afluentes provenientes de los altos topográficos de esta región.

Geología de Rayón, Sonora

Considerando que el estudio petrológico de la secuencia volcánica del Oligoceno-Mioceno fue el objetivo principal de la investigación realizada por Gómez-Valencia, (2011), el reconocimiento detallado del basamento no fue contemplado en las descripciones de este apartado, por lo que en la cartografía obtenida, estas unidades fueron agrupadas como basamento indiferenciado (Ante-Terciario). Sin embargo, es importante remarcar la existencia de unidades sedimentarias precámbricas y unidades magmáticas mesozoicas como lo son el granitoide Laramide, el Grupo Bisbee y la Formación Tarahumara (ver mapa geológico en la Figura 3.15 y consultar listado de referencias en Gómez-Valencia, 2011).

Por otra parte, en el área se reconocieron varios eventos importantes de volcanismo y sedimentación ocurridos desde el Oligoceno Superior al Mioceno Medio (*columna estratigráfica en la Figura 3.16*). En lo que respecta a los depósitos sedimentarios, se separaron en tres unidades: [1] *Conglomerado tipo Báucarit*, [2] *Unidad Detrítica del Mioceno Medio*, y [3] *Sedimentos Plio-Cuaternarios*.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

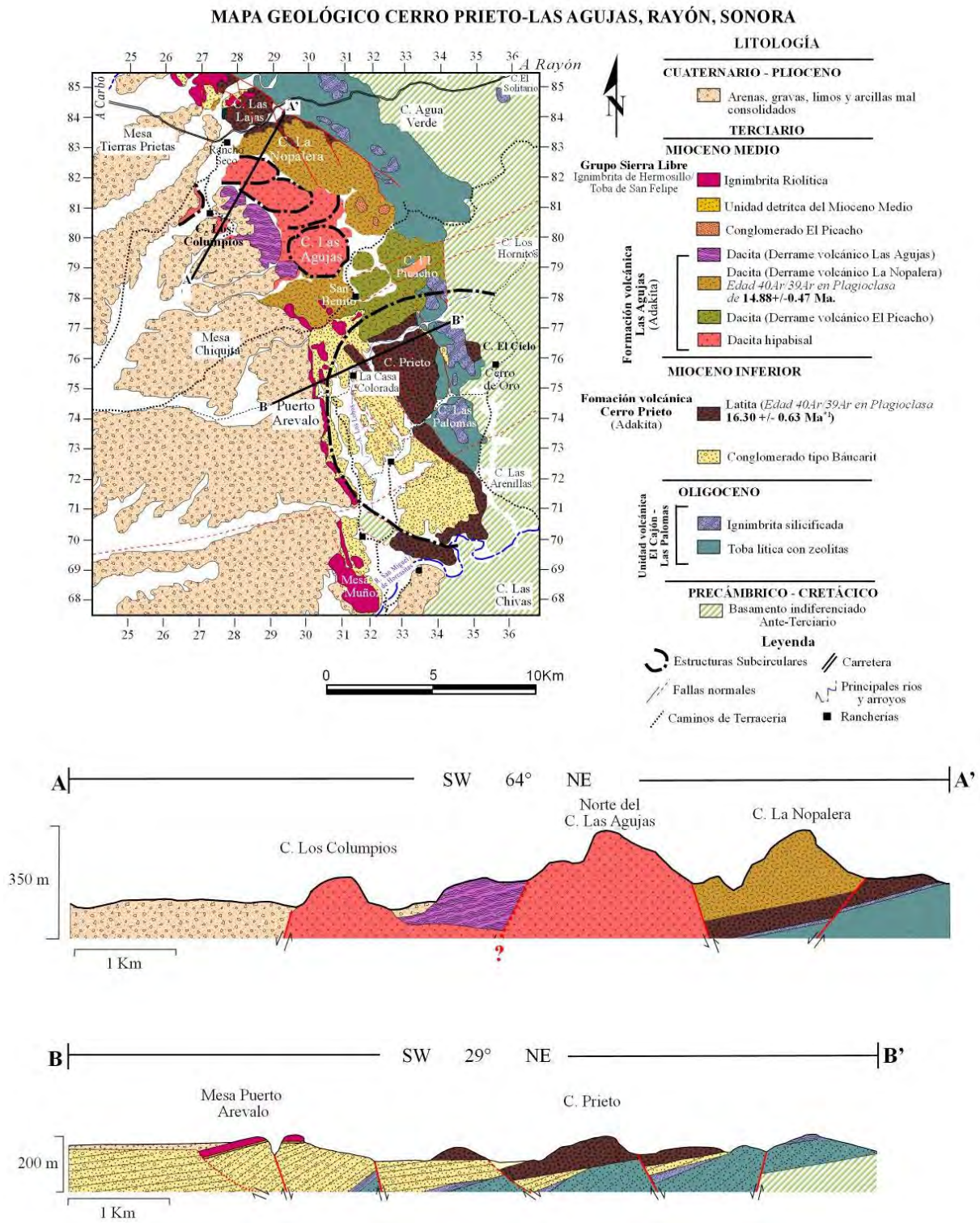


Figura 3.15.- Mapa Geológico de la región de Rayón, Sonora, modificado de Gómez-Valencia (2011) y Gómez-Valencia et al., 2014 (sometido) mostrándose dos secciones representativas indicando la disposición estratigráfica de la Formación volcánica Cerro Prieto y la Formación volcánica Las Agujas. En el mapa, ¹- Edad tomada de Gómez-Valencia (2011), en este trabajo se modificó el monitor de irradiación y se reajustó la edad 16.51 ± 0.64 Ma)

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

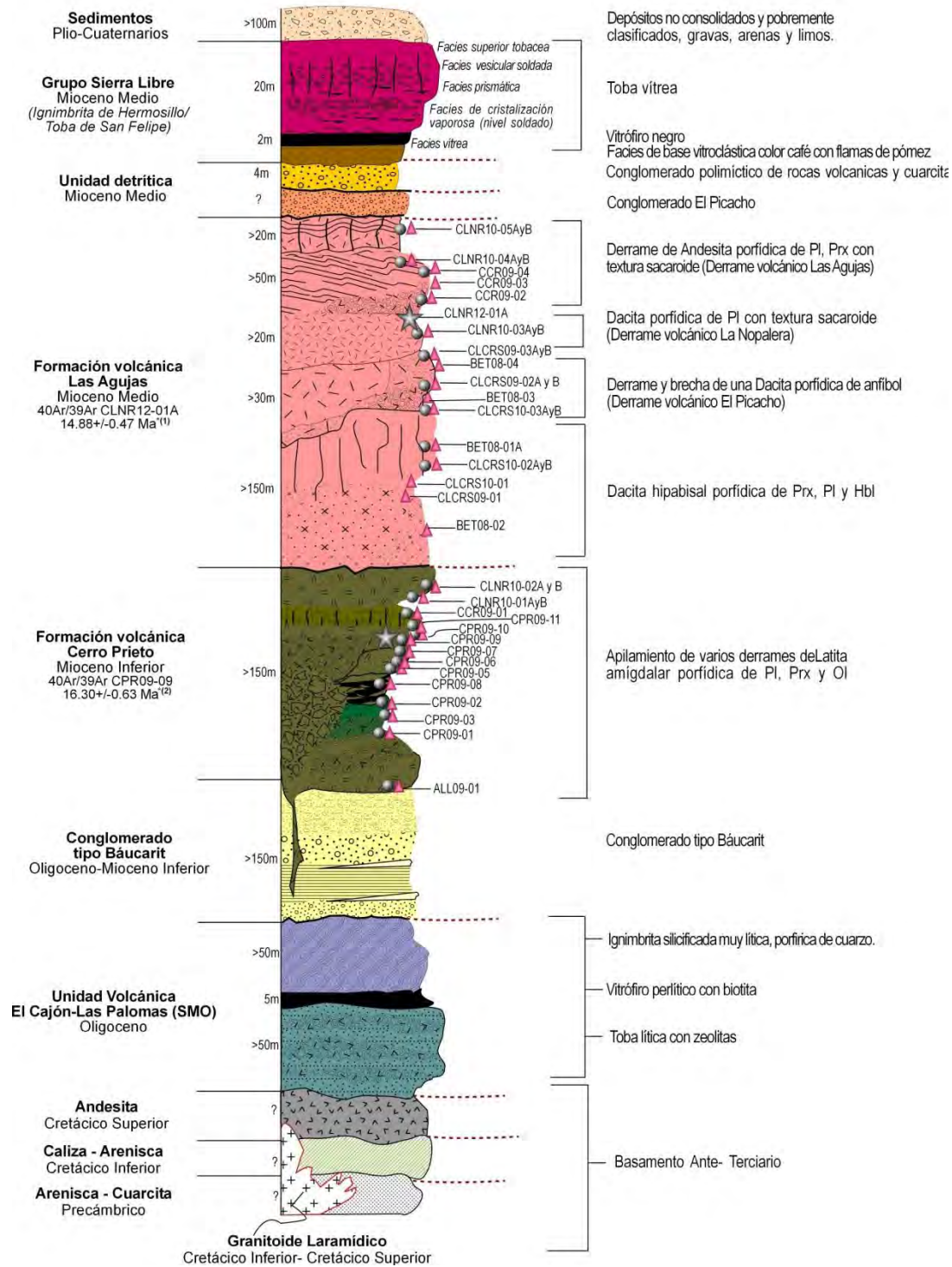


Figura 3.16.- Columna estratigráfica compuesta de la región de Rayón, Sonora. En el listado de muestras, los triángulos representan a ejemplares para análisis petrográficos y los círculos para estudios geoquímicos. La simbología en estrella figuran análisis geocronológicos, por el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar, donde el análisis de la muestra CPR09-09 fue modificada de Gómez-Valencia, (2011). ^{*1}.- Fechamiento realizado en este trabajo; y ^{*2}.- Edad tomada de Gómez-Valencia (2011).

Mientras que para las unidades volcánicas del Oligoceno-Mioceno Medio de la región de Rayón se identificaron cuatro grandes grupos: [1] **Unidad volcánica El Cajón-Las Palomas**, [2] **Unidad volcánica Cerro Prieto** (en este trabajo Formación volcánica Cerro Prieto), [3] **Unidad volcánica Las Agujas** (en este trabajo Formación volcánica Las Agujas) y [4] **Depósito Ignimbrítico hiperalkalino** (en este trabajo Grupo Sierra Libre: Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe).

Unidad volcánica El Cajón-Las Palomas

Esta unidad está formada por depósitos piroclásticos tobáceos, poco soldados, de tipo ignimbrítico, principalmente derivados de una sola unidad de enfriamiento y que presentan a la base una facies brechoide. En esta unidad es común la ocurrencia de coladas riolíticas fluidales que contienen en su base vidrio perlítico. Algunas de estas riolitas se encuentran en un estado de desvitrificación avanzado y, en el caso de las tobas, se han producido yacimientos de zeolita de tipo clinoptilolita (González-Sandoval, 1987). Por sus características petrológicas, esta unidad volcánica fue correlacionada con las etapas finales del magmatismo de la Sierra Madre Occidental (ver en Gómez-Valencia, 2011).

Formación volcánica Cerro Prieto

La inicialmente descrita como Unidad volcánica Cerro Prieto por Gómez-Valencia (2011), se encuentra ampliamente distribuida en la parte centro-sur del área de estudio (ver mapa geológico en la Figura 3.15). En la región de Rayón, la Formación volcánica Cerro Prieto muestra como localidad tipo el afloramiento del Cerro Prieto, localizado al W del Cerro El Cielo, dentro de la estructura circular denominada de manera informal la *Caldera de Rayón*, en donde sobre el trayecto del Arroyo Los Lobos, partiendo desde La Casa Colorada, es claramente observable la relación discordante que guarda con las unidades sedimentarias tipo Báucarit. Esta unidad ocurre en menor extensión en la región centro-norte, en los Cerros Las Lajas y La Nopalera. En el Cerro Prieto, esta unidad volcánica (Figura 3.17) forma un

apilamiento de aproximadamente 100 m constituido de al menos seis derrames andesíticos con textura fluidal, porfídicos a glomeroporfídicos, con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino iddingsitizado. Estos flujos sobreyacen a una potente serie de tufitas y depósitos detríticos arenosos a conglomeráticos y tobas félsicas, que puede ser correlacionada con la Formación Báucarit (Gómez-Valencia et al., 2009 y Gómez-Valencia, 2011).

Típicamente, en el Cerro Prieto, las coladas presentan un aspecto máfico vítreo con texturas vesiculares a amigdalares, rellenas de calcita y zeolitas color gris azulado. En su base es posible observar una auto-brecha de arrastre (Figura 3.17B), producida por derrames sobre sedimentos (Figura 3.15). Estos primeros derrames también son observados en el Cerro Las Lajas al norte del área de estudio (Figura 3.15). Hacia la parte superior de la secuencia se presenta un derrame híbrido (Figura 3.17C, D y E) con horizontes de flujo café y beige como evidencia de mezcla (*mingling*) en este líquido magmático (Gómez-Valencia et al., 2010A y Gómez-Valencia, 2011). Finalmente, los últimos derrames de la secuencia son muy vítreos, tienen una coloración rojiza y un espesor reducido (menor a 7 m); de éstos se obtuvo una muestra (CPR09-09) para estudios geocronológicos ^{40}Ar - ^{39}Ar (Gómez-Valencia, 2011), realizándose una modificación con respecto al monitor de irradiación en la presente tesis de maestría (*ver capítulo de Geocronología*).

En el cerro La Nopalera ocurre una secuencia volcánica formada por al menos cinco derrames. En la base de la secuencia se distinguen las mismas lavas intermedias vítreas, de colores oscuros, con sus respectivas brechas de base.

El estudio geoquímico de estas lavas permite establecer su carácter y clasificación precisa (Gómez-Valencia et. al., 2009; y 2010a), los cuales se detallará más adelante.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

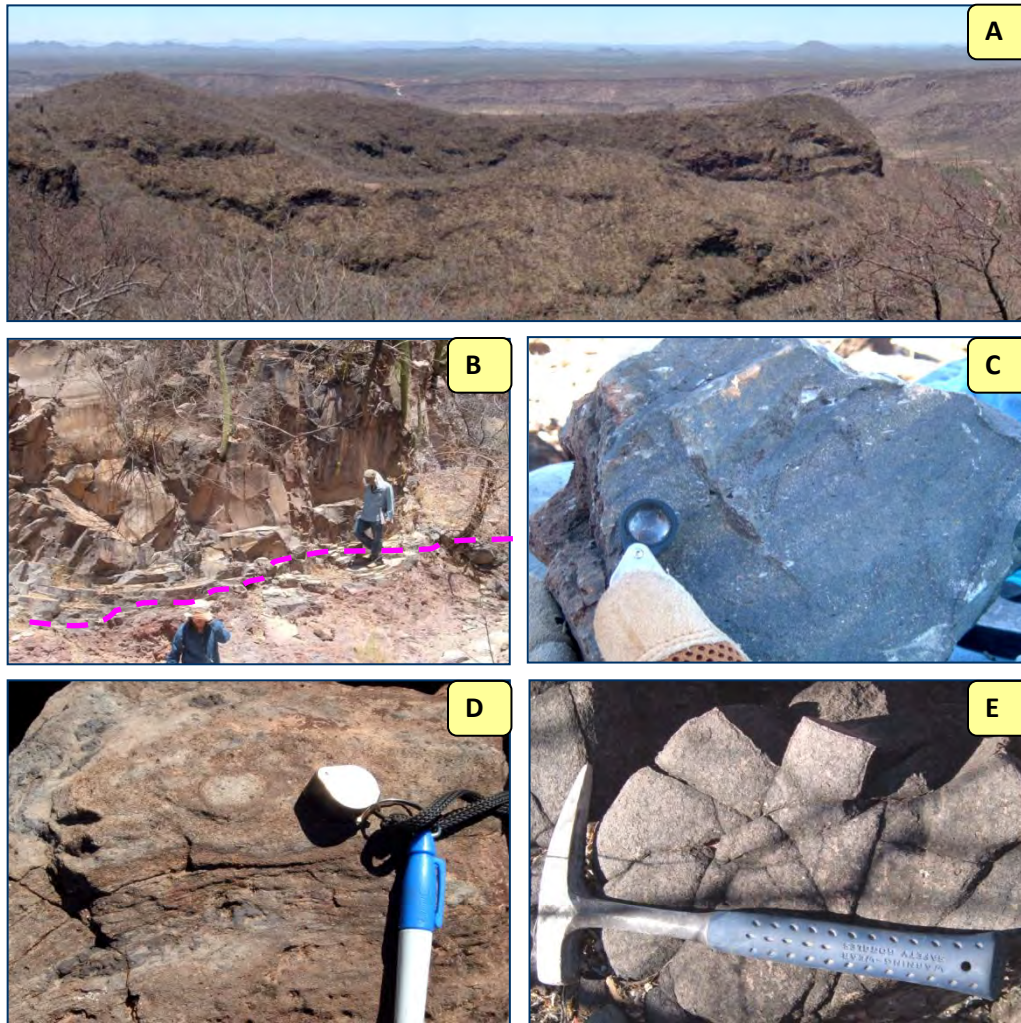


Figura 3.17.- (A) Panorámica tomada desde el E con vista de parte de Cerro Prieto, al fondo se observa el borde de la estructura denominada La Caldera de Rayón, (B) Derrame basal de la unidad volcánica Cerro Prieto, fotografía tomada en el Arroyo Los Lobos, (C) Derrame superior híbrido de la unidad volcánica Cerro Prieto, (D) Superficie de intemperismo del derrame híbrido y (E) Superficie con diaclasas de enfriamiento.

Unidad volcánica Las Agujas

Esta unidad se encuentra distribuida ampliamente en la región centro-norte de la zona de estudio, al Sur es limitado por el borde de la *Caldera de Rayón* y al Norte por la Carretera Carbó-Rayón (ver mapa geológico en la *Figura 3.15* y sección estratigráfica en la *Figura 3.16*).

Para su estudio, la unidad volcánica Las Agujas ha sido dividida en cuatro tipos que son: **(1)** Cuerpo hipabisal Las Agujas, **(2)** Derrames volcánicos Las Agujas, **(3)** Derrames volcánicos La Nopalera y **(4)** Derrames volcánicos El Picacho (1,2 y 3 en *Figura 3.16*). Las rocas que forman estos tipos afloran en el área de estudio como altos topográficos con una orientación NW-SE.

1.- **Cuerpo Hipabisal Las Agujas**: El cuerpo hipabisal Las Agujas está representado por dos afloramientos importantes, el primero aflora en el cerro Las Agujas (*Figura 3.18A*) y su extensión al Norte ocurre en el barranco El Tigre y el segundo en el cerro Los Columpios (ver mapa geológico de la *Figura 3.15*). Se encontraron al menos cinco cuerpos semicirculares que ocurren a manera de crestones (agujas), con columnas de enfriamiento sub-verticales (*Figura 3.15*). Estos cuerpos parecen representar la raíz de algunos edificios dómicos mismos que fueron exhumados por la tectónica de la región y que fungieron como alimentadores de los derrames volcánicos aledaños (*Figura 3.18A*). Estos derrames ocurren en los cerros Las Agujas, La Nopalera y El Picacho.

Las rocas hipabisales estudiadas son de composición intermedia, presentan tonalidades de color gris claro con algunos sectores rojizos, esto debido a la abundancia en óxidos de hierro y a la oxidación de los fenocristales de anfíbol. En muestra de mano presentan texturas microgranulares porfídicas de anfíbol (Cabe mencionar que en el cerro Los Columpios se encontraron megacristales de anfíbol de aproximadamente 4 cm de diámetro, *Figura 3.18C*).

Como en la mayoría de los cuerpos intrusivos, el tamaño de grano se vuelve más pequeño hacia los bordes.

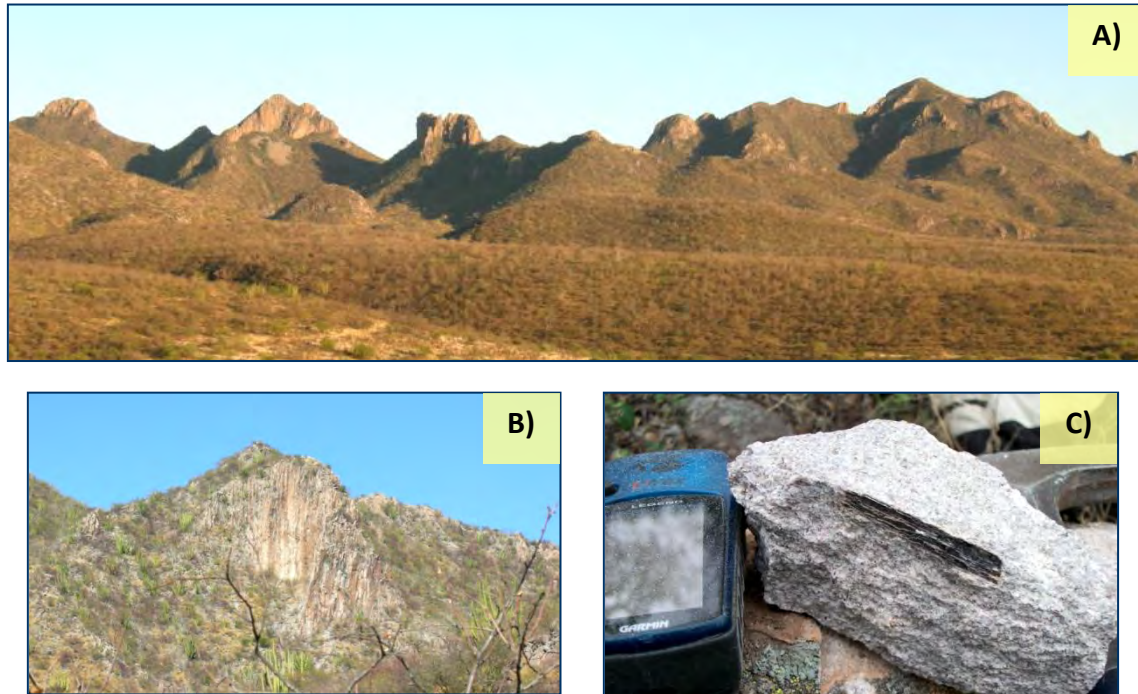


Figura 3.18.- A) Panorámica tomada desde el W hacia el Cerro Las Agujas, mostrando los principales afloramientos de la Formación volcánica Las Agujas, B) Imagen que muestra los prismas de enfriamiento que caracterizan esta formación y C) Roca cristalina del cerro Los Columpios, mostrando un megacrystal de hornblenda.

2.- **Derrames Volcánicos Las Agujas:** Estos derrames se encuentran ubicados en el extremo W del Cerro Las Agujas (**Figura 3.15** y **Figura 3.16**), y están delimitados en la porción W por el cerro Los Columpios y por unidades sedimentarias cuaternarias. Estos derrames están constituidos por rocas intermedias, correspondiendo a andesitas y dacitas porfídicas de plagioclasa y anfíbol (hornblenda); este último se encuentra fuertemente oxidado. Estas rocas presentan tonalidades café oscuro en superficie intemperizada y café rosado en superficie fresca. En los bordes de estos derrames se observa con claridad una brecha de base, con clastos de las mismas andesitas-dacitas con la sola diferencia de que las hornblendas ocasionalmente se ven frescas.

3.-**Derrames Volcánicos La Nopalera.** Estos derrames (**Figura 3.15**) se localizan en el cerro La Nopalera y al oriente del mismo. En la base de dicho cerro afloran rocas

correlacionables con la unidad volcánica Cerro Prieto, que son seguidos por al menos cinco derrames con sus respectivas brechas de base. Los derrames observados, forman parte de un apilamiento de lavas con características similares, es decir, presentan la misma asociación mineralógica de plagioclasa y piroxeno. En el campo, se distinguen por sus tonalidades y por el diaclasamiento (**Figura 3.18B**). La colada superior es un derrame subhorizontal (actitud N54°W; 10°SW) que se caracteriza por tener prismas de enfriamiento bien desarrollados (**Figura 3.18B**). Estos derrames tienen en conjunto un espesor menor a 30 m, todos presentan una textura sacaroide y su composición es intermedia.

4.- **Derrames volcánicos El Picacho**: Hacia la base del Cerro El Picacho ocurren dos derrames subhorizontales de composición intermedia (**Figura 3.15 y 3.16**) con un espesor en conjunto menor a 30 m. Estos derrames son porfídicos de plagioclasa y piroxeno, y en la parte intermedia de las coladas pueden tener una textura sacaroide, al igual que los derrames anteriores; en las bases de las coladas se encuentran brechas. La distinción en campo entre ellos es la tonalidad café amoratado y una frecuente repetición por medio de fallas normales, que son más evidentes en el cerro El Picacho.

Depósito Ignimbrítico hiperalcalino

(Grupo Sierra Libre: Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe).

Sobreyaciendo al volcanismo anterior se identificó un evento anorogénico descrito como un depósito ignimbrítico hiperalcalino, que cubre una extensión aproximada de 50 km² en esta región. Se trata de mesas ignimbríticas con espesores reducidos que varían entre 5 y 22 m. La unidad de enfriamiento de esta ignimbrita se caracteriza por 5 facies que de la base a la cima son: 1) Oleada de base (Ground surge) que corresponde a una toba poco soldada con lapillis de pómez alargadas color beige, 2) Vitrófido café a negro poco desvitrificado con flamas, 3) Toba masiva soldada color rosa, 4) Toba masiva soldada vesicular color rosa y, 5) Toba masiva soldada color gris. En general, estas facies presentan una matriz eutaxítica poco porfírica a glomeroporfírica (>7%) con una asociación de fenocristales de feldespatos alcalinos,

clinopiroxeno verde y fayalita. El contenido de líticos se incrementa de la base a la cima y, ocasionalmente, en la base se identifican algunos enclaves traquíticos.

3.1.3 Geología del área de San Miguel de Horcasitas

Localización de la región de San Miguel de Horcasitas, Sonora

El área de estudio se localiza en la porción centro-Este del Estado de Sonora, dentro del municipio de San Miguel de Horcasitas, ~45 km al NE en línea recta de la ciudad de Hermosillo. Los rasgos de relieve topográfico, hidrología y toponimia se encuentran representados dentro de la carta topográfica de INEGI: porción NE de la carta H12D31 San Miguel de Horcasitas, escala 1: 50,000.

Existen varios accesos a la región de estudio, partiendo de Hermosillo, se puede acceder por medio de la carretera Federal No. 15 Hermosillo-Nogales, para posteriormente, a los 28 km de recorrido tomar la carretera Pesqueira-San Miguel de Horcasitas. Alternativamente, puede accederse por la Carretera Estatal No. 14 Hermosillo-Ures para después utilizar a la altura de San Pedro el Saucito, la carretera Real del Alamito-San Miguel de Horcasitas.

Geología de la Región de San Miguel de Horcasitas, Sonora

La geología de la región de San Miguel de Horcasitas, comprende un sector delimitado principalmente por el cerro Los Cuates y el Cerro La Mina, que se ubican entre los poblados de La Fábrica de Los Ángeles y San Miguel de Horcasitas. El basamento de esta región ha sido agrupado como Basamento Ante-Terciario (ver mapa geológico en **Figura 3.19**), presumiblemente Cretácico Inferior-Cretácico Superior. Para fines de este trabajo, sólo se identificó la presencia del granitoide laramídico (únicamente el W del Cerro Los Cuates), sobreyacido por la alternancia de depósitos areniscas de grano fino y conglomerados polimícticos altamente compactos color rojizo con gradación normal. Localmente estos

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

depósitos detríticos son intrusionados por un cuerpo hipabisal (espesor <30m) de tipo riolítico con ojos de cuarzo, el cual por su disposición estratigráfica posiblemente se trate de un sill.

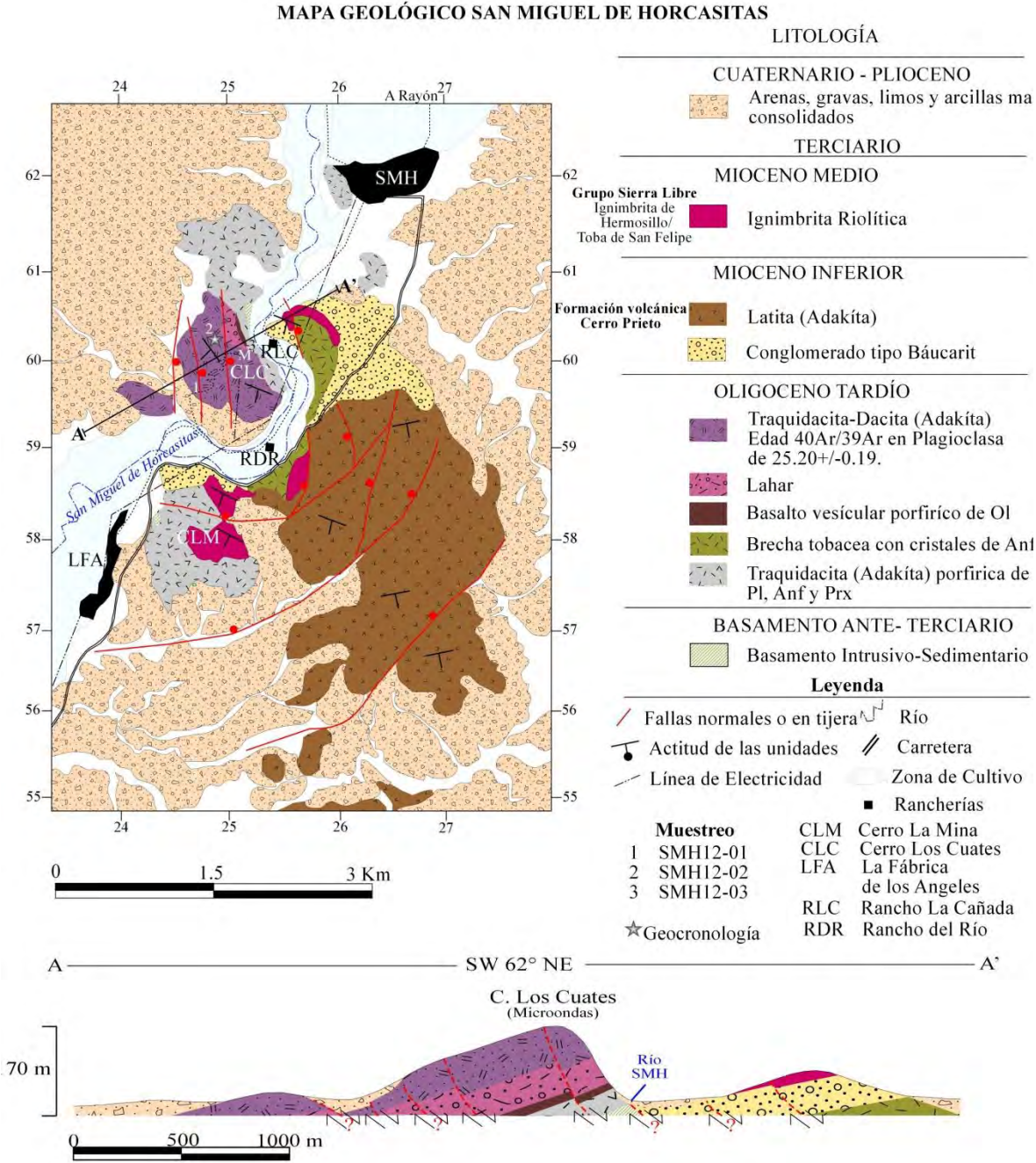


Figura 3.19.- Mapa Geológico de la región de San Miguel de Horcasitas, modificado de Gómez-Valencia (2011), mostrándose una sección representativa indicando la disposición estratigráfica de las unidades que afloran en las inmediaciones del Cerro Los Cuates.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

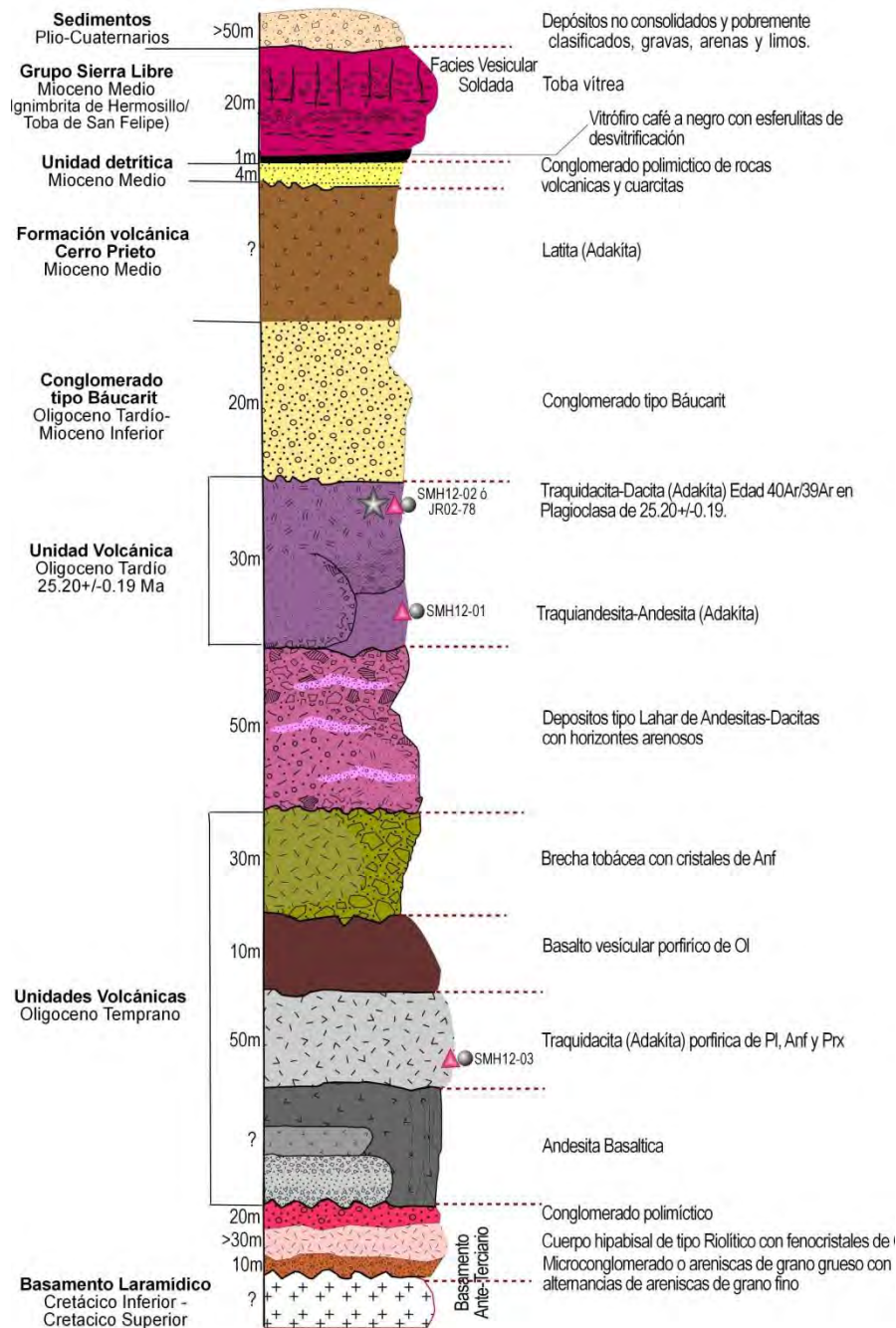


Figura 3.20.- Columna estratigráfica compuesta de la región de San Miguel de Horcasitas, Sonora, modificada de Vidal-Solano (2005) y Gómez-Valencia (2011). En el listado de muestras, los triángulos representan a ejemplares para análisis petrográficos y los círculos para estudios geoquímicos. La simbología en estrella representa dataciones geocronológicas, por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en este caso para muestra SMH12-02 (ver capítulo de geocronología), correspondiente al ejemplar JR02-78 de Vidal-Solano (2005).

El basamento Ante-Terciario se aprecia principalmente en los afloramientos al NE del Cerro Los Cuates en las inmediaciones del Río San Miguel de Horcasitas (ver Sección A-A' en la **Figura 3.19**) y en la cañada que lleva de la localidad Fábrica de los Ángeles a la porción NW del Cerro la Mina.

La geología de esta región se resume a partir de los trabajos de **Vidal-Solano (2005)** y **Gómez-Valencia (2011)** y del trabajo de campo realizado durante este estudio.

En discordancia al basamento Ante-Terciario, se identificaron cuatro pulsos magmáticos agrupados como Unidades volcánicas Oligoceno Temprano (ver columna estratigráfica en la **Figura 3.20**), donde de la base a la cima se observa: [1] Andesita basáltica; [2] Traquidacita-Adakita porfídica de Pl>AnF>Prx, distribuida ampliamente en la región de estudio, *ver mapa geológico de la Figura 3.19*. A la base 50 m), se identificó una brecha basal de aproximadamente 2 metros de espesor. En general, estas rocas muestran un color de intemperismo café morado y una tonalidad café rojizo en superficie fresca; [3] Basalto vesicular porfídico de olivino iddingsitizado de aproximadamente 10 metros de espesor, el cual presenta un color café oscuro al intemperismo y café rojizo en superficie fresca. Esta lava máfica aflora en el escarpe NE-E del Cerro los Cuates; y finalmente, [4] Brecha tobácea con fenocristales de anfíbol, que aflora exclusivamente al E del Cerro Los Cuates. En el Cerro Los Cuates, la mayoría de los depósitos volcánicos afloran en la porción NE-E, debido a la disposición estructural que ocasiona que esta secuencia bascule hacia el SW-W.

Discordantemente a estas unidades volcánicas, se observan potentes espesores correspondientes a la destrucción de posibles domos dacíticos; se trata de más de 50 m de depósitos tipo Lahar 3m de espesor (**Figura 3.20**), este depósito contiene abundantes clastos volcánicas predominantemente dacitas y andesitas de 1 a 30 cm de longitud.

Posteriormente, y como parte del Oligoceno Tardío, afloran al menos cuatro derrames muy vítreos de composición intermedia altamente porfídicos de anfíbol de unos 30 metros de espesor, los cuales son afectados por fallas normales y en tijera, provocando su basculamiento al SW (*ver mapa geológico en la Figura 3.19*); se trata de traquiandestitas- andesitas a

traquidacitas –dacitas de afinidad adakítica (*ver capítulo de Geoquímica y columna estratigráfica de la Figura 3.20*). Estas rocas presentan tonalidades gris morado y afloran exclusivamente en el Cerro Los Cuates, donde se tomó un ejemplar de la cima de esta secuencia magmática para realizar su fechamiento por el método geocronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, (*ver capítulo de Geocronología*). Sobre la secuencia volcánica anterior, afloran depósitos detríticos continentales correspondientes a la Formación Báucarit (Oligoceno Tardío-Mioceno Inferior para este sector) de unos 20 m de espesor.

Posteriormente se encuentra en exposición, una unidad magmática de composición intermedia con características afines a la Formación volcánica Cerro Prieto (*Figura 3.19*), descrita por Gómez-Valencia (2011) y Gómez-Valencia et al. (2014), poco más al Norte, en la región de Rayón Sonora. Se trata de Latitas con afinidad adakítica asignadas al Mioceno Inferior gracias a un fechamiento radiométrico realizado en el Cerro Prieto en Rayón (*ver apartado de la Geología de Rayón, Sonora*). En San Miguel de Horcasitas, esta unidad se encuentra expuesta en una amplia extensión en la porción E del Cerro La Mina (*Figura 3.19*).

En discordancia, aflora una Unidad detrítica (*Figura 3.20*) bien consolidada de unos 4 m de espesor, constituida por un conglomerado polimícticos con clastos de rocas volcánicas y cuarcitas. Esta unidad se atribuye al Mioceno Medio por correlación con los depósitos detríticos localizados a la base del Grupo Sierra Libre: Ignimbrita de Hermosillo-Toba de San Felipe, en la región de Rayón (Gómez-Valencia, 2011).

Finalmente, y en discordancia a lo que constituiría el paleo-relieve en el Mioceno Medio de esta región, aflora un depósito piroclástico de tipo ignimbrítico (*Figura 3.19*) de unos 20 m de espesor que exhibe al menos 5 litofacies de enfriamiento (*Figura 3.20*): (1) *Ground Surge* color café a beige con un espesor aproximado a 0.5m; (2) Vitrófido eutaxítico color café a negro (espesor 1 metro), porfídico de feldespato alcalino con abundantes esferulitas de desvitrificación color naranja de diámetros inferiores a 30 cm; (3) Facies masiva con líticos color café; (4) Nivel litofisal y (5) Facies vesicular soldada color café rosado en superficie de intemperismo y color beige en superficie fresca. Esta unidad aflora en las inmediaciones del Cerro La Mina y del Rancho La Cañada (*ver mapa geológico y sección A-A' de la Figura 3.19*), y su presencia es evidencia del encausamiento de este depósito por

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

medio de paleocanales tal y como lo describió [Vidal-Solano \(2005\)](#) y como sucede poco más al Norte en la región de Rayón ([Gómez-Valencia, 2011](#)). Estos afloramientos piroclásticos muestran las mismas características que los depósitos ignimbríticos distales de naturaleza hiperalcalina identificados en Rayón, Sonora, por [Gómez-Valencia \(2011\)](#), conocidos como Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe ([Vidal-Solano et al., 2012](#)), y que en este trabajo son llamados y forman parte del Grupo Sierra Libre.

3.1.4 Geología del Cerro La Labor

Localización del Cerro La Labor, Pueblo Nuevo, Sonora

La región de Pueblo Nuevo, se localiza en la porción centro-Este del Estado de Sonora, dentro del municipio de San Miguel de Horcasitas específicamente en el Ejido La Labor, ~34 km al NE en línea recta de la ciudad de Hermosillo. Los rasgos de relieve topográfico, hidrología y toponimia se encuentran en la carta topográfica de INEGI: porción NE de la carta H12D31 San Miguel de Horcasitas, escala 1: 50,000.

Existen varios accesos a la región de estudio, partiendo de Hermosillo, se puede acceder por medio de la carretera Federal No. 15 Hermosillo-Nogales, para posteriormente, a los 28 km de recorrido tomar la carretera Pesqueira-San Miguel de Horcasitas-Pueblo Nuevo. Alternativamente, puede accederse por la Carretera Estatal No. 14 Hermosillo-Ures para después utilizar a la altura de San Pedro el Saucito, la carretera Real del Alamito-San Miguel de Horcasitas.

Geología de la Región del Cerro La Labor, Sonora

El Cerro La Labor, se localiza 4 Km al SE de la localidad Pueblo Nuevo dentro del Ejido La Labor. La geología de este cerro, comprende un basamento cristalino que aflora en el Cerro El Divisadero (*ver mapa geológico de la Figura 3.21*), constituyendo un afloramiento de forma cómica (*Figura 3.23A*), el cual fue exhumado por medio de fallas normales como se muestra en la sección A-A' de la *Figura 3.21*. Independiente al afloramiento intrusivo del Cerro El Divisadero, se decidió agrupar como basamento indiferenciado, a los afloramientos localizados en la porción NE del mapa geológico que se muestra en la *Figura 3.21*.

Discordantemente se encuentra aflorando un depósito sedimentario de >100 metros de espesor de una unidad conglomerática con horizontes arenosos, bien consolidada, correlacionable con las Unidades tipo Báucarit reconocidas poco más hacia el NW del área de estudio en las regiones de Rayón y San Miguel de Horcasitas (*Figura 3.21 y 3.22*).

Gómez Valencia Alejandra Marisela (2014)
Tesis Maestría en Ciencias Geología-UNISON

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción**

Mapa Geológico La Labor, Pueblo Nuevo

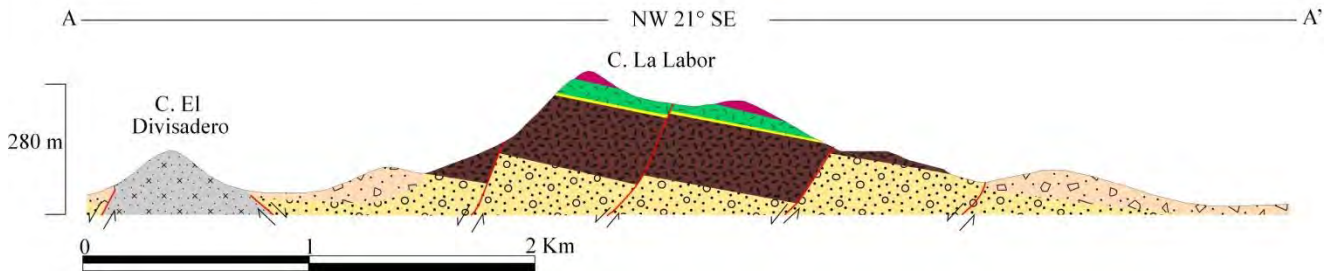
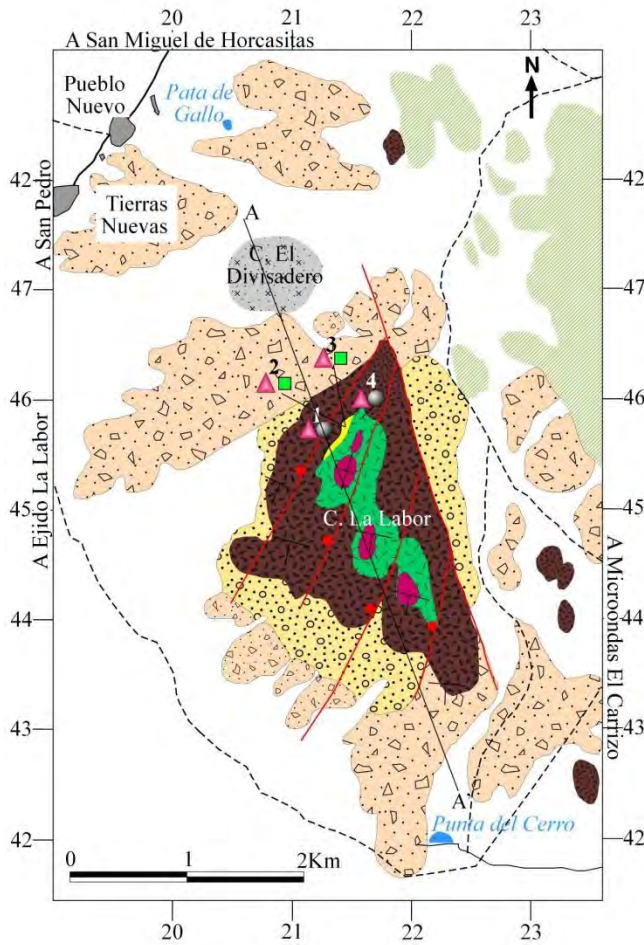


Figura 3.21.- Mapa Geológico del Cerro La Labor en Pueblo Nuevo, Sonora, mostrándose una sección representativa indicando la disposición estratigráfica de acuerdo a su acomodamiento estructural.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

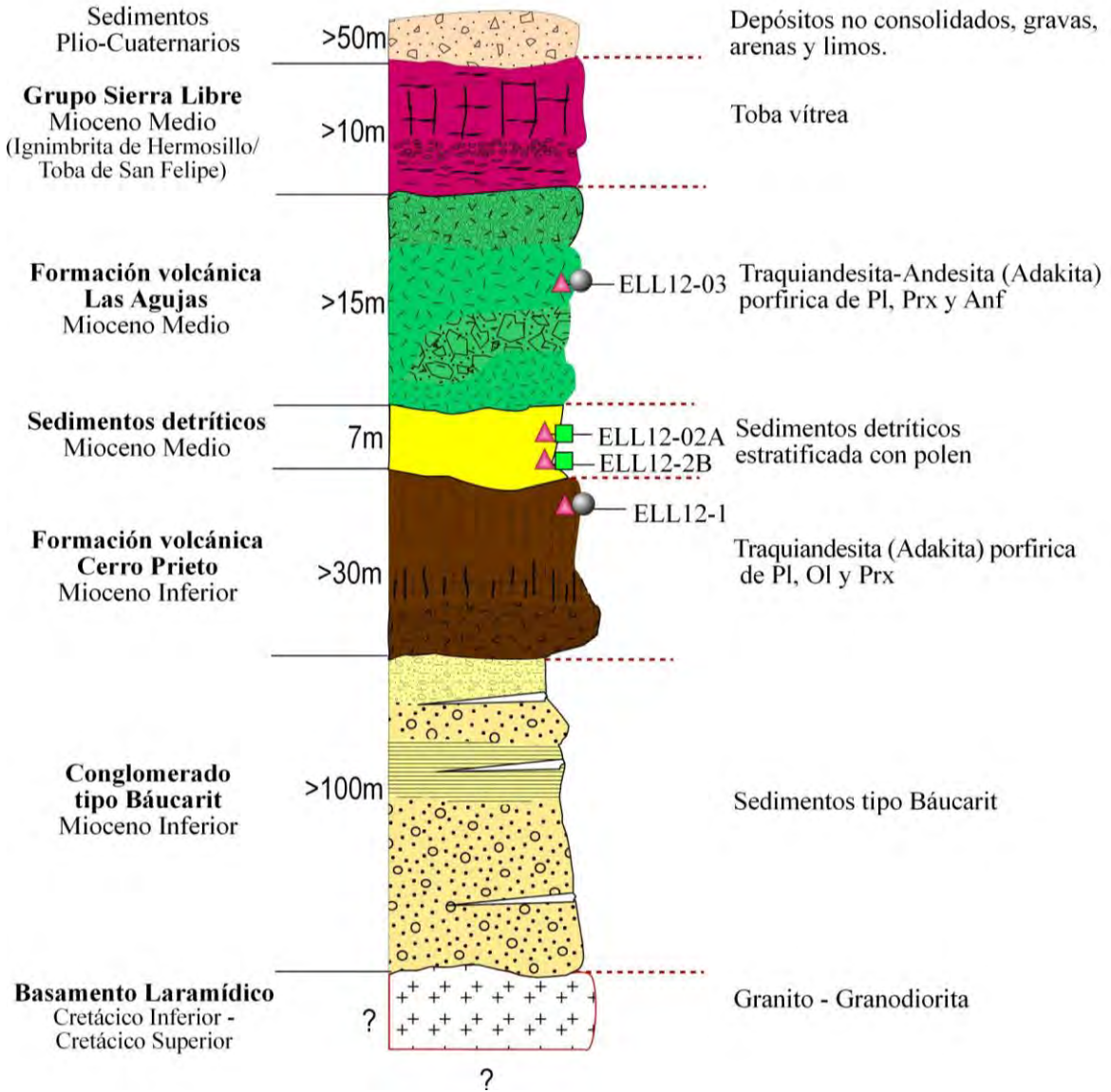


Figura 3.22.- Columna estratigráfica compuesta del Cerro La Labor en Pueblo Nuevo. En el listado de muestras, los triángulos representan a ejemplares para análisis petrográficos; los círculos para estudios geoquímicos y los cuadros muestras tomadas para la búsqueda de micro-fósiles en sedimentos.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción



Figura 3.23.- A) Imagen panorámica mostrando a la izquierda el afloramiento granítico del cerro El Divisadero; B) Fotografía que muestra la Traquiandesita-adakita vesicular correspondiente a la Formación volcánica Cerro Prieto; C) Sedimentos detríticos con polen mostrando el sistema de fracturas conjugadas y D) Fotografía mostrando el afloramiento de la Traquiandesita-andesita correlacionable con la Formación volcánica Las Agujas.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción**

Discordante a los sedimentos tipo Báucarit, se encuentra aflorando un depósito volcánico lávico de >30 metros de espesor (Figura 3.22), el cual en algunos sectores pareciera tener un espesor mayor debido a su repetición por medio de fallas normales (Figura 3.24) y en tijera. Se trata de traquiandesitas de afinidad adakítica (*ver capítulo de Geoquímica y mapa geológico de la Figura 3.21*), muy porfídicas de plagioclasa, olivino iddingsitizado y piroxeno, son lavas color café oscuro muy vesiculares (Figura 3.23B) con amígdalas rellenas de calcita y zeolitas azules. Por sus características, este depósito es correlacionable con la *Formación volcánica Cerro Prieto* del Mioceno Inferior, descrita ampliamente en el Cerro Prieto, Rayón, Sonora, por Gómez-Valencia (2011) y Gómez-Valencia et al. (2014).

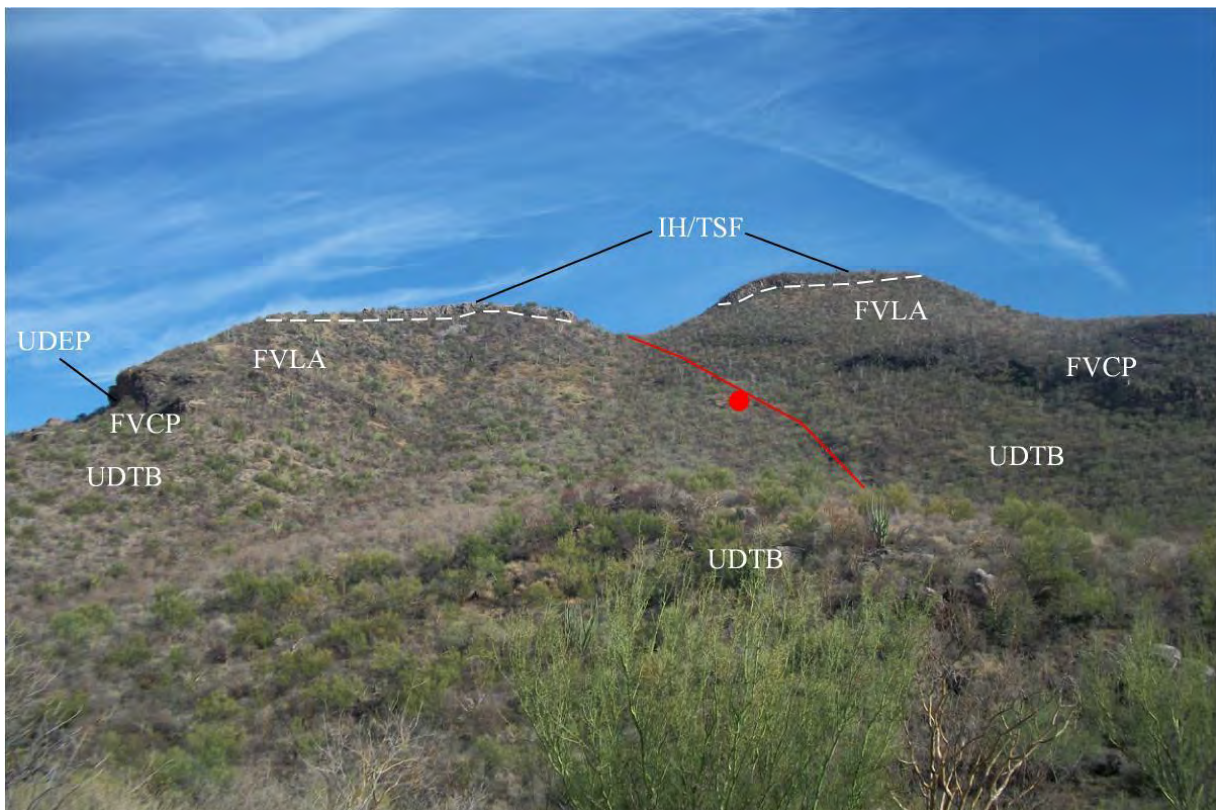


Figura 3.24.- A) Imagen panorámica del extremo NW del Cerro La Labor, mostrando la repetición por falla normal de la UDTB: Unidad Detrítica tipo Báucarit, FVCP Formación volcánica Cerro Prieto, UDEP Sedimentos Detríticos Estratificados con polen, FVLA Formación volcánica Las Agujas e IH/TSF Ignimbrita de Hermosillo-Toba de San Felipe (Grupo Sierra Libre).

Sobreyaciendo a la unidad volcánica anteriormente descrita, afloran sedimentos detríticos estratificados (**Figura 3.21 y 3.22**) de grano fino a muy fino, color rojizo (**Figura 3.24C**), con horizontes conglomeráticos, constituyendo un afloramiento de 7 metros de espesor (**Figura 3.22**). Estos sedimentos se encuentran fuertemente afectados por un sistema de fracturas conjugadas con vetillas de carbonato. Dichas fracturas se consideran producto de la presión que ejercen las unidades volcánicas que sobreyacen a estos depósitos detríticos. Estos sedimentos tienen un ligero sabor enchiloso, por lo que además se muestrearon para la posible identificación de microfósiles donde se realizó un tratamiento químico (ver Anexo 1) para las muestras ELL12-02A y ELL12-02B, encontrando en ellas la presencia de granos de polen (*con el apoyo de la Dra. Cristina Peñalba y del M.C. Ivan Espinoza*) de las familias asterácea, fabácea, pinácea, sapindácea y poáceas (**Figura 3.26A, B, C, D, E y F**). Esta Unidad detrítica con polen, constituye un marcador importante en las interpretaciones tectónicas de la región (*ver capítulo de discusión y conclusiones*).



Figura 3.25.- Fotografía que muestra la discordancia existente entre el Depósito Detrítico estratificado con Polen (a la base) y la brecha de base de la Unidad volcánica Las Agujas (cima).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

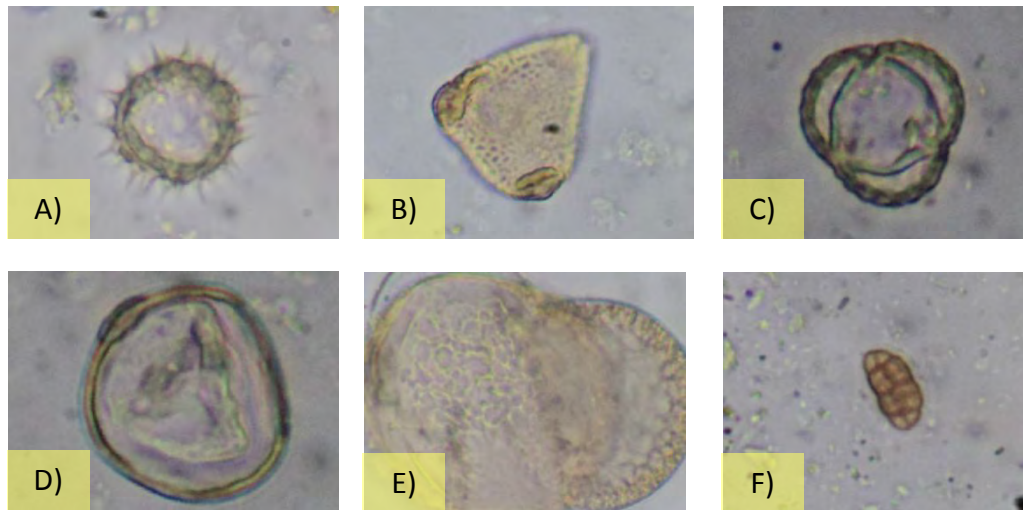


Figura 3.26.- Imágenes de polen tomadas con el microscopio óptico Nikon Eclipse E200 con 100, 400 y 1000 ampliificaciones: A) High-spine Asteraceae/Familia Asteraceae; B) Cardiospermum/Familia Sapindaceae; C) Ambrosia/Familia Asteraceae; D) Polen de la Familia Poaceae; E) Pinus/Familia Pinaceae y F) Espora Fúngica.

Discordante a los sedimentos detríticos con Polen (Figura 3.25), con > 15 metros de espesor, afloran derrames de traquiandesita-andesita (Figura 3.24D) de afinidad adakítica (*ver capítulo de geoquímica y mapa geológico de la Figura 3.21*) porfídica de plagioclasa, piroxeno y anfíbol (Figura 3.22) presentado una potente brecha basal (Figura 3.25). Este magmatismo se correlaciona con los depósitos lávicos y cuerpos hipabisales reportados en la región de Rayón (Gómez-Valencia, 2011), asignados a la Formación volcánica Las Agujas.

Finalmente esta secuencia volcánica es coronada por facies distales del Grupo Sierra Libre con un espesor aproximado a 10 m.

3.2 Región Centro

Esta región incluye a la Sierra Siete Cerros, a la localidad del Falso Cerro Gorgus y a la Porción SW de la Sierra Libre (Ver [Figura 1.1](#) en capítulo 1).

3.2.1 Geología de la Sierra Siete Cerros

Localización de la región de Siete Cerro, Hermosillo, Sonora

El área de estudio se localiza en la porción centro-SW del Estado de Sonora, dentro del municipio de Hermosillo, ~47 km al WSW en línea recta de la ciudad de Hermosillo. Los rasgos de relieve topográfico, hidrología y toponimia, se encuentran en la carta topográfica de INEGI: H12C58 El Triunfo escala 1: 50,000.

El acceso principal a la región de estudio es partiendo de Hermosillo por medio de la carretera Federal No. 26 Hermosillo-Bahía de Kino, para posteriormente tomar algunos caminos de terracería que comunican a los ejidos del sector,

Geología de la Región de Siete Cerros, Hermosillo, Sonora

La geología de la región de Siete Cerros, comprende una extensión aproximada de 120 Km², exponiendo la mayor concentración de unidades geológicas en el Cerro Grande.

El basamento geológico de la región, exhibe sus principales afloramientos al norte del Cerro Grande (*ver mapa geológico de la [Figura 3.28](#)*); identificándose dos grupos correspondientes a: (1) Basamento Meta-Sedimentario y (2) Basamento cristalino Laramídico.

El **basamento Meta-Sedimentario** forma lomeríos o zonas poco elevadas con orientación NW-SE a escasos 3 kilómetros al norte del Cerro Grande (*ver mapa geológico de la [Figura 3.28](#)*). Estos afloramientos están conformados por meta-conglomerados a meta-brechas de cuarcitas con wollastonita ([Figura 3.27A](#)) con una actitud de 98°/79° (acimut sobre

echado según regla de la mano derecha), que afloran a manera de techos colgantes encima del batolito laramídico. Dado lo restringido de los afloramientos es difícil correlacionarlos con otras unidades, aunque lo más probable es que se trate de secuencias paleozoicas o mesozoicas pre-laramídicas. Por otra parte, el metamorfismo sí se asocia con granitoides que pueden atribuirse al laramídico.

El **basamento cristalino laramídico** aflora a 1.5 km al norte de Cerro Grande, Siete Cerros en un área de 2 Km² (ver *mapa geológico de la Figura 3.28*). Se trata de una granodiorita de grano grueso muy porfídica de anfíbol (*Figura 3.27C*), la cual por sectores presenta enclaves o concentración de anfíbol y biotita. A nivel afloramiento, estas rocas intrusivas muestran una morfología en bolas típica de su intemperismo (*Figura 3.27B*).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción



Figura 3.27.- A) Imagen panorámica mostrando el afloramiento del basamento Meta-Sedimentario; B) Fotografía que muestra el afloramiento del basamento cristalino laramídico, destacando su morfología en bolas y C) Detalle del granitoide correspondiente al basamento cristalino laramídico, donde se aprecia al centro de la fotografía una concentración de minerales ferromagnesianos (posiblemente schillieren por sectores).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

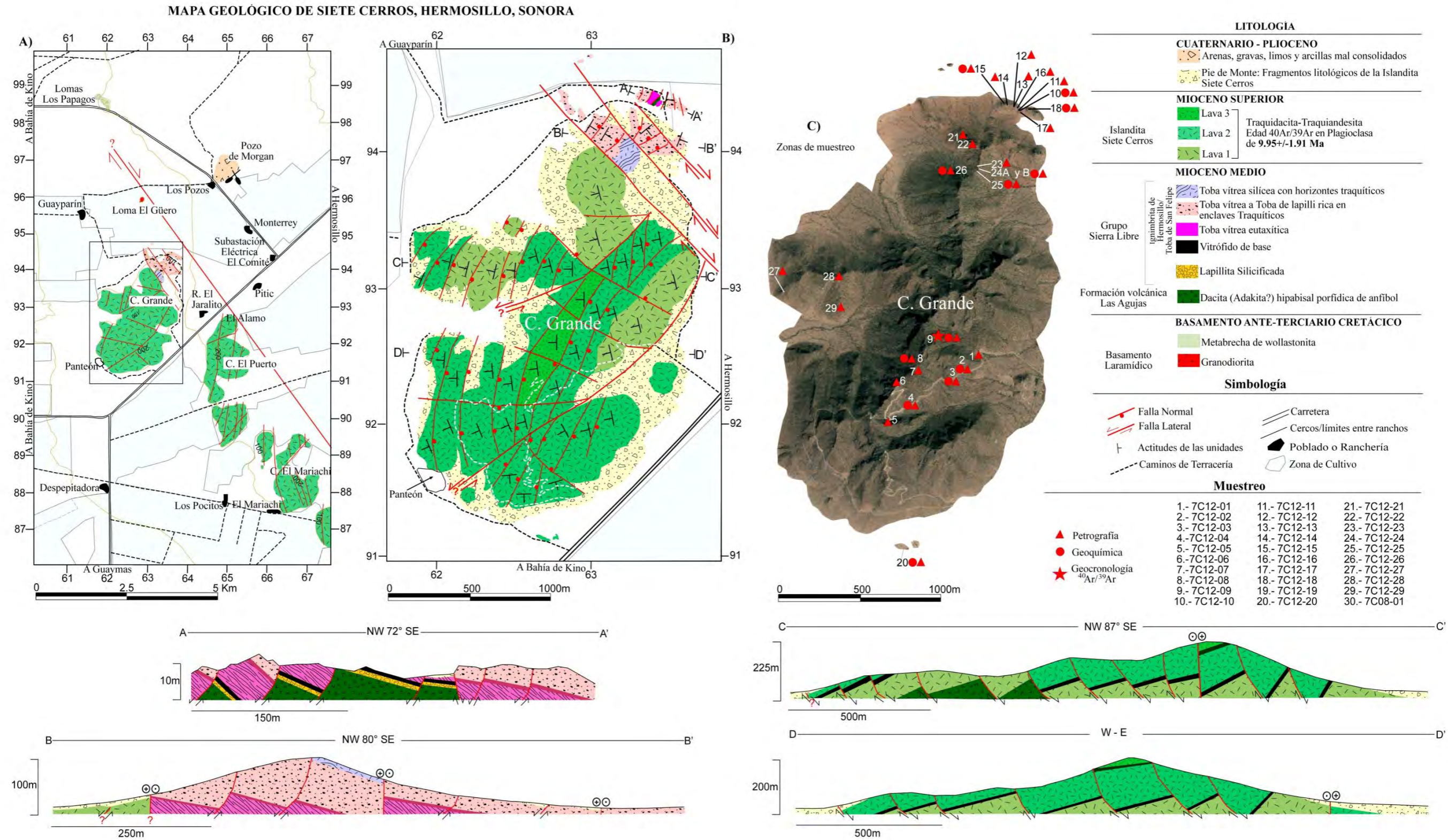


Figura 3.28.- Mapa Geológico de Siete Cerro, Hermosillo, Sonora; mostrándose 4 secciones representativas que indicando la disposición estratigráfica de acuerdo a su acomodamiento estructural.

Gómez Valencia Alejandra Marisela (2014)
Tesis Maestría en Ciencias Geología-UNISON

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

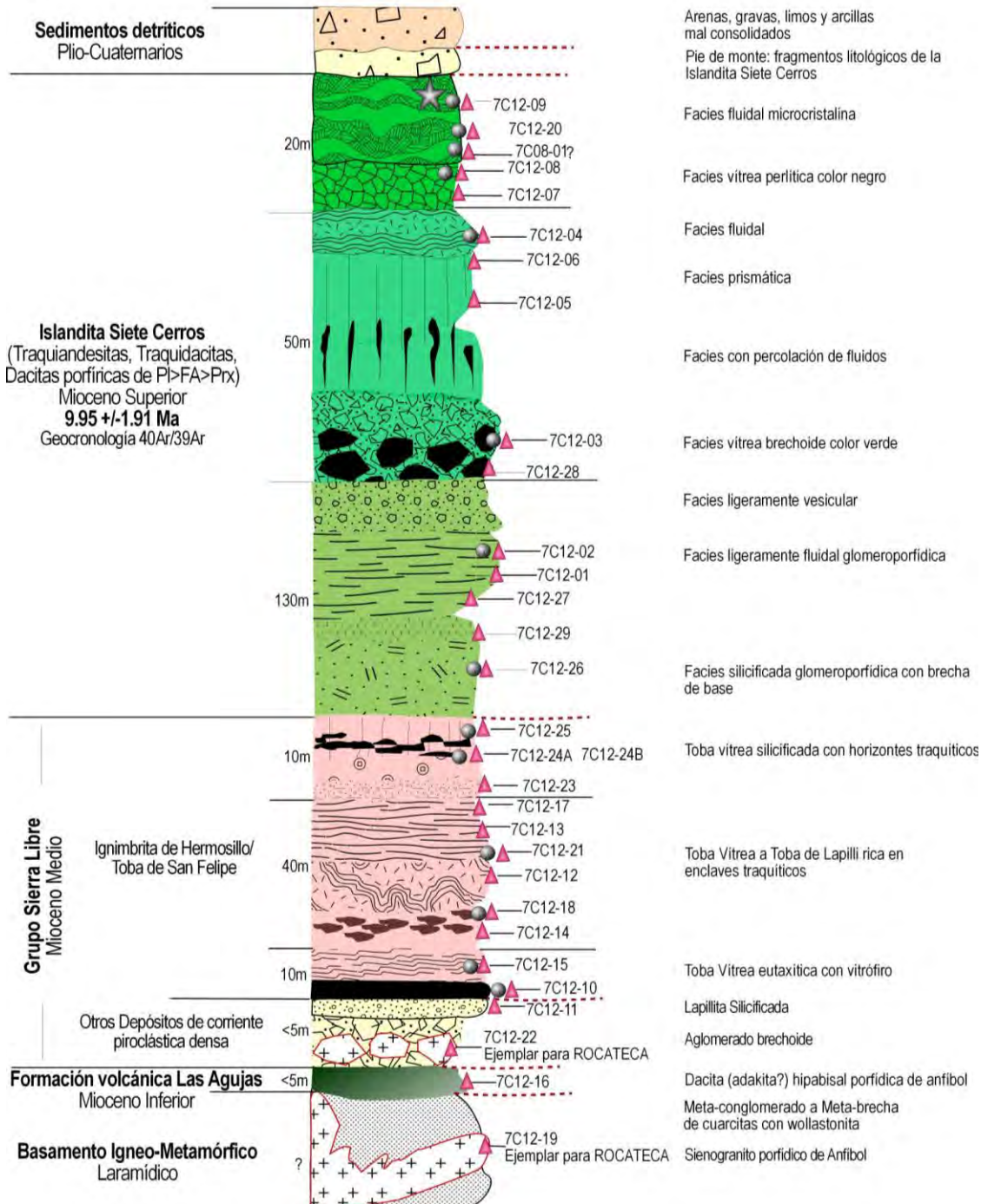


Figura 3.29.- Columna estratigráfica compuesta del Cerro Grande, Siete Cerros Hermosillo, Sonora. En el listado de muestras, los triángulos representan a ejemplares para análisis petrográficos; los círculos para estudios geoquímicos y la estrella el fechamiento geocronológico realizado por el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar.

Discordantemente al basamento Ante-Terciario, aflora un apilamiento volcánico de aproximadamente 265 metros de espesor, el cual ha sido agrupado en tres grandes grupos atribuidos al Mioceno: [1] **Formación volcánica Las Agujas** (Mioceno Inferior); [2] **Grupo Sierra Libre: Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe y otros depósitos de corriente piroclástica densa** (Mioceno Medio) e [3] **Islandita Siete Cerros** (Mioceno Superior).

La Formación volcánica Las Agujas representa el inicio de la actividad magmática Mioceno en el área de estudio (ver columna estratigráfica de la **Figura 3.29**), restringiéndose a un pequeño afloramiento de aproximadamente 5 metros de espesor, visible en la porción NE del Cerro Grande, Siete Cerros (ver mapa geológico y sección A-A' de la **Figura 3.28**). El contacto de la base de esta unidad no es observable y a nivel afloramiento se identifica totalmente fracturada e intemperizada, apreciando en muestra de mano una dacita hipabisal gris claro muy porfídica de anfíbol y plagioclasa con abundancia de planos de debilidad rellenos de carbonatos. El fenocrystal dominante es el anfíbol, el cual presenta tonalidades café rojizo con centros oxidados y alcanza longitudes de hasta 0.2 mm, y excepcionalmente hasta 0.5 mm, por sectores este mineral es reemplazado por óxidos de Fe-Ti y muestra una ligera textura traquítica a fluidal.

Discordante a la formación descrita anteriormente y seccionada por fallas lítricas se observan unidades magmáticas correspondientes al **Grupo Sierra Libre**. Hacia la base se observan dos depósitos de corriente piroclástica densa: (1) un depósito piroclástico de alta energía a la base, con un espesor de 1.5 metros (ver columna estratigráfica de la **Figura 3.29**), caracterizado por la presencia de un aglomerado con clastos predominantemente del granitoide asociado al basamento laramídico (**Figura 3.30A y 3.30B**), fragmentos de dacitas y riolitas alteradas, donde algunos fragmentos de estas rocas volcánicas se visualizan con tonalidades amarillentas, indicando la llegada de este depósito en contacto con agua que produjo una palagonitización (**Figura 3.30A y 3.30B**). Se aprovechó este afloramiento para identificar direcciones de los clastos según el acomodamiento e imbricación, obteniendo una dirección de $290\pm 5^\circ$. (2) sin observar su contacto con el depósito de base, aflora un depósito de corriente piroclástica densa conformado por una lapillita color rosa amoratado exhibiendo 2.5 metros de espesor. Sobreyaciendo a los depósitos volcánicos anteriores y formando parte del Grupo

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción**

Sierra Libre, se lograron distinguir tres facies de enfriamiento para la **Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe (IH/TSF)**: [1] Toba vítrea eutaxítica con vitrófiro; [2] Toba vítrea a toba de lapilli rica en enclaves traquíticos; [3] Toba vítrea silicificada con horizontes traquíticos (Figura 3.29).

La Toba vítrea eutaxítica con vitrófiro de la IH/TSF (ver mapa geológico de la Figura 3.28), muestra una base vítrea de unos 2 m de espesor con actitud $250^{\circ}/32^{\circ}$ SE color negro porfídica de fenocristales y xenocristales de feldespato alcalino, presenta abundantes esferulitas de desvitrificación color naranja de 0.5 a 5 cm de diámetro (muestra 7C12-10). A la base de esta litofacies vítrea se identificó una brecha de base color naranja con un metro de espesor. Sobreyaciendo a la base vítrea, afloran 8 m de una parte eutaxítica soldada, color rosa, porfídica de feldespato alcalino y óxidos de Fe-Ti, además presenta flamas de color beige, gris a blanco con dimensiones inferiores a 0.5 mm (muestra 7C12-15). El afloramiento principal de esta litofacies, es observable en la porción NE de Cerro Grande, (ver sección A-A' de la Figura 3.28), se encuentra muy afectado al ser seccionado y repetido por fallas normales lístricas (ver mapa geológico de la Figura 3.28).

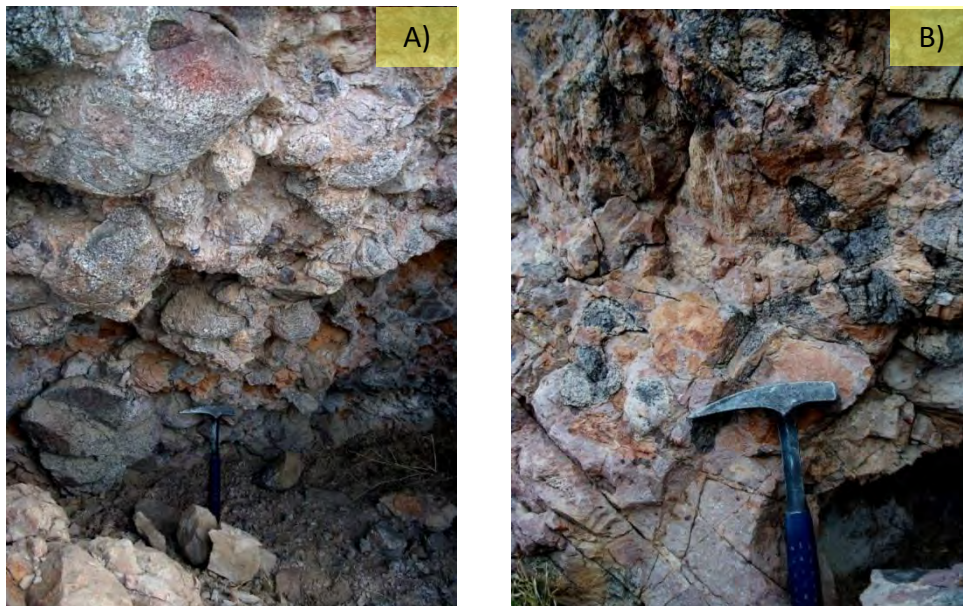


Figura 3.30.- A) y B) Depósito de base mostrando el abundante contenido de líticos de granitoide asociado al basamento Laramide y horizontes con rocas volcánicas palagonitizadas.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

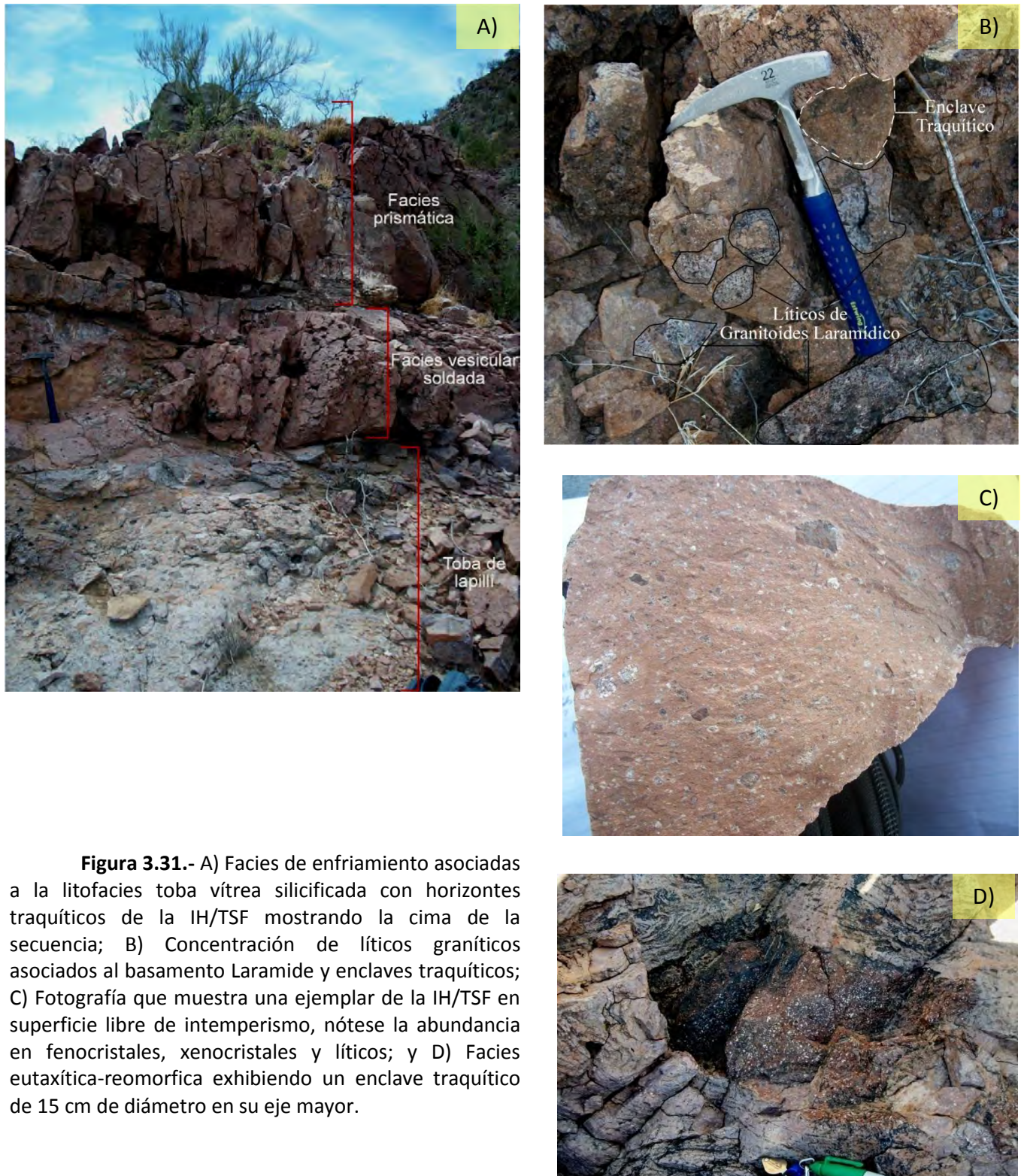


Figura 3.31.- A) Facies de enfriamiento asociadas a la litofacies toba vítrea silicificada con horizontes traquíticos de la IH/TSF mostrando la cima de la secuencia; B) Concentración de líticos graníticos asociados al basamento Laramide y enclaves traquíticos; C) Fotografía que muestra una ejemplar de la IH/TSF en superficie libre de intemperismo, nótese la abundancia en fenocristales, xenocristales y líticos; y D) Facies eutaxítica-reomorfica exhibiendo un enclave traquítico de 15 cm de diámetro en su eje mayor.

La toba vítrea a toba de lapilli rica en enclaves traquíticos de la IH/TSE, aflora en una mayor extensión en la porción NE del Cerro Grande, encontrándose seccionada por fallas normales y lítricas y desplazada por fallas lateral derecho (*ver secciones A-A' y B-B' en el mapa geológico de la Figura 3.28*). Esta litofacies se identifica con facilidad debido a la abundante concentración de enclaves (Muestra 7C12-14 y 7C12-18) y horizontes traquíticos (*Figura 3.29*) de 0.5 hasta 15 cm de diámetro (*Figura 3.31B y 3.31D*). Como características generales esta facies, exhibe una riolita color café rojizo a café morado, silicificada, con textura eutaxítica (en algunos sectores tiende a reomórfica), porfídica de fenocristales de feldespato alcalino y óxidos de Fe-Ti, flamas gris y café de dimensiones de hasta 5 cm y abundancia de xenocristales de feldespato alcalino y cuarzo (muestras 7C12-13, 7C12-17 y 7C12-21). Es común observar también la presencia de líticos y de rocas volcánicas alteradas en tamaños inferiores a 2 cm (*Figura 3.31C*). A nivel afloramiento esta facies en general muestra horizontes desvitrificados con tonalidades gris morado y también algunos horizontes color naranja con un mayor grado de desvitrificación (muestra 7C12-12), que en algunos casos parece coincidir con la zona de afectación de las fallas normales, lítricas y laterales que afectan también a esta litofacies (*ver secciones A-A' y B-B' en el mapa geológico de la Figura 3.28*), además en las zonas de falla o sectores de mayor debilidad, existe una concentración de fracturas, juntas y brechas con un importante grado de silicificación.

La Toba vítrea silicificada con horizontes traquíticos de la IH/TSE, aflora igualmente en la porción NE de Cerro Grande (*ver mapa geológico de la Figura 3.28*). Esta litofacies representa la cima de la unidad de enfriamiento de la IH/TSE (actitud 084°/16°), variando de una toba de lapilli, toba vesicular, a una toba prismática (*Figura 3.31A*), hacia la base muestra una importante concentración de horizontes café a naranja y a la cima una abundante concentración de pómez. En general esta facies presenta alto contenido en fenocristales de feldespato alcalino, óxidos de Fe-Ti y xenocristales de cuarzo y feldespato alcalino.

El diferenciar las tres litofacies de la IH/TSE para Siete Cerros, puede resultar confuso y además pudieran ser clasificadas en campo como tres distintas ignimbritas y no como facies de una unidad de enfriamiento, en este caso la presencia de enclaves y horizontes traquíticos, aunado de la petrografía y geoquímica son de importante apoyo. La IH/TSE está presente en

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción**

Siete Cerros posiblemente por su emplazamiento por un paleocanal o bien por su desplazamiento a través de fallas laterales (ver capítulo de discusión y conclusiones).

Finalmente sobreyaciendo estratigráficamente a las tres corrientes piroclásticas del Grupo Sierra Libre (incluyendo a la IH/TSF) y estructuralmente por contacto de falla lateral derecha (**Figura 3.32**), aflora un apilamiento de 200 metros de espesor correspondiente a tres lavas llamadas **Islandita Siete Cerros (ISC)**, se trata de rocas hipovolcánicas en realidad muy similares entre sí pero con algunas diferencias que permiten distinguirlas.

La Lava 1 de la ISC, representa la base de la secuencia (ver mapa geológico de la **Figura 3.28** y *columna estratigráfica de la Figura 3.29*), tiene un espesor aproximado de 130 metros, una tonalidad gris claro en superficie libre de intemperismo y café oscuro en superficie intemperizada, es muy porfídica a glomeroporfídica de fenocristales de tamaños variados (inferiores a 0.5mm) de feldespatos alcalinos, plagioclasa, piroxeno y óxidos de hierro (muy abundantes), incluyendo xenocristales de feldespatos alcalinos, en algunos sectores se muestra una fuerte concentración de glómeros café oscuro a negro (por lo que resaltan en la roca) ricos en plagioclasa, piroxenos y óxidos de hierro (**Figura 3.33A**). La base de esta lava tiene una brecha de base silicificada con sectores color naranja.



Figura 3.32.- Imagen panorámica mostrando el contacto por falla lateral derecho de la Grupo Sierra Libre: Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe que buza hacia el SE, con la Islandita Siete Cerros que buza hacia el NW (ver mapa geológico de la **Figura 3.28**).

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción



Figura 3.33.- A) Fotografía que muestra la superficie libre de intemperismo de la Lava 1 de la ISC, mostrando la abundancia de glomeros color café oscuro a negro; B) Imagen de la Lava 2 de la ISC, donde se observa líticos con tonalidades oscuras y líticos con tonalidades blancas; C) Brecha de falla donde la Lava 2 muestra una evidente alteración propilítica; y D) Horizontes brechados de la lava 2 de la Islandita Siete Cerros.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

La Lava 2 de la ISC (Figura 3.34A y B), tienen un espesor aproximado de 50 metros (Figura 3.29) y muestra una repetición debido a su seccionamiento por fallas normales y lístricas como se muestra en el plano geológico de la Figura 3.29. Luce a su base un vidrio brechado color gris verdoso a amarillo (espesor 10 metros) con abundantes fenocristales de feldespato alcalino, plagioclasa y piroxeno con xenocristales de feldespato alcalino y plagioclasa y líticos de rocas volcánicas alteradas (todos inferiores a 1 cm) y fuerte concentración de óxidos de fierro. Sobreyaciendo se presenta una zona de contacto color naranja inferior a 1 metro de espesor, la cual marca el inicio de una facies prismática, posteriormente una facies vesicular a amigdalal rica en sílice y finalmente una facies con alto grado de desvitrificación. La facies vesicular anteriormente mencionada, tiene una acomodamiento particular de sus vesículas, el cual indica el echado de la unidad 26°SW variando a 62°SW dependiendo del sector medido donde aflora esta litofacies (esto debido a su repetición por medio de fallas normales y lístricas que preservan sus planos de falla, Figura 3.35B), además también en esta litofacies se observa abundancia de carbonatos y grietas con percolación de fluidos las cuales se adelgazan hacia la base de la lava (Figura 35A).

NE ————— 85° ————— SW



Figura 3.34.- A) Imagen panorámica de la porción SE de Cerro Grande, mostrando la cima de Siete Cerros, facies prismáticas, el basculamiento y repetición de la Lava 2 de la Islandita Siete Cerros y B) Perspectiva de la imagen del inciso A, donde se observa con mayor claridad el echado SW de la Islandita Siete Cerros.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

La Lava 3 de la ISC (Figura 3.28) aflora en la cima y al pie (en las inmediaciones del panteón) del Cerro Grande (ver sección C-C' y D-D' de la Figura 3.28) y exhibe un espesor aproximado a 20 metros (ver columna estratigráfica de la Figura 3.29) iniciando a su base con 10 m de un vidrio perlítico de color negro, con abundantes fenocristales de feldespato alcalino, plagioclasa y piroxeno; con xenocristales de feldespato alcalino y plagioclasa y líticos de rocas volcánicas alteradas (todos inferiores a 0.7 cm), además de una abundancia de óxidos de hierro. Este vidrio en la cima de Cerro Grande, nos sirve como marcador de referencia para identificar el espesor de la Lava 3, debido a que existe su repetición por medio de fallas normales con orientación NE-SW (ver mapa geológico de la Figura 3.28). Sobreyaciendo se presenta una facies masiva tendiendo a prismática color café grisáceo con la misma mineralogía de su base vítrea. Aprovechando esta unidad, se decidió tomar un ejemplar para análisis geocronológico por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (ver capítulo de Geocronología).



Figura 3.35.- A) Afloramiento de la Lava de 2 de la Islandita Siete Cerros, donde se aprecia la abundancia de carbonatos y fracturas paralelas con tonalidad amarillenta que indican la percolación de fluidos y B) Plano de falla normal viendo hacia el SW (la falla es casi vertical pero por efecto óptico en la imagen parece buzarse al NW).

3.2.2 *Geología del área Falso Cerro Gorgus*

Localización de la región del Falso Cerro Gorgus, Hermosillo, Sonora.

El área de estudio se localiza en la porción centro del Estado de Sonora, dentro del municipio de Hermosillo, ~20 km al sur de la ciudad de Hermosillo. Los rasgos de relieve topográfico, hidrología y toponimia se encuentran representados dentro de la carta topográfica de INEGI H12D71 Estación Torres escala 1: 50,000.

El acceso principal a la región de estudio es partiendo de Hermosillo por medio de la carretera Federal No. 15 Hermosillo-Guaymas, para posteriormente tomar algunos caminos de terracería que comunican a las rancherías de la región, la máxima elevación (302 m.s.n.m.) de esta región corresponde al basamento, mostrándose las unidades volcánicas casi en el valle.

Geología de la región del Falso Cerro Gorgus, Hermosillo, Sonora

La geología de la región del Falso Cerro Gorgus, comprende una extensión aproximada a 100 Km². El basamento geológico de la región, expone sus principales afloramientos al Este del área en los Cerros La Cruz, Viejo y Gavilán. Para fines de este trabajo se decidió agruparlo como basamento indiferenciado (*ver mapa geológico de la Figura 3.36 y columna estratigráfica de la Figura 3.37*) debido a que no se realizó su reconocimiento en campo. El interés de estudiar esta localidad parte de la identificación y clasificación de las unidades volcánicas del sector, principalmente las rocas volcánicas intermedias potenciales a presentar características adakíticas, objetivo principal de este trabajo de tesis.

La secuencia volcánica aquí nombrado como Dacita Los Chinos, presenta afloramientos alargados con orientación general N-S, ocurriendo a manera de escombros de forma aislada a lo largo de la región de estudio en la Loma El Águila, inmediaciones de Los Chinos, cerro La Cantera y en el Falso Cerro Gorgus (*Figura 3.36 y Figura 3.38B*). Se trata de al menos cuatro litofacies de un pulso magmático de aproximadamente 20 metros de espesor

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLILOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

que corresponde a una dacita fluidal muy porfídica de anfíbol, feldespato alcalino y óxidos de Fe-Ti, sus litofacies de la base a la cima se caracterizan por presentar primeramente una brecha de base con abundantes fragmentos de roca ricos en fenocristales de hornblenda (en algunos casos con centros oxidados) y oxi-hornblenda como minerales predominantes (Figura 3.38A).

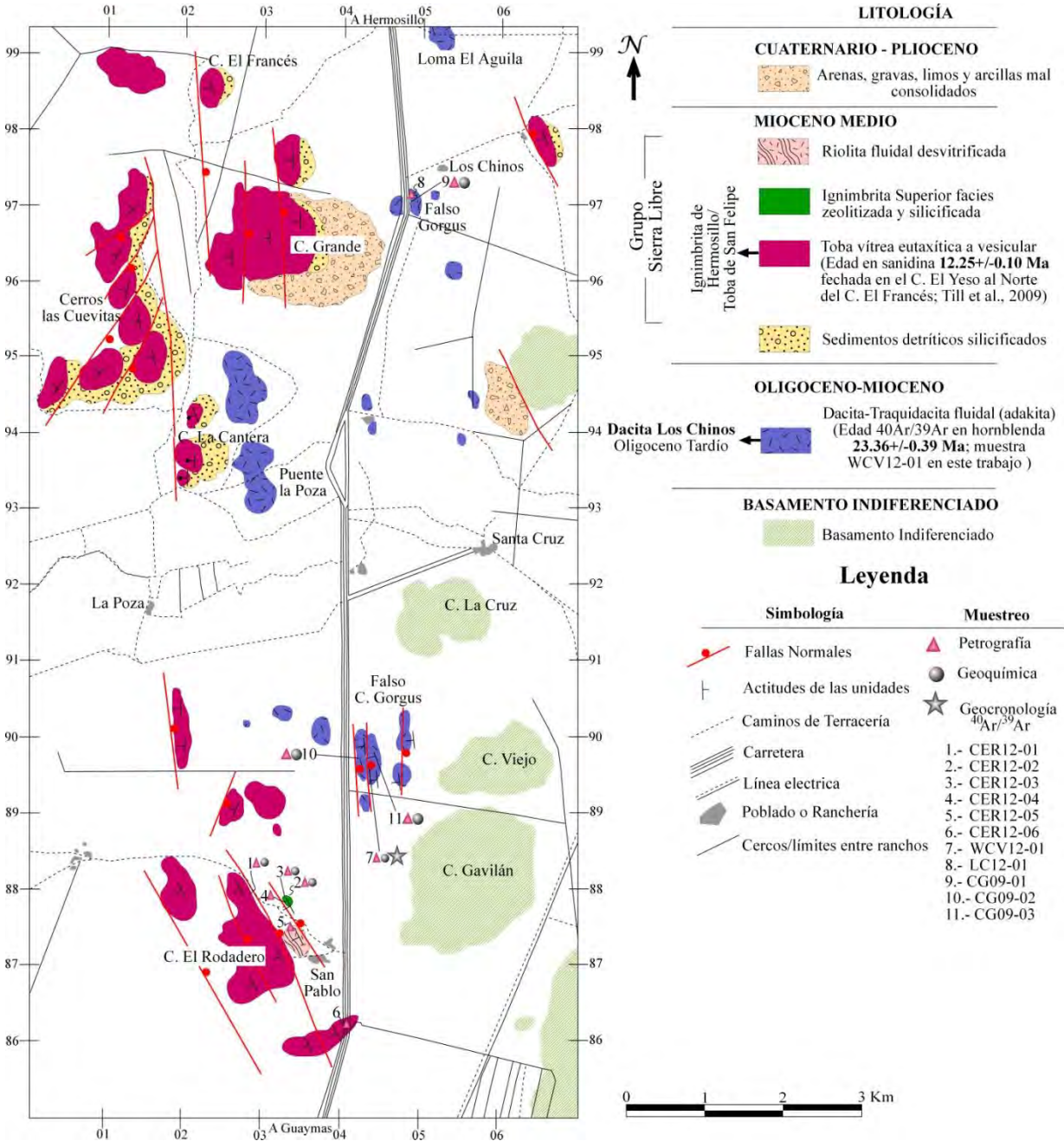


Figura 3.36.- Mapa Geológico de la región del Falso Cerro Gorgus, Hermosillo, Sonora.

Gómez Valencia Alejandra Marisela (2014)
Tesis Maestría en Ciencias Geología-UNISON

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

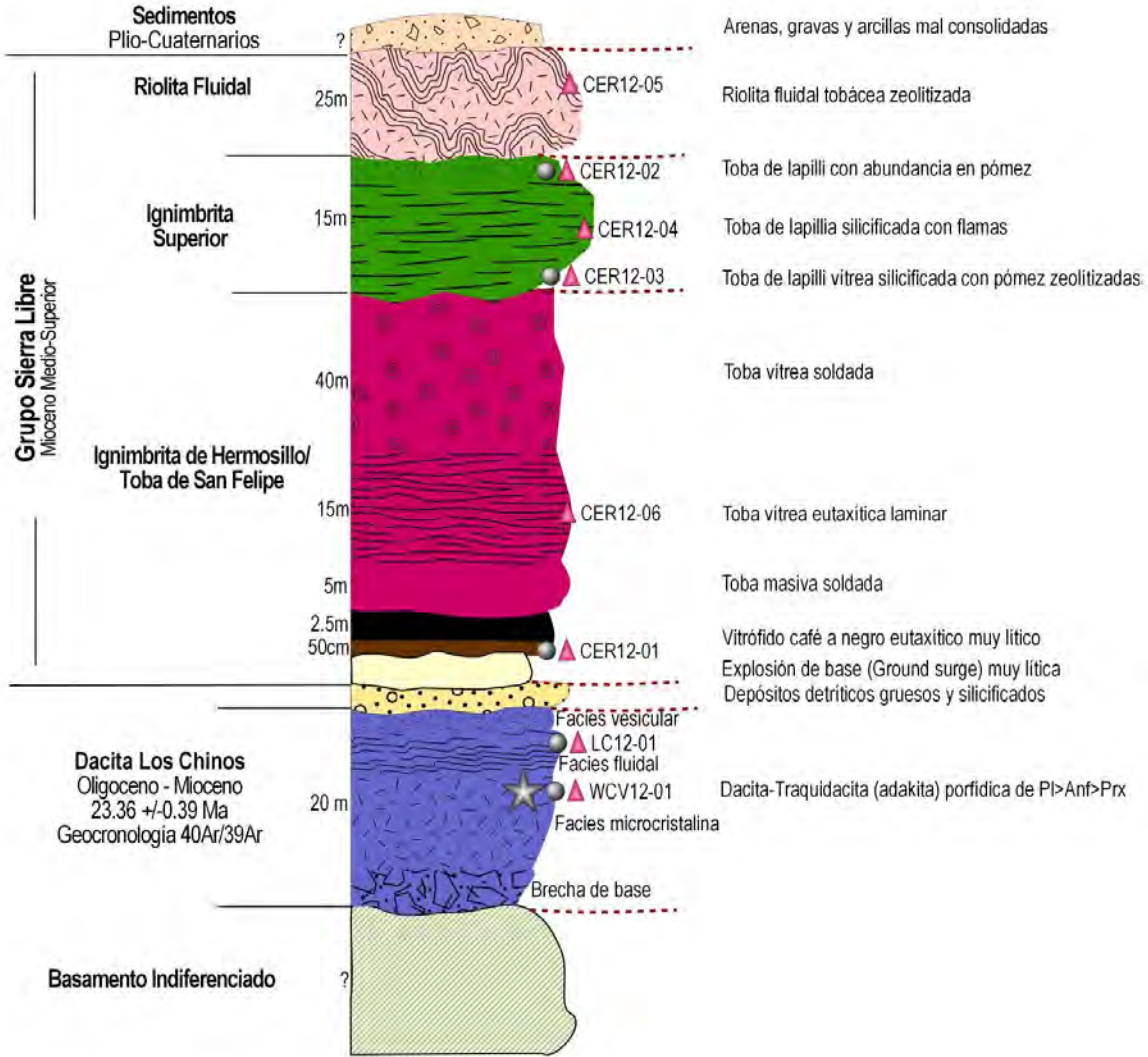


Figura 3.37.- Columna estratigráfica compuesta de la región del Falso Cerro Gorgus, Hermosillo, Sonora. En el listado de muestras, los triángulos representan a ejemplares para análisis petrográficos; los círculos para estudios geoquímicos y la estrella el fechamiento geocronológico realizado por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción



SE ————— 15° ————— NW



Figura 3.38.- A) Brecha de base de la Dacita Los Chinos del Oligoceno Tardío; B) Perspectiva de un afloramiento de la Dacita Los Chinos correspondiente al Falso Cerro Gorgus; C) Afloramiento del Cerro El Rodadero, donde se observa el contacto por medio de una falla normal entre la riolita fluidal y la Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe; D) Afloramiento de la IH/TSF facies eutaxítica a laminar, al ras de la carretera Hermosillo-Guaymas y E) Facies vesicular soldada de la Ignimbrita Superior.

A la brecha de base de la Dacita Los Chinos (Figura 3.38A) le sobreyace una litofacies microcristalina con sectores prismáticos, seguida de una litofacies fluidal a laminar (muestras CG09-02, CG09-03 y WCV12-01) coronada por una litofacies ligeramente vesicular (ver columna estratigráfica de la Figura 3.37) porfídicas de Anf>Pl>Prx (muestras LC12-01 y CG09-01) mostrando una actitud con rumbo oscilante N-S y echado 70°W. Las litofacies de base además de presentar anfíbol, contienen piroxeno que disminuye considerablemente hacia la cima de la secuencia.

En general, estas rocas están afectadas por fallas normales y lítricas (Figura 3.36), provocando la repetición de las litofacies y un intenso fracturamiento con abundancia de carbonatos (como cristales de calcita bien definidos y caliche) en los planos de debilidad.

Aprovechando la presencia de algunos minerales frescos en estas rocas, se decidió tomar una muestra para fechamiento de hornblenda por el método geocronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, (ver capítulo de Geocronología) para las lavas con características adakíticas de la Dacita Los Chinos agrupadas, bajo los mismo rasgos, a todas las lavas estudiadas en Sonora (Figura 3.36 y 3.37).

Sobreyaciendo a la Dacita Los Chinos aflora una unidad sedimentaria detrítica silicificada (Figura 3.36 y 3.37) inferior a tres metros de espesor, aunque el contacto entre las rocas volcánicas y las sedimentarias no pudo observarse. En discordancia sobre dichas rocas afloran tres secuencias magmáticas correspondientes al **Grupo Sierra Libre**: [1] **Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe**; [2] Ignimbrita Superior y [3] Riolita Fluidal. La **IH/TSF** fue fechada en el Cerro El Yeso, al norte del Cerro Francés (ver mapa geológico de la Figura 3.36) obteniéndose una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidina de **12.25±0.10 Ma** (Till et al., 2009). Sus afloramientos se extienden en toda el área de estudio, (Figura 3.38C). Se reconocieron 5 litofacies con un espesor en conjunto de unos 60 m, de la base a la cima son: (1) Explosión de piso (*Ground Surge*) muy lítico; (2) Vitrófido café a negro eutaxítico muy lítico; (3) Toba masiva soldada; (4) Toba vítrea eutaxítica laminar y (5) Toba vesicular soldada.

La explosión de piso en el Cerro El Rodadero, presenta una fuerte concentración en líticos una moderada compactación y una tonalidad que oscila del amarillo al naranjas (espesor 50cm). El vitrófido café a negro eutaxítico muy lítico (Figura 3.37), presenta además

abundantes cristales y xenocristales de feldespatos alcalinos (sanidina). Los líticos corresponden principalmente a cuarcitas y rocas volcánicas alteradas y silicificadas (muestra CER12-01). De las facies restantes se muestreó la toba vítrea eutaxítica laminar (muestra CER12-06), la cual es porfídica de feldespatos alcalinos (sanidina) y óxidos de Fe-Ti característicamente el flujo laminar en esta litofacies se encuentra reemplazado por sílice.

En el NE del cerro El Rodadero (**Figura 3.36**), afloran 15 m de la denominada **Ignimbrita Superior** (**Figura 3.37**), discordante sobre la anterior y ambas cortadas por fallas normales que buzanan al E. A la base se identifica una facies vítrea silicificada color verdoso, compuesta por una toba de lapilli vítrea vesicular (**Figura 3.38D**) con abundantes flamas de pómez zeolitizadas, horizontes perlíticos con tonalidad beige amarillenta (indicando un reemplazamiento por zeolita) y líticos predominantemente de rocas volcánicas alteradas (muestra CER12-03). Sobreyaciendo dicha litofacies se observa una toba lítica eutaxítica color rosa, con fenocristales de feldespatos alcalinos y óxidos de Fe-Ti, mostrando algunas flamas rellenas de calcedonia (muestra CER12-04). Finalmente con muy poco espesor se presenta la litofacies de la cima correspondiente a una toba de lapilli color rosa, con pómez color café de 0.5 hasta 20 cm de longitud y líticos, porfídica de feldespatos alcalinos y, además de presentar un grado de silicificación importante presenta muy baja densidad (muestra CER12-02).

En el Cerro El Rodadero-zona San Pablo, se pueden observar coronando la secuencia volcánica se puede apreciar en el Cerro El Rodadero-zona San Pablo (*ver mapa geológico de la **Figura 3.36***) unos 25 m de **Riolita Fluidal** color beige a rosa, fuertemente alterada, con sectores donde aún es posible identificar un pseudo-flujo contorsionado, escasos fenocristales de feldespatos alcalinos y abundantes óxidos de Fe-Ti (muestra CER12-05). La alteración más relevante parece mostrar el remplazo de gran parte de la roca por zeolitas. Las tres secuencias magmáticas asignadas en este trabajo al Grupo Sierra Libre, son correlacionables con la secuencia volcánica Sierra Libre, reportada por [Barrera-Guerrero \(2012\)](#).

3.2.3 *Geología de la porción SW de la Sierra Libre*

Localización de la porción SW de la Sierra Libre, Hermosillo, Sonora.

El área de estudio se localiza en la porción Sur del Estado de Sonora, dentro del municipio de Guaymas, ~68 km al Sur de la ciudad de Hermosillo. Los rasgos de relieve topográfico, hidrología y toponimia se encuentran en la carta topográfica de INEGI H12C79 Los Arrieros escala 1: 50,000.

El acceso principal a la región de estudio es partiendo de Hermosillo por medio de la carretera Federal No. 15 Hermosillo-Guaymas, para posteriormente tomar el camino empedrado que lleva al microondas Las Avispas.

Geología de la porción SW de la Sierra Libre, Hermosillo, Sonora.

La región de estudio que comprende al margen SW del microondas Las Avispas (Figura 3.39). En esta región no se observan afloramientos del basamento que Barrera-Guerrero (2012) observó en la región NE de la Sierra Libre y que corresponden a los Granitoides Laramídicos y a rocas volcánicas intermedias de la formación Tarahumara.

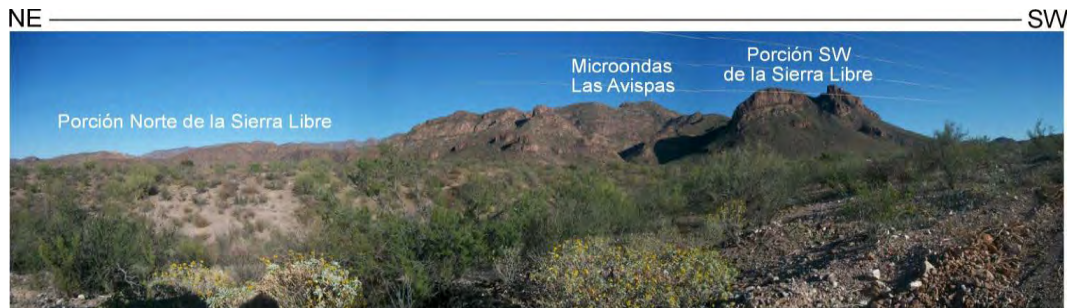


Figura 3.39.- Imagen Panorámica mostrando la localización de la zona de estudio al SW del microondas las Avispas.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

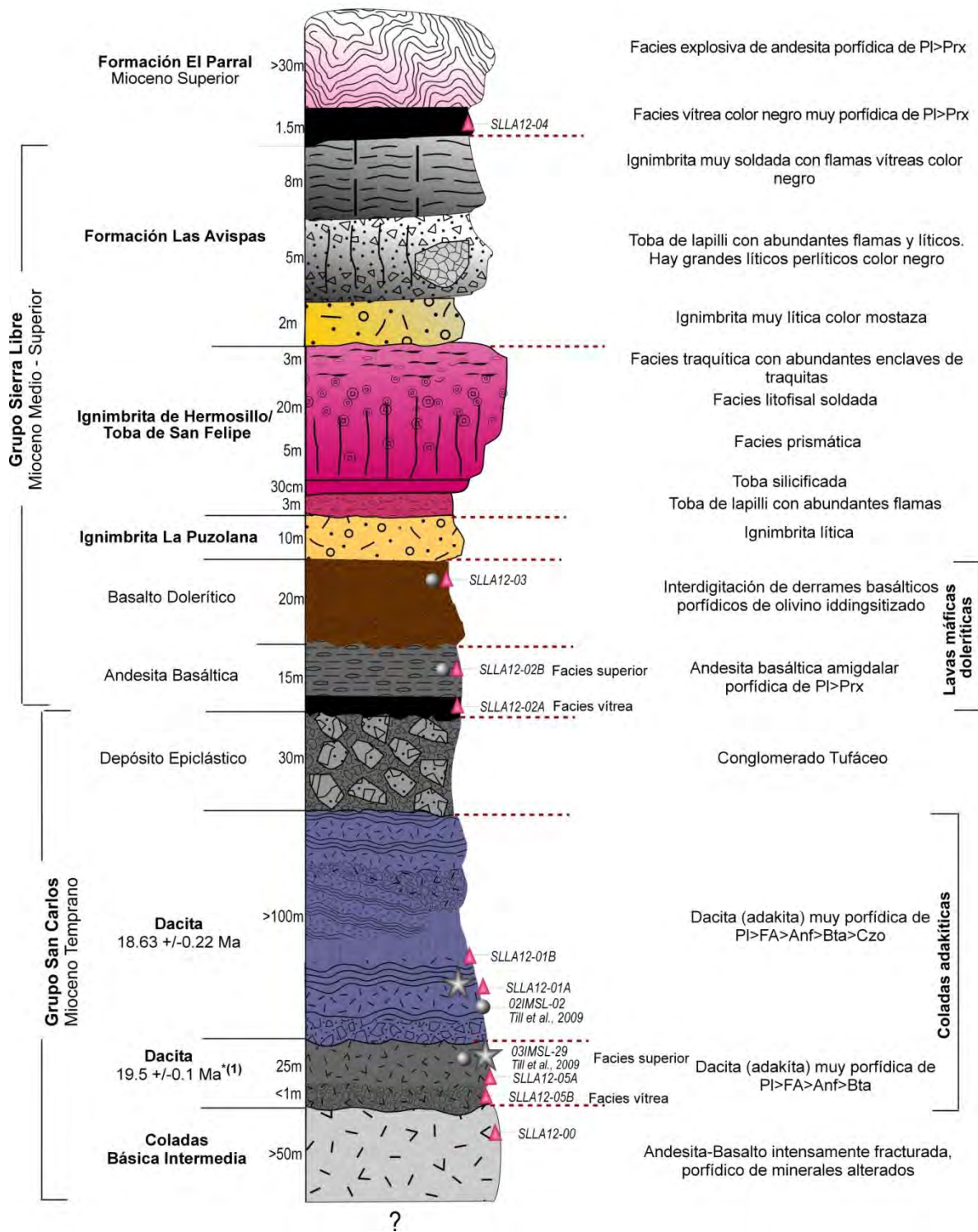


Figura 3.40.- Columna estratigráfica compuesta de la región SW de la Sierra Libre Sonora (microondas Las Avispas), modificada de Barrera-Guerrero et al. (2012). En el listado de muestras, los triángulos representan a ejemplares para análisis petrográficos; los círculos para estudios geoquímicos y la estrella el fechamiento geocronológico realizado por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (*1) fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por Till et al., 2009).

Estrictamente en esta región afloran rocas volcánicas restringidas al Oligoceno-Mioceno Superior, comprendidas en dos grupos y una formación volcánica: **(I) Grupo San Carlos; (II) Grupo Sierra Libre y (III) Formación El Parral.**

Se define informalmente en este trabajo como **Grupo San Carlos** a un conjunto de rocas máficas a intermedias descritas por Vega-Granillo et al. (2004) y Till et al. (2009), las cuales afloran abundantemente en las inmediaciones de San Carlos y Guaymas, Sonora. En la parte SW de la Sierra Libre, este grupo está representado por tres pulsos volcánicos: **(1) Coladas básica-intermedia; (2) Coladas adakíticas; y (3) Depósito epiclástico.**

Las **Coladas básica-intermedia** (ver columna estratigráfica de la **Figura 3.40**), comienza la base con una andesita-basalto color gris claro muy porfídica con fenocristales rojizos de ferromagnesianos oxidados (principalmente olivino iddingsitizado). Esta unidad volcánica descrita en este trabajo se ha nombrado de esta manera debido a su similitud con la *Unidad volcánica Básica-Intermedia* de 22 a 18 Ma descrita por Vega-Granillo et al. (2004) en los alrededores de San Carlos, Guaymas, Sonora. Esta Unidad volcánica fue fechada por Till et al. (2009) en 21 ± 0.15 Ma, en el cañón de los Anegados en la Sierra El Aguje al Oeste del área de estudio, donde la describe como un basalto rico en olivino con características geoquímicas hacia una andesita magnesiánica, mostrando petrográficamente una mineralogía consistente en Hbl>Cpx>Opx>FA sin mencionar el olivino. En la región de estudio, esta unidad volcánica se encuentra muy fracturada mostrando una alteración propilítica incipiente (**Figura 3.41**), además de la presencia de carbonatos en los planos de debilidad, características que concuerdan con la abundancia en fracturas y una alteración hidrotermal local. Su procedencia pudiera estar ligada al magmatismo de arco del Mioceno Inferior producto de la subducción de la placa Farallón bajo la Norteamericana y no al magmatismo producto del mismo contexto pero asociado a la Formación Tarahumara como se había considerado por Barrera-Guerrero (2012). El principal afloramiento de este pulso magmático, puede observarse en la entrada del camino que lleva al microondas Las Avispas.

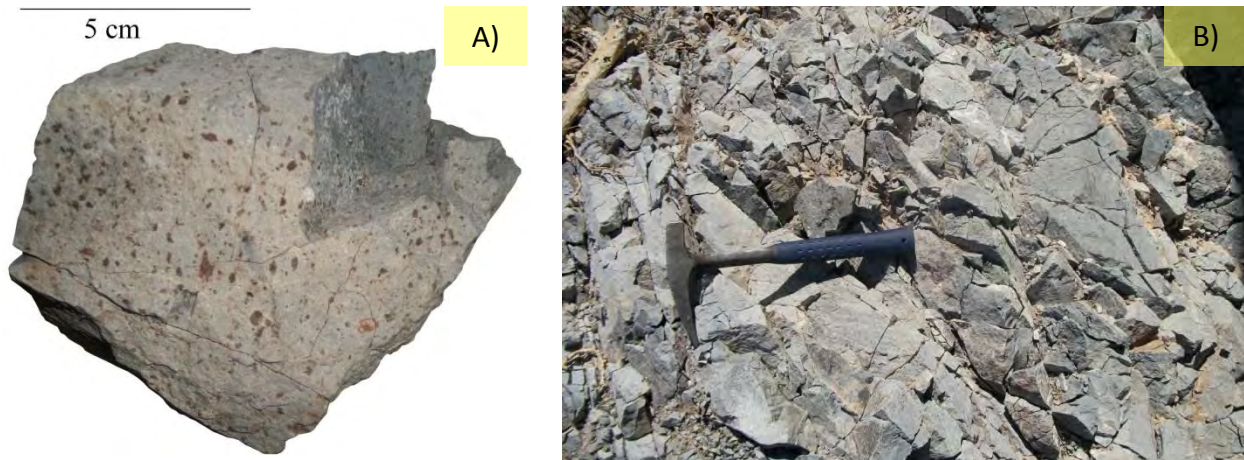


Figura 3.41.- A) Ejemplar SLL12-00 de las coladas Básica-intermedia de la base del grupo San Carlos, donde se aprecia la superficie expuesta al intemperismo y un segmento en fractura fresca: nótese la abundancia de fenocristales de ferromagnesianos oxidados además del fracturamiento de la roca; y B) Afloramiento de las Coladas Básica-Intermedia en la entrada al camino del microondas Las Avispas, nótese el intenso fracturamiento.

Formando parte del Grupo San Carlos y sobreyaciendo a las Coladas Básica-Intermedia, afloran con 25 metros de espesor, afloran rocas dacíticas del Mioceno Temprano (Figura 3.40) la cual fue fechada con fenocristales de sanidina por Till et al. (2009), en 19.5 ± 0.10 Ma asociándolo a lavas típicas de arco del Mioceno. En las observaciones de campo realizadas en este trabajo, se identificó esta unidad magmática mostrando dos facies de enfriamiento: [1] a la base una facies vítrea color gris azulado, que exhibe un muy buen estado de preservación (muestra SLL12-05B), es muy porfídica de plagioclasa, feldespato alcalino, biotita, anfíbol y óxidos de Fe-Ti; [2] la cual es sobreyacida por una litofacies rica en fenocristales grandes con horizontes de fenocristales finos, se trata de una dacita color rosa, muy porfídica de plagioclasa, feldespato alcalino, biotita, anfíbol y óxidos de Fe-Ti (muestra SLL12-05A y Figura 3.42A). Este volcanismo además de ser fechado, fue analizado para geoquímica por Till et al. (2009) y, ha sido considerado en este trabajo como parte del grupo de rocas con afinidad adakítica (*ver capítulo de geoquímica*).

Seguido de este volcanismo, afloran tres pulsos magmáticos, con aproximadamente 100 metros de espesor, de una unidad morfológicamente muy fracturada (Figura 3.42C) y

repetida por fallas normales lístricas que basculan esta unidad hacia el E. Litológicamente corresponde a una dacita de color rosa ligeramente fluidal muy porfídica de anfíbol (finos fenocristales), plagioclasa, feldespato alcalino, biotita, abundantes xenocristales de feldespato alcalino, cuarzo (en ojos) y líticos graníticos principalmente (Figura 3.42D). Los análisis geoquímicos de esta unidad, realizados por Till et al. (2009), permitieron percatarnos de su afinidad adakítica (*ver correlación en el capítulo de geoquímica*), por tal motivo, y con la posibilidad de afinar el rango de tiempo en el que se presenta este magmatismo, se decidió fechar esta unidad (*ver capítulo de Geocronología*). Finalmente, ambos pulsos dacíticos han sido agrupados como **Coladas adakíticas Mioceno Temprano** (Figura 3.40).

Discordante a esta parte de la secuencia volcánica y formando parte del Grupo San Carlos en el límite Mioceno Temprano-Medio, aflora un potente depósito epiclástico (Figura 3.40) correspondiente a un conglomerado tufáceo de unos 30 metros de espesor, el cual presenta una gradación y selección lítica hacia su cima, mostrando a su vez periodos rítmicos de depositación atribuidos a la destrucción de edificios volcánicos con lavas muy porfídicas de anfíbol (Figura 3.42B). Barrera-Guerrero (2012), que este depósito epiclástico es la base de la secuencia volcánica del Mioceno Medio en esta localidad, indicando su asociación a paleocanales.

Descansando sobre los tres eventos volcánicos del Grupo San Carlos, se presenta el aquí propuesto como **Grupo Sierra Libre**, se trata de lavas anorogénicas del Mioceno Medio, que han sido detalladamente estudiadas en la localidad de la Sierra Libre por Barrera-Guerrero (2012) y Olguín-Villa (2013), reconociendo a un conjunto de más de 800 metros de coladas, domos e ignimbritas con características geoquímicas peculiares hacia un dominio transicional con afinidad hiperalcalina, donde esta grupo comienza a la base con basaltos doleríticos transicionales. Barrera-Guerrero (2012), establece que la Sierra Libre es una imponente concentración de magmatismo hiperalcalino y que este lugar corresponde a un extraordinario punto de emisión para estas lavas en el Mioceno Medio del NW de México (información corroborada con datos paleomagnéticos por Olguín-Villa, 2013), proponiendo además, que la Sierra Libre puede ser el punto de emisión de la Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe (Barrera-Guerrero, 2012; Vidal-Solano et al., 2012 y Olguín-Villa, 2013). Considerando todos

estos componentes y su representatividad espacial en el NW de México, es pertinente considerar en este caso a las rocas de este evento anorogénico del Mioceno Medio como un Grupo. Por lo tanto el **Grupo Sierra Libre** en la localidad del Microondas Las Avispas, se representa por las siguientes cuatro formaciones: **(1) Lavas máficas doleríticas; (2) Ignimbrita La Puzolana; (3) Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe y (4) Formación Las Avispas.**

Comenzando con esta secuencia de rocas químicamente transicionales, al SW del microondas Las Avispas, afloran 20 metros de derrames máficos correspondientes a las **Lavas máficas doleríticas**: donde de la base a la cima se presenta (1) una andesita basáltica (*ver capítulo de Geoquímica*) de 15 metros de espesor color café oscuro a café rojizo con dos destacables facies de enfriamiento (**Figura 3.40**). Primeramente aflora una facies vítrea con tendencia sacaroide muy porfídica de plagioclasa y piroxeno, escasamente amigdalar con zeolitas color amarillo (muestra SLLA12-0A). Posteriormente se presenta una litofacies amigdalar soldada porfídica de plagioclasa, piroxenos oxidados y óxidos de Fe-Ti donde las amígdalas de 0.5 hasta 1.5 cm de longitud están rellenas de caliche, calcedonia y cuarzo (muestra SLLA12-02B y **Figura 3.42E**). Esta unidad también ha sido identificada en las inmediaciones de San Carlos, Sonora, al sur de esta región y en algunas localidades ha sido fechada en 17 ± 0.50 Ma a 16.50 ± 0.08 Ma por [Till et al. \(2009\)](#), lo cual la hace formar parte del Grupo San Carlos.

Sobreyaciendo a la andesita basáltica, (2) se presentan basaltos doleríticos (**Figura 3.40 y Figura 3.42F**) muy porfídicos con fenocristales de olivino iddingsitizado y plagioclasa. Estas rocas han sido fechadas en 13 ± 3 Ma por [MacMillan et al. \(2003\)](#) en la misma región de la Sierra Libre. [Barrera-Guerrero \(2012\)](#) indica que con esta unidad inicia la secuencia anórogénica del Mioceno Medio.

Posteriormente, aflora un depósito piroclástico de 10 metros de espesor correspondiente a la **Ignimbrita La Puzolana**, con actitud $160^\circ/50^\circ$ perteneciente a una ignimbrita muy lítica color amarillo (**Figura 3.40 y Figura 3.43A**) similar a la identificada en el sector de la Pintada en esta misma Sierra por [Barrera-Guerrero \(2012\)](#) y que ha sido un

potencial económico de calidad para la extracción de Puzolana al SE del microondas Las Avispas (Lagarga-Lagarda, 1983).

Ligeramente discordante (actitud $189^{\circ}/55^{\circ}$) a las unidades descritas anteriormente afloran al menos cinco litofacies de la **Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe** descrita ampliamente en varias localidades de Sonora (Vidal-Solano, 2012), así como en la misma Sierra Libre por Barrera-Guerrero (2012) como parte de la secuencia anorogénica del Mioceno Medio. En esta localidad, se aprecia de la base a la cima primeramente 3 m de toba de lapilli con abundantes flamas, seguido por una facies de 30 cm de espesor de la misma toba pero con un elevado grado de silicificación. Enseguida ocurren 5 m de una litofacies prismática (Figura 3.43B) que es sobreyacida por 20 metros de una facies litofisal soldada color rosa, culminando en la cima con 3 metros de una facies masiva color morado con abundantes enclaves de traquita (Figura 3.40).

Después de la ignimbrita, aflora el volcanismo identificado en la tesis de maestría de Barrera-Guerrero (2012), como el Volcanismo Superior de la Secuencia Sierra Libre y por cuestiones de nomenclatura litológica llamado en este trabajo de manera informal como **Formación Las Avispas**. Esta formación consta de al menos 4 pulsos magmáticos félsicos, explosivos y fluidales (Figura 3.40). Inicia con 2 metros de una ignimbrita color rosa a mostaza, muy lítica; sobreyacida por 5 metros de una toba de lapilli color rosa a beige con abundantes flamas (Figura 3.43D) y líticos perlíticos color negro, de hasta 30cm de longitud (contacto de ambos depósitos piroclásticos en la Figura 3.43C). Finalizando con 8 metros de una ignimbrita muy soldada con flamas vítreas color negro de hasta 10 cm de longitud. Esta ignimbrita también ha sido identificada por Vidal-Solano (2005) en las inmediaciones del Cerro Sarpullido al Este de la Sierra Libre.

En general la formación volcánica descrita para este sector (Formación Las Avispas), se repite seccionalmente hacia el E de la región debido a la presencia de abundantes fallas normales, tal y como lo mostró Barrera-Guerrero (2012).

Sobreyaciendo al Grupo Sierra Libre, ocurren cerca de 30 m de un depósito explosivo correspondiente a la **Formación El Parral**, se trata de una ignimbrita islandítica (Figura 3.44B), que muestra una facies vítrea color negro, muy soldada y densa, porfídica a

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

glomeroporfídica con escasos fenocristales y xenocristales de plagioclasa y piroxeno (muestra SLLA12-04 y [Figura 3.44A](#) y [Figura 3.40](#)). Esta roca vítrea fue analizada químicamente en este trabajo mostrando una afinidad toleítica para rocas tipo islanditas (*ver capítulo de geoquímica*); de la misma manera [Barrera-Guerrero \(2012\)](#), reporta este magmatismo asociado al Mioceno Medio en varios sectores de la Sierra Libre.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

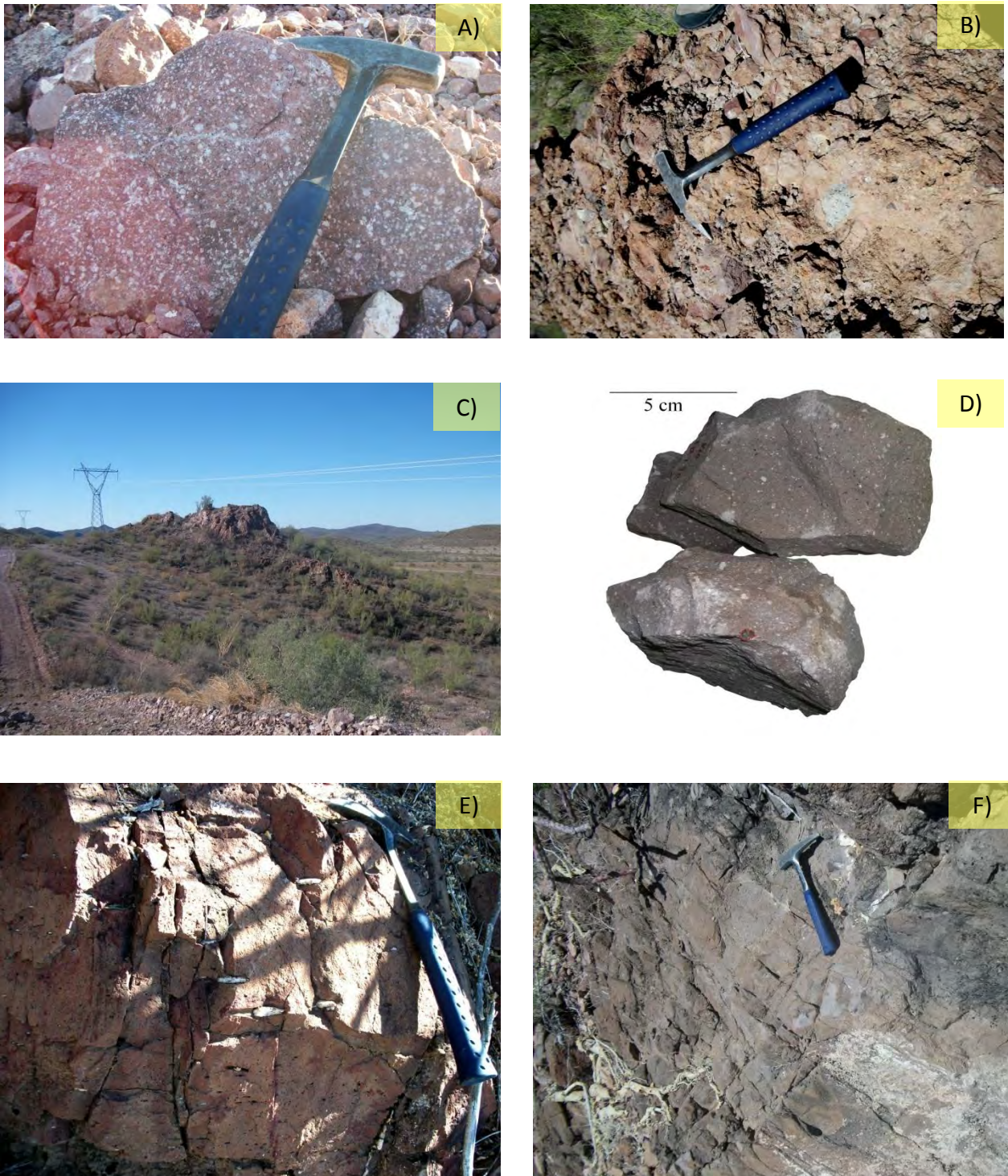


Figura 3.42.- A) Ejemplar en superficie libre de intemperismo de la dacita de base de las coladas adakíticas Mioceno Temprano; B) Afloramiento del depósito epiclásico; C) Afloramiento de la segunda dacita de las coladas adakíticas Mioceno Temprano; D) Ejemplares del afloramiento del inciso C, nótese la abundancia en fenocristales; E) Andesita basáltica de las lavas máficas doleríticas y F) fotografía del afloramiento del basalto dolerítico.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción



Figura 3.43.- A) Fotografía que muestra una ignimbrita lítica color amarillo; B) Facies prismática vesicular de la Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe; C) Contacto litológico de la *Formación Las Avispas* mostrando una toba de lapilli con líticos perlíticos color negro sobreyacido de una Ignimbrita amarilla; y D) Detalle de la ignimbrita amarilla mencionada en el inciso C, roca muy soldada con flamas vítreas color negro.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción



Figura 3.44.- A) Base vítrea fluidal de una Ignimbrita Islandítica y B) Fotografía que muestra la superficie libre de intemperismo de la facies superior de la Formación El Parral.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción**

3.3 Región Costa Suroccidental

Esta región incluye a la Sierra Los Cerros Colorados, a la Loma Divisadero y a Cerro Prieto-Cerro La Aguja, Tastiota (Ver [Figura 3.45](#)).

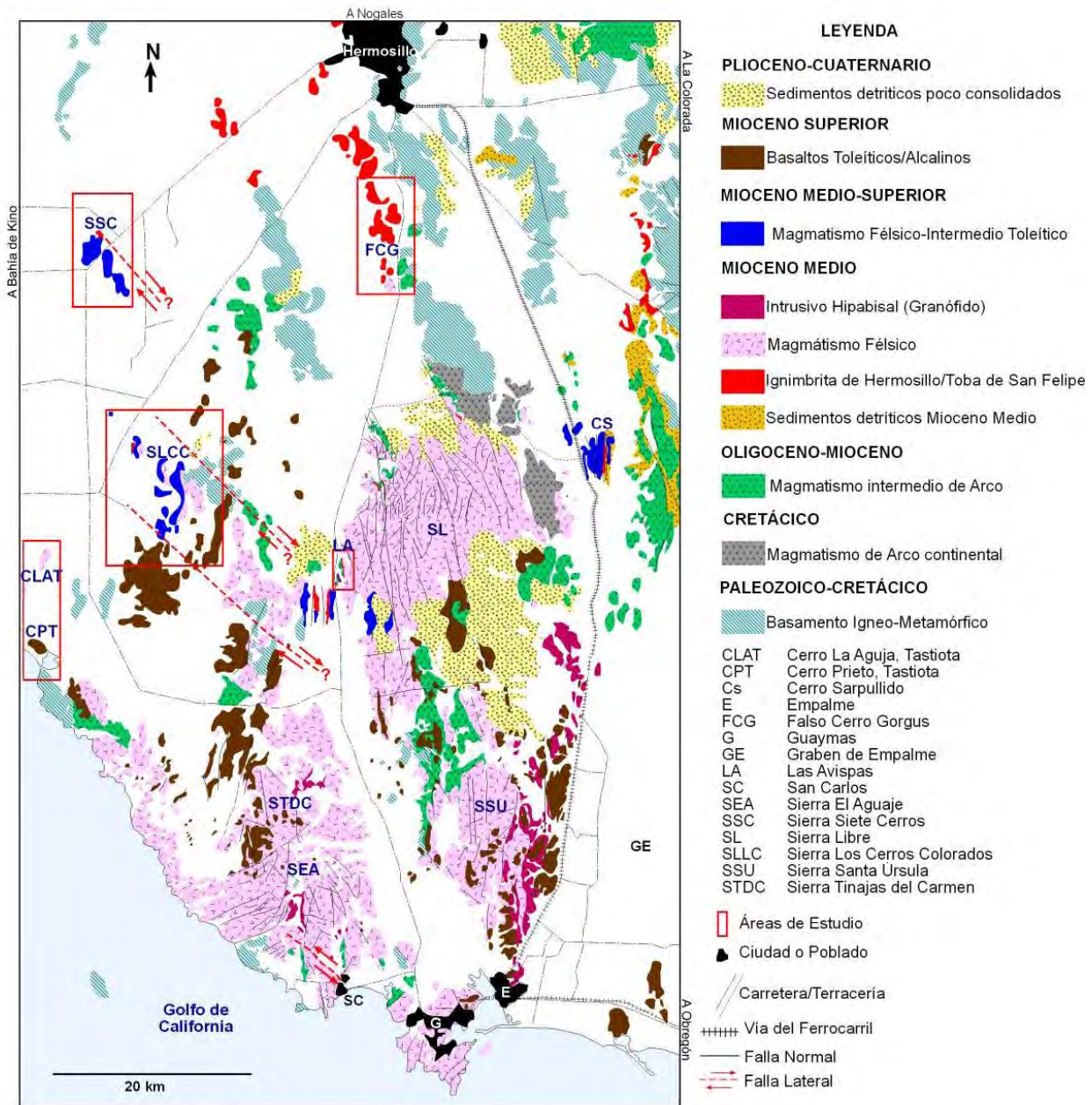


Figura 3.45.- Mapa de la Geología Regional del área de Hermosillo-Guaymas (Región costa suroccidental), la localidad de CS fue modificada de [Vidal-Solano \(2005\)](#); la localidad de SL fue modificada de [Barrera-Guerrero, 2012](#); las regiones de STDC, SSU y SEA fueron modificadas de [Paz-Moreno, 1992](#).

3.3.1 Geología de la Sierra Los Cerros Colorados

Localización, Fisiografía y Geomorfología de la Sierra Los Cerros Colorados, Hermosillo, Sonora.

La Sierra Los Cerros Colorados es una región ubicada 60 km al SW del poblado de El Sapo próxima al Rancho El Carmen, localizados dentro del municipio de Hermosillo, Sonora. Esta región de estudio, se ubica dentro de la Provincia Fisiográfica de Sierras Sepultadas (CRM, 1994), caracterizada por la orientación de sierras alargadas en dirección NW-SE y N-S controladas por fallas normales.

Los rasgos de relieve topográfico, hidrología y toponimia se encuentran representados dentro de las cartas topográficas de INEGI H12C69 La Pimienta y H12C68 Plan de Ayala escala 1: 50,000.

Existen dos accesos principales a la región de estudio, ambos partiendo de Hermosillo: (1) por medio de la carretera Federal No. 16 Hermosillo-Bahía de Kino, para posteriormente tomar una carretera alterna más o menos a la altura de la Sierra Siete Cerros, la cual comunica a los ejidos y granjas de la región, además de comunicar la carretera que lleva a Guaymas con la que va a Bahía de Kino y (2) a partir de la carretera Estatal No. 15. Hermosillo-Guaymas, para posteriormente a la altura de los Arrieros tomar la carretera No. 4 que comunica a los ejidos de la región y con la carretera No. 26 que lleva a Bahía de Kino.

Geomorfológicamente, esta sierra se caracteriza por presentar una elevación máxima de 120 m donde afloran las rocas volcánicas Terciarias y una elevación máxima de 200 m donde aflora el basamento meta-volcánico. Por ello, la Sierra los Cerros Colorados se encuentra aflorando casi al ras del valle en el límite oriental de la zona de inundación del Río Sonora.

Los rasgos morfológicos que concentran la mayoría de las unidades geológicas de la Sierra Los Cerros Colorados se muestran en la **Figura 3.46**, donde el fallamiento normal lístrico, provoca varias repeticiones de las unidades (**Figura 3.47**).



Figura 3.46.- Panorámica con vista al Este, que muestra la morfología de los Cerros Colorados. Nótese la lista color blanco a beige que representa a la base, primeramente, la Formación Lista Blanca y en la parte superior, de la Ignimbrita la Costa (ver columna estratigráfica de la [Figura 3.49](#)).

Reconocimiento Geológico de la Sierra Los Cerros Colorados

Las rocas más antiguas de esta región han sido agrupadas como Basamento Indiferenciado y Granitoide Laramídico (ver mapa geológico de la [Figura 3.47](#) y sección estratigráfica de la [Figura 3.48](#)).

El primero aflora ampliamente en la porción Este de los Cerros Colorados ([Figura 3.47](#)).

CAPITULO 3 Distribución espacio-temporal del magmatismo Oligoceno-Mioceno en las regiones estudiadas

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

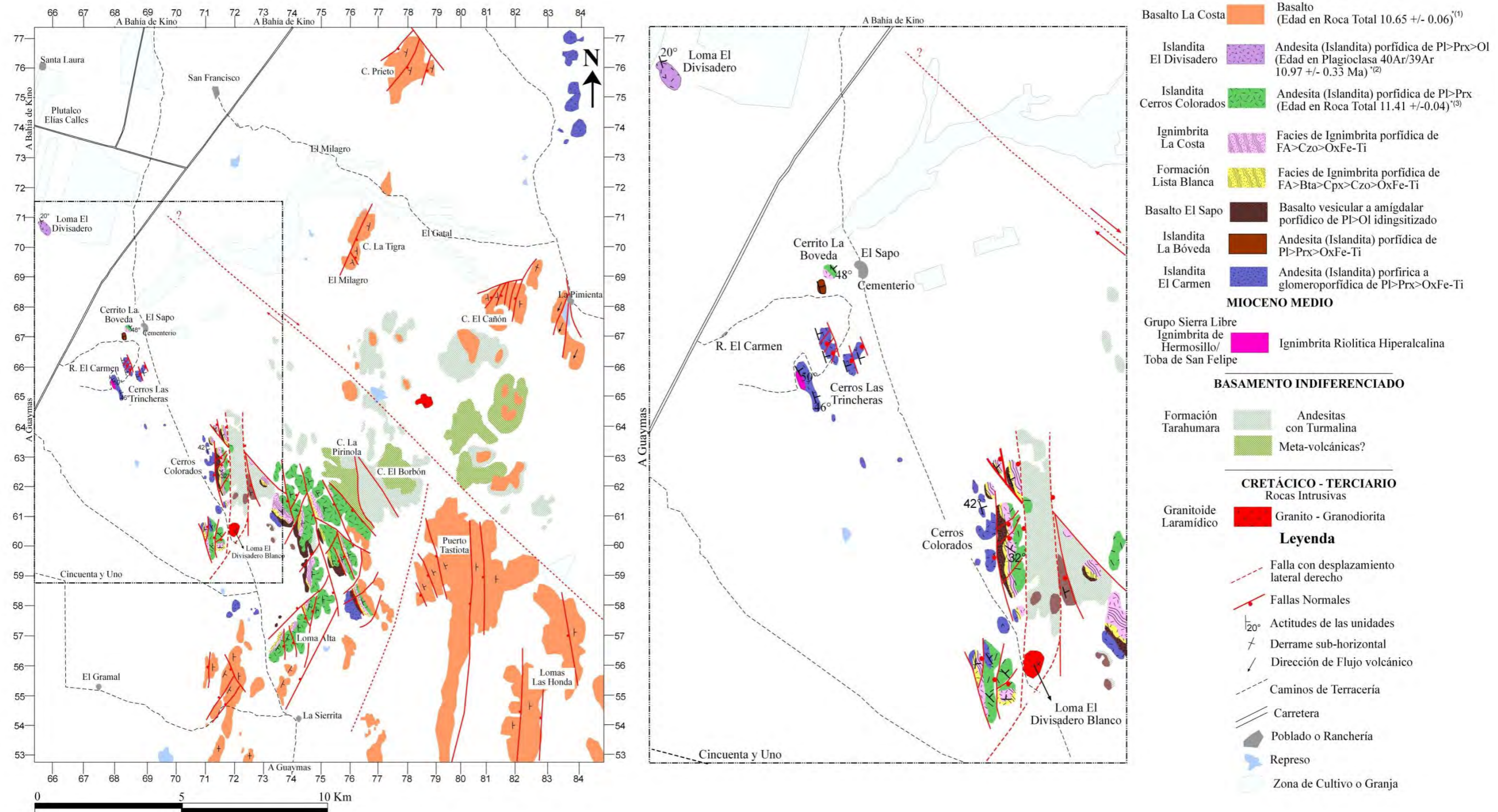


Figura 48.- Mapa Geológico de la región de la Sierra Los Cerros Colorados La Costa Hermosillo, Sonora.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

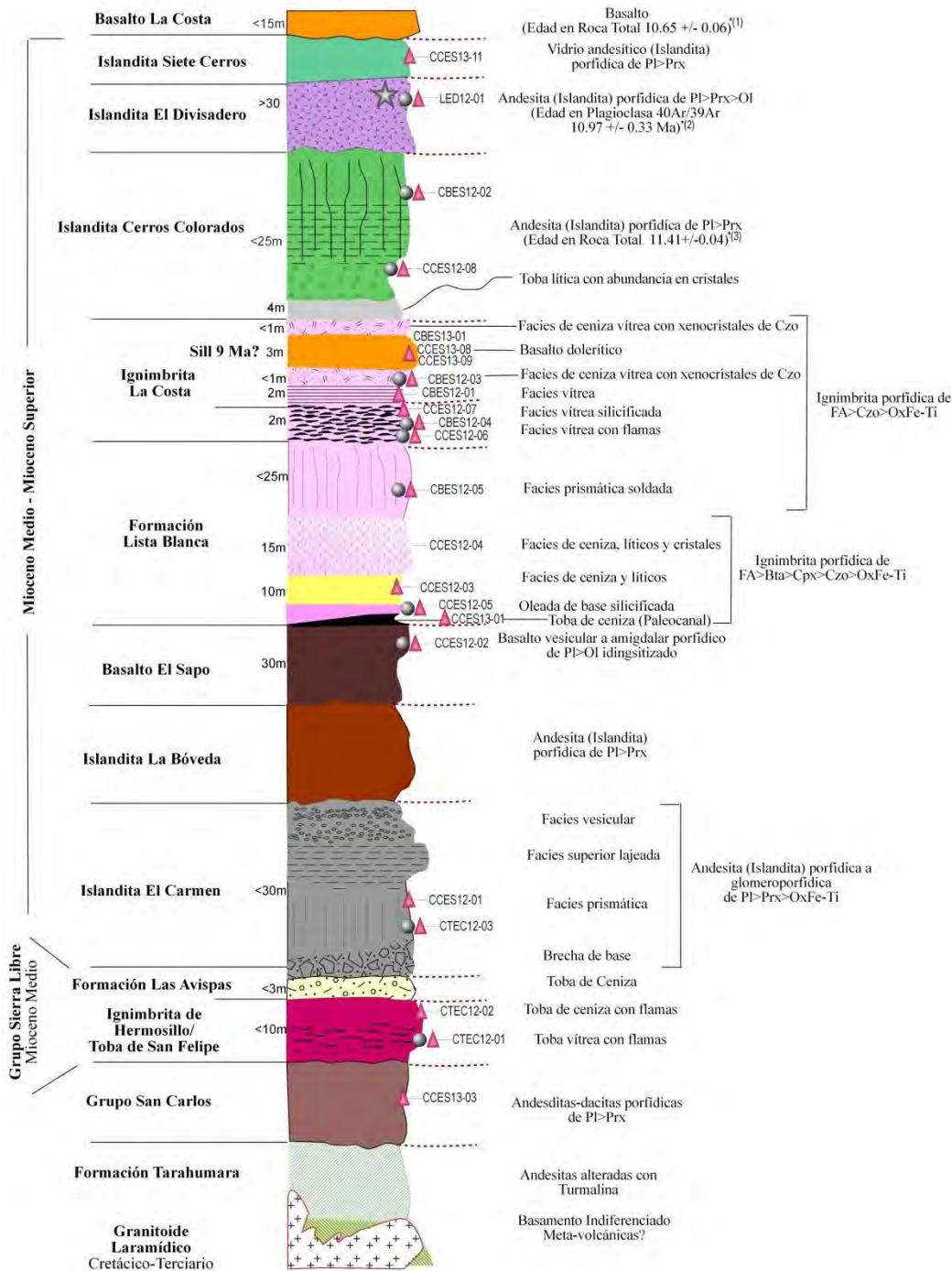


Figura 3.48.- Columna estratigráfica compuesta de los Cerros Colorados, La Cota Hermosillo, Sonora. En el listado de muestras, los triángulos representan a ejemplares para análisis petrográficos; los círculos para estudios geoquímicos y la estrella el fechamiento geocronológico realizado por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. [(^{*1}) y (^{*3}) fechado por Till et al., 2009 y (^{*2}) fechado en este trabajo].

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

El Granitoide Laramídico, aflora a manera de manera aislada en forma de lomas (Figura 3.49), se trata de sienogranitos de biotita los cuales son cortados por diques intermedios de lamprófidos como los que describen Orozco-Garza et al. (2013) para la Sierra El Bachoco en los alrededores de Hermosillo, Sonora.

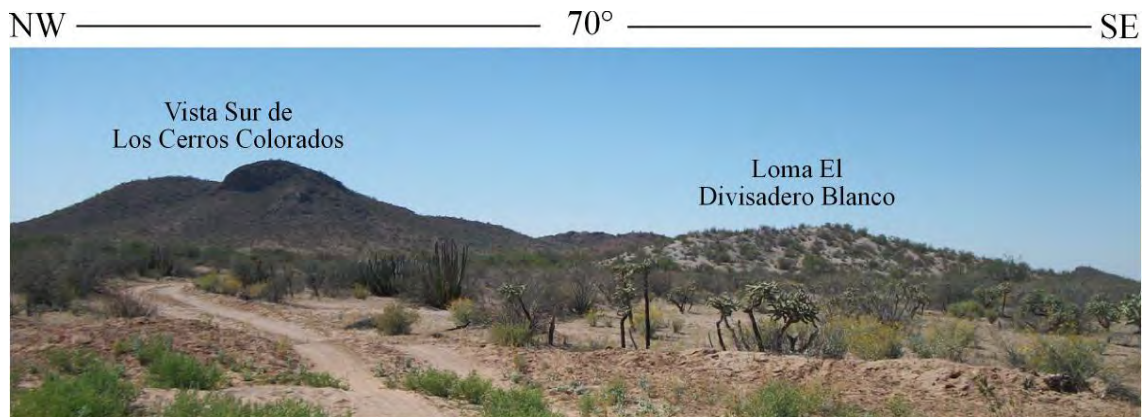


Figura 3.49.- Panorámica mostrando el afloramiento del basamento Granitoide Laramídico en la Loma El Divisadero Blanco, nótese su morfología en lomerío bajo con tonalidad blanca.

Sobreyaciendo al Granitoide Laramídico, y como parte del basamento, afloran a manera de lomeríos bajas rocas andesítica altamente propilitizadas con mineralización turmalina + cuarzo + piritita + calcopiritita + clorita + epitota + manganeso + óxidos de fierro, las cuales se encuentran fuertemente afectadas por fallas y fracturas. Estos afloramientos, presentan una tonalidad gris verdoso con fracturas rellenas de sílice y brechas mineralizadas. Por estas características y por su asociación en el contexto geológico, esta unidad magmática mineralizada, puede correlacionarse con la **Formación Tarahumara** (Figura 3.47).

En contacto discordante con la formación anteriormente descrita, afloran lomeríos altamente fracturados, de una andesita porfírica de $PI > Prx > OxFe-Ti$ color café rojizo, esta unidad fue correlacionada por sus características petrológicas con el **Grupo San Carlos**.

Sobre este basamento en lo que se considera una inconformidad, aflora parte del **Grupo Sierra Libre** En la base ocurren aproximadamente 10 metros de espesor de la **Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe (IH/TSF) del Mioceno Medio**, se tiene el único afloramiento que fue observado al ras del valle a la base del Cerro Trincheras al SE del

Rancho El Carmen ([Figura 3.50](#) y *ver mapa geológico de la Figura 3.47*) con una actitud general de $270^{\circ}/50^{\circ}$. La primera litofacies se encuentra muy fracturada y exhibe a una ignimbrita riolítica muy lítica (líticos menores a 4cm, se lograron identificar líticos del Granitoide Laramídico) color rosa claro porfídica de feldespato alcalino y óxidos de Fe-Ti, mostrando abundancia en enclaves traquíticos (de 0.2 a 6 cm de longitud), y flamas de 0.5 a 8 cm de longitud (muestra CTEC12-01). A la cima y como segunda litofacies se muestra una facies color beige muy lítica porfídica de feldespato alcalino y óxidos Fe-Ti, con abundancia en pómez color café de 0.5 a 3 cm de longitud (muestra CTEC12-02 y [Figura 3.47](#)); también presenta enclaves traquíticos de 0.5 a 3 cm de longitud. La IH/TSF ha sido ampliamente descrita en varias localidades de Sonora y Baja California ([Vidal-Solano et al., 2007](#); [Olguín-Villa, 2010](#); [Gómez-Valencia, 2011](#); [Barrera-Guerrero, 2012](#) y [Vidal Solano et al., 2012](#)).

Sobreyaciendo a la unidad anterior, se presentan 3 m de una toba de ceniza color verde amarillento con cristales, pómez zeolitizadas y matriz silicificada-epidotizada (*ver columna estratigráfica de la Figura 3.48*). La actitud de esta unidad es $332^{\circ}/54^{\circ}$ y su único afloramiento (no cartografiable por sus dimensiones), se restringe a una pequeña zona en el Cerro Trincheras. Esta unidad presenta mucha similitud con las tobas del Volcanismo superior de la Formación Sierra Libre del Mioceno Medio, descrita por [Barrera-Guerrero \(2012\)](#) y que en este trabajo es nombrada Formación Las Avispas (Grupo Sierra Libre).

Posteriormente en el mismo Cerro Trincheras en discordancia angular sobre la IH/TSF ([Figura 3.50](#)) y formando parte del límite Mioceno Medio-Mioceno Superior, afloran <30 metros correspondientes a cuatro litofacies de una Islandita (muestras CTEC12-03 y CCES12-01): [1] brecha de base; [2] facies prismática; [3] facies superior lajeada y [4] facies vesicular de una andesita densa muy porfídica a glomeroporfídica de grandes fenocristales de plagioclasa, piroxeno y óxidos de Fe-Ti (el piroxeno está alterando a epidota). Esta secuencia volcánica varía mostrando tonalidades de café rojizo a morado en el Cerro Trincheras, y gris morado en Los Cerros Colorados. Finalmente esta lava fue nombrada como **Islandita El Carmen** asignándose al Mioceno Medio-Mioceno Superior por su posición estratigráfica ([Figura 3.47](#) y [3.48](#)). Cabe mencionar que esta unidad presenta fallas que son evidenciadas por

una abundancia en fracturas y espejos de falla (Figura 3.51) con una leve concentración de carbonatos y sílice en los planos de debilidad.

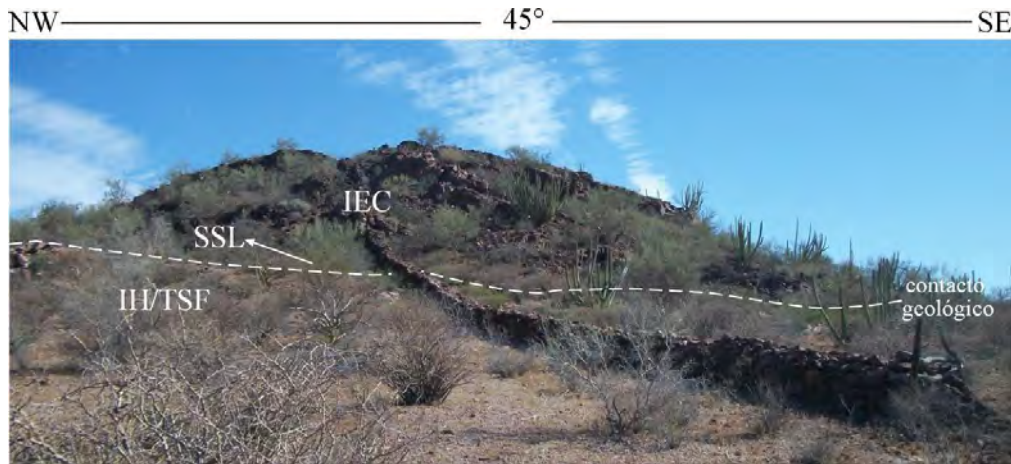


Figura 3.50.- Fotografía que muestra la porción Centro Oeste del Cerro Trincheras, donde se marca el contacto geológico de la **IH/TSF** (Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe), de la **SSL** (Secuencia Sierra Libre) y de la **IEC** (Islandita El Carmen).

Subsecuentemente, a la base de Los Cerros Colorados, aflora una unidad intermedia que obedece a una dacita-andesita porfídica de $Pl > Prx$ presentando una brecha de base (espesor 5 m) y facies fluidales altamente oxidadas denominada **Islandita La Bóveda**.

Sobreyaciendo y sin observar su contacto, aflora una unidad máfica de unos 30 m de espesor denominada **Basalto El Sapo**, que sobreyace a la Islandita El Carmen. Dicho basalto



Figura 3.51.- Espejo de Falla de uno de los planos de debilidad del Cerro Trincheras en la Islandita El Carmen.

es vesicular a amigdalario, muy porfídico de plagioclasa y olivino iddingsitizado, de la base a la cima muestra variaciones en la concentración de sus vesículas, mostrando sectores con horizontes más vesiculares. Las amígdalas están rellenas de calcita y epidota y algunas de ellas tienen microcristales prismáticos de cuarzo. Resulta interesante ver que las amígdalas rellenas de cuarzo, tienen una cristalización de cuarzo prismático en su eje menor, indicando la intervención de fluidos

después de que la unidad sufrió un basculamiento.

Discordante a la unidad anterior afloran dos secuencias ignimbríticas denominadas: **(1) Formación Lista Blanca** e **(2) Ignimbrita La Costa**:

La **Formación Lista Blanca**, inicialmente esta formación fue descrita en la Sierra Lista Blanca al Este de esta región por [Bartolini et al., 1991](#). En la Sierra Los Cerros Colorados, esta formación exhibe 5 litofacies de una ignimbrita, entre las cuales de manera general petrográficamente se reconoce que son tobas de ceniza con alto contenido en cristales predominantemente xenocristales. En conjunto tienen unos 60 m de espesor, (**Figuras 3.48 y 3.49**). El primer pulso Ignimbrítico presenta cuatro facies: **[1] facies prismática muy soldada** asociada a una toba eutaxítica con cristales de feldespato alcalino, cuarzo y óxidos de Fe-Ti (muestra CBES12-05); **[2] oleada de base silicificada** color rojizo; **[3] facies de ceniza y líticos**: correspondiente a una toba de ceniza color amarillo (**Figura 3.47**) con abundantes líticos de riolitas y andesitas. Esta toba es porfídica de ojos de cuarzo, feldespato alcalino, biotita, óxidos de Fe-Ti y presenta abundantes pómez amarillas zeolitizadas (muestra CCES12-03) y **[4] facies de ceniza, líticos y cristales**: correspondiente a una toba de ceniza color rosa con cristales y líticos, porfídica de ojos de cuarzo, feldespato alcalino, biotita, óxidos de Fe-Ti y abundantes pómez rojizas de hasta 2 cm de longitud (muestra CCES12-04). Hay escasas amígdalas de carbonatos y cuarzo cristalizado.

Por otra parte, sobreyaciendo a la anterior formación, aflora la denominada en este trabajo como Ignimbrita La Costa segundo pulso ignimbrítico, presenta dos litofacies, que de la base a la cima son: **[1] facies vítrea con flamas**: asociada a una toba vítrea de cristales color rojizo, porfídica de fenocristales de feldespato alcalino y cuarzo, con abundancia en flamas negras a café (flamas con textura perlítica), también contiene líticos predominantemente de cuarcitas grises y rocas volcánicas al parecer riolitas. Esta facies se observa con mejor grado de preservación y libre de desvitrificación en Los Cerros Colorados (muestra CCES12-06), a diferencia del Cerro La Bóveda que muestra una sutil desvitrificación notoria en las flamas de la roca (muestra CBES12-04) y **[2] facies vítrea silicificada**: hacia la cima de la litofacies anterior en Los Cerros Colorados, adquiere un mayor grado de silicificación y una morfología con tendencia a lascas (muestra CCES12-07). Y finalmente, un tercer pulso ignimbrítico de

espesor reducido, formado por: [1] Facies de ceniza vítrea: se trata de una toba de ceniza vítrea muy fina color beige a rosa y tiene tendencia a lajas, es ligeramente porfídica de feldespato alcalino, biotita y óxidos Fe-Ti (muestra CBES12-01). Forma láminas grises y rosas en los planos de flujo; y [2] Facies vítrea asociada a una toba vítrea muy fresca y soldada color café rojizo, porfídica a glomeroporfídica de feldespato alcalino, y óxidos de Fe-Ti (muestra CBES12-03). De tan fresca que se encuentra esta roca forma astillas, además presenta bandas rojas y negras. En general por su situación estratigráfica, esta unidad magmática ha sido atribuida al Mioceno Superior (Figura 3.49).

Coronando la Sierra Los Cerros Colorados y cubriendo una amplia extensión en la región de estudio (ver mapa geológico de la Figura 3.48), afloran facies de una secuencia intermedia color gris morado fechada por Till et al. (2009), en 11.41 ± 0.04 Ma. Esta unidad en campo, se observa como una andesita muy porfídica a glomeroporfídica de plagioclasa y piroxeno, con los ferromagnesianos presentando centros epidotizados y bordes alterados (muestras CCES12-08 y CBES12-02). El análisis geoquímico realizado en este trabajo permite reconocer una afinidad química de tipo islandita (ver capítulo de geoquímica). Por tal motivo esta unidad magmática ha sido nombrada como **Islandita El Sapo Costa** del Mioceno Superior (Figura 3.49).

El pulso magmático que sobreyace al volcanismo anterior será descrito más adelante en la Geología de la Loma El Divisadero. Finalmente la secuencia volcánica de la región es representada por el volcanismo máfico denominado Basalto La Costa (Figura 3.48 y 3.49), fechado en las inmediaciones del área de estudio por Till et al., (2009), en 10.65 ± 0.06 Ma. Este magmatismo con tendencia toleítica, ha sido ampliamente estudiado por Paz-Moreno (1992) en otras localidades.

3.3.2 Geología del área de Loma Divisadero

Localización de La Loma Divisadero, Hermosillo, Sonora.

La Loma Divisadero es un afloramiento que comprende una extensión de 0.25 kilómetros cuadrados y se encuentra aproximadamente 5 Km al NW del poblado de la localidad El Sapo, La Costa Hermosillo, Sonora.

Geomorfológicamente, este afloramiento se caracteriza por presentar máximo 81 metros de altitud, por lo que se encuentra aflorando casi al ras del valle en el límite oriental de la zona de inundación del Río Sonora (*ver mapa geológico de la Figura 3.49*).

Reconocimiento de la geología de la Loma Divisadero, Hermosillo, Sonora.

El basamento Cretácico y Terciario de esta localidad, puede apreciarse al SE de la Loma Divisadero en las inmediaciones de la Sierra Los Cerros Colorados (*ver columna estratigráfica de la Figura 3.50 y mapa geológico de la Figura 3.49*), el cuál es ampliamente descrito en la geología de la Sierra Los Cerros Colorados.

La Loma El Divisadero (*Figura 3.53A*) representa un afloramiento color café grisáceo de una Andesita hipovolcánica muy porfírica de fenocristales de plagioclasa, piroxeno, olivino y óxidos de Fe-Ti. Esta roca es muy densa y presenta una actitud de 300°; 20°NE y amigdalar de calcita y zeolitas; característicamente tiene una morfología al intemperismo en bolas (*Figura 3.53B*) y hacia la base se vuelve más glomeroporfírica y hacia la cima es más vesicular amigdalar.



Figura 3.53.- A) Imagen panorámica que muestra a la Loma El Divisadero; y B) Morfología típica de la Andesita (Islandita) hipovolcánica de la Loma El Divisadero.

Esta unidad presenta características químicas que permiten ver su afinidad Islandítica (muestras LED12-01, ver capítulo de geoquímica). Además tras realizar un fechamiento geocronológico por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obteniendo una edad de **10.97±0.33 Ma** (ver capítulo de geocronología), fue posible asignar esta unidad magmática al Mioceno Superior, formando parte de una de las pulsaciones Islandíticas del sector Costa (ver mapa geológico de la **Figura 3.49** y columna estratigráfica de la **Figura 3.50**).

3.3.1 Geología del área de Tastiota.

Localización de la región de Tastiota, Hermosillo, Sonora.

La región de Tastiota corresponde a un pequeño poblado en zona de playa el cual se localiza 72 Km al NW de Guaymas, Sonora. Su principal acceso es la carretera No. 4 que conecta a las carreteras Hermosillo-Guaymas y Hermosillo-Bahía de Kino. En esta región se estudiaron dos afloramientos: (1) el del Cerro Prieto, el cual se localiza 1 km al Norte de Tastiota y (2) el del Cerro La Aguja, ubicado aproximadamente 14 kilómetros al Norte del poblado. Geomorfológicamente, los afloramientos se caracterizan por presentar una elevación inferior a 80 metros, por lo que se encuentra aflorando casi al ras del valle.

Reconocimiento de la geología de Tastiota, Hermosillo, Sonora.

El basamento de esta región está representado por el Granitoide Laramídico, el cual aflora en línea de costa en las inmediaciones de Tastiota, Sonora. Posteriormente y sin que aflore su contacto, aflora la unidad **Cerro La Aguja (Figura 3.54A)**, la cual se trata de una riolita fluidal de 15 metros de espesor con dos litofacies de enfriamiento: **(1)** la primera es una facies vítrea color negro porfídica de feldespatos alcalinos, plagioclasa y piroxeno, con horizontes rojizos que indican desvitrificación (muestra CLAT12-01); y **(2)** la facies superior silicificada color rosa-rojizo es una riolita fluidal con laminaciones contorsionadas, desvitrificada, con micro-vesículas y algunos fenocristales de feldespatos alcalinos plagioclasa y

piroxeno (muestra CLAT12-02). Esta facies contiene caliche y cristales de calcita en los planos de debilidad. Químicamente presentan una tendencia toleítica y una afinidad hacia rocas tipo islanditas (*ver capítulo de geoquímica*). Por las características químicas se correlaciona con la Formación El Parral, identificada en La Sierra Libre y Sierra El Aguje.

En la localidad de **Cerro Prieto**, afloran al menos 4 litofacies de enfriamiento (**Figura 3.54B**) con unos 20 m de espesor en conjunto, de un magmatismo máfico representado como sigue: [1] facies vítrea color gris oscuro, muy lustrosa (muestra CPT12-01, **Figura 3.54C**); [2] brecha de base cementada con caliche; [3] facies prismática con horizontes vesiculares (muestra CPT12-02) y [4] facies vesicular de un basalto muy porfídico de fenocristales de plagioclasa y escasos fenocristales de olivino iddingsitizado. Por sus características litológicas y similitud con otros afloramientos (5 km al SE de Tastiota en el área del Cerro Colorado), este magmatismo se correlaciona con el fechado en **8.25±0.25 Ma** por **Till et al. (2009)**. Además su afinidad química toleítica apoya dicha correlación (*ver capítulo de geoquímica en este trabajo*).

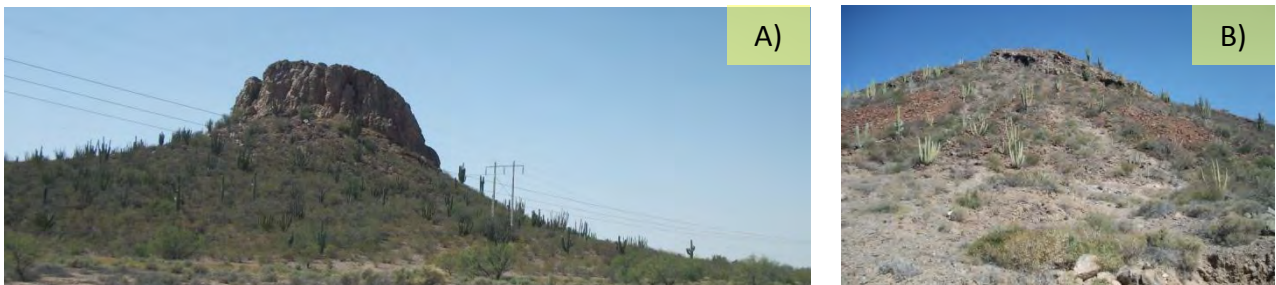


Figura 3.54.- A) Cerro La Aguja correspondiente a una Riolita fluidal con echado hacia el NW; B) Panorámica del extremo sur del Cerro Prieto, Tastiota mostrando el echado de la unidad hacia el NE; y C) Ejemplar en superficie libre de intemperismo de la facies vítrea del Basalto del Cerro Prieto Tastiota, nótese la concentración de vesículas hacia los bordes del ejemplar.



CAPITULO 4.- ESTUDIO PETROGRÁFICO DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO

Para el estudio petrográfico del magmatismo en las 10 regiones de estudio involucradas en el presente trabajo, se seleccionaron 94 muestras representativas de 120 ejemplares de muestra de mano, para la realización de secciones delgadas. Las muestras fueron analizadas con los microscopios petrográficos ZEISS y LEYCA del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, con el fin de mostrar con detalle, las características petrológicas de las rocas de la zona de estudio, definiendo texturas, mineralogía y rasgos accesorios en cada lámina.

A continuación, se presenta una descripción detallada de los resultados obtenidos en las muestras que representan cada una de las unidades magmáticas. Los minerales identificados son mencionados siguiendo las abreviaturas: **Pl.-** Plagioclasa; **FA.-** Feldespato Alcalino; **Ol.-** Olivino; **Cpx.-** Clinopiroxeno; **Opx.-** Ortopiroxeno; **Anf.-** Anfíbol; **Hbl.-** Hornblenda; **Bta.-** Biotita; **Fay.-** Fayalita; **OxFe-Ti.-** Óxidos de Hierro-Titanio; **Zrn.-** Zircón; **Ap.-** Apatito y **Czo.-** Cuarzo.

4.1 Magmatismo Orogénico

Para el estudio de este grupo magmático, se elaboraron 33 secciones delgadas que se consideran representativas de al menos 8 episodios del volcánismo Orogénico del Arco Continental Oligoceno - Mioceno Medio, particularmente de afinidad adakítica como se mostrará en el capítulo 6 del estudio geoquímico de las unidades magmáticas de las regiones de estudio.

4.1.1 Volcanismo Adakítico Oligoceno Tardío

Este magmatismo aflora en el Cerro Microondas Los Cuates en la localidad de San Miguel de Horcasitas, detectándose tres pulsos magmáticos con las siguientes características texturales: [1] El primer magmatismo de composición química intermedia es representado por la muestra **SMH12-03** (Figura 4.1A), esta roca traquítica fluidal exhibe una asociación mineralógica predominantemente de $Pl > Anf > Prx > OxFe-Ti$, minerales que vuelven a la roca

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

porfídica a glomeroporfírica, esta mineralogía es embebida en una matriz vítrea a microcristalina de Pl>OxFe-Ti. En este ejemplar, tanto anfíboles como plagioclasa presentan golfos de corrosión además en ocasiones la plagioclasa muestra texturas en criba y centros corroídos; en general plagioclasas y anfíboles tienen tamaños inferiores a 1.5 mm. [2] El segundo magmatismo, consta de un apilamiento de derrames intermedios ejemplificados por las muestras **SMH12-01** y **SMH12-02** (Figura 4.1), cronológicamente el derrame de base corresponde a la roca **SMH12-01**(Figura 4.1B), tratándose de una dacita muy porfídica de fenocristales de Pl>Anf>Bta>OxFe-Ti>Opx<Ap a glomeroporfídica solo de Opx>Opx>OxFe-Ti. Este ejemplar de roca cuenta con la presencia de anfíboles zoneados y biotita con minerales incrustados de Opx>OxFe>Ap, todas estas particularidades mineralógicas son contenidas en una matriz vítrea a criptocristalina de Pl principalmente.

La muestra **SMH12-02** fechada en este trabajo por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en **25.20±0.19 Ma** (ver capítulo de Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), corresponde a una dacita vítrea con textura traquítica porfídica a glomeroporfídica con fenocristales de: 40% Plagioclasa (Pl), 25% Anfíbol (Anf) y 20% Óxidos de Hierro-Titanio (OxFe-Ti), embebidos en una matriz vítrea (15%) con escasos cripto-fenocristales de Pl, Anf y OxFe-Ti (Figuras 4.1C y 4.1D). En este ejemplar fue posible observar al menos 4 generaciones de glómeros como se describe en la Tabla 4.1. La mineralogía se desarrolla de la siguiente manera: las plagioclasas ocurren en cristales euhedrales, ya sea como fenocristales o como glómeros y en el caso de los xenocristales con formas xenomorfas en general con tamaños de 0.25 mm a 3.0 mm o en la matriz con tamaños inferiores a 0.05 mm. Se trata de cristales de oligoclasa de composición homogénea (An10-30) a veces con variaciones a albita-andesina (An 0-10 y An 30-50). En algunos casos, es posible apreciar fenocristales con texturas nubladas o en tamiz y en otros cristales rotos, estos en la lámina corresponden a los fenocristales de hasta 3.0 mm.

Los anfíboles muestran una notable abundancia; aparecen como fenocristales aislados o en cúmulos (glómeros) y en la matriz, con un desarrollo de cristales euhedrales y subhedrales en algunos casos con bordes oxidados mostrando tamaños de 0.04 mm a 2.5 mm y en la matriz tamaños inferiores a los 0.2 mm. Al parecer en esta muestra se presentan dos generaciones de anfíboles, uno del tipo hornblenda y otro del tipo oxi-hornblenda, el cuál presenta tonalidades rojizas y bordes oxidados.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

Los óxidos de hierro-titanio son apreciables en fenocristales con tamaños inferiores a 0.2mm y se observan en mayor abundancia en la matriz con tamaños menores a 0.4 mm.

Particularmente esta roca muestra en su matriz vítrea, evidencia de la interacción de dos líquidos (Figura 4.1D), los cuáles se aprecian con mejor definición bajo la sección delgada en luz natural. Un rasgo particular de este fenómeno es que predominantemente la plagioclasa, con textura en tamiz, es englobada por un horizonte más oscuro.

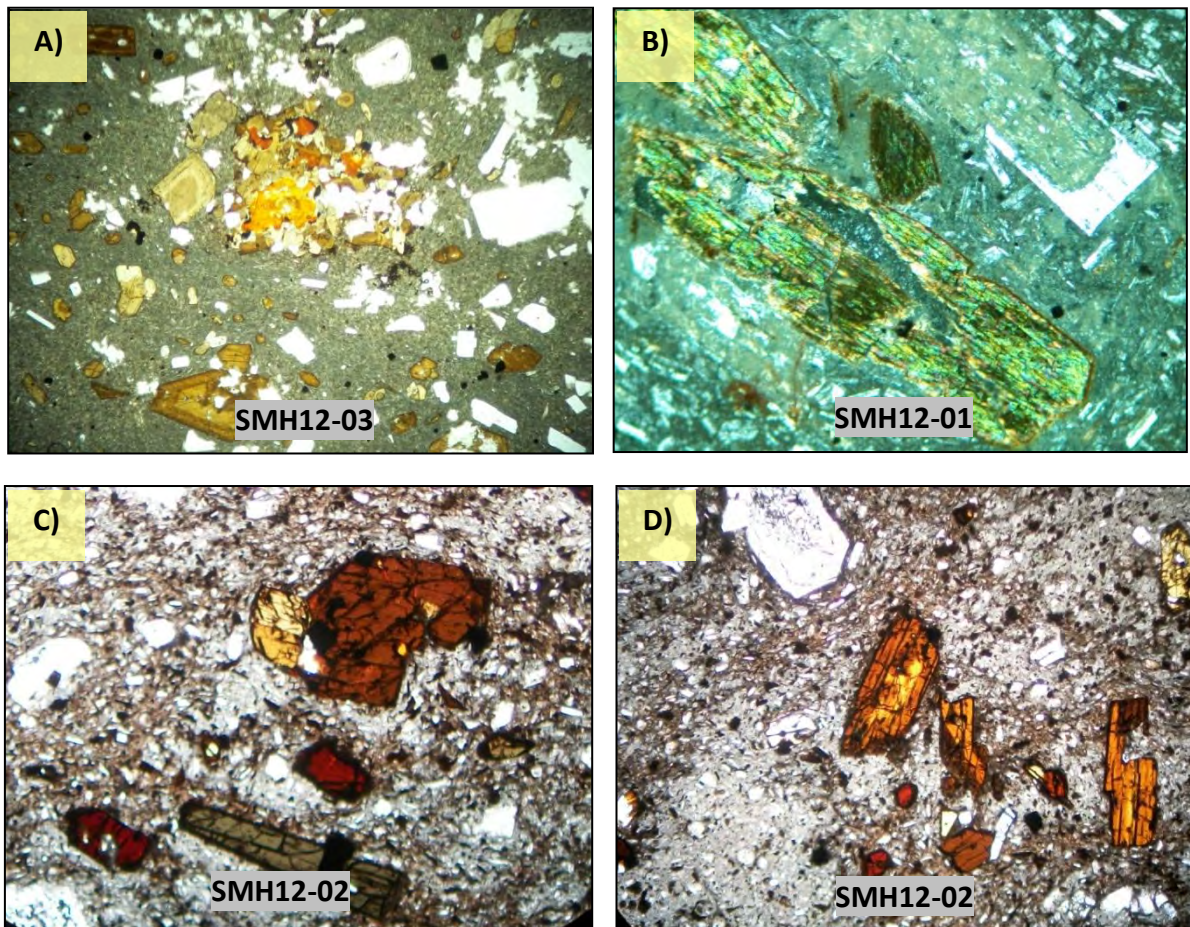


Figura 4.1.- Fotomicrografías de secciones delgadas del volcanismo Adakítico del Mioceno Tardío vistas en el microscopio petrográfico LEYCA: **(A)** Aspecto de la facies vítrea de una Dacítica-Adakita, mostrando su textura porfirica a glomeroporfirica; **(B)** Fotomicrografía en luz polarizada del bloque de Brecha de base mostrando fenocristales de Anfíbol y Plagioclasa con golfos de corrosión y texturas en criba respectivamente; **(C)** Ejemplar en luz natural que nos muestra dos variedades de anfíbol y una matriz vítrea a criptocristalina; y **(D)** Imagen en luz natural que indica la presencia de dos líquidos magmáticos, el primero evidenciado por tonalidad gris-blanco y el segundo por una tonalidad color marrón, nótese la oxidación de los bordes de los ferromagnesianos.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

Grupo	Muestra	Localidad	N	E	Roca	Facies del Derrame	Textura	Fenocristales	Glómeros	Matriz
Volcanismo Adakítico Oligoceno Tardío	SMH12-01	Microondas Los Cuates SMH	3259534	524582	Dacita	Bloque de Brecha de Base	Muy porfírica a glomeroporfírica	Pl>Anf>Bta>OxFe-Ti>Opx>Ap	(1) Opx>Opx>OxFe-Ti	Vítrea a Criptocristalina de Pl
	SMH12-02		3260153	524996	Dacita	Vítrea	Traquítica, porfírica a glomeroporfírica	Pl>Anf>OxFe-Ti	(1)Pl>Anf>OxFe-Ti, (2)Pl>Pl, (3)Anf>Pl>OxFe-Ti, (4)Anf>OxFe-Ti	Vítrea con microcristales de Pl>OxFe-Ti
	SMH12-03		3260259	525194	Dacita	Intermedia Silisificada	Traquítica fluidal, porfírica a glomeroporfírica	Pl>Anf>Prx>OxFe-Ti	(1)Pl>Anf>OxFe-Ti	Vítrea a Microcristalina de Pl>OxFe-Ti
Volcanismo Adakítico Oligoceno Tardío/Mioceno Temprano	SLLA12-00	Micronadas Las Avispas, Sierra Libre	3151327	495847	Andesita	Base silisificada	Traquítica porfírica a glomeroporfírica	Pl>Opx>Ol>OxFe-Ti	(1) Pl>Opx	Vítrea a Microcristalina de Pl>Opx>OxFe-Ti
	LC12-01	Falso Cerro Gorgus	3197115	504766	Dacita	Brecha	Porfírica Seriada	Pl>Anf>>Opx>Cpx>OxFe-Ti	(1) Cpx>Cpx>OxFe-Ti	Vítrea a microcristalina de Pl>OxFe-Ti
	WCV12-01		3189661	504251	Dacita	Vítrea	Seriada Porfírica a ligeramente glomeroporfírica	Pl>Anf>OxFe-Ti	(1) Anf>Anf	Traquítica ligeramente vítrea

Tabla 4.1.- Relación de muestras analizadas petrográficamente y agrupadas como Volcanismo Adakítico Oligoceno Tardío y Volcanismo Adakítico Oligoceno Tardío/Mioceno Temprano.

4.1.2 Volcanismo Adakítico Oligoceno Tardío/Mioceno Temprano

El conjunto petrográfico agrupado como Volcanismo Adakítico Oligoceno Tardío/Mioceno Temprano, corresponde a un apilamiento de lavas de composiciones intermedias que varían de Andesitas a Dacitas, estas lavas incluyen a las localidades del Falso Cerro Gorgus (muestras LC12-01 y WCV12-01) y a la localidad del Microondas Las Avispas en la Sierra Libre (muestra SLLA12-00). Cronológicamente la lava más antigua corresponde a la muestra **SLLA12-00 (Figura 4.2A)**, se trata de una Andesita la cual contiene fenocristales euhedrales a subhedrales de Pl>Opx>Ol>OxFe-Ti embebidos en una matriz vítrea a microcristalina de Pl>Opx>Ol>OxFe-Ti, ocasionalmente presenta además, glómeros de Pl>Opx. En esta roca los cristales de Olivino parecen estar fuertemente oxidados y en algunos casos se presentan como pseudomorfos debido a un total reemplazamiento por óxidos de hierro (Figura 4.2A). Tanto plagioclasas como piroxenos presentan tamaños inferiores a 0.25mm y los fenocristales de óxidos de hierro y olivino dimensiones inferiores a 1mm. Este derrame volcánico ha sido fuertemente fracturado y en la vista petrográfica se distinguen además, micro-vetillas rellenas de calcita.

Sobreyaciendo en espacio y tiempo a la unidad magmática anteriormente descrita, en la localidad del Falso Cerro Gorgus se presenta una brecha de base de un derrame Dacítico denominado aquí, Dacita Los Chinos, la cual es muy porfídica de Pl>Anf>Opx>Cpx>>OxFe-Ti (muestra **LC12-01**) mostrando un arreglo porfídico seriado con minerales inferiores a 0.5 mm en una matriz vítrea a microcristalina de Pl>OxFe-Ti. Ocasionalmente este ejemplar presenta glómeros de ferromagnesianos como Cpx>Opx>OxFe-Ti (**Figura 4.2B**); la mayoría de los fenocristales en esta roca presentan pseudomorfismo y las plagioclasas en ocasiones exhiben centros corroídos (**Figura 4.2C**).

El derrame superior a la brecha anteriormente descrita, corresponde a la muestra **WCV12-01**, fechada en este trabajo por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en **23.36±0.39 Ma** (*ver capítulo de Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$*), se trata de una Dacita Los Chinos en su facies vítrea con textura fluidal (**Figura 4.2D**) ligeramente traquítica porfídica con fenocristales de: 40% Plagioclasa (Pl), 20% Anfíbol (Anf) y 10% Óxidos de Hierro-Titanio (OxFe-Ti), embebidos en una matriz vítrea (30%).

La mineralogía se desarrolla de la siguiente manera: las plagioclasas ocurren en fenocristales euhedrales y escasamente subhedrales predominantemente en tamaños inferiores a 0.05 mm o en la matriz con tamaños inferiores a 1.5 mm. Se trata de cristales de oligoclasa de composición homogénea (An10-30). Rara vez se aprecian fenocristales con texturas nubladas o en tamiz, la mayoría de los cristales de Pl están muy fracturados.

Los anfíboles muestran una notable abundancia del orden de 20%; aparecen como fenocristales aislados y orientados por el flujo (**Figura 4.2D**), se desarrollan como cristales euhedrales y predominantemente subhedrales, en la mayoría de los casos con bordes oxidados mostrando tamaños de 0.05 mm a 1.5 mm. Al parecer el anfíbol es del tipo oxi-hornblenda, el cuál presenta tonalidades rojizas y bordes oxidados.

Los óxidos de hierro-titanio son apreciables en un 10% fenocristales con tamaños inferiores a 0.7mm. La matriz de esta roca es principalmente vítrea y constituye un 30% de la roca.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

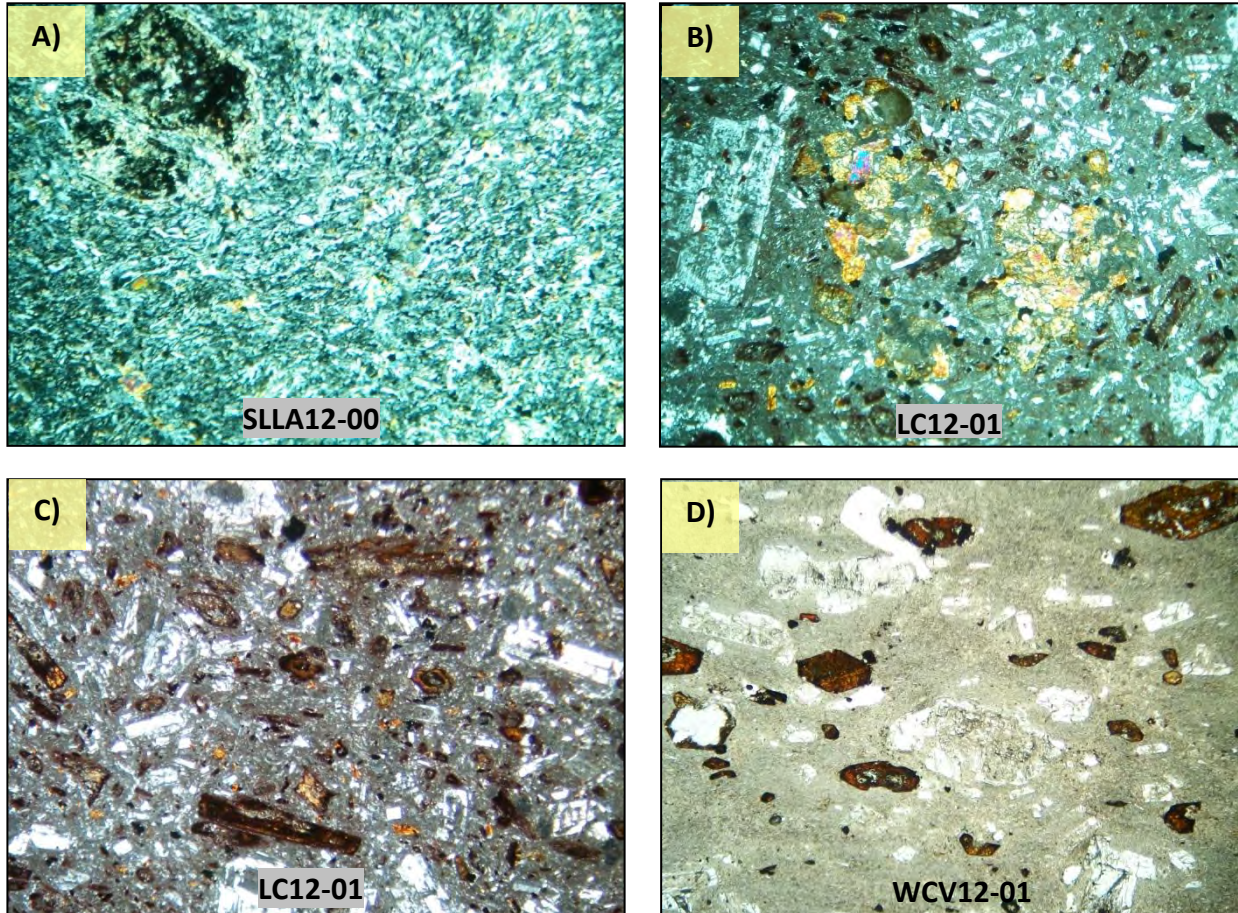


Figura 4.2.- Fotomicrografías de secciones delgadas del volcanismo Adakítico del Mioceno Tardío/Mioceno Temprano vistas en el microscopio petrográfico LEYCA: **(A)** Fotomicrografía en luz polarizada de una Andesita mostrando en primer plano un fenocristal pseudomorfo de Olivino con reemplazamiento de óxidos de hierro; **(B)** Fotomicrografía en luz polarizada donde se aprecian grandes glomeros de Cpx>Cpx>OxFe-Ti en la Dacita Los Chinos; **(C)** Ejemplar en luz polarizada que nos muestra los pseudomorfos de plagioclasa y anfíbol en una matriz vítrea a criptocristalina de la Dacita Los Chinos; y **(D)** Imagen en luz natural que indica la presencia de una textura fluidal evidenciada por la orientación mineral de anfíbol y plagioclasa.

4.1.3 Volcanismo Adakítico del Mioceno Temprano

El conjunto petrográfico agrupado como Volcanismo Adakítico del Mioceno Temprano, se refiere exclusivamente al magmatismo generado en las primeras etapas de este periodo y que aún no ha sido asignado a una formación volcánica; estas rocas, corresponden a lavas de composiciones intermedias que varían de andesitas a dacitas, las cuales se encuentran bien expuestas en la localidad de Microondas Las Avispas y son representadas por las muestras SLLA12-01A, SLLA12-05A y SLLA12-05B (Figura 4.3).

Cronológicamente la lava más antigua corresponde a la muestras SLLA12-05A (facies fluidal) y SLLA12-05B (facies vítrea de base), este ejemplar fue fechado por Till et al., 2009 en 19.5 ± 0.1 Ma. La Dacita correspondiente a la muestra SLLA12-05A (Figura 4.3B), presenta una textura ligeramente seriada la cual es evidenciada por la orientación o seriación de los fenocristales de anfíbol y plagioclasa, variando a una textura ligeramente traquítica en la matriz. En general esta roca es porfídica a ligeramente glomeroporfídica de Pl>Anf>Bta>OxFe-Ti en una matriz vítrea a criptocristalina de Pl>OxFe-Ti (Figura 4.3B). En este ejemplar es posible identificar al menos 2 generaciones de anfíbol, uno rojizo posiblemente correspondiente a la variedad oxi-hornblenda y uno con una tonalidad más verdosa atribuida quizás a un mayor contenido en magnesio, además en las variedades rojizas, es común visualizar estos minerales con golfos de corrosión y bordes oxidados, simulando en algunos casos cristales pseudomorfos. En el caso de las plagioclasas, se pueden apreciar texturas en criba y fenocristales con centros corroídos. La mayoría de los fenocristales en este ejemplar, muestran dimensiones menores a 1 mm, además en este ejemplar se aprecian microvetillas rellenas de caliche.

La facies vítrea a la base de la lava antes descrita, es representada por el ejemplar SLLA05B (Figuras 4.3C y 4.3D), se trata de una Dacita porfídica de fenocristales de Pl>Anf>Bta>OxFe-Ti>Zrc, identificándose en este ejemplar al menos 4 generaciones de glómeros: (1) Bta>Anf>Pl>OxFe-Ti; (2) Bta>Anf; (3) Pl>Pl y (4) Pl>Bta>Zrn>OxFe-Ti, Tabla 4.2. Estos minerales se encuentran dentro de una matriz vítrea a criptocristalina de Pl y escasos OxFe-Ti. La plagioclasa presumiblemente abunda como xenocristales con bordes

corroidos y cristales euhedrales a subhedrales menores a 0.5mm en ocasiones con zoneamiento evidente (Figura 4.3D). Particularmente los Anfíboles, presentan centros rellenos con OxFe-Ti principalmente en las caras basales (Figura 4.3C).

El derrame superior del magmatismo anteriormente descrito, corresponde a la muestra SLLA12-01A (Figura 4.3A), fechada en este trabajo por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 18.63 ± 0.22 Ma (ver capítulo de Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), se trata de una Dacita vítrea con textura dimensional seriada (seriación evidenciada por los anfíboles) a ligeramente traquítica porfídica a glomeroporfídica con fenocristales de: 60% Plagioclasa (Pl), 30% Anfíbol (Anf), 2% Cuarzo (Czo), 20% Óxidos de Hierro-Titanio (OxFe-Ti) y 1% Biotita (Bta), embebidos en una matriz vítrea (5%) con escasos cripto-fenocristales de Pl y OxFe-Ti. En este ejemplar fue posible observar al menos 2 generaciones de escasos glómeros como se describe en la Tabla 4.2.

La mineralogía se desarrolla de la siguiente manera: Las plagioclasas ocurren en cristales euhedrales y escasamente xenomorfos, ya sea como fenocristales o como glómeros predominantemente en tamaños inferiores a 0.05 mm o en la matriz con tamaños inferiores a 0.02 mm. Escasamente se muestran fenocristales de plagioclasa de hasta 2 mm. Se trata de cristales de oligoclasa de composición homogénea (An10-30) a veces con variaciones a An 30-50. En algunos casos, es posible apreciar fenocristales con texturas nubladas o en tamiz (Figura 4.3A).

Los anfíboles muestran una notable abundancia; aparecen como fenocristales aislados o escasamente en glómeros con un desarrollo de cristales euhedrales y subhedrales en algunos casos con bordes oxidados mostrando tamaños de 0.05 mm a 0.7 mm. Al parecer en esta muestra se presentan dos generaciones de anfíboles, uno del tipo hornblenda y otro del tipo oxi-hornblenda, el cuál es el que presenta tonalidades rojizas y bordes oxidados. Los óxidos de hierro-titanio son apreciables en fenocristales con tamaños inferiores a 0.2mm. La biotita se presenta en escasos cristales euhedrales de 1 a 2 mm y el cuarzo en cristales engolfados anhedrales aislados de hasta 4mm.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

Grupo	Muestra	Localidad	N	E	Roca	Facies del Derrame	Textura	Fenocristales	Glómeros	Matriz
Volcanismo Adakítico Mioceno Temprano	SLLA12-01A	Microondas Las Avispas, Sierra Libre	3150441	495816	Andesita	Fluidal	Muy porfírica a glomeroporfírica traquítica	Pl>Anf>Czo>OxFe-Ti>Bta	Muy escasos (1) Anf>Anf y (2) Pl>Pl	Vítrea a escasamente criptocristalina de Pl>OxFe-Ti
	SLLA12-05A		3153833	496600	Dacita	Fluidal	Porfírica a glomeroporfírica traquítica	Pl>Anf>Bta>OxFe-Ti	(1)Pl>Anf>OxFe-Ti,	Vítrea a criptocristalina de Pl>OxFe-Ti
	SLLA12-05B		3153833	496600	Dacita	Vítrea	Porfírica a glomeroporfírica	Pl>Anf>Bta>OxFe-Ti>Zrn	(1) Bta>Anf>Pl>OxFe-Ti; (2) Bta>Anf; (3) Pl<Pl y (4) Pl>Bta>OxFe-Ti>Zrn	Vítrea a Microcristalina de Pl y escasos OxFe-Ti

Tabla 4.2.- Relación de muestras analizadas petrográficamente y agrupadas como Volcanismo Adakítico Mioceno Temprano.

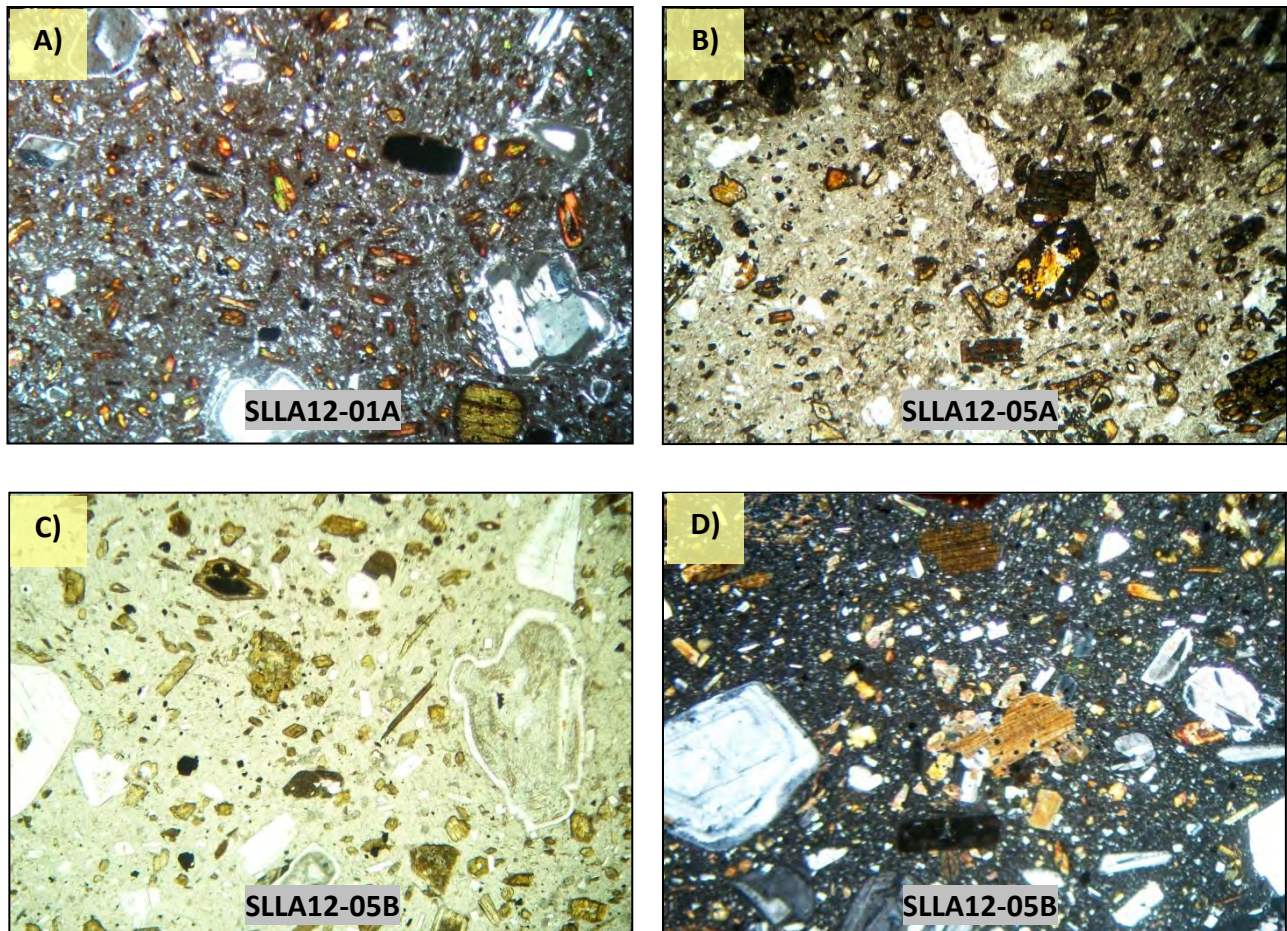


Figura 4.3.- Fotomicrografías de secciones delgadas del volcanismo Adakítico Mioceno Temprano vistas en el microscopio petrográfico LEYCA: **(A)** Aspecto de la facies traquítica fluidal de una Andesita-Adakita, mostrando la abundancia en anfíbol y la presencia de plagioclasas con bordes corroídos; **(B)** Fotomicrografía en luz natural mostrando la abundancia en fenocristales de Pl>Anf>Bta>OxFe-Ti; **(C)** Ejemplar SLLA12-05B en luz natural que nos muestra los grandes fenocristales de Pl desestabilizadas y anfíboles con centros reemplazados por OxFe-Ti; y **(D)** Imagen en luz polarizada que indica a la izquierda una plagioclasa con zoneamiento y al centro un glomero de Bta>Anf>Pl>OxFe-Ti.

4.1.4 Formación volcánica Cerro Prieto (Mioceno Temprano)

Este magmatismo inicialmente descrito como Unidad volcánica Cerro Prieto, ha sido ampliamente descrito en Cerro Prieto, Rayón, Sonora por [Gómez-Valencia \(2011\)](#), quien fechó el ejemplar **CPR09-09** ([Figura 4.4A](#)) por el método geocronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en **16.30±0.63 Ma**, (ver capítulo de Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). En si la Formación volcánica Cerro Prieto, corresponde a un apilamiento de derrames de andesitas porfídicas (Pl>Cpx>Opx>Ol>OxFe-Ti) a glomeroporfídicas de matriz vítrea y en algunos casos vesiculares. En estas lavas, ocasionalmente, ocurre un olivino probablemente fayalítico, de forma tardía dentro de bandas de flujo y también olivino con texturas esqueléticas ([Figura 4.4A](#)). En algunas acumulaciones de fenocristales (glómeros) en este grupo es posible establecer un orden de cristalización a partir de la forma y tamaño de los cristales, cristalizando primero la plagioclasa, seguida por el ortopiroxeno, luego el clinopiroxeno y, finalmente, el olivino. Las evidencias de reacción en la mineralogía de estas lavas y la presencia de fases cristalinas que no pueden estar en equilibrio, sugiere una interacción entre líquidos magmáticos de composiciones contrastantes. Evidencia de ello reside también en la presencia de plagioclasas nubladas o en criba. Cabe señalar la presencia de olivinos completamente alterados en los glómeros, indicando posiblemente la mezcla de magmas, ya que el olivino parece no estar en equilibrio en estas lavas ([Gómez Valencia et al., 2009](#), [Gómez-Valencia et al., 2010a](#) y [Gómez-Valencia, 2011](#)); otra explicación es que cristalizó a una mayor profundidad y se alteró por la pérdida en la fugacidad del oxígeno.

Un poco más al Sur de Rayón, Sonora, en la localidad del Ejido La Labor, Pueblo Nuevo, se detectó la presencia de este magmatismo, el cual es ejemplificado por el ejemplar **ELL12-01** ([Figura 4.4B](#) y [Tabla 4.3](#)), se trata de una andesita con textura porfídica a glomeroporfídica de fenocristales de Pl>Cpx>Opx>Ol>OxFe-Ti los cuales se encuentran distribuidos en una matriz vítrea a criptocristalina con textura traquítica de Pl>OxFe-Ti. Este ejemplar presenta aproximadamente un 70% de fenocristales, predominantemente de plagioclasa con tamaños inferiores a 0.5 mm mostrando principalmente formas euhedrales ([Figura 4.4B](#)). El olivino con cantidades de 5 a 10%, se encuentra completamente alterado

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

mostrando tonalidades rojizas con formas rómbicas a esqueletales y en algunos casos variando generalmente a formas subhedrales, además en el caso de las formas rómbicas, se aprecia un zoneamiento en los cristales. El piroxeno varía de clinopiroxeno a ortopiroxeno, predominando el primero; este mineral tiene formas subhedrales y tamaños inferiores a 0.2 mm.

Grupo	Muestra	Localidad	N	E	Roca	Facies del Derrame	Textura	Fenocristales	Glomeros	Matriz
Formación volcánica Cerro Prieto (Mioceno Temprano)	CPR09-09	Rayón	3275739	533267	Andesita	Nivel Intermedio	Glomeroporfirica a porfirica	Pl>Ol>Cpx>Opx>OxFe-Ti	Muy escasos (1) Pl>Ol>Cpx	Vítrea afieltrada con microlitos de Pl>OxFe-Ti
	ELL12-01	Ejido La Labor	3153833	496600	Andesita	Vesicular a amígdalar	Porfirica a glomeroporfirica traquíutica	Pl>Ol>>Cpx>Opx>OxFe-Ti	(1) Cpx>Cpx; (2) Ol>Ol; (3) Ol>Cpx>Opx>OxFe-Ti	Vítrea a criptocristalina de Pl>OxFe-Ti

Tabla 4.3.- Relación de muestras analizadas petrográficamente y agrupadas como Formación volcánica Cerro Prieto (Mioceno Temprano).

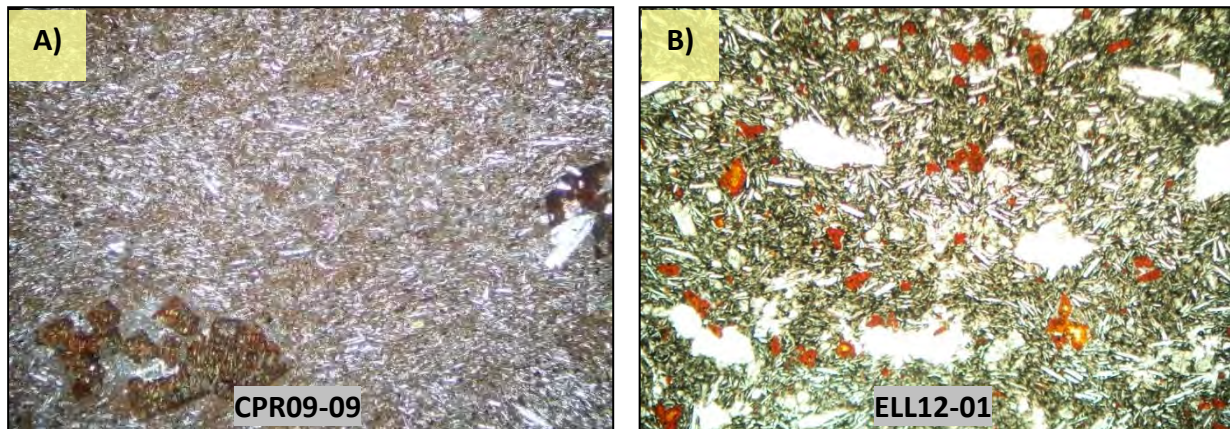


Figura 4.4.- Fotomicrografías de secciones delgadas de las rocas correspondientes a la Formación volcánica Cerro Prieto (Mioceno Temprano): **(A)** Imagen en luz polarizada tomada en el microscopio petrográfico ZEISS por Gómez-Valencia, 2011 en la que se muestra un fenocristal esquelético de olivino iddingsitizado; y **(B)** Fotomicrografía en luz natural mostrando la abundancia vesículas y fenocristales de olivino iddingsitizado.

4.1.5 Formación volcánica Las Agujas (Mioceno Medio)

Este magmatismo inicialmente descrito como Unidad volcánica Las Agujas, ha sido ampliamente estudiado en el Cerro Las Agujas, Rayón, Sonora por [Gómez-Valencia \(2011\)](#), quién fechó el ejemplar **CLNR10-03B** ó **CLNR12-01A** ([Figura 4.5A](#)) por el método geocronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en **14.88±0.48 Ma** (ver capítulo de Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).

En general, la Formación volcánica Las Agujas corresponde a cuerpos hipabisales dacíticos-andesíticos altamente cristalinos porfídicos (Pl>Cpx>Opx>Ox>Fe-Ti>Hbl) a glomeroporfídicos de matriz microcristalina a criptocristalina. En algunas de estas lavas se observan fenocristales de hornblenda ([Figura 4.5B y Tabla 4](#)), tanto en la matriz como en megacristales; en la mayoría de los casos los fenocristales se encuentran parcialmente oxidados. El Cpx y el Opx muestran una notable abundancia; en los cuerpos hipabisales, el Opx está en desequilibrio y es englobado por el Cpx en una matriz criptocristalina. Las plagioclasas ocurren en cristales euhedrales, ya sea como fenocristales, como glómeros o en la matriz. La oligoclasa en estas rocas es de composición homogénea (An10-30), a veces altera a albita (Ab 0-10) en las rocas hipabisales. En algunos casos, es posible apreciar fenocristales con texturas nubladas y en otros cristales rotos. El ortopiroxeno y el clinopiroxeno aparecen sólo como fenocristales, aislados o en cúmulos, con un desarrollo de cristales subhedrales a anhedrales.

Este magmatismo en su extremo más intermedio, fue detectado en la región de Pueblo Nuevo en el Cerro La Labor, representándose con el ejemplar **ELL12-03** ([Figura 4.5C](#)), correspondiente a una lava Andesítica vítrea a criptocristalina con textura traquítica porfídica a glomeroporfídica con fenocristales de Pl>Cpx>OxFe-Ti>Ol, donde el fenocristal dominante es la plagioclasa. Las plagioclasas de mayor tamaño (hasta 0.5mm) presentan formas euhedrales con evidentes texturas de zoneamiento. Para esta lava fue posible identificar 3 generaciones de glómeros ([Tabla 4.4](#)): (1) Cpx>Pl>Ol; (2) Cpx>Ol; y (3) Pl>Ol. El olivino por su parte, presenta texturas pseudo-esqueletales iddingsitizada, en alguno casos, en los glómeros es posible contextualizar al olivino en una posición tardía dentro de la historia de cristalización de los minerales.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

Por otra parte en la porción NE de la Sierra Siete Cerros, Hermosillo, también aflora a la base una lava correlacionable con la Formación volcánica Las Agujas. Se trata de rocas porfídicas a glomeroporfídicas de pseudomorfos de $Pl>FA>Hbl>OxFe-Ti$ (muestra **7C12-16**, **Figura 4.5D**). En el ejemplar se puede apreciar una textura traquítica remanente con fenocristales de $Pl>FA>Hbl$ que han sido parcial o completamente reemplazados por carbonatos y óxidos de fierro (volviéndose cristales pseudomorfos). En las zonas donde se han localizado glomeros (dimensiones de hasta 1.5cm) de $Hbl>Pl$ (**Tabla 4.4**) existe un mayor reemplazamiento por carbonatos (calcita). Este ejemplar presenta una intensidad de alteración moderada según la clasificación de [Gifkins et al., 2005](#) para rocas volcánicas alteradas, mostrando estructuras pseudomorfos en los fenocristales de anfíbol, los cuales presentan formas automorfos (caras basales) a pseudomorfos fáciles de distinguir debido al reemplazamiento por $OxFe-Ti$ que tienen estos fenocristales (**Figura 4.5D**).

Grupo	Muestra	Localidad	N	E	Roca	Facies del Derrame	Textura	Fenocristales	Glomeros	Matriz
Formación volcánica Las Agujas (Mioceno Medio)	CLNR10-03B ó CLNR12-01A	Rayón	3283379	525190	Dacita hipabisal	Nivel Intermedio	Porfírica a glomeroporfírica	$Pl>Cpx>OxFe-Ti$	(1) $Pl>Cpx$	Criptomorfos de $Pl>OxFe-Ti$
	BET08-03		3281812	528818	Dacita hipabisal	Brecha de arrastre	Porfírica a glomeroporfírica traquítica	$Pl>OxFe-Ti>Hbl$	NP	Criptomorfos de $Pl>OxFe-Ti$
	ELL12-03	Ejido La Labor	3245953	521523	Dacita	Nivel de base	Porfírica ligeramente seriada	$Pl>Cpx>OxFe-Ti>OI$	(1) $Cpx>OI>Pl$; (2) $Cpx>OI$ y (3) $Pl>OI$	Vítrea a criptomorfos de $Pl>OxFe-Ti$
	7C12-16	Sierra Siete Cerros	3194643	463565	Dacita hipabisal	Nivel Intermedio	Porfírica a glomeroporfírica	Pseudomorfos de $Pl>Hbl>OxFe-Ti$	(1) $Hbl>Pl$	Microcristalina de $Pl>OxFe-Ti$

Tabla 4.4.- Relación de muestras analizadas petrográficamente y agrupadas como Formación volcánica Las Agujas (Mioceno Medio).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

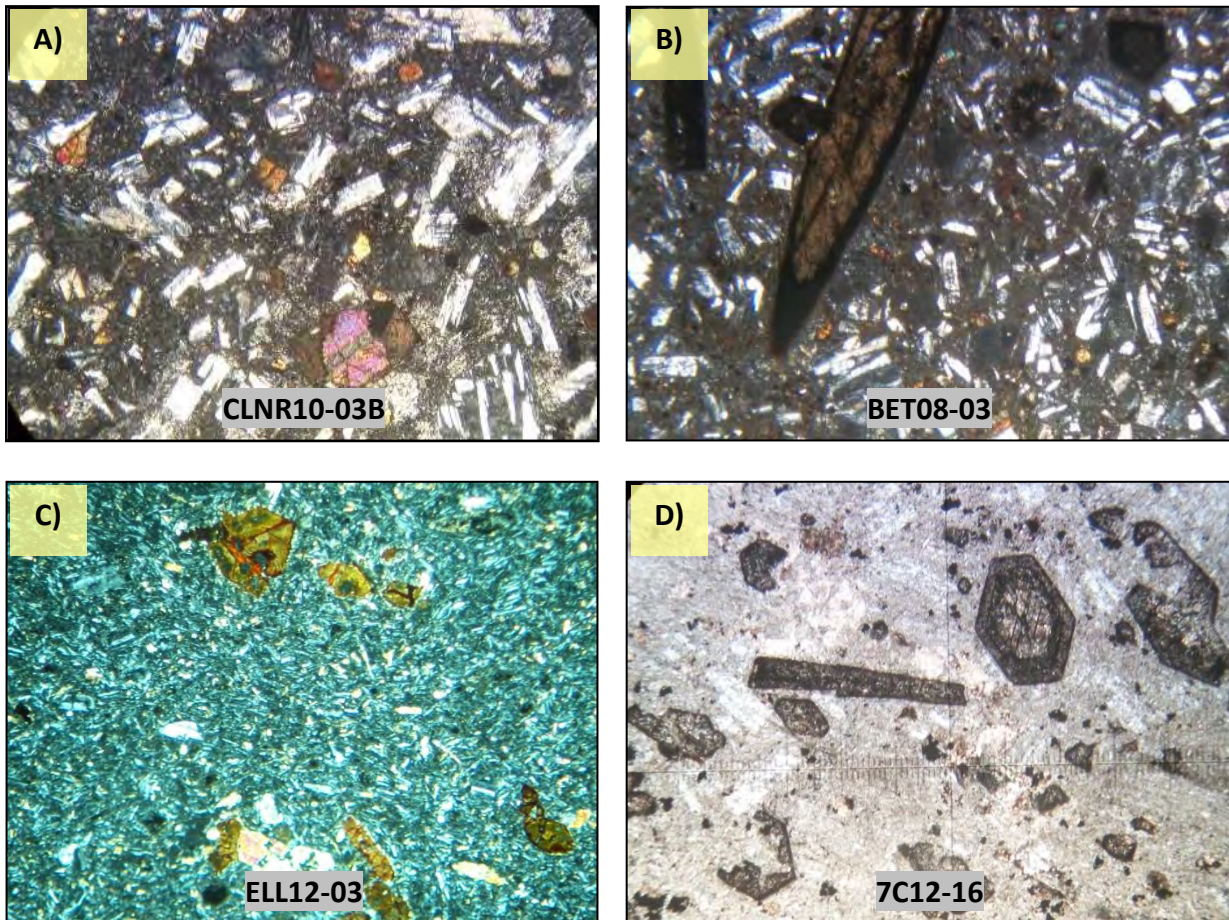


Figura 4.5.- Fotomicrografías de secciones delgadas de las rocas correspondientes a la Formación volcánica Las Agujas (Mioceno Medio): **(A)** Imagen en luz polarizada tomada en el microscopio petrográfico ZEISS por Gómez-Valencia, 2011 en la que se muestran glomerados de Pl>Cpx; **(B)** Fotomicrografía en luz polarizada tomada en el microscopio petrográfico ZEISS por Gómez-Valencia, 2011 en la que se exponen grandes fenocristales de Hbl con bordes oxidados; **(C)** Ejemplar en luz polarizada tomado con el microscopio petrográfico LEYCA, donde se aprecia una clara textura traquítica y se evidencian los fenocristales de olivino iddingsitizado; y **(D)** Muestra 7C12-16 tomada en luz natural con el microscopio petrográfico ZEISS, donde se aprecian los pseudomorfos de anfíbol y plagioclasa.

4.1.6 Formación volcánica La Golondrina (Mioceno Medio?)

Este magmatismo aflora en la Sierra Picú localizada al NE de Puerto Libertad, Sonora; en esta localidad se detectaron 3 Formaciones volcánicas de naturaleza Adakítica (ver capítulo de geoquímica): **(1)** Formación volcánica La Golondrina; **(2)** Formación volcánica Cerro Picú y **(3)** Formación volcánica Las Lomitas.

La Formación volcánica La Golondrina, se caracteriza por estar evidenciada por 3 pulsos magmáticos lávicos y explosivos conservando en algunos casos un arreglo mineral constituido principalmente por Pl>FA>Anf>Cpx>Opx>OxFe-Ti>Zrc>Ap, muy escasa Bta y algunas facies con xenocristales de Czo, en todos los casos la plagioclasa es el fenocristal dominante y en composición es predominantemente oligoclasa. En esta Formación, se identificaron en sus facies al menos 5 generaciones de glomeros: (1) Pl>Anf>Bta>OxFe-Ti; (2) Pl>Anf>OxFe-Ti; (3) Pl>Cpx>OxFe-Ti; (4) Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti y (5) Cpx>Opx>OxFe-Ti, presentes o no dependiendo de la litofacies en la que se encuentre (ver **Tabla 4.5**), aclarando que la biotita se presenta escasa y exclusivamente en los glomeros.

El primer pulso magmático es representado por las muestras **SEP12-01A**, **SEP12-01B**, **SEP12-01C** y **SEP12-02** (**Figuras 4.6A**, **4.6B**, **4.6C** y **4.6D**), el cual varía en facies de enfriamiento mostrando a la base texturas vítreas perlíticas a vítreas microcristalinas con microfenocristales de Pl>OxFe-Ti. Parece haber dos flujos en estas rocas, uno evidenciado por una alta microcristalinidad de Pl>OxFe-Ti y otro muy vítreo, ambos provocando a su vez, una visible cristalización en parches.

Los fenocristales de anfíbol varían en dimensiones de 0.25 a 3mm; existen cristales engolfados de anfíbol donde en los bordes y sectores engolfados, presentan una concentración de óxidos de hierro. Los piroxenos presentan coronas de reacción donde estos bordes albergan una concentración de microfenocristales de Pl>Anf>OxFe-Ti; además, también hay pseudomorfos de anfíbol con reemplazamiento por cristales aciculares a radiales de epidota, rellenos de óxidos y jarosita. Las Plagioclasas se presentan en dimensiones menores a 1.5mm y en variedades con golfos de corrosión, bordes corroidos y texturas zoneadas; algunas plagioclasas presentan vidrio en sus centros.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

El segundo pulso magmático es representado por la muestra **SEP12-03 (Figura 4.6E)**, correspondiente a una Toba lítica con cristales (Dacita) porfírica de fenocristales de $Pl > FA > Anf > Cpx > OxFe-Ti$, donde el fenocristal dominante es la plagioclasa y el feldespato alcalino. En este material magmático, el anfíbol presenta dimensiones inferiores a 0.5mm. Las plagioclasas de mayor tamaño (hasta 0.5mm) presentan formas euhedrales con evidentes texturas de zoneamiento. Para este depósito piroclástico fue posible identificar 2 generaciones de glómeros (**Tabla 4.5**): (1) $Cpx > Cpx$ y (2) $Anf > Anf$. Finalmente es importante mencionar que hay sectores con reemplazamiento por calcita y que existe una elevada concentración de líticos de Andesitas-Dacitas con texturas traquíticas muy porfíricas de $Anf > Pl$.

Finalmente, el tercer pulso magmático de la Formación volcánica La Golondrina de la Sierra Picú, es ejemplificado por la muestra **SEP12-05 (Figura 4.6F)**, la cual presenta una textura sutilmente fluidal porfídica a glomeroporfídica de fenocristales de $Pl > Anf > OxFe-Ti$, evidenciando la presencia de al menos dos generaciones de glómeros (**Tabla 4.5**): (1) $Anf > Pl > OxFe-Ti$ y (2) $Pl > Anf$, donde tanto fenocristales como glómeros, son englobados por una matriz vítrea a criptocristalina en parches de plagioclasa. La plagioclasa presenta dimensiones inferiores a 1.5 mm con formas euhedrales a subhedrales. Por su parte el anfíbol, en su mayoría de formas subhedrales predominantemente, presenta bordes oxidados y en algunos casos centros corroidos.

Grupo	Muestra	Localidad	N	E	Roca	Facies del Derrame	Textura	Fenocristales	Glómeros	Matriz
Formación volcánica La Golondrina (Mioceno Medio?)	SEP12-01A	Sierra Picú	3329614	366974	Dacita vítrea	Facies superior	Porfírica a glomeroporfírica traquítica	$Pl > FA > Anf > Bta > Opx > OxFe-Ti$	(1) $Pl > Anf > Bta > OxFe-Ti$; (2) $Pl > Anf > OxFe-Ti$	Vítrea a microcristalina de $Pl > OxFe-Ti$
	SEP12-01B		3329372	366857	Dacita vítrea	Nivel Intermedio	Porfírica	$Pl > FA > Anf > Cpx > Opx > OxFe-Ti > Zrn$	NP	Vítrea a microcristalina en parches de $Pl > OxFe-Ti$
	SEP12-01C		3329372	366857	Dacita vítrea	Nivel de base	Traquítica por sectores, porfírica a glomeroporfírica	$Pl > FA > Anf > Cpx > OxFe-Ti > Zrn > Ap$	(1) $Pl > Cpx > OxFe-Ti$; (2) $Pl > Cpx > Opx > OxFe-Ti$ y (3) $Cpx > Opx > OxFe-Ti$	Vítrea ligeramente perlítica con microcristales de $Pl > OxFe-Ti$
	SEP12-02		3329390	366885	Andesita	Nivel de base	Microvesicular, fluidal porfírica a glomeroporfírica	$Pl > Opx > Cpx > OxFe-Ti$	(1) $Pl > Opx > Cpx > OxFe-Ti$; y (2) $Pl > Opx > OxFe-Ti$	Vítrea ligeramente traquítica con criptocristales de Pl
	SEP12-03		3327363	367577	Toba lítica con cristales (Dacita)	Nivel superior de Ignimbrita	Porfírica muy lítica	$Pl > FA > Anf > Cpx > OxFe-Ti$ y xenocristales de Czo	(1) $Cpx > Cpx$ y (2) $Anf > Anf$	Silisificada con abundancia en microfenocristales de Pl y FA principalmente
	SEP12-05		3324553	366607	Dacita vítrea	Nivel Intermedio	Porfírica a glomeroporfírica sutilmente fluidal	$Pl > Anf > OxFe-Ti$	(1) $Anf > Pl > OxFe-Ti$ y (2) $Pl > Anf$	Vítrea a criptocristalina en parches de Pl

Tabla 4.5- Relación de muestras analizadas petrográficamente y agrupadas como formación volcánica La Golondrina (Mioceno Medio?).

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

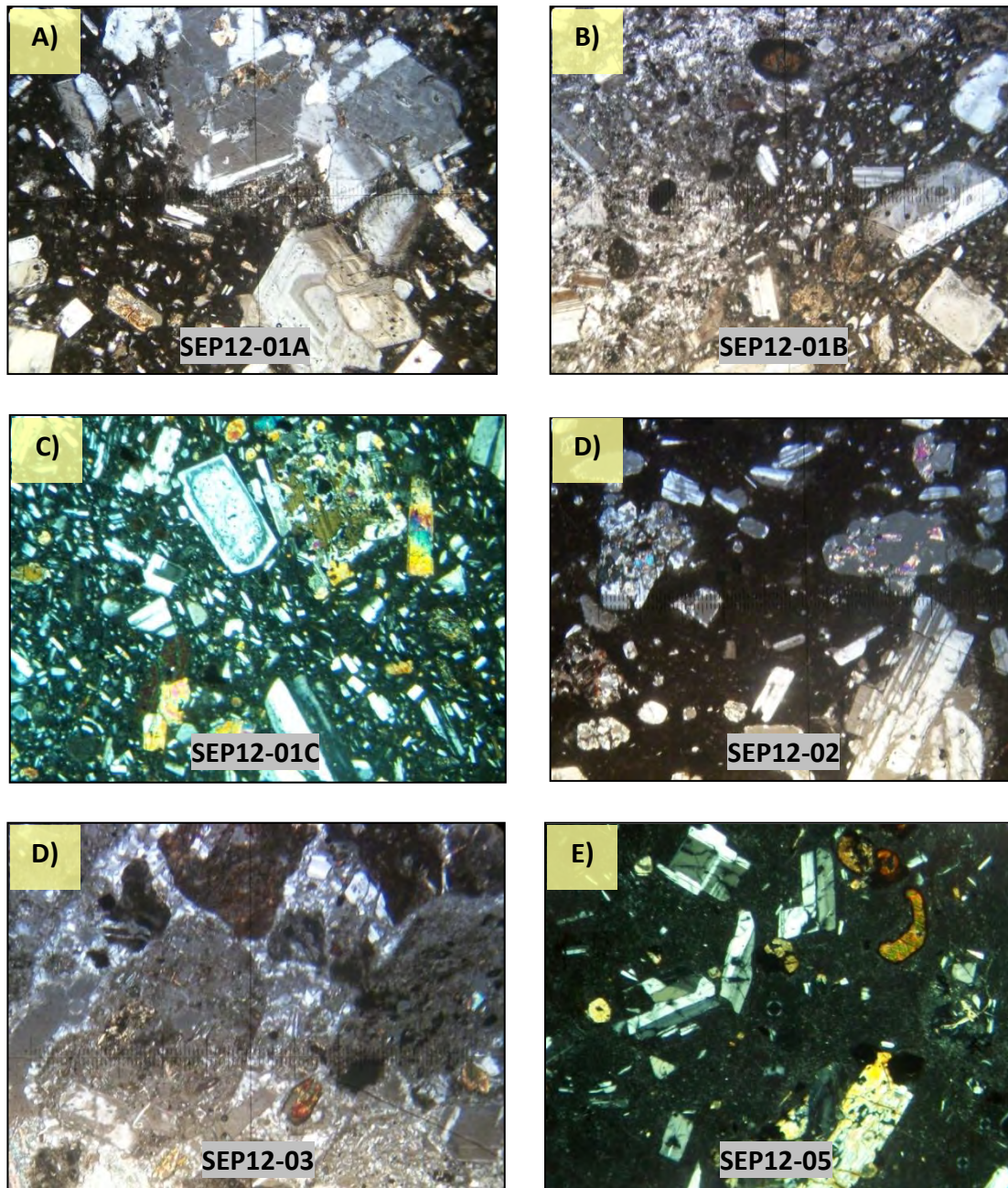


Figura 4.6.- Fotomicrografías de secciones delgadas de las rocas correspondientes a la Formación volcánica Las Golondrina (Mioceno Medio?): **(A)** Imagen en luz polarizada tomada en el microscopio petrográfico LEYCA donde se muestra un glomero de Pl con vidrio en el centro; **(B)** Fotomicrografía en luz polarizada donde se expone el contacto de un lityc. en la esquina superior izquierda; **(C)** Ejemplar en luz polarizada tomado con el microscopio petrográfico LEYCA, donde se aprecia un glómero con piroxeno con bordes de reacción; **(D)** Muestra SEP12-02 tomada en luz polarizada donde se aprecia la abundancia en glómeros de Pl>Opx>Cpx>OxFe-Ti; **(E)** Toba lityc. con cristales donde se puede apreciar los fenocristales de anfíbol; y **(F)** Imagen en luz polarizada poniendo en realce la presencia de anfíbol y plagioclasa, nótese los bordes oxidados en los anfíboles. 34

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

4.1.7 Formación volcánica Cerro Picú (Mioceno Medio)

Este magmatismo aflora exclusivamente en la Sierra Picú y es representando por los ejemplares SEP12-12, SEP12-13A y SEP12-13B (Figura 4.7), correspondientes lavas andesíticas ligeramente traquíticas (Figura 4.7A) muy porfídicas de Pl>Opx>Cpx>Anf>Ox>Fe-Ti (Tabla 4.6) a glomeroporfídicas de matriz vítrea a microcristalina ocasionalmente criptocristalina de Pl>OxFe-Ti. En algunas de estas lavas se observan fenocristales de hornblenda como megacrístales (Figura 4.7B); en la mayoría de los casos los fenocristales se encuentran con bordes oxidados y centros corroídos. El Cpx y el Opx muestran una notable abundancia en los glómeros principalmente con un desarrollo de cristales subhedrales a anhedrales (es importante destacar que los glómeros llegan a tener dimensiones de hasta 3.5 mm, Figuras 4.7C y 4.7D); en el caso de la roca SEP12-12 existen escasos piroxenos y estos han sido reemplazados por calcita convirtiéndose en pseudomorfo al igual que los anfíboles. Las plagioclasas tienen tamaños inferiores a 0.75 mm y ocurren en cristales euhedrales a subhedrales, ya sea como fenocristales, como glómeros o en la matriz. Se trata principalmente de cristales de oligoclasa, los cuales en algunos casos presentan centros con reemplazamiento por calcita y fenocristales con texturas corroídas y nubladas (Figura 4.7A). En general estas lavas presentan una intensidad de alteración moderada según la clasificación de Gifkins et al., 2005.

Grupo	Muestra	Localidad	N	E	Roca	Facies del Derrame	Textura	Fenocristales	Glómeros	Matriz
Formación volcánica Cerro Picú (Mioceno Medio)	SEP12-12	Sierra Picú	3321090	367550	Andesita	Nivel Intermedio	Traquítica porfírica a glomeroporfírica	Pl>Cpx>OxFe-Ti	(1) Pl>Pl y (2) Cpx>Cpx>OxFe-Ti	Vítrea a microcristalina de Pl>OxFe-Ti
	SEP12-13A		3324469	366502	Andesita	Nivel Intermedio	Traquítica por sectores, porfírica a glomeroporfírica	Pl>Opx>Cpx>Anf>OxFe-Ti	(1) Pl>Opx>OxFe-Ti; y (2) Pl>Cpx>OxFe-Ti	Criptocristalina traquítica de Pl>OxFe-Ti
	SEP12-13B		3324278	366576	Andesita	Nivel Intermedio	Microvesicular porfírica a glomeroporfírica	Pl>Opx>Cpx>OxFe-Ti	(1) Pl>Opx>Cpx>OxFe-Ti; (2) Cpx>Cpx; (3) Cpx>OxFe-Ti y (4) Pl>Pl	Vítrea traquítica con microcristales de Pl>OxFe-Ti

Tabla 4.6- Relación de muestras analizadas petrográficamente y agrupadas como Formación volcánica Cerro Picú de la Sierra Picú, Sonora (Mioceno Medio).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

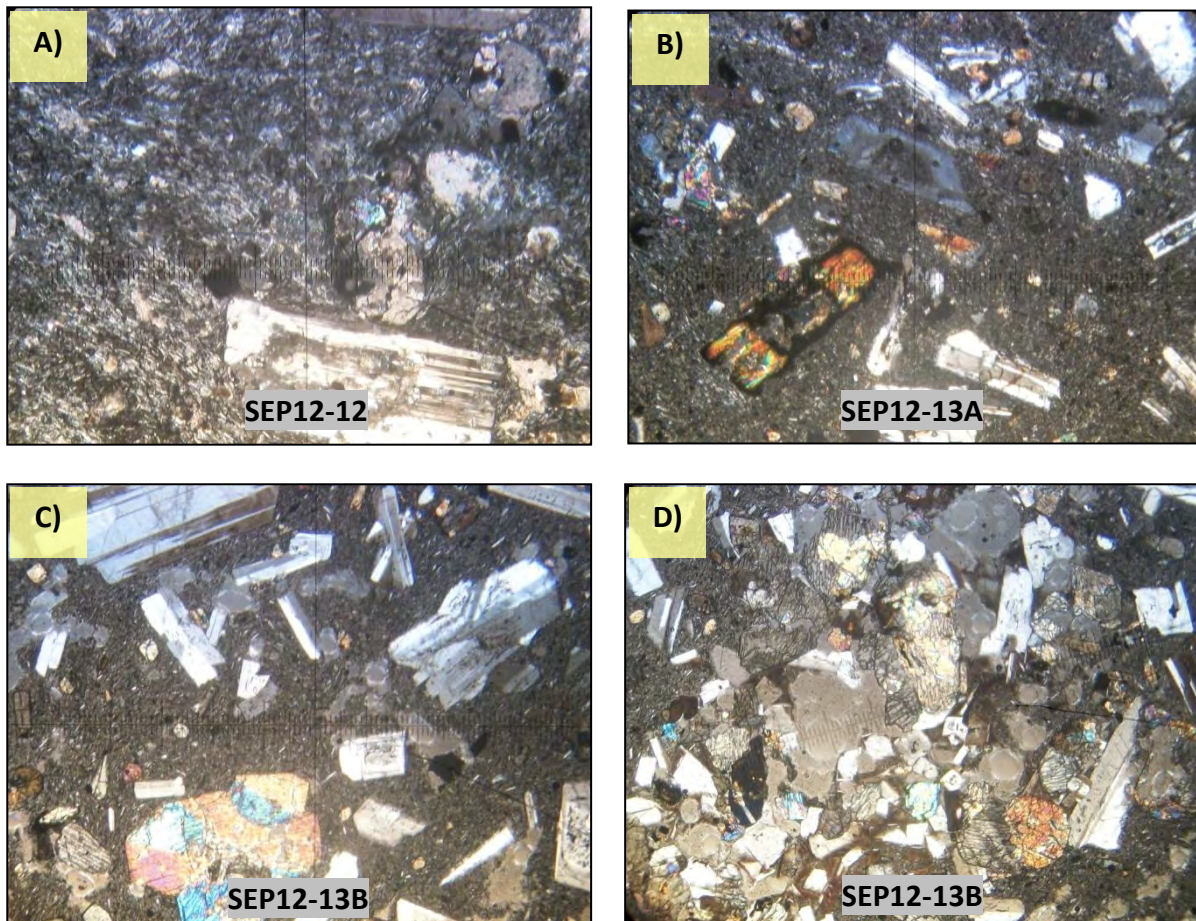


Figura 4.7.- Fotomicrografías de secciones delgadas en luz polarizada (tomadas en un microscopio LEYCA) de las rocas correspondientes a la Formación volcánica Cerro Picú (Mioceno Medio): **(A)** Imagen donde se muestra una textura traquítica bordeando a un glómero de $Pl > Cpx > Opx > OxFe-Ti$ y un fenocristal de plagioclasa con centro corroído; **(B)** Fotomicrografía que expone la abundancia en fenocristales de plagioclasa y la presencia de anfíbol con bordes oxidados en estas lavas; **(C)** Ejemplar donde se aprecia un glómero con abundantes clinopiroxenos; y **(D)** Detalle en el lente 10X mostrando un glómero de $Pl > Opx > Cpx > OxFe-Ti$.

4.1.8 Formación volcánica Las Lomitas (Mioceno Medio)

La Formación volcánica Las Lomitas aflora en la porción este de la Sierra Picú, Puerto Libertad, Sonora. Inicialmente este magmatismo fue agrupado dentro de unidades volcánicas intermedias y se fechó en 12.7 ± 0.4 Ma por [Gastil y Krummenacher \(1977\)](#). Por otra parte, en el presente trabajo de maestría, se detectó una afinidad adakítica para este magmatismo (*ver capítulo de Geoquímica*), siendo hasta el momento el más joven detectado en Sonora.

Esta formación es bien representada por 3 pulsos magmáticos muy porfídicos de Pl>FA>Cpx>Opx>Anf> Bta>OxFe-Ti a glomeroporfídicos de al menos 10 variedades de glómeros acumulados dependiendo de la litofacies en la que se encuentren: (1) Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti; (2) Pl>Bta>OxFe-Ti; (3) Bta>Cpx>OxFe-Ti; (4) Opx>Bta>Pl>OxFe-Ti; (5) Cpx>OxFe-Ti; (6) Pl>Anf>OxFe-Ti; (7) Pl>Anf>Opx>OxFe-Ti; (8) Pl>Cpx>OxFe-Ti; (9) Bta>Pl y (10) Cpx>Opx>OxFe-Ti. Estos pulsos magmáticos son ejemplificados con los ejemplares SEP10-01, SEP12-04A, SEP12-04B, SEP12-04C, SEP12-07, SEP12-09, SEP12-10, SEP12-06A y SEP12-11 ([Figura 4.8](#), [Figura 4.9](#) y [Tabla 4.7](#)).

Estos magmas muestran perlíticas, vítreas, traquíticas y micro a criptocristalinas de Pl>OxFe-Ti, las cuales envuelven a una gran abundancia de fenocristales, líticos y glómeros ricos en piroxeno. En el caso de las plagioclasas (varían de 0.2 a 1.5mm), se evidencian texturas de desestabilización como golfos de corrosión y texturas en criba.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

Grupo	Muestra	Localidad	N	E	Roca	Facies del Derrame	Textura	Fenocristales	Glomeros	Matriz
Formación volcánica Las Lomitas (Mioceno Medio)	SEP10-01	Sierra Picú	3321090	367550	Dacita	Nivel Intermedio	Porfírica a glomeroporfírica	Pl>Cpx>Opx>Bta>OxFe-Ti	(1) Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti; (2) Pl>Bta>OxFe-Ti	Vítrea a microcristalina principalmente de Pl
	SEP12-04A		3327077	367764	Dacita	Base vítrea	Perlítica porfírica a glomeroporfírica	Pl>FA>Cpx>Anf>Bta>OxFe-Ti	(1) Bta>Cpx>OxFe-Ti; y (2) Opx>Bta>Pl>OxFe-Ti; (3) Cpx>OxFe-Ti; (4) Pl>Anf>OxFe-Ti; (5) Pl>Anf>Opx>OxFe-Ti	Vítrea perlítica con microlitos de Pl>OxFe-Ti
	SEP12-04B		3327077	367764	Dacita	Nivel Intermedio	Porfírica a glomeroporfírica	Pl>FA>Cpx>Anf>Bta>OxFe-Ti	(1) Pl>Anf>OxFe-Ti	Criptocristalina en parches de Pl>OxFe-Ti
	SEP12-04C		3327077	367764	Dacita	Facies superior	Porfírica a ligeramente glomeroporfírica	Pl>FA>Cpx>Anf>Bta>OxFe-Ti	(1) Pl>Cpx>OxFe-Ti	Vítrea a criptocristalina en parches de Pl>OxFe-Ti
	SEP12-06A		3323971	368753	Dacita	Superior prismática	Traquítica porfírica a muy glomeroporfírica	Pl>Anf>Cpx>OxFe-Ti muy escasa Bta	(1) Cpx>Pl>OxFe-Ti	Desvitrificada a microcristalina en parches de Pl>OxFe-Ti
	SEP12-07		3321820	368424	Dacita	Facies vítrea	Porfírica	Pl>Anf pseudomorfos principalmente	(1) Pl>Pl	Criptocristalina de Pl>OxFe-Ti
	SEP12-09		3321768	368501	Dacita	Facies vítrea	Porfírica a glomeroporfírica	Pl>Cpx>Anf muy escasa Bta	(1) Anf>OxFe-Ti; (2) Cpx>OxFe-Ti y (3) Pl>OxFe-Ti	Microcristalina de Pl>OxFe-Ti
	SEP12-10		3321741	368534	Dacita	Nivel Intermedio	Porfírica a glomeroporfírica	Pl>Cpx>Opx>Anf muy escasa Bta	(1) Cpx>Opx>OxFe-Ti y (2) Cpx>OxFe-Ti	Vítrea a criptocristalina de Pl>OxFe-Ti
	SEP12-11		3321785	368607	Dacita	Nivel Intermedio	Porfírica a glomeroporfírica	Pl>Opx>Anf muy escasa Bta	(1) Bta>Pl	Criptocristalina en parches difusos de Pl>OxFe-Ti

Tabla 4.7- Relación de muestras analizadas petrográficamente y agrupadas como Formación volcánica Las Lomitas de la Sierra Picú, Sonora (Mioceno Medio).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

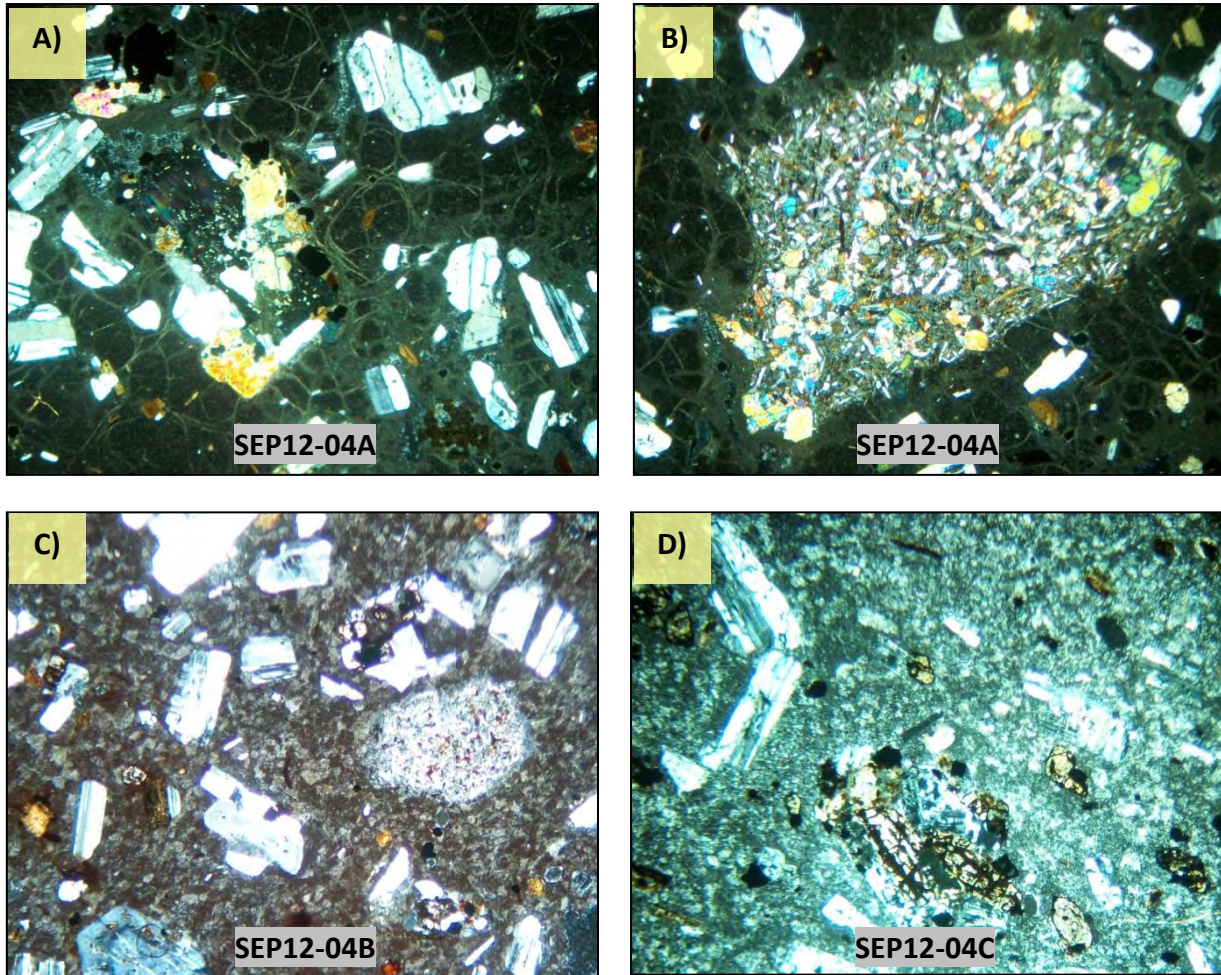


Figura 4.8.- Fotomicrografías de secciones delgadas en luz polarizada (tomadas en un microscopio LEYCA) de las rocas correspondientes a la Formación volcánica Las Lomas (Mioceno Medio): **(A)** Imagen donde se muestra una textura perlítica con abundancia en glómeros; **(B)** Fotomicrografía que expone un detalle de un lítico intermedio; **(C)** Ejemplar donde se aprecian fenocristales de plagioclasa en desestabilización y bien preservados; y **(D)** Imagen que exhibe pseudomorfos de ferromagnesianos.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

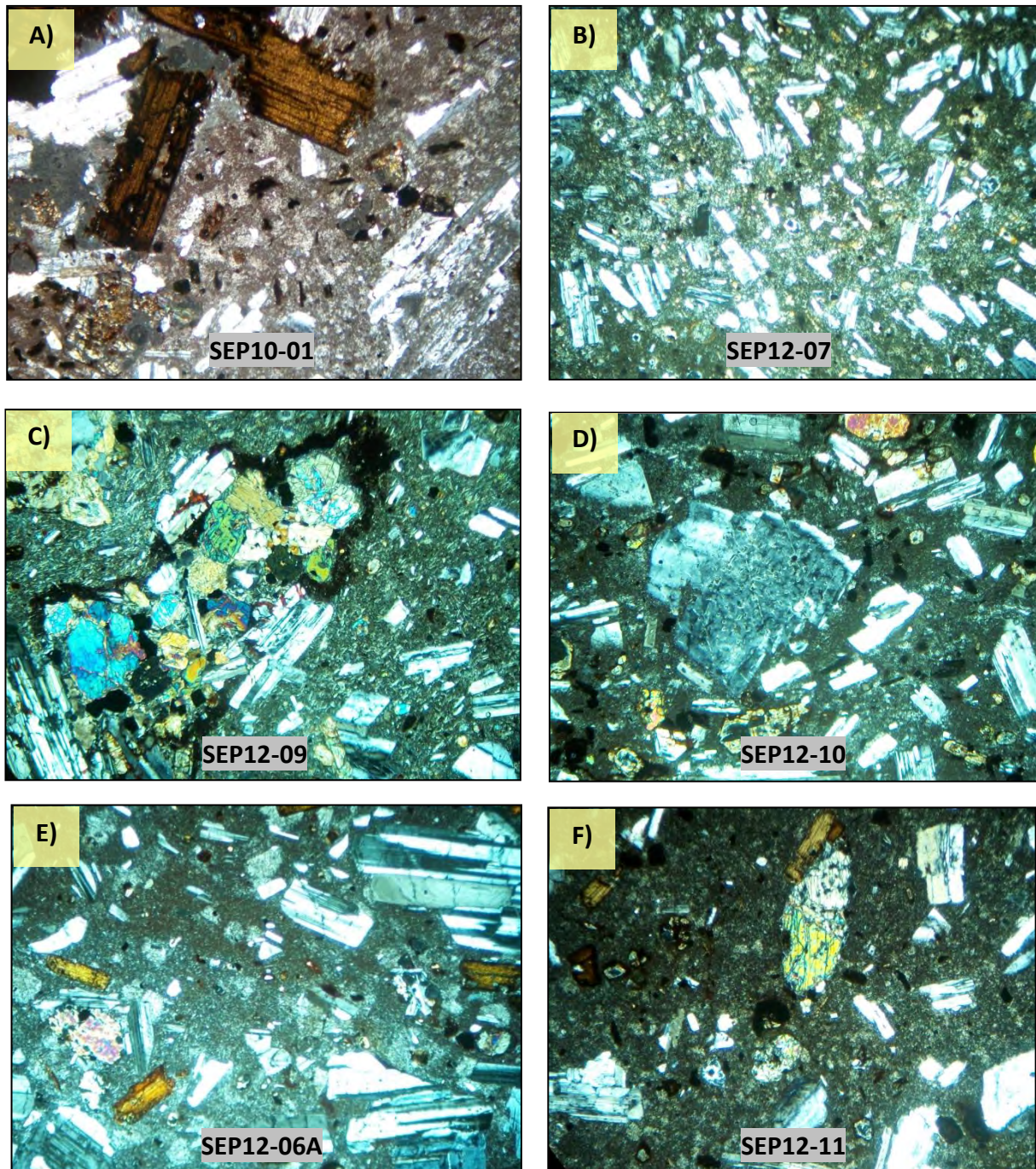


Figura 4.9.- Fotomicrografías de secciones delgadas en luz polarizada (tomadas en un microscopio LEYCA) de las rocas correspondientes a la Formación volcánica Las Lomitas (Mioceno Medio): **(A)** Imagen donde se muestran glomeros con Bta; **(B)** Fotomicrografía que expone la abundancia en fenocristales de plagioclasa; **(C)** Ejemplar donde se aprecia un glomero con abundantes clinopiroxenos con bordes oxidados; **(D)** Microfotografía mostrando una plagioclasa en criba; **(E)** Textura traquitica con fenocristales de Pl>Anf>Prx y **(F)** Imagen que indica la abundancia de fenocristales de Pl>Anf>Prx>OxFe-Ti. 140

4.2 Magmatismo Anorogénico

Para el estudio de este grupo magmático, se elaboraron 39 secciones delgadas que se consideran representativas del Volcanismo Transicional de la Formación Sierra Libre y del Magmatismo Toleítico asociados al volcanismo de Rift del Mioceno Medio - Tardío como se mostrará en el capítulo 6 del estudio geoquímico de las unidades magmáticas de las regiones de estudio.

4.2.1 Volcanismo Transicional del Grupo Sierra Libre

El Grupo Sierra Libre (Mioceno Medio-Superior) en este trabajo se clasifica en tres partes: (1) Magmatismo Máfico-Intermedio; (2) Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe y enclave traquítico incluido en el depósito y (3) Formación Las Avispas, las cuales se explican a continuación:

4.2.1.1 Magmatismo Máfico-Intermedio (Mioceno Medio)

Este magmatismo corresponde a varios tipos de derrames de basaltos, andesitas y dacitas anhidras porfídicas a escasamente glomeroporfídicas o en su caso sin glómeros, estos fenocristales se encuentran englobados por una matriz vítrea y en algunos casos vesiculares. Hasta el momento estas rocas han sido detectadas en dos localidades de la Sierra Libre, en el Microondas Las Avispas (muestras SLLA12-02A, SLLA12-02B y SLLA12-03) y en la localidad de San Francisco (SLSF12-01).

En el caso de la muestra **SLSF12-01** (**Figura 4.10A**), perteneciente a una Dacita, observamos una textura vesicular escasamente porfídica de $Pl > OxFe-Ti$ englobada en una matriz vítrea muy desvitrificada (**Tabla 4.8**). Las plagioclasas llegan a tener una dimensión de hasta 0.5 mm y en el caso de los fenocristales que son más grandes, se llega a apreciar texturas en criba (**Figura 4.10A**).

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

Las muestras SLLA12-02A y SLLA12-02B corresponden a una facies vítrea de base y a su facies intermedia respectivamente de una andesita (Figuras 4.10B y 4.10C). El ejemplar SLLA12-02A muestra una textura muy porfídica de fenocristales de Pl>Cpx>OxFe-Ti inmiscuidos en una matriz vítrea traquítica (Figura 4.10B); las plagioclasas con dimensiones menores a 0.3mm se presentan en formas euhedrales a subhedrales con escasas formas subredondeadas con texturas en criba correspondientes a xenocristales. Para el ejemplar SLLA12-02B siendo que corresponde al mismo derrame, las únicas diferencias detectadas radican en la presencia de escasos glómeros de Pl>Pl>OxFe-Ti y Cpx>Cpx (glómeros de la misma composición mineralógica), aunada la presencia de olivino en fenocristales con bordes oxidados o en algunos casos con reemplazamiento por OxFe-Ti (Figura 4.10C, Tabla 4.8).

Finalmente la muestra SLLA12-03 (Figura 4.10D), correspondiente a un Basalto con textura interseccional porfídica a glomeroporfídica de Pl>Cpx>Ol>OxFe-Ti, los cuales se encuentran envueltos en una matriz microcristalina a criptocristalina de Pl>OxFe-Ti. En el caso de las plagioclasas, ocasionalmente muestran texturas intergranulares, estos minerales tienen formas euhedrales a escasamente subhedrales con dimensiones de hasta 1mm; algunos fenocristales de plagioclasa están en desestabilización y por ello muestran texturas nubladas o en criba. Por su parte los ferromagnesianos como el clinopiroxeno, con dimensiones inferiores a los 0.5mm, exhiben bordes oxidados, mayoritariamente este mineral es observado en los glómeros.

Grupo	Muestra	Localidad	N	E	Roca	Facies del Derrame	Textura	Fenocristales	Glómeros	Matriz
Magmatismo máfico-intermedio (Mioceno-Medio)	SLSF12-01	San Francisco, Sierra Libre	3167288	500447	Dacita	Brecha de base	Vesicular escasamente porfírica	Pl>OxFe-Ti	NP	Vítrea desvitrificada con escasos criptocristales de Pl
	SLLA12-02A	Microondas Las Avispas, Sierra Libre	3150518	496030	Andesita	Base vítrea	Muy porfírica	Pl>Cpx>OxFe-Ti	NP	Vítrea traquítica
	SLLA12-02B		3150529	496032	Andesita	Vítrea	Porfírica a glomeroporfírica	Pl>Cpx>OxFe-Ti escasos Ol	(1) Pl>Pl>OxFe-Ti y (2) Cpx>Cpx	Vítrea con escasos criptocristales de Pl
	SLLA12-03		3150535	496089	Basalto	Nivel intermedio	Interseccional Porfírica a glomeroporfírica	Pl>Cpx>Ol>OxFe-Ti	(1) Pl>Pl>OxFe-Ti; (2) Ol>Ol y (3) Cpx>Cpx	Microcristalina a criptocristalina de Pl>OxFe-Ti

Tabla 4.8- Relación de muestras analizadas petrográficamente y agrupadas como Magmatismo máfico-intermedio (Mioceno Medio).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

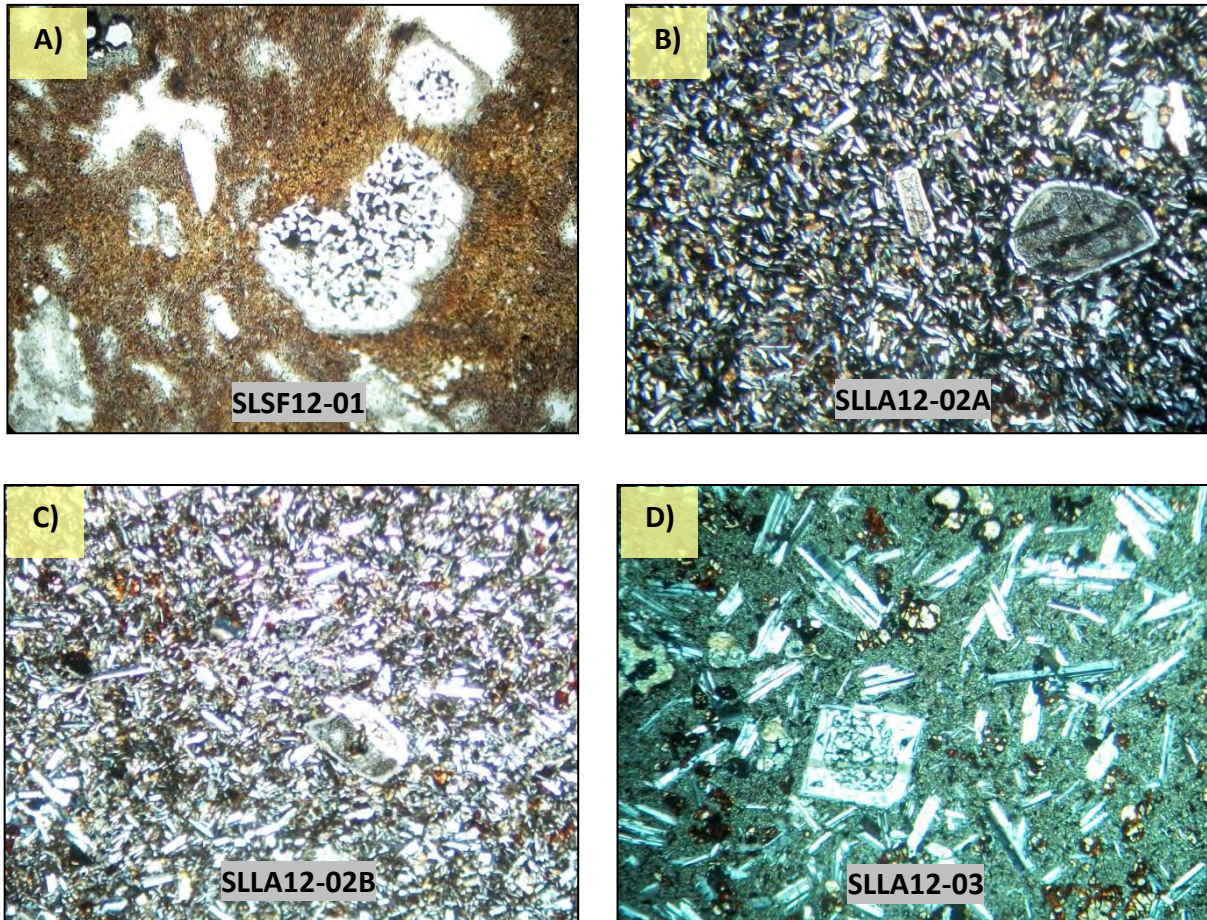


Figura 4.10.- Fotomicrografías de secciones delgadas en luz polarizada (tomadas en un microscopio LEYCA) de las rocas correspondientes al Magmatismo Máfico-Intermedio (Mioceno Medio): **(A)** Imagen donde se muestra una matriz vítrea desvitrificada poniendo en realce un glomero de Pl con textura en criba; **(B)** Fotomicrografía que expone la abundancia en fenocristales de plagioclasa inmiscuidos en una matriz vítrea; **(C)** Ejemplar donde se aprecian en color naranja los fenocristales de olivino iddingsitizado y **(D)** Microfotografía de un basalto con textura intersectal.

4.2.1.2 Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe (Mioceno Medio)

Esta unidad fue detectada en tres nuevas localidades de Sonora: [1] Falso Cerro Gorgus (muestras CER12-01 y CER12-06, **Figuras 4.11A y 4.11B**); [2] Sierra Los Cerros Colorados (muestras CTEC12-01 y CTEC12-02, **Figuras 4.11C y 4.11D**) y [3] Sierra Siete Cerros (muestras 7C12-10, 7C12-13, 7C12-15, 7C12-17, 7C12-21, 7C12-24AyB, y 7C12-25, **Figuras 4.11E, 4.11F, 4.12A, 4.12B, 4.12C, 4.12E y 4.12F**). Estas muestras fueron detectadas a manera de 5 distintas litofacias de enfriamiento y para su estudio en las diferentes localidades, se seleccionaron solo 11 láminas.

En ellas se observa, que este volcanismo ácido es predominantemente vítreo y, se caracteriza por presentar texturas porfídicas (FA>Cpx>Ol>OxFe-Ti>Zrn) a glomeroporfídicas (**Tabla 4.9**), con al menos cuatro distintas combinaciones de glómeros formados por: [1] FA>FA; [2] FA>OxFe-Ti>Zrn; [3] Cpx>OxFe-Ti; y [4] OxFe-Ti>Zrn, siendo el feldespato alcalino el fenocristal que predomina y el olivino (fayalítico) el de menor presencia (nunca dentro de los glómeros). También se han se han identificado en las muestras, enclaves de tipo traquítico como se describe en [Olguín Villa \(2010\)](#), [Gómez-Valencia \(2011\)](#), [Barrera-Guerrero, \(2012\)](#) y [Vidal-Solano et al., 2012](#) para muestras de la misma afinidad en otras localidades. Además de muestras que evidencian la alta concentración de enclaves traquíticos, y la interacción de dos magmas en las facies superior traquítica (**Figuras 4.11D y 4.12A**).

Los feldespatos alcalinos se presentan en fenocristales euhedrales a subhedrales, ya sea aislado o en cúmulos con dimensiones inferiores a 1 mm. El clinopiroxeno ocurre igual que el feldespato, aunque en cristales subhedrales que en algunas ocasiones presentan bordes o centros con oxidación (**Figura 4.11E**). Por último, el olivino aunque ocurre muy escasamente en pequeños fenocristales subhedrales con alto grado de oxidación. Trabajos anteriores en la región de Sonora central (ej. [Vidal-Solano 2005](#), [Vidal-Solano et al., 2007](#) y [Vidal-Solano et al., 2012](#)), han caracterizado estos minerales estableciendo que se trata de feldespatos de tipo sanidina, clinopiroxeno rico en Fe de tipo ferrohedenbergita y olivino férrico de tipo fayalita.

Los minerales accesorios característicos de estas lavas, se presentan en una asociación de óxidos de Fe-Ti y zircón (**Tabla 4.9**); en algunos casos como el de la lámina 7C12-10

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

(Figuras 4.11E y 4.11F), se ha identificado esta asociación así como en la muestra CTEC12-01 (Figura 4.11C). Por otra parte en otros trabajos se han detectado hasta seis zircons asociados a un solo cristal de opaco (Gómez-Valencia, 2011), mostrando la gran abundancia de estos minerales por sección delgada. Vidal-Solano (2007b) reportó para los depósitos ignimbríticos de la región de Hermosillo hasta 30 zircons por sección delgada. Por otra parte, es común observar flamas en estos depósitos, tanto en muestra de mano como en sección delgada (Figura 4.12E), abundancia en líticos (Figura 4.12D), abundancia en vetillas y planos de debilidad rellenos de carbonatos y sílice (Figuras 4.12E) y facies con diferentes intensidades de alteración (Figuras 4.24AyB y 4.25).

Grupo	Muestra	Localidad	N	E	Roca	Facies del Derrame	Textura	Fenocristales	Glómeros	Matriz
Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe y enclave traquítico incluido (Mioceno Medio)	CER12-01	Falso Cerro Gorgus	3187838	502875	Toba vítrea con líticos (Riolita)	Facies de base de Ignimbrita (Vitróforo)	Eutaxítica porfírica a escasamente glomeroporfírica con flamas	FA>Cpx>Ol>OxFe-Ti	(1) FA>FA	Vítrea con sectores vitróclásticos
	CER12-06		3186187	504093	Toba vítrea (Riolita)	Nivel intermedio	Eutaxítica laminar escasamente porfírica	FA>OxFe-Ti	(1) FA>FA	Vítrea
	CTEC12-01	Sierra Los Cerros Colorados	3165463	467978	Toba vítrea con líticos (Riolita)	Nivel intermedio con enclaves de traquita	Eutaxítica escasamente porfírica a ligeramente glomeroporfírica	FA>Cpx>Ol>OxFe-Ti>Zrn	(1) FA>OxFe-Ti>Zrn	Vítrea con desvitrificación
	CTEC12-02		3165472	467983	Toba de ceniza (Riolita)	Facies superior tobácea con enclaves de traquita	Ligeramente eutaxítica con abundancia en flamas, porfírica	FA>Cpx>OxFe-Ti y pseudomorfos de Ol	(1) FA>FA y (2) Cpx>OxFe-Ti	Ceniza vítrea
	7C12-10	Sierra Siete Cerros	3194624	463575	Toba vítrea (Riolita)	Facies de base de Ignimbrita (Vitróforo)	Eutaxítica porfírica a escasamente glomeroporfírica	FA>Cpx>OxFe-Ti>Zrn	(1) OxFe-Ti>Zrn	Vítrea con esferulitas de desvitrificación
	7C12-13		3194654	463552	Toba vítrea (Riolita)	Facies superior traquítica	Fluidal ligeramente eutaxítica, escasamente porfírica a glomeroporfírica	FA>Cpx>OxFe-Ti>Zrn	(1) OxFe-Ti>Zrn y (2) Cpx>OxFe-Ti	Vítrea silisificada
	7C12-15		3194695	463491	Toba vítrea con líticos (Riolita)	Nivel intermedio	Eutaxítica porfírica	FA>OxFe-Ti	NP	Vítrea con desvitrificación
	7C12-17		3194610	463601	Toba vítrea (Riolita)	Nivel intermedio	Eutaxítica porfírica a escasamente glomeroporfírica	FA>Cpx>OxFe-Ti>Zrn	(1) OxFe-Ti>Zrn y (2) Cpx>OxFe-Ti	Vítrea con desvitrificación
	7C12-21		3194435	463058	Toba vítrea con líticos (Riolita)	Nivel intermedio	Ligeramente eutaxítica porfírica a escasamente glomeroporfírica	FA>Cpx>Ol>OxFe-Ti	(1) FA>FA	Vítrea con desvitrificación
	7C12-24A y B		3194151	463209	Toba vítrea (Riolita)	Facies superior traquítica	Eutaxítica fluidal porfírica	FA>OxFe-Ti>Zrn y xenocristales de Czo	NP	Vítrea con microcristales de FA
7C12-25	3194135		463205	Toba de ceniza (Riolita)	Facies superior traquítica	Porfírica con flamas de pómez	Pseudomorfos de FA>OxFe-Ti	NP	Vítrea con cristalización en parches de FA>OxFe-Ti y Czo	

Tabla 4.9- Relación de muestras analizadas petrográficamente y agrupadas como Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe (Mioceno Medio).

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

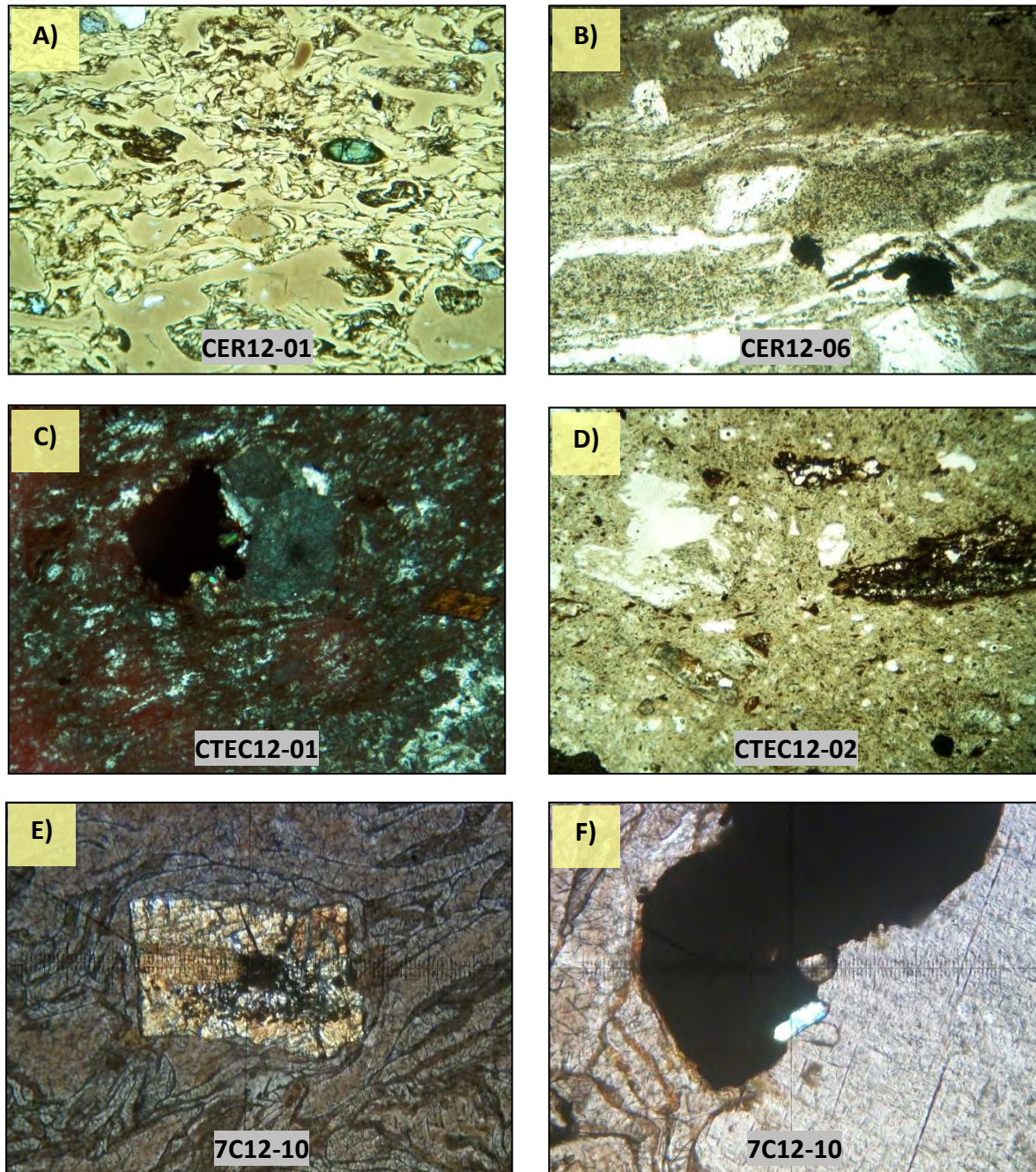


Figura 4.11.- Fotomicrografías de secciones delgadas en luz polarizada (tomadas en un microscopio LEYCA) de las rocas correspondientes a la Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe (Mioceno Medio): **(A)** Imagen donde se muestra una matriz con textura eutaxítica color beige, destacando al centro un fenocristal de Cpx verde; **(B)** Fotomicrografía que expone una textura eutaxítica laminar; **(C)** Ejemplar donde se aprecia un glómero de FA>OxFe-Ti>Zrn; **(D)** Microfotografía donde se evidencia la abundancia en flamas; **(E)** Imagen que exhibe una matriz vítrea eutaxítica con un fenocristal de Cpx con centro oxidado; y **(F)** Mineral opaco con un zircón asociado.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

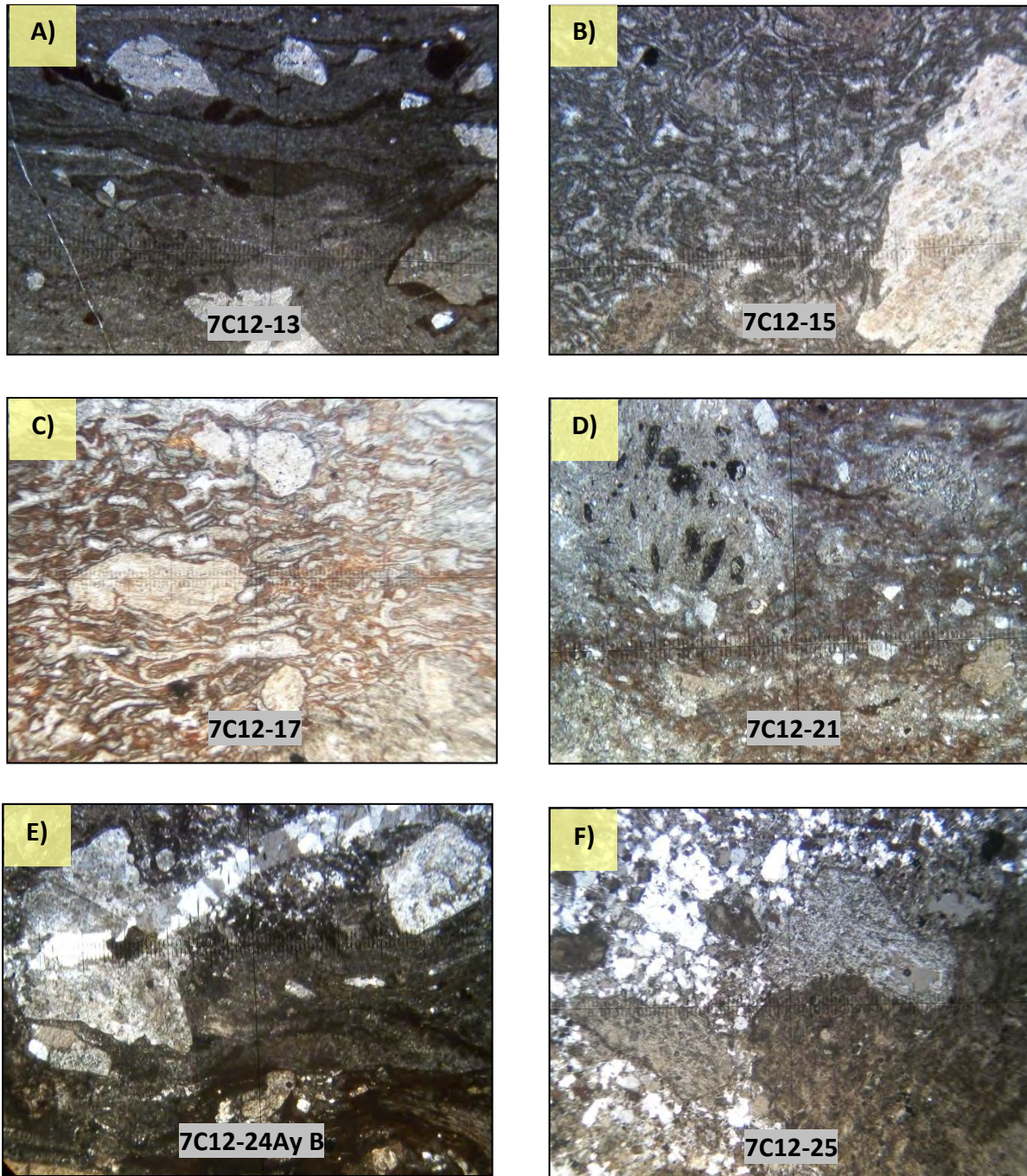


Figura 4.12.- Fotomicrografías de secciones delgadas en luz polarizada (tomadas en un microscopio LEYCA) de las rocas correspondientes a la Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe: **(A)** Imagen donde se muestra un flujo traquítico color café oscuro; **(B)** Fotomicrografía que expone una matriz vítrea eutaxítica con un xenocristal de FA en criba; **(C)** Ejemplar donde se aprecian escasos fenocristales de olivino (fayalita); **(D)** Facies traquítica mostrando un lítico de la Dacita hipobasal 7C12-16; **(E)** Facies traquítica con microvetillas rellenas de cuarzo y **(F)** Facies superior tobacea con cristalización de cuarzo en la matriz.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

4.2.1.3 Formación Las Avispas (Mioceno Medio-Superior)

Estas rocas fueron muestreadas en las inmediaciones del Cerro El Rodadero en el área del Falso Cerro Gorgus, representándose cronológicamente facies de la Ignimbrita superior (muestras CER12-02, CER12-03 y CER12-04, Figuras 4.13A, 4.13B y 4.13C) y solo una muestra de la Riolita fluidal (CER12-05, Figura 4.13D).

En ellas se observa en ambos casos, un volcanismo ácido predominantemente vítreo desvitrificado o con algún grado de silicificación, se caracteriza por presentar texturas escasamente porfíricas de FA>Zrn (Tabla 4.10) con dimensiones inferiores a 0.5 mm. Otras texturas importantes en la matriz vítrea son la eutaxítica y la abundancia en flamas perlíticas (Figura 4.13B) para estas tobas vítreas con líticos que hacia las facies de cima varían a tobas de ceniza con líticos.

En el caso de la Riolita Fluidal (Figura 4.13D), perteneciente a una facies fluidal tobacea silisificada, observamos una escasa textura porfirica de FA inferior a 0.3mm, y una abundancia en óxidos de fierro (con dimensiones de hasta 1.5 mm), así como una cristalización en la matriz de Czo con microcristales inferiores a 0.2mm. En sí este magmatismo presenta un importante grado de alteración.

Grupo	Muestra	Localidad	N	E	Roca	Facies del Derrame	Textura	Fenocristales	Glomeros	Matriz
Ignimbrita Superior y Riolita Fluidal (Mioceno Medio-Superior)	CER12-02	Falso Cerro Gorgus	3187899	503322	Toba de ceniza con cristales (Riolita)	Facies superior tobacea (Ignimbrita)	Porfírica con flamas	FA>OxFe-Ti	NP	Desvitrificada
	CER12-03		3187899	503322	Toba vítrea con líticos (Riolita)	Base vítrea (Ignimbrita)	Ligeramente eutaxítica con flamas perlíticas, porfíricas	FA>OxFe-Ti	NP	Vítrea silisificada
	CER12-04		3187897	503304	Toba vítrea con líticos (Riolita)	Facies superior soldada (Ignimbrita)	Eutaxítica con flamas y porfírica	FA>OxFe-Ti	NP	Vítrea silisificada
	CER12-05		3187488	503390	Toba de ceniza (Riolita)	Facies fluidal tobacea zeolitizada	Escasamente porfírica	Abundante OxFe-Ti, escaso FA	NP	Ceniza con cristalización de Czo secundario y zeolitas

Tabla 4.10- Relación de muestras analizadas petrográficamente y agrupadas como Formación Las Avispas (Mioceno Medio-Superior).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

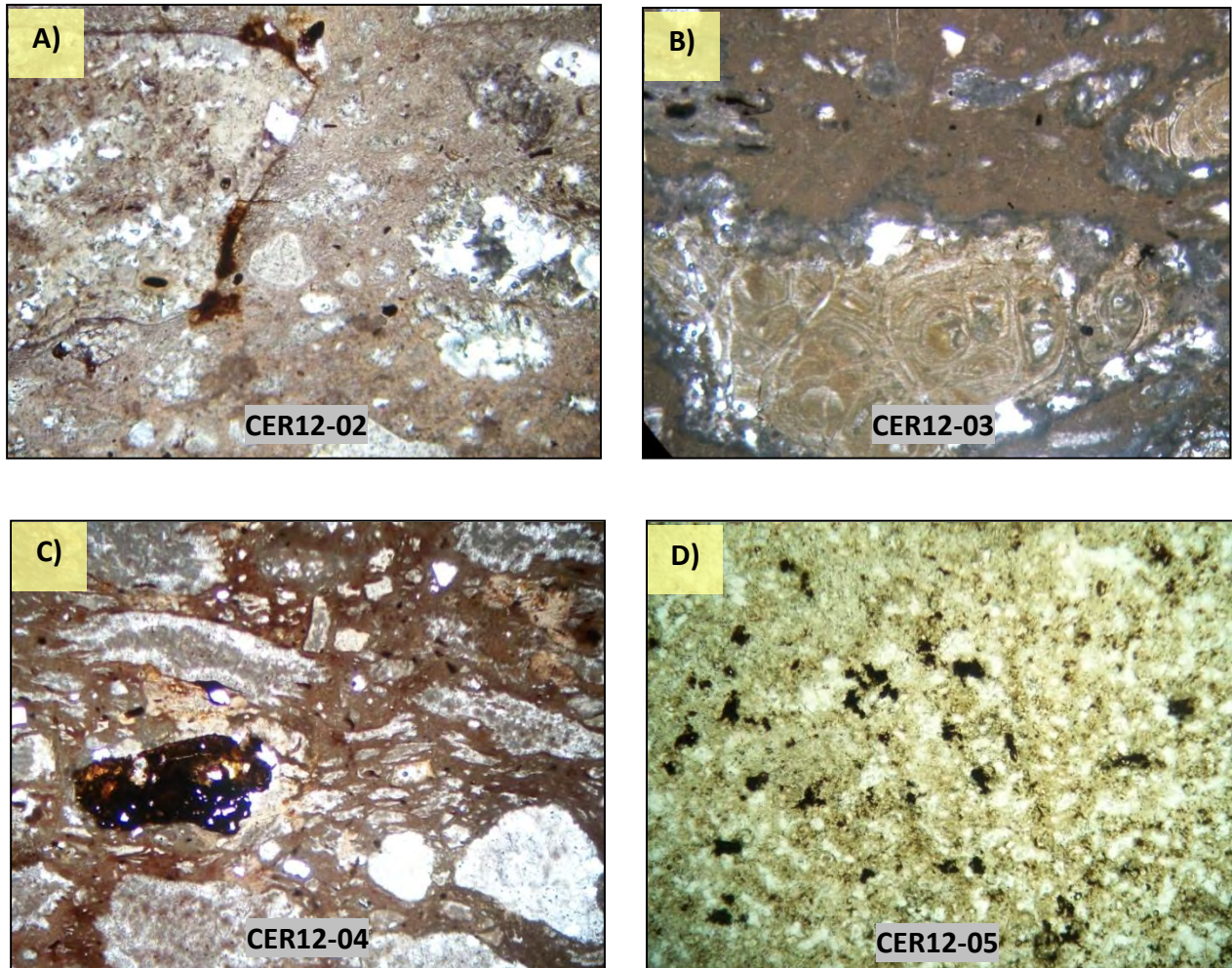


Figura 4.13.- Fotomicrografías de secciones delgadas en luz natural (tomadas en un microscopio LEYCA) de las rocas correspondientes a la Formación Las Avispas (Mioceno Medio-Superior): **(A)** Imagen donde se muestra los fenocristales de FA y un lítico bordeado por OxFe-Ti; **(B)** Fotomicrografía que expone una flama con textura perlítica; **(C)** Ejemplar donde se aprecian algunas flamas y la presencia de fenocristales de FA>OxFe-Ti; **(D)** Riolita con abundancia de óxidos de hierro y cristalización de cuarzo en la matriz (espacios blancos).

4.2.2 Magmatismo Toleítico (Basaltos, Islanditas y Riolitas)

Para el estudio de este grupo magmático, se elaboraron 33 secciones delgadas que se consideran representativas de una variedad de rocas que van desde el polo máfico (Basaltos), intermedio (Islanditas) y félsico (Riolitas e Ignimbritas), los cuales se describen a continuación para las diferentes localidades donde fue detectado.

Magmatismo Toleítico (Basaltos)

Este magmatismo fue detectado en tres nuevas localidades de Sonora: [1] Falso Cerro Gorgus (muestra CCES12-02, [Figura 4.14A](#)); [2] Tastiota (muestras CPT12-01 y CPT12-02, [Figuras 4.14B y 4.14C](#)) y [3] Sierra Los Cerros Colorados (muestras CBES13-01, CBES13-08 y CBES13-09, [Figuras 4.14D, 4.14E y 4.14F](#)). Estas muestras fueron detectadas a manera de 4 distintas litofacies de enfriamiento incluyendo las variedades de un cuerpo concordante (Sill).

En ellas se observa, que este volcanismo máfico es predominantemente vítreo a microcristalino y, se caracteriza por presentar texturas porfídicas de Pl>Cpx>Opx>Ol>OxFe-Ti>Ap a moderadamente glomeroporfídicas ([Tabla 4.11](#)), con al menos cinco distintas combinaciones de glómeros formados por: (1) Cpx>Cpx; (2) Pl>Pl; (3) Pl>Ol; (4) Pl>Cpx>Ol>OxFe-T; y (5) Ol>Ol, siendo la plagioclasa el fenocristal que predomina en todos los casos ([Figuras 4.14C, 4.14E y 4.14F](#)). También se han identificado este tipo de rocas en contextos geológicos similares en las inmediaciones de las regiones de estudio por [Till et al., 2009](#).

Característicamente este magmatismo presenta texturas interseccionales ofíticas (dolerítica) incluyendo plagioclasas euhedrales a subhedrales en dimensiones de hasta 2 mm. El clinopiroxeno ocurre en cristales subhedrales que en algunas ocasiones presentan bordes oxidados. Por último, el olivino aunque ocurre en distintas proporciones dependiendo la facies donde se identifique, este mineral se encuentra iddingsitizado. Como mineral accesorio se identificó la presencia de microcristales de apatito ([Figura 4.14A](#)).

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

Grupo	Muestra	Localidad	N	E	Roca	Facies del Derrame	Textura	Fenocristales	Glómeros	Matriz
Magmatismo Toleítico (Basaltos)	CCES12-02	Falso Cerro Gorgus	3163073	471806	Basalto vesicular	Facies superior vesicular	Ofítica (dolerítica)	Pl>Cpx>Ol>Ox Fe-Ti>Ap	NP	Microcristalina
	CPT12-01	Cerro Prieto, Tastiota	3140378	453913	Basalto vítreo	Nivel Intermedio	Ofítica (dolerítica) microvesicular a ligeramente amigdalal	Pl>Cpx>Ol>Ox Fe-Ti	NP	Microcristalina
	CPT12-02		3140354	453927	Basalto muy vítreo	Nivel de base	Porfírica a glomeroporfírica	Pl>Cpx>Ol>Ox Fe-Ti	(1) Cpx>Cpx; (2) Pl>Pl; (3) Pl>Ol y (4) Pl>Cpx>Ol>OxFe-Ti	Vítrea a microcristalina de Pl>OxFe-Ti
	CBES13-01	Sierra Los Cerros Colorados	3163134	471897	Basalto	Borde de sill	Ofítica (dolerítica)	Pl>Cpx>Ol>Ox Fe-Ti	NP	Microcristalina
	CBES13-08		3163134	471897	Basalto	Facies intermedia de sill	Intersectal a ofítica	Pl>Cpx>Opx>Ol>OxFe-Ti	(1) Pl>Pl y (2) Ol>Ol	Microcristalina intersectal
	CBES13-09		3163134	471897	Basalto	Facies vesicular de sill	Intersectal a ofítica	Pl>Ol>Cpx>Ox Fe-Ti	(1) Pl>Pl y (2) Ol>Ol	Microcristalina intersectal

Tabla 4.11- Relación de muestras analizadas petrográficamente y agrupadas como Magmatismo Toleítico (Basaltos).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

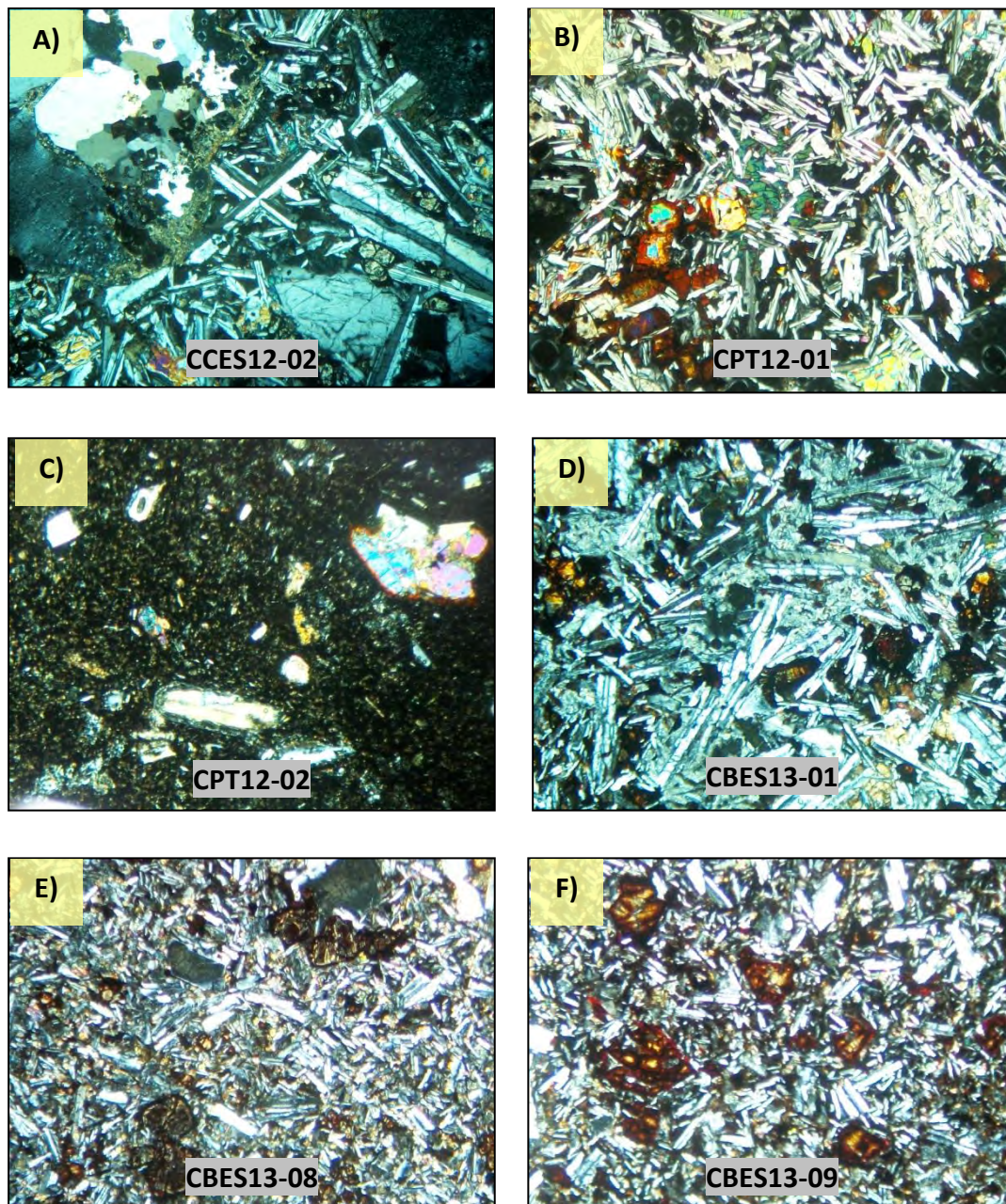


Figura 4.14.- Fotomicrografías de secciones delgadas en luz polarizada (tomadas en un microscopio LEYCA) de las rocas correspondientes a los Basaltos del magmatismo Toleítico: **(A)** Imagen donde se muestra una textura dolerítica y un lítico cristalino; **(B)** Fotomicrografía que expone una matriz dolerítica y pone en realce los fenocristales de piroxeno y olivino iddingsitizado; **(C)** Ejemplar donde se aprecian glómeros de piroxeno; **(D)** Textura dolerítica evidenciando la presencia de olivinos iddingsitizados con bordes reemplazados por $OxFe-Ti$; **(E)** Imagen que muestra pseudomorfos de Olivino oxidado; **(F)** Fenocristales de olivino esqueletal iddingsitizado

Magmatismo Toleítico (Islanditas)

El término Islandita es exclusivamente geoquímico, sin embargo para mejor control de grupos de muestras se decidió utilizarlo en este apartado, sin embargo en el capítulo de geoquímica se definirán las particularidades que hacen tener a este magmatismo la afinidad islandítica.

Islandita Siete Cerros

Este magmatismo fue detectado predominantemente en la Sierra Siete Cerros (**Figuras 4.15 G, 4.15H, 4.15I, 4.15J, 4.15K, 4.15L, 4.15M, 4.15N**) y por correlación en la Sierra Los Cerros Colorados. Se trata de Dacitas en facies vítreas a microcristalinas porfídicas a muy porfídicas de Pl>FA>Cpx>Opx>OxFe-Ti>Zrn con abundancia en xenocristales de Czo y Pl embebidos en una matriz vítrea a microcristalina en parches, siendo importante destacar que algunas muestras en la matriz puede presentar textura perlítica en las facies vítreas de base y mirmequíticas indicando esto según el diagrama de cristalización de líquidos en el sistema $KAl_2O_6-SiO_2$, una cristalización para estos magmas a los 990°C (**Best, 1982**).

Describiendo más a detalle el ejemplar 7C12-09 (**Figura 4.15N**) que fue fechado (ver capítulo de Geocronología), tenemos como ejemplo representativo a una dacita ligeramente vítrea con textura intersecetal a ligeramente traquítica porfídica a muy glomeroporfídica con fenocristales de: 65% Plagioclasa (Pl), 20% Piroxenos (15% Clinopiroxeno y 5% ortopiroxeno), y 10% Óxidos de Hierro-Titanio (OxFe-Ti), embebidos en una matriz vítrea (5%) con escasos cripto-fenocristales de Pl y OxFe-Ti. En este ejemplar fue posible observar al menos 2 generaciones de escasos glómeros como se describe en la **Tabla 4.12**. La mineralogía se desarrolla de la siguiente manera: Las plagioclasas ocurren en cristales euhedrales y escasamente anhedrales, ya sea como fenocristales o como glómeros predominantemente en tamaños de 0.4 a 2.5 mm o en la matriz con tamaños inferiores a 0.02 mm. Algunos fenocristales de Pl se encuentran engolfados, además de observarse plagioclasas con zoneamiento. Se trata de cristales de oligoclasa de composición predominantemente

An10-30 y en algunos casos, es posible apreciar fenocristales con texturas nubladas o en tamiz.

Los piroxenos muestran una notable abundancia; aparecen como fenocristales y predominantemente en glómeros con un desarrollo de cristales euhedrales y subhedrales en algunos casos con bordes oxidados mostrando tamaños inferiores a 1.5 mm, se trata principalmente de pigeonita la cual indica ángulos de extinción entre 40 y 44°.

Los óxidos de fierro-titanio son apreciables en fenocristales con tamaños inferiores a 1 mm, parecen tener una cristalización en microbandas y en estas zonas se presentan preferentemente con tonalidades rojizas.

Islandita El Carmen

Este magmatismo fue detectado en la Sierra Los Cerros Colorados. Se trata de Andesitas porfídicas a muy glomeroporfídicas de Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti>Ap (Tabla 4.12), presentando al menos dos generaciones de glómeros de hasta 2mm de diámetro: (1) Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti y (2) Cpx>OxFe-Ti embebidos en una matriz vítrea a microcristalina con sectores mirmequíticas (Figuras 4.15Ay 4.15B). En este caso, la plagioclasa presente texturas engolfadas y en criba. Es importante destacar al igual que las islanditas de la Sierra Siete Cerros, que la presencia de texturas mirmequíticas están indicando según el diagrama de fases de Czo>FA una cristalización para estos magmas a los 990°C (Best, 1982).

Islandita Divisadero

Se trata de una dacita hipabisal con textura dolerítica porfídica a glomeroporfídica con fenocristales de: 70% Plagioclasa (Pl), 10% Clinopiroxeno (Cpx), 8% Ortopiroxeno (Opx), 10% Óxidos de Fierro-Titanio (OxFe-Ti), 1% Olivino (Ol) y menos del 1% de Zircón (Zrn) embebidos en una matriz vítrea cripto-fenocristales de Pl y OxFe-Ti (Figura 4.15F). En este ejemplar fue posible observar al menos 3 generaciones de grandes y abundantes glómeros como se describe en la Tabla 4.12. La mineralogía se desarrolla de la siguiente manera: Las plagioclasas ocurren en cristales predominantemente euhedrales, ya sea como fenocristales o como glómeros en tamaños de 0.05 mm a 3mm o en la matriz con tamaños inferiores a 0.02 mm. Se trata de cristales de oligoclasa de composición An10-30 en algunos de los casos es

imposible medir el mineral debido a que se encuentra fuertemente desestabilizado mostrando texturas en criba o en corrosión. En algunos casos, es posible apreciar fenocristales con texturas nubladas o en tamiz y en reloj de arena.

El piroxeno muestran una notable abundancia; aparecen como fenocristales aislados o en glómeros con un desarrollo de cristales euhedrales y subhedrales en algunos casos con ligeros bordes oxidados mostrando tamaños de 0.01 mm a 0.7 mm.

Los óxidos de fierro-titanio son apreciables en fenocristales con tamaños inferiores a 2.0 mm y con una directa asociación a la presencia de escasos zircones.

Islandita Cerros Colorados

Este magmatismo fue detectado en la Sierra Los Cerros Colorados. Se trata de Andesitas en facies vítreas (Figura 4.15E), fluidales a microcristalinas (Figuras 4.15 C y D) de Pl>OxFe-Ti, siendo porfídicas a muy porfídicas de Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti con al menos 5 generaciones de glómeros de hasta 2.5 mm de diámetro: (1) Pl>Opx>Cpx>OxFe-Ti; (2) Cpx>Cpx; (3) Cpx>OxFe-Ti; (4) Pl>Cpx>OxFe-Ti y (5) Pl>Opx>OxFe-Ti. En algunos casos es posible apreciar una sutil a moderada alteración a epidota de los ferromagnesianos. En general la mineralogía presenta dimensiones inferiores a 2mm. Es importante destacar que la plagioclasa se encuentra muy desestabilizada mostrando texturas, nubladas o en criba y en algunos casos con golfos de corrosión.

Ignimbrita Las Avispas (Formación El Parral)

La Ignimbrita Las Avispas corresponde a la única islandita de origen ignimbrítico reconocida en el área de estudio. Esta unidad, que es correlacionable con las rocas de la Formación El Parral (ver capítulo 3), presenta una matriz vítrea eutaxítica bien soldada (de aproximadamente 85% de vidrio, Figura 4.18D) mostrando texturas escasamente porfídicas con flamas. Estas rocas presentan fenocristales y glómeros con cristales inferiores a los 0.3 mm de minerales de Pl>FA>Cpx>Opx>OxFe-Ti>Ap. En el caso de los glómeros se pueden distinguir al menos dos generaciones entre ellos: 1) Pl>Opx>OxFe-Ti y (2) Pl>Opx (Tabla 13).

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

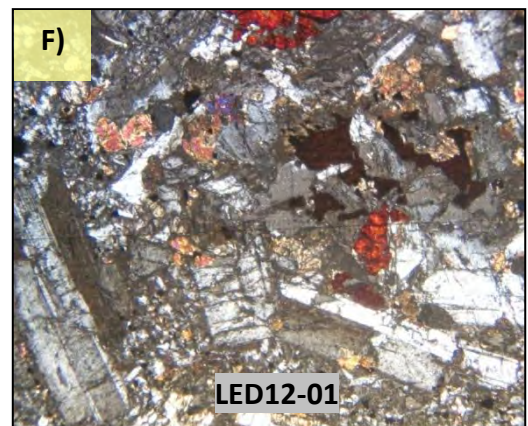
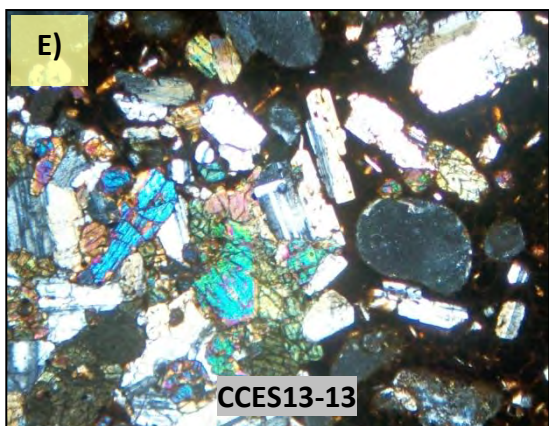
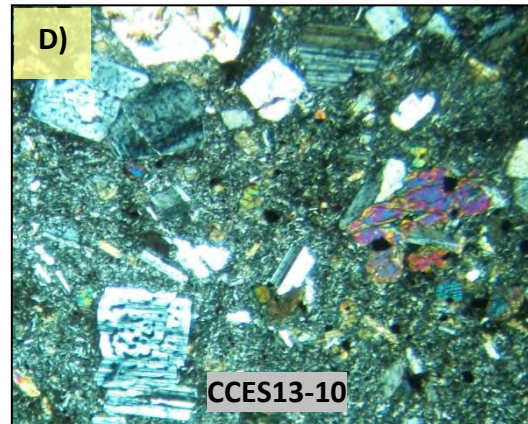
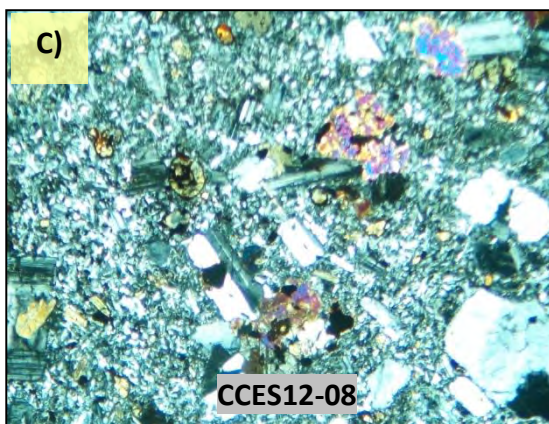
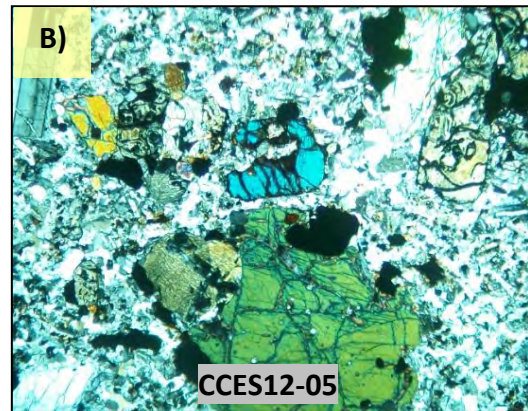
Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

Grupo	Muestra	Localidad	Magmatismo	N	E	Roca	Facies del Derrame	Textura	Fenocristales	Glomeros	Matriz
Magmatismo Toleítico (Islanditas)	7C08-01	Sierra Siete Cerros	Islandita Siete Cerros	3191763	462377	Dacita	Facies fluidal	Porfírica a glomeroporfírica	Pl>FA>Cpx>Opx>OxFe-Ti	(1) Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti y (2) Cpx>Cpx>OxFe-Ti	Microcristalina
	7C12-02			3192539	463094	Dacita	Nivel intermedio	Porfírica a glomeroporfírica	Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti	(1) Pl>Cpx>OxFe-Ti	Mirmequitica Czo>FA>OxFe-Ti
	7C12-05			3192196	462488	Dacita	Facies superior prismática	Porfírica a glomeroporfírica	Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti	(1) Pl>Opx>OxFe-Ti y (2) Pl>Opx>Cpx>OxFe-Ti	Mirmequitica Czo>FA>OxFe-Ti
	7C12-07			3192528	462599	Dacita	Vidrio de base	Perlítica muy porfírica a glomeroporfírica	Pl>Opx>Cpx>OxFe-Ti	(1) Pl>Opx>Cpx>OxFe-Ti y (2) Pl>Pl	Vitrea perlítica
	7C12-09			3192724	462697	Dacita	Facies superior fluidal	Intersectal ligeramente traquita porfírica a muy glomeroporfírica	Pl>FA>Cpx>Opx>OxFe-Ti	Muy abundantes (1) Pl>Opx>Cpx>OxFe-Ti y (2) Pl>Opx>OxFe-Ti	Criptocristalina de Pl>OxFe-Ti
	7C12-26			3194128	463093	Dacita	Facies intermedia silisificada	Porfírica a pseudomorfa, muy glomeroporfírica	Pl>FA>Cpx>Opx>OxFe-Ti>Zrn con xenocristales de Czo y Pl	Muy abundantes (1) Pl>Opx>Cpx>OxFe-Ti y (2) Pl>Cpx>OxFe-Ti	Microcristalina en parches
	7C12-28			3193307	462076	Dacita	Vidrio de base	Perlítica relicta muy porfírica a glomeroporfírica	Pl>FA>Cpx>OxFe-Ti>Zrn con xenocristales de Czo y Pl	(1) Pl>Cpx>OxFe-Ti y (2) Cpx>OxFe-Ti	Vitrea con cristalitas de Pl
	CCES13-11	Sierra Los Cerros Colorados	Islandita El Carmen	3163134	471897	Dacita	Vidrio de base	Porfírica a muy glomeroporfírica	Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti	(1) Pl>Opx>Cpx>OxFe-Ti y (2) Pl>Opx>OxFe-Ti	Vitrea con microcristales de Pl>Cpx>OxFe-Ti
	CCES12-01			3163599	471321	Andesita	Nivel intermedio	Vesicular-amigdalor porfírica a muy glomeroporfírica	Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti>Ap	(1) Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti y (2) Cpx>OxFe-Ti	Microcristalina a Mirmequítica de Czo>FA>OxFe-Ti
	CCES12-05			3163097	471816	Andesita	Nivel intermedio	Vesicular-amigdalor porfírica a muy glomeroporfírica	Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti>Ap	(1) Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti y (2) Cpx>OxFe-Ti	Mirmequitica de Czo>FA>OxFe-Ti
	CTEC12-03			3165503	468000	Andesita	Nivel intermedio	Vesicular-amigdalor porfírica a muy glomeroporfírica	Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti>Ap	(1) Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti y (2) Cpx>OxFe-Ti	Vitrea a muy microcristalina de Pl>OxFe-Ti
	CBES12-02			3167476	468338	Andesita	Nivel intermedio	Porfírica a muy glomeroporfírica	Pl>Cpx>OxFe-Ti	(1) Pl>Opx>Cpx>OxFe-Ti y (2) Cpx>Cpx>OxFe-Ti	Microcristalina de Pl>OxFe-Ti
	CCES12-08			3163134	471897	Andesita	Facies fluidal	Porfírica a glomeroporfírica	Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti	(1) Pl>Opx>Cpx>OxFe-Ti; (2) Cpx>Cpx y (3) Cpx>OxFe-Ti	Microcristalina de Pl>OxFe-Ti
	CCES13-10			3163134	471897	Andesita	Nivel intermedio	Porfírica a muy glomeroporfírica	Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti	(1) Pl>Cpx>OxFe-Ti	Microcristalina de Pl>OxFe-Ti
	CCES13-13	3163134	471897	Andesita	Facies vitrea	Porfírica a muy glomeroporfírica	Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti	(1) Pl>Cpx>OxFe-Ti y (2) Pl>Opx>OxFe-Ti	Microcristalina de Pl>OxFe-Ti		
	LED12-01	Loma El Divisadero	Islandita Divisadero	3170599	465472	Dacita hipabisal	Nivel de base	Dolerítica porfírica a glomeroporfírica	Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti>Ol>Zrn	(1) Pl>Cpx>Ol; (2) Pl>Cpx>OxFe-Ti y (3) Pl>Cpx>OxFe-Ti>Zrn	Criptocristalina de Pl>OxFe-Ti

Tabla 4.12- Relación de muestras analizadas petrográficamente y agrupadas como Magmatismo Toleítico (Islanditas).

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

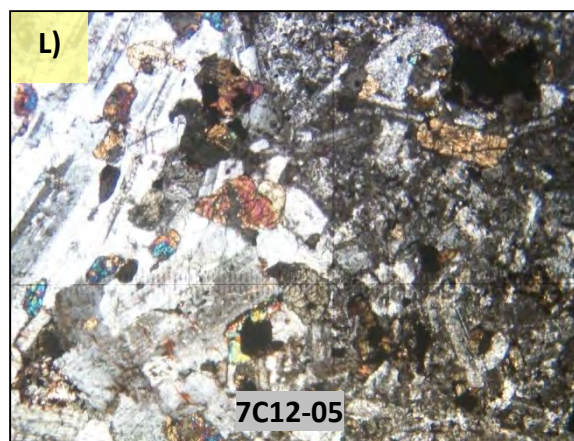
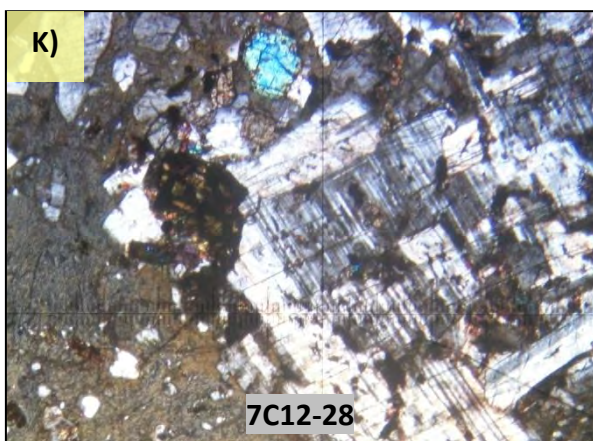
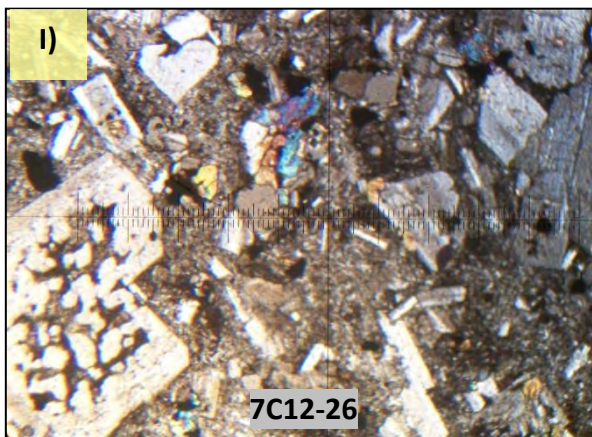
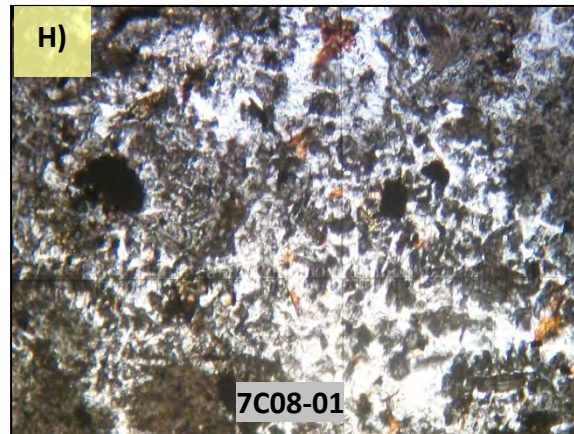
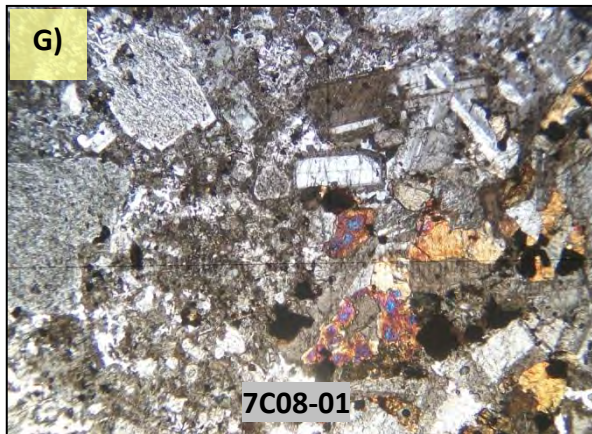
Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.



EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.



**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

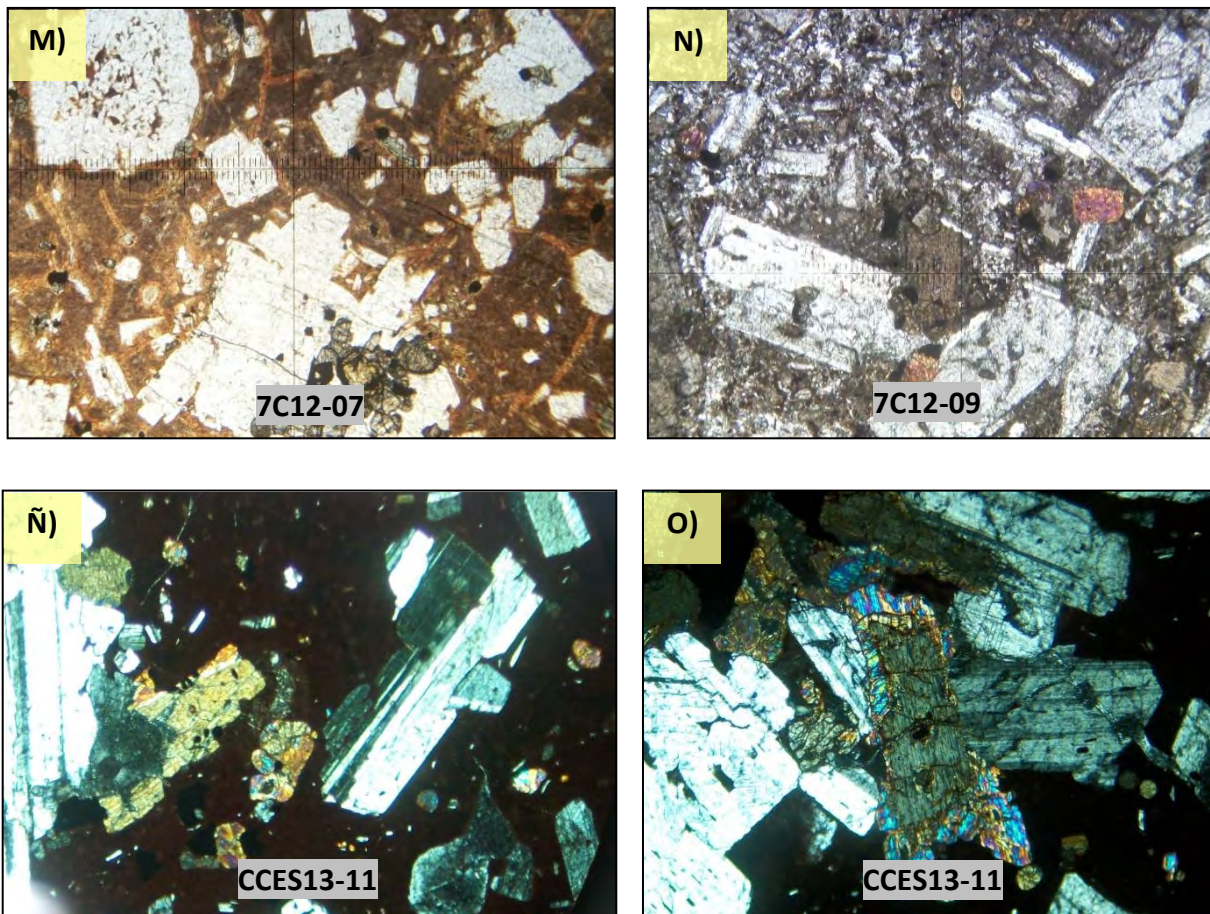


Figura 4.15.- Fotomicrografías mostrando las rocas del magmatismo islandítico: **A), B), C) y D)** exhiben en todos los casos la presencia de glomeros de $Pl > Cpx > Opx > OxFe-Ti$; **E)** Microfotografía de un ejemplar de islandita mostrando una matriz totalmente vítrea; **F)** Islandita hipovolcánica mostrando un glomero de $Pl > Cpx > Cpx > OxFe-Ti > Ol$; **G) y H)** Imágenes que muestran una matriz con textura mirmequítica; **I), J), K) y L)** Fotografías que muestran plagioclasas destabilizadas en todos los casos; **M)** Imagen en natural que exhibe una matriz ligeramente perlítica; **N)** Fotografía en luz natural que muestra una islandita con matriz microcristalina; **Ñ)** Matriz vítrea que envuelve a fenocristales de Pl y glomeros de $Pl > Opx > Cpx > OxFe-Ti$; **O)** Al centro de la fotografía se exhibe un piroxeno destabilizado.

Magmatismo Toleítico (Riolitas)

Para este magmatismo félsico, se lograron identificar tres diferentes litologías representativas atribuidas a: (1) Formación Lista Blanca; (2) Ignimbrita La Costa; y (3) Riolita La Aguja; las cuales se describen a continuación:

Formación Lista Blanca

Esta formación fue detectada cubriendo una amplia extensión en una nueva localidad en la región de la Sierra Los Cerros Colorados, inicialmente esta formación fue descrita en la Sierra Lista Blanca al Este de esta región por [Bartolini et al., 1991](#). En la Sierra Los Cerros Colorados, esta formación exhibe 5 litofacies de una ignimbrita, entre las cuales de manera general petrográficamente se reconoce que son tobas de ceniza con alto contenido en cristales predominantemente xenocristales. Se caracteriza por presentar texturas porfídicas de FA>Bta>OxFe-Ti ([Figura 4.16D](#), [Tabla 4.13](#)) y gran abundancia de xenocristales de cuarzo ([Figura 4.16C](#)); la mayoría de los cristales presenta dimensiones inferiores a los 0.3 mm. También en este tipo de rocas se aprecia la presencia de flamas de hasta 3 mm de dimensión ([Figuras 4.16A y 4.16B](#)).

En el caso de la biotita, en algunos casos se encuentra con bordes oxidados ([Figura 4.16D](#)) o bien con reemplazamiento por óxidos de fierro llegando incluso a formar pseudomorfos. Finalmente, es importante mencionar la presencia de líticos de intermedios con importante oxidación además de algunas micro-fracturas rellenas de sílice ([Figura 4.16A](#)).

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

Grupo	Muestra	Localidad	Magmatismo	N	E	Roca	Facies del Derrame	Textura	Fenocristales	Glómeros	Matriz
Magmatismo Toleítico (Riolitas e Ignimbritas)	CCES12-03	Sierra Los Cerros Colorados	Formación Lista Blanca	3163073	471807	Toba de ceniza con cristales	Facies intermedia con líticos	Porfírica con flamas	FA>Bta>Cpx>OxFe-Ti con xenocristales de Czo	NP	Ceniza
	CCES12-04			3163075	471806	Toba de ceniza con cristales	Facies intermedia con líticos	Porfírica con flamas	FA>Bta>OxFe-Ti con xenocristales de Czo	NP	Ceniza
	CCES13-01			3163075	471806	Toba de ceniza con cristales	Nivel de base estratificado	Porfírica	FA>Bta>OxFe-Ti con xenocristales de Czo	NP	Ceniza
	CCES13-12			3163075	471806	Toba de ceniza con cristales	Facies intermedia con líticos	Porfírica	FA>Bta>Cpx>OxFe-Ti con abundancia en xenocristales de Czo	NP	Ceniza
	CBES12-01		3167432	468351	Toba de ceniza vítrea	Facies intermedia	Porfírica ligeramente eutaxítica	FA>OxFe-Ti y xenocristales de Czo	NP	Vítrea	
	CBES12-03		3167404	468369	Toba vítrea	Facies vítrea con líticos	Vitroclástica porfírica a glomeroporfírica	FA>OxFe-Ti y xenocristales de Czo	NP	Vítrea	
	CBES12-04		3167385	468394	Toba vítrea con cristales	Facies vítrea	Eutaxítica porfírica con abundancia en flamas	FA>OxFe-Ti y xenocristales de Czo	NP	Vítrea	
	CBES12-05		3167374	468359	Toba vítrea con cristales	Facies intermedia prismática con líticos	Eutaxítica porfírica con abundancia en flamas	FA>OxFe-Ti y xenocristales de Czo	NP	Vítrea	
	CCES12-06	3163138	471871	Toba vítrea con cristales	Facies vítrea	Eutaxítica porfírica con abundancia en flamas	FA>OxFe-Ti y xenocristales de Czo	NP	Vítrea		
	CCES12-07	3163105	471882	Toba vítrea con cristales	Facies vítrea	Eutaxítica porfírica con abundancia en flamas	FA>OxFe-Ti y xenocristales de Czo	NP	Vítrea		
	CLAT12-01	Cerro La Aguja, Tastiota	Riolita Cerro La Aguja	3153810	457104	Riolita vítrea	Facies vítrea de base	Fluidal porfírica	Pl>FA>Cpx>Opx>OxFe-Ti	NP	Vítrea desvitrificada con microlitos de Pl
	CLAT12-02			3153810	457104	Riolita vítrea	Facies fluidal vesicular porfírica	Fluidal vesicular porfírica	Pl>FA>Cpx>Opx>OxFe-Ti con xenocristales de Czo	NP	Vítrea
	SLLA12-04	Microndas Las Avispas, Sierra Libre	Formación El Parral	3150506	496210	Toba vítrea (Riolita)	Facies vítrea de base con líticos (Ignimbrita)	Porfírica con flamas	Pl>FA>Cpx>Opx>OxFe-Ti>Ap	(1) Pl>Opx>OxFe-Ti y (2) Pl>Opx	Vítrea con escasos microlitos de Pl>FA>OxFe-Ti

Tabla 4.13- Relación de muestras analizadas petrográficamente y agrupadas como Magmatismo Toleítico (ignimbritas y Riolitas).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

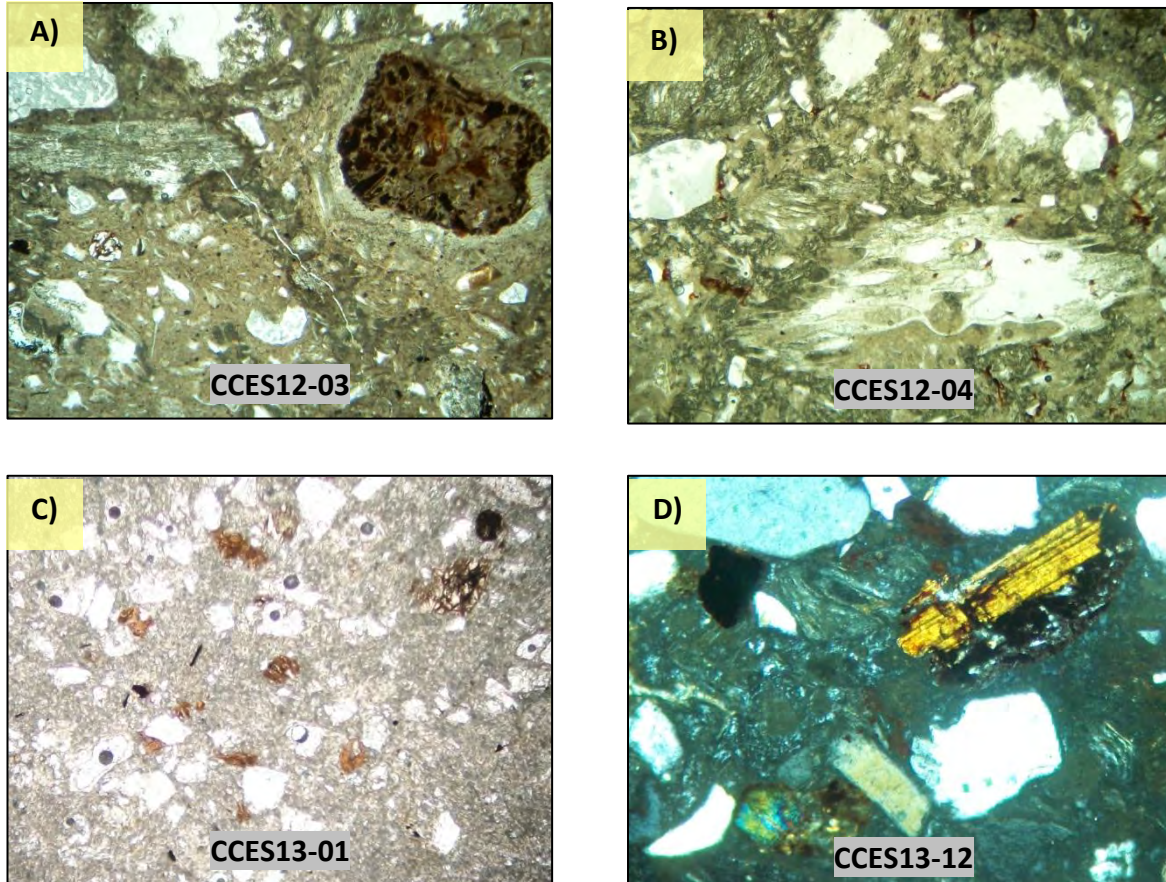


Figura 4.16.- Fotomicrográficas de secciones delgadas en luz polarizada (tomadas en un microscopio LEYCA) de las rocas correspondientes a la Formación Lista Blanca: **(A)** Imagen donde se muestra la presencia de flamas y líticos oxidados en una matriz de ceniza; **(B)** Fotomicrografía que expone una matriz rica en cristales y al frente una flama; **(C)** Fotomicrografía donde se aprecia la concentración de los fenocristales Czo>OxFe-Ti; **(D)** Imagen que muestra en primer plano la presencia de biotita con bordes oxidados.

Ignimbrita La Costa

Esta Ignimbrita fue detectada en la localidad de la Sierra Los Cerros Colorados, donde exhibe al menos 4 litofacies bien representadas en este trabajo por los ejemplares CBES12-01; CBES12-03; CBES12-04; CBES12-05; CCES12-06; y CCES12-07 (Tabla 4.13). En general esta unidad forma texturas porfídicas, eutaxíticas con flamas porfídicas de FA>OxFe-Ti mostrando en todos los casos xenocristales de cuarzo de tamaños inferiores a 0.2 mm. (Figura 4.17D y 4.17E). Se trata principalmente de rocas vítreas con el desarrollo de flamas de hasta 3mm de dimensión (Figura 4.17C), algunas facies tienden a presentar además, texturas vitroclásticas (Figura 4.17A y 4.17B) y eutaxíticas (Figura 4.17D); finalmente se observó la presencia de líticos compuestos por rocas volcánicas intermedias fuertemente alteradas (Figura 4.17D).

Riolita La Aguja

Esta Riolita vítrea se reconoció en la localidad de Tastiota en el cerro La Aguja, donde exhibe al menos 2 litofacies vítreas desvitrificadas con textura fluidal. En general esta unidad forma texturas porfídicas de Pl>FA>Cpx>Opx FA>OxFe-Ti mostrando la presencia de xenocristales de cuarzo de tamaños inferiores a 0.3 mm. (Figura 4.18A y 4.18C). En algunos casos al medir el ángulo de extinción del piroxeno (Figura 4.18B), fue posible ver que los valores oscilan entre 32° y 35°, lo cual es consistente con el ángulo de extinción del mineral pigeonita (de 30° a 40°; Roubault et al., 1963), característico de magmas con afinidad Toleítica.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

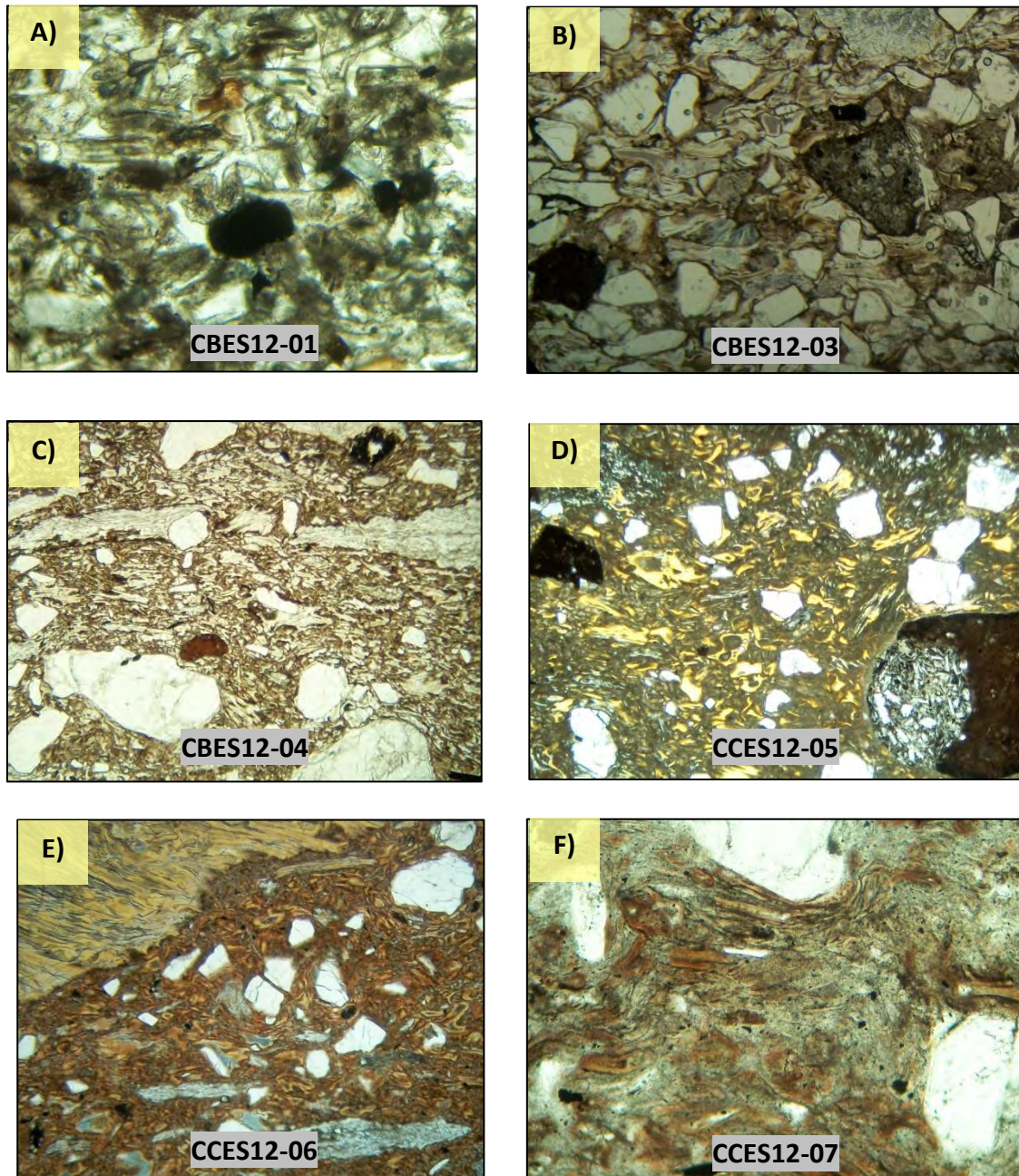


Figura 4.17.- Fotomicrografías de secciones delgadas en luz polarizada (tomadas en un microscopio LEYCA) de las rocas correspondientes a la Ignimbrita La Costa: **(A)** Imagen donde se muestra una textura ligeramente eutaxítica; **(B)** Fotomicrografía que expone una matriz vitroclástica; **(C)** Fotomicrografía donde se aprecia una textura eutaxítica y los xenocristales de cuarzo; **(D)** Imagen que muestra la alta concentración de xenocristales de cuarzo más la presencia de líticos; **(E)** y **(F)** Rocas con textura eutaxítica y abundancia en flamas.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción.

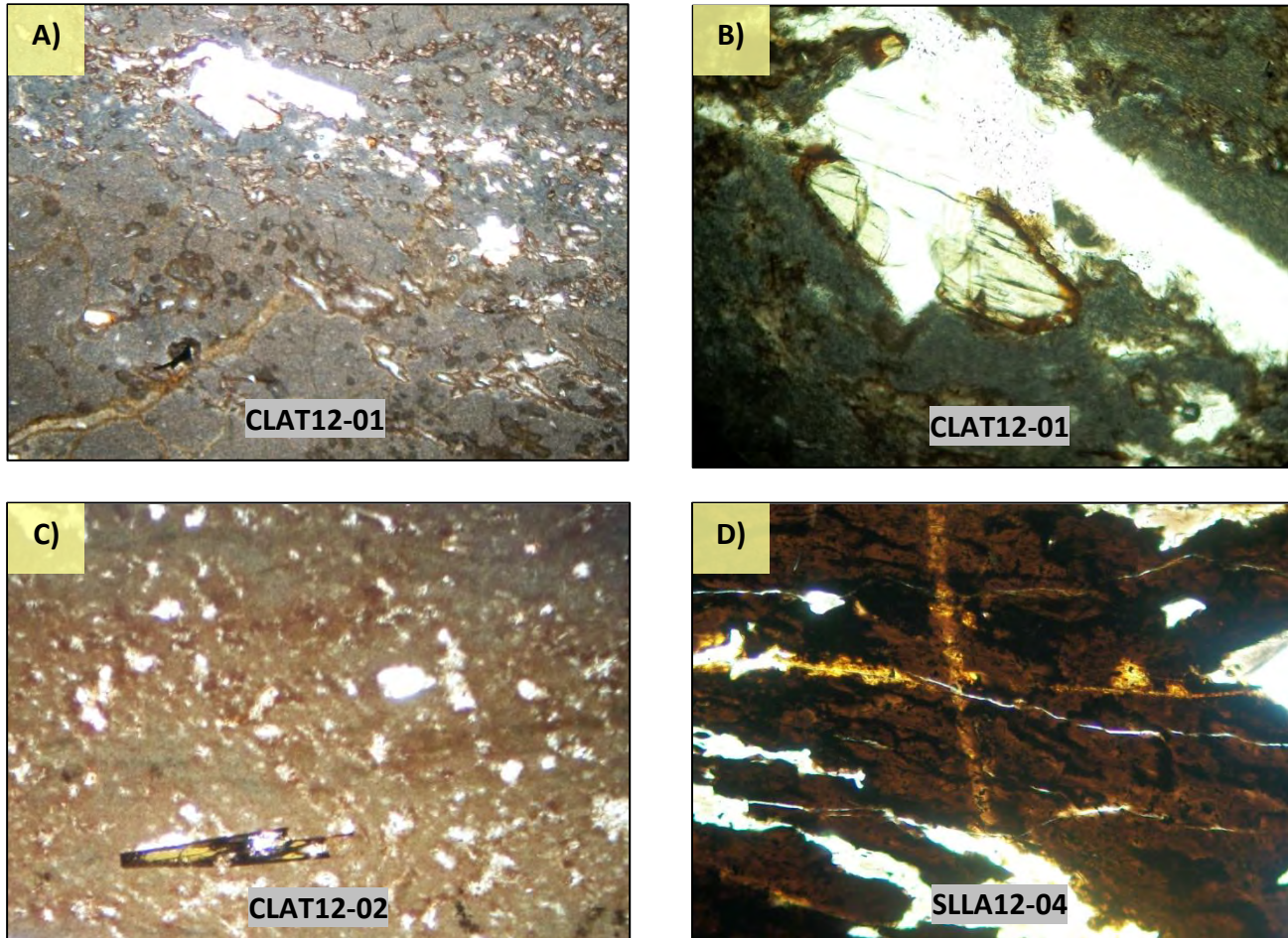


Figura 4.18.- Fotomicrografías de secciones delgadas en luz polarizada (tomadas en un microscopio LEYCA) de las rocas correspondientes a la Riolita La Aguja y a la Formación El Parral: **(A)** Imagen donde se muestra una matriz desvitrificada y el glomero que aparece a detalle en la Figura 4.18B.; **(B)** Fotomicrografía que expone en detalle de un glomero de plagioclasa y pigeonita el cual corresponde al fenocristal con tonalidad verde claro; **(C)** Fotomicrografía donde se aprecia la concentración de los fenocristales $Pl > Fa$; **(D)** Imagen que muestra una matriz muy vítrea con flamas de la Formación El Parral.

CAPITULO 5.- ESTUDIO GEOQUÍMICO DE LAS UNIDADES MAGMÁTICAS DE LAS REGIONES DE ESTUDIO

Se realizaron análisis geoquímicos de roca total para determinar los elementos mayores, elementos trazas y tierras raras, en un total de **49** muestras de rocas volcánicas, hipabisales e hipovolcánicas, representativas de las unidades magmáticas identificadas en las 10 diferentes zonas de estudio (**Región Norte:** 1.-Sierra Picú; 2.- Rayón; 3.- San Miguel de Horcasitas; 4.- Cerro La Labor. **Región Central:** 5.- Sierra Siete Cerros; 6.- Falso Cerro Gorgus; 7.- SW de la Sierra Libre y, **Región Costa Suroccidental:** 8.- Sierra Los Cerros Colorados; 9.- Loma Divisadero; 10.- Tastiota).

Los ejemplares analizados, se seleccionaron a partir del interés y la visualización de cambios litológicos y mineralógicos. La recolección de muestras fue llevada de manera sistemática procurando obtener una cantidad suficiente de esquirlas (tamaño aproximado a 5cm) que cumplieran con las condiciones de representatividad estadística de la roca, para lo cual se seleccionaron ejemplares de la mejor calidad posible, libres de alteraciones, intemperismo, vetillas y amígdalas rellenas de algún material.

A la par del muestreo para geoquímica, se tomaron ejemplares para realizar un estudio petrográfico, mismo que permite cerciorarse de la viabilidad del análisis y, por lo tanto, de la confiabilidad de los resultados. Finalmente se procedió al etiquetado y control de la muestra.

En muchos de los casos era posible observar que la matriz y minerales de la roca estaban muy frescos, no obstante, contenían amígdalas y, en el caso de las ignimbritas, se presentaban abundantes líticos ajenos a las lavas. Estas muestras requirieron de una preparación especial, misma que será explicada más adelante.

5.1 Técnicas analíticas

La etapa de laboratorio inició con la preparación de muestras para el análisis geoquímico, este paso consiste en la trituración de las esquirlas de roca, el cual se realizó en el laboratorio de preparación de muestras del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, Estación Regional del Noroeste (UNAM-ERNO).

Para esta fase de preparación, se utilizó la quebradora de quijadas de acero inoxidable *Braun Chipmunk* (Figura 5.1). Para evitar una contaminación entre las muestras, una vez que el equipo se encontraba limpio y listo para usarse, se iniciaba con la trituración de una primera porción de la muestra en cuestión, esto con el fin de provocar una autocontaminación en el equipo, que generara un ambiente óptimo para la fragmentación final (gravilla definitiva de tamaños inferiores a 0.5 cm).

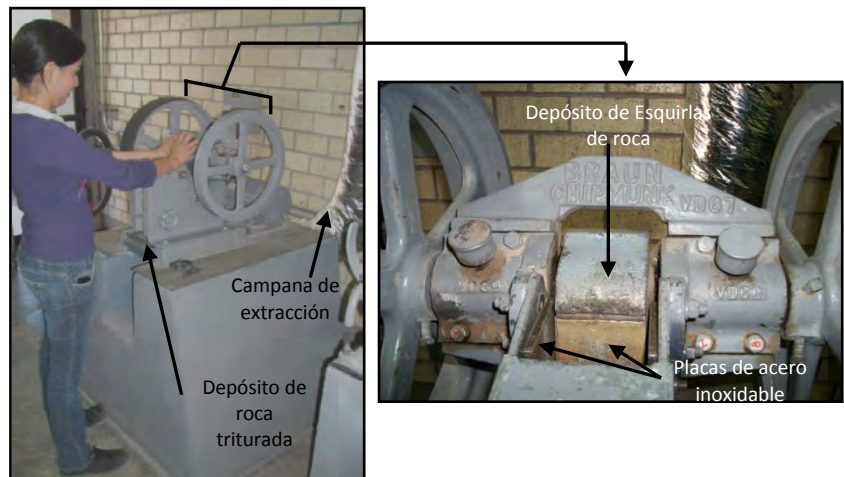


Figura 5.1.- Quebradora de quijadas de acero inoxidable *Braun Chipmunk*, Laboratorio de Preparación de muestras del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, Estación Regional del Noroeste (ERNO).

Posterior a la obtención de gravilla, se realizó una separación manual en las muestras que habían sido consideradas como buenas para análisis al tener una matriz y minerales frescos. Tal separación consiste en eliminar amígdalas y líticos ajenos al magmatismo; en el caso del vitrófiro con fracturas rellenas de caliche se trató de diluir el carbonato, en otros casos se eliminaron en gran porcentaje pómez alteradas.

Siguiendo la preparación de las muestras, se cuarteó la gravilla limpia, usando papel bond, hasta obtener aproximadamente 50 gr, mediante un submuestreo aleatorio establecido para obtener un porcentaje estadístico de muestra para su pulverización y otra cantidad equivalente para el limpiado del contenedor de la máquina pulverizadora.

La pulverización se efectuó en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, utilizando un molino centrífugo de bolas *Retsch S100* (Figura 5.2), con contenedor de ágata y cubierta exterior de aluminio, el cual utiliza 13 canicas de ágata, considerando su buen funcionamiento.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.



<http://pdf.directindustry.es/>
www.retsch.de

Figura 5.2.- Molino centrífugo de bolas Retsch S100, esquematización del equipo, y su funcionamiento interior

En este proceso se tomó una precaución adicional para evitar la contaminación de la muestra en el proceso de preparación, se realizó un lavado con agua corriente y agua destilada, tanto en mesas, como contenedor, canicas y cedazo de acero inoxidable. Se secó con toallas de papel, después se procedió a la autocontaminación del contenedor y de las canicas con una fracción del triturado de la misma muestra.

Después, se pulverizó la muestra, hasta alcanzar la fracción estándar malla 230 ($<64\mu$), donde el producto final se debe sentir al tacto como el talco, esto con el fin de asegurarse que se hayan pulverizado hasta los minerales más duros como el zircón.

Para cada muestra se emplearon aproximadamente 10 gr de polvo para su análisis en el Laboratorio comercial *ALS MINERALS* (CHEMEX) de Vancouver, Canadá, con los equipos ICP-OES (para la obtención de elementos mayores) e ICP-MS (para la obtención de elementos traza).

Los resultados de los 49 análisis de roca por elementos mayores, presentados como óxidos (% peso), el cálculo de la Norma CIPW (base anhidra), y los resultados de REE y elementos traza, son presentados en las **Tablas 5.1, 5.2 y 5.3.**

Para los cálculos de la Norma CIPW y la elaboración de los diagramas presentados en este documento, se utilizó el programa IGPET 2007. Se verificó el correcto uso de los datos, asegurándonos previamente de que los valores de los análisis estuvieran en base anhidra, es decir, que hayan sido eliminados los volátiles H_2O^+ , H_2O^- , y/o LOI (pérdida por ignición) y que al final se recalculan los datos al 100%, tal como lo establecen las normas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS).

5.2 Petroquímica de las rocas volcánicas estudiadas

Específicamente en la región de estudio se analizaron los grupos petrológicos neógenos detectados bajo el análisis petrográfico (*ver capítulo 4*), los cuales fueron reagrupados de la siguiente manera considerando su posición estratigráfica y sus principales rasgos petroquímicos:

(A) Magmatismo Orogénico.- consta de **36** muestras correspondientes a rocas volcánicas del Arco Continental Oligoceno-Mioceno Medio, particularmente ejemplares con una afinidad adakítica, incluyéndose **18** muestras de la región de Rayón, Sonora ([Gómez-Valencia, 2011](#)), además se agregaron **2** ejemplares analizados geoquímicamente por [Till et al. \(2009\)](#) y muestreados en este trabajo para descripción petrográfica e interpretaciones petrogénicas (muestras 02IMSL-02 ó SLLA12-01A; y muestra SLLA12-05B ó 03IMSI-29) y para fechamiento radiométrico por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (muestra SLLA12-01A ó 02IMSL-02). **El magmatismo adakítico** ocurre en varios episodios magmáticos distribuidos en: a) Volcanismo adakítico Oligoceno Tardío, b) Volcanismo adakítico Oligoceno Tardío/Mioceno Temprano, c) Volcanismo adakítico Mioceno Temprano, d) Formación volcánica Cerro Prieto (Mioceno Temprano), e) Formación volcánica Las Agujas (Mioceno Medio), f) Formación volcánica La Golondrina (Mioceno Medio?); g) Formación volcánica Cerro Picú (Mioceno Medio) y; h) Formación volcánica Las Lomitas (Mioceno Medio).

(B) Magmatismo anorogénico.- está constituido por **31** muestras en total derivadas del Volcanismo de rift del Mioceno Medio-Tardío, en las cuales, por un lado, a la base de la secuencia, se encuentran **10 ejemplares volcánicos** transicionales relacionados a la Formación Sierra Libre, representados por **2** lavas máficas y **8** muestras del volcanismo Hiperalkalino (Incluyendo la Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe). Por otro lado, de la parte superior, se recopilaron **21** muestras de Rocas Toleíticas comprendiendo basaltos, islanditas, dacitas y riolitas.

Diagramas de variación tipo Harker para elementos mayores

Con la finalidad de tener una mejor identificación de los grupos geoquímicos orogénicos y anorogénicos estudiados, así como de detectar tendencias y variaciones, se utilizaron los elementos mayores recalculados al 100% en base anhidra y algunos elementos traza para graficar en diagramas de variación tipo Harker (**Figuras 5.3 y 5.4**).

La relación existente en los diagramas de variación de Al_2O_3 , MgO , F_2O_3 , TiO_2 , CaO y P_2O_3 con respecto al SiO_2 **Figuras 5.3(A, B, C, D, F, H)**, de manera general, muestran una pendiente negativa en ambos grupos, variando en contenidos mayores de alúmina y calcio para las lavas orogénicas. Con lo anterior, se detecta que en el caso del magmatismo adakítico existen al menos dos patrones lineales, evidenciando procesos petrogénéticos distintos: **(A)** Las rocas que pertenecen a la Formación volcánica Las Agujas tienen un mayor enriquecimiento en Al_2O_3 , CaO y Na_2O , mientras que **(B)** La Formación volcánica Cerro Prieto a pesar de indicar un cierto paralelismo en su tendencia lineal, presenta valores más empobrecidos. La variación química, en línea recta, de ambas formaciones sugiere que la mezcla de magmas o asimilación es el proceso dominante para su génesis. Esta hipótesis es apoyada por las texturas minerales de desequilibrio observadas en la petrografía.

Por el contrario, la química de las rocas anorogénicas muestra esencialmente una sola tendencia bajo un comportamiento curvilíneo, sugiriendo que se derivan de una diferenciación causada por cristalización fraccionada. Una pendiente pronunciada en los diagramas de CaO y MgO en las partes más básicas de la serie (**Figuras 5.3B y 5.3F**) indican cristalización y separación del magma de olivino y clinopiroxeno. En los términos intermedios la cristalización de plagioclasa, piroxenos, óxidos de Fe-Ti y apatito es evidenciada por aumento en la concentración de sodio, magnesio, titanio y fósforo. Finalmente, las rocas ácidas muestran un marcado empobrecimiento en Al, Na, Ca y Fe en respuesta a la cristalización y separación del magma de feldespatos alcalinos, clinopiroxenos y óxidos de Fe-Ti. Estas interacciones minerales para las variedades intermedias y ácidas son también visualizadas en las tendencias indicadas por los elementos Fe, Mg, Si y K en la **Figura 5.4H**.

Diagramas de variación tipo Harker para elementos traza

El comportamiento de los elementos traza, con respecto a los valores de SiO₂, corrobora las tendencias descritas en los diagramas de variación tipo Harker anteriores, como la del comportamiento rectilíneo o curvilíneo de los valores del magmatismo orogénico y anorogénico. Primero entre los elementos litófilos de gran radio iónico (LILE) destaca el cual muestra un marcado enriquecimiento en las formaciones Las Agujas y Cerro Prieto, con respecto al contenido de dicho elemento en los magmas considerados anorogénicos (Figura 5.4B), exhibe un parámetro decisivo entre los grupos magmáticos, al presentarse con los valores más elevados en el magmatismo de carácter adakítico (hasta 1640 ppm), diferenciándose indiscutiblemente de los más bajos contenidos que mostrará siempre el magmatismo transicional y toleítico anorogénico (inferior a 444ppm). Contrario al Sr, el Ba y el Rb despliegan (Figura 5.4A, 5.4B y 5.4C), en el magmatismo adakítico, valores siempre ascendentes con respecto al sílice que son mucho más elevados en la Formación Volcánica Cerro Prieto.

El magmatismo anorogénico muestra valores mayores de Zr con respecto a la FLA y de V con respecto a la FLA y FCP (Figuras 5.4D y 5.4E).

Finalmente, Cr y Ni (Figuras 5.4F y 5.4G), presentan un fuerte descenso en los valores de las rocas más máficas asociadas al magmatismo transicional y toleítico corroborando la cristalización de los minerales féficos en las etapas iniciales de la diferenciación.

En síntesis, es posible distinguir un comportamiento en la variación química de los elementos mayores y traza de las series orogénica y anorogénica, que es derivado de procesos petrogénicos contrastantes. Además, este ejercicio permite detectar los elementos discriminantes que hacen posible la caracterización y la identificación química de las lavas de composición intermedia y más abundante en la región de estudio.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

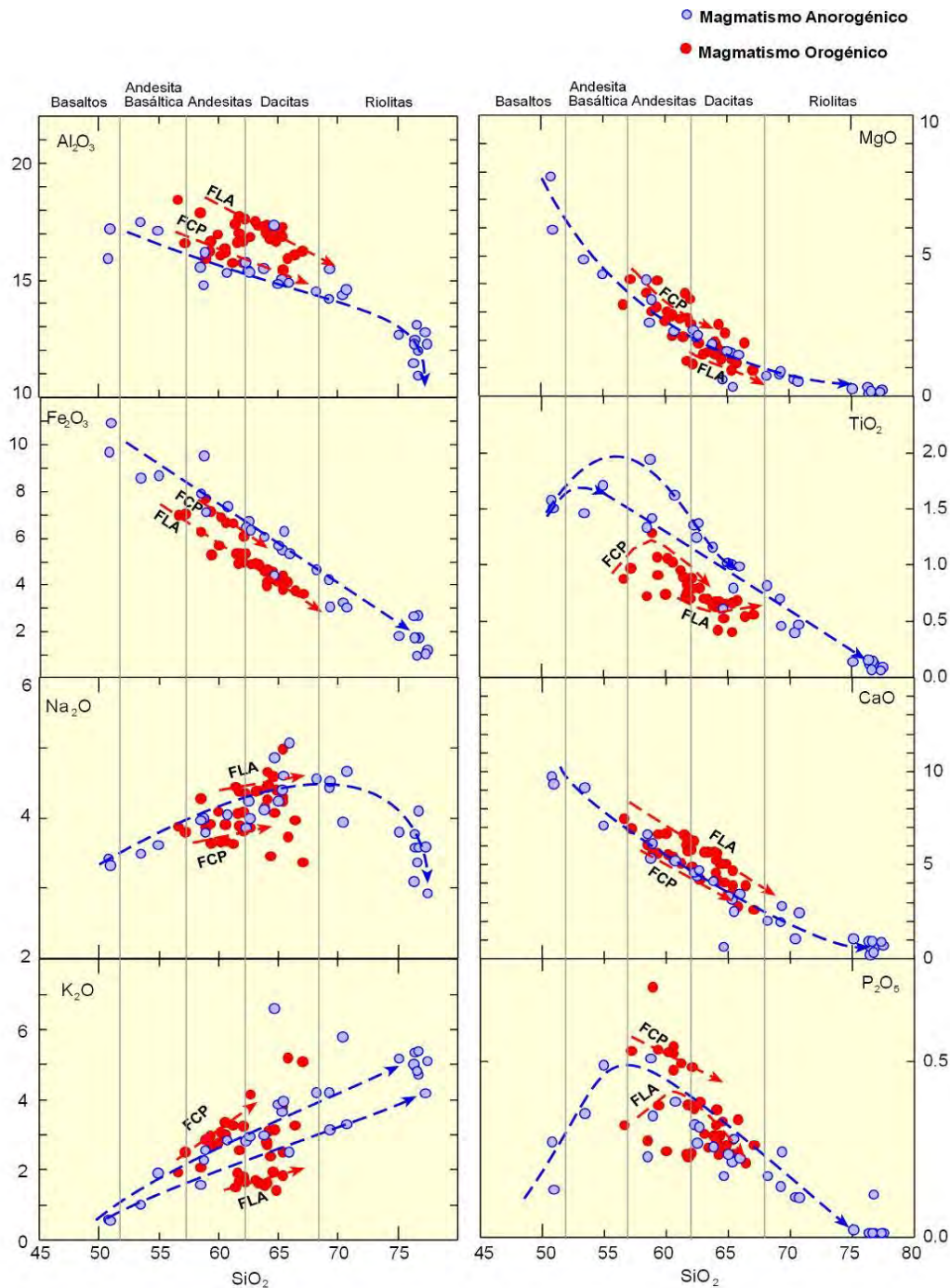


Figura 5.3.- Diagramas de variación tipo Harker para elementos mayores.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

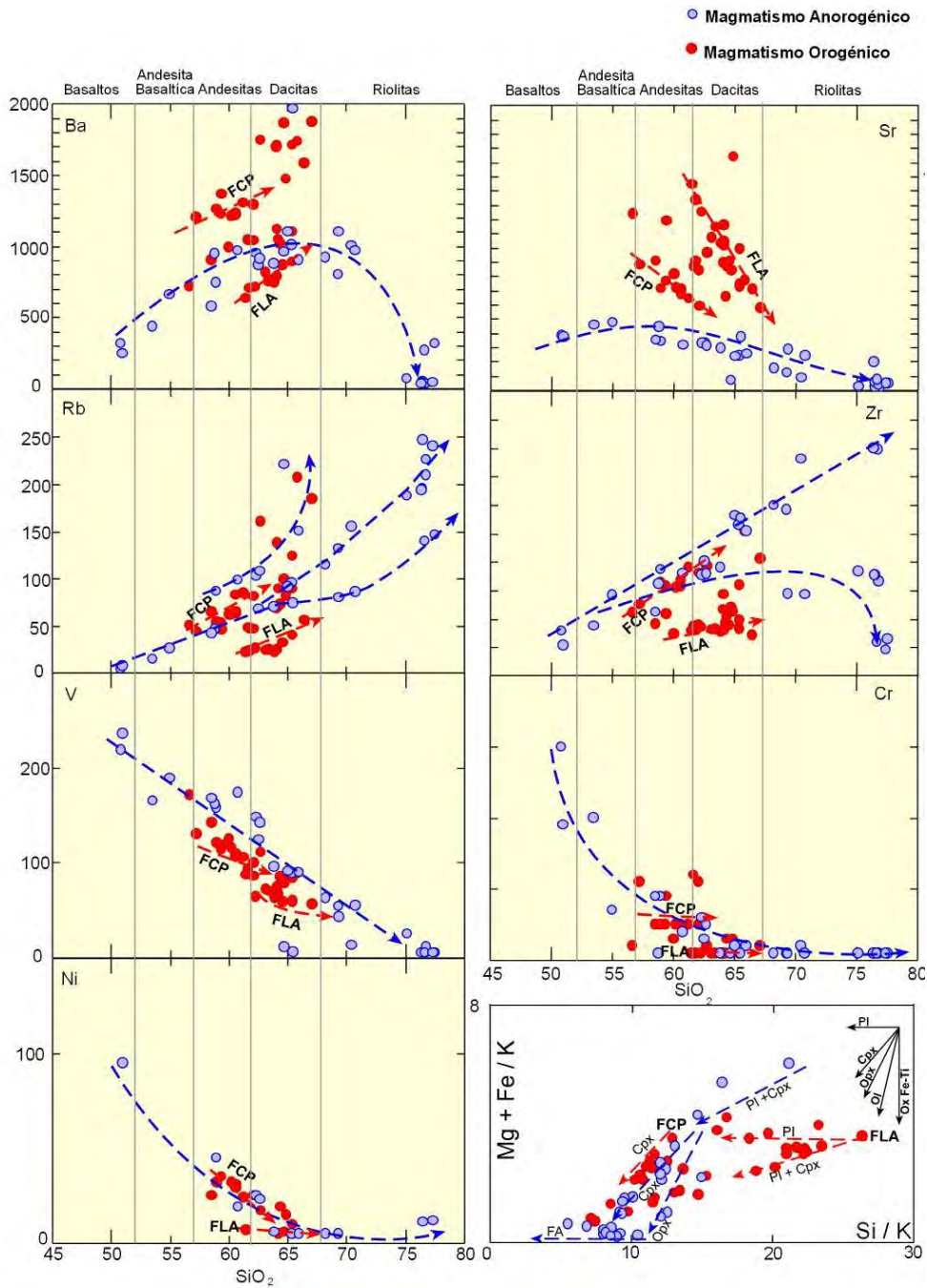


Figura 5.4.- A), B), C), D), E), F) y G) Diagramas de variación tipo Harker para elementos traza; y **H)** Diagrama Si/K vs Mg+Fe/K de [McBirney \(1993\)](#).

5.3 Petroquímica del magmatismo adakítico

Los resultados analíticos incluyen óxidos mayores, tierras raras, elementos trazas y el cálculo de la norma CIPW, así como algunos otros cálculos petrogénéticos del magmatismo adakítico detectado en seis nuevas localidades de Sonora en un rango temporal comprendido del Oligoceno Temprano al Mioceno Medio. La geoquímica de 18 muestras de las localidades de Cerro Prieto y Las Agujas de Rayón (claves CPR y LAR) y 2 muestras de la localidad del Microondas Las Avispas en la Sierra Libre (clave SLLA), proviene de [Gómez-Valencia \(2011\)](#), y [Till et al. \(2009\)](#) respectivamente, y han sido nuevamente considerados en este trabajo con fines interpretativos.

En términos generales, dentro de las seis localidades se identificaron ocho variedades magmáticas con afinidad adakítica las cuales se abordarán a continuación, explicando las particularidades existentes para este magmatismo en cada localidad.

Elementos Mayores

Las características geoquímicas que permiten clasificar a las lavas estudiadas se aprecian en el diagrama TAS (álcalis totales *versus* sílice) propuesto por [Le Bas et al. \(1986\)](#), ([Figura 5.5A](#)). En este diagrama puede observarse que las rocas orogénicas de las distintas localidades, se ubican por debajo del dominio alcalino (marcado por la línea de [Irvine y Baragar, 1971](#)). Las rocas de San Miguel de Horcasitas (SMH), fechadas en el Oligoceno Temprano-Oligoceno Tardío (*ver capítulo de Geocronología*), se localizan dentro del campo de las traquiandesitas-andesitas y traquidacitas-dacitas, siendo necesario precisar que específicamente se tratan de rocas tipo latita, dado que los valores del K_2O superan a la relación Na_2O menos 2% ([Figura 5.5C](#), [Tabla 5.1](#)). Estas latitas presentan contenidos muy similares en SiO_2 y valores de FeO_t/MgO relativamente bajos que sugieren una pertenencia a la serie calcoalcalina (de acuerdo a [Miyashiro, 1974](#)), mostrando que se trata de rocas perteneciente a una serie calcoalcalina distribuidas en diferentes episodios cronológicos ([Figura 5.5B](#)).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

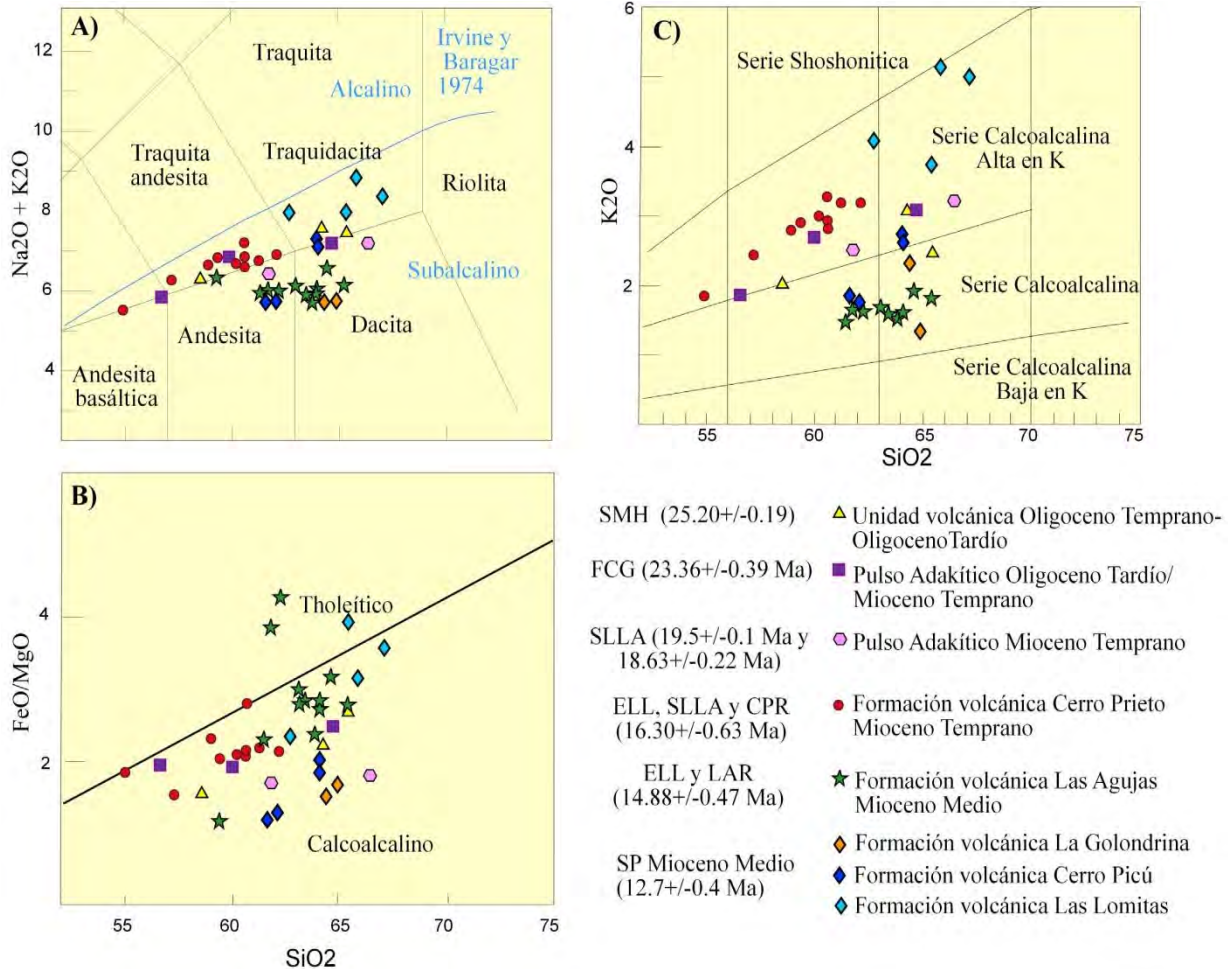


Figura 5.5.- A) Detalle del diagrama TAS (álcalis vs silíce) propuesto por [Le Bas et al., \(1986\)](#), con la línea discriminante de [Irvine y Baragar \(1971\)](#), mostrando la clasificación química del magmatismo adakítico Oligoceno Temprano-Mioceno Medio: (1) **SMH**: San Miguel de Horcasitas; (2) **SLLA**: Sierra Libre; (3) **FCG**: Falso Cerro Gorgus; (4) **ELL**: Ejido La Labor; (5) **CPR y LAR**: Cerro Prieto y Las Agujas, Rayón y (6) **SP**: Sierra Picú. **B)** Diagrama de discriminación entre la serie calcoalcalina y toleítica SiO₂ Vs FeO/Mg propuesto por [Miyashiro \(1974\)](#), y **C)** Diagrama K₂O vs SiO₂ propuesto por [Peccerillo y Taylor \(1976\)](#).

Las rocas de la localidad del Falso Cerro Gorgus (FCG), son las ubicadas más hacia el occidente que muestran un carácter adakítico para el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (*ver capítulo de Geocronología*). Estas rocas corresponden a andesitas basálticas, traquiandesitas y dacitas ([Figura 5.5A](#)), la muestra CG09-01 se trata de una latita, dado que los

valores de la relación Na_2O menos 2% son inferiores al valor de K_2O (Figura 5.5C). Estas rocas finalmente muestran valores de FeOt/MgO relativamente bajos mostrando que se trata de rocas pertenecientes a una serie calcoalcalina según el diagrama de Miyashiro (1974) de la Figura 5.5B, con contenidos altos en K.

Las rocas del Mioceno Temprano (*ver capítulo de Geocronología*) de la localidad del microondas Las Avispas en la Sierra Libre, corresponden a dacitas y andesitas (Figura 5.5A) exhibiendo valores de sílice muy cercanos y contenidos de FeOt/MgO más bajos que los grupos 1 y 2 (Miyashiro, 1974), pero manifestando también que esas rocas pertenecen a una serie calcoalcalina rica en K (Figura 5.5C).

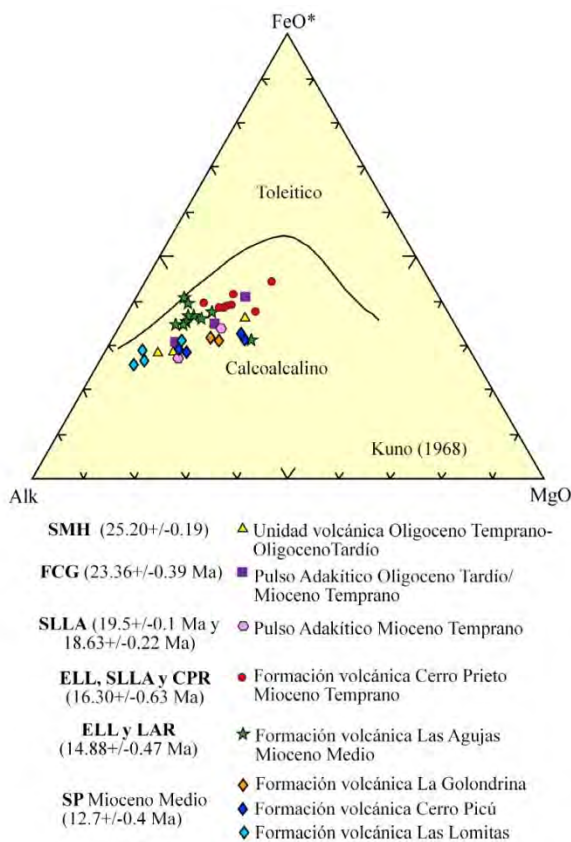
Las rocas de la **Formación volcánica Cerro Prieto** asignadas al Mioceno Temprano (*ver capítulo de Geocronología*), provienen del Ejido La Labor (ELL), y de la localidad tipo de Cerro Prieto en Rayón (CPR) que inicialmente descrita como *Unidad volcánica Cerro Prieto* por Gómez-Valencia, (2011). Visualizando el diagrama TAS Le Bas et al., 1986, (Figura 5.5A), podemos apreciar que las rocas de esta unidad corresponden a andesitas basálticas y traquiandesitas. Sin embargo, las traquiandesitas en realidad corresponden a latitas ya que el valor de la relación Na_2O menos 2% es inferior al valor de K_2O . Los contenidos en sílice de esta unidad varían en su mayoría de 57 a 61.7 % (sólo una muestra presenta 52.9%) que aunados a los valores relativamente bajos de FeOt/MgO , mantiene a este grupo de rocas en el dominio calcoalcalino alto en potasio de acuerdo al diagrama de Miyashiro (1974) de la Figura 5C.

La Formación volcánica Las agujas que aflora en las regiones de Rayón y en en el ejido La Labor, fueron fechadas como del Mioceno Medio y corresponden a andesitas y dacitas con valores de Fe/Mg y K que indican una composición calcoalcalina (Figura 5.5B y 5.5C, Tabla 5.1).

Las tres formaciones volcánicas de la Sierra Picú de Puerto Libertad (SP), asignadas al Mioceno Medio (*ver capítulo de Geocronología*): **(1)** Formación volcánica La Golondrina, **(2)** Formación volcánica Cerro Picú y **(3)** Formación volcánica Las Lomitas. Las rocas de la Formación volcánica La Golondrina, corresponden a dacitas en el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986; Figura 5.5A). Los contenidos de sílice en la primer formación, oscilan alrededor del

60% con valores de FeOt/MgO inferiores al 2% que se mantienen dentro del campo calcoalcalino como se muestra en la **Figura 5.5B** (Miyashiro, 1974). Las rocas de la Formación volcánica Cerro Picú, muestran contenidos de sílice de 62.7 a 63.8%, volviéndose un poco más intermedias y potásicas, variando de andesitas a traquidacitas (**Figura 5.A**). Los valores de FeOt/MgO mantienen a estas rocas en el dominio calcoalcalino (**Figura 5.5C**). Las rocas de la Formación volcánica Las Lomitas, corresponden a traquidacitas como se puede apreciar en el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986; **Figura 5.5A**). Los contenidos de sílice varían de 60.8 a 65.2 % y los valores de FeOt/MgO relativamente más altos en comparación con las rocas de las otras formaciones, aunque de composición calcoalcalina, revelan en algunos casos una tendencia hacia la serie toleítica en el diagrama de Miyashiro (1974) en la **Figura 5.5B**. Esta unidad se destaca por su alto contenido en potasio, alcanzando, en algunos casos, el límite shoshonítico. Esta afinidad química calcoalcalina se ve claramente en el diagrama AFM (Álcalis, Hierro total y Magnesio, **Figura 5.6**), propuesto por Kuno (1968).

Los seis grupos volcánicos orogénicos expresan una clara afinidad calcoalcalina tal y como se mostró en el diagrama de la **Figura 5.5B**, sin embargo, esta afinidad química puede ser mejor caracterizada en el diagrama propuesto por Peccerillo y Taylor (1976) de la **Figura 5.5C**, donde las lavas intermedias varían de un dominio calcoalcalino normal a uno calcoalcalino alto en potasio.



Elementos Traza

Los diagramas de Tierras Raras normalizados a condrita (Sun y McDonough, 1989; **Figura 5.7**), muestran, de en todos los

Figura 5.6.- Diagrama AFM (Álcalis, Hierro y Magnesio), propuesto por Kuno (1968).

casos, espectros que tienen una forma de L, con valores elevados en elementos de tierras raras ligeras (*LREE*) y una pendiente pronunciada entre La y Dy, una anomalía poco pronunciada en Eu, sugiriendo un bajo fraccionamiento de plagioclasa, y patrones de elementos de tierras raras pesadas (*HREE*) muy fraccionados (subhorizontales). Sin embargo, existen notables diferencias entre algunos de los grupos: **(1)** a pesar de ser ligeramente más ricas en sílice, las lavas del pulso adakítico Mioceno Temprano de la Sierra Libre y de la Formación volcánica Las Agujas, tienen un espectro considerablemente más empobrecido en relación a las concentraciones de la Formación volcánica Cerro Prieto que aparece en las tres localidades mencionadas (**Figura 5.7C, 5.7D y 5.7E**); **(2)** esta situación no es estrictamente análoga con las Formaciones volcánicas de la Sierra Picú (**Figura 5.7F**), debido a que los valores de sílice son oscilatorios; **(3)** consecuentemente, se visualiza que entre más jóvenes son las rocas magmáticas con tendencia adakítica, presentan concentraciones mayores de LREE como se observa en todos los diagramas de la **Figura 5.7**, siendo más evidente en el diagrama de la **Figura 5.7F** para la Formación volcánica Las Lomitas de la Sierra Picú.

Otras características pueden ser observadas en los elementos traza: como el Zr que aumenta entre más joven sea el magmatismo (**Tabla 5.1**), reflejando valores de hasta 510 ppm (Formación volcánica las Lomitas de la Sierra Picú); particularmente en esta localidad correspondiente a la Sierra Picú, ocurre una peculiaridad con el mismo elemento debido a que la primera formación adakítica (Formación volcánica La Golondrina) tiene concentraciones de Zr de 227 (a la base) a 206 ppm (a la cima); posteriormente la siguiente formación que sobreyace, Formación volcánica Cerro Picú sigue con una ascendente concentración en Zr indicando en la facies de base una detección de 176-178 ppm y en la facies que se sobrepone valores de 233-278 ppm. Finalmente el volcanismo adakítico que corona estas formaciones (Formación volcánica las Lomitas) incrementa considerablemente su contenido en Zr de 319 a 510 ppm.

Las concentraciones de Sr para la misma localidad de la Sierra Picú, se aprecia que, en el transcurso del tiempo, al principio son altas, luego disminuyen y al final se incrementan de nuevo, lo cual significa que inicialmente la Formación volcánica Las Golondrina exhibe valores de Sr de hasta 1640 ppm (**Tabla 5.1**) disminuye hacia la cima de en un porcentaje de

hasta 50% (868 ppm). A la base de la formación siguiente, Formación volcánica Cerro Picú, sigue disminuyendo la concentración de Sr llegando a reflejar valores de hasta 843 ppm, para posteriormente, en la última formación (Formación volcánica Las Lomitas), seguir el decremento con valores de 579 ppm, que en las facies posteriores de la misma, muestran un nuevo aumento paulatino, primeramente de 773 ppm, luego de 965 ppm y finalmente culmina con 991 ppm.

En la Sierra Libre (Microondas Las Avispas), existe una disminución en la concentración del Sr de 908 a 711 en las rocas de 19.5 ± 0.1 Ma que baja a 475 ppm en las rocas de 16 Ma; y (4) en la localidad de San Miguel de Horcasitas, el pulso correspondiente al Oligoceno Temprano tiene valores de 658 ppm, donde en esa misma localidad para el Oligoceno Tardío incrementa a 907 ppm y a la cima disminuye a 745 ppm (Tabla 5.1).

El diagrama multielementos normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989; Figura 5.8), confirma primeramente una cierta similitud en los espectros de los elementos traza de todas las lavas (arreglo espectral uniforme según sus grupos) y, segundo, un enriquecimiento progresivo en los elementos más incompatibles el cual es mucho mayor en las formaciones magmáticas de la Sierra Picú (Figura 5.8F). Los espectros presentan además anomalías negativas en Nb-Ta, P y Ti, que aumentan con el grado de diferenciación de cada pulso magmático. Anomalías positivas en Pb y Ba ocurren de manera independientemente a este fenómeno en la mayoría de los grupos. Además, existen marcadas diferencias entre todos los grupos en relación a la presencia de anomalías positivas en Sr y un empobrecimiento general en todos los elementos de la unidad volcánica Oligoceno (Figura 5.8A), del Pulso Adakítico Oligoceno Tardío/Mioceno Temprano (Figura 5.8B), del Pulso Adakítico Mioceno Temprano (Figura 5.8C), de la Formación volcánica Las Agujas del Mioceno Medio (Figuras 5.8D y E), de las Formaciones volcánicas La Golondrina y Cerro Picú del Mioceno Medio (Figura 5.8F). Lo anterior en comparación con valores más elevados en los espectros que arrojan la Formación volcánica Cerro Prieto del Mioceno Temprano (Figuras 5.8C, D y E) y la Formación volcánica Las Lomitas del Mioceno Medio (Figura 5.8F).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

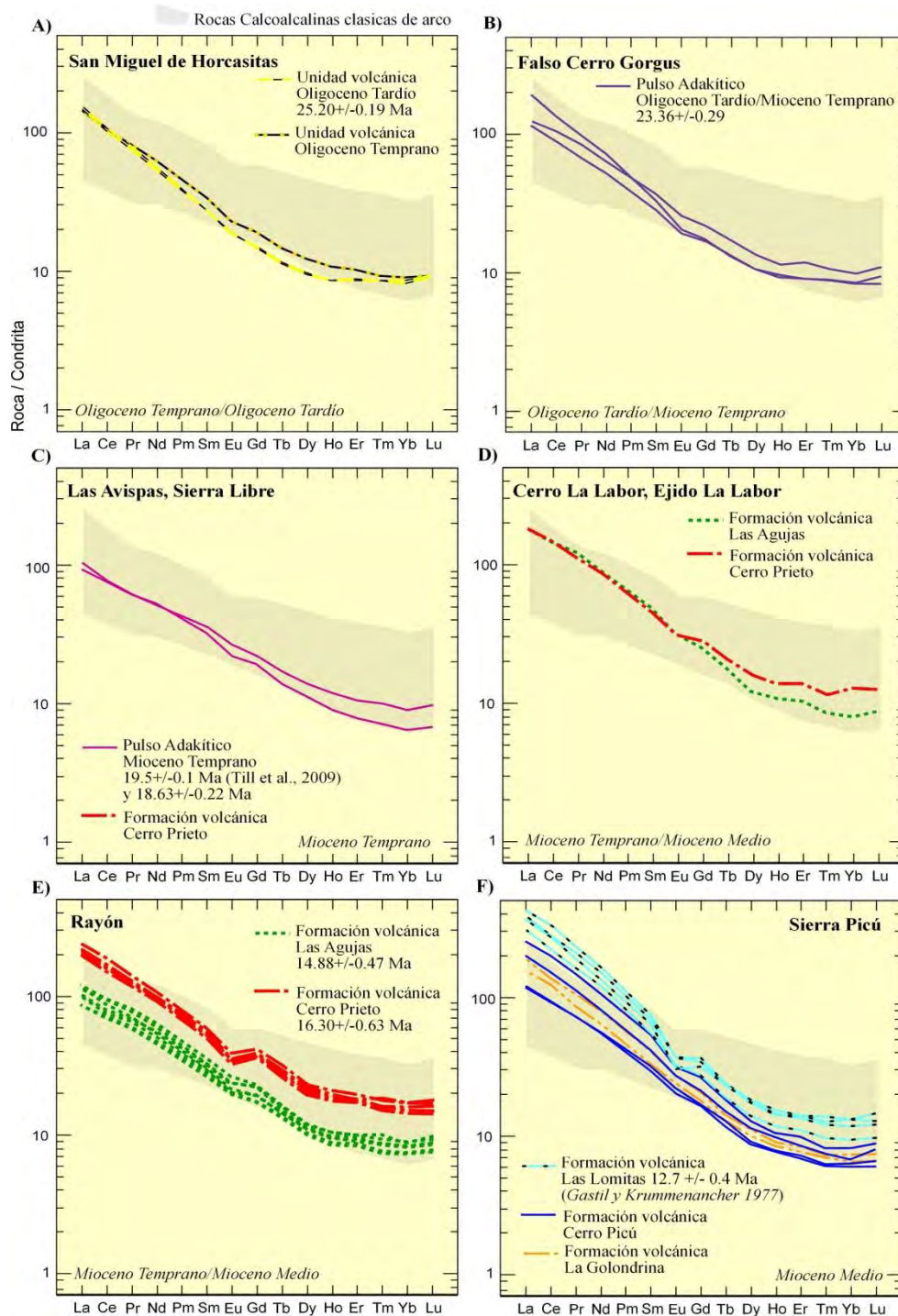


Figura 5.7.- Diagramas de Elementos de Tierras Raras (REE) normalizado a condrita Sun y McDonought, (1989), mostrando los espectros del magmatismo Adakítico del Oligoceno Temprano al Mioceno Medio: **A)** San Miguel de Horcasitas; **B)** Falso Cerro Gorgus; **C)** Microondas Las Avispas, Sierra Libre; **D)** Cerro La Labor, Ejido La Labor; **E)** Rayón y **F)** Sierra Picú.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

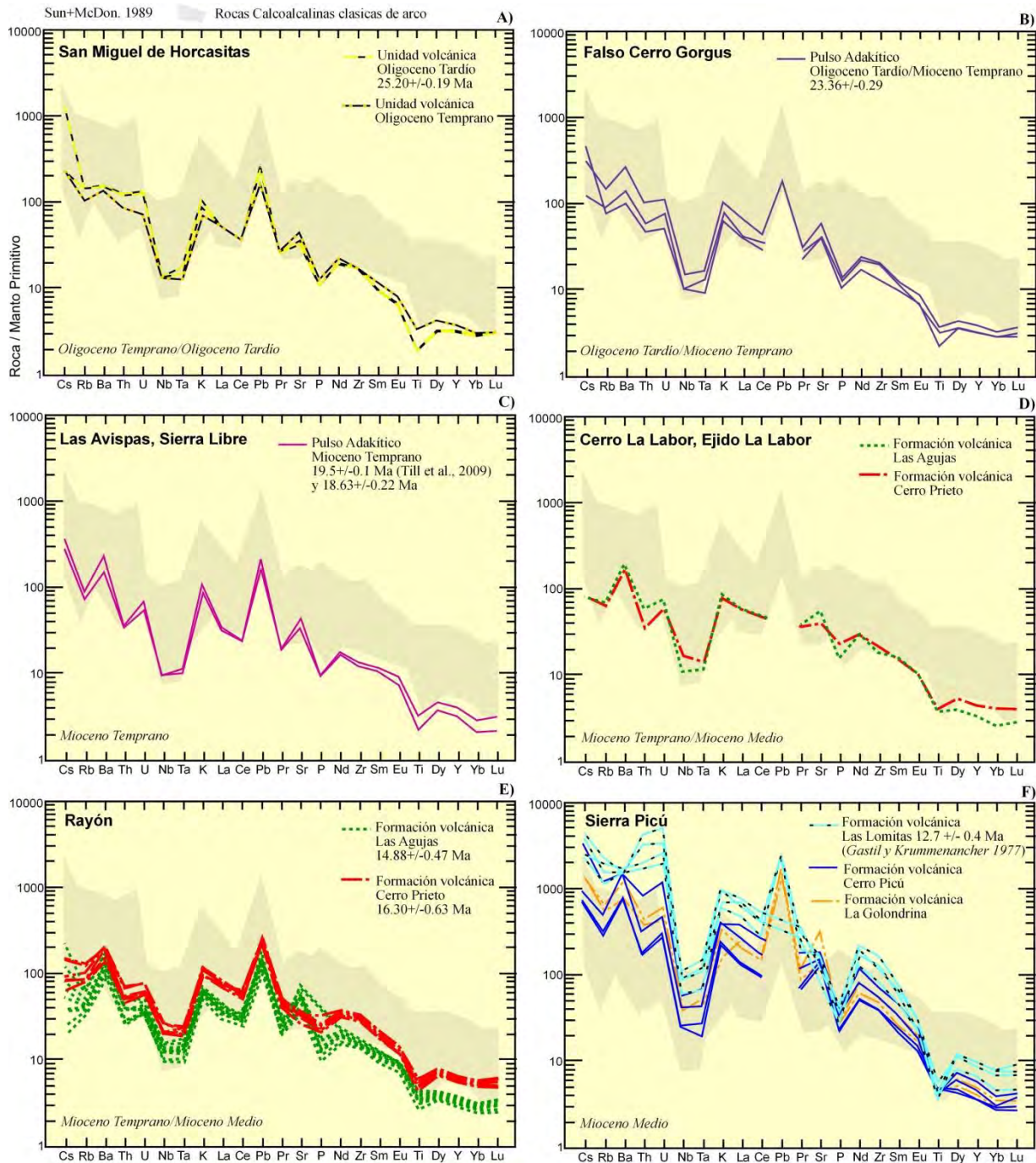


Figura 5.8.- Diagramas multielementos normalizado a manto primitivo, valores del normalizador según Sun y McDonough, (1989), mostrando los espectros del magmatismo adakítico del Oligoceno Temprano al Mioceno Medio: **A)** San Miguel de Horcasitas; **B)** Falso Cerro Gorgus; **C)** Microondas Las Avispas, Sierra Libre; **D)** Cerro La Labor, Ejido La Labor; **E)** Rayón y **F)** Sierra Picú. NOTA: En algunos ejemplares no se analizó el elemento Pb y el polígono gris indica las rocas clásicas calcoalcalinas de arco tomadas de la literatura

Finalmente, contemplando la información propuesta para el magmatismo adakítico por Defant y Drummond (1990, 1993), se logran identificar características similares para las rocas estudiadas en este apartado. Las características que permiten clasificar al magmatismo Oligoceno Temprano-Mioceno Medio de las localidades: **A)** San Miguel de Horcasitas; **B)** Falso Cerro Gorgus; **C)** Microondas Las Avispas, Sierra Libre; **D)** Cerro La Labor, Ejido La Labor; **E)** Rayón y **F)** Sierra Picú, como rocas con afinidad o tendencia adakítica se basan en los siguientes datos:

1.- los valores de SiO₂ se mantienen superiores al 52% llegando hasta un 55%; 2.- los valores de Al₂O₃ son superiores al 15%; 3.- los valores de MgO son inferiores al 4.2%; 4.- las concentraciones tierras raras pesadas (HREE) e Y son bajas; 5.- presentan valores de Y de 12 a 30 ppm y de Yb entre 1.09 y 3.31 ppm; 6.- contienen altos valores en las concentraciones de Sr que varían de 475 a 1640 ppm; 7.- presentan altos valores de Ba que oscilan entre 661 a 1875 ppm, cuando ya sea el Sr o el Ba se presenta en concentraciones altas, el otro es de concentraciones inferiores; finalmente 8.- contienen altos valores de # Mg de acuerdo a su grado de diferenciación (entre 33 a 64.59 ppm).

Finalmente la firma adakítica presente en los grupos reportados en este trabajo se confirma con el apoyo de los diagramas discriminantes de las Figuras 5.9A y 5.9B, propuestos por Defant y Drummond (1990, 1993). En estos diagramas, claramente se nota la distinción entre grupos adakíticos observando lo siguiente: [A] en la Figura 5.9A, se ponen en relace claramente un grupo francamente adakítico (incluyendo en él, la mayoría de las muestras adakíticas de las localidades de este trabajo) y otro con tendencia al mismo (representado exclusivamente por la Formación volcánica Cerro Prieto de Rayón, Ejido La Labor y Sierra Libre y la Formación volcánica Las Lomitas de la Sierra Picú). [B] en el segundo diagrama propuesto por Defant y Drummond (1993; Figura 5.9B), en el cual se utilizan elementos de HREE compatibles inmóviles, se aprecia claramente como todas las muestras consideradas como adakíticas en este trabajo caen en dicho campo. Finalmente es significativo remarcar la presencia de grupos para este magmatismo, donde la Formación volcánica Cerro Prieto se mantienen independiente principalmente por sus altos valores en Ybn.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

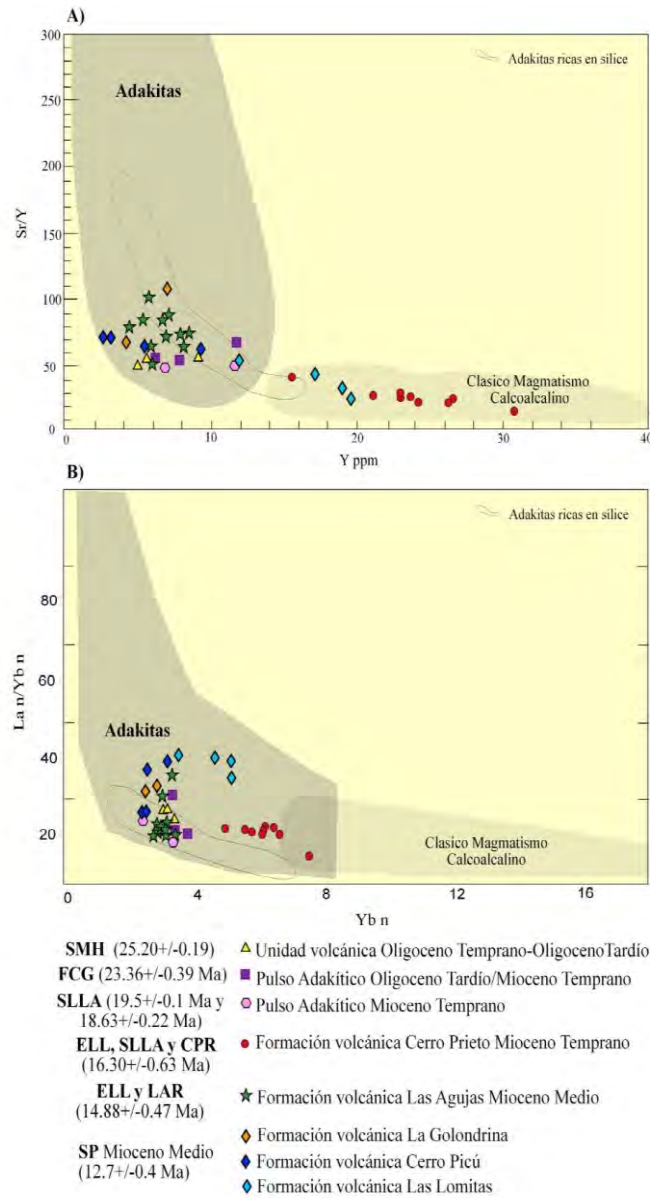


Figura 5.9.- A) Diagrama discriminante Y vs Sr/Y propuesto por Defant y Drummond (1990) y B) Diagrama discriminante para adakitas Yb_n vs La_n/Yb_n de Defant y Drummond (1993), mostrando la clasificación química del magmatismo adakítico Oligoceno Temprano-Mioceno Medio: (1) **SMH**: San Miguel de Horcasitas; (2) **SLLA**: Sierra Libre; (3) **FCG**: Falso Cerro Gorgus; (4) **ELL**: Ejido La Labor; (5) **CPR y LAR**: Cerro Prieto y Las Agujas, Rayón y (6) **SP**: Sierra Picú.

5.4 Petroquímica del Volcanismo Anorogénico

5.4.1 El Volcanismo Transicional

Estas rocas son mejor representadas en el Grupo Sierra Libre, una secuencia bimodal mayormente compuesta por un polo ácido. En este trabajo se estudiaron 10 rocas, tanto de lavas básicas, como de depósitos piroclásticos ácidos pertenecientes al Volcanismo Hiperalkalino (incluyendo la Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe).

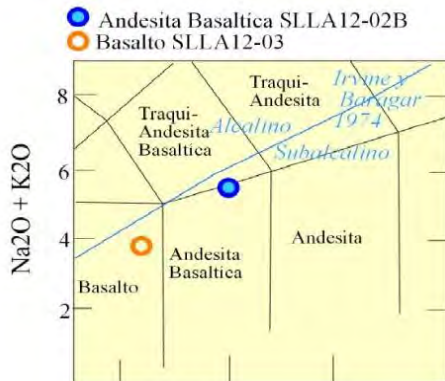


Figura 5.10.- Detalle del diagrama TAS (álcalis vs silíce) propuesto por Le Bas et al. (1986), con la línea discriminante de Irvine y Baragar (1971) en azul, mostrando la clasificación química del magmatismo máfico transicional: (1) SLLA; Microondas Las Avispas, Sierra Libre.

Los Elementos Mayores

Las rocas más antiguas de este grupo corresponden a lavas máficas de textura dolerítica que se encuentran fuertemente fracturadas. En el diagrama TAS de Le Bas et al. (1986) se aprecia una correspondencia con las variedades de basalto y andesita basáltica dentro del campo de las series subalkalinas (Figura 5.10). Estas rocas presentan contenidos de Fe y Ti mayores a 8 y a 1.5 % respectivamente, con hiperstena, diópsida y valores muy bajos de cuarzo normativos.

El volcanismo hiperalkalino fue detectado en tres nuevas localidades de Sonora. Esencialmente la geoquímica de las 8 muestras corresponde a cuatro ejemplares muestreados en la localidad de la Sierra Siete Cerros, tres en la localidad del Cerro El Rodadero en la localidad del Falso Cerro Gorgus y un ejemplar del área del Cerro Trincheras en la Sierra Los Cerros Colorados. En las tres localidades se identificaron tres unidades magmáticas con afinidad hiperalkalina las cuales se abordarán a continuación, explicando las particularidades existentes para este magmatismo en cada localidad.

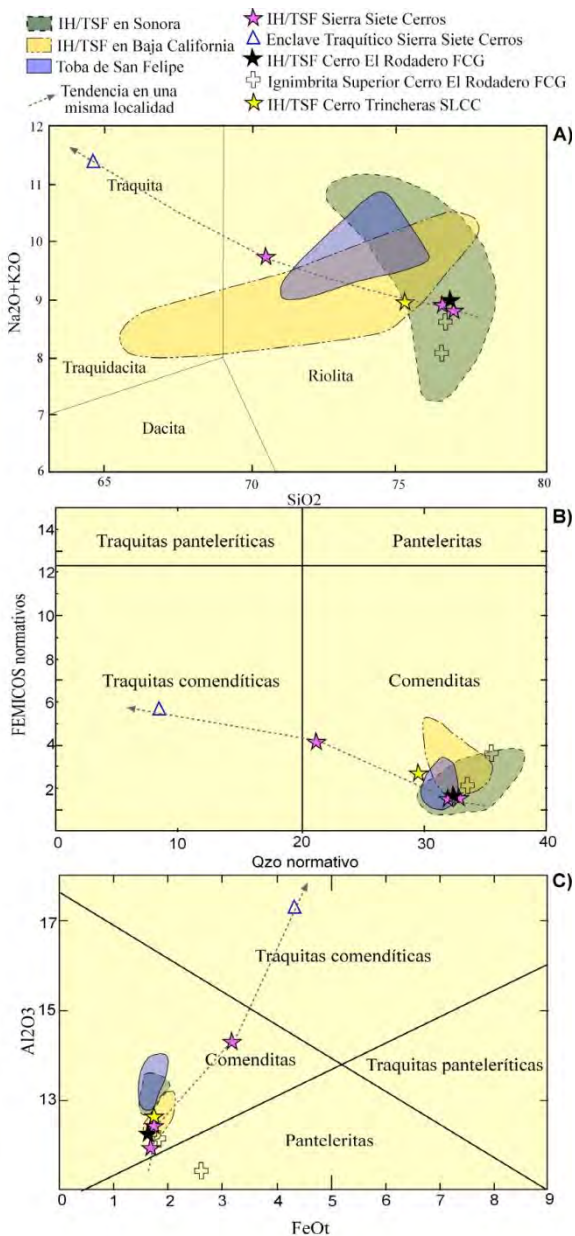


Figura 5.11.- A) Detalle del diagrama TAS (álcalis vs sílice) propuesto por [Le Bas et al., \(1986\)](#), mostrando la clasificación química del magmatismo hiperalcalino-Mioceno Medio - Mioceno Superior: (1) **IH/TSF.-** Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe; (2) **FCG.-** Falso Cerro Gorgus; (3) **SLCC.-** Sierra Los Cerros Colorados; y **B)** Diagrama de clasificación Qzo normativo vs FEMICOS normativos ([Lacroix, 1934](#)) y **C)** Diagrama de clasificación FeOt vs Al₂O₃ ([MacDonald, 1974](#)).

Las características geoquímicas que permiten clasificar estos depósitos son apreciadas en el diagrama TAS ([Figura 5.11A](#)) de [Le Bas et al. \(1986\)](#), donde se evidencia la presencia de tres tipos con base en la concentración en sílice: el primero con 64% de sílice, corresponde a un enclave dentro de la Ignimbrita de Hermosillo-Toba de San Felipe (IGH-TSF), que se clasifica como una traquita debido a su bajo contenido en cuarzo normativo (8%), el segundo, que pertenece a una facies superior de la IGH-TSF, con 70% de sílice, se agrupa en el campo de las riolitas, próximo al límite con las traquitas y, un tercero, que consiste de facies inferiores e intermedias de la IGH-TSF, también se agrupa en el campo de las Riolitas pero con un contenido de sílice de 75.16 a 76.80%.

Los contenidos en álcalis y alúmina también varían en función de los tres rasgos de mayor a menor contenido en sílice, se aprecia: (a) una disminución de los álcalis y la alúmina desde 11 y 17% en el primero (respectivamente), 9 y 14% en el segundo, hasta 8 y 10% en el tercero ([Figura 5.11A y C](#)).

[Le Maitre et al. \(2002\)](#), establecen que una riolita es clasificada como hiperalcalina, cuando presenta una asociación mineralógica alcalina y/o contiene un índice de hiperalcalinidad (IH) superior a 1, utilizando las proporciones moleculares de los álcalis y de la alúmina ($(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$). En este sentido, todas las rocas analizadas presentan una

asociación mineralógica de tipo hiperalcalino caracterizada por la ausencia de plagioclasa, y de ferromagnesianos hidratados. Las rocas del último grupo correspondientes a las localidades de Siete Cerros (7C12-10 y 7C12-15), Falso Cerro Gorgus (CER12-01) y Sierra Los Cerros Colorados (CTEC12-01), presentan un IH que varía generalmente entre 0.71 a 0.82 ([Tabla 5.2](#)). Estos valores son congruentes con los reportados para la Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe de Sonora y Baja California ([Stock et al., 1999](#); [Vidal-Solano, 2005](#); [Vidal-Solano et al., 2007](#); [Olguín-Villa, 2010](#); [Gómez-Valencia, 2011](#); [Barrera-Guerrero, 2012](#); [Vidal-Solano, 2012](#)). Una excepción existe en una muestra de la IGH-TSF, con el segundo rasgo (7C12-24AyB), proveniente de la Sierra Siete Cerros, la cual además de presentar valores bajos en SiO₂, muestra un IH de 0.68, inferior a los valores antes reportados e inclusive a los de esta misma localidad. Esto puede deberse a una mezcla entre el magma riolítico y el traquítico encontrado en los enclaves, el valor de IH (0.66) en la Traquita 7C12-18 es consistente con esta hipótesis.

En el caso de la muestra CER12-03 podemos apreciar en la [Figura 5.11](#), que se maneja de manera independiente al grupo antes descrito (IGH/TSF). Esta muestra corresponde a una facies superior de una segunda ignimbrita hiperalcalina que aflora en la localidad del Falso Cerro Gorgus. Lo anterior denota que esta unidad puede correlacionarse con el Volcanismo Riolítico Superior reportado por [Barrera-Guerrero \(2012\)](#) en la Sierra Libre.

Por otra parte, la relación de los minerales normativos fémcicos contra cuarzo y, los altos contenidos en FeO_t con relación a los de alúmina, permiten clasificar a las rocas hiperalcalinas como comenditas ([Figura 5.11B y C](#)), observando valores en la IH/TSF de 1.63 a 2.67% (siendo mucho más elevado en la muestra 7C12-24A y B con un valor de 3.13%). La traquita de la Sierra Siete Cerros que muestra valores mucho más elevados de fierro y alúmina, se clasifica como una traquita comendítica ([Figura 5.11B y C](#)). En general, el magmatismo hiperalcalino estudiado en la Sierra Siete Cerros, guarda un patrón lineal repetitivo en los diagramas de las [Figuras 5.11A, 5.11B y 5.11C](#) con relación a la mezcla de un polo traquítico y uno riolítico.

Por otro lado, en la ignimbrita relacionada al Volcanismo Riolítico Superior de la Sierra Libre, vemos que en el diagrama de [Lacroix \(1934\)](#), clasifica como una comendita

(Figura 5.11B), tal y como reporta Barrera-Guerrero (2012); sin embargo, esta situación no se repite en el diagrama de MacDonald (1974), donde esta riolita tiende a clasificarse como una pantelerita dado sus bajos valores en Al_2O_3 y más altos en FeOt (Figura 5.11C).

Elementos Traza

Las rocas máficas analizadas presentan entre sí dos espectros distintos de REE, que parecen estar ligados al grado de diferenciación de los magmas: el basalto presenta un ligero enriquecimiento de LREE en comparación a los HREE, sin que exista una anomalía negativa en Eu. Por otro lado la andesita basáltica sólo se encuentra un poco más enriquecida que el basalto y con una ligera anomalía negativa en Eu (Figura 5.12A). Estas muestras en los diagramas multielementales presentan una misma tendencia a enriquecerse en los elementos más incompatibles y en particular en los inmóviles, dejando un paralelismo en los elementos más compatibles. Destacan en estos espectros las anomalías negativas en Th, Nb-Ta y P; así como las positivas en Ba, Pb y Sr (Figura 5.12B). Por otra parte es importante remarcar las altas concentraciones de Co (42.1 ppm), Cu (44 ppm), Cr (190 ppm), Ni (95 ppm) y V (236 ppm).

Los resultados de elementos traza para el volcanismo hiperalcalino de las localidades de Sierra Siete Cerros (Figuras 5.13A y B), Falso Cerro Gorgus (Figuras 5.13C y D), y Sierra Los Cerros Colorados (Figura 5.13E y F) muestran lo siguiente:

[1] La IH/TSF de estas localidades presenta valores elevados de Rb de 187.5 a 247 ppm (siendo más elevados en la Sierra Siete Cerros), bajos valores de Sr de 13.7 a 57.9 (más elevados en la región del Falso Cerro Gorgus) y altos en Zr de 333 a 795 ppm (ver Tabla 5.2). Estas concentraciones son similares a las encontradas en los vestigios del mismo tipo en Sonora y Baja California, particularmente a las manifestaciones distales que corresponden a una mega-erupción de corriente piroclástica densa (Vidal-Solano et al., 2012).

[2] En el caso del enclave traquítico (7C12-18) contenido en la IH/TSF de la Sierra Siete Cerros (Figuras 5.13A y B), el valor de Rb de 221 ppm es consistente con los valores detectados para la IGH/TSF, sin embargo, el valor de Sr es mucho más elevado, mostrando

68.2 ppm. También es mucho mayor el contenido de Ba y Zr, reflejando 962 y 1140 ppm respectivamente (ver [Tabla 5.2](#)). Esta información resulta análoga a la muestra 7C12-24A y B de una de las facies superior de la IH/TSF, al presentar valores equivalentes al enclave traquítico con valores mucho más elevados de Sr y Ba (88.2 y 1005 ppm respectivamente) y un poco más bajos en Rb y Zr (155.5 y 762 ppm respectivamente). Indicando esta correspondencia que la facies superior (toba vítrea silicificada con horizontes traquíticos, ver *columna estratigráfica de la Sierra Siete Cerros*) de la IH/TSF en la localidad de la Sierra Siete Cerros, corresponde a una facies traquítica.

[3] La riolita ignimbrítica correspondiente al área del Falso Cerro Gorgus y que se asocia al volcanismo Superior de la Sierra Libre, exhibe valores similares en Rb y Sr (194 y 196 ppm), así como de Ba y Zr que son análogos a los valores de la IH/TSF ([Tabla 5.2](#)).

Los espectros de Tierras Raras obtenidos de la normalización contra condrita ([Sun y McDonough, 1989](#)) para el volcanismo hiperalcalino de todas las localidades ([Figuras 5.13A, C y E](#)), muestran un fuerte enriquecimiento en tierras raras ligeras, una marcada anomalía negativa en Europio (a excepción de las muestras 7C12-18 y 7C12-24AyB de la Sierra Siete Cerros) y una tendencia plana en las tierras raras pesadas. En la localidad de la Sierra Siete Cerros los diagramas de tierras raras y multielementos ([Figuras 5.13A y B](#)) indican que para las muestras 7C12-18 y 7C12-24AyB hay cierto paralelismo en sus espectros debido a la composición traquítica de los ejemplares, corroborando en este caso la mezcla magmática detectada con las concentraciones de elementos mayores para estas muestras.

En los diagramas multielementos normalizados contra el manto primitivo, se observan espectros muy similares entre sí ([Figuras 5.13B, D y F](#)), con un enriquecimiento de elementos incompatibles móviles, y un patrón irregular característico, marcado por anomalías negativas pronunciadas en Ba, Sr, P y Ti, atribuidas a la cristalización fraccionada de feldespatos y ferromagnesianos. Recalcando que estos espectros en el caso de la IH/TSF muestreada en las tres localidades, coincide con las muestras de la IH/TSF reportadas en otras localidades de Sonora y Baja California.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

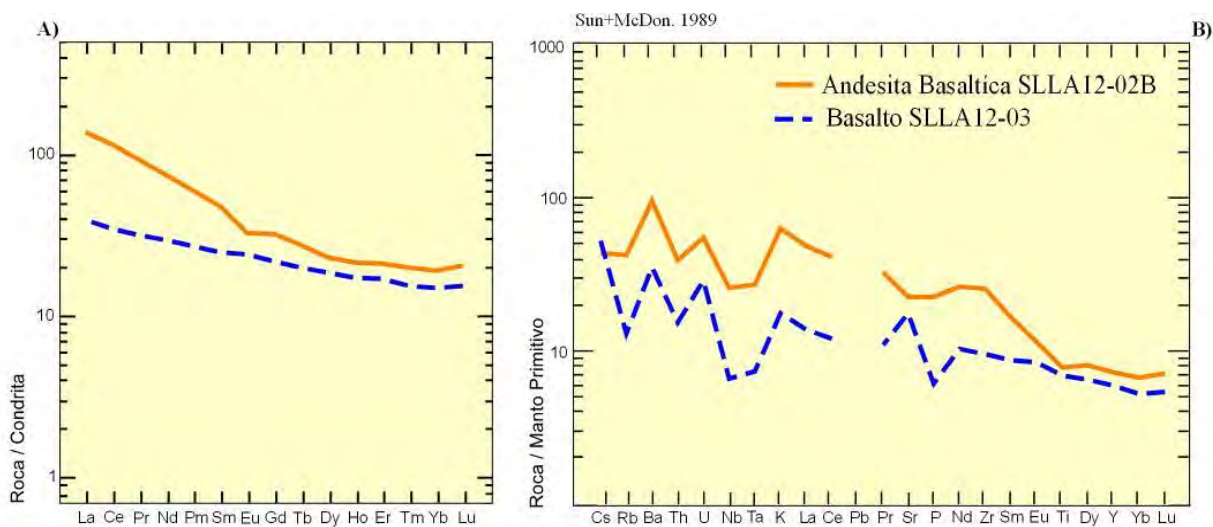


Figura 5.12.- A) Diagramas de tierras raras (REE) normalizado a Condrita (Sun y McDonough, 1989) mostrando los espectros químicos del magmatismo máfico transicional; y **B)** Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo, valores de normalización según Sun y McDonough (1989).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

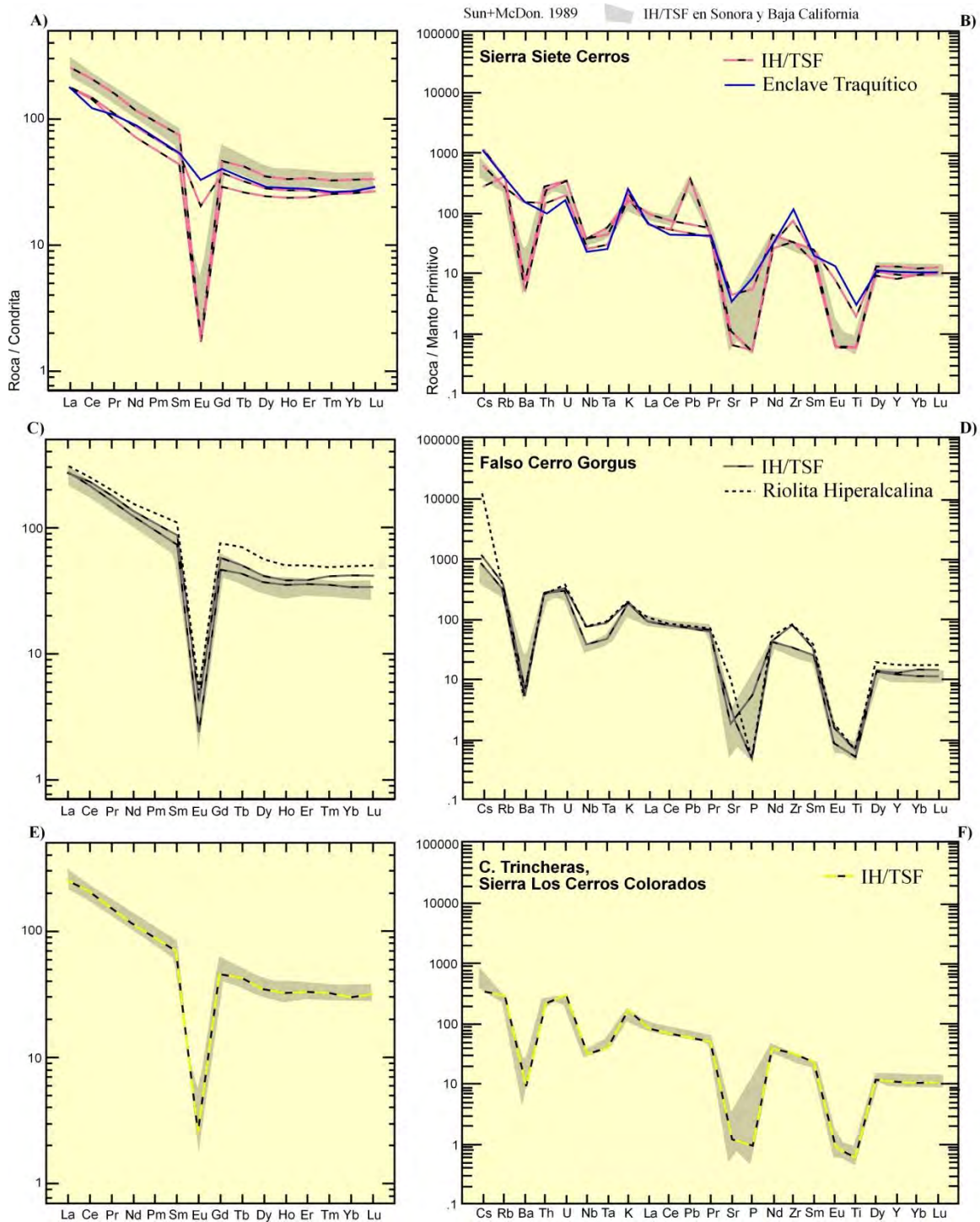


Figura 5.13.- A), C) y E) Diagramas de tierras raras (REE) normalizado a Condrita (Sun y Mcdonough, 1989) mostrando los espectros químicos del magmatismo hiperalcalino-Mioceno Medio - Mioceno Superior: (1) IH/TSF.- Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe; (2) FCG.- Falso Cerro Gorgus; (3) SLCC.- Sierra Los Cerros Colorados. B), D) y F) Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo, valores de normalización según Sun y Mcdonough, (1989).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Edad	Mioceno Medio		Mioceno Medio-Mioceno Superior							
Localidad	Microondas Las Avispas, Sierra Libre		Sierra Siete Cerros				Falso Cerro Gorgus		Sierra Los Cerros Colorados	
Muestra	SLLA12-02B	SLLA12-03	7C12-10	7C12-15	7C12-18	7C12-24AyB	CER12-01	CER12-02	CER12-03	CTEC12-01
Roca	AB	B	R (IH/TSF)	R (IH/TSF)	T (ET)	R (IH/TSF)	R (IH/TSF)	R (Ign Sup)	R (Ign Sup)	R (IH/TSF)
Coordenadas	496032 3150529	496089 3150535	463575 3194624	463491 3194695	463646 3194636	463209 3194151	502875 31878398	503322 3187899	503322 3187899	467978 3165463
Mayores %										
SiO ₂	52.9	49.60	73.6	77.3	64.1	68.6	72.7	77.1	73.2	73.5
Al ₂ O ₃	16.45	16.70	11.45	12.55	17.15	13.95	11.65	10.95	10.95	12.35
Fe ₂ O ₃	8.32	10.60	1.64	1.75	4.35	3.13	1.63	2.67	2.54	1.76
CaO	6.79	9.03	0.51	0.17	0.59	1	0.56	0.3	0.83	1
Na ₂ O	3.47	3.22	3.92	3.6	4.8	3.83	3.58	3.58	2.95	3.71
K ₂ O	1.81	0.52	4.49	5.38	6.51	5.62	4.71	5.39	4.77	5.03
MgO	4.16	5.75	0.03	0.06	0.57	0.55	0.05	0.13	0.3	0.23
TiO ₂	1.64	1.46	0.11	0.12	0.6	0.38	0.11	0.14	0.14	0.13
P ₂ O ₅	0.47	0.13	<0.01	0.01	0.17	0.11	0.01	0.12	0.01	0.02
MnO	0.08	0.16	0.04	0.03	0.1	0.07	0.04	0.04	0.05	0.03
SrO	0.05	0.04	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	0.02	<0.01
BaO	0.07	0.03	<0.01	0.01	0.11	0.11	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
LOI	3.45	3.73	3.94	0.71	1.66	1.75	3.99	1.15	3.73	1.36
Total	99.67	100.99	99.73	101.69	100.71	99.11	99.04	101.57	99.49	99.13
IH	NP	NP	0.73	0.72	0.66	0.68	0.71	0.82	0.71	0.71
Trazas ppm										
Rb	26.7	8.2	210	247	221	155.5	195	226	194	187.5
Sr	475	372	13.7	21	68.2	88.2	57.9	36.5	196	26.2
Ba	661	245	33.7	45.9	962	1005	44.5	35.7	35.9	69.2
Co	ND	42.1	ND	<0.5	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Cu	ND	44	ND	<5	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Cr	70	190	<10	10	10	20	<10	10	<10	10
Ni	ND	95	ND	11	ND	ND	ND	ND	ND	ND
V	189	236	<5	<5	11	13	<5	11	<5	25
Zn	ND	76	ND	66	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Zr	284	108	333	356	1140	762	356	795	799	367
Y	33.2	27	52.9	35.1	42.8	40.8	53.2	55.3	75.7	50.2
Nb	18.4	4.7	24.7	24.3	15.2	17.6	25.3	48.9	52	23.2
Pb	ND	<5	ND	23	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Th	3.32	1.3	19.75	22.2	7.88	11.65	20.1	22.1	20.4	18.6
Cs	0.34	0.41	8.6	2.04	8.06	4.48	6.54	8.45	94.9	2.73
Ga	20.6	17.7	23.5	24.8	30.1	22.9	24.3	28.1	28.8	24.4
Hf	6.7	2.9	11.2	11.1	20.8	15.3	11.7	19.1	20.2	11.5
Sn	2	1	6	5	4	3	6	7	7	5
Ta	1.1	0.3	1.8	2.2	1	1.2	1.9	3.3	3.4	1.7
U	1.14	0.6	6.29	6.6	3.15	3.81	6.27	6.24	7.15	6.44
W	<1	1	2	2	6	2	2	2	2	1
REEppm										
La	33.3	9.5	61	41.3	41	41.6	62.5	62.4	68.8	58.3
Ce	72.4	21.5	127.5	85.2	75.2	89.6	129	139	145	125.5
Pr	9	3.05	14.95	9.53	10.2	10.6	15.4	16.45	18	14.3
Nd	35.3	14.1	54.5	33.3	40.3	40.4	55.8	61.3	68.1	52.1
Sm	7.4	3.89	11.15	6.6	8.01	7.96	11.1	12.75	15.9	10.4
Eu	1.94	1.42	0.1	0.1	1.94	1.2	0.14	0.24	0.29	0.15
Gd	6.71	4.57	9.48	5.87	8.03	7.63	9.5	11.4	14.8	9.26
Tb	1.04	0.76	1.58	0.97	1.24	1.19	1.58	1.82	2.5	1.57
Dy	5.93	4.79	8.86	6.18	7.04	7.14	9.23	10.1	13.55	8.71
Ho	1.24	1	1.9	1.34	1.53	1.53	1.96	2.1	2.77	1.81
Er	3.58	2.88	5.69	4.06	4.5	4.51	5.81	6.18	8.07	5.46
Tm	0.52	0.4	0.83	0.64	0.65	0.65	0.87	1.03	1.19	0.82
Yb	3.32	2.59	5.58	4.53	4.42	4.39	5.54	6.99	8.13	5.09
Lu	0.53	0.4	0.84	0.74	0.69	0.68	0.84	1.03	1.22	0.81
Min Normativos										
%AN	43.48	50.57	1.08	2.54	4.04	10.98	5.33	0.00	8.78	6.17
Q	6.02	0.69	32.19	32.81	8.46	21.20	32.35	33.47	35.38	29.47
or	11.24	3.20	27.98	31.88	38.68	34.36	29.63	32.25	30.03	30.69
ab	32.74	30.09	37.12	32.42	43.34	35.59	34.23	28.28	28.23	34.40
an	25.18	30.79	0.41	0.85	1.83	4.39	1.93	0.00	2.72	2.26
di	5.59	11.97	0.17	0.00	0.00	0.00	0.29	0.57	1.28	1.31
hy	12.41	17.69	0.00	0.17	2.60	1.66	0.00	1.08	0.37	0.00
mt	3.39	3.18	0.05	0.06	2.19	1.99	0.05	0.46	1.76	0.13
il	2.40	2.12	0.16	0.17	0.84	0.55	0.16	0.20	0.21	0.19
ap	1.03	0.28	0.02	0.00	0.36	0.24	0.02	0.25	0.02	0.04

Tabla 5.2.- Geoquímica de elementos mayores, elementos traza, tierras raras (REE), minerales normativos y calculos petrogénéticos del magmatismo máfico transicional e hipercalcino del Grupo Sierra Libre. Las siguientes abreviaturas corresponden al tipo de roca: **R (IH/TSF)** Riolita, Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe y **T (ET)** Traquita, Enclave Traquítico.

5.4.2 El Volcanismo Toleítico

Los resultados analíticos de este magmatismo, que presenta una serie completa desde basaltos hasta riolitas, incluyen óxidos mayores, tierras raras, elementos trazas y el cálculo de la norma CIPW. A las variedades intermedias de estas rocas se les ha llamado islanditas, como había sido propuesto por Vidal-Solano (2005) y Vidal-Solano *et al.* (2008). En el presente trabajo, considerando la geoquímica de 20 muestras, se han detectado cinco nuevas localidades en Sonora de este tipo de rocas del Mioceno Superior: (1) Sierra Libre; (2) Sierra Los Cerros Colorados; (3) Cerro La Aguja, Tastiota; (4) Loma Divisadero y (5) Sierra Siete Cerros.

En términos generales, dentro de las cinco localidades se identificaron al menos ocho pulsos magmáticas con afinidad química toleítica los cuales se abordarán a continuación, explicando las particularidades existentes en cada localidad.

Elementos Mayores

En el diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986) podemos apreciar que el grupo de rocas toleíticas, se reparte en el dominio subalcalino indicado por la línea de Irvine y Baragar (1971; Figura 5.14A). Estas muestras cubren un campo amplio desde basalto, andesita-basáltica, andesita y/o traqui-andesita, traqui-dacitas y riolitas (Figura 5.14A). En el caso de algunas muestras que caen en el límite o en el campo de las traquiandesitas y traquidacitas, es necesario precisar, respectivamente, su clasificación considerando las proporciones presentes de Na₂O, K₂O y las relaciones de q normativo = $100 * Q / (Q + or + an + an)$ (Le Maitre *et al.*, 2002). Por tal motivo, el ejemplar SLLA12-04 correspondiente a la base vítrea de una ignimbrita de la Sierra Libre, presenta valores de K₂O que superan la relación Na₂O menos 2%, indicando que esta roca corresponde a una latita. Esto se repite en las muestras de traquiandesitas de la Sierra Los Cerros Colorados (ejemplares CTEC12-03 y CCES12-08) y en la traquiandesita de la Loma Divisadero (LED12-01, ver valores en la Tabla 5.3).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

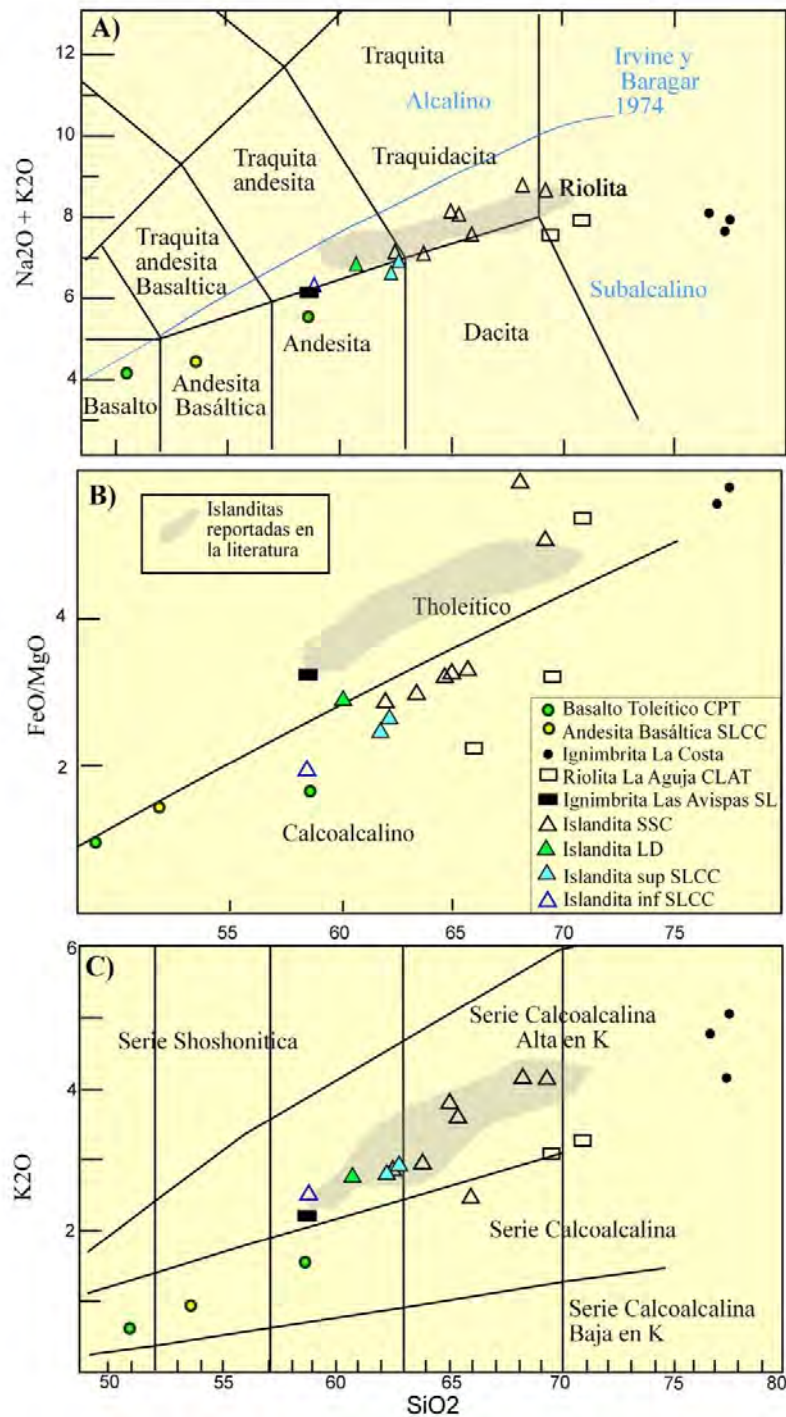


Figura 5.14.- A) Detalle del diagrama TAS (álcalis vs silíce) propuesto por Le Bas et al. (1986), con la línea discriminante de Irvine y Baragar (1971) mostrando la clasificación química del magmatismo toleítico: (1) **SSC**: Sierra Siete Cerros; (2) **LD**: Loma Divisadero; (3) **CLAT**: Cerro La Aguja, Tastiota; (4) **SLCC**: Sierra Los Cerros Colorados; y (5) **SL**: Sierra Libre. **B)** Diagrama de discriminación entre la serie calcoalcálica y toleítica SiO_2 vs FeO/Mg propuesto por Miyashiro (1974), y **C)** Diagrama K_2O vs SiO_2 propuesto por Peccerillo y Taylor (1976).

toleítico descrito de manera general para la localidad de Cerro Prieto, Tastiota (fechado en 8 Ma en otras regiones por [Till et al., 2009](#)), en este trabajo vemos que existe una variación composicional de un polo intermedio a un polo máfico como se visualiza en el diagrama TAS ([Figura 5.14A](#)), donde la muestra CPT12-01 cae en el campo de los basaltos y el ejemplar CPT12-02 cae en el campo de las andesitas. Al igual que otras rocas, a pesar de ser catalogadas como las rocas toleíticas más jóvenes en el área, siguen guardando un componente orogénico como lo exhiben los diagramas de las [Figuras 5.14B y 5.15](#), lo cual puede ser atribuido a la mezcla de magmas que presenta este magmatismo, evidenciado por la desestabilización de los minerales en la petrografía.

Esta serie muestra un incremento de K asociado al grado de diferenciación. Este rasgo puede ser observado en el diagrama de [Peccerillo y Taylor \(1976\)](#), destacando, a manera de comparación, que la fuerte concentración de K los ubica en el campo de la Serie Calcoalcalina alta en Potasio. Este rasgo es consistente con el campo de las islanditas reportadas por [Vidal-Solano \(2005\)](#), [Vidal-Solano et al. \(2008\)](#) y [Till et al. \(2009\)](#).

En síntesis algunos rasgos orogénicos pueden estar presentes en estas rocas y permiten confundirla con una serie calcoalcalina, tal y como es el caso de sus minerales normativos cuarzo, diópsida e hiperstena ([Tabla 5.3](#)) que subrayan también una sobresaturación de sílice en estos magmas. Sin embargo, en el diagrama AFM se puede observar una tendencia paralela a la diferenciación tipo de los magmas toleíticos (sutil enriquecimiento en Fe) que es contrastante con el de una serie calcoalcalina. Otro rasgo importante en esta serie es la ausencia de ferromagnesianos hidratados, tal y como se indicó en el capítulo de petrografía.

Elementos traza

En el diagrama de tierras raras normalizado a condrita ([Figura 5.16A y 5.16C](#)), podemos apreciar en general un patrón en forma de L, con valores de LREE cada vez más elevados, una pendiente más pronunciada en LA y Dy, y una notable anomalía negativa en Eu en función de la diferenciación de los magmas. Los espectros de las variedades intermedias coinciden con el magmatismo islandítico reportado en la literatura, además se detectan varias

cosas: 1) un marcado paralelismo en los espectros de las rocas de la Sierra Siete Cerros que muestran en todos los casos una anomalía negativa en Eu; 2) una completa correspondencia de los espectros de las muestras de la Sierra Los Cerros Colorados y de la Loma Divisadero con los espectros de la Sierra Siete Cerros, mostrando los primeros una más baja anomalía en Eu; 3) con respecto a las rocas anteriores, la muestra SLLA12-04 de la Sierra Libre, exhibe concentraciones más bajas en LREE y una incipiente (casi nula) anomalía en Eu; y 4) dos de las muestras más félsicas del Cerro La Aguja de Tastiota y que se supondría que deberían mostrar un mayor grado de diferenciación, presentan espectros mucho más empobrecidos que los otros pulsos magmáticos (Figura 5.16C) y una anomalía negativa en Eu mucho más pronunciada (Figura 5.16A).

El diagrama multielementos normalizado a manto primitivo (Figura 5.16B) confirma la correspondencia de estos pulsos magmáticos con los reportados en la literatura por Vidal-Solano (2005) y Till et al. (2009), para algunas rocas islandíticas descritas en Sonora. En el diagrama de Sun y McDonough podemos apreciar:

- (1) Las rocas de la Sierra Siete Cerros, presentan un paralelismo en los espectros químicos, destacando disparidades o diferencias en la concentración de elementos como Cs, Rb, Th, U, Ce, Sr, P.
- (2) Existe una confirmación en la correspondencia detectada en el diagrama de la Figura 5.16A, para las muestras de la Loma Divisadero y de la Sierra Los Cerros Colorados mostrando como diferencia relevante una ligera anomalía positiva en Ba en el caso de la muestra LED12-01 y valores más elevados en Ti.
- (3) Los ejemplares del Cerro La Aguja, Tastiota, siguen mostrando espectros mucho más empobrecidos en la mayoría de los elementos de la Figura 5.16A (Figura 5.16C), siendo más evidentes en los HREE, destacando en este patrón una acentuada anomalía positiva en Eu, con respecto a las otras lavas, bajos valores de Zr y una muy notoria anomalía negativa en Ti.
- (4) La muestra SLLA12-04 de la Sierra Libre, concuerda con la información existente de las rocas de naturaleza islandítica, sin embargo este pulso magmático explosivo, difiere un poco en el patrón de sus elementos al mostrar una tendencia más suave y una importante anomalía

positiva en Ba y valores un poco más altos en Sr y Ti (**Figura 5.16D**). En general, estas rocas parecen mostrar valores considerablemente elevados en Zr.

Los resultados de elementos traza para la Ignimbrita La Costa (Mioceno Medio-Mioceno Tardío), muestran un cierto paralelismo entre los espectros de los tres ejemplares (CBES12-03, CBES12-04 y CCES12-06) analizados. Estos espectros muestran un fuerte enriquecimiento en tierras raras ligeras (**Figura 5.16C**), una muy acentuada anomalía negativa en Europio y una tendencia plana en las tierras raras pesadas. En el diagrama multielementos normalizado contra el manto primitivo (**Figura 5.16D**), se observan espectros muy similares entre sí, con enriquecimiento de elementos incompatibles, un patrón irregular marcado por pronunciadas anomalías negativas en Ba, Nb-Ta, P y Ti, además de anomalías positivas en K y Pb. Estas anomalías pueden reflejar una acentuada cristalización fraccionada y un proceso de asimilación cortical respectivamente.

Los basaltos toleíticos estudiados en la Sierra los Cerros Colorados (SLCC) como los de la costa en la región de Tastiota, muestran casi la misma tendencia. En el diagrama de tierras raras ligeras (**Figura 5.16C**) se observa un enriquecimiento en LREE y en el caso de la muestra CCES12-02 de la localidad de la SLCC, una anomalía positiva en Eu a diferencia de los ejemplares CPT12-01 y CPT12-02 que muestran una anomalía negativa en Eu. Poniéndose en realce desde este momento la diferencia entre pulsos magmáticos de naturaleza toleítica. En el diagrama multielementos (**Figura 5.16D**) se confirma la similitud en las concentraciones de elementos traza de las muestras de Tastiota con algunas diferencias en las concentraciones de los elementos más incompatibles con respecto a un mayor grado de diferenciación en la muestra más intermedia (andesita CPT12-02). En el caso de la muestra de SLCC, sobresalen anomalías positivas en Ba, K y Sr, además de valores mucho más bajos en los elementos compatibles inmóviles Dy, Y, Yb y Lu.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

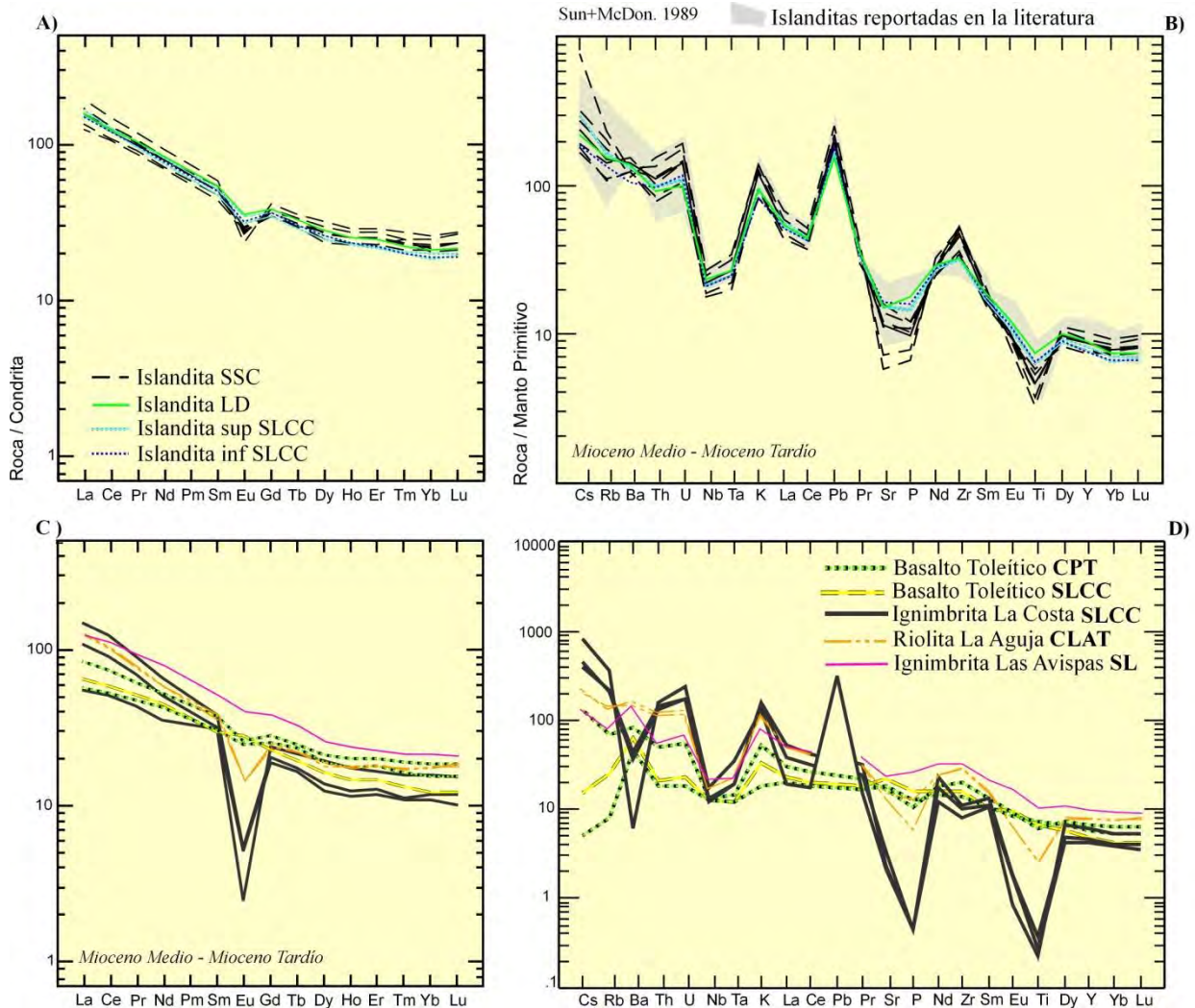


Figura 5.14.- A) Diagrama de tierras raras (REE) normalizado a Condrita (Sun y Mcdonough, 1989) mostrando los espectros químicos del magmatismo Toleítico intermedio islandítico: (1) **SSC**: Sierra Siete Cerros; (2) **LD**: Loma Divisadero; (3) **CLAT**: Cerro La Aguja, Tastiota; (4) **SLCC**: Sierra los Cerros Colorados (5) y **SL**: Sierra Libre; **B)** Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo, valores de normalización según Sun y Mcdonough (1989) donde se muestran los espectros del magmatismo intermedio islandítico. El campo de las islanditas reportadas en la literatura, fue agrupado con muestras de Vidal-Solano (2005) y Till et al. (2009); **C)** Diagrama de tierras raras (REE) normalizado a condrita (Sun y Mcdonough, 1989) mostrando los espectros químicos del magmatismo máfico y félsico toleítico: (1) **CPT**: Cerro Prieto, Tastiota (2) **CLAT**: Cerro La Aguja, Tastiota; (3) **SLCC**: Sierra los Cerros Colorados y (4) **SL**: Sierra Libre; y **D)** Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo, valores de normalización según Sun y Mcdonough (1989) donde se muestran los espectros del magmatismo máfico y félsico toleítico.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Edad		Mioceno Medio - Mioceno Tardío																			
Localidad	Sierra Los Cerros Colorados			Loma Divisadero	Sierra Siete Cerros								Sierra Libre	Cerro La Aguja, Tasiota		Sierra Los Cerros Colorados			Cerro Prieto, Tasiota		
Muestra	CTEC12-03	CBES12-02	CCES12-08	LED12-01	7C08-01	7C12-02	7C12-04	7C12-08	7C12-09	7C12-20	7C12-26	SLA12-04	CLAT12-01	CLAT12-02	CBES12-03	CBES12-04	CCES12-06	CCES12-02	CPT12-01	CPT12-02	
Grupo	IEC/Inf	IES/Isup		ID	I7C								ILA	RLA	ILC		BCC	B		A	
	A-TA	A	A-TA	TA	D-TD	TD	TD	D-TD	TA	TD	R	A-TA	R-D	R	R	R	R	B	B	A	
Fechamiento		(A) 11.41±0.04Ma		(B) 10.97±0.33Ma					(C) 9.95±1.91Ma			11 Ma?			11 Ma?					8 Ma?	
Coordenadas	468000 3165503	468338 3167476	471897 3163134	465472	463094 3192539	463094 3192539	462562 3192306	462662 3192624	462697 3192724	462428 3191212	463093 3194128	496110 3150506	457104 3153810	457104 3153810	468369 3167404	468394 3167385	471871 3163138	471806 3163073	453913 3140378	453927 3140354	
Mayores %																					
SiO ₂	58.20	62.40	62.40	60.20	64.80	67.60	64.40	64.80	61.00	63.70	67.90	57.80	66.30	70.70	75.40	75.00	74.40	51.80	48.90	56.90	
Al ₂ O ₃	15.95	15.75	15.25	15.15	15.70	14.35	14.80	14.60	15.00	14.50	13.90	14.50	14.75	14.55	12.85	11.85	12.25	16.90	15.30	15.10	
Fe ₂ O ₃	6.99	6.43	6.29	7.24	6.12	4.58	5.39	5.23	6.53	5.53	4.12	9.34	2.90	3.01	0.94	1.16	1.00	8.28	9.28	7.67	
CaO	6.04	4.55	4.66	5.12	4.16	1.97	3.08	3.35	4.28	3.23	1.87	5.24	2.63	2.42	0.86	0.64	0.81	8.80	9.32	6.43	
Na ₂ O	3.73	3.85	3.97	4.00	4.17	4.51	4.32	4.97	4.13	4.14	4.34	3.92	4.31	4.65	3.30	2.82	3.44	3.37	3.28	3.85	
K ₂ O	2.50	2.81	2.91	2.80	3.00	4.14	3.58	2.43	2.81	3.76	4.09	2.21	2.97	3.28	4.72	4.92	4.00	0.95	0.54	1.51	
MgO	3.36	2.34	2.14	2.26	1.84	0.70	1.49	1.43	2.05	1.55	0.73	2.55	0.81	0.50	0.15	0.18	0.13	4.70	7.51	4.00	
TiO ₂	1.39	1.35	1.36	1.60	1.17	0.80	0.98	0.96	1.21	0.99	0.68	1.90	0.43	0.46	0.06	0.08	0.05	1.41	1.51	1.29	
P ₂ O ₅	0.34	0.32	0.31	0.38	0.26	0.17	0.21	0.22	0.26	0.23	0.14	0.50	0.23	0.11	0.01	0.01	<0.01	0.34	0.26	0.22	
MnO	0.11	0.09	0.09	0.12	0.10	0.10	0.11	0.10	0.11	0.12	0.10	0.16	0.05	0.06	0.02	0.02	0.03	0.12	0.15	0.12	
SiO	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.01	0.05	0.03	0.03	<0.01	0.01	<0.01	0.06	0.05	0.04	
BaO	0.09	0.12	0.11	0.12	0.11	0.11	0.12	0.11	0.10	0.12	0.10	0.11	0.12	0.11	0.03	0.03	0.01	0.05	0.04	0.06	
LOI	2.10	1.31	1.86	0.44	-2.70	1.30	1.67	3.45	1.85	1.80	0.69	2.19	2.64	1.41	2.66	2.50	2.89	2.87	1.87	1.01	
Total	100.85	101.37	101.40	99.47	98.80	100.35	100.18	101.68	99.37	99.70	98.67	100.47	98.17	101.29	101.00	99.22	99.01	99.68	98.05	98.21	
Trazas ppm																					
Rb	87.3	103.5	108.5	99.3	70.9	115	96.6	150.5	68.8	92	132	46.7	80.6	86.5	140	146.5	240	16	5.2	43.2	
Sr	342	330	314	318	294	153.5	242	253	332	237	121	444	288	243	74.3	50.3	45.9	458	382	351	
Ba	742	951	913	968	875	921	1010	905	867	1100	803	949	1100	968	268	315	45.4	434	315	578	
Co	22.7	16.1	16.3	19.8	12	6.3	10.6	9.7	ND	ND	5.5	ND	ND	ND	ND	ND	<0.5	ND	ND	ND	
Cu	25	20	15	23	15	6	9	9	ND	ND	6	ND	ND	ND	ND	ND	<5	ND	ND	ND	
Cr	90	60	50	40	10	10	20	20	30	20	10	10	10	<10	<10	10	<10	200	300	90	
Ni	45	25	23	19	6	<5	5	<5	ND	ND	<5	ND	ND	ND	ND	ND	12	ND	ND	ND	
V	158	148	142	174	96	63	89	90	124	91	54	162	43	55	<5	<5	165	219	168		
Zn	73	87	78	92	81	76	73	70	ND	ND	69	ND	ND	ND	ND	ND	42	ND	ND	ND	
Zr	374	354	359	361	381	599	532	509	403	563	584	323	289	286	118	129	93	177	158	225	
Y	34.8	37.2	35.4	40.3	35	42.3	40	40.2	33.5	39.8	46.6	38.7	30.3	30.9	20.1	21.7	29	21.9	26.9	30.9	
Nb	15.1	15.1	15.5	16.7	12.8	17.4	15.6	16	13.4	15.3	19	13.7	10.8	10.6	9.1	9.7	12.8	8.9	8.9	9.5	
Pb	13	12	12	11	13	16	14	15	ND	ND	18	ND	ND	ND	ND	ND	23	ND	ND	ND	
Th	8.24	8.41	8.54	7.79	7.21	11.7	9.49	9.72	6.59	8.8	13.15	4.28	9.7	9.1	11.8	12.85	14	1.78	1.56	4.35	
Cs	1.5	2.39	2.4	1.78	1.33	2.19	1.91	6.16	1.45	1.54	2.58	1	1.71	1.56	3.67	3.25	6.83	0.12	0.04	1.03	
Ga	19.2	19.7	19.6	19.8	20	21.2	21.2	20.9	21.9	22.6	22	23.8	19	18.8	17.7	17.6	20.8	18.3	17.9	20.9	
Hf	8.9	8.4	8.3	8.4	8.6	12.6	11	10.8	8.8	11.7	12.6	7.7	7.9	7.7	4.5	4.9	4.2	4.4	4	6	
Sn	3	3	3	3	3	3	3	3	2	3	3	2	3	3	3	3	5	1	1	2	
Ta	1	1	1	1.1	0.8	1.3	1.1	1.1	0.9	1	1.4	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	1.5	0.5	0.5	0.6	
U	2.49	2.27	2.35	2.11	2.22	3.72	3.04	3.13	2.11	2.99	4.13	1.83	2.54	2.3	3.77	3.78	5.21	0.48	0.38	1.14	
W	1	1	1	1	1	2	1	2	1	1	3	<1	1	1	1	1	2	<1	<1	1	
REE ppm																					
La	36	40	36.9	37.6	32.4	41.1	37.3	37.9	30.1	37.5	46.5	31.6	32	31.5	26.8	37.2	13.8	15.6	13.5	20.4	
Ce	75	79.6	75.3	78.2	68	82.6	75.3	76.2	65.7	78.9	92.7	72.7	67.4	66.2	58.1	78.9	32.9	36.4	32.5	46.4	
Pr	9.41	10.05	9.33	9.93	8.81	10.2	9.42	9.53	8.27	9.78	11.4	9.48	7.88	7.73	6.98	9.06	4.34	4.96	4.53	5.95	
Nd	36.9	38.6	36.3	39.7	34.4	39.9	37.5	37.6	33.2	38.3	43.8	39.7	29.3	28.9	25.1	32.2	17.2	21.2	20.1	24.7	
Sm	7.64	7.94	7.41	8.45	7.26	8.3	7.69	7.94	6.86	8.48	9.04	8.36	6.21	5.84	5.13	6.06	4.93	4.56	4.77	5.82	
Eu	1.9	2.02	1.84	2.1	1.63	1.58	1.72	1.6	1.65	1.68	1.39	2.48	0.9	0.9	0.31	0.33	0.15	1.64	1.44	1.54	
Gd	7.65	7.62	7.26	8.06	7.14	8.07	7.56	7.52	7.26	7.58	8.68	8.33	5.51	5.33	4.06	4.41	5.16	4.77	5.23	5.79	
Tb	1.14	1.15	1.09	1.26	1.15	1.27	1.19	1.16	1.11	1.27	1.34	1.32	0.88	0.89	0.65	0.69	0.84	0.73	0.88	0.93	
Dy	6.66	6.71	6.35	7.29	6.41	7.67	7.11	7.07	5.99	6.91	8.23	7.02	4.93	5.15	3.27	3.71	5.12	4.22	4.85	5.4	
Ho	1.35	1.36	1.3	1.46	1.34	1.57	1.45	1.45	1.31	1.44	1.67	1.46	1.1	1.06	0.68	0.74	1.02	0.84	1.01	1.14	
Er	3.73	3.76	3.59	4.14	3.83	4.54	4.2	4.17	3.82	4.28	4.86	4.06	3.3	3.2	2.02	2.19	2.9	2.43	3	3.37	
Tm	0.52	0.53	0.51	0.57	0.63	0.63	0.59	0.6	0.55	0.6	0.7	0.59	0.47	0.48	0.29	0.3	0.42	0.34	0.42	0.49	
Yb	3.25	3.43	3.19	3.6	3.52	4.23	3.83	3.77	3.67	3.97	4.48	3.95	3.25	3.16	1.95	2.12	2.8	2.09	2.66	3.16	
Lu	0.49	0.52	0.5	0.55	0.54	0.68	0.6	0.6	0.55	0.61	0.71	0.57	0.49	0.51	0.27	0.31	0.41	0.31	0.4	0.48	
Min																					
Normativos																					
%AN	36.68	33.48	29.89	29.62	28.96	14.17	21.18	18.83	27.54	20.99	14.05	30.50	22.98	17.96	12.42						

Conclusión

Los eventos magmáticos orogénicos y anorogénicos pueden ser diferenciados con base en su geoquímica, de la cual se puede interpretar que procesos petrogenéticos muy distintos estuvieron involucrados en su formación.

Los pulsos magmáticos orogénicos, aunque todos presentan características adakíticas, pueden ser divididos en dos grandes series: la Formación Cerro Prieto (FCP) y la Formación Las Agujas (FLA). La primera está compuesta por rocas intermedias potásicas ricas en Fe, Ba y Rb, mientras que la segunda está constituida por rocas intermedias a félsicas con más sodio, alúmina y calcio, así como Sr.

Los pulsos magmáticos anorogénicos se dividen en magmas transicionales de variedades máficas y félsicas, que producen rocas hiperalcalinas y, en magmas toleíticos, que varían desde basaltos hasta riolitas, pero que son mayormente representados por rocas intermedias. Estos últimos muestran una fuerte concentración de K, que se atribuye a fenómenos de asimilación cortical.

CAPITULO 6.- GEOCRONOLOGÍA $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

En este capítulo se ilustran los resultados e interpretaciones obtenidas tras el fechamiento por el método geocronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de seis muestras de roca volcánica provenientes de varias localidades en Sonora. Esta investigación se realizó con el objetivo de ubicar en el tiempo las evidencias magmáticas finales de la subducción de la placa Farallón (microplacas Soledad y Guadalupe). Este trabajo fue realizado por medio de una estancia de investigación en el Laboratorio de Geocronología del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), bajo la dirección de la Dra. Margarita López Martínez.

7.1 Aspectos teóricos del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Vida media es el tiempo que tardan en transformarse mediante decaimiento radioactivo la mitad de los nucleídos padres en isótopos hijos, este enunciado es la base de la geocronología ya que a partir de la relación de isótopos padre e hijo, podemos conocer la edad del mineral o la matriz de una roca.

Tal es el caso del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, cuya técnica de análisis consiste en obtener una edad a partir de la medición de $^{40}\text{Ar}^*$ y ^{39}Ar en un espectrómetro de masas y las concentraciones encontradas sirven para resolver esta ecuación de [Faure and Mesing \(2005\)](#) y [Allegre \(2008\)](#):

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ 1 + J \left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} \right) \right\}$$

En donde t es la edad del mineral en cuestión, λ es la constante de decaimiento del geocronómetro ^{40}K , J es el parámetro que evalúa la producción del ^{39}Ar durante la irradiación artificial de las muestras con neutrones. Esto es obtenido calculando las proporciones de $^{40}\text{Ar}^*$ y ^{39}Ar de una muestra estándar, donde el $^{40}\text{Ar}^*$ es el argón producto del decaimiento radiactivo del ^{40}K y el $^{39}\text{Ar}_K$ que es el ^{39}Ar producido en el reactor nuclear a partir del ^{39}K ([Faure and Mesing, 2005](#); [Allegre, 2008](#)).

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

El geocronómetro K-Ar empieza a funcionar cuando el mineral se encuentra debajo de la temperatura de cierre para la difusión de argón. En el caso de las rocas volcánicas esto sucede cuando la lava se solidifica. Cada tipo de mineral que es susceptible de un análisis por el método radiométrico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muestra una temperatura diferente de cierre o de bloqueo (*Blocking Temperature or Clousure Temperature-* **Figura 6.1A y 6.1B**), que corresponde a un valor de temperatura en la cual, por debajo, un mineral funciona como un sistema cerrado, impidiendo la difusión de sus isótopos en este caso del argón radiogénico.

Los valores de la temperatura de cierre varían en respuesta a factores que incluyen el tamaño de grano, la composición (ver **Figura 6.1Ay 6.1B**) y la velocidad del enfriamiento (McDougall y Harrison, 1999). Por lo tanto, la edad que se obtiene representa el tiempo en el que la roca o el mineral se enfriaron por debajo de su temperatura de cierre o de bloqueo (Dodson, 1973; York, 1981; Chopin y Maluski, 1982). Es importante mencionar que dependiendo del mineral a analizar se debe conocer su temperatura de cierre, que en conjunto, con varios

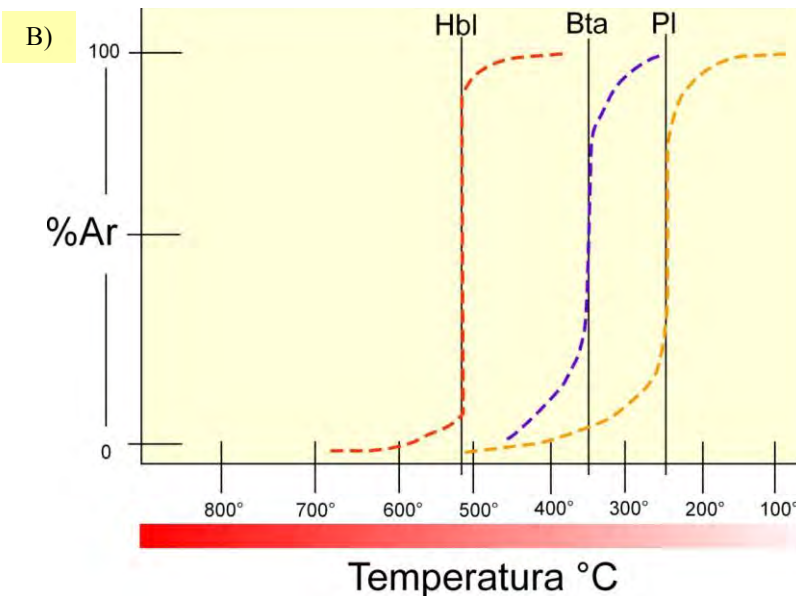


Figura 6.1.- A) Tabla esquemática que muestra las temperaturas de cierre de los principales minerales susceptibles al fechamiento radiométrico por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y su importancia con respecto al tamaño de grano del mineral analizado (tomado de Faure and Mesing, 2005), y B) Diagrama esquemático *Temperatura vs % de Ar liberado*, donde se muestran las temperaturas de cierre de los minerales utilizados para el fechamiento geocronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para las muestras del presente trabajo de tesis (referencia).

tipos de minerales analizados, puede ser utilizada para obtener un historial termo-cronológico de la muestra. Sin embargo, cualquier mineral con una temperatura de cierre determinada, libera algo de argón aún en valores

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

inferiores y superiores a ésta (Figura 6.1B). Por lo tanto, durante las etapas geológicas que registra una muestra, puede producirse ganancia o pérdida de argón (quizás por un proceso térmico de recalentamiento). Cuando una muestra ha experimentado una pérdida de argón se obtienen edades más jóvenes en las fracciones colectadas al inicio del experimento. Cabe señalar, que en una roca extrusiva que se enfría inmediatamente desde el punto de vista geológico, no se presenta el problema de las temperaturas cierre y todos los minerales deberían, en teoría, indicar la misma edad.

6.2 Metodología de análisis y procesamiento de las muestras

La preparación de la muestra es fundamental para que los resultados sean geológicamente confiables. El experimento inicia con la selección en campo de ejemplares de la mejor calidad posible, los cuales deben estar libres de alteraciones, carbonatos e intemperismo para asegurar una mayor confianza en la obtención de los datos analíticos (Ver Lámina 6.1). Dicha muestra se revisa con microscopio petrográfico para detectar la presencia de minerales considerados buenos geocronómetros, como sanidina, plagioclasa, hornblenda y biotita, minerales que son comunes en las rocas volcánicas (Figura 6.1A).

Como segunda etapa, las muestras requieren de una separación del mineral o minerales de interés, esta fase se desarrolló siguiendo la metodología del CICESE (ver Lámina 6.2). En el área de separación de minerales, la roca se trituró con una quebradora de quijadas (Lámina 6.1A) y un molino discos, después, se tamizó (Lámina 6.2B, C y D) observando bajo el microscopio estereoscópico la fracción resultante para decidir la mejor fracción a utilizar (Lámina 6.2E). Posteriormente se utilizó un separador magnético Frantz (Lámina 6.2F), del que se obtuvieron fracciones con minerales magnéticos y con no-magnéticos; enseguida, se realizó bajo un microscopio estereoscópico una selección manual de los minerales y ocasionalmente, para rocas de grano fino, únicamente se eliminaron los fenocristales y se preparó un concentrado de la matriz afanítica (Lámina 6.2E). Una vez seleccionadas las alícuotas de minerales a analizar (Lámina 6.2G) se trasladan en latas de aluminio debidamente selladas (Láminas 6.2H e I), para irradiación con neutrones en el

reactor nuclear de la Universidad de McMaster, Hamilton, en Ontario, Canadá (Lámina 6.2J).

Una vez irradiadas las muestras, regresan al Laboratorio de Geocronología del CICESE, donde son colocadas en una charola porta-muestras (Lámina 6.2K) que a su vez se coloca en un porta-charola (Lámina 6.2L, M, N) para ser montada en la platina de un microscopio (Lámina 6.2Ñ). La cámara que aloja las muestras está conectada al sistema de entrada del espectrómetro de masas. En esta platina y a través de unos espejos (Lámina 6.2O), un rayo láser (Coherent Innova 300) calienta la muestra hasta fundirla (Lámina 6.2P), proceso que puede ser monitoreado en una pantalla (Lámina 6.2R).

La composición isotópica del argón, se determina mediante un espectrómetro de masas automatizado VG5400 (Vacuum Generators 5400) del CICESE (Lámina 6.3A). El argón se libera en etapas, incrementando progresivamente la potencia del láser y así realizar un experimento de calentamiento por pasos.

Para liberar el gas de las muestras es necesario que éste pase por diferentes filtros y una trampa enfriada con nitrógeno líquido (Lámina 6.2Q), para eliminar otros componentes que acompañan al argón, ya que durante la fusión de la muestra este no es el único gas que se libera, también se puede liberar dióxido de carbono, metano, nitrógeno, etc., por lo tanto, es necesario atrapar todos esos gases que sólo ocasionarían una contaminación para la muestra, lo cual se vería reflejado en el resultado final de la edad.

6.3 Estudios Complementarios

Bajo la misma estancia de investigación en CICESE se utilizó un Microscopio Electrónico de Barrido (MEB Jeol JSM-35c, Figura 6.2A), para cerciorarnos de la composición de los minerales que fueron objeto de la datación.

El Microscopio Electrónico de Barrido del CICESE (Figura 6.2A), utiliza para su funcionamiento: (1) Electrones secundarios, (2) Electrones retrodispersados, y un (3) Espectrómetro de rayos X.

La preparación de las muestras (Figura 6.2D) para ingresar al MEB, requiere de una evaporación previa con carbono, la cual se realiza con un evaporador de carbón (*Ernest F.*

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Fullan Modelo EFFA MkIII Carbon Coater, **Figura 6.2E y 6.2F**). La muestra no debe de medir más de 1 cm de altura y 4 X 3.5 cm de superficie, además debe estar perfectamente libre de humedad y grasas. Las muestras aislantes o susceptibles de ser dañadas por el haz de electrones son preparadas con evaporación de carbón, aluminio o inclusive oro.

Los rayos X detectados son procesados por *el Software DTSA (Desk Top Spectrum Analyzer)*. El MEB puede realizar análisis cualitativos y semi-cuantitativos permitiendo detectar desde el sodio hasta el americio. Finalmente, pueden obtenerse imágenes del material analizado en escala de μm por medio de un computador y del *software NIH Image*.

Finalmente, las mediciones registradas en la base de datos fueron procesadas en un programa especial desarrollado en este laboratorio (**De Basabe, 2002**) el cual es denominado *AgeCalc (Lámina 6.2T)*, que realiza la reducción de datos y arroja como resultado los espectros de edad, los diagramas $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$ y las gráficas de $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (**Lámina 6.2U**).

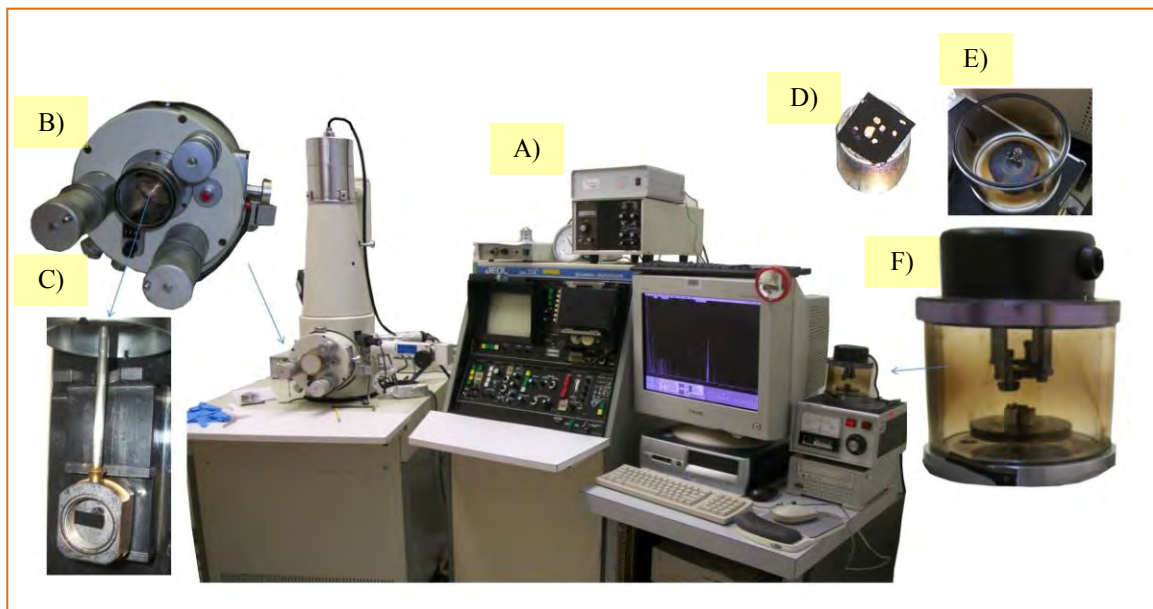
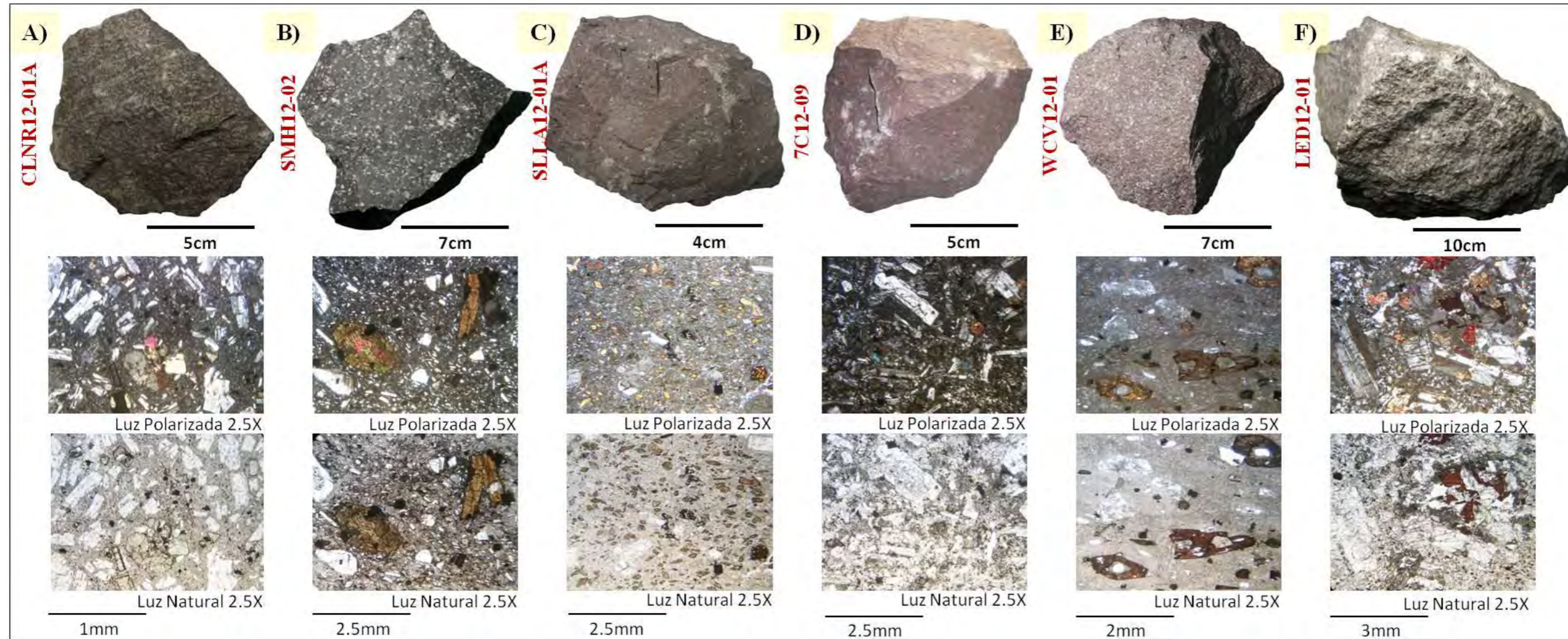


Figura 6.2.- **A)** Microscopio Electrónico de Barrido MEB Jeol JSM-35c del CICESE; **B)** Entrada a la cámara de intercambio de vacío donde se introduce el porta-muestras; **C)** Brazo porta-muestras; **D)** Base porta-muestras donde se coloca una cinta doble cara de carbono con pegamento al que se le adhieren los cristales previamente cubiertos por depositación de con carbono **E)** Inserción del porta-muestras con el mineral a analizar en el evaporador; y **F)** Evaporador de carbón Ernest F. Fullan Modelo EFFA MkIII Carbon Coater.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.



Lamina 6.1.-
Fotografías en muestra de mano, secciones delgadas y descripciones petrográfica de los ejemplares utilizados para Geocronología ⁴⁰Ar/³⁹Ar.

Muestra	Localidad	Roca	Facies del Derrame	Textura	Fenocristales	Glomeros	Matriz	Estado del mineral considerado a fechar	Observaciones
CLNR12-01A	Cerro La Nopalera, Rayón	Dacita	Hipabisal ligeramente fluidal	Porfirica ligeramente seriada a glomeroporfirica	Pl>OxFe-Ti>Cpx	Escasos 1.- Pl>Cpx 2.- Cpx>Cpx 3.- Cpx>OxFe-Ti 4.- Pl>Cpx>OxFe-Ti	Cripcristalina de Pl y OxFe-Ti	Plagioclasa fresca	Abundancia de Pl con textura en tamiz
SMH12-02	Microondas Los Cuates, SMH	Dacita	Vítrea	Traquítica porfirica a glomeroporfirica	Pl>Anf>OxFe-Ti	1.- Pl>Anf>OxFe-Ti 2.- Pl>Pl 3.- Anf>Pl>OxFe-Ti 4.- Anf>OxFe-Ti	Vítrea con microcristales de Pl y OxFe-Ti	Anfibol en dos generaciones: (1) Fresco tipo hornblenda y (2) Fresco tipo Oxihornblenda	Presencia de dos líquidos magmáticos. Plagioclasa con textura en tamiz predominantemente englobada por un líquido más oscuro. Anfiboles rojizos con bordes rojizos.
SLLA12-01A	Microondas Las Avispas S.L.	Dacita	Vítrea	Dimensional seriada a ligeramente traquítica porfirica a glomeroporfirica	Pl>Anf>Bta>OxFe-Ti y xenocristales de czo	Muy escasos 1.- Anf>Anf 2.- Pl>Pl	Vítrea con microcristales de Pl y OxFe-Ti	Anfibol en dos generaciones: (1) Fresco tipo hornblenda y (2) Fresco tipo Oxihornblenda	Pl con textura en tamiz
7C12-09	Cerro Grande, Siete Cerros	Dacita	Superior Fluidal	Interseccional ligeramente traquítica porfirica a muy glomeroporfirica	Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti	Cripcristalina de Pl y OxFe-Ti	Feldespatos relativamente frescos	Glomeros abundantes y muy grandes. Hay algunas Pl con textura en criba o en tamiz	Glomeros abundantes y muy grandes. Hay algunas Pl con textura en criba o tamiz
WCV12-01	Falso Cerro Gorgus	Dacita	Vítrea Fluidal	Fluidal ligeramente traquítica porfirica a ligeramente glomeroporfirica	Pl>Anf>OxFe-Ti	No	Vítrea	Anfibol fresco del tipo Oxihornblenda	Anf con bordes oxidados
LED12-01	Loma El Divisadero, La Costa	Andesita	Basal	Dolerítica porfirica a muy glomeroporfirica	Pl>Cpx>Opx>OxFe-Ti>Ol	1.- Pl>Cpx>Ol 2.- Pl>Cpx>OxFe-Ti 3.- Pl>Cpx>OxFe-Ti>Zrn	Cripcristalina de Pl y OxFe-Ti	Plagioclasa fresca	Grandes glomeros de Pl en tamiz y en reloj de arena

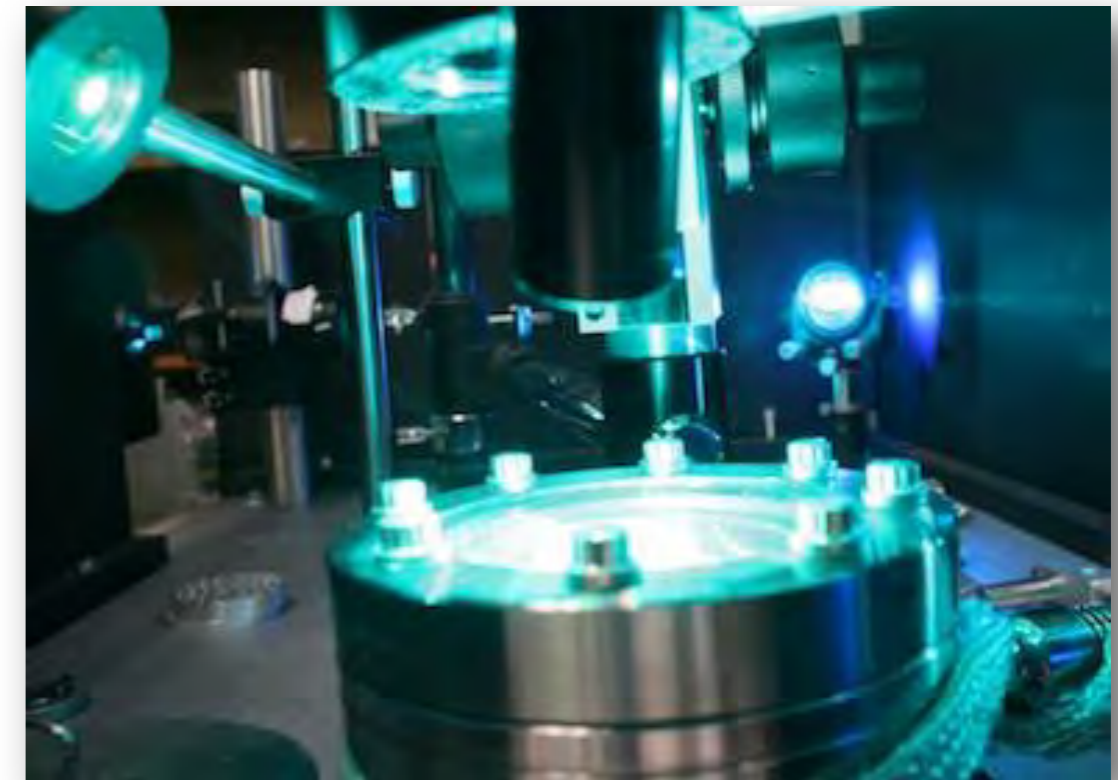


Lámina 6.2.- Metodología de preparación y análisis de muestras para geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: **A)** Quebradora de quijadas; **B)** Serie de tamices; **C)** Fracciones obtenidas de la serie de tamices; **D)** Secuencias de las fracciones tamizadas de la muestra a analizar; **E)** Microscopio estereoscópico binocular; **F)** Separador Magnético Frantz; **G)** Fotografía de una fracción de plagioclasa vistas desde un microscopio estereoscópico en el lente 4X; **H)** Preparación de lo alícuotas de minerales a analizar en paquetes con envoltura de aluminio; **I)** Imagen mostrando la lata donde se colocan las alícuotas de minerales que se mandarán a irradiar; **J)** Reactor Nuclear de la Universidad de McMaster, Canadá; **K)** Charola donde se colocan los minerales ya irradiados; **L)** Montaje de la Charola en el porta-platina conectado al espectrómetro de masas VG5400; **M)** Vista en planta de la Charola que contiene varias muestras de minerales irradiados, la cuál ha sido montada en el microscopio petrográfico; **N)** Vista cercana a uno de los hoyos de la charola, en esta imagen se aprecia la proporción de minerales necesarios para la fusión; **Ñ)** Porta-platina; **O)** Imagen mostrando la incidencia del láser a través de espejos colocados en las esquinas de una caja negra, **P)** Fotografía que muestra la acción del láser redirigido por medio de espejos que hacen incidir su potencia en algún hoyo de la charola colocada en la platina del microscopio; **Q)** Trampa enfriada con nitrógeno líquido; **R)** Televisor mostrando cristales fundiéndose; **S)** Computador indicando el programa q208 controla al espectrómetro de masas VG5400; **T)** Programa que procesa los datos obtenidos por el VG5400; **U)** Diagramas de Edad, Diagrama $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_k$ y diagrama $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$

Espectrómetro de masas VG5400 con láser de iones de Ar del Laboratorio de Geocronología del CICESE



Tal es el caso del método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$, cuya técnica de análisis consiste en obtener una edad a partir de la medición de ^{40}Ar y ^{39}Ar en un espectrómetro de masas y las concentraciones encontradas sirven para resolver esta ecuación:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ 1 + J \left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} \right) \right\}$$

En donde:

t es la edad del mineral analizado,

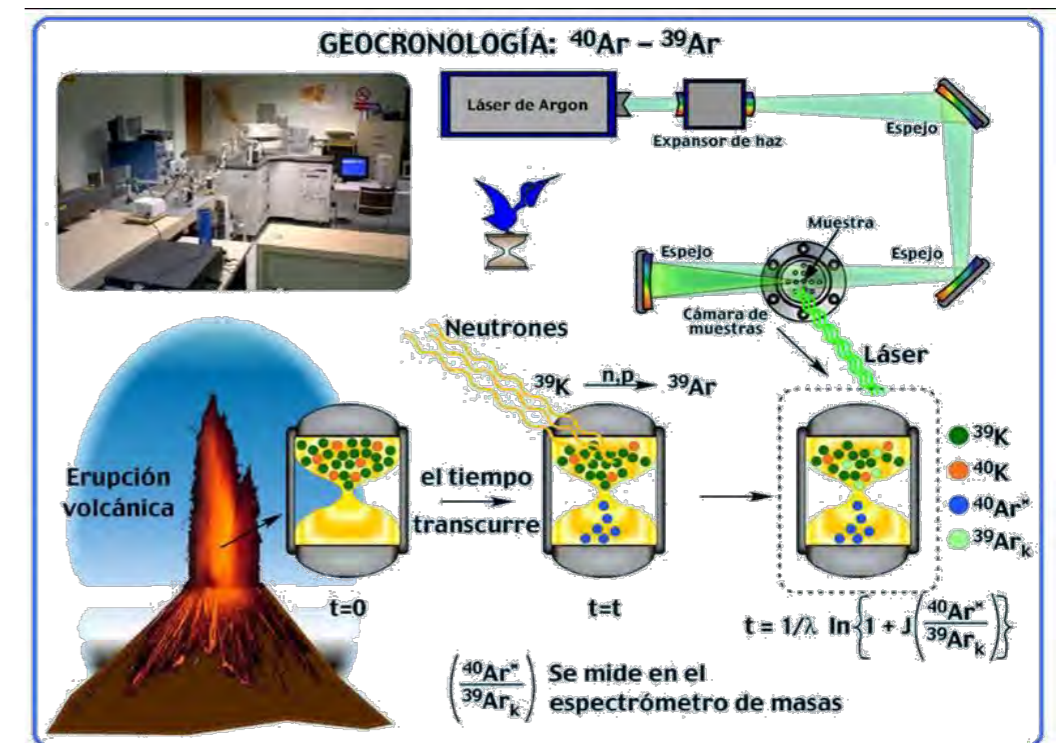
λ es la constante de decaimiento del geocronómetro ^{40}K ,

J es el parámetro que evalúa la producción del ^{39}Ar durante la irradiación de las muestras con neutrones,

$^{40}\text{Ar}^*$ es el argón producto del decaimiento radiactivo del ^{40}K

Para realizar el análisis por el método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ se requiere irradiar los minerales separados en un reactor nuclear en donde se produce el ^{39}Ar por la activación neutrónica del ^{39}K . Finalmente las muestras irradiadas son analizadas en un espectrómetro de masas automatizado VG 5400 (Vacuum Generator 5400) del Laboratorio de Geocronología del CICESE. El argón de las muestras es liberado calentándolas con un láser y los datos obtenidos se procesan para presentarse en forma de espectros de edad y proceder a la interpretación que se apoya en la información geológica recabada en el trabajo de campo, es decir las relaciones estratigráficas.

^{40}Ar proviene del decaimiento radiactivo del ^{40}K un isótopo



http://geologia.cicese.mx/labs/lab_geoc

Lamina 6.3.-

6.3.1 Resultados obtenidos con el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB)

Con el Microscopio Electrónico de Barrido (**Figura 6.2**) se analizaron 6 ejemplares minerales correspondientes a una fracción de los ejemplares utilizados para el fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: (1) Dacita hipabisal (muestra de plagioclasa CLNR12-01A); (2) Dacita (muestra de anfíbol SMH12-02); (3) Dacita (muestra de anfíbol SLLA12-01A), (4) Dacita (muestra de plagioclasa 7C12-09); (5) Dacita (muestra de anfíbol WCV12-01) y (6) Andesita hipovolcánica (muestra de plagioclasa LED12-01).

Los resultados emitidos por los rayos X muestran valores en porcentaje en peso y % atómico, donde para las plagioclasas (**Figuras 6.3, 6.6 y 6.8**) en todos los casos, se preserva una proporción en peso y atómica bastante homogénea, mostrando una composición más cálcica para la andesita hipovolcánica (muestra LED12-01, **Figura 6.8**). En el caso de las hornblendas se observan diferencias en los porcentajes obtenidos en el Fe y en el Ca (**Figuras 6.4, 6.5 y 6.7**), siendo doblemente férrica en % atómico (10.68 en % atómico – **Figura 6.5**) la hornblenda de la dacita (muestra SLLA12-01A) con respecto a las muestras dacíticas SMH12-02 y WCV12-01 (5.60 y 4.13 en % atómico, **Figura 6.4 y 6.7** respectivamente). En cuanto al % en peso de Ca incluidos en los anfíboles, el anfíbol más cálcico corresponde a la Dacita WCV12-01 con un valor de 9.34 en % en peso a diferencia del anfíbol de la Dacita SMH12-02 que sólo presenta 0.76 % en peso y una nula cantidad de Ca para el anfíbol de la dacita SLLA12-01A. Esta diferencia composicional con los minerales de anfíbol podría estar ligada quizás a la variedad analizada de la Oxi-hornblenda, donde en este caso se explicaría el alto contenido en Fe pero sólo para la dacita muestra SLLA12-0A. Este experimento resulta ser prometedor y puede ser catalogado como importante a pesar de que el análisis con el MEB es un método cualitativo, sin embargo, habría que verificarse con el uso de estándares o de algún método cuantitativo como el de la microsonda electrónica, para así poder hacer interpretaciones más precisas.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

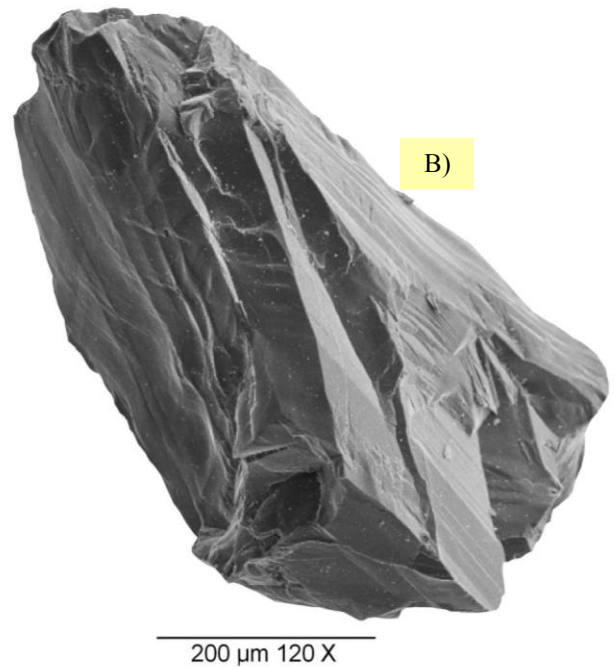
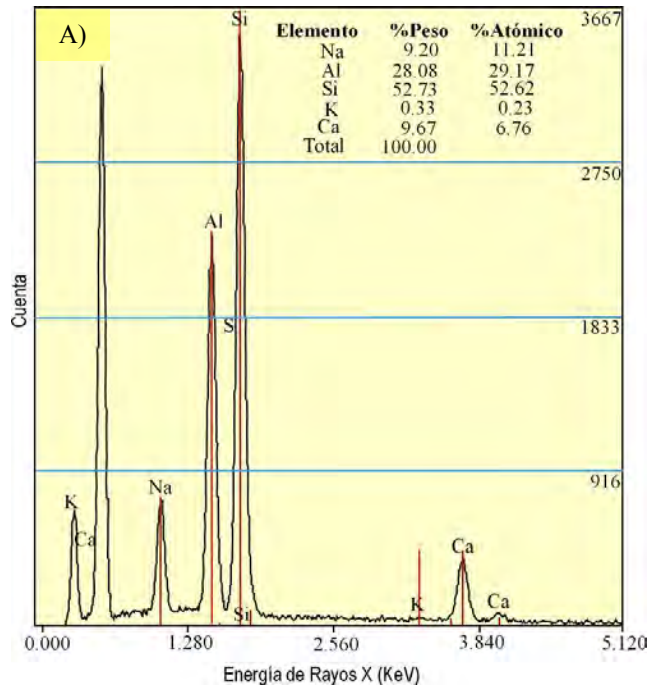


Figura 6.3.- A) Espectro de rayos X emitido por el MEB para la Plagioclasa CLNR12-01A, mostrando las concentraciones en % en peso y % atómico y **B)** Imagen a escala 120X de la Plagioclasa CLNR12-01A.

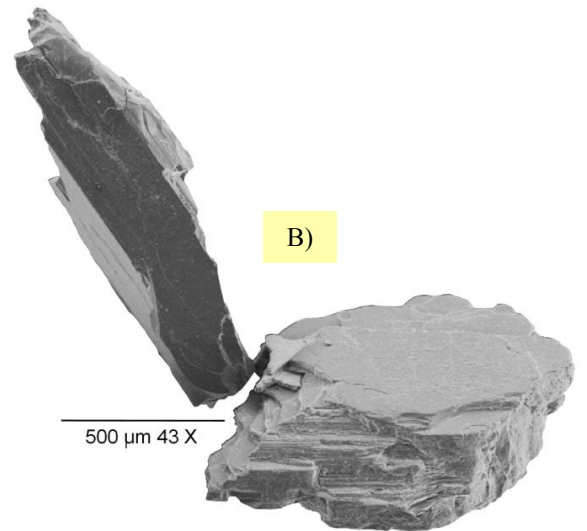
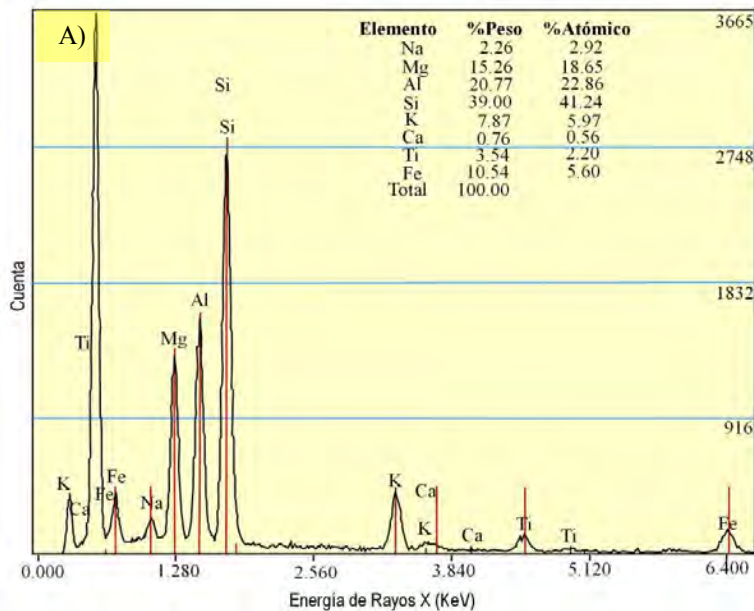


Figura 6.4.-A) Espectro de rayos X emitido por el MEB para la Hornblenda SMH12-02, mostrando las concentraciones en % en peso y % atómico y **B)** Imagen a escala 43X de la Hornblenda SMH12-02.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

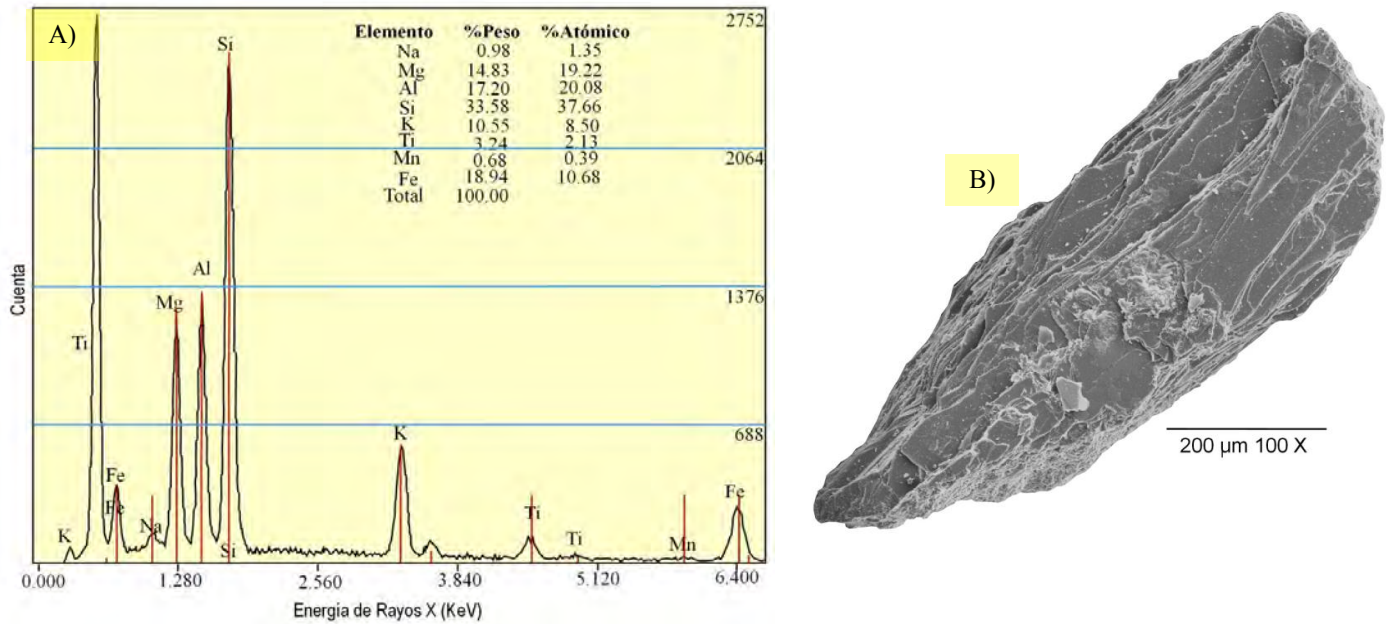


Figura 6.5.- A) Espectro de rayos X emitido por el MEB para la Hornblenda SLLA12-01A, mostrando las concentraciones en % en peso y % atómico y **B)** Imagen a escala 100X de la Hornblenda SLLA12-01A.

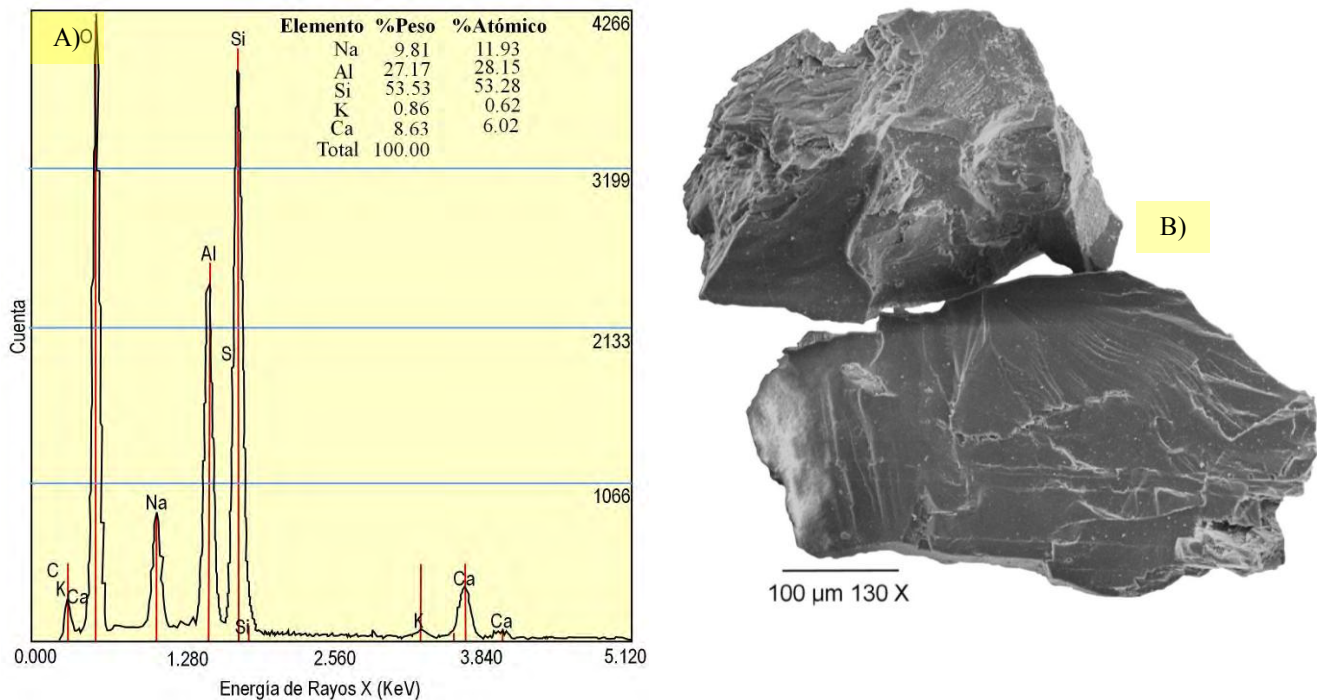


Figura 6.6.- A) Espectro de rayos X emitido por el MEB para la Plagioclasa 7C12-09, mostrando las concentraciones en % en peso y % atómico y **B)** Imagen a escala 100X de la Plagioclasa 7C12-09.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

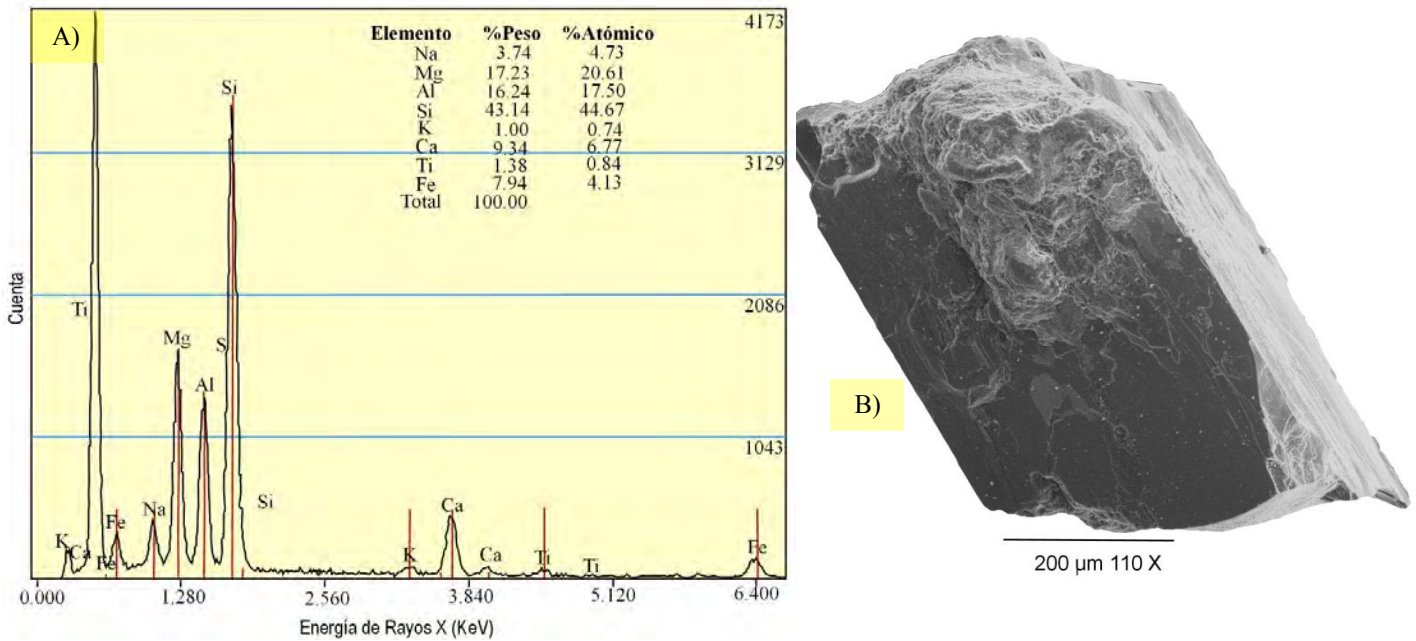


Figura 6.7.- A) Espectro de rayos X emitido por el MEB para la Hornblenda WCV12-01, mostrando las concentraciones en % en peso y % atómico y B) Imagen a escala 110X de la Hornblenda WCV12-01.

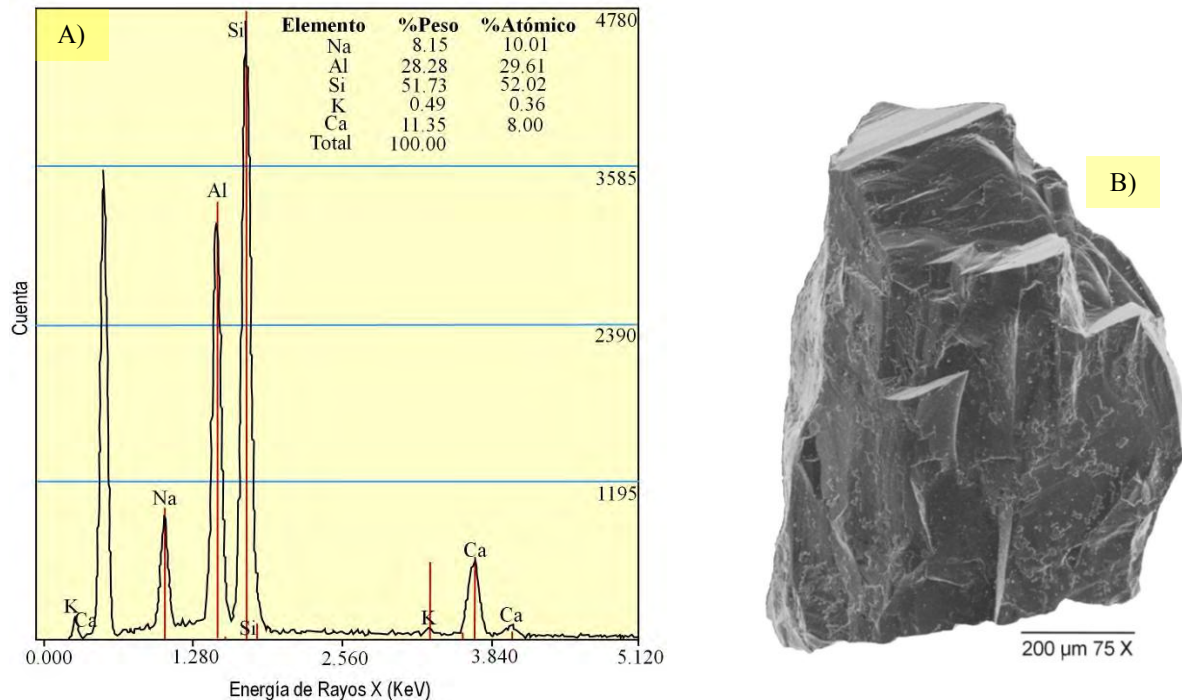


Figura 6.8.- A) Espectro de rayos X emitido por el MEB para la Plagioclase LED12-01, mostrando las concentraciones en % en peso y % atómico y B) Imagen a escala 75X de la Plagioclase LED12-01.

6.3 Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de las unidades magmáticas Oligoceno-Mioceno

Diversos métodos geocronológicos han sido aplicados al fechamiento del magmatismo de arco correspondiente al Oligoceno-Mioceno en Sonora, de acuerdo con los datos reportados en la literatura. Dentro de los más comunes destaca K-Ar y Ar-Ar en roca total (*Whole Rock, WR*), matriz, plagioclasa, biotita y hornblenda. Estos han determinado con precisión distintas edades, todas comprendidas entre el Oligoceno-Mioceno, donde según algunas especificaciones químicas y las aún no muy claras evidencias mineralógicas entre grupos, permiten correlacionar ampliamente estas unidades volcánicas en algunos sectores de Sonora. En este trabajo se realizó el fechamiento de unidades magmáticas que se consideraban asociadas a las etapas finales de la subducción y además de unidades magmáticas que se generaron cuando ya había cesado la subducción.

En el caso de los experimentos realizados en este trabajo, se utilizó un estándar de sanidino de la toba Fish Canyon (FCT2C de 28.201 ± 0.046 Ma- [Kuiper et al., 2008](#)) como monitor de irradiación, obteniéndose un valor de $J = 0.003147 \pm 0.000015$ para las plagioclasas de la dacita (muestra 7C12-09), dacita hipabisal (muestra CLNR12-01A) y la andesita hipovolcánica (muestra LED12-01). En el caso de la dacita (muestra SLLA12-01A) analizada tanto en la matriz vítrea, como en hornblenda, biotita y plagioclasa se obtuvo un valor para $J = 0.003174 \pm 0.000009$. Finalmente en las hornblendas de las dacitas (muestras WCV12-01 y SMH12-02) se encontró un valor de $J = 0.002977 \pm 0.000008$. Estos datos de valores de J son los resultantes de la relación $^{40}\text{Ar}^*$ y ^{39}Ar obtenidos en los monitores de irradiación. Es importante mencionar que tanto la edad integrada (t_i), como la edad de isócrona (t_c), incluyen una incertidumbre bajo el parámetro de irradiación J.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Unidad Volcánica Cerro Prieto, Rayón, Sonora (Muestra CPR09-09)

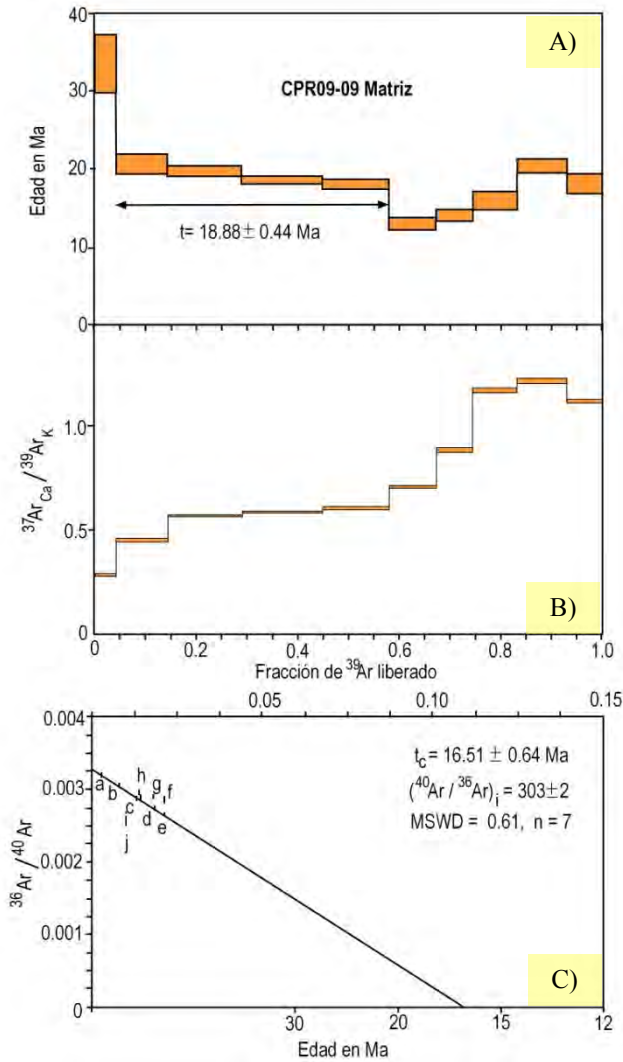


Figura 6.9.- A) Espectro de edad para la muestra CPR09-09; la flecha indica la mejor estimación propuesta para una edad de meseta (tp), B) Diagrama de comparación $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ para la muestra estudiada y C) Diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el cálculo de la isócrona

Para el análisis de la latita CPR09-09 correspondiente a una de las facies vítreas de la Formación volcánica Cerro Prieto se realizó con un concentrado de matriz (Gómez- Valencia, 2011 y Gómez-Valencia et al., 2013 *sometido*). Los resultados obtenidos en 10 pasos de calentamiento (Tabla 6.1), reflejan para esta muestra un espectro de edad con forma escalonada (Figura 6.9A), la primera fracción aplicando 0.3 W de potencia con el láser, arroja una edad de **33.53 ± 3.82 Ma** que inmediatamente disminuye a **20.72 ± 1.38 Ma** y gradualmente continúa decreciendo, se observa un segmento relativamente plano definido por cuatro fracciones con una edad de **18.88 ± 0.44 Ma**. En el diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (Figura 6.9B) se observa un espectro ascendente de ~ 0.5 a ~ 1.1 indicando una composición relativamente homogénea. Por último, en el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ se observa una buena línea recta con un MSWD = 0.61 definida por 7 fracciones. El inverso de la intercepción de la línea recta con el eje de las ordenadas indica que el $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ es ligeramente mayor que 295.5 el valor atmosférico, es decir se infiere la presencia de un exceso de argón, por esta razón la mejor estimación de la

edad de CPR 09-09 debe ser tomada del inverso de la intercepción de la línea recta con el eje de las abscisas, el cual arroja una edad de **16.51 ± 0.64 Ma** (Figura 6.9C). Esta edad es congruente con las relaciones y evidencias de campo, esto aunado a las relaciones

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

petrográficas y geoquímicas indican que la Formación volcánica Cerro Prieto representada con la muestra CPR09-09, corresponde a las pulsaciones magmáticas calcoalcalinas del Mioceno Inferior-Medio.

Potencia	³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	F ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad en Ma	1σ		% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
0.3	177.248	0.042	5.53	0.64	33.53	3.82	a	5.34	312.16	0.29
0.6	432.098	0.103	3.41	0.23	20.72	1.38	b	9.41	326.19	0.459
0.9	611.869	0.146	3.23	0.12	19.67	0.73	c	14.81	346.89	0.575
1.2	664.14	0.158	3.06	0.1	18.64	0.62	d	19.23	365.87	0.592
1.5	552.181	0.132	2.98	0.11	18.15	0.66	e	21.85	378.11	0.611
1.8	382.73	0.091	2.13	0.15	13	0.9	f ‡	15.54	349.87	0.715
2.1	302.338	0.072	2.3	0.12	14.01	0.73	g ‡	14.17	344.27	0.894
2.6	363.319	0.087	2.61	0.19	15.87	1.17	h ‡	12.47	337.61	1.182
3.5	407.718	0.097	3.35	0.15	20.37	0.88	i	15.16	348.31	1.225
5	304.683	0.073	2.96	0.22	18.03	1.33	j	14.43	345.35	1.131

Resultados Integrados

³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad en Ma	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
4196	3.06	0.09	18.61	0.56	13.03	339.79	0.75

$$J = 0.003390 \pm 0.000006$$

‡ Fracciones ignoradas en la isócrona mostrada en la [Figura 6.9C](#)

El promedio ponderado $t = 18.88 \pm 0.44$ Ma se calculó con las fracciones b, c, d, e, las que representan el 53.84% del ³⁹Ar liberado. El MSWD es 1.44 para cuatro datos.

Tabla 6.1.- Resultados obtenidos para cada etapa de calentamiento de la matriz correspondiente a la latita CPR09-09. Los datos de fracciones a, b, c, d, e, i y j se utilizaron en el diagrama de correlación ³⁶Ar/⁴⁰Ar vs ³⁹Ar/⁴⁰Ar para estimar la edad isócrona.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Unidad Volcánica Las Agujas, Rayón, Sonora (Muestra CLNR12-01A)

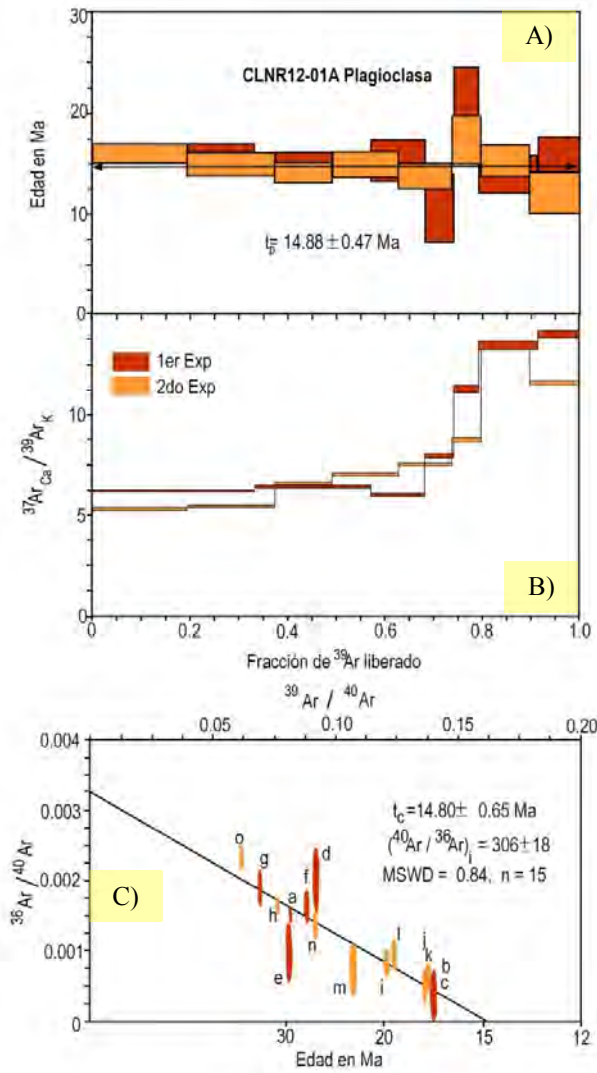


Figura 6.10.- A) Espectro de edad para la muestra CLNR12-01A; la flecha indica la mejor estimación propuesta para una edad de meseta (tp), B) Diagrama de comparación $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ para la muestra estudiada y C) Diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ para el cálculo de la isócrona

El análisis de la dacita CLNR12-01A correspondiente a una facies hipabisal de la Formación volcánica Las Agujas de Rayón, Sonora, se realizó con un concentrado de plagioclasa. Los resultados obtenidos para dos experimentos con un total de 15 pasos de fusión con láser, reflejan un espectro de edad en forma escalonada relativamente homogéneo (Figura 6.10A). Para ambos experimentos se presentan edades entre 12 y 17 Ma con excepción de edades contrastantes de 10.59 y 20.94 Ma indicando una pérdida y una ganancia de argón respectivamente y sólo para esas fracciones (Tabla 6.2).

Los resultados integrados para ambos experimentos, rinden una edad para el primer experimento de 15.39 ± 0.64 Ma y para el segundo experimento una edad de 14.86 ± 0.50 Ma. En comparación con la edad de meseta obtenida de 14.88 ± 0.47 Ma, los valores obtenidos son consistentes con la edad de meseta (Tabla 6.1).

En el diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ se observa un es a 20 sugiriendo una buena concentración de potasio para esta muestra (Figura 6.10B).

Se graficaron los datos del diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Figura 6.10C), donde se muestra una moderada dispersión que bien puede definir una línea recta regular con un MSWD = 0.84 definida por las 15 fracciones realizadas durante los dos experimentos (Tabla 6.2). El inverso de la

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

intercepción de la línea recta con el eje de las ordenadas indica que el (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 306 ± 18 es moderadamente mayor que 295.5 al valor atmosférico, por esta razón y la dispersión de los datos, la mejor estimación de la edad de la muestra CLNR12-01A debe considerarse de la meseta calculada por la media ponderada de las fracciones de la g a la n, las cuales representan el 100% de ³⁹Ar emitido en 8 fracciones consecutivas, que rinden una edad mejor argumentada de **t_p = 14.88 ± 0.47 Ma** con un MSWD de 0.76 (Tabla 6.2).

Esta edad es congruente con las relaciones y evidencias de campo que subyacen en la misma localidad, se trata de la Formación volcánica Cerro Prieto, la cual como se mostró anteriormente presenta una edad de isócrona de 16.30±0.63Ma en la matriz vítrea de la muestra CPR11-09 (Gómez Valencia., 2011). Esta información aunada a las relaciones petrográficas y geoquímicas indican que la Unidad volcánica Las Agujas representada por la muestra CLNR12-01A, corresponde a un evento hipabisal calcoalcalino del Mioceno Medio.

Potencia	³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	F ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad en Ma	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	
2	43.362	0.332	2.85	0.2	16.11	1	a	54.87	654.79	6.18
4	31.2	0.239	2.7	0.2	15.26	1	b	88.3	2525.31	6.38
6	14.365	0.11	2.71	0.4	15.32	2	c	89.47	2805.89	6
8	7.805	0.06	1.87	0.6	10.59	3.4	d	40.64	497.79	7.92
10	6.677	0.051	3.71	0.7	20.94	3.7	e	70.84	1013.25	11.28
12	15.97	0.122	2.48	0.4	14	2	f	51.6	610.48	13.48
13	11.237	0.086	2.67	0.5	15.1	2.7	g	43.55	523.51	14.02
1	35.857	0.195	2.84	0.2	16.06	1	h	51.14	604.84	5.28
2	32.852	0.179	2.65	0.2	14.97	1.2	i	75.39	1200.6	5.41
3	21.647	0.118	2.51	0.2	14.22	1.1	j	81.6	1606.29	6.56
4	25.053	0.136	2.64	0.2	14.93	1.3	k	84.86	1951.96	7
6	20.114	0.109	2.46	0.2	13.89	1.3	l	71.78	1047.14	7.47
8	11.047	0.06	3.08	0.4	17.41	2.5	m	77.82	1332.17	8.74
10	18.283	0.099	2.72	0.3	15.38	1.6	n	58.85	718.13	13.43
12	18.961									
Resultados Integrados										
	³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Age in Ma	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K		
	129.9	2.72	0.11	15.39	0.6	61.28	763.13	8.13		
	182.9	2.63	0.09	14.86	0.5	61.44	766.4	7.59		

$$J = 0.003147 \pm 0.000015$$

$$t_c = 14.80 \pm 0.65 \text{ Ma}, (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 306 \pm 18, \text{MSWD} = 0.84 \text{ para } n = 15$$

Tabla 6.2.- Resultados obtenidos para cada etapa de calentamiento de la Plagioclasa correspondiente a la dacita CLNR12-01A. Los datos de fracciones del inciso **f** al inciso **j** se pueden utilizar en el diagrama de correlación ³⁶Ar/⁴⁰Ar vs ³⁹Ar/⁴⁰Ar para estimar la edad isócrona.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

San Miguel de Horcasitas, Sonora (Muestra SMH12-02)

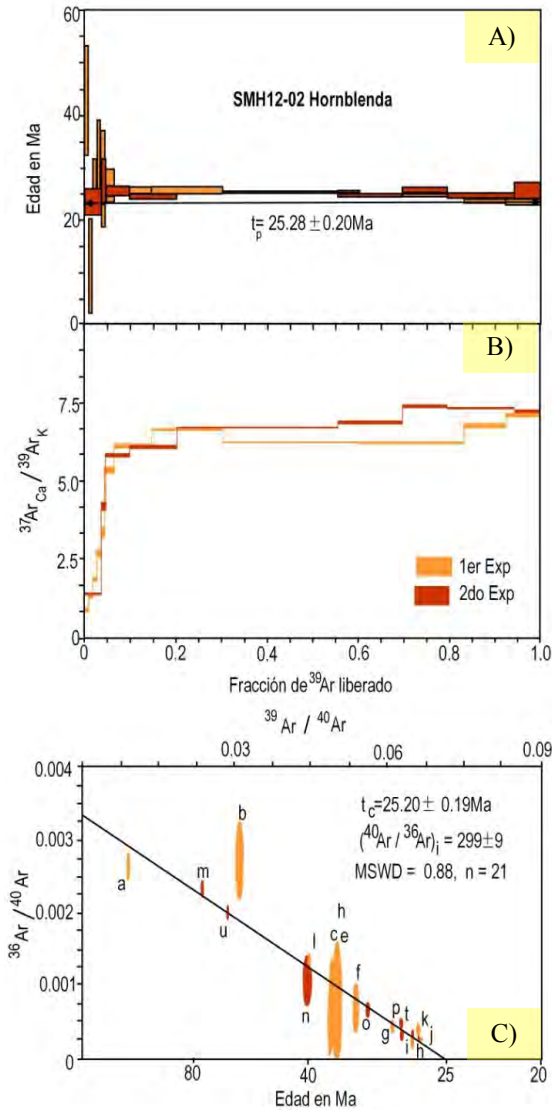


Figura 6.11.- A) Espectro de edad para la muestra SMH12-02; la flecha indica la mejor estimación propuesta para una edad de meseta (t_p), B) Diagrama de comparación $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ para la muestra estudiada y C) Diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el cálculo de la isócrona

El análisis de la Dacita SMH12-02 correspondiente a una facies basal muy vítrea de un apilamiento de lavas intermedias en la localidad de San Miguel de Horcasitas, Sonora, se realizó con un concentrado de hornblenda. Los resultados obtenidos para dos experimentos con un total de 21 pasos de fusión con láser, reflejan para esta muestra un espectro de edad en forma relativamente plana y homogénea a excepción de las primeras fracciones liberadas para ambos experimentos, donde muestran una ligera perturbación en los resultados, posiblemente debida a la pequeña cantidad de argón liberado a bajas temperaturas. (Figura 6.11A). Para ambos experimentos se presentan edades entre 23.64 y 28.13 Ma con excepciones de edades contrastantes de 11.47 y 43.06 Ma, que no se consideran relevantes debido a la baja concentración de argón liberado, que en total representa menos del 5% del ^{39}Ar (Tabla 6.3).

Los resultados integrados para ambos experimentos, rinden una edad para el primer experimento de 25.34 ± 0.29 Ma y para el segundo experimento una edad de 25.25 ± 0.25 Ma. En comparación con la edad de meseta obtenida de 25.28 ± 0.20 Ma, vemos que ambas edades son consistentes (Figura 6.11 A y Tabla 3).

En el diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ se observa un espectro abruptamente ascendente que para la mayor

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

parte del ³⁹Ar liberado, se caracteriza por valores de ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K cercanos 6, valor típico de una hornblenda de composición homogénea (Figura 6.11B).

En el diagrama de correlación ³⁶Ar/⁴⁰Ar vs ³⁹Ar/⁴⁰Ar (Figura 6.11C), se observa que la mayoría de los datos se agrupan en el eje de las abscisas y constriñen la intercepción de la línea recta con el eje de las abscisas, definiendo una edad de isócrona de **25.20 ± 0.19 Ma** con un MSWD de 0.88 para los 21 datos utilizados.

La segunda línea calculada indica un MSWD = 0.56 definida por 9 fracciones consecutivas y homogéneas de la letra *m* a la letra *u*, donde se liberó el 100% de ³⁹Ar de la muestra (Tabla 6.3). El inverso de la intercepción de la línea recta con el eje de las ordenadas indica que el (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 299 ± 9 es insignificamente mayor que 295.5 el valor atmosférico. La edad de meseta de **25.28 ± 0.20 Ma** es casi indistinguible de la edad de isócrona de **25.20 ± 0.19**, siendo esta última la edad de considerada como mejor estimación para la edad de la muestra (Tabla 6.3).

Esta edad es congruente con las relaciones y evidencias de campo, la cual con el apoyo de las relaciones petrográficas y geoquímicas indican que la muestra SMH12-02, forma parte

del magmatismo calcoalcalino con edades radiométricas del Oligoceno.

Pwr	³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	F ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Age in Ma	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	
0.6	3.062	0.008	8.11	2.03	43.06	11	a	22.15	379.59	0.914
1.2	3.361	0.009	2.14	1.73	11.47	9.2	b	19.8	368.43	1.365
2	4.263	0.011	5.02	0.99	26.76	5.3	c	73.61	1119.68	1.911
2.8	3.603	0.009	5.96	1.44	31.74	7.6	d	87.26	2319.17	2.733
3.4	2.58	0.007	5.29	1.75	28.18	9.3	e	79.11	1414.25	3.397
3.8	8.924	0.022	4.99	0.62	26.59	3.3	f	80.02	1478.61	5.391
4.25	32.502	0.082	4.82	0.16	25.7	0.9	g	87.65	2392.6	6.142
4.6	62.685	0.157	4.85	0.13	25.85	0.7	h	93.85	4807.48	6.69
5	119.797	0.301	4.78	0.07	25.51	0.4	i	92.15	3766.4	6.269
5.4	90.88	0.228	4.68	0.07	24.98	0.4	j	92.99	4216.22	6.259
6	36.1	0.091	4.51	0.14	24.04	0.7	k	88.79	2635.65	6.824
8	30.64	0.077	4.52	0.21	24.09	1.1	l	60.11	740.81	7.145
3	17.944	0.036	4.43	0.49	23.64	2.6	m	31.27	429.95	1.425
3.5	4.829	0.01	5.22	0.78	27.82	4.1	n	68.95	951.58	4.22
4.2	26.273	0.053	4.82	0.18	25.73	1	o	80.82	1540.68	5.857
4.5	51.823	0.104	4.63	0.11	24.7	0.6	p	86.52	2192.87	6.125
5	177.043	0.354	4.78	0.06	25.48	0.3	q	89.92	2932.21	6.746
5.5	71.205	0.142	4.68	0.09	24.97	0.5	r	90.72	3184.12	6.907
6	49.717	0.099	4.87	0.12	25.95	0.6	s	91.13	3331.07	7.415
7	73.415	0.147	4.66	0.1	24.87	0.5	t	92.03	3705.6	7.362
10.1	28.597	0.057	4.77	0.35	25.46	1.9	u	40.8	499.17	7.265

Tabla 6.3.- Resultados obtenidos para cada etapa de calentamiento de la plagioclasa correspondiente a la dacita SMH12-02. Los datos de fracciones del inciso m al inciso u se pueden utilizar en el diagrama de correlación ³⁶Ar/⁴⁰Ar vs ³⁹Ar/⁴⁰Ar para estimar la edad isócrona.

t_c = 25.20 ± 0.19 Ma, (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 299 ± 9, MSWD = 0.88 para n = 21

J = 0.002977 ± 0.000008

Resultados Integrados

³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Age in Ma	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
396.8	4.75	0.1	25.34	0.3	83.37	1777.4	6.24
498.7	4.74	0.1	25.25	0.3	78.9	1400.3	6.629

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Microondas Las Avispas, Sierra Libre, Sonora (Muestra SLLA12-01A)

El análisis de la Dacita SLLA12-01A, se realizó con un concentrado de biotita, hornblenda, plagioclasa y matriz correspondientes a una facies vítrea de una unidad volcánica del microondas Las Avispas en la Sierra Libre, Sonora. El motivo por el cual se analizaron 4 fracciones de minerales y matriz del mismo ejemplar de roca volcánica, fue debido a que inicialmente se pretendía analizar el anfíbol de la muestra pero su tamaño de grano era demasiado pequeño, además presentaba oxidación propia de la variedad Oxi-hornblenda (ver Lámina 6.3) y se tenía incertidumbre en relación a si este factor podría afectar los resultados. Por tal motivo y aprovechando el buen estado y tamaño de los otros minerales y matriz se realizaron 4 experimentos para estimar la edad de esta roca, los cuáles se explican a continuación en el orden cronológico según los resultados emitidos por el espectrómetro VG5400.

Los resultados obtenidos para el experimento bajo la biotita en un total de 11 pasos de fusión con láser, reflejan para esta muestra un espectro de edad muy homogéneo (Figura 6.12A) a excepción de las primeras fracciones donde se obtienen las edades contrastantes de 10.91 Ma y 23.41 Ma que por su tamaño no se consideran significativas (Tabla 6.4).

Los resultados integrados para este experimento, rinden una edad de **19.50 ± 0.19 Ma**. En comparación con la edad de meseta obtenida con un total de 96.58 % de ³⁹Ar liberado por 9 fracciones consecutivas, muestra una edad $t_p = 19.50 \pm 0.10$ Ma (MSWD= 0.18), dando prácticamente el mismo resultado (Tabla 6.4).

En el diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ se observa un espectro muy plano de 0.1 a 0.5 sugiriendo composición homogénea de la biotita en relación a su contenido de Ca y K (Figura 6.12B).

Se graficaron los datos del diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Figura 6.12C), donde se muestra una moderada dispersión que bien puede definir una línea recta regular con un MSWD = 0.9 definida por las 11 fracciones realizadas durante el experimento (Tabla 6.4) obteniéndose una edad isócrona de $t_c = 19.47 \pm 0.12$ Ma. El inverso de la intercepción de la línea recta con el eje de las ordenadas indica que el $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 299 \pm 5$ es moderadamente mayor que el valor atmosférico(295.5), es decir, por esta razón y la moderada

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

dispersión de los datos, la mejor estimación de la edad de la muestra SLLA12-01A, se toma de la edad de la meseta calculada por la media ponderada de las 9 fracciones consecutivas de biotita de la *c* a la *k* que rinden una edad mejor argumentada y más homogénea de $t_p = 19.50 \pm 0.10$ Ma (Tabla 6.4).

Por otra parte la información radiométrica detectada para la hornblenda de este ejemplar (SLLA12-01A) muestra en un total de 8 pasos de fusión con láser, reflejan un espectro de edad descendente (Figura 6.13A) a causa de que la primer fracción indica una edad de 39 Ma y posteriormente desciende abruptamente a una edad de 18.07 Ma en el paso *b*, donde continúan obteniéndose edades similares hasta llegar al paso del inciso *e* donde hay un ascenso que refleja una edad de 23.33 Ma y nuevamente se obtiene un descenso hasta obtener una edad de 17.99 Ma en la fracción del inciso *h* (Tabla 6.5).

Los resultados integrados para este experimento, rinden una edad de 20.41 ± 1.02 Ma. En comparación con la edad de meseta obtenida con un total de 92.52 % de ^{39}Ar liberado por 7 fracciones consecutivas del inciso *i* al inciso *o*, muestran una edad de meseta de $t_p = 18.74 \pm 0.63$ Ma (MSWD= 0.42), dando resultados dispares con una diferencia de casi 2 Ma (Tabla 6.5).

En el diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ se observa un espectro muy ascendente 1.5 5.5 sugiriendo una composición para la hornblenda, no homogénea y atípica en relación a su contenido de Ca y K (Figura 6.13B).

Se graficaron los datos en un diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Figura 6.13C), donde se muestra una línea con un MSWD = 1.7 definido por 7 fracciones realizadas durante el experimento (Tabla 6.5), obteniéndose una edad de isócrona $t_c = 19.17 \pm 1.55$ Ma. El inverso de la intercepción de la línea recta con el eje de las ordenadas indica que el $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 291 \pm 15$ en comparación con el valor de Argón atmosférico de 295.5 es muy contrastante al considerar un error ± 15 . Por tal motivo, la muestra SLLA12-01A análisis en hornblenda, muestra como mejor edad estimada, la edad de de meseta $t_p = 18.74 \pm 0.63$ Ma (Tabla 6.5).

Los datos geocronológicos obtenidos para este ejemplar (SLLA12-01A) con una fracción de plagioclasa en un total de 11 pasos de fusión con láser, reflejan un espectro de edad escalonado (Figura 6.14A) y descendente a causa de que las primer fracción que indica

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

una edad de 75.69 Ma y posteriormente desciende abrupta y considerablemente a una edad de 18.63 Ma en el paso en el paso **b**, donde continúan obteniéndose edades similares hasta llegar al paso del inciso **h** donde hay un ascenso que refleja una edad de 12.52 Ma y nuevamente se obtiene un ascenso hasta obtener una edad de 23.09 Ma en la fracción del inciso **i** (Tabla 6.6).

Los resultados integrados para este experimento con plagioclasa, rinden una edad de **20.13 ± 0.91 Ma**. En comparación la edad de meseta obtenida con un total de 97.68 % de ³⁹Ar liberado por 10 fracciones consecutivas del inciso **b** al inciso **k**, es de $t_p = 18.86 \pm 0.43$ Ma (MSWD= 1.16), dando resultados dispares con una diferencia de casi 1.5 Ma (Tabla 6.6).

En el diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ 5.5 sugiriendo composición medianamente homogénea de una plagioclasa con una relativa baja concentración de Ca. (Figura 6.14B).

Los datos del diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Figura 6.14C), muestran muestra una línea con un MSWD = 1.45 definido por 11 fracciones realizadas durante el experimento (Tabla 6.6), obteniéndose una edad de isócrona $t_c = 18.55 \pm 0.55$ Ma. El inverso de la intercepción de la línea recta con el eje de las ordenadas indica que el $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 300 \pm 3$ el valor de argón es mayor que el atmosférico, esto explica el espectro de edad con ligera forma de "U", debido a la presencia de argón en exceso. Por esta razón se sugiere tomar para la plagioclasa la edad isócrona de 18.55 ± 0.55 Ma (Figura 6.15C).

Por último, en el experimento para este ejemplar (SLLLA12-01A) con la fracción concentrada de matriz vítrea en un total de 9 pasos de fusión con láser, reflejan un espectro de edad muy plano y homogéneo, siendo ligeramente descendente en las fracciones finales (Figura 6.15A y Tabla 6.7).

Los resultados integrados para este experimento, rinden una edad de **18.27 ± 0.35 Ma**. En comparación con la edad de meseta obtenida en su totalidad del 100 % de ³⁹Ar liberado por las 9 fracciones consecutivas del inciso **a** al inciso **i**, muestran una edad de meseta de $t_p = 18.63 \pm 0.22$ Ma (MSWD= 0.58), dando resultados muy similares (Tabla 6.7).

En el diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ se observa un espectro muy ascendente 0.5 a 1.5 sugiriendo una concentración homogénea de potasio para esta muestra (Figura 6.15B).

Se graficaron los datos del diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Figura 6.15C), donde se muestra una considerable con un MSWD = 0.5 definido por 9 fracciones

realizadas durante el experimento (Tabla 6.7), obteniéndose una edad de isócrona $t_c = 18.71 \pm 0.23$ Ma. El inverso de la intercepción de la línea recta con el eje de las ordenadas indica que el $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 292 \pm 3$, en comparación con el valor de Argón atmosférico, es ligeramente menor. Finalmente la muestra SLLA12-01A bajo los análisis en matriz, muestra como mejor edad estimada, la edad de meseta de $t_p = 18.63 \pm 0.22$ Ma (Tabla 6.7).

De acuerdo a los minerales analizados anteriormente y tomando en consideración sus temperaturas de cierre de los minerales (ver Figura 6.1A y 6.1B), el orden cronológico debiera de ser el siguiente: hornblenda, biotita, plagioclasa (ver Figura 6.1A) y por último su matriz considerando que es vítrea y tiene un porcentaje considerable de microlitos de Plagioclasa. Sin embargo, el orden obtenido fue el siguiente: biotita con 19.50 ± 0.10 Ma, plagioclasa con $t_p = 18.86 \pm 0.43$ Ma hornblenda con $t_p = 18.74 \pm 0.63$ Ma, y matriz en $t_p = 18.63 \pm 0.22$ Ma. De este análisis podemos apreciar la hornblenda nos está mostrando una edad más joven, lo cual lo atribuimos a la oxidación encontrada en sus cristales, mostrando que la variedad oxi-hornblenda no es un buen geocronómetro o por lo menos la pérdida de Argón que se muestra en su análisis.

Finalmente la mejor edad estimada para esta muestra se le atribuye al resultado isotópico obtenido en la **matriz vítrea** del ejemplar SLLA12-01A, la cual arrojó una edad de $t_p = 18.63 \pm 0.22$ Ma.

Esta edad es congruente con las relaciones y evidencias de campo, la cual con el apoyo de las relaciones petrográficas y geoquímicas indican que la dacita SLLA12-01A, forma parte de una de las pulsaciones magmáticas calcoalcalinas de afinidad adakítica del Mioceno Inferior.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

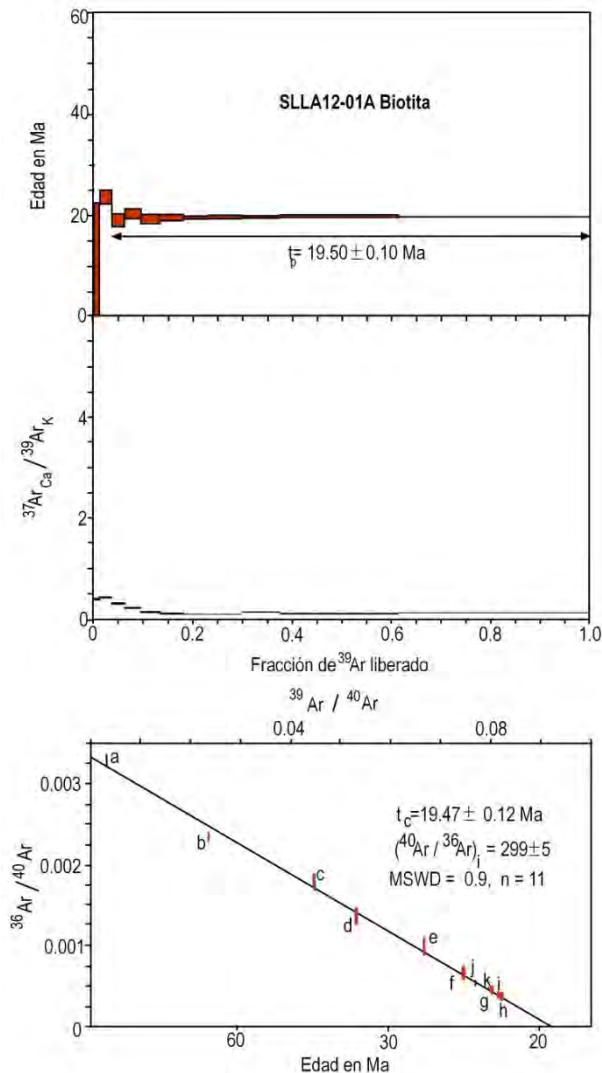


Figura 6.12.- A) Espectro de edad para la biotita de la muestra SLLA12-01A; la flecha indica la mejor estimación propuesta para una edad de meseta (t_p), B) Diagrama de comparación $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ para la muestra estudiada y C) Diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el cálculo de la isócrona

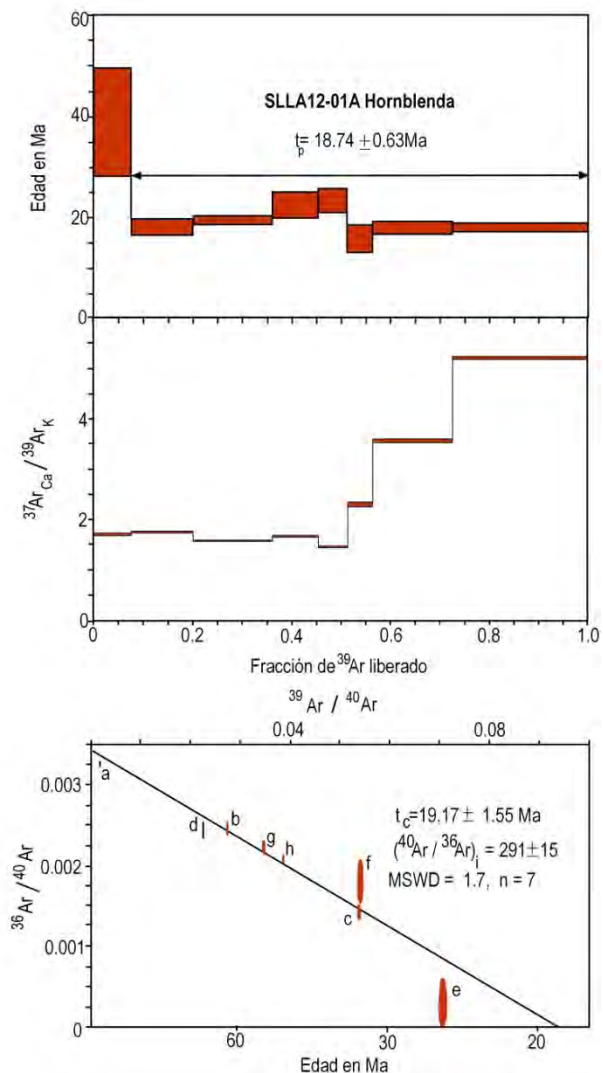


Figura 6.13.- A) Espectro de edad para la hornblenda de la muestra SLLA12-01A; la flecha indica la mejor estimación propuesta para una edad de meseta (t_p), B) Diagrama de comparación $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ para la muestra estudiada y C) Diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el cálculo de la isócrona

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

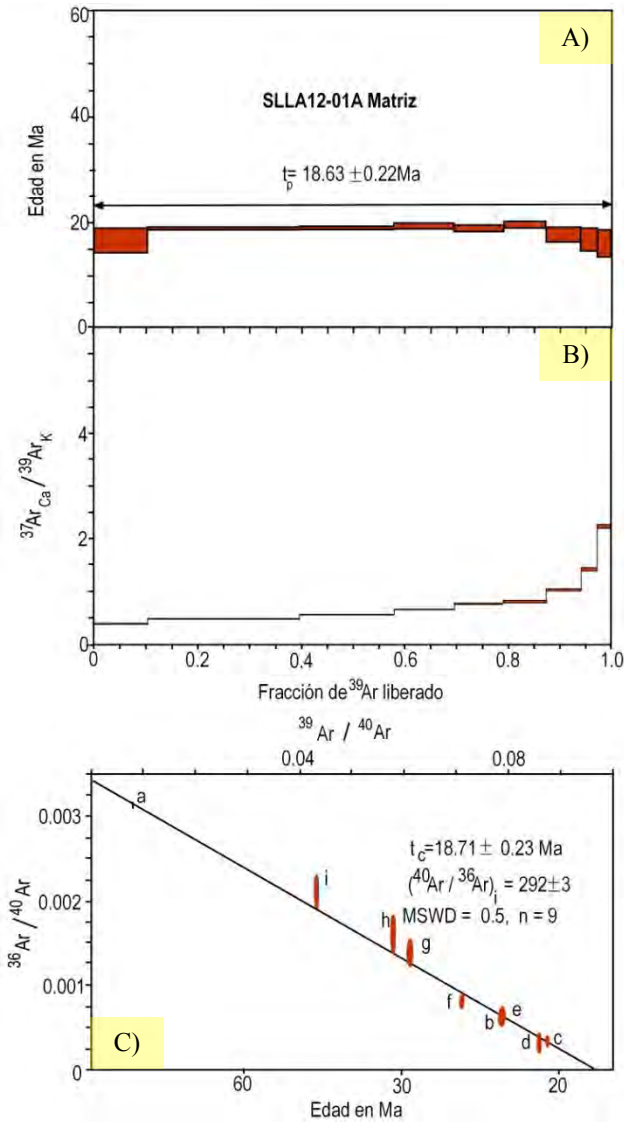


Figura 6.14.- A) Espectro de edad para la matriz de la muestra SLLA12-01A; la flecha indica la mejor estimación propuesta para una edad de meseta (t_p), B) Diagrama de comparación $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ para la muestra estudiada y C) Diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el cálculo de la isócrona

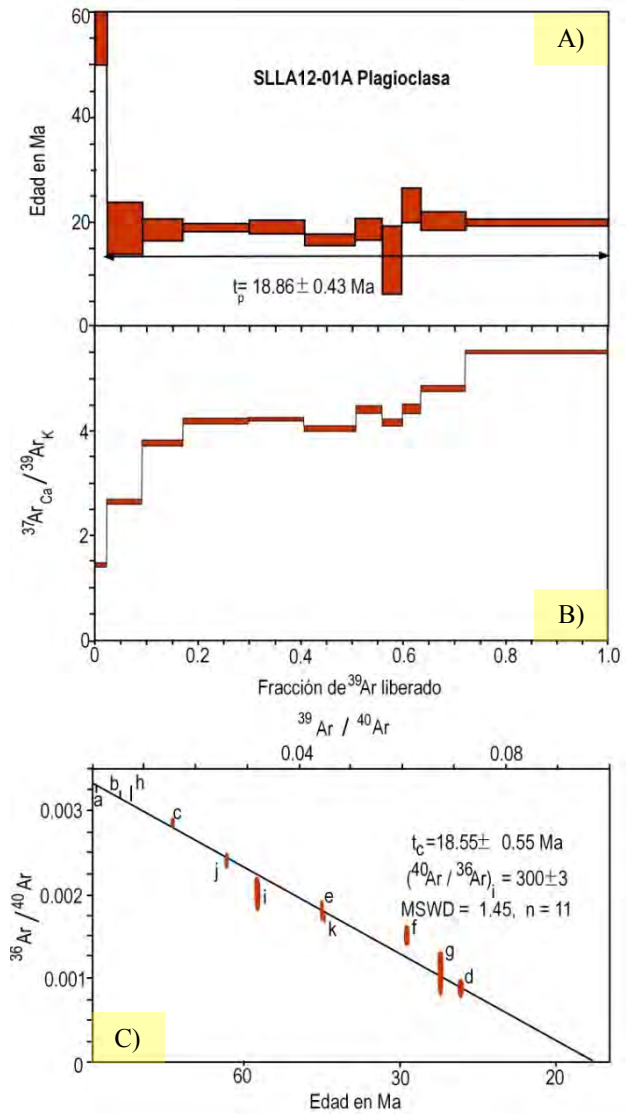


Figura 6.15.- A) Espectro de edad para la plagioclasa de la muestra CLNR12-01A; la flecha indica la mejor estimación propuesta para una edad de meseta (t_p), B) Diagrama de comparación $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ para la muestra estudiada y C) Diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el cálculo de la isócrona

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Potencia	³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	F ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad en Ma	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	
0.5	13.863	0.011	1.91	2	10.91	11.39	a	1.79	300.9	0.359
1	29.65	0.023	4.11	0.27	23.41	1.51	b	30.69	426.36	0.394
1.5	33.966	0.027	3.31	0.24	18.87	1.37	c	47.06	558.2	0.272
2	40.683	0.032	3.54	0.19	20.15	1.09	d	59.68	732.88	0.176
2.5	50.608	0.04	3.35	0.17	19.1	0.94	e	71.03	1020.02	0.104
3	58.289	0.046	3.4	0.11	19.37	0.62	f	80.6	1523.14	0.071
3.5	66.291	0.052	3.41	0.07	19.42	0.38	g	86.98	2269.69	0.06
4.12	83.826	0.066	3.42	0.07	19.46	0.41	h	89.22	2742.19	0.059
4.8	98.375	0.077	3.42	0.06	19.49	0.31	i	88.62	2596.52	0.104
5.6	302.968	0.238	3.45	0.04	19.67	0.23	j	84.48	1904.4	0.071
8	492.708	0.388	3.42	0.02	19.47	0.13	k	86.38	2170.4	0.092

Resultados Integrados

³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad en Ma	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
1271	3.42	0.03	19.5	0.19	62.27	783.291	0.101

J = 0.003174 ± 0.000009

t_c = **19.47 ± 0.12 Ma**, (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 299 ± 5, MSWD = 0.9 para n = 11

Tabla 6.4.- Resultados obtenidos para cada etapa de calentamiento de la biotita proveniente de la dacita SLLA12-01A (microondas Las Avispas, Sierra Libre, Sonora).

Potencia	³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	F ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad en Ma	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	
0.5	19.933	0.075	6.88	1.94	39	10.86	a‡	3.74	307	1.678
1	33.442	0.125	3.17	0.31	18.07	1.75	b	27.44	407.25	1.713
2	42.764	0.16	3.42	0.17	19.46	0.99	c	58.14	705.86	1.549
2.8	24.842	0.093	3.94	0.46	22.44	2.63	d	28.01	410.45	1.637
3.5	15.668	0.059	4.1	0.43	23.33	2.45	e	91.59	3514.67	1.421
4	13.596	0.051	2.75	0.48	15.68	2.75	f	47.02	557.78	2.266
4.6	43.288	0.162	3.14	0.23	17.89	1.32	g	34.37	450.23	3.535
6	73.268	0.274	3.16	0.16	17.99	0.9	h	38.52	480.66	5.197

Resultados Integrados

³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad en Ma	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
266.3	3.58	0.18	20.41	1.02	16.49	353.84	2.939

J = 0.003174 ± 0.000009

t_c = **19.17 ± 1.55 Ma**, (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 291 ± 15, MSWD = 1.7 para n = 7

Tabla 6.5.- Resultados obtenidos para cada etapa de calentamiento de la hornblenda proveniente de la dacita SLLA12-01A (microondas Las Avispas, Sierra Libre, Sonora). ‡ Fracción ignorada para el cálculo de la isócrona.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Pwr	³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	F ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Age in Ma	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	
0.8	6.929	0.023	13.5	4.7	75.69	25.8	a	3.78	307.1	1.416
1.3	20.577	0.069	3.27	0.89	18.63	5.03	b	5.78	313.64	2.625
1.8	23.784	0.079	3.21	0.37	18.31	2.12	c	15.94	351.55	3.752
2.5	38.101	0.127	3.3	0.14	18.78	0.82	d	74.54	1160.57	4.176
3.2	32.295	0.108	3.32	0.25	18.89	1.42	e	46.83	555.79	4.198
4.3	29.713	0.099	2.88	0.18	16.43	1.02	f	55.68	666.8	4.032
5.2	15.617	0.052	3.24	0.37	18.48	2.09	g	69.36	964.47	4.396
7.2	11.454	0.038	2.19	1.15	12.52	6.54	h	5.32	312.09	4.144
10.2	10.883	0.036	4.04	0.59	23.02	3.35	i	41.13	501.98	4.406
13	26.128	0.087	3.52	0.32	20.06	1.79	j	29.11	416.82	4.793
13.5	84.161	0.281	3.46	0.11	19.72	0.65	k	49.5	585.18	5.496

Resultados Integrados

³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Adad en Ma	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
298.8	3.53	0.16	20.13	0.91	16.99	355.98	4.403

$$J = 0.003174 \pm$$

$$t_c = 18.55 \pm 0.55 \text{ Ma}, (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 300 \pm 3, \text{MSWD} = 1.45 \text{ para } n = 11$$

Tabla 6.6.- Resultados obtenidos para cada etapa de calentamiento de la plagioclasa correspondiente a la dacita SLLA12-01A (microondas Las Avispas, Sierra Libre, Sonora).

Pwr	³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	F ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Age in Ma	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	
0.5	48.416	0.103	2.87	0.43	16.36	2.46	a	7.21	318.47	0.341
1	138.218	0.295	3.27	0.06	18.64	0.32	b	81.14	1566.45	0.437
1.35	85.635	0.183	3.27	0.08	18.61	0.43	c	90.43	3088.46	0.525
1.8	54.505	0.116	3.34	0.13	19.03	0.71	d	90.91	3249.46	0.623
2.4	44.767	0.096	3.27	0.14	18.64	0.81	e	81.58	1604.21	0.716
3	38.503	0.082	3.38	0.13	19.25	0.76	f	76.07	1234.78	0.76
3.8	31.716	0.068	3.05	0.26	17.41	1.48	g	59.12	722.82	0.993
4.4	14.536	0.031	2.89	0.39	16.47	2.24	h	52.99	628.58	1.375
9	12.586	0.027	2.76	0.46	15.76	2.62	i	37.86	475.54	2.205

Resultados Integrados

³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad en Ma	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
468.7	3.21	0.06	18.27	0.35	40.86	499.62	0.632

$$J = 0.003174 \pm$$

$$t_c = 18.71 \pm 0.23 \text{ Ma}, (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 292 \pm 3, \text{MSWD} = 0.5 \text{ para } n = 9$$

Tabla 6.7.- Resultados obtenidos para cada etapa de calentamiento de la matriz correspondiente a la dacita SLLA12-01A (microondas Las Avispas, Sierra Libre, Sonora).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Siete Cerros, Hermosillo, Sonora (Muestra 7C12-09)

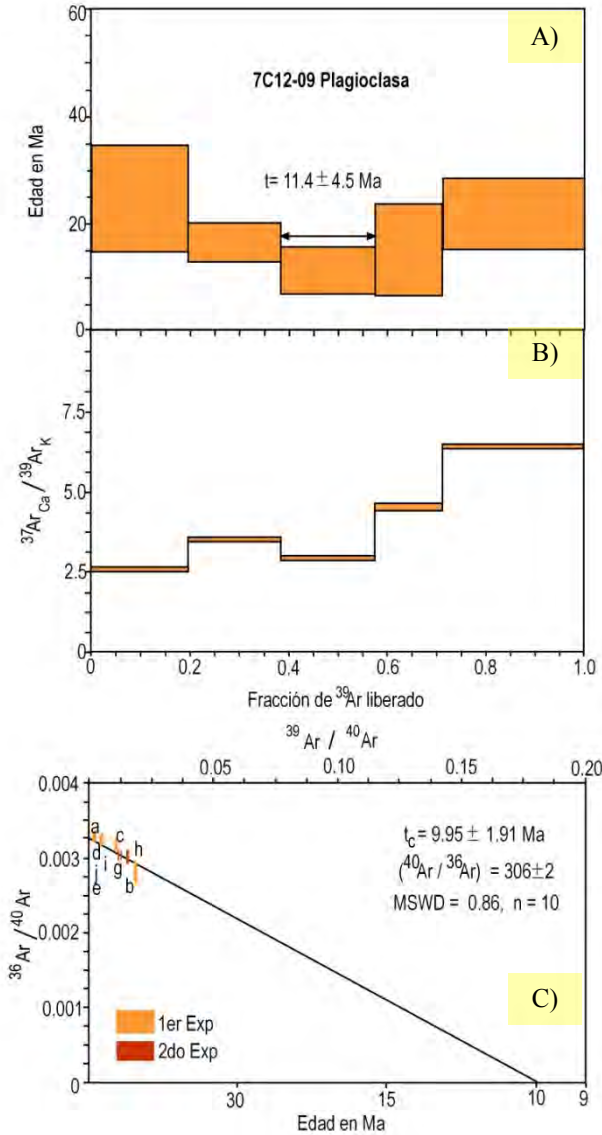


Figura 6.16.- A) Espectro de edad para la muestra 7C12-09; la flecha indica la mejor estimación propuesta, B) Diagrama de comparación $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ para la muestra estudiada y C) Diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el cálculo de la isócrona

El análisis de la dacita 7C12-09 corresponde a uno de los derrames de la cima de un apilamiento de lavas vítreas con gran abundancia en fenocristales de $\text{Px} > \text{Pl} > \text{OxFe-Ti}$. Para su interpretación geocronológica por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se realizó un concentrado de Plagioclasa. Los resultados obtenidos de dos experimentos en 10 pasos de calentamiento (Tabla 6.8), reflejan para esta muestra un espectro de edad en forma de silla de montar (Figura 6.16A) típica de las muestras con exceso de Argón (la base de la silla de montar se define por una fracción que representa 19,01% de ^{39}Ar liberados).

La primera fracción aplicando 2.00 W de potencia con el láser, arroja una edad de 24.66 Ma y rápidamente después disminuye a 16.57 Ma continuando con un decremento de 11.38 Ma e inmediatamente después vuelve a aumentar gradualmente, figurando el espectro en forma de silla de montar (Figura 6.16A). La edad de esta fracción, $t = 11,4 \pm 4,5$ Ma, puede tomarse como un límite superior de la edad de la dacita 7C12-09.

En el diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (Figura 6.16B) se observa un es 2.5 a 6 indicando una composición relativamente homogénea. Por último en el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Figura 6.16C) se observa una línea recta regular con

un $\text{MSWD} = 0.86$ definida por 9 fracciones realizadas durante dos experimentos. El inverso de la intercepción de la línea recta con el eje de las ordenadas indica que el $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ es

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

ligeramente mayor al valor atmosférico, es decir, por esta razón y el espectro de edad en silla de montar, se infiere la presencia de exceso de argón, por tal motivo la mejor estimación de la edad de la muestra 7C12-09 se toma del inverso de la interpretación de la línea recta con el eje de las abscisas, calculado con las fracciones combinadas de los dos experimentos realizados, la cual arroja una edad de **9.95 ± 1.91 Ma**.

Esta edad es congruente con las interpretaciones y evidencias de campo, las cuales ponen a esta unidad en contacto con otras secuencias volcánicas del Mioceno Medio por medio de una falla lateral. Con el apoyo de las relaciones petrográficas y geoquímicas es posible inferir que la dacita fechada 7C12-09 forma parte del magmatismo del Mioceno Superior.

Pwr	³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	F ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad en Ma	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	
2	12.994	0.197	4.37	1.8	24.66	9.9	a	3.05	304.81	2.555
4	12.362	0.187	2.93	0.6	16.57	3.6	b	17.24	357.08	3.486
6	12.54	0.19	2.01	0.8	11.38	4.5	c	6.87	317.29	2.907
8	9.096	0.138	2.66	1.5	15.04	8.7	d	4.41	309.14	4.493
9	19.032	0.288	3.87	1.2	21.82	6.7	e	5.19	311.68	6.375
1.2	34.046	---	8.23	1.1	46.14	6.2	f	5.24	311.84	1.863
2	26.75	---	2.59	0.4	14.66	2.4	g	10.48	330.11	2.689
3.5	32.896	---	2.31	0.6	13.05	3.1	h	11.22	332.86	2.723
5	43.164	---	2.77	0.6	15.65	3.5	i	10.17	328.96	2.071
7	42.26	---	3.17	0.8	17.91	4.3	j	4.67	309.99	5.084
10.00†	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

Resultados Integrados

³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad en Ma	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
65.85	3.27	1	18.48	3.4	4.9	310.741	4.163

$$J = 0.003147 \pm 0.000015$$

$$t_c = 9.95 \pm 1.91 \text{ Ma}, (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 306 \pm 2, \text{MSWD} = 0.86 \text{ para } n = 10$$

Tabla 6.8.- Resultados obtenidos para cada etapa de calentamiento de la plagioclasa correspondiente a la dacita 7C12-09 (Cerro Grande, Siete Cerros, Hermosillo, Sonora). † La última fracción del segundo experimento se bombeó accidentalmente, por esta razón no se incluyen la información. Los datos de fracciones del inciso *f* al inciso *j* se pueden utilizar en el diagrama de correlación ³⁶Ar/⁴⁰Ar vs ³⁹Ar/⁴⁰Ar para estimar la edad isócrona.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Cerro Falso Gorgus, Hermosillo, Sonora (Muestra WCV12-01)

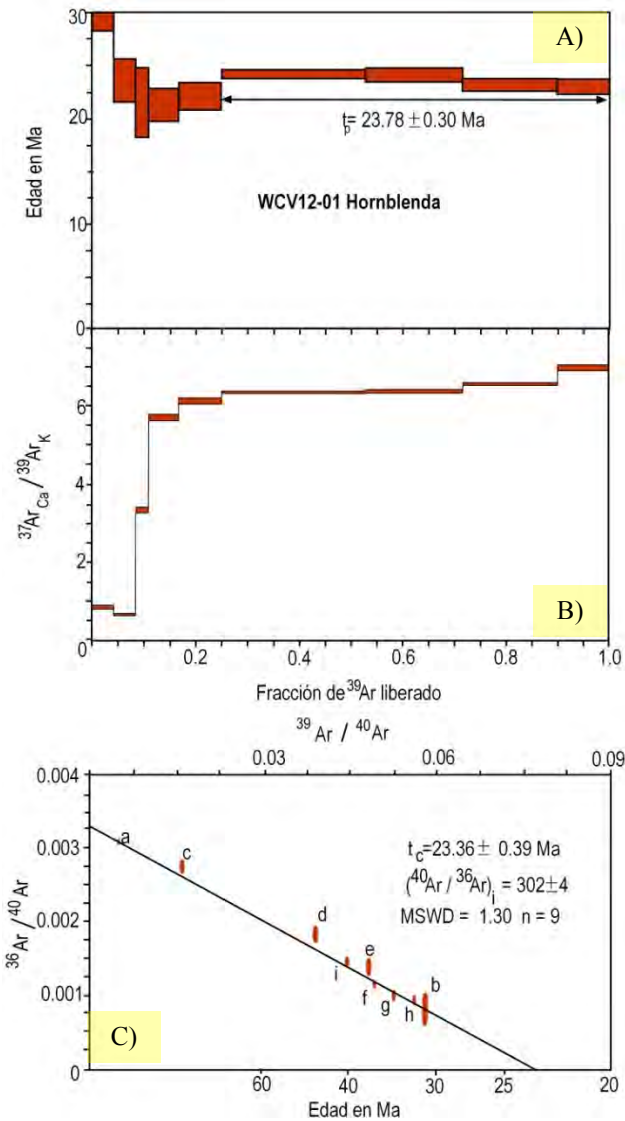


Figura 6.17.- A) Espectro de edad para la muestra WCV12-01; la flecha indica la mejor estimación propuesta, B) Diagrama de comparación $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ para la muestra estudiada y C) Diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el cálculo de la isócrona

El análisis de la dacita WCV12-01 correspondiente a una facies vítrea fluidal (lámina 3) de una lava localizada en el Cerro Falso Gorgus, Hermosillo, Sonora, se realizó con un concentrado de hornblenda. Los resultados obtenidos para un experimento con un total de 9 pasos de fusión con láser, reflejan para esta muestra un espectro con edades iniciales de hasta 32.47 Ma donde inmediatamente después ocurre un descenso para mostrarnos edades de 21.32 a 24.24 Ma (Figura 6.17A, Tabla 6.9). La edad de meseta que se muestra en la Figura 17A, fue calculada con las fracciones obtenidas en los incisos del *f* al *i* por considerarse 4 fracciones consecutivas que arrojaron el 74.78% de ^{39}Ar y que además muestran un MSWD de 1.06 obteniéndose una edad de $t_p = 23.78 \pm 0.30 \text{ Ma}$

En el diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ se observa un espectro abruptamente ascendente entre 1 a 6 indicando una perturbación en de Ca/K para los primeros pasos de fusión en muestra (Figura 6.17B).

En el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Figura 6.17C), se observa que la mayoría de los datos se agrupan muy cerca del eje de las abscisas. La línea calculada indica un MSWD = 1.30

y el inverso de la intercepción de la línea recta con el eje de las ordenadas indica que el valor de $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 302 \pm 4$ es insignificamente mayor que el valor atmosférico. La edad de

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

meseta de $t_p = 23.78 \pm 0.30 \text{ Ma}$ es casi indistinguible de la edad de isócrona de $t_c = 23.36 \pm 0.39 \text{ Ma}$, siendo esta última la edad de considerada como mejor estimación para la edad de la muestra (Tabla 6.9).

Esta edad es congruente con las relaciones y evidencias de campo, la cual con el apoyo de las relaciones petrográficas y geoquímicas indican que la dacita WCV12-01, forma parte del magmatismo calcoalcalino del límite Oligoceno-Mioceno inferior.

Potencia	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	F ^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	1σ	Edad en Ma	1σ		% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
1	15.852	0.043	6.2	0.85	32.97	4.5	a	8.93	324.48	0.851
2	15.624	0.042	4.44	0.39	23.7	2.1	b	76.55	1260.34	0.672
3	9.08	0.025	4.04	0.62	21.58	3.3	c	19.01	364.87	3.356
3.5	21.607	0.059	3.99	0.3	21.32	1.6	d	46.32	550.46	5.696
4	30.904	0.084	4.15	0.25	22.16	1.3	e	59.53	730.09	6.115
4.5	102.431	0.277	4.55	0.09	24.24	0.5	f	66.48	881.58	6.349
5	69.696	0.189	4.53	0.13	24.18	0.7	g	70.8	1012.01	6.383
5.7	67.083	0.182	4.36	0.11	23.24	0.6	h	72.61	1078.72	6.575
6.5	37.143	0.101	4.32	0.13	23.05	0.7	i	57.08	688.56	6.971

Resultados Integrados

$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	1σ	Edad en Ma	1σ	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
368	4.48	0.07	23.87	0.38	45.68	544	5.85

$$J = 0.002977 \pm 0.000008$$

$$t_p = 23.78 \pm 0.30 \text{ Ma}, \quad (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 302 \pm 4, \quad \text{MSWD} = 1.06$$

Tabla 6.9.- Resultados obtenidos para cada etapa de calentamiento de la plagioclasa correspondiente a la dacita fluidal WCV12-01. Los datos de fracciones del inciso f al inciso i utilizaron para la estimación de edad de meseta.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Loma El Divisadero, El Sapo-La Costa, Sonora (Muestra LED12-01)

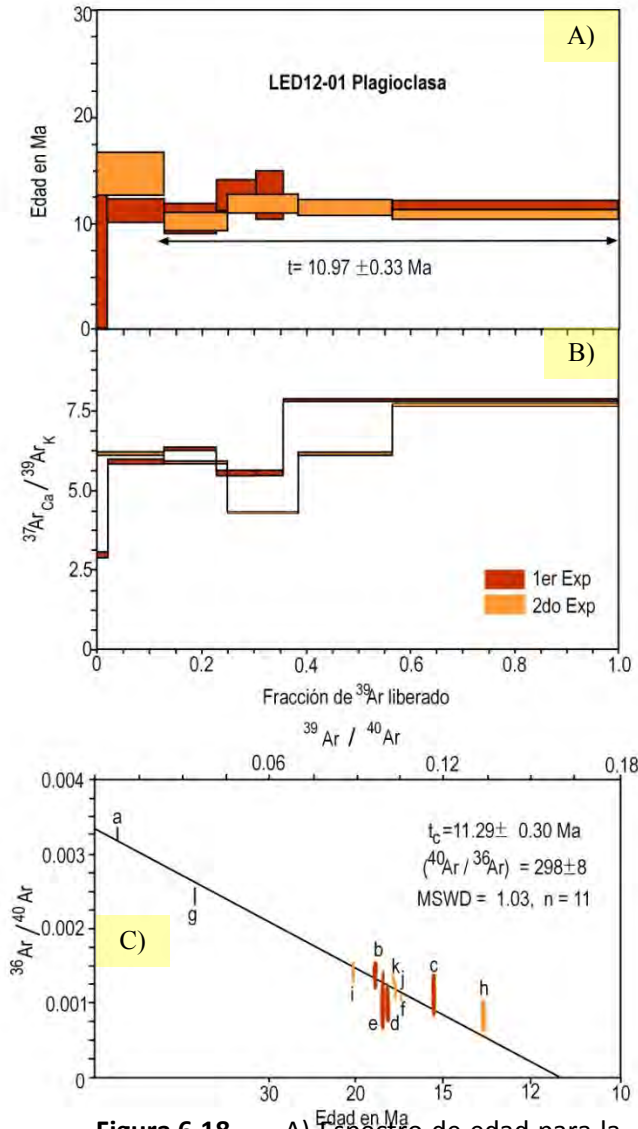


Figura 6.18.- A) Espectro de edad para la muestra LED12-01; la flecha indica la mejor estimación propuesta para una edad de meseta (tp), B) Diagrama de comparación $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ para la muestra estudiada y C) Diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el cálculo de la isócrona

La muestra LED12-01 corresponde a una andesita de facies basal de la Loma El Divisadero, localizada en el sector costero de Sonora. Para su análisis con el método geocronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se realizó con un concentrado de plagioclasa.

Los resultados obtenidos para dos experimentos con un total de 11 pasos de fusión con láser, reflejan para esta muestra un espectro de edad donde en las primeras fracciones liberadas para ambos experimentos se observa perturbación, que por la cantidad de argón no se considera significativa (Figura 6.18A). Las edades integradas obtenidas en 11.54 ± 0.38 y 11.49 ± 0.40 Ma indican una buena reproducibilidad de los resultados (Tabla 6.10).

La edad de meseta obtenida a partir de 4 fracciones resultantes del segundo experimento donde se liberó el 86.96% de ^{39}Ar (MSWD = 0.70), tenemos una edad de 10.97 ± 0.33 Ma siendo un valor consistente con las edades integradas (Figura 6.18 A y Tabla 6.10).

En el diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ se observa un espectro abruptamente ascendente en el caso del primer experimento de 5.5 7.5 indicando

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

una moderada concentración de Ca/K. En el segundo experimento se observa una ligera variación, debida a que se seleccionó un horario de calentamiento diferente y posiblemente a heterogeneidad en el contenido de Ca y K, sin embargo esta diferencia no parece afectar el resultado geocronológico (Figura 6.18B).

En el diagrama de correlación ³⁶Ar/⁴⁰Ar vs ³⁹Ar/⁴⁰Ar (Figura 6.18C), se presenta que la mayoría de los datos se agrupan cerca del eje de las abscisas. Se calculó una línea recta con las fracciones de ambos experimentos arrojando una edad de $t_c = 11.30 \pm 0.30$ Ma. La línea calculada indica un MSWD = 0.70 definido para las 11 fracciones realizadas para ambos experimentos, además el inverso de la intercepción de la línea recta con el eje de las ordenadas indica que el (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 298 ± 8 es insignificamente mayor que el valor atmosférico. La edad de meseta de $t_p = 10.97 \pm 0.33$ Ma es casi indistinguible de la edad de isócrona de $t_c = 11.30 \pm 0.30$ Ma, pero en este caso se considera como mejor estimación la edad de meseta (Tabla 6.10).

Esta edad es congruente con las relaciones y evidencias de campo, la cual con el apoyo de las relaciones petrográficas y geoquímicas indican que la andesita LED12-01 es contemporánea a la dacita fechada 7C12-09 y que además forma parte de las pulsaciones magmáticas del Mioceno Superior.

Potencia	³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	F ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad en Ma	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	
1	5.42	0.022	1.14	1.19	6.45	6.75	a	2.78	303.96	2.954
3	26.234	0.107	1.97	0.2	11.16	1.13	b	59.75	734.19	5.88
5	24.574	0.101	1.85	0.25	10.47	1.39	c	67.8	917.8	6.29
7	18.397	0.075	2.23	0.26	12.63	1.46	d	70.74	1009.94	5.509
9.5	12.772	0.052	2.23	0.4	12.64	2.28	e	69.65	973.78	5.516
11.5	157.244	0.642	2.07	0.07	11.73	0.38	f	68.6	941.08	7.807
3	36.39	0.13	2.6	0.35	14.68	1.99	g	28.04	410.65	6.128
5.5	33.77	0.121	1.81	0.16	10.24	0.92	h	76.08	1235.42	5.847
9	37.735	0.135	2.09	0.16	11.83	0.92	i	58.43	710.82	4.284
10.3	50.393	0.181	2.03	0.14	11.47	0.78	j	65.84	864.95	6.125
12	120.855	0.433	1.9	0.08	10.77	0.45	k	61.49	767.3	7.65

Resultados Integrados

³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Age in Ma	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
243.5	2.04	0.07	11.54	0.38	52.52	622.43	7.048
278	2.03	0.07	11.49	0.4	52.39	620.7	6.503

J = 0.003147 ± 0.000015

$t_c = 11.30 \pm 0.30$ Ma, (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 298 ± 8, MSWD = 1.03

Tabla 6.9.- Resultados obtenidos para cada etapa de calentamiento de la plagioclasa correspondiente a la andesita LED12-01.

CAPITULO 7.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Aportaciones a la geología volcánica regional de Sonora

-En la geología volcánica de la región costera *Sierra Picú* resalta la ausencia de vestigios de magmatismo anorogénico, ya que se compone exclusivamente de lavas orogénicas de carácter adakítico con una acentuación de esta firma hacia la cima de la secuencia (fecha en 12.7 Ma). Este registro resulta ser hasta el momento la máxima expresión del volcanismo adakítico en Sonora y sus unidades superiores representan anómalamente a las expresiones más joven para las lavas orogénicas de esa latitud.

-En la localidad nororiental de *Rayón, San Miguel de Horcasitas y Pueblo Nuevo* identifico que las últimas manifestaciones volcánicas corresponden a un magmatismo orogénico, que es cubierto en discordancia a los 12Ma por facies distales de la unidad piroclástica anorogénica Ignimbrita de Hermosillo-Toba de San Felipe. Se trata de 2 formaciones tipo para el Mioceno Temprano y Medio (Cerro Prieto de 16.51Ma y Las Agujas de 14.88Ma), que en conjunto suman alrededor de 400 m de registro de magmatismo con afinidad adakítica. Hasta el momento esta región es el único lugar donde se conocen cuerpos hipabisales que corresponderían a la raíz de los edificios volcánicos con afinidad adakítica.

-En la localidad del *Ejido La Labor*, las dos formaciones anteriormente mencionadas, son divididas por sedimentos (con polen) que indican, al menos para este sector, que un pequeño lapso de tiempo separa a estos episodios.

En la región de *San Miguel de Horcasitas*, se logro identificar el pulso volcánico orogénico de afinidad adakítica más antiguo correspondiente al Oligoceno Tardío (25±0.19Ma).

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

-En la localidad costera de la **Sierra Siete Cerros**, se reconoció una secuencia volcánica que denota, tanto la presencia de un magmatismo orogénico, como la de un magmatismo anorogénico. La correlación petrológica de estos magmatismos con otras unidades similares que afloran en diversas partes del estado de Sonora, por una parte, permiten asociar, 1) a la base de la secuencia, al episodio de magmatismo adakítico del Mioceno Medio, 2) constatar la presencia de la ignimbrita hiperalcalina, 3) establecer que la secuencia de la Islandita Siete Cerros es hasta el momento una de las mejores exposiciones del volcanismo toleítico diferenciado en Sonora, además de ser la más joven en cuanto a magmatismo islandítico se refiere (9.95 Ma).

-Al igual que en la región nororiental de estudio, en la región del **Falso Cerro Gorgus** ocurren las manifestaciones más antiguas del magmatismo de arco continental con afinidad adakítica (23.36Ma) estudiadas en este trabajo. Estas rocas forman parte del episodio Oligoceno Tardío, casi límite Mioceno Temprano. Además, en esta región, ocurren en discordancia buenas exposiciones del magmatismo anorogénico representativo del Grupo Sierra Libre: (1) Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe, (2) Ignimbrita Superior y (3) Riolita Fluidal, comenzando a aflorar parte de los potentes volúmenes de riolitas fluidales reconocidas por [Barrera-Guerrero \(2012\)](#) en la localidad de la Sierra Libre

-En el Microondas las Avispas al **SW de la Sierra Libre** se exhiben los vestigios volcánicos de dos grandes grupos pertenecientes, por un lado, al Grupo San Carlos, constituido por lavas intermedias de arco continental, algunas con afinidad adakítica, de entre 19 y 18 Ma, por otro lado, como parte del magmatismo anorogénico, se tienen una mejor representación del Grupo Sierra Libre que representa a las primeras manifestaciones relacionadas con el Rift del Proto-Golfo de California. A la base, se localizó el polo máfico del magmatismo transicional, seguidos de pulsos félsicos hiperalcalinos (lávicos y explosivos) y finalmente, a la cima, la exposición de una islandita de naturaleza ignimbrítica, siendo hasta el momento el único ejemplo de este caso en Sonora.

-En el sector de la costa, precisamente en la localidad de la **Sierra Los Cerros Colorados**, predominan los vestigios del magmatismo relacionado al Rift del Proto-Golfo de California, detectando: [1] a rocas del Grupo Sierra Libre con la Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe y la Formación Las Avispas; y [2] a rocas sobreyacentes de afinidad toleítica que varían desde el polo máfico hasta el polo félsico, correlacionándose este último con la localidad de la Sierra Siete Cerros donde se encuentra la mejor representación del magmatismo islandítico.

Conclusiones Petrológicas

I.- Los resultados petrográficos de las rocas estudiadas permiten establecer las siguientes consideraciones:

La **serie de rocas con tendencia adakítica** presenta como el mineral más común, aparte de la plagioclasa, al anfíbol, sin embargo, no es evidente que bajo ese criterio se pueda identificar a ese tipo de rocas, ya que en algunos casos pueden presentar toda una gama mineralógica desde olivino (cristalización de forma tardía), piroxeno, feldespato alcalino y biotita. Otro aspecto importante, detectado en la mayoría de las rocas adakíticas estudiadas, es la presencia de minerales contexturas de desequilibrio. Este rasgo pone en evidencia que la mezcla de magmas es un proceso petrogenético involucrado en su génesis.

Por otra parte, **las lavas ácidas hiperalcalinas del magmatismo transicional**, desde el punto de vista mineralógico, se reconocen por la presencia de fases minerales específicas, donde la cristalización de minerales ferromagnesianos ocurre en ocasiones de manera tardía en relación a los feldespatos. Entre los minerales ferromagnesianos presentes en estas lavas, se encuentran la fayalita, piroxenos ricos en Fe y Na (ferrohedenberguita y aegirina), anfíboles Na de tipo ardvedsonita o riebeckita y a veces la presencia de un piroxenoide de tipo aenigmatita, muy raramente se presentará biotita. Los minerales opacos presentes son de tipo titanomagnetita y frecuentemente se encuentran asociados a zircones ([Vidal-Solano J. R., 2005b](#); [Vidal-Solano et al., 2007](#) y [Vidal-Solano et al., 2013](#)).

Las rocas intermedias a félsicas del magmatismo toleítico, son de una asociación mineralógica anhidra y tienen recurrentemente la presencia de pigeonita como una característica mineralógica distintiva.

II.- El estudio petroquímico de las unidades magmáticas reconocidas en la región de estudio muestra la distinción de 36 muestras que presentan un carácter orogénico asociado a un ambiente de tipo arco continental y, de 31 muestras de carácter anorogénico relacionadas con un ambiente de rift. Estas muestras se agrupan en tres principales series magmáticas: (1) calcoalcalina intermedia con tendencia adakítica para las de arco; (2) transicional básica, e hiperalcalina y (3) toleítica básica, islandítica y, ácida para las de Rift.

Los rasgos geoquímicos del magmatismo estudiado, que permiten la distinción entre las rocas orogénicas y las anorogénicas, los proporcionan principalmente las más altas concentraciones de los óxidos mayores Al_2O_3 y CaO en las primeras, y un mayor contenido de Fe_2O_3 y TiO_2 en las segundas (Figura 5.3 del Capítulo 5). Esto es debido especialmente al rol distinto que juegan los feldespatos y los ferromagnecianos en la formación de las rocas en estas series. En cuanto a los elementos traza, los mejores discriminantes son el V, Zr y el Sr (Figura 5.4), siendo este último el que marca una total separación entre los grupos magmáticos, ya que en las rocas orogénicas se encuentra fuertemente concentrado, siendo 400 ppm el valor más bajo. Esta característica, que aporta el carácter adakítico a este magmatismo, es originada por la alta cristalización de plagioclasa, así como por la presencia de anfíbol. Otros elementos importantes en la discriminación de ambos grupos petrogenéticos son el Y y las Tierras Raras Pesadas como el Yb, los cuales se encuentran en muy bajas concentraciones en las lavas orogénicas con afinidad adakítica que fueron estudiadas. Este fenómeno es derivado de la participación de granate y/o anfíbol en la petrogénesis de esta serie, minerales que contienen los más altos coeficientes de partición de estos elementos.

En base a los elementos discriminantes anteriormente descritos se propone un diagrama ternario que permite visualizar las dos tendencias magmáticas de la mejor manera

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

(Figura 7.1). En este diagrama el elemento traza móvil Sr muestra lo fuerte de su concentración en los magmas orogénicos.

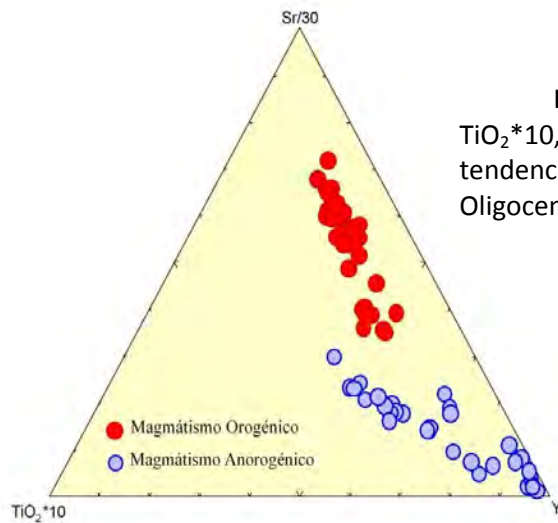


Figura 7.1.- Diagrama ternario discriminante $TiO_2 \cdot 10$, $Sr/30$ e Y , mostrando las dos principales tendencias magmáticas reconocidas para el magmatismo Oligoceno Tardío-Mioceno Superior de Sonora.

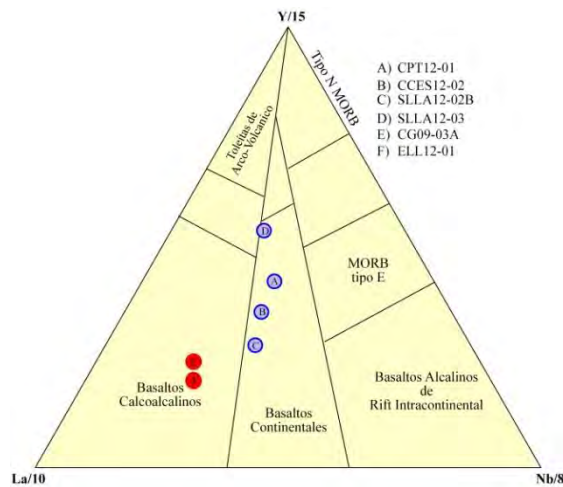


Figura 7.2.- Diagrama ternario de Cabanis y Lecolle, 1989, discriminante para basaltos entre ambientes tectónicos orogénicos y anorogénicos. Datos mostrando las dos principales tendencias reconocidas a partir de lavas con valores inferiores a 57 % de SiO_2 correspondientes al magmatismo Oligoceno Tardío-Mioceno Superior de Sonora.

Las concentraciones de los elementos incompatibles e inmóviles (HFS) permiten, en las manifestaciones más máficas de estos grupos, confirmar que el contexto tectónico de los grupos reconocidos corresponde, por un lado, a lavas de un Arco volcánico continental y, por otro, a volcánicas de Rift continental. Sin embargo, algunas de las rocas intermedias a félsicas

de la serie toleítica estudiada (Islanditas y Riodacitas) muestran en algunos casos anomalías positivas en K y Pb y, negativas en Nb y Ta relacionadas con procesos de contaminación cortical en su formación, muestran características similares a las de la serie calcoalcalina, lo cual a dificultando en un inicio su correcta afinidad.

III.- Correlación Geocronológica de la Formación Volcánica Las Agujas y La Formación Volcánica Cerro Prieto en Sonora.

Diversos métodos geocronológicos han sido aplicados al fechamiento del magmatismo de arco correspondiente al Oligoceno-Mioceno en Sonora, de acuerdo con los datos reportados en la literatura. Dentro de los más comunes destaca K-Ar y Ar-Ar en roca total (*Whole Rock, WR*), matriz, plagioclasa, biotita y hornblenda. Estos han determinado con precisión distintas edades, todas comprendidas entre el Oligoceno-Mioceno, donde en ocasiones se presentan algunas especificaciones químicas y mineralógicas, que permiten, en este trabajo, correlacionar ampliamente a todas las unidades volcánicas reportadas en algunos sectores del Estado de Sonora.

Gans et al., 2006 y Till et al., 2009, tras el fechamiento de cerca de 150 ejemplares de rocas de distintos niveles de la estratigrafía volcánica de Sonora, logran identificar al menos 2 claros episodios magmáticos dentro del rango de 27 a 15 millones de años, periodo que ha sido relacionado a la subducción de la placa Farallón. A partir de estos trabajos se puede considerar a un pulso magmático más joven con un rango de edades entre 17 y 15 Ma, que además al hacer un análisis de sus características geoquímicas presenta rasgos de afinidad adakítica.

Gómez-Valencia, (2011), en su tesis de licenciatura obtiene, por el método geocronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, la edad de la Unidad volcánica Cerro Prieto (elevada a Formación en este trabajo), la cual fue corregida en el presente trabajo a **16.51±0.64 Ma** al modificar el monitor de irradiación (ver capítulo de geocronología). Esta nuevo valor es consistente con las relaciones y evidencias de campo. Según se explica en Gómez Valencia (2011), la *Unidad volcánica Cerro Prieto* (ahora **Formación volcánica Cerro Prieto**) en Rayón (muestra

CPR09-09), corresponde al termino de las pulsaciones magmáticas calcoalcalinas de afinidad adakítica del Mioceno Inferior. Una nueva edad de 14.88 ± 0.47 Ma para la *Unidad volcánica Las Agujas* (ahora **Formación volcánica Las Agujas**) en Rayón que sobreyace a la unidad anterior, fue obtenida en el presente trabajo, siendo congruente con las relaciones observadas en el campo.

Los datos de la literatura muestran que [Till et al., \(2009\)](#), presenta 21 análisis geoquímicos y geocronológicos de roca que pueden ser relacionadas, por medio de sus características petrográficas, químicas y estratigráficas, con el magmatismo adakítico aquí estudiado. Dentro de estos análisis geocronológicos (en algunos casos estimados), 7 ejemplares muestran una afinidad con las unidades de la *Formación volcánica Cerro Prieto*, así como otros 15 son afines a la *Formación volcánica Las Agujas*.

Por otra parte [Paz Moreno et. al., 2012](#), presenta un dato geocronológico de 16.9 Ma para la localidad de Cerro Prieto, en Puerto Peñasco, Sonora, donde la información petrográfica y química muestra una gran similitud con la Unidad volcánica Cerro Prieto de Rayón, Sonora que ha sido reportada por [Gómez Valencia \(2011\)](#).

Una comparación de la información geocronológica disponible para las unidades correlacionadas, se muestra en la [Tabla 7.1](#). A nivel regional se establece un rango de edades para los episodios volcánicos antes mencionados y asociados a las etapas finales de la subducción: (1) Volcanismo Las Agujas con un rango de edades entre 14.21 Ma y 17.45 Ma y (2) Volcanismo Cerro Prieto entre 16.30 Ma y 18.00 Ma. Indicando una duración magmática aproximada de 3 y 2 millones de años respectivamente, considerando que en un corto periodo (1 millón de años) ocurría la coincidencia en el tiempo de los dos magmatismos.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

No	Unidad Volcánica Las Agujas		Unidad Volcánica Cerro Prieto		Localidad en Sonora
	Clave	Edad Geocronológica	Clave	Edad Geocronológica	
1	BET08-01	14.88 ± 0.47 Ma PI	CPR09-09	16.30 ± 0.63 Ma PI y Mtx	Rayón
2	No	No	Cerro Prieto	16.9 Ma Mtx	Puerto Peñasco
3	03MAZ-83	14.21 ± 0.06 Ma WR	03MAZ-129	16.50 ± 0.50 Ma WR	Mazatán
4	03MAZ-078	15.19 ± 0.12 Ma WR	03MAZ-132	17.86 ± 0.06 Ma WR	
5	No	No	03PGS-Nuri1	16.40 ± 0.10 Ma WR	SE de SON
6	04CTSA-9	(11.9-11.3 Ma)	04CTSA-10	(11.9-11.3 Ma)	Sierra El Aguaje
7	04CTSA-7	(11.9-11.3 Ma)	No	No	
8	04CTSA-5	15.7	No	No	
9	04CTSA-4	15.7	No	No	
10	04CTSA-2	(20-16 Ma)	No	No	
11	04CTSA-1	(20-16 Ma)	No	No	
12	02PGS-41	15.30 ± 0.12 Ma en Hbl	No	No	
13	02PGS-34	16.50 ± 0.08 Ma en WR	No	No	
14	H-IMSL-31	(12.23-11.09)	No	No	Sierra Libre
15	021MSL-02	(11.89± 0.08 Ma - 19.35± 0.15)	No	No	
16	02KBS-038	15.92±0.06 Ma WR	02KBS-013	15.20±0.10 Ma WR	Sahuaripa
17	02KBS-030	16.16±0.18 Ma PI	No	No	
18	95SN-1	17.45±0.10Ma WR	95SR-101	18.00±0.40 Ma en Hbl	Santa Rosa

Tabla 7.1.- Mostrando la compilación comparativa entre las Formaciones volcánicas Cerro prieto-Las Agujas de 21 muestras tomadas de de [Till et al., 2009](#), 1 muestra de [Paz-Moreno et al., 2012](#) y 2 muestras que aparecen en el primer renglón de la Tabla, tomadas de [Gómez-Valencia, 2011](#), todas correspondientes al Mioceno Inferior-Mioceno Medio.

A parte del reconocimiento de los dos eventos magmáticos anteriores, los datos geocronológicos anteriores y los que se obtuvieron en la presente tesis de maestría ([Tabla 7.2](#)), aunados a las interpretaciones de campo y petroquímicas, indican que el fenómeno magmático adakítico Cerro Prieto y Las Agujas, se repitió constantemente en el tiempo desde el Oligoceno Tardío al Mioceno Medio, siendo pocos los lugares donde se tiene la presencia de ambos magmatismos en la misma localidad, sobresaliendo las regiones de Rayón y el Ejido La Labor en la porción Norte de Sonora central.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Contexto magmático	Localidad	Nombre informal	Pulso magmático	Muestra	Material fechado por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Edad
Magmatismo Orogénico de Arco Continental	San Miguel de Horcasitas	Unidad volcánica Oligoceno Temprano-Oligoceno Tardío	Pulso Adakítico Oligoceno Temprano-Oligoceno Tardío	SMH12-02	Matriz	25.20±0.19 Ma
	Falso Cerro Gorgus	Dacita Los Chinos	Pulso Adakítico Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano	WCV12-01	Hornblenda	23.78±0.30 Ma
	Microondas Las Avispas, Sierra Libre	Colada adakítica (Grupo San Carlos)	Pulsos Adakíticos Mioceno Temprano	SLLA12-01A	Matriz	18.63±0.22 Ma
	Rayón	Formación volcánica Cerro Prieto		CPR09-09	Matriz	16.51±0.64 Ma
	Rayón	Formación volcánica Las Agujas	Pulso Adakítico Mioceno Medio	CLNR12-01A	Plagioclasa	14.88±0.47 Ma
Magmatismo Anorogénico de Rift	Loma El Divisadero	Islandita Divisadero	Pulsos Islandíticos Mioceno Tardío	LED12-01	Plagioclasa	11.30±0.30 Ma
	Sierra Siete Cerros	Islandita Siete Cerros		7C12-09	Plagioclasa	9.95±1.91 Ma

Tabla 7.2.- Edades obtenidas en el presente trabajo de maestría por el método geocronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (ver capítulo de geocronología).

Contexto Tectónico-Estructural

Con la información geocronológica anterior y haciendo un análisis de la ubicación espacial de los magmatismos, se pudo apreciar que las rocas más viejas de la región con edades de 18Ma se localizan al E del Estado, mientras que las rocas más jóvenes con edades 14Ma se ubican hacia el Oeste del Estado en las inmediaciones de la Costa. Con estos datos pudiera interpretarse una posible migración magmática en un lapso de acción de 4 Ma en el que actuaron ambos eventos volcánicos. Sin embargo, en ese modelo no se consideraría, ni la asimetría de los distintos slabs de las microplacas involucradas en la subducción de esa época, ni la importante deformación que impero en el Mioceno Tardío durante el desarrollo del Proto-Golfo de California.

Considerando las reconstrucciones tectónicas neógenas realizadas para el Oeste de Norte América, por [Wilson et al \(2005\)](#), a partir de las anomalías magnéticas registrados en el piso oceánico de la placa Pacífico, es posible proponer un escenario para la ocurrencia del

magmatismo orogénico Oligoceno-Mioceno de afinidad adakítica (**Figura 7.3**). De acuerdo con la historia tectónica neogena, al inicio del Oligoceno tardío (28.4 Ma), la subducción de la placa Farallón cambió fundamentalmente de naturaleza, a partir del momento en el cual la dorsal Pacífico Este entró en contacto con la placa Norte Americana, formando el punto triple de Mendocino (a la altura de California, **Figura 7.4A**). Esta colisión, aunada al constante movimiento hacia el N60°W de la placa Pacífico, provoca una deformación desencadenando una fragmentación de la placa Farallón en una sucesión de micro-placas, una rotación de la dorsal (en sentido de las manecillas del reloj) y el desarrollo progresivo de una zona sin subducción ([Dickinson, 1997](#)).

La reconstrucción geodinámica de [Wilson et al \(2005\)](#) para el inicio del Mioceno Temprano (23Ma) precisa la configuración de las microplacas involucradas, de los slabs en subducción y el cálculo de ventanas astenosféricas, debajo de la placa Norte Americana, relacionadas con las zonas de acomodamiento entre los mismos. De acuerdo con este modelo, la geometría de los slabs y de algunas placas no es rígida y permite acomodar un cierto grado de deformación. La ubicación del magmatismo de arco volcánico aquí estudiado en este modelo, para finales del Oligoceno, se relaciona a la subducción de la parte Sur de la Micro-placa Monterrey y, no a la subducción de las Micro-placas Guadalupe y Soledad como originalmente ha sido planteado en otros modelos (ej. [Dickinson, 1997](#)).

Un bosquejo, a los 23Ma y a los 16Ma, de la configuración que guardaban los slabs subducidos y sus anomalías magnéticas, permite conocer la edad relativa del slab y la distancia del arco magmático hacia la trinchera. Estos datos fueron utilizados para la elaboración de un modelo de frente de arco, considerando debajo a un plano de Wadati-Benioff a los 100Km y a los 150Km de profundidad. Con estos componentes se calcularon dos ángulos de inclinación para el slab en subducción; 1) uno correspondiente a la profundidad a la cual comúnmente se produce la fusión del slab y, 2) uno que es consistente con una profundidad más elevada, a la cual se produce el desequilibrio de la cuña del manto astenosférico. Los resultados muestran: a) que el ángulo de la subducción para el arco a los 23Ma oscila entre 20 y 30° para un slab de apenas 10 Ma (**Figura 7.4.**) y, b) que para el arco a

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

los 16 Ma, el ángulo de subducción se encontraba entre los 17 y los 24° de un slab de aproximadamente 13Ma (Figura 7.4C). Estos datos muy similares son además consistentes con los que presentan los arcos volcánicos actuales en donde ocurre magmatismo adakítico y sugieren que el magmatismo orogénico del límite Oligoceno-Mioceno podría estar relacionado a un origen bajo un proceso que involucró la fusión de la corteza oceánica (Figura 7.4).

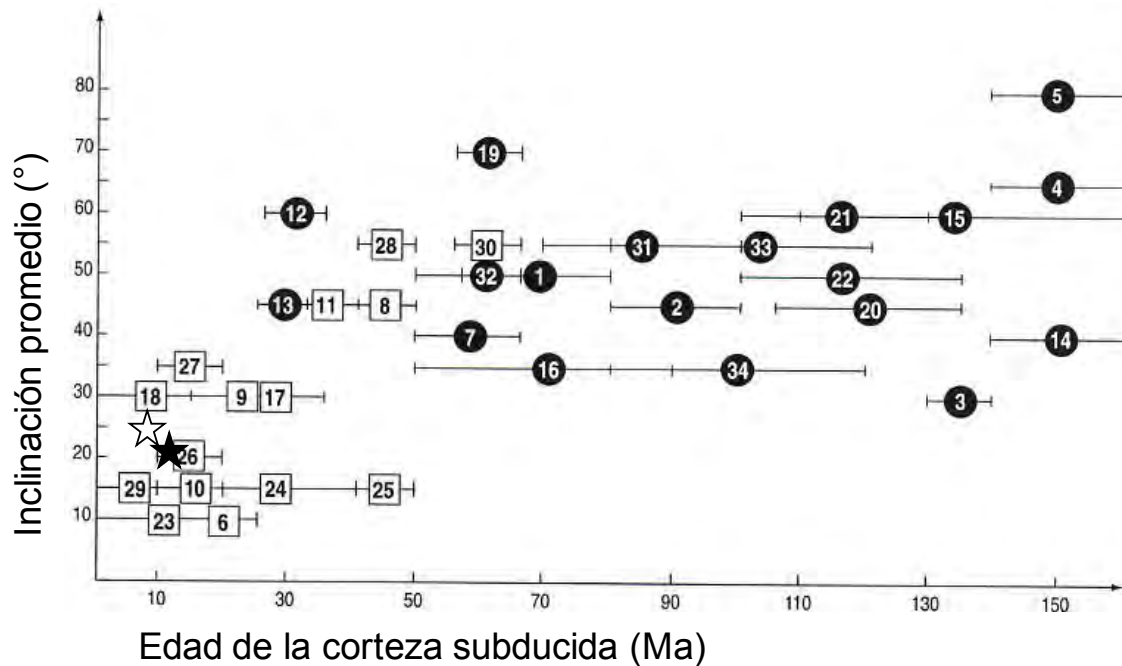


Figura 7.3.- Relaciones, entre la edad del slab y su inclinación a 100Km de profundidad, de los arcos volcánicos actuales. Círculos corresponden a arcos volcánicos calcoalcalinos y cuadros a adakitas. Tomado de [Juteau y Maury, 1999](#). Estrellas blanca y negra corresponden al arco volcánico de límite Oligoceno-Mioceno y, del límite Mioceno Medio-Tardío (respectivamente), estudiados en Sonora.

La reconstrucción tectónica de [Wilson et al \(2005\)](#), para el final del Mioceno Medio (12.4 Ma), posterior al cese de la subducción de la placa Farallón, propone la aparición de una zona transformante continental de componente dextral, que desplaza 225 km, hacia el N60W, a la Baja California. Este escenario que tiene una duración de aprox. 5 Ma, es consistente en espacio y tiempo con la ocurrencia y evolución del magmatismo anorogénico aquí estudiado, correspondiendo con el desarrollo del Rift del Proto-Golfo de California. De acuerdo con este modelo el establecimiento de este Rift sería el responsable de la principal deformación transtensional reconocida en las regiones costeras que fueron estudiadas en este trabajo, la cual pudo haber desplazado, por varia decenas de kilómetros al NW, bloques corticales dentro de lo que hoy se conoce como la Provincia Extensional del Golfo de California. Esta dislocación cortical, por medio de fallas dextrales, en el Mioceno Tardío fue propuesta por medio de la correlación geoquímica de la extensa unidad hiperalcalina Ignimbrita de Hermosillo-Toba de San Felipe ([Vidal-Solano et al., 2013](#)). Finalmente, a los 5.8 Ma, a finales del Mioceno Tardío este Rift es abortado para dar paso al actual límite transformante de placas que se desarrolla en el Golfo de California ([Figura 7.4](#)).

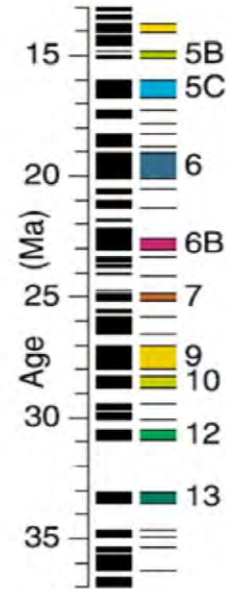
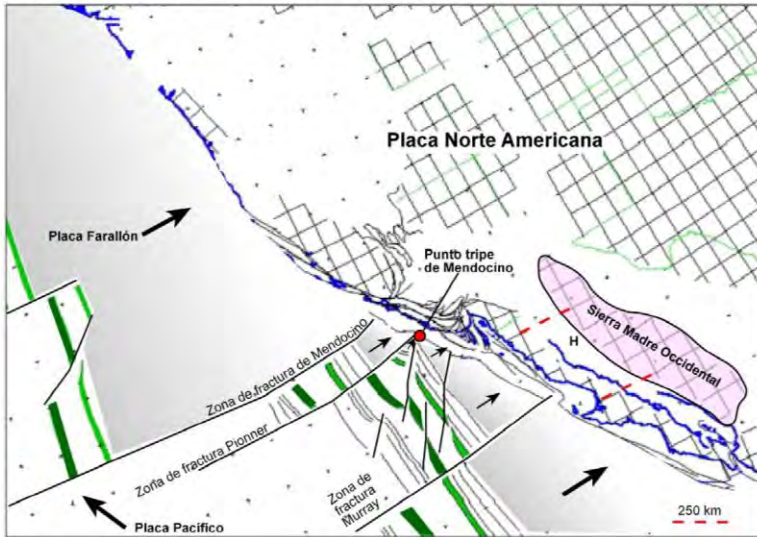
Figura 7.3 en las siguientes dos páginas

Figura 7.3.- Modelo de reconstrucción tectónica modificado de Wilson et al (2006) mostrando las principales posiciones de los bloques del Oeste de Estados Unidos y México a los: A) 28.4Ma, B) 23Ma, C) 16Ma, D) 12.4Ma y E) 5.8Ma. El modelado de la extensión en el NW de México es indicado por las líneas negras a partir de los cuadros rojos. H, Hermosillo; P?, Sierra Picú. Se presenta la escala de inversiones magnéticas del piso oceánico del Pacífico con sus respectivas edades. Los perfiles de frente del arco volcánico en Sonora a los 23Ma y 16Ma resultan del cálculo propuesto para la configuración de la ventana astenosférica en Wilson et al., 2006

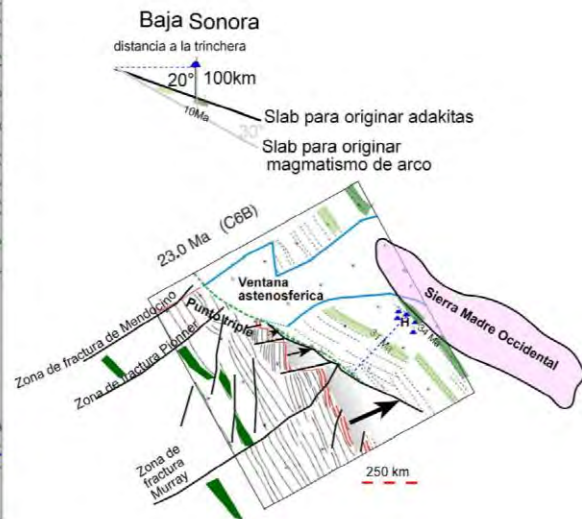
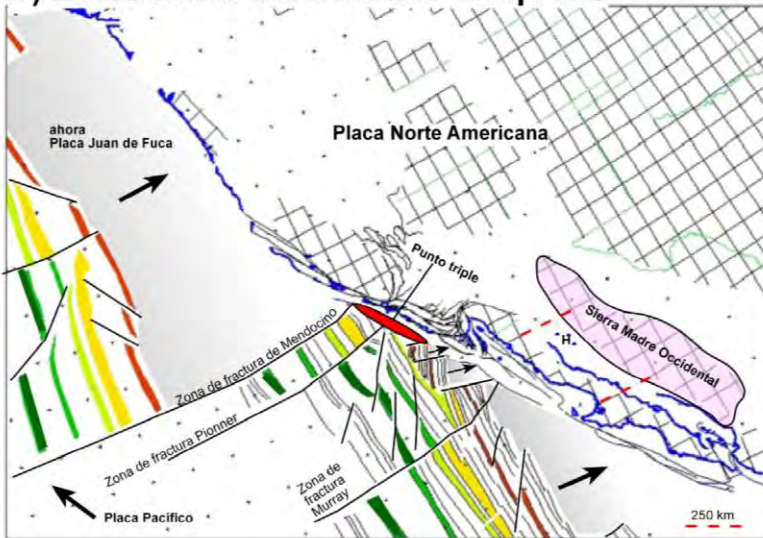
EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

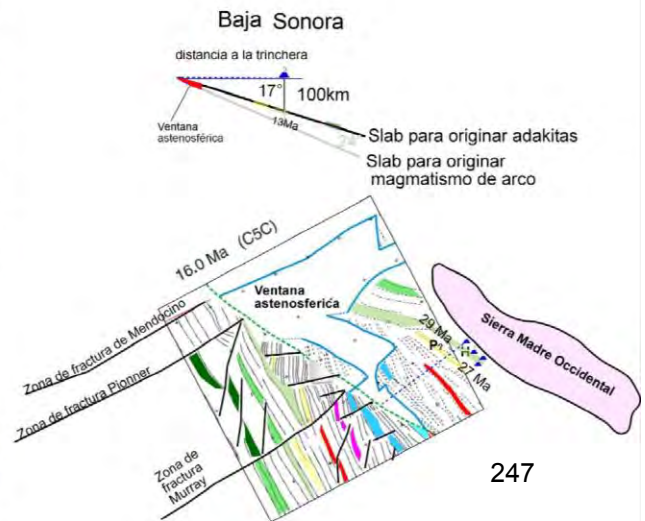
A) 28.4 Ma inicio del Oligoceno Tardío



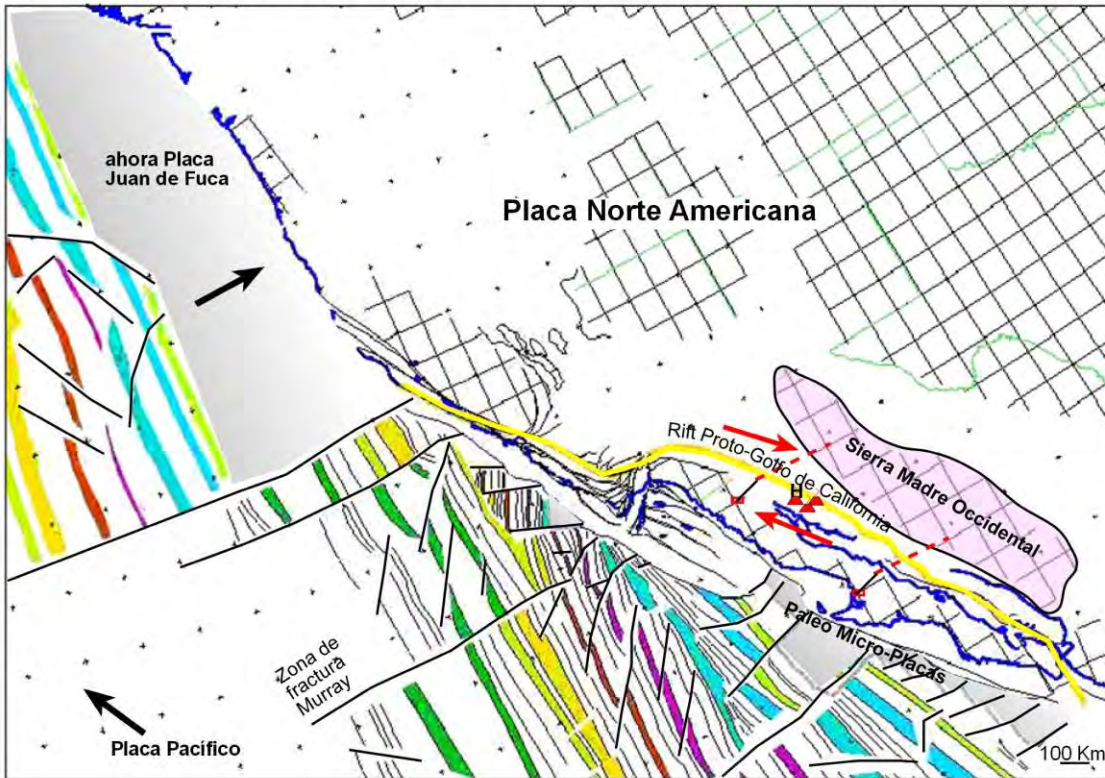
B) 23 Ma inicio del Mioceno Temprano



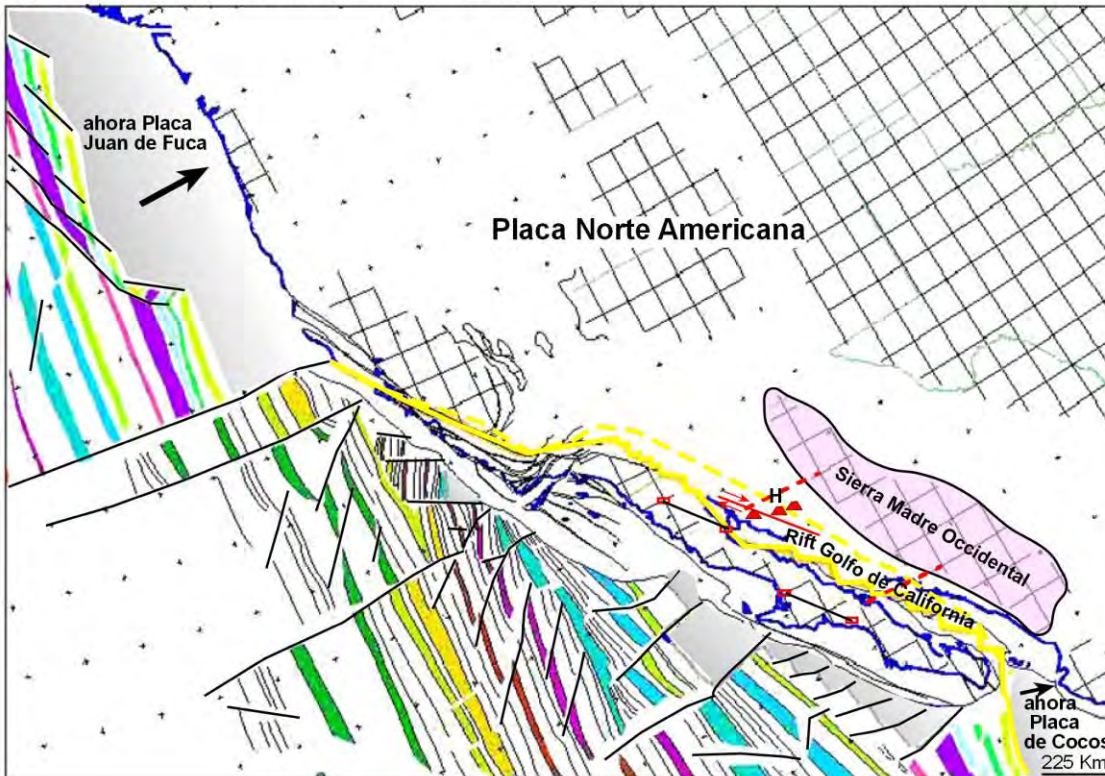
B) 16 Ma Mioceno Temprano-Medio



D) 12.4 Ma inicio del Rift Proto-Golfo de California



E) 5.8 Ma inicio del Rift Golfo de California



**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

CAPITULO 8 BIBLIOGRAFÍA

Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Bellon, H., Maury, R.C., Cotton, J., Bourgois, J., and Michaud, F., 2001- Late Miocene adakite and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: Indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California: *Geology*, v.29, 531-534pp.

Aguillón-Robles, A., 2002 – Subduction de dorsale et évolution du magmatisme associé: exemple de la Basse Californie (Mexique) du Miocène au Quaternaire. These de doctorat de L'Université de Bretagne Occidentale, 214pp.

Allègre, J., 2008 - Isotope Geology: *Cambridge University Press*, 512pp.

Anderson, T. H., Eells, J. L., and Silver, L. T., 1978- Rocas Precámbricas y Paleozoicas de la región de Caborca, Sonora, México: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, 5-34pp.

Anderson, T.H., and Silver, L.T., 1981- An overview of Precambrian rocks in Sonora, México: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 5, no. 2,131–139pp.

Atwater, T., y Stock, J., 1998 - Pacific-North American plate tectonics of the Neogene southwestern United States: an update, *International Geology Review*, 40, 375-402, 1998.

Barrera-Guerrero, S., 2012 – Contribución al estudio del Evento volcánico hiperalcalino del Mioceno Medio en el NW de México: Petrología de la Sierra Libre, Sonora. *Tesis de Maestría en Ciencias Geología, Universidad de Sonora*, 113pp.

Barrón-Díaz, A., 2013- Caracterización Petrogenética de las Metabasitas Anorogénicas del límite Cámbrico-Precámbrico, Municipio de Pitiquito, Sonora, México. *Tesis de Maestría en Ciencias Geología, Universidad de Sonora.* 95pp.

Bartolini C., Morales M., Damon P., Shafiqullah, M et al., 1991 – Geology and Geochronology of the Sierra Lista Blanca, Central Sonora, Mexico: A progress report; Bol. Depto de Geol. Unison V. 8. No. 1, 1-5 pp.

Blair, K., y Gans, P. B., 2003 – Stratigraphy of the Sahuaripa basin and preliminary comparison to the Rio Yaqui basin, east-central Sonora, Mexico, *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 35 (4), 27pp.

Bonini A. J., y 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, *Geological Society of America Bulletin*, 110, 1094-1104, 1998.

Bryan, S. E., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., y López-Martínez, M., (2013) - Pulling apart the mid to late Cenozoic magmatic record of the Gulf of California: is there a Comondú arc? *Orogenic Andesites and Crustal Growth*, 385 (En prensa); *Geological Society of London*.

Calmus, T., Aguillón-Robles, A., Maury, R.C., Bellon, H., Benoit, M., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2003- Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (“bajaites”) from Baja California, México: The role of slab melts. *Lithos* 66, 77-105pp.

Calmus, T., Pallares, C., Maury, R.C., Bellon, H., Pérez-Segura, E., Aguillón-Robles, A., Carreno, A.-L., Bourgois, J., Cotten, J., Benoit, M., 2008- Petrologic diversity of Plio-

Gómez Valencia Alejandra Marisela (2014)

Tesis Maestría en Ciencias Geología-UNISON

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Quaternary post-subduction volcanism in Baja California: an example from Isla San Esteban (Gulf of California, México). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179, 5, 465-481pp.

Calmus, T., Lugo-Zazueta, R., López-Martínez, M., Rivera-Sivirlán, D., Valencia-Moreno, M., Ramos-Velázquez, E., 2010 – El Batolito de Hermosillo: Un eslabón del Arco Magmático Laramide en Sonora, México (resumen), en *Simposio GeoLaramide, La Orogenia Laramide del SW de Norte América; Análisis del magmatismo, deformación, metalogénesis, Hermosillo, Sonora, México, Libro de Resúmenes*, 33pp.

Castillo, P. R., 2006 – An overview of adakite petrogénesis; Chinese Science Bulletin 2006, Vol. 51 No. 3 257-268 pp.

Centeno-García, E., Maytorena, F., Calmus, T., Solis-Pichardo, G. & Lozano, R., 2002 - Proterozoic OIB magmatism in the Caborca terrane, northwestern Mexico: *Denver Annual Meeting, Colorado Convention Center: C205, Session No. 245*.

Chopin, C., and Maluski, H., 1982 - Unconvincing evidence against the blocking-temperature concept: a reply. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, 391-394pp.

Cochemé, J. J., 1985 – Le magmatisme cénozoïque dans le nordouest du Mexique: Cartographie de la région Yécora-Maicoba-Mulatos. Illustration magmatique de el fin d' un regime en subduction et du passage a un régime distensif. *These d'Etat, Université de Aix Marseille, France*, 209pp.

Cochemé, J-J., Demant, A., 1991- Geology of the Yécora area, northern Sierra Madre Occidental, Mexico, en Pérez-Segura E., Jacques-Ayala C. (eds.), *Studies of Sonoran geology: Geological Society of America, Special Paper 254*, 81-94pp.

Gómez Valencia Alejandra Marisela (2014)

Tesis Maestría en Ciencias Geología-UNISON

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Coney, P. J., 1983- Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe: *Inst. Mex. Petroleo, Revista*, 15, 7-15.

Cooper, G. A., Arellano, A. R. V., Johonson, J. H., Okulitch, V. J., Stoyanow, Alexander, and Lochman, Christina, 1952- Cambrian stratigraphy and paleontology near Caborca, northwest Sonora, México: *Smithsonian Miscellaneous Collections*, v. 119, no 1, 184 pp.

Conly, A. G., Brenan, J. M., Bellon, H., Scott, S. D., 2005 – Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalía Region, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142, 303-341pp.

Crawford, A.J., Falloon, T.J., Green, D.H., 1989- Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Crawford, A.J. (ed.) Boninites and related rocks. *London, Unwin Hyman*, 1-49 pp.

CRM (Consejo de Recursos Minerales) 1994- Geolical-Minning Monograph of the State of Sonora. *Secretaría de Energía, Minas e Industria para-Estatal, Subsecretaría de Minas*, 220pp.

Damon, P. E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J., Cochemé, J. J., 1983 – El Batolito Laramide (90-40 Ma) de Sonora; *XV Convención Nacional de la Asociacion de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Guadalajara, Jalisco, Mexico, Libro de resúmenes*, 63-65pp.

Defant, M.J., and Drummond, M.S., 1990- Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere: *Nature*, v. 347, 662-665pp.

Defant, M.J., Drummond, M.S., 1993- Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc: *Geology*, v. 21, p. 547–550pp.

Demant, a., 2005 – Ignimbrites: stratigraphic marker and record of the magmatic and tectonic evolution: *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 1301-1302pp.

Di Giuseppe, E., Faccenna, C., Funicello, F., Van Hunen, J., y Domennico, G., 2009 – On the relation between trench migration, sea floor age, and the Strength of the subducting lithosphere. *Lithosphere, Journal Geology of America*; v. 1, no. 2. 121-128pp.

Drummond, M.S., Defant, M.J., 1990- A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.* 95, 503-521pp.

Eells, J. L., 1972- Geology of the Sierra de La Berruga, north-western Sonora, Mexico: *San Diego, California State University, M. S. thesis*, 77 pp.

Faure G, and Mesing, T., 2005 – Isotopes principles and applications; 3ra ed., 873 pp.

Fletcher, J. M., Grove, m., Kimbrough, D., Lovera, O., y Gehrels, G. E., 2007 – Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena Shelf and southern Gulf of California; insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena Fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin*, 119, 1313-1336pp.

Furukawa, Y., Tatsumi, Y., 1999- Melting of a subducting slab and production of high-Mg andesite magmas: unusual magmatism in SW Japan at 13-15 Ma. *Geophysical Research Letters* 26, 2271-2274pp.

Gans, P. B., 1997 – Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, 16, 388-408pp.

Gómez Valencia Alejandra Marisela (2014)
Tesis Maestría en Ciencias Geología-UNISON

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Gastil, G., y Krummenacher, D., 1977 - Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahía Kino; *Geological Society of America Bulletin*, no. 2, 189-198pp.

Gastil, G., Krummenacher, D., y Minch, J., 1979 - The record of Cenozoic volcanism around the gulf of California, *Geological Society of America Bulletin*, 90, 839-857pp.

Gifkins, C., Herrmann, W., and Large, R., 2005- *Altered Volcanic Rocks: A guide to description and interpretation. Published by the Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania, Australia, 275pp.*

Godínez, N. S., Kimbrough., D. I., y Kohel., C., 2010 – Stratigraphy and petrologic Evolution of the Oligocene-Miocene Comondú Group near Bahía Concepcion and Loreto Baja California Sur, México. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 42, No. 4, 66pp.

Gómez Valencia et al., 2009- Petrografía y geoquímica de la unidad volcánica Cerro Prieto, Rayón: Comparación con el volcanismo potásico del Oligoceno-Mioceno de Sonora. *XIX Congreso Nacional de Geoquímica, Ensenada B. C.*, vol. 15., No. 1, 41-47pp.

Gómez-Valencia, A. M., 2010- Geoquímica de Rocas intrusivas y extrusivas con afinidad adakítica en la región de Rayón, Sonora. *XX Congreso Nacional de Geoquímica, Temixco, Morelos*, Vol. 16, No. 1.

Gómez-Valencia, A. M., 2011- Petrografía y geoquímica del volcanismo Oligoceno-Mioceno medio en Rayón, Sonora: énfasis en el estudio y significado del volcanismo híperalcalino en la región. *Tesis profesional de licenciatura del Departamento de Geología, Universidad de Sonora*, 142pp.

Gómez Valencia Alejandra Marisela (2014)
Tesis Maestría en Ciencias Geología-UNISON

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Gómez Valencia A. M., Vidal Solano J. R., López Martínez M., y Pallares Ortiz C., 2012 - Magmatismo Mioceno relacionado al cese de la subducción en el NW de México: Petrología de dos episodios con afinidad Adakítica ampliamente distribuidos en Sonora Central. *Reunión Anual Unión Geofísica Mexicana, A. C. Presentado en la ciudad de Puerto Vallarta, Jalisco, México entre el 28 de octubre y el 2 de noviembre del 2012. Presentación Oral y resumen.*

Gómez-Valencia, A. M., Vidal-Solano, J. R., y Pallares, C., 2014 - Petrografía y Geoquímica de un magmatismo orogénico de edad Mioceno inferior: un ejemplo de las secuencias intrusivas y extrusivas con tendencia adakítica que afloran en la región de Rayón, Sonora. *Revista Mexicana de Ciencias geológicas, sometido.*

González-León, C. M., 1989 – Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico del área de Cerro de Oro, mpio de Rayón, Sonora. *Tesis de Maestría, UNAM, Facultad de Ciencias Geología, 103pp.*

González-León, C. M., Valencia, V. A., López-Martínez, M., Bellon, H., Valencia-Moreno, M., and Calmus, T., 2010- Arizpe sub-basin: A sedimentary and volcanic record of Basin and Range extensión in north-central Sonora, Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 27, núm2, 292-312pp.*

González-Sandoval, J. R., 1987 – Geología del Depósito “El Cajón”, municipio de Rayón, Sonora: *II Conferencia Nacional sobre Zeolitas, Hermosillo, Sonora., Secretaría de Fomento Industrial y Comercio, Resumen de Ponencias.*

Green, T. H., 1982 - Anatexis of mafic crust and high pressure crystallisation of andesite. In Thorpe, R. S. (ed.) *Andesites. John. Wiley, New York, 465-486pp.*

Gómez Valencia Alejandra Marisela (2014)
Tesis Maestría en Ciencias Geología-UNISON

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO-MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Grijalva-Noriega, F. J., y Roldán-Quintana, A. J., 1998 – An overview of the Cenozoic tectonic and magmatic Evolution of Sonora, northwestern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(2), 145-156pp.

Gutscher, M.-A., Maury, R.C., Eissen, J.-P., Bourdon, E., 2000- Can slab melting be caused by flat subduction ? *Geology* 28, 535-538pp.

Hausback, B. P., 1984 – Cenozoic volcanism and tectonic Evolution of Baja California Sur, Mexico, In: *frizzell V. A. Jr. (Ed). Geology of the Baja California Peninsula Pacific Section. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Publication 39, 219-236pp.*

Huitrón-López, C, A., 2004 – Geología de la Región de La Poza, municipio de Opodepe, Sonora, México: *Tesis de Licenciatura en Geología, Departamento de Geología, Universidad de Sonora*, 62pp.

Irvine, T, N., and Baragar, W, R., 1971 – A guide to the Chemicals classification of the common volcanic Rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548pp.

Izaguirre-Pompa A. 2006- Estudio Petrológico y Geocronológico del volcanismo orogénico intermedio – ácido de edad Oligo-Mioceno del Norte de Caborca, Sonora, México; *Tesis de licenciatura en Geología, Universidad de Sonora, Departamento de Geología*, 80pp.

Juteau, T., y R.C. Maury, 1999- The oceanic crust, from accretion to mantle recycling, Chichester, *Springer-Praxis*, 390 pp.

Juteau T., Maury R. C., 2008- Géologie de la croûte océanique, pétrologie et dynamique endogènes. *Enseignements des sciences de la terre. SGF, VUIBERT.*

Kay, R.W., 1978- Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4, 117-132pp.

Kelemen, P. B., Shimizu, N., Dunn, T., 1993- Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 120, 111-134pp.

Kelemen, P. B., 1995- Genesis of high Mg andesites and the continental crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 120, 1-19pp.

Kuiper, K, F., et al., 2008 - Synchronizing the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and astronomical clocks of Earth history. *Science* 320: 500-504, doi: 10.1126/science.1154339.

Kuno, H., 1968 - Differentiation of basalt magmas. In: Hess, H. H. & Poldervaart, A. A. (eds) *Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*, 2. New York: Interscience, 623-688pp.

Lacroix, A., 1934 - Volcanisme et lithologie, Mission au Tibesti (1930-1931) dirigée par M. Dalloni. *Acad. Sci. Paris*, 61, 169-366pp.

Lagarda, I.L., 1983 - Evaluación geológico-económica de los depósitos de perlita en la Sierra Santa Ursula, Guaymas, Sonora. *Tesis Profesional Univ. Sonora*, 53pp.

Le Bas et al. 1986 – A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal Petrology*, 27, 745-750pp.

Le Bas, M.J., 2000- IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology* 41, 1467-1470pp.

Le Maitre, R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas, M.J., Bonin B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., and Woolley., 2002- Igneous rocks: IUGS classification and glossary: Recommendation of the International Union of Geological Science, subcommission on the systematic of Igneous Rocks-R.W. Le Maitre (editor), 2nd ed., 236pp.

Lonsdale, P., 1991 - Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California, *in* Dauphin, J. P., Simoneit, B. (eds.), The Gulf and Peninsular Province of the California: *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 47, 87-125pp.

Longoria, J. F. & González, M. A., 1978- Estudios estratigráficos-estructurales en el precámbrico de Sonora: Geología de los Cerros Gamuza y El Arpa., *Boletín del Departamento de Geología UNISON*, vol 2, No 2, 106-149pp.

MacDonald, R., 1974 – Nomenclature and geochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks. In Bailey D.K., Barberi, F., MacDonald, R., (Eds.), Oversaturated peralkaline volcanic rocks. *Bull. Volcanol.*, 38, 498-516 pp.

Martin, H., 1987- Petrogenesis of archaean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland – Major and trace-element geochemistry. *Jour. Petrol.*, 28, 921-953pp.

Martin, H., 1999- Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoides: *Lithos*, v.46, 411-429pp.

Martin, H., Moyen, J.-F., 2002- Secular changes in TTG composition as markers of the progressive cooling of the Earth. *Geology*, 30, 319-322pp.

Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.-F. and Champion, D., 2005- An overview of adakite, tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1-24pp.

Maury R. C., F. G. Sajona, M. Pubellier, H. Bellon, et M.J. Defant, 1996- Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes : l'exemple de Mindanao (Philippines), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167, 579-595pp.

McDowell, F, W., and Clabaugh, S, E., 1979 – Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western México. *In C. E. Chapin & W. E. Elston (Eds), Ash-flow tuffs. Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 180, 113-124pp.

McDowell et al., 2001 – Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, México: *Bulletin of the Geological Society of America*, No. 113, 521-521pp.

McDougall and Harrison, T.M.,1999 - Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method. 2nd ed., Oxford University Press, New York (in press).

McLean et al. 1987 - The geology of West-Central Baja California Sur, Mexico, *U. S. Geological Survey Bulletin* 1579, 16pp.

McMillan, I., Gans, P.B., Roldan, J., 2003 – Voluminous mid-Miocene silicic volcanism and rapid extension in the Sierra Libre, Sonora, Mexico: Abstracts with Programs Geological society of America, 35 (4), 26.

Mead, R.D., et al., 1988 - Relationship of Sonoran tungsten mineralization to the metallogenic evolution of México. *Econ. Geol.*, **3**, 1943-1965pp.

Miyashiro, A., 1974 – Volcanic rock series in island arc and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274, 321-355pp.

Mora-Klepeis, G., and McDowell, F., 2004 – Late Miocene clac-alkalic volcanism in northwestern México: an expression of rift or subduction-reakated magmatism? : *Journal of South American Earth Sciences* 17, 297-310pp.

Muller, R. D et al., 1997 - Digital isochrons of the world's ocean floor, *Journal of Geophysical Research*, 102, 3211-3214pp.

Negrete-Aranda, R., and Canon-Tapia, E., 2008 - Postsubduction volcanism in the Baja California Peninsula, Mexico: The effects of tectonic reconfi guration in volcanic systems: *Lithos*, v. 102, 392–414pp.

Olguín-Villa, A, E., 2010a – Estudio Físico y químico del volcanismo hiperalcalino en la región de Cataviña, Baja California: *Tesis de Licenciatura, Universidad de Sonora*, 84pp.

Olguín-Villa, A. E., 2013 – Establecimiento de la estratigrafía magnética del evento volcánico hiperalcalino del Mioceno Medio en la Sierra Libre, Sonora, México., tesis de maestría en ciencias Geología para obtener, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, 68 pp.

Orozco-Garza, A., Dostal, J., Keppie, J.D., and Paz-Moreno, F.A., 2013 - Mid-Tertiary (25-21Ma) lamprophyres in NW Mexico derived from subduction-modified subcontinental lithospheric mantle in an extensional backarc environment following steepening of the Benioff zone. *Tectonophysics* 590, 59-71pp.

Oyarzún, R., Márquez, A., Lilo, J., López, L., and Rivera, S., 2001 - Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism, *Mineralium Deposita* 36, 794-798pp.

Pacheco-Hoyos, J, G., 2013 - Reconocimiento de las facies intrusivas en el área de Tónichi, Sonora : petrografía, geocronología y geoquímica de elementos trazas / Jaime Gabriel Pacheco Hoyos.-- Hermosillo, Sonora: Tesis de Licenciatura. Universidad de Sonora. División de Ciencias Exactas y Naturales. Departamento de Geología, 36pp.

Pallares, C., Maury, R.C., Bellon, H., Royer, J-Y., Calmus, T., Aguillón-Robles, A., Cotten, J., Benoit, M., Michaud, F., Bourgois, J. 2007- Slab-tearing following ridge.trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, México. *Journal of Volcanology and Geothermak Research* 161, 95-117pp.

Pallares, C., Bellon, H., Benoit, M., Maury, R. C., Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Cotten, J., 2008- Temporal geochemical evolution of Neogene volcanism in northern Baja California (27°-30°N): insights on the origin of post-subduction magnesian andesites. *LITHOS*, 105, 162-180pp.

Paz-Moreno, F.A., 1992- Le volcanisme mio-plio-quatenaire de l'Etat du Sonora (nord-ouest du Mexique): évolution spatiale et chronologique ; implications pétrogénétiques. Tesis de doctorado, Universidad Aix-Marseille III, 220pp.

Paz-Moreno, F.A. Jobin E., & Demant A., 2009- La Sierra Basomari: Volcanismo potásico del Mioceno inferior en el NE de Sonora, México. XIX Congreso Nacional de Geoquímica, Ensenada B.C., vol. 15., No. 1, 40 pp.

Paz-Moreno, F. A., Herrera-Urbina, S., Demant., Iriondo, A., y Gracidias-Valdepeña, M., 2012 – Cerro Prieto: Volcanismo orogénico andesítico-basáltico del Mioceno Temprano, Puerto Peñasco, Sonora, México; *Geos*, Vol. 32, No. 1 Octubre; 348 pp.

Peacock, S.M., 1990- Numerical simulation of metamorphic pressure-temperature-time paths and fluid production in subducting slabs. *Tectonics*, 248, 329-337pp.

Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A.B., 1994- Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 227-244pp.

Peccerillo, A., and Taylor, S. R., 1976 – Geochemistry of Eocene cal-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, *Northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81pp.

Pérez-Segura, E., 2006 - Estudio metalogenético de los yacimientos de Ni, Co (Cu-Zn) de la Esperanza, Sonora central: Caracterización de los depósitos y relaciones con el magmatismo laramídico. *México, D. F., PhD Thesis, Universidad Nacional Autónoma de México*, 214pp.

Pérez-Segura, E., González-Partida, E., and Valencia, V.A., 2009 - Late Cretaceous adakitic magmatism in East-central Sonora, Mexico, and its relation to Cu-Zn-Ni-Co skarns. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 26, 411-427pp.

Petford, N., and Atherton, M.P., 1996 - Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology*, 37 (6), 1491-1521pp.

Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R., 2001- Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, 410, 197-200pp.

Rapp, R.P., Watson, E.B., Miller, C.F., 1991- Partial melting of amphibolite/eclogite and origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Res.*, 51, 1-25pp.

Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., Applegate, G.S., 1999.- Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 Gpa. *Chemical Geology* 160, 335-356pp.

Ribeiro-Laurent J., Benoit M., and Maury R., 2008 – Adakitic Magmas: Amphibole Composition and Geobarometric Constraints; 2008 Joint Meeting of The Geological Society of America, *poster*.

Richard, D., Bonin, B., and Monod, O., 1989 - Les granites du Sonora (Mexique) et leur contexte géodynamique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, 537-543pp.

Richards, J.P., Kerrich, R., 2007- Special Paper: Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis. *Economic Geology*, 102, 4, June-July, 537–576pp.

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, 389-392pp.

Roldán-Quintana, J., 2002 - Caracterización geológico–geoquímica y evolución del arco magmático Mesozoico–Terciario entre San Carlos y Maycoba, sur de Sonora: *México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral*, 185pp.

Rogers, G., Saunders, A.D., 1989- Magnesian andesites from Mexico, Chile and the Aleutian Islands: Implications for magmatism associated with ridge-trench collisions, In: Crawford, A.J. (Ed.), *Boninites and related rocks*. London, Unwin Hyman, 416-445 pp.

Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Defant, M.J., Cotten, J., Pubellier, M., Rangin, C., 1993- Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology* 21, 1007-1010pp.

Sajona, F.G., Bellon, H., Maury, R.C., Pubellier, M., Cotten, J., Rangin, C., 1994- Magmatic response to abrupt changes in tectonic setting : Pliocene-Quaternary calc-alkaline lavas and Nb-enriched basalts of Leyte and Mindanao (Philippines). *Tectonophysics* 237, 47-72pp.

Saunders, A.D., Rogers, G., Marriner, G.F., Terrell, D.J., Verma, S.P., 1987- Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: Implications for the petrogenesis of post-subduction magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 32, 223-245pp.

Sawlan, M.G., 1991 - Magmatic evolution of the Gulf of California rift, *in* Dauphin, J.P., and Simoneit, B.R., eds., The Gulf and Peninsular Province of the Californias, *American Association of Petroleum Geologist, Memoir 47*, 301-369pp.

Schmidt, M.W., and Poli, S., 1998 - Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation, *Earth and Planetary Sciences Letters*, 163, 361-379pp.

Sekine, T., Wyllie, P. J., 1982- Phase relationships in the system $KAlSiO_4$ - Mg_2SiO_4 - SiO_2 - H_2O as a model for hybridization between hydrous siliceous melts and peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 79, 368-374pp.

Sen, C., Dunn, T., 1994a- Dehydration melting of a basaltic composition amphibole at 1.5 and 2.0 Gpa: implication for the origin of adakites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 117, 394-409pp.

Sen, C., Dunn, T., 1994b- Experimental modal metasomatism of a spinel lherzolite and the production of amphibole-bearing peridotite. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 119, 422-432pp.

Shimoda, G., Tatsumi, Y., 1999- Generation of rhyolite magmas by melting of subducted sediments in Shodo-Shima island, Southwest Japan, and its bearing on the origin of high-Mg andesites. *Island Arc* 8, 383-392pp.

Smithies, R.H., 2000- The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakites. *Earth and Planetary Science Letters*, 182, 115-125pp.

Stewart, J. H., McMenamin, A. S. & Morales-Ramirez, J. M., 1984 - Upper Proterozoic and Cambrian Rocks in the Caborca Region, Sonora, Mexico. *Physical Stratigraphy, Biostratigraphy, Paleocurrents Studies and Regional Relations., U. S. Geological Survey Professional Paper* 1390.

Stock et al., 1999 – The tuff of San Felipe: an extensive middle Miocene pyroclastic flow deposit in Baja California, México: *J. Volcanol. Geother. Res.*, 93, 53-74pp.

Stock, J. M., and Hodges, K., 1989 – Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics, abstract electrónico* <http://www.agu.or/pubs/crossref/1989/TC008i001p00099.shtml>. *J. Volcanol. Geother.*

Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989 - Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes: *Saunders A. D. & Norry, M. J., Magmatism in ocean basins, Geol. Soc. London. Spec. Pub.* 42, 313-345.

Tarazón-Pacheco, R. A., 2002- Petrología del volcanismo Terciario, Ranchos San Hipólito y El Cúmaro, municipio de Trincheras Sonora, México; Tesis de licenciatura en Geología, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, 65pp.

Tarazón-Pacheco, R. A. y Paz Moreno, 2004- Petrogénesis del volcanismo Terciario de la región de Sierrita Prieta, municipio de Trincheras Sonora, México; Memorias del XIV Congreso Nacional de Geoquímica, Actas INAGEQ, volumen 10, número 1, 111pp.

Tarazón-Pacheco, R. A., 2007- Petrogénesis del volcanismo orogénico Terciario de la región de Sierrita Prieta, municipios de Trincheras y Benjamín Hill, Sonora, México; Tesis de maestría, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, 86pp.

Tatsumi, Y., 1981- Melting experiments on a high-magnesian andesite. *Earth and Planetary Sciences Letters*. 54, 357-365pp.

Tatsumi, Y., 1982- Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan. II. Melting phase relations at high pressures. *Earth and Planetary Sciences Letters* 60, 305-317pp.

Tatsumi, Y., 2001- Geochemical modelling of partial melting of subducting sediments and subsequent melt-mantle interaction: Generation of high-Mg andesites in the Setouchi volcanic belt, Southern Japan. *Geology* 29, 323-326pp.

Thiéblemont, D., Stein, G., and Lescuyer, J.L., 1997 - Gisements épithermaux et porphyriques: la connexion adakite: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, v. 325, 103-109pp.

Till B. C., Gans P. B., Spera F. J., MacMillan I., y Blair D. K., 2009 – Perils of petrotectonic modeling: A view from southern Sonora, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Gómez Valencia Alejandra Marisela (2014)

Tesis Maestría en Ciencias Geología-UNISON

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Umhoefer, P.J., Dorsey, R.J., Willsey, S., Mayer, L., and Renne, P., 2001 - Stratigraphy and Geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico: *Sedimentary Geology*, v. 44, 125–147pp.

Valencia-Moreno, M., Iriondo, A. & González-León, C., 2006- Temporal constraints of the eastward migration of the Late Cretaceous-early Tertiary magmatic arc of NW Mexico based on new ⁴⁰Ar/³⁹Ar hornblende geochronology of granitic rocks., *Journal of South American Earth Science* 22, 22-38pp.

Vega-Granillo et al. (2004)

Vidal-Solano, J. R., 2005- Le volcanisme hyperalcalin d'âge Miocene Moyen du Nord-Ouest du Mexique (Sonora): Minéralogie, Géochimie, cadre géodynamique ; Tesis de doctorado, Universidad Paul Cézanne, 256pp.

Vidal-Solano J.R., Paz Moreno F.A., Demant A., López-Martínez M., 2007- Ignimbritas hiperalcalinas del Mioceno medio en Sonora Central: revaluación de la estratigrafía y significado del volcanismo Terciario. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.24, núm. 1, 47-67pp.

Vidal-Solano et al. 2007b – Estudio geoquímico y geocronológico de los zircones presentes en las ignimbritas hiperalcalinas del Mioceno medio en la región de Hermosillo, Sonora, México: *XVII Congreso Nacional de Geoquímica, Pachuca, Hidalgo, México: Actas INAGEQ*, 13 (1), 39-45pp.

Vidal-Solano et al. 2008 - Insights into the tectonomagmatic evolution of NW México: geochronology and geochemistry of the Miocene volcanic rocks from the Pinacate area, Sonora. *Geological Society of America Bulletin* 120 (5/6), 691-708pp.

Vidal-Solano, J. R., Pallares, C., Demant, A., y Maury, R.C., 2008a- Diversidad geoquímica-petrológica de las lavas Miocénicas en Sonora y baja California: ¿Evidencia de un desgarre de la placa Farallón?; 1er congreso sobre la evolución geológica y ecológica del Noroeste de México, 118-119pp.

Vidal-Solano, J.R., Demant, A., Paz Moreno, F.A., Lapierre, H., Ortega-Rivera, M.A., and Lee, J.K.W., 2008b- Insights into the tectonomagmatic evolution of NW Mexico: geochronology and geochemistry of the Miocene volcanic rocks from the Pinacate area, Sonora, Geolog. Soc. Am. Bull. 120, 691-708pp.

Vidal-Solano, J. R., Lozano Santa Cruz, R., Zamora O., Mendoza-Cordova, a., y Stock, J., 2013 -Geochemistry of the extensive peralkaline pyroclastic flow deposit of NW Mexico, based on conventional and handheld X-ray fluorescence. Implications in a regional context, *Journal of Iberian Geology* 39 (1) 2013: 121-130

Wilson D. 2005 - Implications of volcanism in coastal California for the Neogene deformation history of western North America, *TECTONICS*, VOL. 24, 22pp.

Wong, M, S., and Gans, P, b., 2008 – Geologic, structural, and thermochronologic constraints on the tectonic evolution of the Sierra Mazatán core complex, Sonora, México: *New insights into metamorphic core complex formation, Tectonics*, 27, TC4013, doi: 10.1029/2007TC002173.

Wyllie, P.J., Sekine, T., 1982- The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 79, 375-380pp.

Yogodzinski, G.M., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Seliverstov, N.I., Matvenkov, V.V., 1994- Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip volcano, far western Aleutians. *Journal of Petrology* 35, 163-204pp.

Gómez Valencia Alejandra Marisela (2014)

Tesis Maestría en Ciencias Geología-UNISON

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO

OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:

Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción.

Yogodzinski, G.M., Kay, R.W., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Kay, S.M., 1995- Magnesian andesites in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge. Geological Society of America Bulletin 107, 505-519pp.

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL Y PETROLÓGICA DEL MAGMATISMO
OLIGOCENO- MIOCENO EN SONORA, MÉXICO:**
Énfasis en el magmatismo Adakítico relacionado al cese de la subducción

Anexo

METODOLOGÍA

Antes de realizar el tratamiento químico, las muestras se pasaron por un tamiz con una malla de 250 μm de luz, con el fin de eliminar el material de mayor tamaño, el material recuperado fue pesado en una balanza analítica. Las muestras se dejaron remojando con agua destilada durante una noche en vasos de precipitados de 250 ml. El material fue centrifugado a 2500 revoluciones por minuto (rpm) durante cinco minutos utilizando tubos de polietileno de 100 ml de fondo redondo y con tapa, y después se decantó el sobrenadante.

La técnica de extracción de polen y esporas se llevó a cabo bajo el siguiente procedimiento descrito por Erdtman (1969) y Feagri e Iversen (1989), con una variante propuesta por Riding y Kyffing-Hughes (2010):

Se agregó una tableta de licopodio (*Lycopodium clavatum*) a cada muestra para estimar la concentración de polen y esporas en las muestras. Las muestras fueron bañadas con aproximadamente 10 ml ácido clorhídrico (HCl) al 10% en frío para eliminar los posibles carbonatos contenido en la muestra y disolver fácilmente la tableta de licopodio. Se centrifugó durante 5 minutos a 2500 rpm y decantó desechando el sobrenadante. Se dio un lavado con agua destilada a cada muestra para eliminar los residuos de ácido clorhídrico, nuevamente se centrifugó a 2500 rpm durante 5 minutos y decantó.

Se agregó politungstato de sodio ($3\text{Na}_2\text{WO}_4 \cdot 9\text{WO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) a una densidad de 1.95 g/ml, la cual fue medida utilizando un hidrómetro graduado entre 1.8 y 2.0 g/ml. Se cerraron los tubos de cada muestra y se agitaron en un agitador eléctrico durante cinco minutos, se centrifugó durante 25 minutos a 2000 rpm y decantó. Se recuperó en otro tubo el sobrenadante y se diluyó con agua destilada para bajar la densidad, se centrifugó para concentrar el polen en el residuo.

El residuo de cada muestra se pasó a un microtubo de 1.5 ml, previamente etiquetado, se le añadió alcohol etílico ($\text{C}_2\text{H}_6\text{O}$) a una concentración del 99.9%. Se centrifugó y decantó, obteniendo así el residuo final, al cual se le añadió glicerina ($\text{C}_3\text{H}_8\text{O}_3$).

Posteriormente se montó en un portaobjetos y selló utilizando esmalte para uñas en las orillas del cubreobjetos. Para su observación, se utilizó un microscopio óptico Nikon Eclipse E200, con 100, 400 y 1000 ampliificaciones.

Se realizó una inspección en las dos láminas montadas para estimar la concentración de granos de polen en el sedimento mediante un conteo comparativo de polen y esporas de licopodio, y se identificaron los granos de polen utilizando las publicaciones de Markgraf y

D'Antoni (1978), Lozano y Martínez (1990), Lozano et al. (1995) y Reille (1992, 1995 y 1998).

RESULTADOS

Se observaron concentraciones bajas de granos de polen, lo cual dificulta el conteo estadístico de los mismos y la realización del diagrama de frecuencias relativas. La concentración para la muestra ELL12A fue de aproximadamente 71 granos de polen por gramo de roca, y para la muestra ELL12B fue de 66 granos de polen por gramo de roca, aproximadamente.

ELL12A. Se observaron granos de polen pertenecientes de las familias: asterácea, fabácea, pinácea y sapindácea. El polen más abundante pertenece al tipo polínico High-spine Asteraceae (Figura 1). También se observó polen de Fabaceae, en los cuales no fue posible su identificación a género debido a su grado de conservación. Otros granos de polen observados corresponden a los géneros *Pinus* (Pinaceae) y *Cardiospermum* (Sapindaceae, Figura 2), géneros que en la actualidad pertenecen a especies arbóreas y arbustivas, respectivamente.

ELL12B. Se observaron granos de polen de las familias: asterácea, fabácea, pinácea y poáceas. El polen más abundante corresponde a dos géneros de la familia Asteraceae, *Ambrosia* (Figura 3) y High-spine Asteraceae, siendo más abundante el primero. También se observaron granos de polen de Poaceae (Figura 4) y *Pinus* (Pinaceae, Figura 5). Adicionalmente se encontraron esporas fúngicas no identificadas (Figura 6).

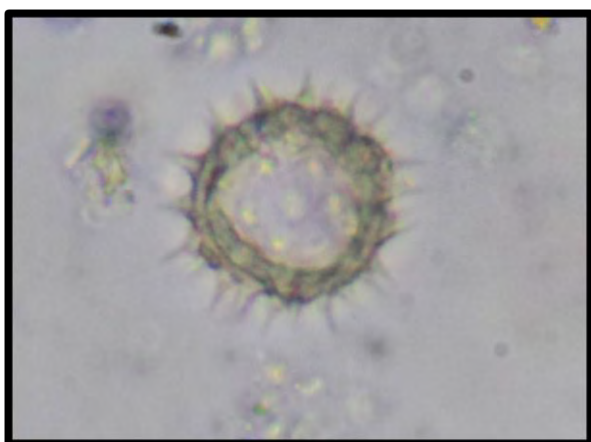


Figura 1. High-spine Asteraceae (Familia Asteraceae).

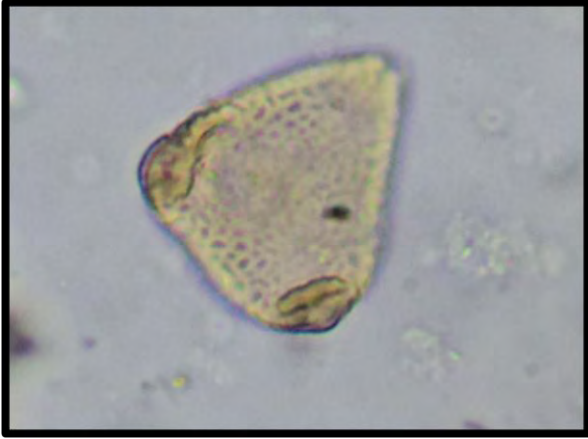


Figura 2. *Cardiospermum* (Familia Sapindaceae).



Figura 3. *Ambrosia* (Familia Asteraceae).

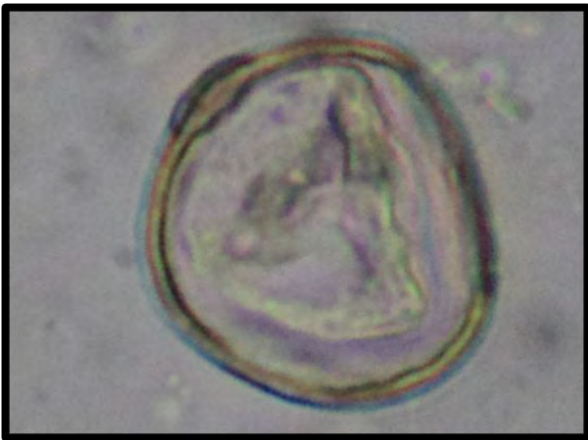


Figura 4. Polen de la Familia Poaceae.

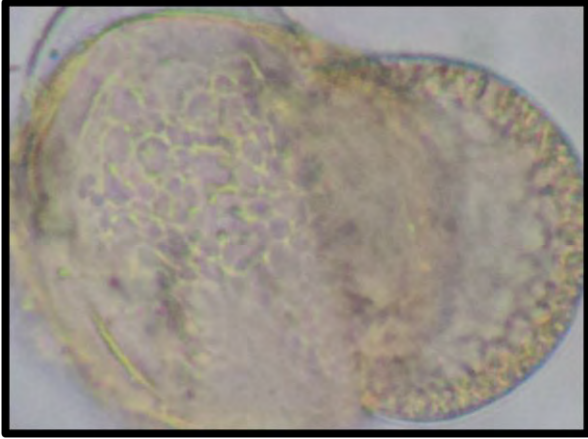


Figura 5. Pinus (Familia Pinaceae).



Figura 6. Espora fúngica.

Referencias:

- **Erdtman, G. 1969.** *Handbook of palynology/morphology – taxonomy – ecology: An introduction to study pollen grains and spores.* Haffner Publishing Co. New York.
- **Fægri, K. e Iversen, L. 1989.** *Textbook of pollen analysis.* 4ª ed. John Wiley & Sons, Chichester.
- **Lozano, S., Ibarra-Manríquez, G. y Sosa, S. 1995.** *Palinología de las lianas de la Estación de Biología Tropical Los Tuxtlas.* Boletín de la Sociedad Botánica de México 57: 79-102.
- **Lozano, S. y Martínez, E. 1990.** *Palinología de la Estación Biológica Tropical Los Tuxtlas: Parte I: Especies arbóreas.* Publicaciones especiales/Universidad nacional Autónoma de México, Instituto de Biología, Vol. 3 de Publicaciones especiales del Instituto de Biología.
- **Markgraf, V. y D’Antoni, H. 1978.** *Pollen Flora of Argentina.* The University of Arizona Press. Tucson, Az.
- **Reille, M. 1992.** *Pollen et spores d’Europe et d’Afrique du Nord.* Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille, France.
- **Reille, M. 1995.** *Pollen et spores d’Europe et d’Afrique du Nord, Supplément 1.* Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille, France.
- **Reille, M. 1992.** *Pollen et spores d’Europe et d’Afrique du Nord, Supplément 2.* Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille, France.
- **Riding, J.B. y Kyffin-Hughes, J.E. 2000.** *The use of pre-treatments in palynological processing.* Review of Paleobotany and Palynology, 158: 281-290.