



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MEXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE GEOCIENCIAS
TECTÓNICA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

**TEMPORALIDAD DEL MAGMATISMO EN EL GRABEN DE BOLAÑOS Y SUS
IMPLICACIONES METALOGENÉTICAS.**

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
CECILIA MATA CASTILLO

TUTOR: DR. LUCA FERRARI
CENTRO DE GEOCIENCIAS

COMITE TUTORIAL :

DR. GILLES LEVRESSE
CENTRO DE GEOCIENCIAS

DRA. MA. TERESA OROZCO ESQUIVEL
CENTRO DE GEOCIENCIAS

DR. ALDO RAMOS ROSIQUE
FACULTAD DE INGENIERÍA

DR. CARLES CANET MIQUEL
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

JURIQUILLA, QRO., MAYO DE 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**Temporalidad del magmatismo en el
Graben de Bolaños y sus implicaciones
metalogénéticas**

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA PRESENTA:

Cecilia Mata Castillo

en el
CENTRO DE GEOCIENCIAS
TECTÓNICA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

5 de mayo de 2018

Declaración de Autoría

Yo, **CECILIA MATA CASTILLO**, declaro que la tesis titulada *Temporalidad del magmatismo en el Graben de Bolaños y sus implicaciones metalogenéticas* así como el trabajo aquí presentado son de mi autoría.

- Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

Firma:

Fecha:

“When you stop growing you start dying.”

William S. Burroughs

Resumen

El graben de Bolaños es una de las principales estructuras extensionales del periodo de *rift amplio* que afectó el occidente de Norteamérica durante el Oligoceno y Mioceno, periodo caracterizado por la contemporaneidad entre extensión y magmatismo [Ferrari et al., 2017], y que dieron origen a los paquetes ignimbríticos que coronan la secuencia estratigráfica del sur de la Sierra Madre Occidental. Dentro de éste se localiza uno de los distritos mineros emblemáticos del sur de la Sierra Madre Occidental: el distrito minero de Bolaños, cuya riqueza mineral ha permitido la extracción de grandes volúmenes de plata, plomo y zinc desde la Colonia hasta nuestros días.

La estratigrafía de este distrito está conformada por paquetes de ignimbritas y lavas basálticas y riolíticas con edades que van desde los 30 hasta los 19 Ma. Siendo las secuencias más antiguas las principales unidades encajonantes del sistema epitermal El Alacrán, un yacimiento de baja-intermedia sulfuración cuyo origen ha sido asociado a la efusión de lavas riolíticas de 25 a 23 Ma de edad.

El estudio integral de la estratigrafía, geología estructural, petrografía, geocronología U-Pb, junto con el estudio geoquímico de circones magmáticos provenientes de las secuencias silíceas ha permitido reconstruir la evolución espacio-temporal tanto de la tectónica extensional como del magmatismo asociado que han afectado al graben de Bolaños, así como determinar el papel del magmatismo silíceo en la formación del sistema epitermal El Alacrán y los yacimientos asociados en el distrito minero de Bolaños.

El fechamiento U-Pb de ocho de las unidades volcánicas que conforman la columna estratigráfica local permitió determinar la temporalidad de la extensión, identificándose tres periodos extensionales representados por los sistemas de fallas NE30°SW, NE60°SW y N-S, cuya actividad ocurrió entre 23 y <19 Ma.

Así mismo, algunas de las edades U-Pb obtenidas corresponden a edades de mezcla, expresando la asimilación de corteza antigua como uno de los principales procesos en la formación y extrusión de magmas silíceos.

A partir de las relaciones establecidas entre las unidades estratigráficas, las estructuras y la mineralización se logró acotar la edad de la mineralización al periodo de 23 a <21 Ma.

Agradecimientos

Deseo agradecer a todas las personas e instituciones que contribuyeron al desarrollo del presente estudio.

A la UNAM, mi alma máter, por fomentar y facilitar mi crecimiento académico, profesional y personal durante todo este tiempo.

Al Centro de Geociencias y todo el equipo de trabajo por crear un ambiente de desarrollo creativo amigable y favorable para el desarrollo del pensamiento científico y la creación de nuevo conocimiento.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, por facilitar los recursos para la realización de las actividades necesarias para el desarrollo de este trabajo.

Especialmente quisiera agradecer a mi asesor el Dr. Luca Ferrari por permitirme desarrollar mi tesis dentro del proyecto CONACYT CB 237745 T así como por el apoyo continuo, la confianza y las facilidades prestadas durante estos años para llevar a buen fin este estudio.

Al Dr. Aldo Ramos, por su apoyo y confianza continuos durante varios años, por todas las experiencias que he podido adquirir gracias a su amistad y apoyo. **ÁNIMO!!!**

A los investigadores Teresa Orozco, Carlos Ortega Antoni Camprubí, Rosa María Prol, Claus Siebe, Peter Schaaf, Eliza Fitz, Michelangelo Martini y Mario Ramos, por sus comentarios, ideas, apoyo técnico y nuevo conocimiento aportados; todas sus sugerencias permitieron enriquecer este trabajo en gran medida.

A Janina y Armando por estar siempre a mi lado, por ser mis pilares durante todos los años de carrera y ahora de posgrado, por soportarme durante todo este tiempo. Gracias.

A Minerales y Minas Mexicanas S.A. de C.V., especialmente a los ingenieros Armando Ibarra y Mauricio Sánchez por abrirme las puertas de la empresa durante el desarrollo de esta investigación y permitirme ser parte de ustedes.

A los ingenieros Carlos Charre y Javier De La Vega, por todo el tiempo y conocimiento aportado durante las campañas de exploración en superficie y en mina. GRACIAS!!!.

A los ingenieros geólogos Erick Estrada, sin tu ayuda y tutoría en mina este trabajo estaría incompleto, Salvador Orta , Daniel Galván, Aarón Sánchez, Omar Juárez (Tarzan), Víctor Tapia, Gloria Escalera, Alfonso Godínez (Poncho Fox) y José Luis Flores (Chepe), por su ayuda en el conocimiento de la geología de interior mina, sus consejos, todo el conocimiento práctico, las ideas aportadas, las dudas creadas y los replanteamientos desarrollados durante las fiestas geológicas y sobre todo por permitirme ser parte de la manada.

A los señores Salvador (Chavol), Benjamín, Héctor, Servando y Poncho por toda su ayuda prestada durante los trabajos en interior mina y a todo el personal de operación mina, por la paciencia, ayuda y conocimientos aportados.

Deseo agradecer especialmente al ingeniero Miguel Ángel Menchaca por todos los consejos aportados durante el corto periodo que pudimos trabajar juntos, y por enseñarme qué es lo verdaderamente importante en una mina, así como mostrarme cómo se hace mina, por enseñarme a ser mejor persona, mejor profesionista y mejor ser humano.

Finalmente me gustaría agradecer el apoyo técnico de los señores Juan Tomás Vázquez Ramírez, por la preparación de las láminas delgadas, y el señor Manuel por enseñarme la técnica adecuada para separar circones mediante bateo, a Marcela Errasti por permitirme trabajar en su laboratorio durante varias semanas y facilitarme el SEM y los microscopios petrográficos, y a la M. en C. Gabriela Hernández Quevedo por las mediciones por espectrometría de masa para los fechamientos Ar-Ar.

A TODOS MIL GRACIAS!!!

Índice general

Declaración de Autoría	I
Resumen	III
Agradecimientos	IV
Índice de Figuras	x
Índice de Cuadros	XVI
1. Introducción	1
1.1. Planteamiento del problema	1
1.2. Objetivos	4
2. Geología Regional: Tectónica extensional de la Sierra Madre Occidental	6
2.1. Introducción	6
2.2. Grandes Provincias Ígneas Silíceas (SLIPs) y metalogénesis asociada. . .	8
2.3. La Sierra Madre Occidental (SMO): Arquitectura volcánica y estratigrafía general	9
2.3.1. Estratigrafía general de la SMO	10
2.3.2. Basamento	11
2.3.3. Rocas volcánicas del Cretácico y Paleoceno: Complejo Volcánico Inferior	11
2.3.4. Magmatismo Cenozoico	12
2.4. Provincias extensionales de la SMO.	14
2.5. El Graben de Bolaños	17
3. Estratigrafía volcánica del distrito minero Bolaños	19
3.1. Introducción	19
3.2. Secuencia Volcánica del distrito minero Bolaños.	22
3.2.1. Ignimbrita Veta Rica (<i>Early Welded Tuffs</i>)	22
3.2.2. Ignimbrita Bolaños	24
3.2.3. Ignimbrita Borrotes	27
3.2.4. Ignimbrita El Realito	28

3.2.5. Formación Guásima	29
3.2.6. Formación Alacrán	32
3.2.7. Ignimbrita Carboneras	37
3.2.8. Domos Secundarios	39
3.2.9. Basaltos Huila	41
3.2.10. Ignimbrita Chimal	42
3.2.11. Ignimbrita San Martín	43
3.2.12. Formación Mezquitic	44
4. Petrografía de secuencias volcánicas.	46
4.1. Introducción	46
4.2. Caracterización petrográfica	46
4.2.1. Ignimbrita Veta Rica	46
4.2.2. Ignimbrita Bolaños	48
4.2.3. Ignimbrita Borrotes	50
4.2.4. Ignimbrita El Realito	51
4.2.5. Formación Guásima	53
4.2.6. Formación Alacrán	55
4.2.7. Domos Secundarios	59
4.2.8. Ignimbrita Carboneras	62
4.2.9. Basaltos Huila	63
4.2.10. Ignimbrita Chimal	64
4.2.11. Ignimbrita San Martín	66
5. Geocronología U-Pb	69
5.1. Introducción	69
5.2. Marco teórico	70
5.2.1. Sistema de decaimiento radiactivo U-Th-Pb	70
5.3. Metodología: LA-ICP-MS en circones magmáticos	73
5.3.1. Principio físico de la espectrometría de masas	74
5.4. Metodología	75
5.4.1. Separación y montaje de circones	75
5.4.2. Parámetros del análisis LA-ICP-MS	77
5.5. Estudios previos	78
5.6. Resultados	78
5.6.1. AL254: Ignimbrita Veta Rica (muestra de barreno)	79
5.6.2. BL096: Ignimbrita Veta Rica (muestra de afloramiento)	82
5.6.3. AL-18: Ignimbrita Alacrán	83
5.6.4. BL027: Flujo riolítico El Refugio	86
5.6.5. BL040: Domo Cerro Bola	89
5.6.6. BL004: Domo Tepec (zona estéril)	92
5.6.7. BL098: Domo Tepec (zona mineralizada)	94
5.6.8. BL049: Ignimbrita San Martín Superior	96
6. Isotopía Lu-Hf en circones magmáticos	99
6.1. Introducción	99
6.2. Fundamento Teórico	100

6.2.1. El sistema Lu-Hf	100
6.2.2. Aplicaciones	101
6.3. Metodología	105
6.4. Resultados	105
7. Geocronología Ar-Ar	108
7.1. Introducción	108
7.2. Fundamentos teóricos: Fechamiento Ar-Ar en cristales individuales	108
7.2.1. Asunciones	110
7.2.2. Técnica de calentamiento por pasos	111
7.2.3. Pérdida de Ar por <i>recoil</i>	111
7.3. Estudios previos	112
7.4. Metodología	113
7.4.1. Identificación de adularia en muestras de veta	113
7.4.2. Procesamiento pre-análisis	115
7.4.3. Muestra BL09: Dique riolítico con adularia.	115
7.4.4. Muestra BL025: Basaltos Guásima (matriz)	116
7.5. Resultados	117
7.5.1. Basaltos Guásima	118
7.5.2. Edad de mineralización (edad del último recalentamiento)	119
8. Geología Estructural	120
8.1. Introducción	120
8.2. Familias de fallas principales	122
8.2.1. Estructuras N30°W	122
8.2.2. Estructuras N60°E	123
8.2.3. Estructuras N30°E	124
8.2.4. Estructuras N-S	125
8.2.5. Reactivaciones	125
9. Yacimiento El Alacrán: caracterización y evidencias geoquímicas de re-movilización de los metales	127
9.1. Introducción	127
9.2. La SMO como provincia metalogenética	130
9.3. Yacimiento El Alacrán	130
9.3.1. Control Estructural	134
9.3.2. Sistema encajonante	135
9.3.3. Distribución y tipo de mineralización	136
9.3.4. Alteración	138
9.4. Mina La Iguana: El sistema encajonante más joven.	138
9.5. Geoquímica de circones magmáticos como evidencia de re-movilización de metales	140
9.6. Magmas silíceos enriquecidos en flúor: Implicaciones eruptivas y metalogenéticas	145
9.7. Edad de la mineralización	146
9.7.1. Edad Relativa	146
9.7.2. Edad Absoluta	147

10. Discusión:	
 Evolución tectono-magmática en el centro del Graben de Bolaños y metalogena asociada	148
10.1. Introducción	148
10.2. Temporalidad del magmatismo	149
10.2.1. Periodo pre-extensional	149
10.2.2. Magmatismo sin-extensional	150
10.2.3. Periodo post-extensional	152
10.3. Temporalidad del régimen extensional	153
10.4. Temporalidad de la mineralización	157
10.5. Origen de los magmas silícicos	158
10.5.1. Evidencias texturales y petrográficas	159
10.5.2. Circones heredados	159
10.5.3. Evidencias isotópicas: el sistema Lu-Hf	160
10.6. Magmatismo riolítico y su relación con la formación de yacimientos epitermales en el sur de la SMO.	161
11. Conclusiones	163
A. Tabla de análisis de REE en circones individuales	174
B. Mapa de muestras fechadas por U-Pb	182
C. Tabla de edades U-Pb	184
D. Tabla de relaciones isotópicas Lu-Hf	195
E. Mapa de muestras fechadas por Ar-Ar	200
F. Mapa Geológico Local	202

Índice de figuras

1.1. Distribución espacial de los distritos mineros en que se localizan los sistemas epitermales de mayor relevancia económica como principales fuentes de los metales, así como las provincias geológicas que los contienen. Se puede observar la predominancia de la SMO como encajonante de los epitermales de México.	2
2.1. División en sectores norte, centro y sur de la Sierra Madre Occidental en este estudio.	10
2.2. Distribución del régimen extensional y provincias geológicas asociadas. Tomado de Ferrari et al., 2017	15
2.3. Ubicación del graben de Bolaños y estructuras asociadas. Modificado de Ferrari et al. (2007).	17
3.1. Columna estratigráfica esquemática que resume las relaciones estratigráficas entre las unidades volcánicas del distrito minero Bolaños. Anexo e reportan las edades magmáticas o de enfriamiento de cada unidad fechada hasta el momento por distintos autores y este estudio.	21
3.2. a) Afloramiento de la unidad Veta Rica en el plano de falla Veta Rica. b) Comparación de Ignimbrita Bolaños Inferior e Ignimbrita Veta Rica en núcleos de barrenación.	23
3.3. a) Afloramiento intensamente fracturado Bolaños Inferior. b) Muestras de mano del miembro Bolaños Inferior con textura eutaxítica.	25
3.4. Afloramiento de la Toba Borrotes, se puede observar la ligera inclinación de las capas y la pseudo-estratificación de la misma.	27
3.5. a) Intercalación de basaltos y tobas Fm Guásima, b) Dique intemperizado, c) Muestra de mano al fresco, con matriz microcristalina, d) Afloramiento de los basaltos Guásima sobre el Arroyo El Realito, e) Horizonte de paleosuelo entre dos flujos basálticos.	30
3.6. a) Secuencia de <i>surges</i> a la base de la Fm. Alacrán discordante sobre una peperita, se observa a la derecha el desplazamiento por fallamiento normal, b) Estratificación cruzada en la secuencia de <i>surges</i> , c) Bloque balístico deformando un depósito no consolidado, d) Acercamiento a un horizonte de <i>surge</i> en el que se puede observar lapilli acrecional, e) dique basáltico emplazado sobre un plano de falla que intrusión a la secuencia de <i>surges</i> , f) Brecha de rezago depositada concordantemente sobre depósitos piroclásticos.	33
3.7. a) Vista panorámica del cerro La Bufa en que se observa el contacto del flujo riolítico emplazado sobre la secuencia ignimbrítica Alacrán, b) el mismo contacto se observa en el cerro La Cumbre.	34
3.8. Textura de bandeamiento por flujo en flujo riolítico El Refugio	35

3.9. Vista panorámica de la Ignimbrita Carboneras, al fondo se observa el domo El Comité.	38
3.10. a) Fotografía de domos Tepec, en la zona de vetilleo de casiterita, b) Fotografía del bandeamiento por flujo en el domo Cerro Bola, c) Vista regional en la que se observa el Complejo de domos Los Machetes.	40
3.11. a) Fotografía de los basaltos Huila con crecimiento posterior de cristales euédricos de calcita, b) fracturamiento en los basaltos Huila con relleno de calcita cristalina.	41
3.12. a) Afloramiento de la toba San Martín Inferior en el que se observa la pseudoestratificación, b) acercamiento del miembro superior de la Fm. San Martín consistente en una ignimbrita soldada de 2 m de espesor, c) Afloramiento de la arenisca Mezquitic, d) Afloramiento de los conglomerados de la Fm Mezquitic, se observan clastos de múltiples tamaños en una matriz arenosa no consolidada.	45
4.1. Ignimbrita Veta Rica a) Fotomicrografía en luz transmitida de un fenocristal de sanidino (sa) con bordes redondeados y una bahía de disolución contenido en una matriz formada por espículas vítreas, (b) misma imagen en luz polarizada en la que se puede apreciar la formación de parches de desvitrificación en la matriz así como la formación de axiolitas en las espículas vítreas.	47
4.2. Ignimbrita Bolaños Miembro Inferior. a) Fotomicrografía de un cristal de plagioclasa con luz transmitida y con luz polarizada (b), abajo fotomicrografía de un <i>fiamme</i> atenuado con crecimiento interno de microlitos en luz transmitida (c) y en luz polarizada (d).	49
4.3. Ignimbrita Bolaños Miembro Medio a) Fotomicrografía con luz transmitida en la que se observa con claridad una pómez atenuada, esferulitas de un fragmento lítico y un fragmento lítico afírico, (b) misma imagen en luz polarizada.	50
4.4. Ignimbrita Borrotes. a) Fotomicrografía en luz transmitida de los espículas volcánicas, b) misma imagen en luz polarizada. Fotomicrografía de una espícula tricúspide en luz transmitida (c) y en luz polarizada (d). Matriz (ma), pómez (po), lítico (lt).	51
4.5. Ignimbrita El Realito. Fotomicrografía en la que se observan dos fenocristales de cuarzo (qz) con huecos internos por disolución contenidos en una matriz (ma) soldada compuesta de ceniza y vidrio volcánico. Imagen con luz transmitida (a) y con luz polarizada (b).	52
4.6. Basaltos Guásima. Fotomicrografía de la textura intergranular de la matriz en la que se identifican los oikocristales de plagioclasa en luz transmitida (a) y en luz polarizada (b). Fotomicrografía del xenolito gabroico contenido en la lámina analizada (c) en luz transmitida y en luz polarizada (d). Olivino (ol), plagioclasa (pl), clinopiroxeno (cpx).	54
4.7. Ignimbrita Alacrán. a) Fotomicrografía de un cristal de plagioclasa de bordes redondeados por resorción y (b) fotomicrografía de la matriz de la unidad en luz transmitida, mismas imágenes en luz polarizada (c) y (d), respectivamente.	55
4.8. Fotomicrografía en la que se observan dos fenocristales parcialmente asimilados de plagioclasa (pl) y sanidino (fd), así mismo se observa la abundancia de pómez en la matriz de la roca (a) imagen con luz transmitida y (b) imagen con luz polarizada.	56

- 4.9. Complejo de Domos El Águila. Fotomicrografía de los fenocristales de sanidino (sa) parcialmente asimilados en una matriz desvitrificada (a) imagen en luz transmitida, (b) imagen con luz polarizada. 57
- 4.10. Complejo de Domos El Águila. Fotomicrografías en las que se observan dos fenocristales pseudo esqueléticos, uno de biotita (bt) euédrica y uno de sanidino (sa), con fracturamiento paralelo, en luz transmitida (a) y en luz polarizada (b). (c) Fotomicrografía en luz polarizada de la tetra de desvitrificación de múltiples esferulitas. (d) Fotomicrografía de luz polarizada en la que se observa un cristal de cuarzo esquelético en una matriz desvitrificada. 57
- 4.11. Diques y flujos La Iguana. Fotomicrografía en luz paralela (a) y en luz polarizada (b) de dos fenocristales parcialmente asimilados en una matriz desvitrificada. Se observa una mayor asimilación del cristal de sanidino (sa) respecto al fenocristal de cuarzo (qz). Abajo, fotomicrografía en luz transmitida (d) y en luz polarizada (e) de la matriz desvitrificada, se observa la formación de abundante microlitos de bordes ondulados. 58
- 4.12. Domo Cerro Bola. Fotomicrografía en luz paralela (a) y en luz polarizada (b) la matriz con esferulitas y microlitos. Abajo, fotomicrografía en luz transmitida (c) y en luz polarizada (d) de la matriz desvitrificada con un cristal de sanidino (sa) de bordes parcialmente diluidos. 60
- 4.13. Fotomicrografías del Domo Tepec. a) y c) Imágenes en luz polarizada de cristales de cuarzo y sanidino parcialmente re asimilados. (b) y (d) Imágenes en luz transmitida y polarizada de la matriz desvitrificada. . . . 61
- 4.14. Ignimbrita Carboneras. a) Fotomicrografía en luz paralela, en la que se observan las formas bicúspides y tricúspides de las espículas, así como la disolución parcial de los cristales de sanidino (sa) contenidos en la matriz. b) Fotomicrografía en luz polarizada en la que se observa la desvitrificación parcial de la matriz. 62
- 4.15. Basato Huila. Fotomicrografía de luz paralela (a) y luz transmitida (b) en las que se observa la matriz microcristalina del basalto y los fenocristales moderadamente alterados de olivino (ol) y plagioclasa (pl). 64
- 4.16. Ignimbrita Chimal. Fotomicrografía en luz transmitida (a) y en luz polarizada (c) de un aglomerado de cristales de plagioclasa (pl) con abundantes huecos por disolución. b) Fotomicrografía en luz paralela de un fragmento lítico en una matriz formada por espículas bicúspides alterados. d) Fotomicrografía en luz transmitida de una pómez (po) no atenuada contenida en la matriz de espículas vítreas y ceniza. 65
- 4.17. Fotomicrografías, en luz transmitida (a) y luz polarizada (b), de un cristal de feldespato con abundantes bahías de disolución. Fotomicrografías en luz paralela (c) y polarizada (d) en las que se observan cristales de biotita elongados y un cristal de sanidino intensamente afectado por bahías de disolución, contenidos en una matriz mayoritariamente vítrea. e) Fotomicrografía de los fragmentos vítreos bicúspides y tricúspides que conforman la matriz de la roca. d) Fotomicrografía de un cristal de biotita moderadamente alterado. 67
- 5.1. Curva de Concordia de Wetherill y recta de discordia elaborada con 3 circones. Las flechas indican la intersección de la discordia con la concordia, representando las edades obtenidas. 72

5.2. Esquema de funcionamiento de LA-ICP-MS. Imagen tomada de la Royal Society of Chemistry.	75
5.3. Fotomicrografías de circones con zonamiento interno.	76
5.4. a) Curva de Concordia de Wetherill que presenta la intersección inferior a 30.02 ± 0.24 Ma, b) Curva de densidad de probabilidad con tendencia a la normalidad, se observa un pico de ≈ 24 Ma correspondiente a la población de circones más joven y el pico central a 30 Ma (edad 206/238), c) Fotomicrografía de circones montados con luz transmitida.	81
5.5. a) Curva de Concordia de Wetherill que presenta la intersección inferior a 29.41 ± 0.26 Ma, b) Curva de densidad de probabilidad con sesgo positivo y polimodal que indica la presencia de antecristales, c) Imagen de catodoluminiscencia en la que se observa la variación en la brillantez por efecto de la concentración de U y REE en los cristales.	82
5.6. a) Curva de densidad de probabilidad polimodal que indica la presencia de antecristales, b) Imagen de catodoluminiscencia con edades individuales y puntos de ablación.	84
5.7. a) Curva de Concordia de Wetherill que presenta la intersección inferior a 27.72 ± 0.10 Ma, b) Promedios ponderados de 16 circones con una edad ponderada de 27.737 ± 0.092 Ma	85
5.8. a) Curva de densidad de probabilidad con tendencia a la normalidad, ligeramente asimétrica. Edad Pb^{206}/U^{238} b) Imagen de catodoluminiscencia con edades individuales y puntos de ablación.	87
5.9. a) Curva de Concordia de Wetherill que presenta la intersección inferior a 24.05 ± 0.31 Ma, b) Promedios ponderados de 17 circones con una edad ponderada de 24.01 ± 0.16 Ma.	88
5.10. a) Curva de densidad de probabilidad con distribución bimodal b) Imagen de catodoluminiscencia con edades individuales y cráteres de ablación.	89
5.11. a) Curva de Concordia de Wetherill para la población total, se observan claramente dos grupos de circones que producen una edad de mezcla de 25.61 ± 0.8 Ma b) Curva de Concordia de Wetherill para la familia de circones más antigua, con una edad de 26.35 ± 0.33 , c) Curva de Concordia de Wetherill para el grupo más joven, con una edad de 23.73 ± 0.98 Ma.	90
5.12. a) Curva de Concordia de Wetherill en la que se puede observar la discordancia de la muestra, b) Gráfico de promedios ponderados.	91
5.13. a) Curva de densidad de probabilidad que indica una distribución polimodal, b) Imagen de catodoluminiscencia con edades de circones individuales.	92
5.14. a) Curva de densidad de probabilidad que expresa una distribución polimodal indicativa de la presencia de antecristales en la muestra, b) Imagen de catodoluminiscencia de circones en la que se logra apreciar la variación en el contenido de Uranio y la diversidad morfológica de los cristales.	93
5.15. a) Curva de Concordia de Wetherill que presenta una edad de intersección de 24.82 ± 0.67 Ma b) Promedios ponderados de 13 circones que presentaron una edad media de 24.77 ± 0.3 Ma	94
5.16. a) Curva de densidad de probabilidad que indica una distribución polimodal expresando la abundancia de antecristales en la muestra, b) Imagen de catodoluminiscencia de circones individuales y puntos de ablación.	96
5.17. a) Curva de Concordia de Wetherill con una edad de 19.3 ± 2.3 Ma, b) Promedios ponderados de 5 circones que arrojaron una edad de 21.73 ± 0.64 Ma.	97

6.1.	Ejemplo de isócrona construida con valores de Lu y Hf de granates, en la que se representa la evolución de tres granates a un tiempo de formación (1), (2) su evolución si el sistema permaneciera cerrado, (3) la evolución real considerando pérdidas por apertura del sistema y (4) la relación isotópica al momento del análisis. Tomada de Vervoort, 2014.	102
6.2.	Gráfica de evolución del manto empobrecido y cálculo de la edad modelo de un circón (línea en rojo), considerando que la relación Lu/Hf de la roca fuente es félsica (F) o máfica (M). Tomado de Vervoort, 2014.	103
6.3.	Gráfico de edad vs. épsilon de Hf para varias rocas en el que se muestran los valores típicos de ϵ_{Hf} para rocas provenientes de la corteza y para rocas de fuente mantélica. Tomada de Scherer, Whitehouse y Münker, 2007.	104
6.4.	a) Epsilon de Hf vs Edad U-Pb, b) Edades modelo en dos etapas, c) Edad modelo vs. edad de cristalización (U-Pb). $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})=0.0083$, promedio de la corteza superior según Rudnick y Gao, 2003.	106
7.1.	Meseta de Ar liberado en la que se observa un patrón de U producido por exceso de Ar en la muestra	112
7.2.	a) Fotomicrografías de la lámina delgada en la que se señala una banda con adularia microcristalina, b) pastillas durante la prueba de tinción de feldespatos, c) fragmentos de la muestra fechada	114
7.3.	a) Meseta de Ar liberado en la muestra BL025. b) Isocrona de Ar-Ar para la misma muestra.	117
7.4.	a) Meseta de Ar liberado en la muestra MA09. b) Isocrona de Ar-Ar para la misma muestra.	118
8.1.	Configuración estructural del sur de la Sierra Madre Occidental. Ferrari, <i>et al.</i> , 2005.	121
8.2.	Roseta de rumbos de 222 valores estructurales. Se observa el dominio de rumbos NW-SE con 20-30°.	122
8.3.	Roseta de rumbos de 342 valores estructurales. Se resalta en color verde las principales familias de fallas con rumbo NE-SW con 50-70°.	123
8.4.	Roseta de rumbos de 342 valores estructurales. Se resalta en color verde las principales familias de fallas con rumbo NE-SW con 20-50°.	124
8.5.	Roseta de rumbos en el que se resalta la familia de fallas con rumbo N-S.	125
9.1.	Mapa geológico con la ubicación de las principales minas del distrito de Bolaños	129

9.2. Mapa con las provincias Sierra Madre Occidental y Faja Volcanica Trans Mexicana en el que se muestra la distribución de los principales sistemas epitermales y su subtipología. Siglas: El Sauzal (EZ), Batopilas (BT), Candelero (CA), Dolores (DOL), Guanaceví (GV), Jilotlán (JIL), La Caridad Antigua (LCA), La Colorada-Chalchihuites (CH), Mala Noche (MN), Real de Ángeles (RA), Sombrerete-San Martín (SOM), Topía (TO), La Guitarra-Temascaltepec (LG), Tayoltita (TY), Bolaños (BOL), El Indio-Huajicori (EI), El Zopilote (EZ), La Yesca (LY), Lluvia de Oro-Pueblo Nuevo (PN), Mezquital del Oro (MO), San Martín de Bolaños (SBM), Santa María del Oro (SMO), Bacís (BA), Cinco Minas (CM), El Tigre (ET), Fresnillo (FR), La India (LI), Mulatos (MU), Ocampo (OC), Palmarejo (PAL), Pinos Altos (PA), San Francisco del Oro (SFO), Velardeña (VL), La Colorada (LC), El Barqueño (EB), San Manuel-Altar (SMA), El Oro-Tlalpujahuá (TL), Parral (PA), Real de Catorce (RC), Santa Bárbara (SB), Taco (TX). Se incluyen algunos yacimientos no pertenecientes a la SMO debido a su importancia económica y/o histórica.	131
9.3. Columna estratigráfica local con alcances estratigráficos de la mineralización, en la que se presentan las edades obtenidas por otros autores y en este estudio para las distintas unidades y la mineralización.	133
9.4. Sección esquemática con proyección de vetas. Traza de la sección en figura 9.1. Tai: F. Alacrán Sup.; Tga: Fm Guásima; Tbr; Ig. Borrotes; Tbl: Ig. Bolaños; Tvr: Ig. Veta Rica	135
9.5. Distribución de la mineralización en sección con obras mineras (mapa base propiedad de MIMIMESA SA de CV).	137
9.6. Fotografías de un pilar en dique riolítico con alteración propilítica.	139
9.7. Diagrama spider para circones provenientes de los intrusivos fértiles del Complejo Chiquicamata. Muestras normalizadas respecto las concreitas según Nakamura (1974)	141
9.8. Diagrama spider para circones provenientes de los intrusivos infértiles Complejo Chiquicamata. Muestras normalizadas respecto las concreitas según Nakamura (1974).	141
9.9. Diagrama spider para circones de las muestras analizadas en este estudio. Muestras normalizadas respecto las concreitas según Nakamura (1974)	142
9.10. Gráfico de anomalía de Ce/Nd vs. edad	143
9.11. Gráfico de anomalía de Eu/Eu* vs. edad	144
9.12. Fotografía de un fragmento de veta en la que se señalan las bandas de fluorita que sobresalen como mineral de ganga.	145
10.1. Mapa local con los principales sistemas de fallas resaltados y la roseta de rumbos asociada.	156
10.2. Precipitaciones de calcita y calcedonia en vetillas emplazadas en los bañales Guásima.	158

Índice de cuadros

5.1. Tabla de valores de abundancia, vida media y de decaimiento por isótopo. Referencias en Faure, 1986	71
5.2. Tabla de edades U-Pb, K-Ar y Ar-Ar obtenidas en estudios previos para las unidades volcánicas descritas en este estudio.	79
5.3. Tabla de edades U-Pb obtenidas en este estudio. Edad de concordia (c), edad de promedio ponderado (pp). Error 2 sigma	80
7.1. Tabla de edades K-Ar y Ar-Ar obtenidas en estudios previos.	113
A.1. Tabla de análisis de elementos de tierras raras (REE) en zircones individuales.	174
A.2. Continuación de tabla de análisis de elementos de tierras raras (REE) en zircones individuales.	178
C.1. Tabla de edades para las muestras BL096 y AL254.	184
C.2. Tabla de edades para las muestras BL049, BL040 Y BL004.	187
C.3. Tabla de edades para las muestras BL027, AL18 Y BL098.	191

Para Ernesto y María ...

Capítulo 1

Introducción

1.1. Planteamiento del problema

La Sierra Madre Occidental (SMO) es una de las provincias ígneas silíceas más grandes del mundo (SLIPs) y la más joven de ellas. Así mismo, es considerada una de las provincias metalogenéticas hidrotermales más grandes de México [Aguirre-Díaz et al., 2010]. Su estratigrafía se compone de cinco complejos ígneos principales, siendo las secuencias de ignimbritas riolíticas oligocénicas y miocénicas sólo uno de estos complejos [Ferrari et al., 2007].

La SMO ha sufrido deformación por extensión en fases, misma que comenzó durante finales del Eoceno en el noreste de la provincia y migró hacia el suroeste durante el Mioceno temprano. La migración de la extensión produjo la formación de una provincia de grabens y horst limitados por fallas de alto ángulo, reconocida como *Basin and Range* [Ferrari et al., 2007]. Se considera que este evento extensional exhumó en gran medida parte del basamento en el norte de la SMO, permitiendo el descubrimiento de grandes yacimientos minerales de tipo pórfidos cupríferos y epitermales de alta sulfuración y, hacia el sur de la provincia, de yacimientos epitermales de sulfuración baja a intermedia (figura 1.1).

En el sector sur de la SMO se ha identificado una relación espacial entre la distribución de los yacimientos epitermales de México y la distribución del volcanismo silíceo de la SMO, además de que los pulsos ignimbríticos detectados en la región (32-28 Ma y 24-20 Ma) coinciden con la temporalidad de la mineralización [Camprubí et al., 2003; Ferrari, et al., 2007; Ramos Rosique, 2013; Murray y Busby, 2015]. Los estudios realizados en la

SMO en materia de yacimientos minerales y su relación con el magmatismo silíceo han mostrado que existe una relación estrecha entre el magmatismo silíceo sin-extensional y la formación de yacimientos hidrotermales a lo largo de la SMO, este carácter es más evidente en los sector centro y sur de la SMO (figura 2.2).



FIGURA 1.1: Distribución espacial de los distritos mineros en que se localizan los sistemas epitermales de mayor relevancia económica como principales fuentes de los metales, así como las provincias geológicas que los contienen. Se puede observar la predominancia de la SMO como encajonante de los epitermales de México.

Aunque la SMO es una de las provincias geológicas más importantes del país, su origen sigue siendo motivo de debate, debido a que gran parte de la provincia aún no se ha estudiado en detalle. El presente estudio tiene por objeto aportar datos geológicos, petrológicos, estructurales, geoquímicos y geocronológicos sobre los procesos de extensión, magmatismo y mineralización en el distrito minero de Bolaños que, junto con los trabajos regionales sobre esta provincia [Ferrari *et al.*, 2007, 2017; Bryan *et al.*, 2008], servirá de apoyo para afinar los modelos sobre la génesis del volcanismo silíceo de la SMO y su relación con los yacimientos minerales de origen hidrotermal que aloja (pórfidos, epitermales y skarns). Este estudio se llevó a cabo en el sector sur de la SMO, en la región central del Graben de Bolaños, específicamente en el distrito minero Bolaños, sitio en que la estratigrafía volcánica Oligoceno-Mioceno es bien expuesta y encajona un yacimiento epitermal miocénico de baja sulfuración.

El Graben de Bolaños es una de las estructuras extensionales más importantes del sector sur del *Basin and Range* Mexicano [Aguirre-Díaz et al., 2010]; esta estructura se localiza en el noreste del estado de Jalisco y presenta una orientación general N-S con una longitud aproximada de 120 km y una amplitud media de 14 km (figura 1.2). En su sector central hospeda dos importantes distritos mineros: San Martín de Bolaños y Bolaños. En la década de los 80's Scheubel et al. (1988) y Lyons, (1988) realizaron una primera descripción de la estratigrafía local de los distritos, respectivamente, y una correlación de las unidades geológicas que afloran, mismas que se consideraron comprendidas en el Mioceno inferior con base en un pequeño número de edades de K-Ar que colocan a las unidades volcánicas de Bolaños en edades de entre 23.23 Ma y 20.14 Ma.

Estudios geológicos, geocronológicos y geoquímicos más recientes (Ramos-Rosique, 2013) para el distrito de San Martín de Bolaños demostraron que el yacimiento está emplazado en un bloque más antiguo de edad Oligoceno y que la etapa principal de mineralización ocurre al final de un periodo de extensión marcado por un volcanismo silícico y bimodal con fuentes locales que empieza en el límite Oligoceno-Mioceno (≈ 24 Ma).

Diversos estudios [Camprubi et al., 2003; Ferrari et al., 2007; Bryan et al., 2008; Ramos-Rosique et al., 2011; Murray y Busby, 2015; Ferrari et al., 2017] ha indentificado la existencia de una relación espacio-temporal entre el magmatismo silícico de la SMO, la tectónica extensional y la génesis de yacimientos minerales epitermales. El modelo propuesto por Ramos-Rosique (2013) y Bryan et al. (2008) para el distrito minero San Martín de Bolaños plantea que los magmas máficos generados por la extensión litosférica en el manto llegan a invadir la corteza superior provocando fusión parcial de cuerpos intrusivos pre-existentes y la formación de cámaras magmáticas someras que alimentan erupciones ignimbríticas y efusión de domos. Mientras que el fallamiento extensional favorece la infiltración de aguas meteóricas que alimentan a sistemas hidrotermales asociados a los cuerpos intrusivos que originaron los sistemas epitermales que predominan en la región [Ramos-Rosique, 2013]. En el presente estudio se probará este modelo en el distrito minero Bolaños, localizado aproximadamente a 19 km al norte de San Martín de Bolaños, donde hasta la fecha se desconoce tanto la edad de la mineralización como la edad de las rocas encajonantes y de las diferentes generaciones de fallas extensionales.

1.2. Objetivos

En el presente estudio se plantea estudiar con mayor detalle el distrito minero Bolaños para establecer (1) la edad de los domos silícicos asociados a la mineralización y la edad de la unidad más antigua de la secuencia aflorante y alcanzada en barrenos, (2) si existe más de un pulso de mineralización y su temporalidad, (3) cuál es la relación espaciotemporal del magmatismo silícico con la formación de yacimientos minerales en esta área.

Se definieron 6 objetivos particulares con el fin de dar respuesta a los planteamientos enunciados, estos objetivos son:

- Reconocer las unidades estratigráficas principales y elaborar el mapa geológico de detalle del distrito minero de Bolaños, en la porción sur, del Graben de Bolaños, Jalisco.
- Reconstruir la columna estratigráfica de la región, tomando como referencia el estudio elaborado por Lyons (1988) en el que se definen formalmente las unidades litoestratigráficas principales. Así como reconocer la edad relativa de las diferentes familias de fallas.
- Determinar las edades absolutas de las principales unidades volcánicas mediante los métodos isotópicos U-Pb y Ar-Ar.
- Determinar la edad relativa y absoluta de mineralización de los yacimientos identificados en la zona, mediante el análisis de las relaciones estratigráficas y realizando fechamientos isotópicos Ar-Ar y K-Ar en adularia.
- Realizar el análisis de herencia y procedencia de los magmas silícicos con base en el estudio de las relaciones isotópicas Lu-Hf en circones y su relación con la edad de cristalización obtenida de los fechamientos U-Pb en circones individuales.
- Discutir los resultados en el contexto regional del magmatismo silícico, la tectónica extensional y la ocurrencia de yacimientos epitermales de la Sierra Madre Occidental como SLIP y como provincia metalogenética.

Para cumplir con los objetivos planteados en el presente estudio se recopiló información bibliográfica, tanto del área de estudio como de las provincias geológicas a la que pertenece (SMO y Basin and Range), se realizaron diversos trabajos de campo entre los que se incluye la cartografía de semidetalle del área de estudio, la reconstrucción de las relaciones estratigráficas entre las unidades volcánicas aflorantes y las identificadas en interior mina, el muestreo de las distintas unidades volcánicas para su posterior

fechamiento mediante los métodos U-Pb en circones individuales y Ar-Ar en cristales separados.

Capítulo 2

Geología Regional: Tectónica extensional de la Sierra Madre Occidental

2.1. Introducción

El distrito minero Bolaños se localiza en el sector central del Graben de Bolaños, una de las principales estructuras extensionales que conforman el sur de la provincia extensional *Basin and Range*. Esta estructura, junto con los grábenes de Juchipila, Aguascalientes y Tlaltenango conforma el sistema de fosas y pilares resultado de la tectónica extensional que dominó el sur de la SMO entre 25 y 11 Ma [Ferrari et al., 2007].

La secuencia estratigráfica de este distrito es característica de los eventos de vulcanismo silíceo denominado *flare up* ignimbrítico del Oligoceno y Mioceno temprano, cuyos grandes volúmenes extruidos durante pulsos volcánicos de periodo corto dieron origen a la Gran Provincia Ígnea Silícica (SLIP, por sus siglas en inglés) más joven del mundo: la Sierra Madre Occidental.

La estratigrafía volcánica expuesta en el Graben de Bolaños es representativa de las secuencias más jóvenes que cubren el sur de la SMO, sin embargo, éstas sólo constituyen uno de los paquetes volcánicos que definen la arquitectura volcánica de la SMO.

El estudio realizado por Ferrari y colaboradores (2007) describe a escala regional los principales grupos litológicos que constituyen la estratigrafía de la provincia geológica

de la SMO, así como las implicaciones tectónicas de cada uno de ellos. En dicho estudio se definen 5 grupos volcánicos principales: (1) secuencias de arco del Cretácico-Paleoceno, (2) Rocas ígneas del Eoceno (parte del Complejo Volcánico Inferior de McDowell y Claibough, 1989), (3) Ignimbritas y lavas del flare up ocurrido en dos pulsos durante el Oligoceno y Mioceno Temprano, (4) lavas andesíticas y basálticas post flare-up y (5) secuencia volcánica post subducción.

Esta secuencia ha sido afectada por un régimen extensional desarrollado en diferentes fases, ocurrido desde fines del Eoceno hasta el Mioceno (Ferrari et al., 2013 y 2017). El análisis cronoestratigráfico de las unidades volcánicas afectadas por este régimen, realizado por Ferrari y colaboradores (2007), permitió definir la temporalidad de la extensión y su evolución en el tiempo. En dicho estudio se muestra que la extensión en la SMO sufrió una migración de norte a sur y de este a oeste, comenzando al sur de Chihuahua hace ≈ 33 Ma y finalizando en el sector centro occidental de Nayarit hace ≈ 11 Ma.

En este capítulo se describen las características principales de la Sierra Madre Occidental como SLIP, la arquitectura volcánica regional de la misma, la evolución del régimen extensional que la afectó durante el Cenozoico y las características generales de la estratigrafía local y las estructuras de extensión en el distrito minero Bolaños.

2.2. Grandes Provincias Ígneas Silíceas (SLIPs) y metalogénesis asociada.

Se conoce como Large Igneous Province (LIP) a aquellas provincias magmáticas que se extienden por áreas mayores a 0.1 Mkm^2 , con un volumen de material ígneo mayor a 0.1 Mkm^3 , y un periodo de vida total menor a 50 Ma caracterizado por pulsos magmáticos de periodo corto (1-5 Ma), durante los cuales al menos el 75 % del volumen ígneo total haya sido emplazado [Bryan y Ernst; 2008].

Aunque la mayoría de las LIPs son de tipo máfico, también existen aquellas en las que domina el vulcanismo silíceo y otras en las que domina una composición ultramáfica. Debido estas variaciones composicionales Bryan y Ernst (2008) definieron tres tipos de LIPs con el fin de diferenciarlas composicionalmente y mantener el significado original de LIP; éstas son (1) enjambres de diques gigantes continentales de diabasa/dolerita, y provincias dominadas por intrusiones y sills máficos-ultramáficos, (2) LIPs Silíceas (SLIPs), (3) asociaciones komateíticas-tholeiíticas.

Las SLIPs son aquellas grandes provincias ígneas en las que las rocas volcánicas silíceas y los depósitos volcanoclásticos asociados forman una parte sustancial de la estratigrafía eruptiva y aportan un volumen significativo al volumen total del material ígneo extruido [Bryan et al., 2002]. Este tipo de LIPs sólo se desarrollan en ambientes continentales y se caracterizan por un volumen extruido de más de 0.25 Mkm^3 , por estar conformadas en más del 80 % por material ígneo de composición dacítica-riolítica, que presenta firmas geoquímicas de vulcanismo intraplaca o transicional de calco alcalino de tipo I a tipo A, y la predominancia de ignimbritas riolíticas como principal litología en la estratigrafía. En éstas la actividad magmática tiene una duración mayor a 40 Ma, durante la cual la mayoría del material magmático es expulsado en pulsos magmáticos que tienen una duración de 3 a 10 Ma. Las SLIPs se consideran producto de anatexis cortical a gran escala, y muchas de ellas son el registro de actividad magmática en las fases iniciales de un rift; dado el gran volumen de vulcanismo riolítico de éstas, se espera que a profundidad se encuentren extensos batolitos graníticos y enjambres de diques en la corteza superior así como cuerpos similares pero más máficos en la corteza inferior. Las SLIPs comúnmente forman cinturones volcánicos-plutónicos de más de 200 km de largo dispuestos a lo largo de márgenes de rift o zonas de rift abortadas [Bryan, 2007; Bryan y Ernst, 2008; Ferrari, et al., 2007].

McPhie y colaboradores (2011) probaron que existe un *link* entre las SLIPs y la formación de grandes yacimientos minerales y proponen que este *link* puede ser el enriquecimiento en flúor de los magmas riolíticos, cuyo principal efecto es la reducción de la viscosidad favoreciendo la erupción de grandes volúmenes de magma silíceo y al mismo tiempo favoreciendo la disolución y transporte de los metales mediante la formación de ácido fluorhídrico.

2.3. La Sierra Madre Occidental (SMO): Arquitectura volcánica y estratigrafía general

La SMO constituye la SLIP más joven, con una edad de $\approx 38-20$ Ma, y es la SLIP mejor preservada y la más estudiada. Consiste en una meseta ignimbrita extensa que cubre un área de más de 0.5 Mkm^2 con un espesor de al menos 1 km [Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003; Bryan, 2007; Bryan y Ernst, 2008;], se extiende desde la frontera México-Estados Unidos hasta la Faja Volcánica Trans Mexicana (FVTM) con una extensión lateral de 200 a 500 km [McDowell y Clabaugh, 1979] (figura 2.1).

Los estudios pioneros respecto a la estratigrafía y tectónica de la SMO a escala regional fueron realizados por McDowell y Keizer (1977) y McDowell y Clabaugh (1979) en los que se describen los principales grupos que conforman la estratigrafía de la SMO y sus implicaciones tectónicas. Los grupos definidos por estos autores son: (1) Rocas volcánicas Pre-Cretácicas, (2) Complejo Volcánico Inferior (CVI), (3) Supergrupo Volcánico Superior (SVS). Posteriormente esta clasificación fue modificada y detallada por Ferrari y colaboradores (2007), identificando nuevas categorías a la estratigrafía regional de la SMO. Estos autores separan el CVI en: (1) Rocas volcánicas y plutónicas del Cretácico Tardío y Paleoceno, (2) andesitas y riolitas del Eoceno; y enfatizan la existencia de dos pulsos magmáticos del Oligoceno (32-28 Ma) y el Mioceno temprano (24-20 Ma) dentro del SVS de McDowell y Clabaugh (1979). Además reconocen la presencia de flujos basálticos y andesíticos extruidos después de cada pulso ignimbrítico y secuencias de vulcanismo post-subducción conformadas por basaltos alcalinos e ignimbritas emplazadas durante el Mioceno tardío, Plioceno y Pleistoceno.

2.3.1. Estratigrafía general de la SMO

La estratigrafía regional de la SMO ha sido estudiada por varios autores, entre los que destacan los trabajos de McDowell y Keiser (1977) y McDowell y Clabaugh (1979), quienes realizaron las primeras descripciones de la estratigrafía regional de esta provincia con base en el mapeo geológico del transecto Mazatlán-Durango y algunas regiones del norte y occidente de Chihuahua, definiendo los primeros grupos volcánicos a escala regional en un contexto tectónico, posteriormente Ferrari y colaboradores (2007, 2013, 2017) realizaron una serie de estudios geocronológicos, geoquímicos, petrológicos y geofísicos que de manera integral mostraron que la evolución tectono-magmática de la SMO ha sido un proceso continuo en que el cambio de un régimen compresional a uno transtensional produjo una serie de estructuras y depósitos volcánicos y que este largo proceso culminó con la apertura del Golfo de California.

Con el fin de definir con mayor detalle las características principales de la estratigrafía de la SMO, ésta se ha dividido en tres sectores: norte, centro y sur, representados por los estados de Sonora y Chihuahua, Durango y Sinaloa y Nayarit, Zacatecas y Jalisco (figura 2.1).

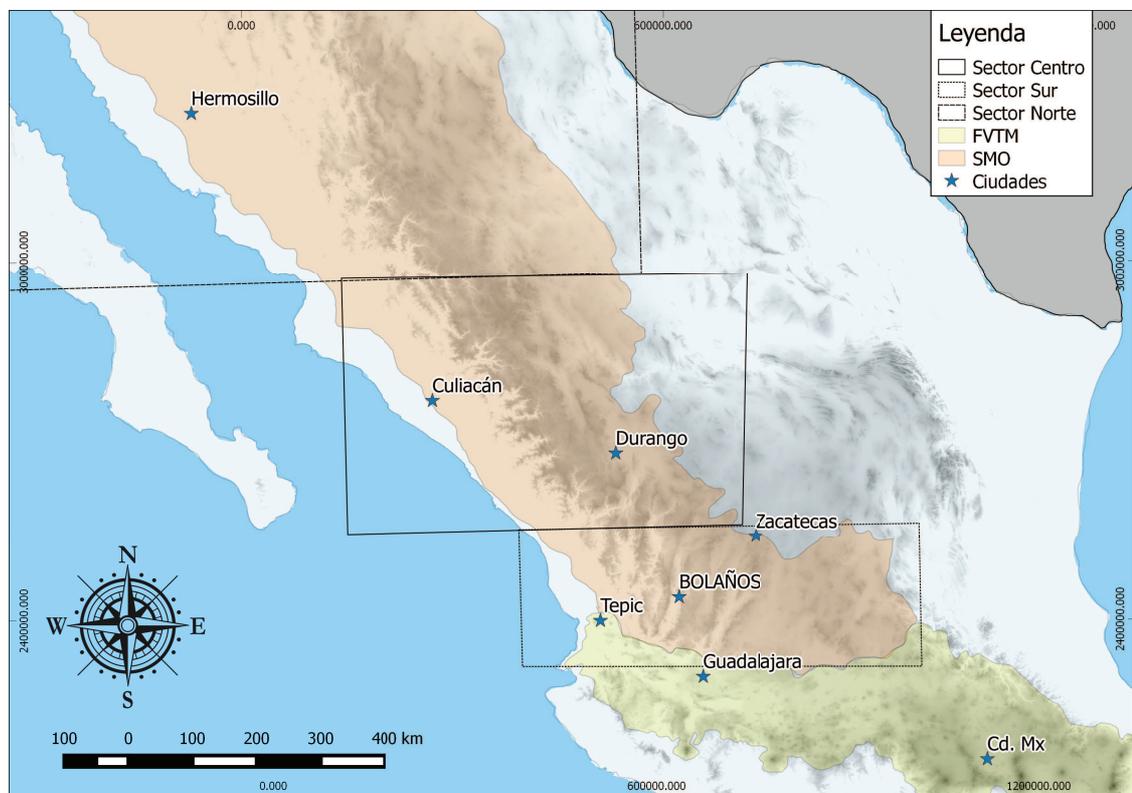


FIGURA 2.1: División en sectores norte, centro y sur de la Sierra Madre Occidental en este estudio.

2.3.2. Basamento

El basamento de la SMO es muy heterogéneo y sólo se conoce una pequeña parte del mismo debido a la cobertura de los conjuntos ígneos posteriores. La mayoría de los afloramientos se encuentran en los estados de Sonora, Sinaloa, Chihuahua y Durango, donde la extensión ha expuesto las partes más profundas de la secuencia estratigráfica.

En el sector norte de la SMO el basamento está compuesto de plutones graníticos y esquistos de edad paleo y meso proterozoicas, que son sobreyacidos por secuencias sedimentarias deformadas de plataforma somera y cuenca profunda con edades Mezoproterozoicas a Paleozoicas.

El basamento prevolcánico del Mesozoico está constituido por secuencias clásticas continentales [Ferrari et al., 2007]. El basamento Mesozoico prevolcánico aflora principalmente en el oeste de la SMO, en el estado de Sonora. Éste consta de secuencias clásticas continentales asociadas a volúmenes menores de sedimentos marinos de edad Triásico Tardío- Jurásico Temprano; localmente se denomina Grupo Barranca a esta secuencia sedimentaria. Secuencias marinas de edades similares han sido reportadas al noroeste de Sonora, pertenecientes al Grupo Antimonio, las cuales constan de una intercalación de secuencias clásticas y volcánicas de edad Jurásico Temprano-Medio. A escala regional, secuencias clásticas similares han sido reportadas en las cuencas de Chihuahua y Sabinas [Ferrari et al., 2007].

Depósitos sedimentarios de cuencas sintectónicas asociadas al desarrollo del arco Laramide fueron depositados durante el Cretácico Tardío [Ferrari et al., 2007] y constituyen el registro del inicio del vulcanismo regional, iniciado con la formación del arco Laramide.

En el sur de la SMO los afloramientos de basamento pre-Cenozoico son nulos y su existencia sólo es indicada por pequeños afloramientos de pizarras, grauvacas y calizas expuestas en el cañón del Río Santiago [Ferrari et al., 2007].

2.3.3. Rocas volcánicas del Cretácico y Paleoceno: Complejo Volcánico Inferior

Las secuencias volcánicas y plutónicas descritas por McDowell y Clabaugh (1979) como CVI son el producto del magmatismo asociado al llamado arco Laramide. Éstas consisten

en batolitos de composición variable; diorítica, cuarzo-diorítica, granítica calcoalcalina o granodiorítica, contemporáneos con secuencias volcánicas dominadas por lavas andesíticas asociadas con lavas e ignimbritas riolíticas.

El CVI de McDowell y Clabaugh (1979) aflora principalmente en el sector norte y centro de la SMO, mientras que en el sector sur no se conocen afloramientos de las secuencias volcánicas Cretácico-Paleoceno [Ferrari et al., 2007].

2.3.4. Magmatismo Cenozoico

Magmatismo del Eoceno

McDowell y Clabaugh (1979) consideran a algunas secuencias ígneas eocénicas como parte del CVI, sin embargo, debido a la abundancia de estas secuencias y al hecho que en los mapas regionales del Servicio Geológico Mexicano se pudieron cartografiar, Ferrari y colaboradores (2007) las separan como un periodo de vulcanismo distinto dentro del CVI.

El magmatismo eocénico aflora discontinuamente desde Chihuahua hasta Aguascalientes, y ha sido cortado también por barrenos de pozos geotérmicos en la región del Ceboruco, en la FVTM. El vulcanismo del Eoceno es representado por secuencias de ignimbritas silíceas de texturas porfídicas, ricas en cristales comúnmente con un bajo contenido de biotita y por lavas andesíticas a riolíticas asociadas con las ignimbritas. Estas secuencias son separadas del magmatismo Oligoceno-Mioceno por secuencias de capas rojas en el sector sur de la SMO y por secuencias fluvio lacustres en el sector central [Ferrari et al., 2007].

Magmatismo Oligoceno-Mioceno: El flare-up ignimbrítico

El Complejo Volcánico Inferior de McDowell y Clabaugh (1979), separado por Ferrari y colaboradores (2007) en las unidades previas enlistadas, es sobreyacido en discordancia por el Supergrupo Volcánico Superior (SVS) definido por McDowell y Clabaugh (1979). Este consiste principalmente en un grueso paquete ignimbrítico de alrededor de 1000 m de espesor en promedio, que sin embargo puede alcanzar espesores mayores localmente. Esta secuencia está formada por ignimbritas silíceas, tobas de caída, lavas riolíticas y basálticas.

El estudio realizado por Ferrari y colaboradores (2017) reúne una gran cantidad de fechamientos de las ignimbritas que conforman el SVS cuyo análisis indicó que la formación de la mayoría de las secuencias ignimbríticas ocurrió en un pulso magmático que tuvo lugar desde el final del Eoceno al Oligoceno temprano ($\approx 34-28$ Ma), aunque se define como pulso Oligoceno por simplicidad. Este pulso tuvo un alcance regional ya que abarca toda la SMO. Un segundo pulso, restringido al sector sur de la SMO, tuvo lugar desde el final del Oligoceno al Mioceno temprano ($\approx 24-20$ Ma). Los productos de este último pulso afloran principalmente en el sector suroccidental de la SMO, y son bien expuestos a lo largo del transecto Bolaños-Tepic (figura ??).

Secuencia volcánica post-ignimbrítica.

Ferrari y colaboradores (2007) reportan una clase de vulcanismo post-ignimbrítico que se distribuye de manera irregular a lo largo de la SMO, éste se caracteriza por presentar un carácter bimodal y migrar en el tiempo hacia el oeste, en dirección al Golfo de California.

Este último grupo corona la secuencia estratigráfica de la SMO y, a su vez, es dividido en dos tipos: (1) un grupo de andesitas basálticas y basaltos mayoritariamente oligocénicos y (2) una secuencia ignimbrítica alcalina e hiperalcalina.

La secuencia de andesitas basálticas y basaltos está intercalada en la parte superior o cubre las ignimbritas de cada pulso silíceo; este grupo fue descrito por primera vez por Cameron y colaboradores (1989) quienes utilizaron el nombre de *Southern Cordillera Basaltic Andesite Province* (SCORBA) para referirse a este paquete volcánico que aflora de manera discontinua desde Arizona hasta Chihuahua, Sonora y Sinaloa. Estos autores consideran que la suite SCORBA representa la fase inicial de la extensión intra-arco, ocurrida en un periodo comprendido entre 33 y 17.6 Ma. En un trabajo más reciente Ferrari y colaboradores (2017) muestran que estas rocas están presentes en toda la SMO y que tienen características geoquímicas que indican que son producto de la fusión del manto litosférico inducido por el ascenso astenosférico. En la parte oriental de la SMO, en Durango y Jalisco se observan también basaltos alcalinos con firma astenosférica desde el Oligoceno tardío (Ferrari et al., 2017). En el Graben de Bolaños afloran paquetes basálticos intercalados con ignimbritas de finales del Oligoceno, cuyas edades reportadas los constriñen a un periodo de erupción de 21 a 19 Ma [edades reportadas en Nieto-Obregón et al., 1981].

Por otra parte, el grupo volcánico alcalino e hiperalcalino descrito por Ferrari y colaboradores (2007) está compuesto por lavas riolíticas a riodacíticas de post-subducción en el sector NW de la SMO (Vidal-Solano et al., 2005) mientras que el resto de la misma es formado por basaltos alcalinos fisurales. Este grupo aflora en su mayoría en el sector noroccidental de la SMO y en los bordes de la misma, y se ha interpretado como resultado de la fusión del manto astenosférico como resultado del adelgazamiento cortical asociado a la apertura del Golfo de California [Ferrari, et al., 2007 y referencias ahí citadas].

2.4. Provincias extensionales de la SMO.

La SMO es una provincia geológica que se superpone espacial y temporalmente con la provincia extensional denominada *Basin and Range* al oriente del núcleo no extendido de la SMO y con la Provincia Extensional del Golfo al occidente del mismo (figura 2.2). El evento extensional del Eoceno-Mioceno que afectó a la SMO permitió la exhumación de las rocas de basamento al norte de la provincia así como la exposición de yacimientos minerales del Cretácico y Paleoceno y la formación de sistemas hidrotermales asociados al magmatismo del *flare-up* ignimbrítico que, a su vez, dieron origen a nuevos yacimientos minerales durante el Oligoceno y Mioceno.

La provincia extensional *Basin and Range* afecta buena parte del borde noroccidental de la cordillera norteamericana, extendiéndose desde Canadá hasta el norte de la Faja Volcánica Trans Mexicana. Esta provincia incluye todas las fases de extensión que han afectado al sector occidental de Norteamérica desde el Eoceno. A lo largo de la misma se han identificado dos estilos de extensión que caracterizan a la provincia: (1) la formación de *core-complexes* y (2) la formación de bloques por fallamiento normal de alto ángulo [Parsons, 1995].

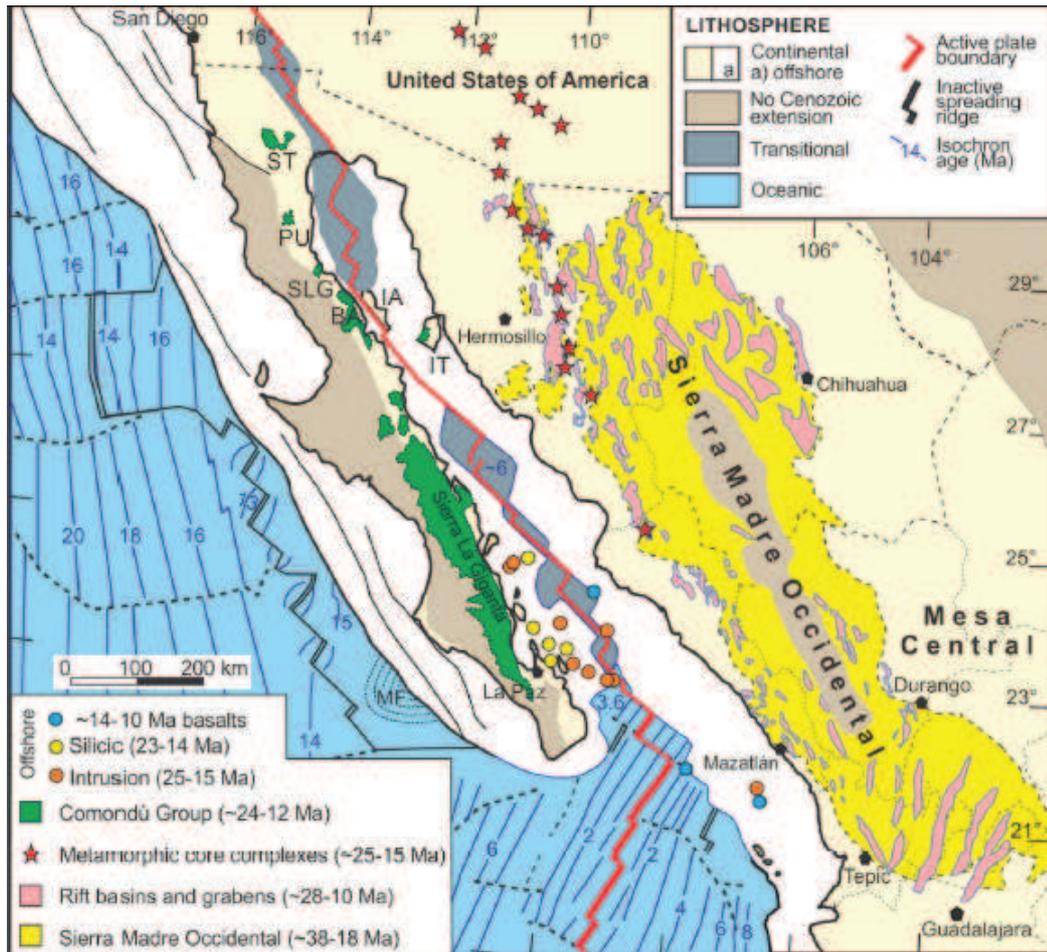


FIGURA 2.2: Distribución del régimen extensional y provincias geológicas asociadas. Tomado de Ferrari et al., 2017

Henry y Aranda (1992) definen la parte mexicana de la provincia como el verdadero *southern Basin and Range*. Mientras que Ferrari y colaboradores (2007) describen la evolución de la tectónica extensional en la SMO observando una migración de NE a SW. Sin embargo, en trabajos más recientes (Ferrari et al., 2013; Duque et al., 2015; Ferrari et al., 2017) se documenta que la extensión afectó la parte oeste de la SMO y la región del futuro Golfo de California en el Oligoceno tardío - Mioceno temprano y se propone que además de una migración existe un progresivo estrechamiento de la zona afectada por la extensión, pasando de un *rift* amplio en el Oligoceno-Mioceno temprano a un “*rift* estrecho” para el Mioceno medio (<18 Ma).

El estudio realizado por Ferrari y colaboradores (2017), muestra que el periodo extensional que afectó a la SMO y culminó con la formación del Golfo de California ocurrió en el periodo de ≈ 50 a 12.5 Ma. Estos autores definen cinco eventos tectono-magmáticos que registran la transición de un régimen convergente, asociado a la Orogenia Laramide,

a uno transtensional.

El primero evento, ocurrido de 100 a 60 Ma, corresponde al registro de un arco magmático cuyos remanentes se pueden observar en los actuales estados de Baja California, Sonora, Chihuahua, Sinaloa, Nayarit y Jalisco.

Un segundo periodo, definido de 50 a 38 Ma, expresa el emplazamiento de magmatismo de bajo volumen que se ha interpretado como resultado de la extensión y fusión del manto litosférico.

Un evento ocurrido entre 38 y 18 Ma caracterizado por la efusión de grandes volúmenes de magmatismo silícico y bimodal caracteriza el tercer periodo tectono-magmático. Este corresponde al periodo de los flare ups ignimbríticos que dieron origen a la SLIP Sierra Madre Occidental. El primer flare-up, ocurrido entre 34 y 28 Ma, parece ser precursor del régimen extensional. Mientras que el segundo flare-up, identificado entre 24 y 18 Ma, indica tener un origen completamente sin-extensional; este último pulso ignimbrítico tiende a concentrarse en el sur de la SMO y se caracteriza por la erupción de basaltos intraplaca asociados a las lavas riolíticas generadas durante este periodo. Estas secuencias representan el registro del vulcanismo de *rift* amplio, debido a que corresponden con el periodo en que el régimen extensional afectó una extensa área del occidente de Norteamérica.

El cuarto evento definido por Ferrari y colaboradores (2017) ocurre entre 18 y 12 Ma, y es descrito como un periodo de vulcanismo predominantemente efusivo de poco volumen y de composición intermedia. Los autores nombran a este evento el *vulcanismo de rift estrecho* debido a que corresponde al tiempo y espacio en que la extensión se concentró en una franja estrecha sobre la que se desarrollaría el Golfo de California.

El último periodo definido por estos autores va desde 12 Ma hasta la actualidad, y es denominado el vulcanismo post-subducción caracterizado por la amplia diversidad magmática, siendo el vulcanismo intraplaca la composición predominante.

El análisis de la evolución del magmatismo y la extensión en el occidente de Norteamérica realizado por Ferrari y colaboradores (2007, 2013, 2017) ha mostrado que la transición del régimen compresional a uno transtensional, comenzada hace 50 Ma, ha sido un proceso continuo que culminó con la apertura del Golfo de California por lo

que las provincias *Basin and Range* y Provincia Extensional del Golfo corresponden a la expresión superficial de un mismo proceso extensional que comenzó como una zona de *rift* amplia para luego concentrarse en una franja estrecha donde se desarrollaría la apertura y formación del Golfo de California.

En este contexto, el graben de Bolaños y estructuras asociadas (figura ??) son el producto del evento tectono-magmático de *rift* amplio ocurrido entre 38 y 18 Ma.

2.5. El Graben de Bolaños

El Graben de Bolaños es una estructura negativa del relieve producto del régimen extensional que afectó el borde occidental de Norteamérica durante el Eoceno-Mioceno, régimen que se superpone espacial y temporalmente con la formación de la provincia silícea SMO. Esta estructura se localiza en el noreste del estado de Jalisco, aproximadamente a 90 km al NNE de Guadalajara (figura 2.3).

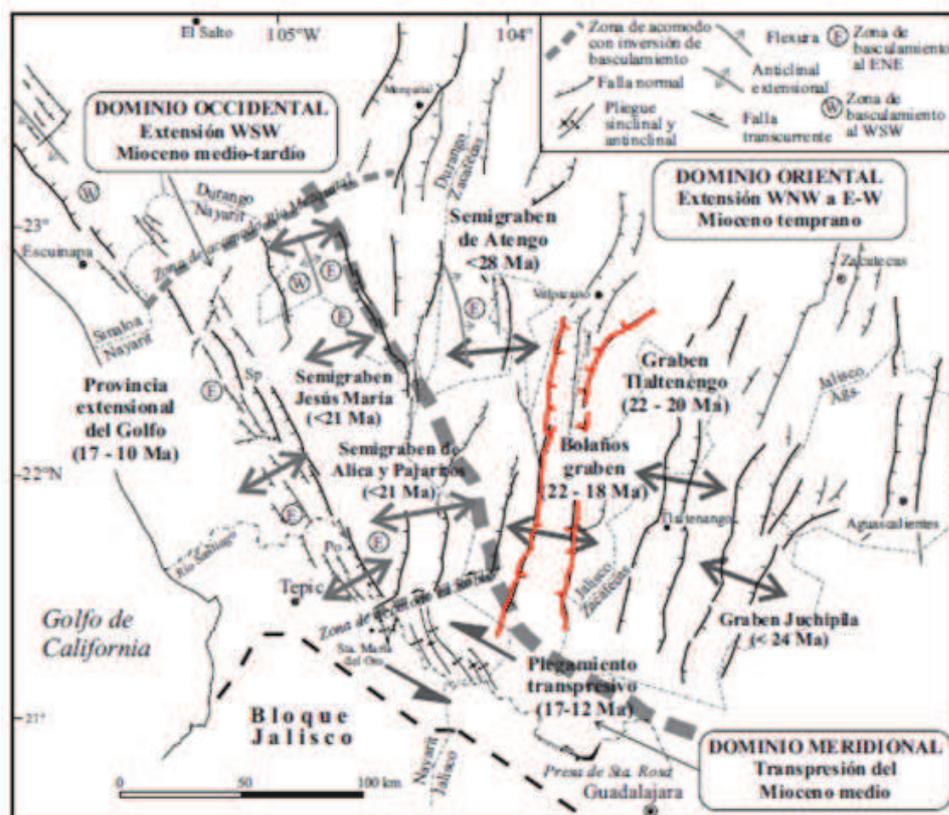


FIGURA 2.3: Ubicación del graben de Bolaños y estructuras asociadas. Modificado de Ferrari et al. (2007).

Éste junto con los grabens de Aguascalientes, Juchipila y Tlaltenango, es representante del estilo extensional de rift amplio definido por Ferrari et al. (2017), caracterizado por la formación de bloques limitados por fallas normales de alto ángulo. De acuerdo con Ferrari y colaboradores (2007 y 2013), el régimen extensional dominó esta región durante el periodo comprendido entre 38 y 18 Ma. Estudios previos regionales han restringido la edad de las unidades volcánicas expuestas en el Graben de Bolaños a un periodo de ≈ 30.1 Ma [Ferrari et al., 2002, 2007, 2013, 2017] a ≈ 18.4 Ma [Ramos-Rosique, 2013], mientras que la temporalidad de la extensión en el graben parece estar acotada al periodo comprendido entre 25 y 23 Ma, de acuerdo con las edades reportadas por Ramos-Rosique (2013), Bryan y colaboradores (2007) y las obtenidas en este estudio para las unidades volcánicas contemporáneas al fallamiento y posteriores al mismo.

La estratigrafía volcánica expuesta en el Graben de Bolaños corresponde en composición y temporalidad con las secuencias del *flare-up* ignimbrítico del Oligoceno-Mioceno descrito por Ferrari y colaboradores (2007; 2017) o al Supergrupo Volcánico Superior de McDowell y Clabaugh (1979). Esta secuencia fue descrita y definida por Lyons (1988) para el sector norte del graben de Bolaños y por Scheubel (1988) en San Martín de Bolaños.

El Graben de Bolaños alberga a dos de los distritos mineros de mayor riqueza histórica: Bolaños y San Martín de Bolaños, cuyos yacimientos han producido importantes cantidades de plata desde la época de la Colonia hasta nuestros días. En el presente estudio se analiza en detalle la estratigrafía volcánica, la temporalidad de la extensión y su relación con el magmatismo y la metalogenia en el distrito Bolaños.

La estratigrafía local del distrito Bolaños está dominada por secuencias de ignimbritas silíceas, flujos, diques y domos riolíticos asociados a grandes paquetes de flujos basálticos que cubren gran parte de la región. Lyons (1988) definió al menos 10 unidades litoestratigráficas para este distrito, mismas que son descritas, fechadas y cartografiadas en el presente estudio.

Capítulo 3

Estratigrafía volcánica del distrito minero Bolaños

3.1. Introducción

Aún cuando la estratigrafía volcánica de la SMO data desde el Cretácico (capítulo previo), en la zona de estudio solamente afloran secuencias volcánicas pertenecientes al Supergrupo Volcánico Superior, constituidas por las coladas de lavas máficas asociadas a los *flare-up* ignimbríticos, que constituyen las rocas dominantes expuestas a lo largo del graben, con mayor claridad en los distritos mineros de Bolaños y San Martín de Bolaños.

Lyons (1988) realizó la primera descripción formal de la estratigrafía del distrito minero Bolaños definiendo 15 unidades litoestratigráficas contenidas en tres grupos: (1) Secuencia Soldada Inferior, conformada por las Tobas Soldadas Tempranas (Ig. Veta Rica, en este estudio), la Ignimbrita Bolaños, y las unidades Borrotes y El Realito, (2) Formación Guásima, conformado por los flujos lávicos intercalados con tobas; (3) Grupo Huichol, formado por las unidades Alacrán, Carboneras, Chimal, San Martín y Huila.

En dicho trabajo el autor presenta una primera hipótesis sobre el origen de la mineralización y su relación con las intrusiones riolíticas, las cuales parecen estar estrechamente relacionadas con los pulsos de mineralización y extensión local. Contemporáneamente, Scheubel (1988) realizó la descripción estratigráfica, tectónica y estructural del distrito de San Martín de Bolaños, correlacionando algunas de las unidades descritas por Lyons con el fin de constreñir la temporalidad de la mineralización en ambos distritos e identificar el origen de la misma. Por otra parte, Gutiérrez-Palomares (2008) realizó la

descripción y cartografía de la Ignimbrita Alacrán, cuya formación se presume contemporánea con la extensión E-W y cuyo origen se interpretó como producto de erupciones fisurales asociadas a la tectónica extensional.

En el presente estudio se realizó el reconocimiento, descripción, cartografía e interpretación de algunas de las unidades litoestratigráficas descritas previamente por Lyons (1988) y, con base en las observaciones de campo realizadas y la nueva información geocronológica (este estudio y Ramos-Rosique; 2013), se propone una actualización de la columna estratigráfica local.

Durante la campaña de cartografía se lograron identificar, cartografiar y describir las siguientes unidades en orden estratigráfico: Tobas Soldadas Tempranas (secuencia para la cual se propone el nombre formal de Ignimbrita Veta Rica), Ignimbrita Bolaños (miembros inferior, medio y superior), Ignimbrita Borrotes, Ignimbrita El Realito (la cual se propone separar de la Ignimbrita Borrotes debido a que se consideran dos eventos de distinta procedencia), Formación Guásima, Ignimbrita Alacrán, Ignimbrita Carboneras, Complejo de Intrusiones Riolíticas (grupo en el que se engloban los distintos domos y flujos riolíticos que afloran en la región), Basalto Huila Inferior, Ignimbrita Chimal, Basalto Huila Superior, Ignimbrita San Martín y Formación Mexquitic. En este capítulo se presenta una descripción detallada de cada una de estas unidades con base en las observaciones de campo realizadas, tanto en superficie como en interior mina. La columna estratigráfica del área de estudio se resume en la figura 3.1

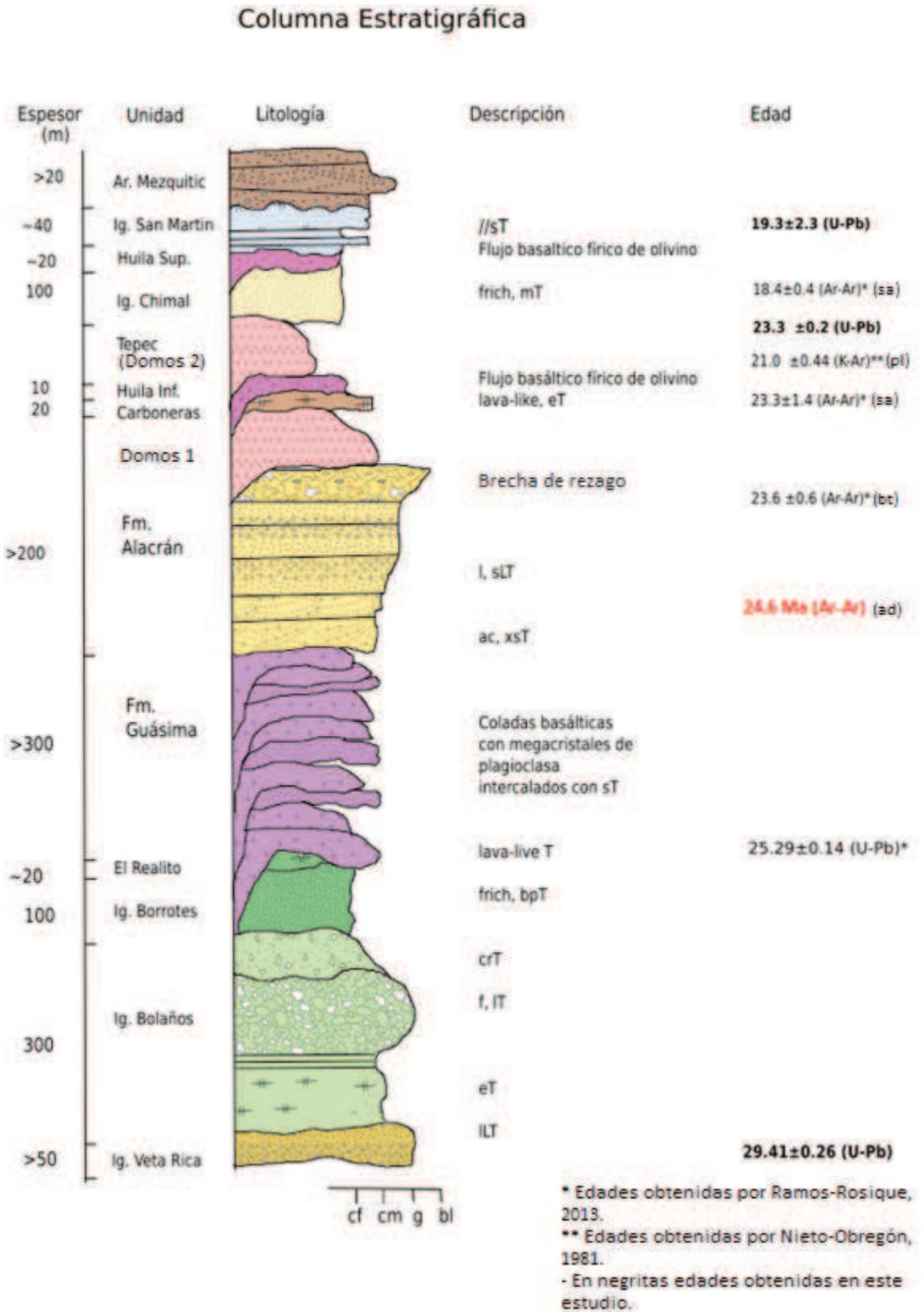


FIGURA 3.1: Columna estratigráfica esquemática que resume las relaciones estratigráficas entre las unidades volcánicas del distrito minero Bolaños. Anexo e reportan las edades magmáticas o de enfriamiento de cada unidad fechada hasta el momento por distintos autores y este estudio.

3.2. Secuencia Volcánica del distrito minero Bolaños.

3.2.1. Ignimbrita Veta Rica (*Early Welded Tuffs*)

Early Welded Tuffs o Tobas Soldadas Tempranas es el término definido por Lyons (1988) para identificar a la secuencia de tobas soldadas más antiguas que afloran en la región que se encuentran subyaciendo concordantemente a la Ignimbrita Bolaños. Esta secuencia constituye la unidad más antigua identificada en afloramiento, en barreno y en interior mina, siendo, junto con la Ignimbrita Bolaños, una de las principales rocas encajonantes en el yacimiento de mina San José (antes Barranco) y, en menor medida, en el yacimiento El Alacrán (ubicación de minas en capítulo 9).

Esta unidad aflora al este de Huilacatlán, sobre el camino a la mina El Alacrán, a lo largo de un tramo de cerca de 1 km de longitud, presentando un espesor mínimo de 40 metros; mientras que en interior mina se puede seguir con claridad a una profundidad menor a 20 metros en las minas San José y la Blanquita, mientras que en mina El Alacrán esta secuencia se localiza a una profundidad aproximada de 1 km, cortada por barrenos de exploración perforados en interior mina, presentando un espesor mínimo de 40 m. Debido a que esta unidad es cartografiable en superficie y en interior mina, se propone el término Ignimbrita Veta Rica como nombre formal para esta unidad volcánica debido a que el principal afloramiento en donde se localiza se encuentra ubicado a 50 m al este del tiro de la mina abandonada "La Veta Rica".

Descripción de la unidad

Durante el análisis de núcleos de barrenación, se identificó un contacto concordante con la formación suprayacente, definido por una capa caracterizada por la presencia de esferulitas de aproximadamente 15 cm de espesor que se interpreta como la base de la Ignimbrita Bolaños.

La Ignimbrita Veta Rica consiste de una ignimbrita soldada de color gris azulado oscuro de matriz intensamente soldada (que conforma cerca del 50 % de la roca) de textura eutaxítica, en la que se observan fenocristales euédricos a subédricos alterados de sanidino, con tamaños de 1 a 2 mm y, en menor medida, cristales subédricos de cuarzo menores a 1 mm de diámetro. Todos los fenocristales se encuentran contenidos en la matriz de la roca, como cristales individuales. Se estima una proporción de cristales de cerca del 5 % de sanidino, y menos de 2 % de cuarzo.

Contiene además pómez atenuadas y alargadas de cerca de 1 cm de longitud, de color blanco y aspecto arcilloso, que componen cerca del 15% de la roca, produciendo una textura eutaxítica moderada. Así mismo, esta unidad contiene fragmentos líticos de lavas afíricas de color gris oscuro, de tamaño variable entre 2 y 10 mm de diámetro, de forma subredondeada; la abundancia de estos fragmentos oscila entre el 8% y 10% de la roca total. Esta roca contiene sulfuros diseminados, siendo el principal la piritita, además de presentar agilización y silicificación moderada de los sanidinos y la matriz.



FIGURA 3.2: a) Afloramiento de la unidad Veta Rica en el plano de falla Veta Rica. b) Comparación de Ignimbrita Bolaños Inferior e Ignimbrita Veta Rica en núcleos de barrenación.

En una pared vertical al oriente del tiro Veta Rica, entre los poblados de Huilacatlán y Tepec, se identificó una unidad volcánica de características similares y estratigráficamente equivalente. Esta consiste de una ignimbrita soldada lítica pobre en cristales, de color violeta azulado claro, con agilización de moderada a intensa. La roca presenta un color blanco ligeramente teñido de lila, su color original no se reconoce en esta zona debido a su proximidad con la zona mineralizada. Tiene una matriz intensamente silicificada y soldada que contiene fenocristales de plagioclasa, sanidino y cuarzo. Los cristales de plagioclasa se presentan en formas euédricas a subédricas, en tamaños de entre 2 y 5 mm de longitud con una abundancia de entre el 5% y el 8%, los de sanidino son euédricos a subédricos y se encuentran en tamaños de 2 a 4 mm con una abundancia de menos del 5%; los cristales de cuarzo son principalmente subedrales y redondeados, en tamaños menores a 1mm, con una abundancia de menos del 5% (figura 3.2 b).

El contenido de pómez en la muestra es menor al 2% y éstas se encuentran intensamente comprimidas y argilizadas, sin embargo dada su baja abundancia no se llega a desarrollar la textura eutaxítica en la roca, siendo más bien una ignimbrita lítica. Los fragmentos líticos son principalmente de rocas volcánicas, éstos son subredondeados, en tamaños menores a 5 mm y con una abundancia del 10-15% de la roca. La roca es matriz soportada, conformada por una matriz de ceniza y vidrio volcánico, intensamente soldada que conforma más del 50% de la roca, clasificándola como una toba soldada lítica.

Interpretación

Tanto la unidad de barreno como la que aflora en el tiro Veta Rica son correlacionables debido a su posición estratigráfica, y aunque las variaciones texturales son marcadas, la mineralogía de los fenocristales se conserva indicando que muy probablemente se trata del mismo flujo piroclástico. Estas variaciones texturales se interpretan como distintas facies de un mismo flujo piroclástico.

3.2.2. Ignimbrita Bolaños

Sobreyaciendo a la Ignimbrita Veta Rica se encuentra un paquete ignimbrítico de alto grado de soldadura, nombrado por Lyons (1988) como Toba Bolaños. Esta unidad se deposita sobre la Ignimbrita Veta Rica en contacto estratigráfico concordante, el cual ha sido descrito en barrenos y es observable en interior mina en las minas Alacrán, San José y La Blanquita.

Con base en sus características texturales, contenido de cristales y grado de soldadura, esta formación ha sido dividida en tres miembros: Bolaños Inferior, Bolaños Medio y Bolaños Superior (Lyons, 1988). La Ignimbrita Bolaños aflora al este del poblado del mismo nombre, a lo largo de la carretera hacia Huilacatlán en un tramo de 1 km de longitud; así mismo, también es observable en un sector del camino a Mina El Alacrán, formando la base del cerro Pajaritos. Esta unidad tiene un espesor medio de 300 m, aumentando su espesor hacia el sur del distrito, en donde llega a ser de hasta 350 m según las obras subterráneas de Mina San José.

Miembro Bolaños Inferior

El miembro más antiguo de esta formación consiste de una ignimbrita soldada pobre en cristales de color púrpura rojiza, cuya principal característica es el desarrollo marcado de la foliación eutaxítica debida a la intensa atenuación de las pómez. La base de esta secuencia consiste de una capa esferulítica de espesor variable entre 15 y 50 cm que se encuentran concordantemente sobre la ignimbrita Veta Rica. El espesor estimado para esta unidad es de al menos 100 m, de acuerdo con su distribución en interior mina y la información disponible de los núcleos de barrenación.

Se distingue de la Ignimbrita Veta Rica (*Early Welded Tuffs*) en el color, siendo esta de un color púrpura rojizo que contrasta con el gris azulado de la Ignimbrita Veta Rica; otra característica es el mayor desarrollo de textura eutaxítica y el contenido mineralógico, ya que esta unidad solamente contiene fenocristales de sanidino y plagioclasa, euédricos a subédricos, de entre 2 y 4 mm de longitud, con una abundancia del 15 % de la roca, mientras que la Ignimbrita Veta Rica presenta fenocristales de cuarzo en abundancia variable.



FIGURA 3.3: a) Afloramiento intensamente fracturado Bolaños Inferior. b) Muestras de mano del miembro Bolaños Inferior con textura eutaxítica.

Este miembro tiene un contenido prácticamente nulo de fragmentos líticos, y presenta una abundancia del 10 al 15 % de pómez atenuadas y ampliamente elongadas. La pómez se encuentra muy elongada y soldada, rellena parcialmente por sulfuros y calcita, con longitud de más de 5 cm, debido a la intensa compactación; esta característica produce la textura eutaxítica típica de este miembro (figura 3.3 b).

La matriz presenta un grado de soldadura intenso y un aspecto uniforme que conforma alrededor del 60 % de la roca, clasificándola como una toba con cristales de sanidino muy

soldada. Esta roca se encuentra silicificada y en los fenocristales se observa el desarrollo de argilización incipiente, esto y la precipitación de sulfuros en el centro de los *fiammes* indica la alteración de la roca por fluidos hidrotermales.

Miembro Bolaños Medio

Sobre el miembro Bolaños Inferior se encuentra concordantemente el miembro Bolaños Medio, que consiste en una ignimbrita lítica de alto grado de soldadura de textura fluidal y enriquecida en fragmentos líticos parcialmente asimilados. Lyons (1988) divide a este miembro en tres unidades de enfriamiento con base en sus características texturales, siendo las dos unidades inferiores cuerpos ricos en fragmentos líticos, soldados, separados por tobas verdes a rosadas, estratificadas y pobres en cristales, de 2 a 10 m de espesor, que se presentan en estratos de espesor variable entre 70 cm y 3 m. Por su parte, la unidad superior de este miembro consiste de una toba afanítica de 10 a 15 m de espesor.

Al igual que el miembro Inferior, este miembro contiene *fiammes* constituidas por pómez de 1 a 3 cm de longitud, pero notablemente menos compactadas y completamente soldadas, sin rellenos de minerales secundarios que conforman cerca del 25 % de la roca. Así mismo, en lámina delgada son observables algunos fenocristales de sanidino con una abundancia menor al 2 %. La matriz de este miembro se distribuye entre los fragmentos líticos, y se encuentra intensamente soldada. Conforman menos del 20 % de la roca en las unidades soldadas, mientras que en las unidades no soldadas la matriz constituye más del 60 % de la roca.

Miembro Bolaños Superior

El miembro Bolaños Superior consiste en una ignimbrita soldada rica en cristales euédricos de feldespato de 2 a 3 mm ($\approx 35\%$), con proporciones menores de fragmentos líticos ($<10\%$) y pómez colapsadas en una proporción menor al 15 %, contenidos en una matriz intensamente soldada. El color de esta unidad es marrón rojizo llegando a ser blancuzco en las zonas de mayor alteración. El miembro superior de la Fm. Bolaños se ha identificado a una profundidad de 300 m en la mina El Alacrán, siendo parte de la roca en el bloque de piso que encajona a la veta Alacrán.

Interpretación

De acuerdo con las características texturales, mineralógicas y los distintos grados de soldadura de los distintos miembros que constituyen esta unidad, la Formación Bolaños

se interpreta como un paquete de flujos piroclásticos producto de erupciones cercanas en el tiempo.

Por otra parte, dada la uniformidad del espesor, la buena clasificación, la estratificación y laminación uniformes observada en las tobas no soldadas que forman parte del miembro medio de la formación, éstas se han interpretado como depósitos de caída intercalados con los flujos piroclásticos.



FIGURA 3.4: Afloramiento de la Toba Borrotes, se puede observar la ligera inclinación de las capas y la pseudo-estratificación de la misma.

3.2.3. Ignimbrita Borrotes

La Ignimbrita Borrotes consiste en una toba afírica no soldada, compuesta principalmente por ceniza y fragmentos líticos de tamaño de arena fina. Es una secuencia de depósitos piroclásticos con estratificación plana paralela, de color variable entre verde claro y marrón rojizo (figura 3.4), ésta se encuentra conformada por estratos de alrededor de 2 m de espesor o mayor.

Esta secuencia está conformada casi totalmente por pseudo-estratos de ceniza fina ligeramente soldada, contiene menos del 1 % de fenocristales de feldespatos y el contenido de pómez colapsadas está restringido sólo a algunos estratos en los que se observan pómez de menos de 3 cm de longitud, que, en general, son escasas. En algunos estratos se puede observar una gradación normal de los fragmentos líticos, además de una abundancia

mayor de pómez en los estratos de color claro.

Presenta un espesor mínimo de 50 m, y aflora a lo largo de 2 km de la carretera Bolaños-Huilacatlán, misma en que se encuentran bloques caídos de esta unidad. El afloramiento tipo de esta secuencia se encuentra en el rancho Los Borrotes de Abajo, al este del cerro El Comité.

El contacto con la Ignimbrita Bolaños es desconocido en afloramiento, mientras que en barreno e interior mina el contacto es por falla. Esta secuencia cambia transicionalmente a la Formación Guásima, formada por una intercalación de flujos e intrusiones basálticas y tobas.

Interpretación

La estratificación subparalela y la buena clasificación de cada pseudo-estrato indican que el depósito de los flujos piroclásticos fue dominado por tracción, y difiere de los depósitos de caída en la continuidad de la laminación.

3.2.4. Ignimbrita El Realito

Lyons (1988) define un miembro superior en la Ignimbrita Borrotes denominado El Realito, éste consiste de una ignimbrita soldada eutaxítica y reomórfica, para fines de este estudio se mapeó dentro de la Ignimbrita Borrotes. Esta unidad tiene su afloramiento tipo sobre el Arroyo El Realito, aproximadamente a 1.5 km al norte de la Hacienda de Borrotes (ver distribución en mapa geológico anexo).

Esta unidad se deposita discontinua y concordantemente sobre la Ignimbrita Borrotes, consiste en un cuerpo tabular de al menos 5 m de espesor, de color rojizo-rosado, de matriz intensamente soldada que contiene abundantes fenocristales subédricos de cuarzo y de feldespatos argilizados que se presentan en tamaños de 1 a 2 mm de diámetro, con una abundancia aproximada del 5%.

Una de las características principales de esta unidad es el desarrollo de foliación eutaxítica, formada por el colapso de pómez que producen *fiammes* de 2-15 mm de longitud, que conforman cerca del 3% de la roca. Esta ignimbrita es pobre en fragmentos líticos, y los

fragmentos que contiene son de menos de 3 mm de longitud. La Ignimbrita El Realito contiene una zona rica en esferulitas hacia la base.

Interpretación

La textura eutaxítica y el alto grado de soldadura de esta ignimbrita indican que es producto del depósito de un flujo piroclástico de alta temperatura o de alto grado de compactación durante el enfriamiento del mismo, cuya fuente probablemente se encuentre hacia el noreste de la Hacienda de Borrotes, zona hacia la que se engrosa esta secuencia.

Debido a que es una unidad de mayor grado de soldadura, que se distribuye de manera irregular y discontinua sobre la Ignimbrita Borrotes, además de que difiere de ésta mineralógica y texturalmente, se interpreta como un flujo piroclástico de origen desconocido y diferente al de la unidad Borrotes, por lo que se propone considerarla como una unidad litoestratigráfica independiente.

3.2.5. Formación Guásima

Se denomina como Formación Guásima a la secuencia de flujos basálticos, intrusiones riolíticas y tobas, previamente descritos por Lyons (1988) como flujos basálticos y andesíticos intercalados con capas de brechas y tobas. El estudio realizado por Ramos-Rosique (2013) demostró que la composición de estos flujos es esencialmente basáltica.

La Formación Guásima consiste de una intercalación de al menos 300 m de espesor de flujos basálticos porfídicos y tobas no soldadas que a su vez son intrusionados por diques y *plugs* riolíticos de pequeña escala. Esta secuencia aflora en gran parte de la zona de estudio, a ambos lados del Río Bolaños, siendo mayor su expresión superficial desde el rancho La Guásima hasta el rancho Los Borrotes de Abajo, zona en que se observa en contacto transicional que consiste en una intercalación rítmica de la Ignimbrita Borrotes con los primeros flujos basálticos de esta unidad (figura 3.5).

La Formación Guásima está formada por una secuencia de flujos basálticos fíricos de entre 1 y 3 m de espesor intercalados con cuerpos tabulares de menos de 1m de espesor de tobas deleznales de color variable entre verde y beige.



FIGURA 3.5: a) Intercalación de basaltos y tobas Fm Guásima, b) Dique intemperizado, c) Muestra de mano al fresco, con matriz microcristalina, d) Afloramiento de los basaltos Guásima sobre el Arroyo El Realito, e) Horizonte de paleosuelo entre dos flujos basálticos.

Los basaltos que conforman la mayor parte de esta secuencia consisten de cuerpos tabulares de espesor variable entre 1 y 3 m, de textura porfídica con matriz microcristalina que contienen megacristales euédricos de plagioclasa de alrededor de 2 cm de longitud, éstos se encuentran parcialmente redondeados en los bordes. La vesicularidad entre los flujos varía desde menos del 5 % hasta un máximo del 25 %; las vesículas en su mayoría son redondas y algunas están completamente rellenas por calcita y otras por arcilla endurecida de color verde produciendo la textura amigdaloides en algunos de los basaltos. En su mayoría, los flujos se encuentran moderadamente intemperizados.

Por su parte, las tobas de esta formación se depositan concordantemente sobre los flujos, formando cuerpos tabulares de menos de 1 m de espesor, y están formadas por ceniza fina con un contenido bajo de fenocristales milimétricos de plagioclasa. El color de estas tobas varía de verde pálido a beige. La intercalación de estos cuerpos es una de las características distintivas de la Formación Guásima, que permite diferenciarla de los flujos basálticos Huila.

En algunos afloramientos se observa el desarrollo de pseudo-peperitas en los bordes de algunos flujos. Éstas son comunes y de espesor moderado, en general se observa continuidad entre los distintos flujos lávicos (figura 3.5 e). La cima de la Formación Guásima es de color claro y consiste en un flujo basáltico con peperitas que es cubierto concordantemente por la Ignimbrita Alacrán. El contacto entre estas unidades se encuentra bien expuesto en la base del Cerro Águila, sitio en donde se observa una peperita sobreyacida discordantemente por oleadas piroclásticas que marcan el inicio del depósito de la Formación Alacrán.

Interpretación

La secuencia de coladas máficas y tobas que conforma la Formación Guásima se interpreta como el producto de un evento eruptivo mayoritariamente efusivo, posiblemente de una erupción pulsante que produjo la intercalación de material piroclástico y flujos de lava.

Por otra parte, la formación de peperitas indica que al momento de las erupciones ya existían bajos estructurales en el relieve que permitieron acumulaciones de agua en pequeños lagos y cuencas fluviales, en los que los sedimentos saturados de agua al entrar en contacto con las coladas basálticas formaron los horizontes de peperitas. La presencia de estas rocas indica que la extensión en la región ya había comenzado antes de la erupción de los flujos basálticos de la Formación Guásima y que el proceso de subsidencia se encontraba activo durante la emisión de estos magmas.

Por otra parte, la presencia de los flujos lávicos basálticos con proporciones menores de vulcanismo riolítico, es decir un vulcanismo bimodal, se asocia a la tectónica extensional que dominó la región durante el Oligoceno-Mioceno.

3.2.6. Formación Alacrán

La Formación Alacrán constituye el primer miembro del Grupo Huichol, definido por Lyons en 1988; ésta incluye tanto a los flujos y oleadas piroclásticas Alacrán así como a los flujos riolíticos post-ignimbríticos. El afloramiento tipo de esta unidad se reconoce en las faldas del Cerro El Águila, sitio en que queda expuesta la secuencia desde su base. En este sitio es posible identificar claramente el contacto con la cima de la Formación Guásima, el cual es un contacto estratigráfico concordante (figura 3.6 a).

Esta unidad tiene una distribución muy extensa, cubriendo más de 300 km² de manera discontinua debido a la extensión ocurrida en la región. Esta unidad ha sido identificada en ambos lados del graben, siendo mayor su espesor hacia el noreste, en el lado oriental del graben (ver mapa geológico anexo). Tiene un espesor aproximado de 200 m en la región de Bolaños, llegando a ser de hasta 600 m al este del Arroyo El Realito, cerca de la mina La Iguana.

Depósitos piroclásticos: Ignimbrita Alacrán

La secuencia de depósitos piroclásticos de esta unidad comienza con un cuerpo irregular de matriz de grano fino que contiene fragmentos líticos angulosos de basaltos amigdaloides y pómez redondeadas de 5 mm de diámetro. El espesor medio de esta capa es de 1.5 m.

Inmediatamente sobre este cuerpo se deposita un paquete de oleadas piroclásticas (*surge*) de color rojizo a rosado, conformado por cuerpos tabulares con estratificación ondulada y cruzada de bajo ángulo, de 5 a 10 cm de espesor, formados de ceniza fina, fenocristales milimétricos de feldespato, biotita y cuarzo; algunos de estos horizontes presentan lapilli acrecional de menos de 5 mm de diámetro. Este paquete es deformado en algunos sitios por balísticos de hasta 50 cm de diámetro, formados por bombas basálticas y grandes clastos líticos. Este paquete tiene un espesor de 1.2 m, y constituye una de las características principales de esta unidad.

Concordantemente sobre los depósitos de *surge* se depositan capas tabulares de entre 2 y 4 m de espesor de flujos piroclásticos densos que conforman la parte principal de la Formación Alacrán. Estos consisten en tobas, tobas de lapilli y tobas líticas en cuerpos tabulares, con colores variables entre blanco rosado y amarillento, con un contenido

variable de fragmentos líticos cuya granulometría va desde menos de 1 mm hasta fragmentos de varios centímetros de diámetro. El contenido de pómez es variable también; estos consisten de fragmentos subangulosos de hasta 1 cm de longitud, no atenuados o muy poco atenuados que llegan a formar hasta el 10 % de roca total en algunos horizontes. Esta secuencia constituye el paquete más grueso de los depósitos piroclásticos de la Fm. Alacrán. Ocasionalmente se observa la intercalación de depósitos de surge entre las capas de flujos piroclásticos.

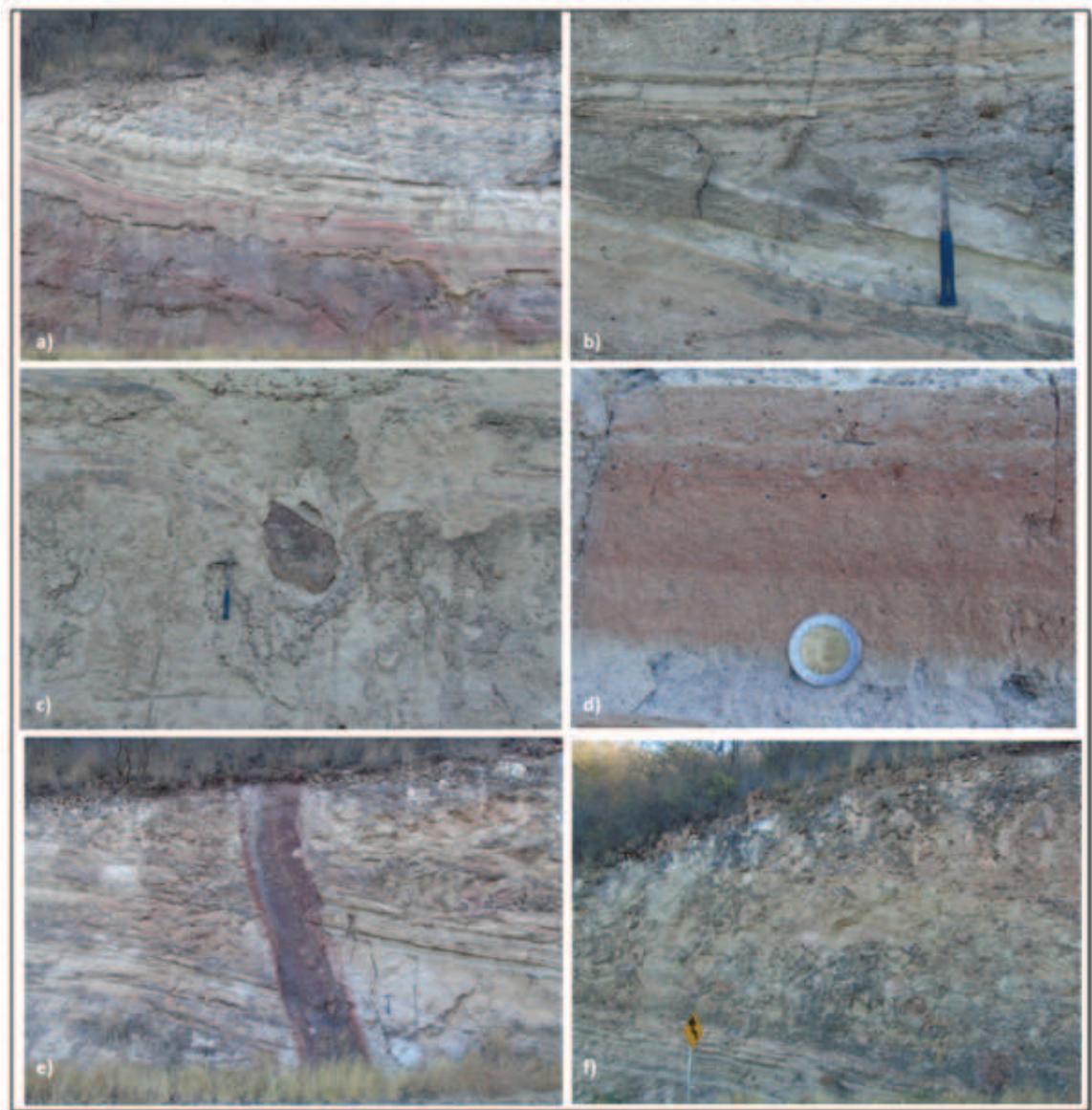


FIGURA 3.6: a) Secuencia de *surges* a la base de la Fm. Alacrán discordante sobre una peperita, se observa a la derecha el desplazamiento por fallamiento normal, b) Estratificación cruzada en la secuencia de *surges*, c) Bloque balístico deformando un depósito no consolidado, d) Acercamiento a un horizonte de surge en el que se puede observar lapilli acrecional, e) dique basáltico emplazado sobre un plano de falla que intrusión a la secuencia de *surges*, f) Brecha de rezago depositada concordantemente sobre depósitos piroclásticos.

La secuencia piroclástica de la Fm. Alacrán es afectada por múltiples intrusiones de diques basálticos de 1-3 m de potencia, que se encuentran alterados por lo que no se observan fenocristales ni la estructura primaria de la roca. Concordantemente sobre la secuencia piroclástica se deposita una brecha de rezago, de al menos 3 m de espesor, formada por clastos líticos angulosos, en su mayoría de riolitas con *flow banding*, embebidos en una matriz arcillosa (figura 3.6 f), sobre esta unidad se emplazan los flujos riolíticos que conforman el segundo miembro de esta formación.



FIGURA 3.7: a) Vista panorámica del cerro La Bufa en que se observa el contacto del flujo riolítico emplazado sobre la secuencia ignimbrítica Alacrán, b) el mismo contacto se observa en el cerro La Cumbre.

Complejos de domos y flujos riolíticos Alacrán

Los flujos riolíticos que intrusionan y cubren al paquete piroclástico Alacrán han sido divididos con base en su distribución espacial (fuente). Éstos se describen a continuación.

Complejo Riolítico El Águila

Se nombra como Complejo Riolítico El Águila a los domos El Águila, La Cumbre y La Bufa. Estos domos riolíticos consisten en un flujo sub-horizontal de lava viscosa, que

presenta bandeamiento por flujo; el color de esta unidad es variable de gris a rosado y contiene fenocristales euédricos de 3-5 mm de diámetro de cuarzo y feldespatos.

En el escarpe del cerro La Bufa se puede observar claramente como el flujo riolítico cubre parcialmente a la secuencia piroclástica Alacrán. Esta misma relación es observable en la cima de la Mesa de Goteras, en el cerro Pajaritos y en el cerro El Águila por lo que este grupo de intrusiones riolíticas se interpreta como un mismo flujo fragmentado y separado por el fallamiento NE-SW (figura 3.7 y mapa geológico anexo).

Complejo Riolítico La Leona

El complejo de domos y flujos riolíticos La Leona es uno de los más grandes que se encuentran en la región, cubriendo cerca de 50 km² del norte y noroeste del graben de Bolaños. Este consta de un gran número de domos y al menos un flujo riolítico que se distinguen del Complejo de domos Los Machetes (descrito más adelante) en el color rojizo y el tamaño de las esferulitas contenidas en éstos últimos. Lo domos de este complejo consisten en protuberancias semicirculares alineados con un rumbo general N-S, formados de lavas riolíticas con bandeamiento por flujo de bajo ángulo y pobres en fenocristales, de matriz holohialina claramente desvitrificada. Contienen escasos fenocristales de sanidino (<1%), subédricos y de tamaños menores a 1 mm, contenidos en una matriz bandeada de color rojizo y gris claro, rica en esferulitas de 3 mm de diámetro promedio (figura 3.8). Éstos se encuentran visiblemente menos alterados que las rocas del Complejo de domos Los Machetes, y aún conservan su color al fresco.



FIGURA 3.8: Textura de bandeamiento por flujo en flujo riolítico El Refugio

El Complejo Riolítico La Leona constituye el paquete de intrusiones riolíticas más extenso de la región; en este se han encontrado una gran cantidad de indicadores de mineralización, como alteración argílica intensa y vetillas de calcedonia bandeada; así mismo se pueden observar varias minas abandonadas en la región de afloramiento.

Diques y flujos La Iguana

El cuerpo denominado por Lyons (1988) como Intrusivo Iguana consiste en un enjambre de diques riolíticos semi verticales que intrusionan a la Fm. Guásima y a la secuencia piroclástica Alacrán, estos diques son los alimentadores de un pequeño domo emplazado en el vértice suroccidental del cerro El Cascabel.

Las intrusiones La Iguana consisten en riolitas con bandeamiento por flujo, de matriz vítrea con fenocristales de cuarzo y sanidino, estos últimos argilizados, en una proporción del 5 % de la roca total. En esta misma región se localiza la mina La Iguana, actualmente abandonada, cuya mineralización se encuentra encajonada en la secuencia piroclástica Alacrán. En el interior de esta mina se pueden observar varios diques riolíticos de menos de 1 m de espesor intensamente propilitizados indicando un emplazamiento previo a la mineralización.

Domo El Comité

El domo El Comité consiste en una estructura semicircular localizada en el sector oriental del graben de Bolaños, entre los poblados de Bolaños y Chimaltitán, emplazado sobre flujos basálticos pertenecientes a la Fm. Guásima. Consiste en una riolita africa intensamente argilizada, formada en un 90 % por esferulitas de hasta 1 cm de diámetro.

Esta estructura se emplaza sobre la traza del límite oriental del Graben de Bolaños, por lo que se infiere que su origen puede ser el magmatismo fisural del último evento extensional de la región.

Interpretación

Las pseudo-peperitas y oleadas piroclásticas que conforman la base de la secuencia piroclástica Alacrán expresan un origen inicialmente freatomagmático que posteriormente evoluciona hasta llegar a ser netamente magmático.

Estas secuencias han sido interpretadas como resultado de erupciones fisurales asociadas al régimen extensional predominante durante el periodo eruptivo, por lo que la Ignimbrita Alacrán se interpreta como el registro geológico del vulcanismo extensional. La edad Ar-Ar obtenida por Gutiérrez-Palomares (2008, no pub.) para la Ignimbrita Alacrán es de 25.2 ± 0.3 Ma, mientras que Ramos-Rosique (2013) reporta una edad Ar-Ar de 23.6 ± 0.6 Ma para la misma unidad.

Las secuencias piroclásticas de la Ignimbrita Alacrán se adelgazan hacia el SW, del lado occidental del graben, y su mayor espesor observado en campo se encuentra hacia el NE, así mismo el tamaño de los clastos líticos aumenta en la misma dirección indicando que la fuente posiblemente se encuentre asociada a fisuras en el área inmediatamente al norte de Bolaños.

Las intrusiones riolíticas que coronan la Fm. Alacrán constituyen el reflejo del magmatismo sin-extensional de dos periodos: un primer evento NW-SE, asociado a la mineralización, y un segundo evento E-W, asociado a la extensión regional y formación del graben.

El primero evento es representado por el Complejo Riolítico El Águila, cuya distribución espacial y relación con la secuencia piroclástica Alacrán indican un origen previo a la extensión E-W, y posiblemente simultáneo al evento extensional que produjo las estructuras NW-SE, mismas en las que se encuentra la mineralización.

Por otra parte, el evento extensional N-S quedaría representado por los domos de los complejos, Los Machetes, Agua Milpa, El Comité y Tepec (ver mapa en anexo A), emplazados sobre los límites del graben. La distribución espacial de estos cuerpos indica que posiblemente fueron alimentados por las fallas regionales N-S que definen los límites del Graben de Bolaños.

3.2.7. Ignimbrita Carboneras

La Ignimbrita Carboneras consiste en una ignimbrita fírica intensamente soldada, cuyo afloramiento tipo se localiza sobre el cauce del Río Carboneras, a 1.5 km al norte de Chimaltitán. Su contacto con la Formación Alacrán no está bien establecido, aunque parece cubrir parcialmente el domo El Comité, el cual forma parte de los complejos riolíticos del miembro superior de la Fm. Alacrán.

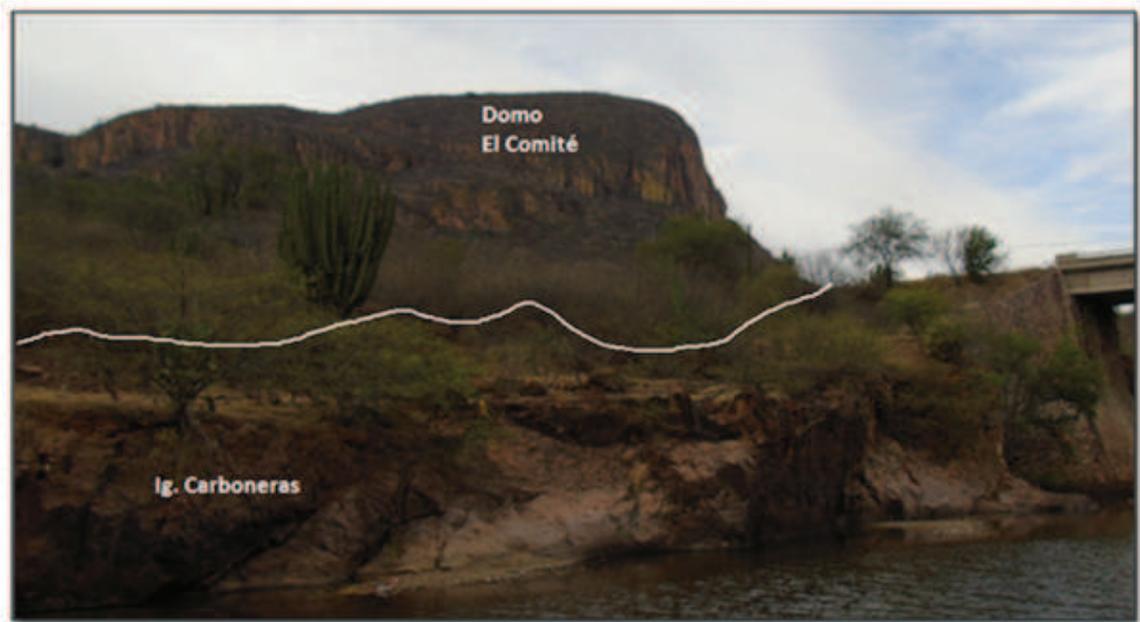


FIGURA 3.9: Vista panorámica de la Ignimbrita Carboneras, al fondo se observa el domo El Comité.

Consiste en una secuencia de flujos piroclásticos tabulares de menos de 50 m de espesor, conformado por capas ignimbríticas de color marrón rojizo, de textura porfídica. Esta ignimbrita presenta una matriz intensamente soldada con fenocristales euédricos de sanidino y, en menor medida, de cuarzo con una abundancia de menos del 5 % y un tamaño promedio de 1 mm de longitud. Esta roca contiene pocos fragmentos líticos redondeados, de menos de 2 mm de diámetro y con una abundancia de menos de 5 %. Las pómez de esta ignimbrita se encuentran moderada a intensamente atenuadas, la longitud de estas es menor a 3 cm y su abundancia es de cerca del 7 % (figura 3.9).

Interpretación

La Ignimbrita Carboneras se interpreta como un flujo piroclástico denso de alta temperatura, de fuente desconocida y distribución espacial limitada. Dada su limitada expresión superficial, esta unidad podría considerarse como resultado de erupciones fisurales de la extensión E-W.

Así mismo, las edades reportadas para esta unidad por Ramos-Rosique (2013) muestran un traslape temporal con la edad de la Ignimbrita Alacrán, por lo que bien se podría tratar de un flujo terminal de ésta.

3.2.8. Domos Secundarios

De acuerdo con la distribución espacial, las texturas observadas en las unidades riolíticas, se ha considerado la posibilidad de dos pulsos de magmatismo riolítico que dieron origen a dos grupos de estructuras, o bien dos grupos de domos resultado de la evolución y rotación del sistema extensional activo contemporáneamente al magmatismo.

Estos grupos se diferencian en la relación estratigráfica con las estructuras NE-SW y N-S que el primer grupo consiste en un serie de diques, domos y flujos riolíticos de gran extensión contemporáneos al fallamiento NE-SW y contemporáneos al mismo, descritos como el miembro superior de la Fm. Alacrán, mientras que el segundo grupo se compone de domos circulares a semi-circulares localizados sobre los planos de falla N-S que definen los límites del Graben de Bolaños, indicando un origen posterior al fallamiento NE-SW. Este paquete es descrito como Complejo de Domos Los Machetes y consiste en los Domos Tepec, Agua Milpa (descritos en detalle en Ramos-Rosique, 2013) y Cerro Bola.

Domos Tepec

Los domos Tepec, también conocidos como Intrusivo Tepec (Lyons, 1988) o Domo Bolaños (Ramos-Rosique, 2013) consiste en un complejo de 3 domos riolíticos emplazados en el margen oriental del río Bolaños, frente al poblado de Tepec. Estos consisten en un grupo de diques riolíticos que presentan bandeamiento por flujo, y contienen abundantes fenocristales euédricos de cuarzo, en una proporción del 25-30% de la roca total. Hacia la cima del domo central de este grupo se encuentran antiguas obras mineras de poca potencia, las cuales parecen seguir el rumbo de un vetilleo delgado de magnetita y casiterita. Las vetillas que se encuentran en este sitio se encuentran deformadas plásticamente indicando un depósito simultáneo con el emplazamiento de la intrusión (figura 3.11 a). Se observa un alto grado de silicificación hacia la cima de los domos, mientras que hacia la base la alteración es predominantemente argílica de poca intensidad.

Complejo de Domos Los Machetes: Domo Cerro Bola

Ubicado a 3 km al oeste de Huilacatlán, consiste de un grupo de al menos cuatro domos riolíticos, estos están formados por lavas riolíticas moderada a intensamente argilizadas, de color rosado a gris rosado; caracterizadas por un bandeamiento por flujo que varía de semivertical al oeste a sub horizontal hacia el este (figura 10 b y c). Las bandas de estas rocas tienen un espesor promedio de 5 mm y en muchas de ellas se observa un

enriquecimiento en esferulitas. En general estos domos son pobres en fenocristales, con una abundancia menor al 1%, que se presentan como cristales subédricos de sanidino de alrededor de 1 mm de diámetro. La matriz es esferulítica de grano fino.

A diferencia del Complejo Riolítico El Águila, estos domos no han sido afectados por el fallamiento y, de acuerdo con su distribución espacial, parecen haber fluido a través de las fallas N-S que conforman los límites del graben actual.

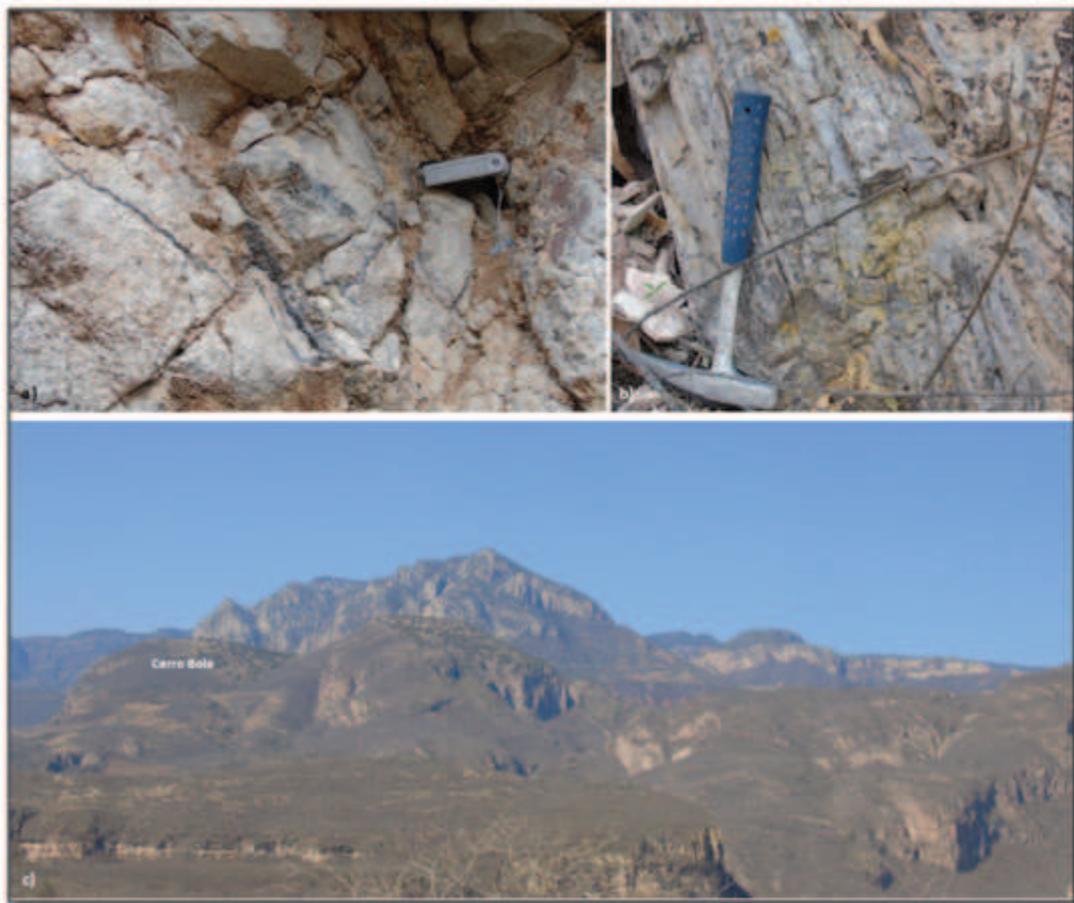


FIGURA 3.10: a) Fotografía de domos Tepec, en la zona de vetilleo de casiterita, b) Fotografía del bandeamiento por flujo en el domo Cerro Bola, c) Vista regional en la que se observa el Complejo de domos Los Machetes.

Interpretación

La distribución espacial de estos domos indican un origen contemporáneo al último evento de extensión. Tanto el complejo de domos Los Machetes como los domos Tepec consisten en estructuras semicirculares emplazadas sobre la traza de las fallas N-S que delimitan los bordes del graben por lo que se infiere que los magmas pudieron haber ascendido a través de los planos de falla. Así mismo, las edades de erupción obtenidas

para estas unidades son de $\approx 23\text{-}25$ Ma.

La morfología de los domos respecto a la de los flujos riolíticos de la Fm. Alacrán indican una mayor viscosidad, que podría sugerir variaciones en el contenido de haluros y agua en el sistema magmático [Giordano, 2004].

3.2.9. Basaltos Huila

Los Basaltos Huila son una serie de flujos basálticos porfídicos, distribuidos a lo largo de la sección central del graben de Bolaños. Estos flujos se dividen en miembro superior e inferior con base en su relación estratigráfica con las otras unidades; el basalto Huila Inferior corresponde a un flujo basáltico con fenocristales de olivino que se deposita sobre la Ignimbrita Chimal y es cubierto posteriormente por la Ignimbrita San Martín, mientras que el flujo basáltico Huila Superior corresponde a un paquete delgado de flujos basálticos vesiculares que se emplazan de manera irregular sobre la Ignimbrita San Martín.

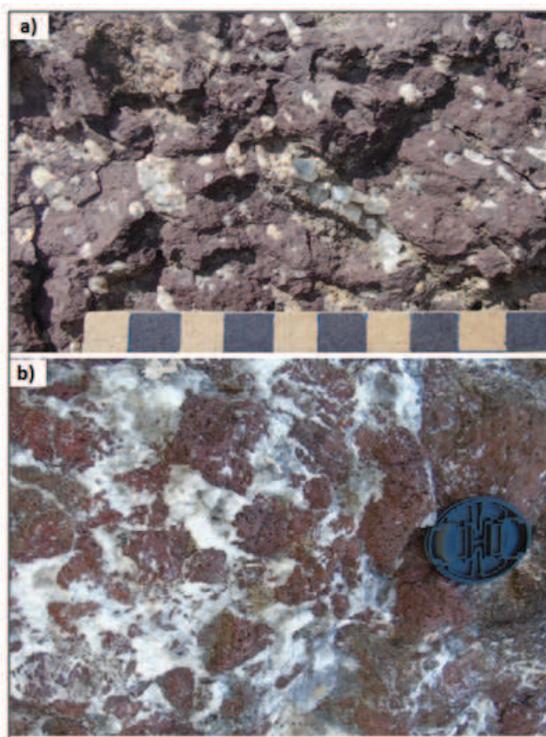


FIGURA 3.11: a) Fotografía de los basaltos Huila con crecimiento posterior de cristales euédricos de calcita, b) fracturamiento en los basaltos Huila con relleno de calcita cristalina.

El afloramiento tipo de esta unidad se encuentra a la entrada del poblado Huilacatlán, sitio en donde Lyons definió al miembro Huila Inferior. Esta unidad aflora a ambos lados del graben siendo mayor su expresión hacia el suroeste del poblado Chimaltitán.

Los basaltos Huila consisten de una secuencia de flujos masivos de alta vesicularidad, de color marrón rojizo a negro azulado. Los basaltos de esta secuencia se caracterizan por contener fenocristales milimétricos de olivinos redondeados en una matriz microcristalina. La abundancia de fenocristales es de cerca del 3%; el contenido, mineralogía y forma de los fenocristales es una de las características principales que permiten diferenciar estos flujos

de los flujos de la Fm. Guásima.

En muchos de los afloramientos de esta unidad se puede observar el relleno de las vesículas y fracturas de esta unidad, el cual está compuesto por cristales de calcita centimétricos que evidencian la circulación de fluidos hidrotermales de baja temperatura en la región (figura 3.11).

Al este del Domo El Comité se encuentra una estructura pequeña (<1 km de longitud) elongada formada por depósitos de *spatter* y *fiammes* muy atenuados que se interpreta como un antiguo cono de escoria, esta estructura se considera la última etapa del magmatismo de los Basaltos Huila.

Interpretación

De acuerdo con las características mineralógicas y texturales, y su distribución espacial, se considera a la secuencia de basaltos Huila Inferior como producto de una erupción a lo largo de fisuras de dirección N-S, es decir que los magmas de Huila son contemporáneos a la extensión y, en consecuencia, a la formación del sistema de fallas que delimitan el Graben de Bolaños.

Por otra parte, la secuencia Huila Superior, en conjunto con las ignimbritas San Martín y Chimal, constituyen secuencias discordantes con las formaciones Alacrán y previas, indicando un origen posterior al inicio de la apertura del graben.

3.2.10. Ignimbrita Chimal

La Ignimbrita Chimal consiste en una toba estratificada de color beige a blanco, fríca, rica en pómez, de un grado de soldadura variable de no soldada a moderadamente soldada. La distribución espacial de esta unidad es irregular, encontrándose principalmente en las depresiones centrales del graben, depositándose discordantemente sobre el basalto Huila Inferior y la Fm. Alacrán, el espesor mínimo de esta unidad es de 100 m, aumentando hacia el noreste de la región, en donde llega a ser de hasta 250 m.

La Ignimbrita Chimal está compuesta en un 35 % por pómez, contenidas en una matriz de ceniza fina, contiene pequeños fenocristales euédricos de menos de 1 mm de biotita en

una proporción del 3 %, además de contener fenocristales subédricos de plagioclasa con una abundancia del 10 %. Esta unidad se distribuye en cuerpos tabulares de más de 3 m de espesor, en los que se intercala localmente un flujo basáltico delgado nombrado por Lyons (1988) como Basalto Sotol, esta característica es claramente observable al este de Chimaltitán en el cerro El Sotol.

Interpretación

La Ignimbrita Chimal es una unidad volcánica cuya distribución y relaciones estratigráficas con las unidades Alacrán y previas indica un origen diferente y posterior a la formación del Graben de Bolaños.

El bajo grado de soldadura y la escasez de cristales indican que se trata de una facies distal cuya fuente debe ser lejana con respecto al área de Bolaños. La edad y la distribución sugieren que su fuente puede ubicarse al oeste, en la región de la Mesa del Nayar.

3.2.11. Ignimbrita San Martín

La Ignimbrita San Martín constituye la unidad volcánica más joven que aflora en el distrito minero de Bolaños. Tiene una distribución espacial irregular; el espesor en el área de Bolaños es menor a 50 m aumentando hacia el sur, llegando a ser de hasta 100 m en el poblado de San Martín de Bolaños.

Debido a sus características texturales y mineralógicas se ha dividido en dos miembros: San Martín Inferior y San Martín Superior. Esta unidad aflora en el poblado de Bolaños, a ambos lados del río homónimo, siendo mayor su expresión en la depresión central del graben, cubriendo parcialmente a la unidad Huila Inferior.

San Martín Inferior

El miembro inferior de la unidad nombrada San Martín consiste en una ignimbrita lítica no soldada, conformada por grandes fragmentos de pómez de entre 2 y 10 mm de diámetro, de formas angulares, no atenuados, contenidos en una matriz de ceniza fina y fragmentos líticos finos. Esta ignimbrita es rica en pómez (aproximadamente un 40 % de la roca), algunas de las cuales contienen fenocristales de feldespatos euédricos de cerca de 2 mm de longitud y microcristales redondeados de biotita. Esta toba se emplaza en

cuerpos tabulares de 1 a 3 m de espesor cuyo grado de soldadura varía de no soldado a ligeramente soldado. Esta unidad es cubierta concordantemente por una ignimbrita soldada de espesor variable denominada en este estudio como San Martín Superior (figura 3.12 a).

San Martín Superior

Se denomina San Martín Superior a la ignimbrita soldada que corona a la secuencia de ignimbritas no soldadas del miembro San Martín Inferior. Consiste de un cuerpo tabular de al menos 2 m de espesor (figura 3.12 b), de color violeta claro a blanco rosado conformado por una matriz soldada que contiene abundantes fenocristales de plagioclasa y cuarzo euétricos de entre 1 y 5 mm de longitud. La abundancia de cristales de esta unidad es de cerca del 8%. La toba San Martín superior contiene pómez no atenuadas centimétricas, de una abundancia cercana al 5% y fragmentos líticos milimétricos muy redondeados y de abundancia menor al 3%.

Este cuerpo aflora discontinuamente a ambos lados del río Bolaños, en el lado oriental se reconoce desde la base de la Falla Veta Rica hasta la entrada sur al poblado de Bolaños, mientras que a largo del margen occidental del graben es observable desde San Martín hasta Tepec.

Interpretación

La Ignimbrita San Martín es el registro del último episodio volcánico reconocido en la zona de estudio, y dada su distribución espacial y edad, al igual que la Ignimbrita Chimal, se considera producto de un evento eruptivo de fuente lejana.

3.2.12. Formación Mezquitic

Se describe como Formación Mezquitic la secuencia de depósitos epiclásticos conformados por areniscas y conglomerados no consolidados que cubren discordantemente a las unidades volcánicas descritas previamente. Esta unidad fue definida por Lyons (1988) en la entrada al Rancho Mezquitic, ubicado al noreste de Huilacatlán.

La Fm. Mezquitic consiste de una secuencia de areniscas y conglomerados polimícticos no consolidados, distribuidos discontinuamente en ambos márgenes del graben de Bolaños. La unidad conglomerática de esta formación consiste en cuerpos no consolidados

de espesor variable de conglomerados polimícticos, mal clasificados, matriz soportados, cuyos clastos se encuentran bien redondeados, en tamaños mayores a 25 cm de diámetro, cuyos protolitos principales son ignimbritas soldadas, riolitas y basaltos que conforman la secuencia volcánica de la región (figura 3.12 d). Mientras que las areniscas de esta formación consisten de cuerpos irregulares de espesor variable de arenas finas de color beige, que presentan laminación cruzada en algunos sitios (figura 3.12 c).

Interpretación

La Fm. Mezquitic constituye el registro de los depósitos sedimentarios post-magmatismo y post-extensión. Esta unidad refleja los procesos de transporte y depósito fluviales debidos a la formación del sistema de drenaje causado por la formación del graben.

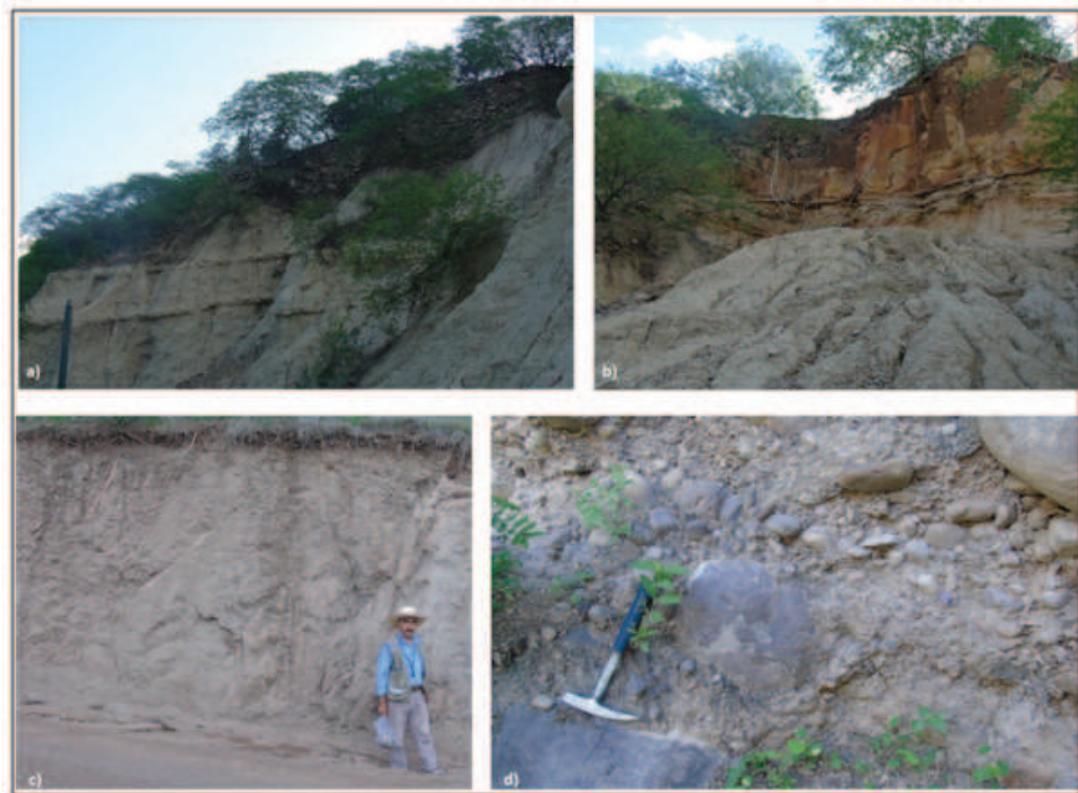


FIGURA 3.12: a) Afloramiento de la toba San Martín Inferior en el que se observa la pseudoestratificación, b) acercamiento del miembro superior de la Fm. San Martín consistente en una ignimbrita soldada de 2 m de espesor, c) Afloramiento de la arenisca Mezquitic, d) Afloramiento de los conglomerados de la Fm Mezquitic, se observan clastos de múltiples tamaños en una matriz arenosa no consolidada.

Capítulo 4

Petrografía de secuencias volcánicas.

4.1. Introducción

El análisis petrográfico de las unidades volcánicas que conforman la columna estratigráfica del distrito minero Bolaños es fundamental en el entendimiento de los procesos petrogenéticos que dieron origen a las distintas unidades volcánicas, descritas previamente.

Se realizó el análisis petrográfico de 20 láminas delgadas, correspondientes a 14 de las unidades litoestratigráficas que afloran en la región. Así mismo, se realizó el análisis modal de 12 de éstas con el fin de determinar las proporciones de cristales, matriz, líticos y otros en las distintas litologías que afloran en el área de estudio.

4.2. Caracterización petrográfica

4.2.1. Ignimbrita Veta Rica

La unidad Veta Rica, denominada por Lyons (1988) Early Welded Tuffs, consiste en una ignimbrita soldada fírica de sanidino, cuarzo, y plagioclasa, contenidos en una matriz de fragmentos volcánicos en desvitrificación y ceniza fina, la desvitrificación de la matriz ha llegado hasta la formación de parches de microlitos de bordes ondulados.

La proporción de fenocristales es variable, siendo los fenocristales de sanidino los más abundantes ($\approx 20\%$), seguido por los de plagioclasa ($\approx 5\%$) y finalmente por los de cuarzo ($\leq 5\%$). La mayoría de los cristales son subédricos y presentan oquedades internas de disolución así como bordes redondeados y bahías de disolución.

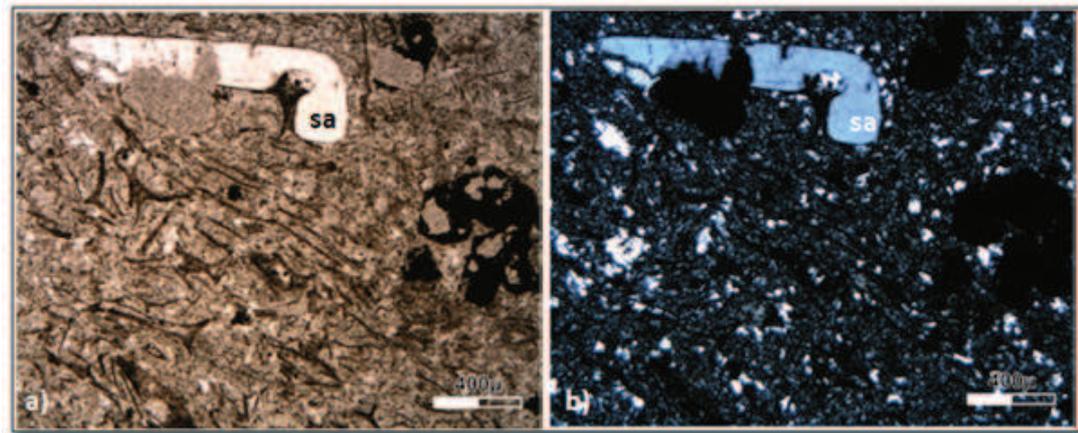


FIGURA 4.1: Ignimbrita Veta Rica a) Fotomicrografía en luz transmitida de un fenocristal de sanidino (sa) con bordes redondeados y una bahía de disolución contenido en una matriz formada por espículas vítreas, (b) misma imagen en luz polarizada en la que se puede apreciar la formación de parches de desvitrificación en la matriz así como la formación de axiolitas en las espículas vítreas.

El contenido de fragmentos líticos en esta unidad es variable de $\leq 5\%$, en la muestra de barreno, hasta $\approx 10\%$ en la muestra de afloramiento. Los líticos consisten en fragmentos de rocas volcánicas afaníticas y oxidadas.

El contenido de *fiammes* en las muestras es escaso ($\leq 2\%$), éstos consisten de pómez muy atenuadas de menos de 1 cm de longitud, en la mayoría de ellos se han formado axiolitas como parte del proceso de desvitrificación, mientras que en otros, el espacio disponible en el centro de los mismos ha permitido la formación de cristales prismáticos de cuarzo en drusa.

Interpretación

La ignimbrita Veta Rica se interpreta como una unidad piroclástica de fuente desconocida cuyo alto grado de soldadura indica que esta unidad es resultado de un flujo piroclástico de alta temperatura.

Por otra parte, la composición mineralógica de esta unidad expresa una composición félsica de los magmas que la originaron.

Las texturas de disolución en los fenocristales expresan la resorción de los cristales en la cámara magmática como proceso pre-eruptivo.

4.2.2. Ignimbrita Bolaños

Bolaños Inferior

El miembro inferior de la Fm. Bolaños consiste de una roca volcánica de texturas porfídica y eutaxítica, de soldadura intensa. La matriz está compuesta por ceniza fina y fragmentos vítreos soldados que presentan desvitrificación avanzada, estos fragmentos presentan bordes ondulados y producen una textura granular en la matriz.

La roca contiene *fiammes* muy elongados, desvitrificados hasta formar microlitos, posiblemente de feldespato potásico; los *fiammes* presentan longitudes centimétricas y espesores de menos de 3 mm, éstos son los causantes de la textura eutaxítica que caracteriza a este miembro de la Formación Bolaños. Constituyen el $\approx 8\%$ de la roca total; dentro de ellos se encuentran sulfuros y óxidos varios, rellenando las cavidades.

Se identificó la presencia de fenocristales muy alterados de sanidino ($\approx 3\%$) y de andesina ($\approx 9\%$), contenidos en la matriz, estos se encuentran argilizados y silicificados, como el resto de la roca. Los cristales son subédricos a euédricos, en un tamaño promedio de 3 mm de longitud; la mayoría de ellos presentan bahías de disolución en los bordes y disolución parcial del cristal en la parte central, así como fracturamiento.

Interpretación

Se observó extinción ondulante en muchos de los cristales, que se interpreta como indicador de desequilibrio mineral, mientras que las bahías de disolución en la mayoría de los fenocristales indica la resorción de los cristales como resultado de la evolución magmática durante el ascenso del mismo. Al ser un miembro escaso en fenocristales se interpreta como un depósito piroclásticos lejano a su fuente (≥ 10 km).

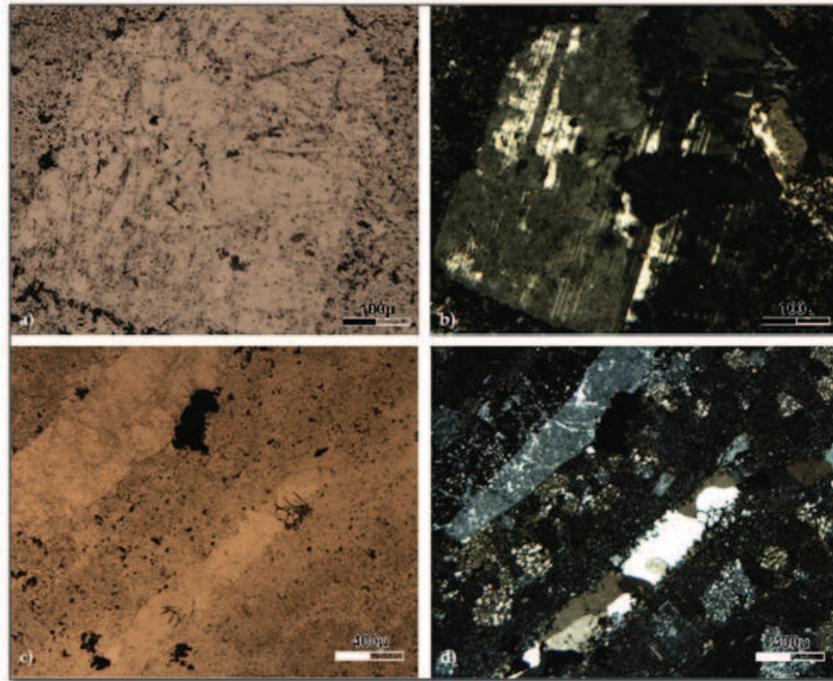


FIGURA 4.2: Ignimbrita Bolaños Miembro Inferior. a) Fotomicrografía de un cristal de plagioclasa con luz transmitida y con luz polarizada (b), abajo fotomicrografía de un *fiamme* atenuado con crecimiento interno de microlitos en luz transmitida (c) y en luz polarizada (d).

Bolaños Medio

El miembro medio de la Formación Bolaños consiste de una ignimbrita intensamente soldada, caracterizada por su enriquecimiento en fragmentos líticos que han sido atenuados y parcialmente asimilados.

Consiste de una toba lítica soldada, cuya matriz está compuesta por ceniza fina y fragmentos de vidrio volcánico parcialmente desvitrificado. En la matriz se encuentran contenidos abundantes fragmentos líticos de tamaño variable entre 5 y 20 mm, que conforman aproximadamente el 70% de la roca. Los fragmentos líticos son redondeados y moderadamente colapsados, de bordes difusos. Además de los fragmentos líticos se observan pómez colapsadas, de entre 3 y 10 mm de longitud, de formas tabulares; éstos constituyen cerca del 10% de la roca.

Adicionalmente, se observan escasos fenocristales de sanidino de 1 a 2 mm de longitud, éstos presentan algunas bahías de disolución y se encuentran moderadamente alterados. Los fenocristales conforman menos del 1% de la roca.

A pesar de la abundancia de los fragmentos líticos, la roca es matriz soportada, y se observa una textura de flujo alrededor de los fragmentos líticos. La matriz se compone de ceniza fina y fragmentos vítreos soldados que se encuentran desvitrificados hasta la formación de microlitos; aún se presentan las sombras de espículas bicúspides con desarrollo de axiolitas. Se estima una proporción de la matriz del 20 % de la roca total.

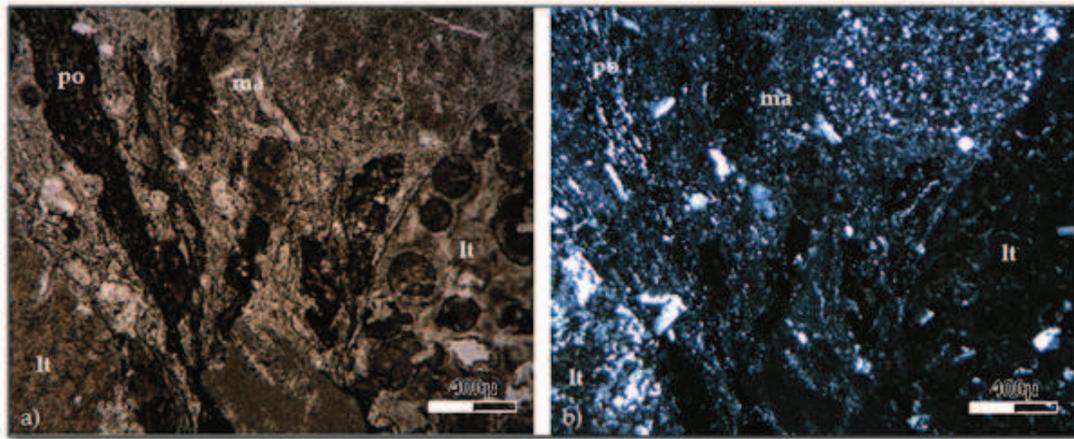


FIGURA 4.3: Ignimbrita Bolaños Miembro Medio a) Fotomicrografía con luz transmitida en la que se observa con claridad una pómez atenuada, esferulitas de un fragmento lítico y un fragmento lítico afórico, (b) misma imagen en luz polarizada.

Interpretación

La textura de flujo alrededor de los líticos junto con la asimilación parcial de los mismos indica que esta ignimbrita es resultado de un flujo piroclástico de alta temperatura.

4.2.3. Ignimbrita Borrotes

La unidad Borrotes está compuesta principalmente por ceniza fina y fragmentos vítreos bicúspides, tricúspides y subredondeados, con algunos bordes elongados. No presenta texturas de desvitrificación, ni alteración intensa. El contenido de fenocristales es escaso, éstos consisten de fragmentos delgados de cristales subredondeados de minerales ferromagnesianos no identificables debido al tamaño y la poca preservación de los mismos. Se observan también fragmentos de lo que pudieron ser fenocristales de cuarzo o sanidino, en tamaños menores a 1 mm.

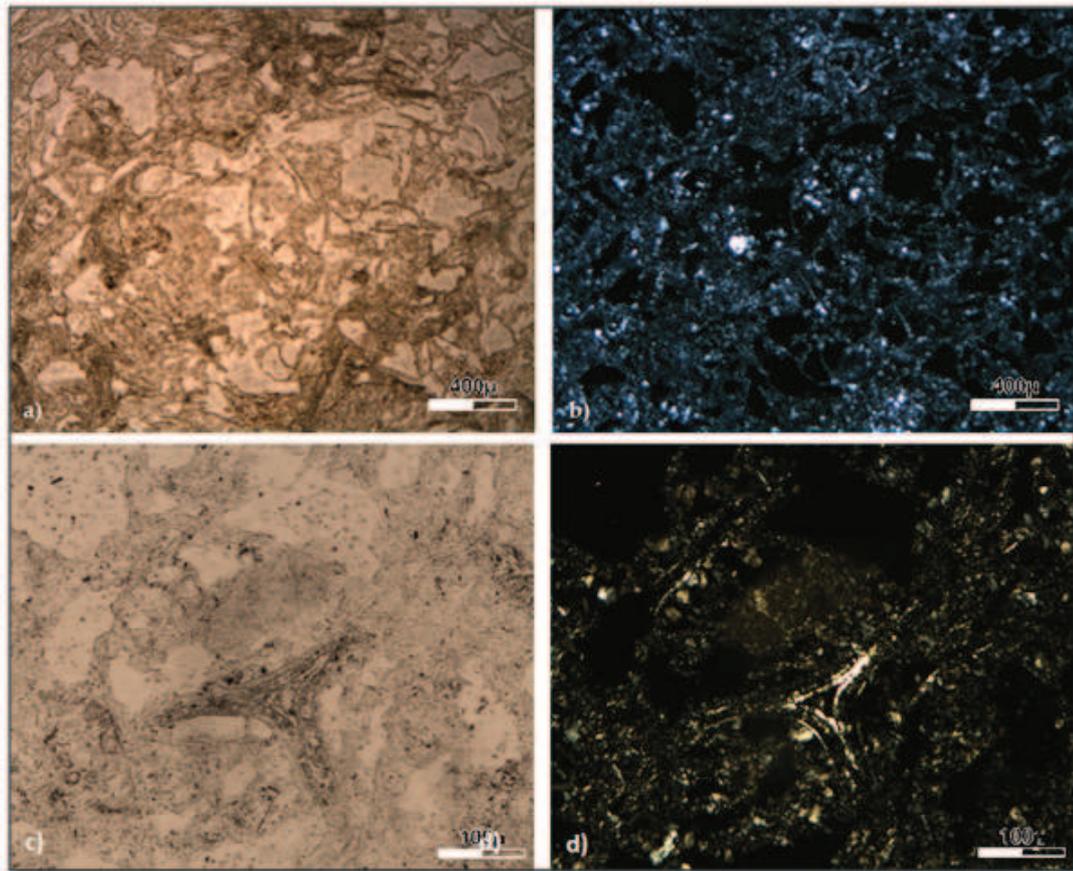


FIGURA 4.4: Ignimbrita Borrotes. a) Fotomicrografía en luz transmitida de los espículas volcánicas, b) misma imagen en luz polarizada. Fotomicrografía de una espícula tricúspide en luz transmitida (c) y en luz polarizada (d). Matriz (ma), pómez (po), lítico (lt).

El 99 % de la roca consiste de ceniza fina y fragmentos vítreos de formas bicúspides y tricúspides con desarrollo de axiolitas y cristalización parcial de microlitos. La porosidad de la roca es alta, posiblemente de hasta un 30 %.

Interpretación

La ausencia de fenocristales y líticos y la alta porosidad indican que la muestra corresponde a un flujo de cenizas de baja densidad.

4.2.4. Ignimbrita El Realito

La Ignimbrita El Realito consiste de una ignimbrita soldada reomórfica, de textura eutaxítica con fenocristales milimétricos de sanidino y cuarzo.

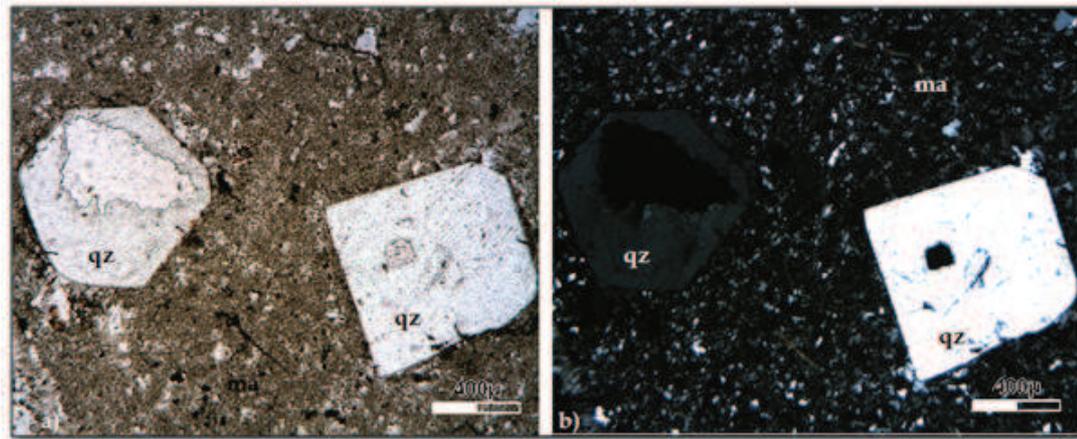


FIGURA 4.5: Ignimbrita El Realito. Fotomicrografía en la que se observan dos fenocristales de cuarzo (qz) con huecos internos por disolución contenidos en una matriz (ma) soldada compuesta de ceniza y vidrio volcánico. Imagen con luz transmitida (a) y con luz polarizada (b).

La matriz de la roca es mesohialina, conformada por esferulitas y microlitos, producto de la desvitrificación, que forman parches de cristalización en la matriz de la roca. Se observan espículas bicúspides y tricúspides de menos de 1 cm de longitud con desarrollo de axiolitas. El color de esta unidad es rosado a rojizo y contiene abundantes minerales opacos, redondeados, de menos de 1 mm diseminados en la matriz. Dentro de la matriz se encuentran contenidos algunos fenocristales subédricos, euédricos y redondeados, muchos de ellos con bahías de disolución y bordes ondulados. Estos fenocristales son en su mayoría de sanidino (12%) y en menor medida de cuarzo ($\leq 4\%$), ambos en tamaños variables entre 1 y 3 mm.

El contenido de juveniles en la roca es moderado, éstos consisten fragmentos de pómez colapsados, en longitudes de hasta 2 cm, éstos se encuentran completamente desvitrificados, formando microlitos de feldespatos. La abundancia de *fiammes* en la muestra es del 6%, de acuerdo con el análisis modal realizado.

Interpretación

El intenso grado de soldadura de esta unidad, así como la textura eutaxítica indican que se trata de un flujo piroclástico de alta temperatura. Por otra parte, los fenocristales con bahías de disolución y bordes ondulados indican la resorción de los mismos como resultado de la evolución del magma durante su ascenso y erupción.

4.2.5. Formación Guásima

Los basaltos de la Formación Guásima consisten en paquetes de lavas porfíricas de matriz microcristalina de textura intergranular, conformada por microlitos de plagioclasa euédrica con crecimiento intercrystalino de clinopiroxeno, ortopiroxeno y en menor medida olivino. La matriz conforma el 83 % de la roca y contiene cristales centimétricos de plagioclasa albítica-bitownítica, clasificada según el método de Michel-Levy.

El arreglo cristalino de la matriz produce una textura ofítica en algunas partes de la misma. Los microlitos que conforman la matriz son cristales euédricos y subédricos de andesina contenidos parcialmente en oikocristales anedrales de clinopiroxeno. En algunos intersticios de la matriz se observan microlitos de ortopiroxenos y olivinos, anédricos y redondeados.

Estos basaltos se caracterizan por contener megacristales euédricos de plagioclasas albiticas-bitowníticas en tamaños que van de 1 a 2 cm de longitud; éstos conforman el 15 % de la muestra. Adicionalmente se identificó un xenolito gabroico con clinopiroxeno intersticial en textura subofítica (figura 4.6 c y d).

Esta unidad se encuentra moderadamente alterada y se puede observar una ligera alteración de las plagioclasas, así como la oxidación parcial de los minerales ferromagnesianos que conforman a esta roca. Una característica que permite diferenciar esta unidad de los basaltos Huila es la ausencia de fenocristales de olivino.

Interpretación

La presencia de un xenolito gabroico de textura similar a las del basalto se interpreta como un fragmento cumulítico de la misma cámara magmática que dio origen a los flujos basálticos de la Formación Guásima. Así mismo, el contenido de grandes cristales de plagioclasa se interpretan como xenocristales debido a la diferencia de tamaño respecto a la matriz; éstos indicarían la reactivación y reciclaje del material magmático.

La textura microcristalina de la matriz indica que estos flujos basálticos ascendieron y se enfriaron con la lentitud suficiente para permitir la nucleación y cristalización de plagioclasas; mientras que la presencia de grandes cristales de plagioclasa puede indicar un periodo largo de cristalización en la cámara magmática, previo a la erupción.

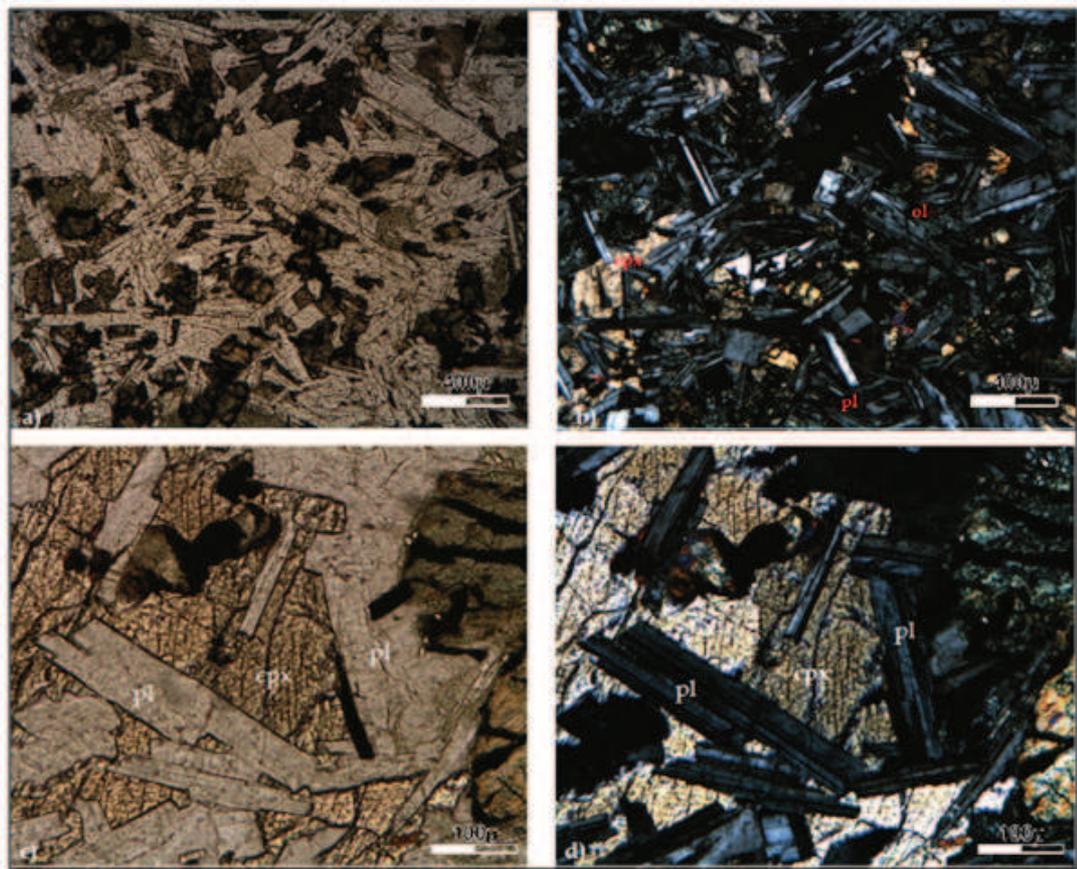


FIGURA 4.6: Basaltos Guásima. Fotomicrografía de la textura intergranular de la matriz en la que se identifican los oikocristales de plagioclasa en luz transmitida (a) y en luz polarizada (b). Fotomicrografía del xenolito gabroico contenido en la lámina analizada (c) en luz transmitida y en luz polarizada (d). Olivino (ol), plagioclasa (pl), clinopiroxeno (cpx).

4.2.6. Formación Alacrán

Ignimbrita Alacrán

La Ignimbrita Alacrán es una toba lítica pobre a moderadamente soldada, cuya matriz está formada por ceniza y fragmentos vítreos bicúspides y tricúspides con desarrollo incipiente de axiolitas por desvitrificación; la matriz conforma el 50 % hasta el 70 % de la roca, variando entre los distintos flujos piroclásticos.

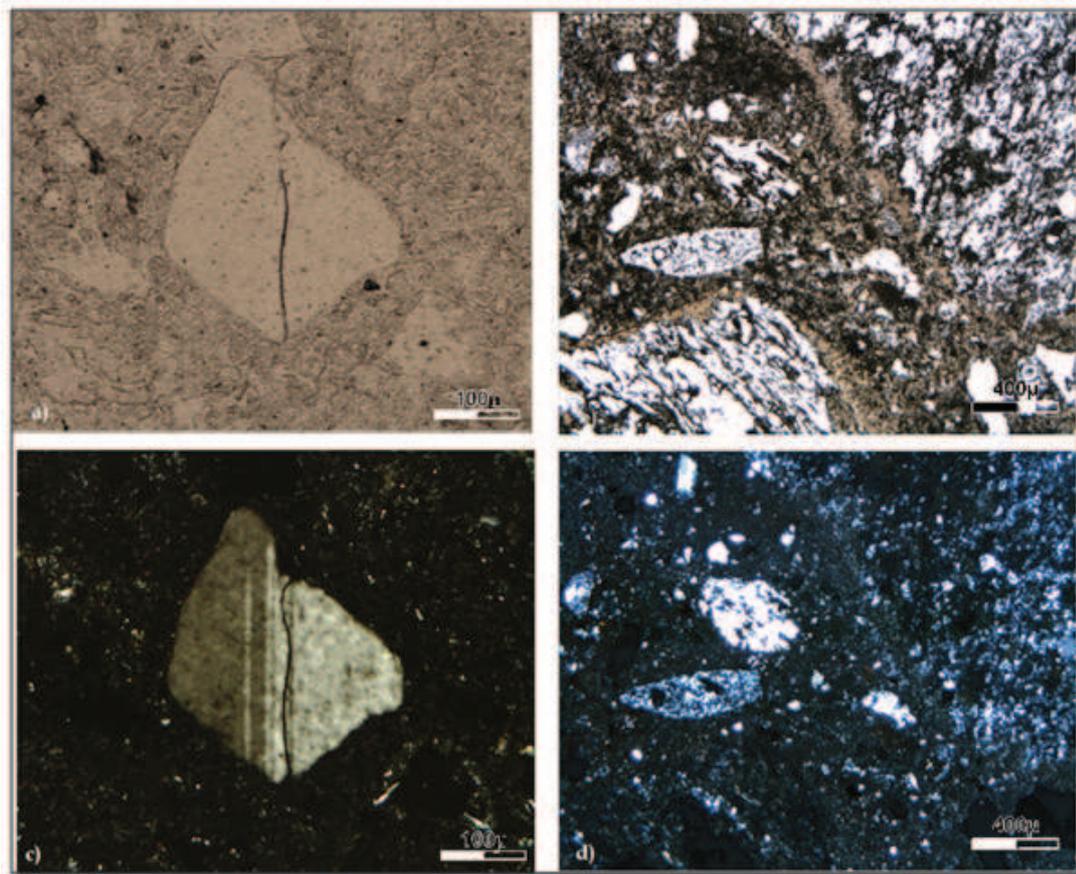


FIGURA 4.7: Ignimbrita Alacrán. a) Fotomicrografía de un cristal de plagioclasa de bordes redondeados por resorción y (b) fotomicrografía de la matriz de la unidad en luz transmitida, mismas imágenes en luz polarizada (c) y (d), respectivamente.

Esta unidad contiene fenocristales de sanidino, plagioclasa, cuarzo y biotita, en proporciones menores al 5 %, siendo el sanidino el mineral más abundante. Los minerales se presenta en fragmentos cristalinos, o cristales redondeados, subédricos de menos de 1 mm de longitud. Algunos de los fenocristales presentan texturas de tamiz por disolución intensa.

Así mismo, se observa un contenido moderado de fragmentos líticos redondeados a subangulares, parcialmente alterados, muchos de ellos parecen proceder de basaltos y tobas. El tamaño de los líticos es variable desde 1 hasta 4 mm de diámetro. La abundancia de fragmentos líticos es variable según el flujo muestreado, siendo desde el 4 % hasta el 11 %.

Interpretación

La ausencia de colapso en las pómez indica que el flujo piroclástico tenía baja densidad que se emplazó en condiciones de baja temperatura. Por otra parte, la mineralogía de los fenocristales indica una composición intermedia (andesítica-dacítica) para esta unidad.

La textura de tamiz de los minerales indica un proceso intenso de reabsorción de los mismos, que a su vez expresa la resorción del material magmático.

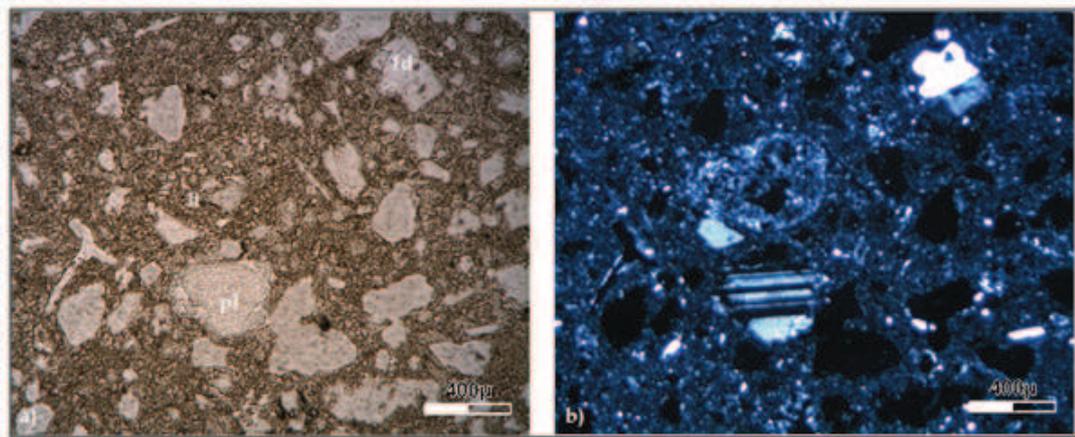


FIGURA 4.8: Fotomicrografía en la que se observan dos fenocristales parcialmente asimilados de plagioclasa (pl) y sanidino (fd), así mismo se observa la abundancia de pómez en la matriz de la roca (a) imagen con luz transmitida y (b) imagen con luz polarizada.

Complejos de domos y flujos riolíticos Alacrán

Complejo Riolítico El Águila: Domo El Águila

La riolita que compone el domo El Águila consiste en una roca porfírica de matriz mesohialina intensamente argilizada con escasos fenocristales, presenta bandeamiento por flujo cuyas bandas tienen un espesor variable entre 3 mm y 2 cm.

La matriz es holohialina, compuesta por espículas en desvitrificación y algunas bandas esferulíticas, ésta contiene cerca del 15 % de opacos diseminados.

Los fenocristales consisten en cristales subédricos a anédricos de sanidino, de bordes ondulados y con bahías de disolución, éstos presentan fracturas rellenas de óxidos, el tamaño medio de los fenocristales es de 1 a 2 mm, con una abundancia menor al 3%.

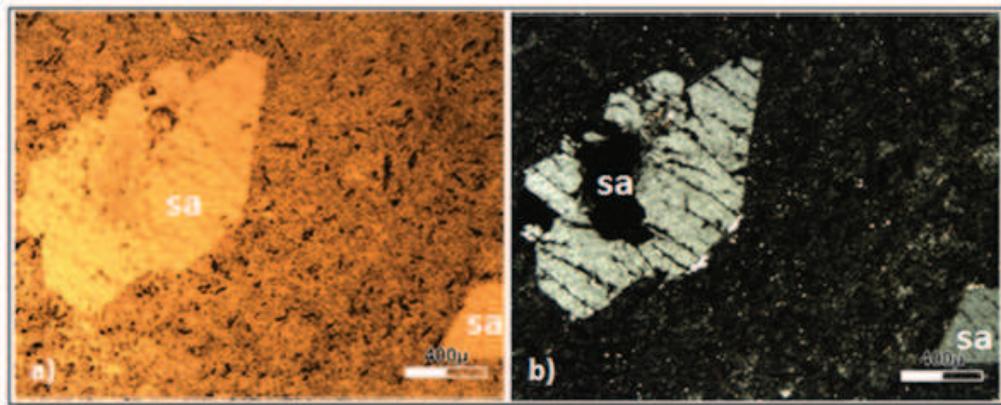


FIGURA 4.9: Complejo de Domos El Águila. Fotomicrografía de los fenocristales de sanidino (sa) parcialmente asimilados en una matriz desvitrificada (a) imagen en luz transmitida, (b) imagen con luz polarizada.

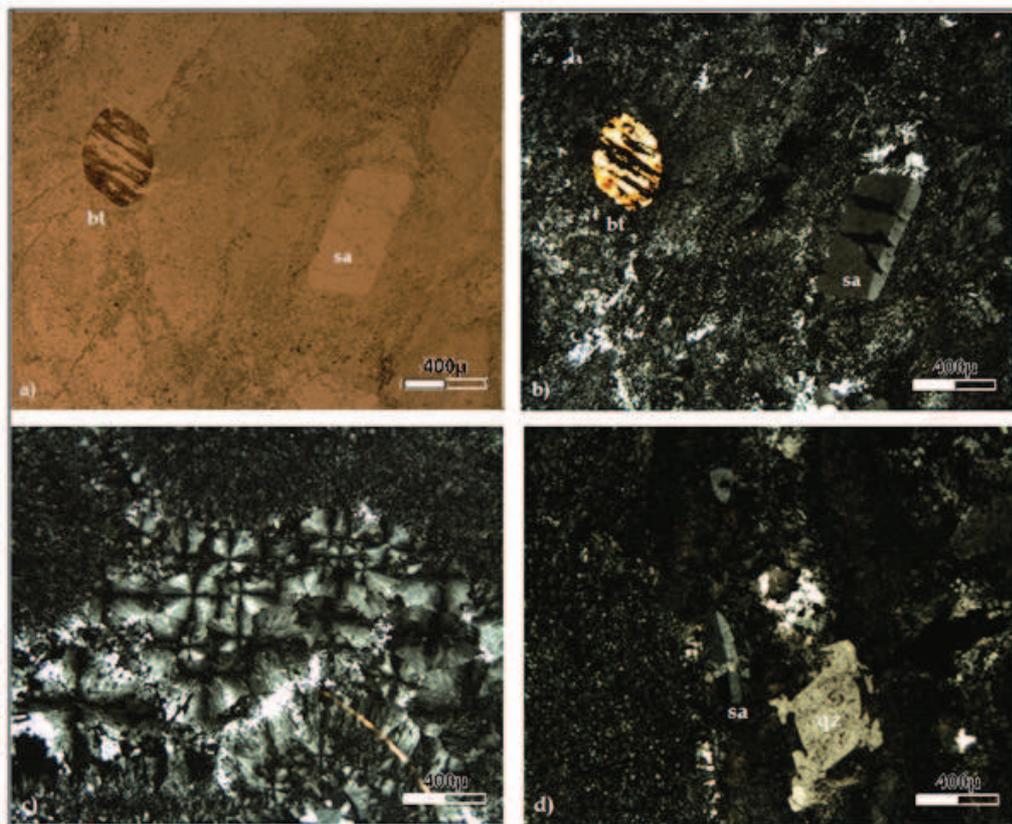


FIGURA 4.10: Complejo de Domos El Águila. Fotomicrografías en las que se observan dos fenocristales pseudo esqueletales, uno de biotita (bt) euédrica y uno de sanidino (sa), con fracturamiento paralelo, en luz transmitida (a) y en luz polarizada(b). (c) Fotomicrografía en luz polarizada de la tetra de desvitrificación de múltiples esferulitas. (d) Fotomicrografía de luz polarizada en la que se observa un cristal de cuarzo esqueletal en una matriz desvitrificada.

Complejo de domos y flujos riolíticos La Leona

Las riolitas pertenecientes a este complejo se caracterizan por presentar un marcado bandeamiento por flujo además de una textura micro porfídica. La matriz está compuesta por una intercalación de bandas esferulíticas y bandas de microlitos que conforman el 81 % de la roca total. La muestra contiene varios fenocristales subédricos de cuarzo (4%), biotita (2%) y sanidino (14%), la mayoría de los cuales contienen bahías de disolución.

Diques y flujos La Iguana

El Intrusivo Iguana, nombrado así por Lyons (1988), consiste en una serie de diques de composición riolítica que afloran al este del río El Realito, intrusionando a las secuencias Guásima e Ignimbrita Alacrán.

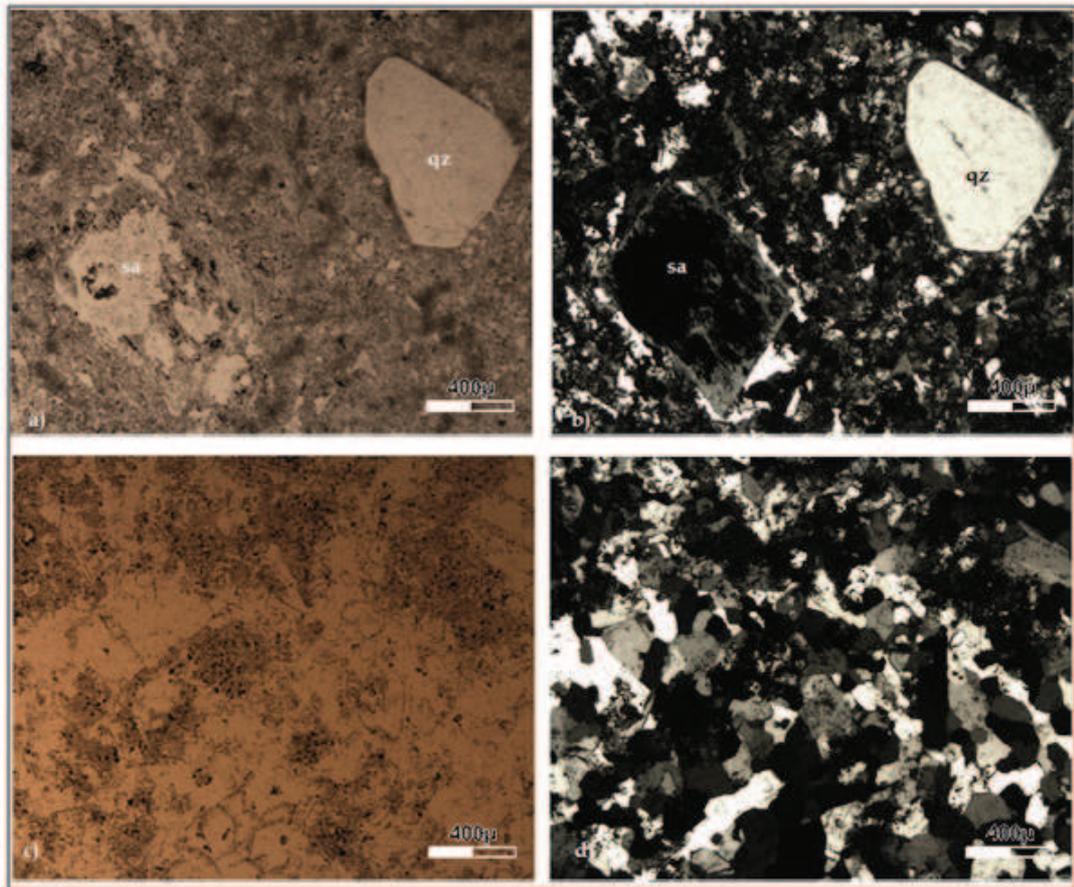


FIGURA 4.11: Diques y flujos La Iguana. Fotomicrografía en luz paralela (a) y en luz polarizada (b) de dos fenocristales parcialmente asimilados en una matriz desvitrificada. Se observa una mayor asimilación del cristal de sanidino (sa) respecto al fenocristal de cuarzo (qz). Abajo, fotomicrografía en luz transmitida (c) y en luz polarizada (d) de la matriz desvitrificada, se observa la formación de abundante microlitos de bordes ondulados.

Consisten de una roca riolítica de matriz completamente desvitrificada, formada por microlitos anédricos de feldespato de bordes ondulados; contiene fenocristales subédricos, de 1 a 3 mm de diámetro, de cuarzo redondeado y con bahías de disolución, y feldespato potásico de textura de tamiz. El análisis modal realizado para esta unidad indicó que el contenido de fenocristales de cuarzo es del 4%, el de sanidino del 3% y el 93% corresponde a la matriz desvitrificada. Esta roca se encuentra argilizada e intensamente silicificada como se puede observar en la figura 4.11.

Interpretación

En la mayoría de las muestras de diques, domos y plugs riolíticos se observa el bandeamiento por flujo, cuyo origen suele asociarse a la resistencia a fluir del magma debida a su alta viscosidad.

Por otra parte, la matriz vítrea que domina en estos magmas se interpreta como resultado del ascenso y extrusión rápida de magma sobrecalentado, que al entrar en un medio de baja temperatura (superficie y subsuelo somero) produjo el enfriamiento súbito del magma y, en consecuencia, la ausencia de cristales en el mismo.

La presencia de cristales con textura de tamiz y bahías de disolución marcadas expresan la resorción de cristales preexistentes. Por otra parte, la poca abundancia de fenocristales indica que el magma tuvo poco tiempo de nucleación y crecimiento de cristales en la cámara magmática previo a la expulsión. Ambas características indican un proceso eruptivo de residencia, ascenso y expulsión rápidos.

4.2.7. Domos Secundarios

Complejo de Domos Los Machetes: Domo Cerro Bola

El Domo Cerro Bola se caracteriza por tener abundantes esferulitas de desvitrificación y escasos fenocristales de cuarzo. La matriz del Domo Bola es holohialina con abundantes texturas de desvitrificación, siendo las más evidentes las esferulitas y axiolitas; la matriz conforma más del 90% de la roca total. Las esferulitas que forman la matriz se presentan como esferas y semiesferas de menos de 1 mm de diámetro en lámina delgada, sin embargo en muestra de mano se encontraron algunas de hasta medio centímetro. En algunas partes de la matriz se observan parches de cristalización de microlitos, que corresponden a las secciones más desvitrificadas de la matriz, estas partes constituyen

alrededor del 5 % de la roca.

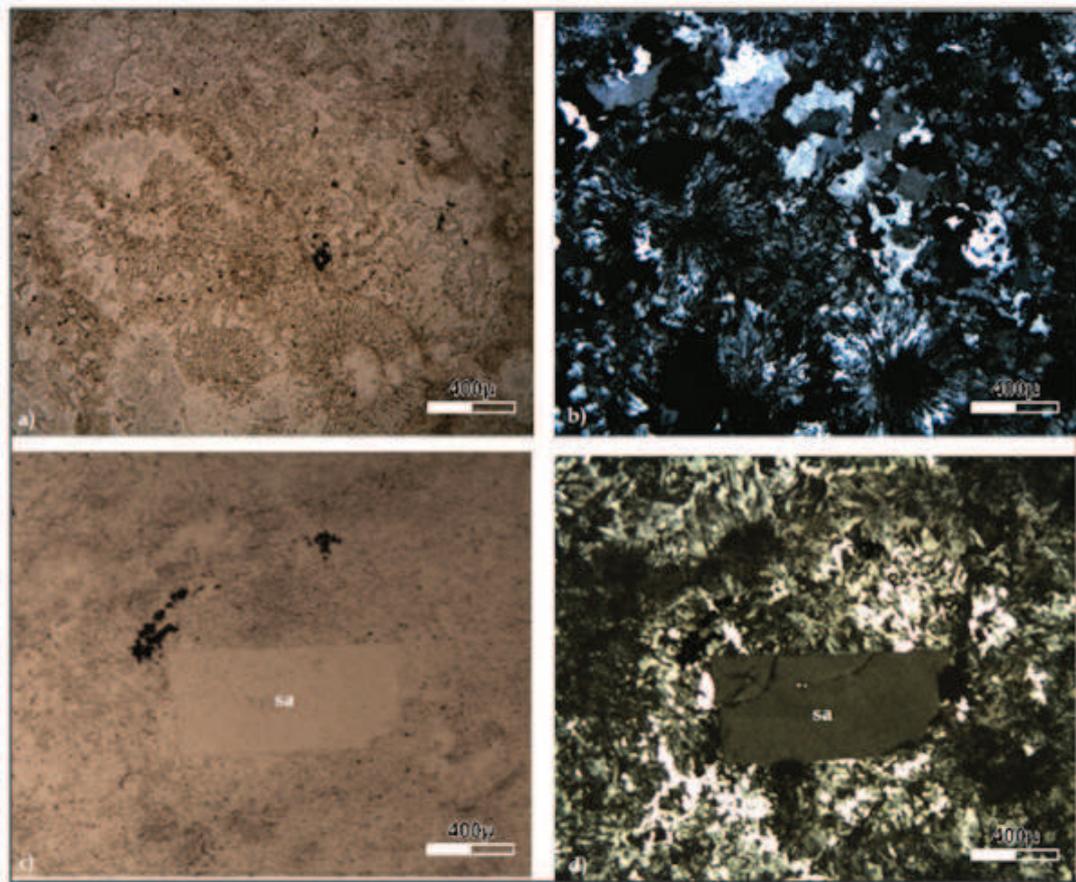


FIGURA 4.12: Domo Cerro Bola. Fotomicrografía en luz paralela (a) y en luz polarizada (b) la matriz con esferulitas y microlitos. Abajo, fotomicrografía en luz transmitida (c) y en luz polarizada (d) de la matriz desvitrificada con un cristal de sanidino (sa) de bordes parcialmente diluidos.

Se observa un bandeamiento por flujo incipiente, mientras que el contenido de fenocristales es menor al 1 %, siendo el único fenocristal un cristal redondeado de cuarzo que contiene múltiples bahías de disolución.

Domos Tepec

Los domos Tepec están formados por lavas riolíticas que presentan bandeamiento por flujo y fenocristales de cuarzo (5 %) y sanidino (14 %) observables a simple vista. La matriz de esta roca es granular, producto de la avanzada desvitrificación que ha producido la formación de microlitos anédricos de bordes ondulados en más del 90 % de la matriz.

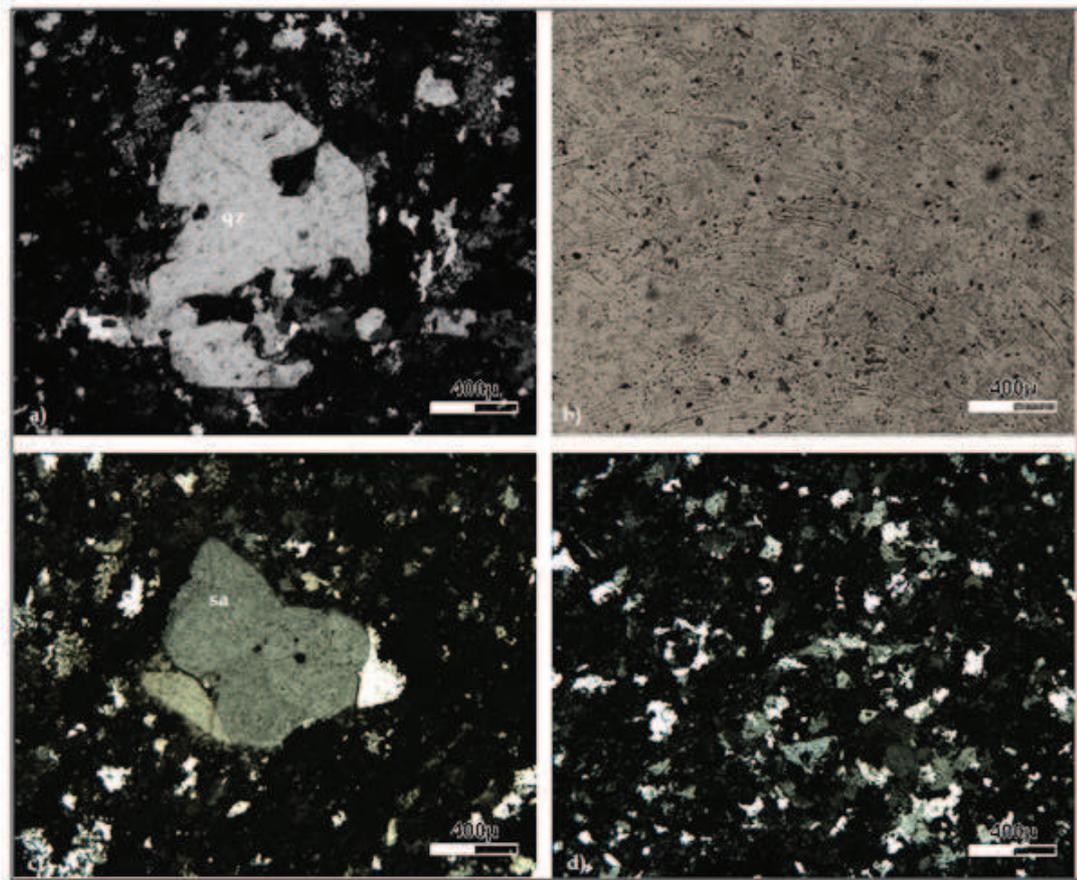


FIGURA 4.13: Fotomicrografías del Domo Tepec. a) y c) Imágenes en luz polarizada de cristales de cuarzo y sanidino parcialmente re asimilados. (b) y (d) Imágenes en luz transmitida y polarizada de la matriz desvitrificada.

Esta roca contiene fenocristales milimétricos de cuarzo y sanidino, en su mayoría subédricos y anédricos; los cuarzoes encuentran redondeados y en ambos minerales se pueden observar bahías de disolución. El tamaño promedio de los cristales es de 3 mm. Es notable el avanzado grado de silicificación que se presenta en esta roca, el cuál es más evidente en las muestras más cercanas a la zona de vetilleo de Fe-Sn (descrita en capítulo 2).

Interpretación

El marcado bandeamiento por flujo que se observa en esta unidad es resultado de la alta viscosidad de estos magmas. Mientras que el contenido de fenocristales de sanidino y cuarzo expresan la composición ácida de la roca (dacítica-riolítica), la presencia de éstos es indicador de una etapa de nucleación y crecimiento de cristales previo a la erupción que permitió el ascenso y emergencia del magma.

4.2.8. Ignimbrita Carboneras

La Ignimbrita Carboneras es una toba intensamente soldada, de textura eutaxítica con fenocristales de cuarzo y sanidino, con escasos fragmentos líticos moderadamente atenuados.

La matriz de la roca está formada por fragmentos de vidrio volcánico y ceniza (83%) que producen abundantes texturas vítreas cúspides, planas, tricúspides, en U, en Y y de media luna, la mayoría de estas estructuras tienen desarrollo de axiolitas y, en menor medida, la cristalización de microlitos por desvitrificación.

En la matriz están contenidos fenocristales subedrales de cuarzo (2%) y sanidino (11%); los fenocristales tienen tamaño variable entre 1 y 3 mm, presentan bordes fracturados y en algunos se pueden observar bahías de disolución y oquedades de disolución interna.

Así mismo, la muestra contiene pómez atenuadas (2%) de alrededor de 4 mm de longitud, completamente desvitrificadas hasta la cristalización de microlitos. En algunas oquedades al centro de los fiammes se puede observar la cristalización de cuarzo prismático, con los cristales proyectados hacia el centro de la cavidad.

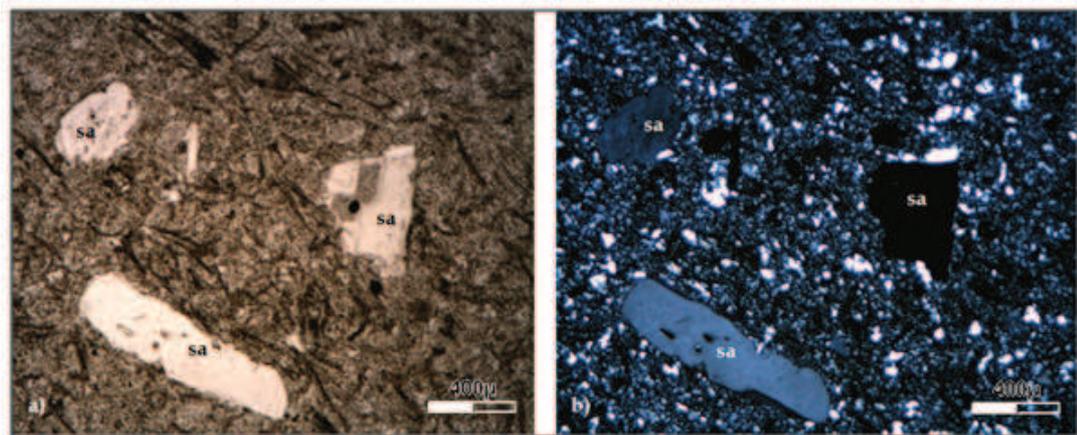


FIGURA 4.14: Ignimbrita Carboneras. a) Fotomicrografía en luz paralela, en la que se observan las formas bicúspides y tricúspides de las espículas, así como la disolución parcial de los cristales de sanidino (sa) contenidos en la matriz. b) Fotomicrografía en luz polarizada en la que se observa la desvitrificación parcial de la matriz.

El contenido de fragmentos líticos en la roca es de menos del 3 %, siendo fragmentos redondeados, muy oxidados, milimétricos, en colores rojos a negros. No se observan cristales ni texturas en los líticos debido a su alteración.

Interpretación

De acuerdo con las texturas observadas y el contenido de fenocristales, así como las características de los mismos, esta toba se interpreta como resultado un flujo piroclástico denso emplazado a alta temperatura.

La pobreza en fenocristales de esta unidad expresa que posiblemente es un depósito piroclástico distal, mientras que la mineralogía de los fenocristales indica una composición riolítica a dacítica.

4.2.9. Basaltos Huila

Los Basaltos Huila son una serie de flujos e intrusiones basálticas caracterizados por la presencia de fenocristales de olivino que presentan alteración deutérica e iddingsitización.

La matriz es mesocristalina y presenta una textura intersertal formada por microlitos subédricos a euédricos de plagioclasa de tamaño bimodal en textura traquítica, con intercrecimiento de clinopiroxeno subedral y vidrio intersticial en proceso de desvitrificación. Se observa una cloritización moderada de la roca. En algunas zonas de la muestra se observa el desarrollo de textura sub-ofítica.

Los fenocristales presentan formas subédricas a anédricas, y consisten en cristales de andesina-oligoclasa y olivino fracturado e iddingsitizado de bordes redondeados, en tamaños menores a 1 mm de longitud. Se observan algunos glomerocristales de plagioclasas con clinopiroxeno subédrico, adicionalmente se encontraron algunos fenocristales de clinopiroxenos subédricos, también con coronas de alteración.

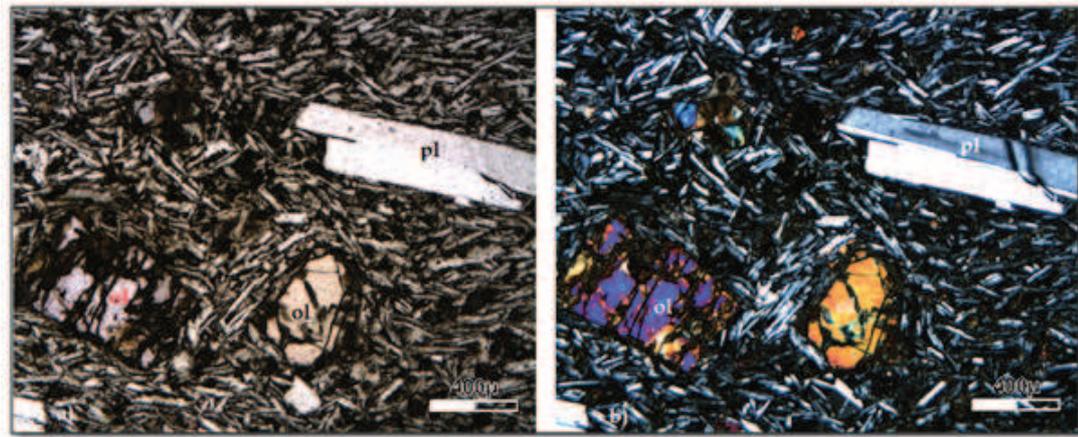


FIGURA 4.15: Basato Huila. Fotomicrografía de luz paralela (a) y luz transmitida (b) en las que se observa la matriz microcristalina del basalto y los fenocristales moderadamente alterados de olivino (ol) y plagioclasa (pl).

La muestra analizada contiene un xenolito basáltico cuyas características texturales son similares a las de los basaltos de la Formación Guásima. El análisis modal de esta unidad indica que la matriz conforma el 81 % de la muestra, mientras que los fenocristales de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno conforman el 8 %, 6 % y 3 %, respectivamente.

Interpretación

Los basaltos Huila son basaltos de olivino cuyas características texturales indican un proceso magmático por etapas: un primer evento de nucleación y cristalización durante el ascenso que dio origen a los fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, y un segundo evento caracterizado por el ascenso y efusión a mayor velocidad o mayor tasa de enfriamiento del magma.

De acuerdo con las texturas de la matriz de la muestra se infiere un proceso de ascenso previo a la erupción de enfriamiento suficientemente lento en un inicio que permitió la cristalización parcial de la matriz y una posterior efusión magmática rápida que produjo que el magma se enfriara rápidamente, formando la parte vítrea de la matriz.

4.2.10. Ignimbrita Chimal

Consiste de una roca volcánica de baja densidad, cuya matriz está formada por ceniza volcánica y fragmentos de vidrio volcánico cúspides, planos y en forma de media luna. No se observan texturas de desvitrificación, sin embargo se evidencia que se trata de una

toba poco soldada debido a que hay deformación de los fragmentos vítreos alrededor de los fragmentos líticos y los fenocristales que contiene la muestra. La matriz de esta unidad conforma el 71 % de la muestra.

La roca contiene fenocristales y fragmentos de cristales de plagioclasa (15%), biotita (4%) y sanidino (1%). Los fenocristales tienen formas euédricas a subédricas, la mayoría contienen bahías de disolución; estos se presentan en tamaños variables entre 1 y 4 mm de longitud.

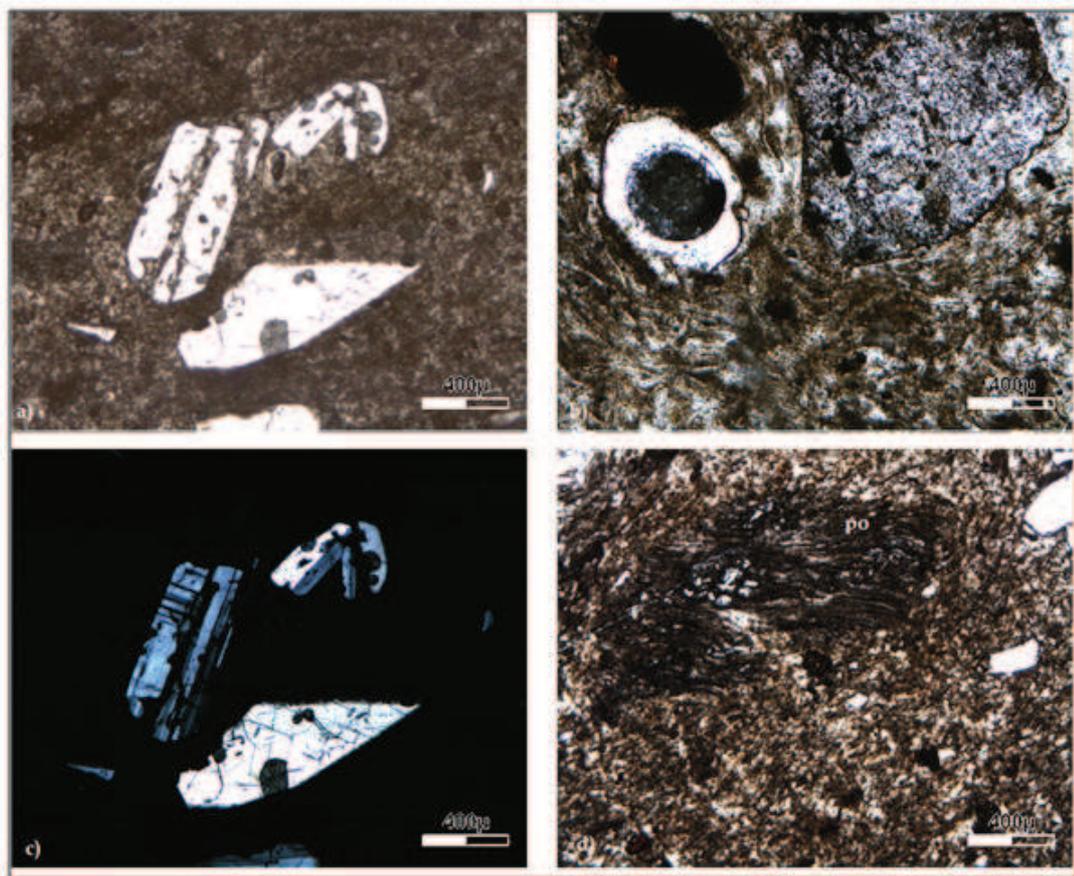


FIGURA 4.16: Ignimbrita Chimal. Fotomicrografía en luz transmitida (a) y en luz polarizada (c) de un aglomerado de cristales de plagioclasa (pl) con abundantes huecos por disolución. b) Fotomicrografía en luz paralela de un fragmento lítico en una matriz formada por espículas bicúspides alterados. d) Fotomicrografía en luz transmitida de una pómez (po) no atenuada contenida en la matriz de espículas vítreas y ceniza.

La muestra contiene pómez moderadamente colapsadas que conforman el 6% de la roca. Adicionalmente se observan fragmentos líticos de forma irregular y bordes difusos, argilizados y oxidados, que forman el 6% restante de la muestra.

Interpretación

La Ignimbrita Chimal es una toba poco soldada cuyos fenocristales indican una composición dacítica. El bajo grado de soldadura de la muestra expresa que el flujo piroclástico que la originó fue de baja temperatura.

4.2.11. Ignimbrita San Martín

San Martín Inferior

La unidad inferior de la Formación San Martín consiste en una toba pseudo estratificada formada principalmente de ceniza fina y fragmentos centimétricos de pómez no colapsadas. Es una toba rica en fenocristales de plagioclasa (15 %), sanidino (≈ 10 %), cuarzo (≈ 5 %) y clinopiroxeno (< 2 %) que, en conjunto, conforman aproximadamente el 35 % del volumen total de roca, el resto es compuesto por una matriz de ceniza fina (≈ 30 %) y abundantes pómez argilizadas ($\approx 25-30$ %), el contenido de fragmentos líticos es escaso y consisten en fragmentos milimétricos de rocas volcánicas alteradas.

La unidad es abundante en fenocristales anédricos a subédricos, con una longitud media de 1 mm, éstos contienen abundantes bahías de disolución en los bordes así como oquedades internas, también asociadas a la resorción parcial de éstos. Algunos de los cristales observados corresponden a fragmentos de cristales, posiblemente fracturados durante el evento eruptivo.

San Martín Superior

El miembro superior de la Ignimbrita San Martín consiste de una toba soldada, con fenocristales de cuarzo (6 %), sanidino (10 %) y biotita (4 %). La matriz de la Ignimbrita San Martín Superior consiste de fragmentos vítreos bicúspides y tricúspides, parcialmente desvitrificados con desarrollo de axiolitas. En algunos se han formado microlitos que le dan a la matriz un aspecto granular bajo la luz polarizada (figura 4.17).

El contenido en fragmentos líticos de la muestra es escaso (< 1 %), éstos consisten en fragmentos redondeados de rocas volcánicas, la mayoría de menos de 1 mm de diámetro. En general se encuentran muy oxidados, sin embargo es posible observar esferulitas en algunos de ellos.

En contraste, el contenido de fenocristales es moderado, éstos consisten de cristales subédricos de sanidino y cuarzo, todos con abundantes bahías de disolución, en tamaños de menos de 1 mm hasta 3 mm de longitud. Adicionalmente se puede observar una cantidad considerable de cristales de biotita subédrica, de menos de 1 mm de longitud, éstas biotitas se caracterizan por presentar un color rojizo (habitual en biotitas ricas en Fe).

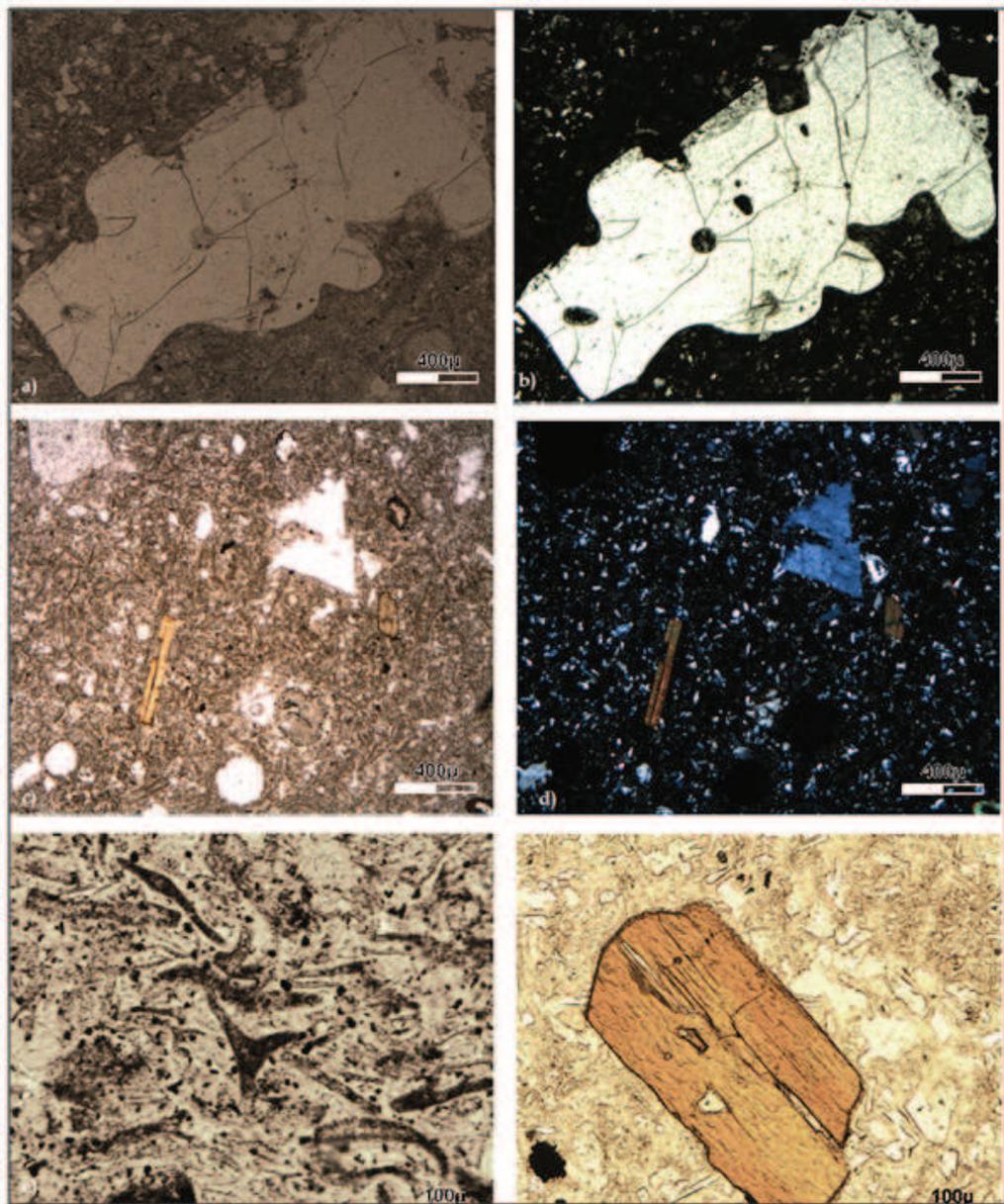


FIGURA 4.17: Fotomicrografías, en luz transmitida (a) y luz polarizada (b), de un cristal de feldespato con abundantes bahías de disolución. Fotomicrografías en luz paralela (c) y polarizada (d) en las que se observan cristales de biotita elongados y un cristal de sanidino intensamente afectado por bahías de disolución, contenidos en una matriz mayoritariamente vítrea. e) Fotomicrografía de los fragmentos vítreos bicúspides y tricúspides que conforman la matriz de la roca. d) Fotomicrografía de un cristal de biotita moderadamente alterado.

Se pueden observar algunas pómez angulares de entre 1 mm y 1cm de longitud. Éstas presentan formar irregulares, y no se observan indicadores de desvitrificación en ellas.

Interpretación

El miembro inferior de esta unidad presenta una abundancia de fenocristales que indicarían una mayor proximidad relativa a la fuente eruptiva. Adicionalmente, la mineralogía de los fenocristales indica una composición intermedia andesítica-dacítica para este miembro.

Por otra parte, la escasez de fenocristales en el miembro superior de esta formación sugiere un origen más lejano, respecto al miembro inferior. Mientras que la mineralogía de los fenocristales indica que esta roca es producto del depósito de un flujo piroclástico de composición intermedia.

Capítulo 5

Geocronología U-Pb

5.1. Introducción

Como parte de los objetivos del presente estudio, se realizaron fechamientos U-Pb de 8 muestras de distintas unidades volcánicas con el fin de constreñir la temporalidad del magmatismo en relación con el régimen extensional y la formación de los yacimientos minerales de la región.

Las muestras a fechar se eligieron con base en su importancia estratigráfica y la relevancia de su edad en relación con el magmatismo extensional, así como la posible cercanía a la fuente.

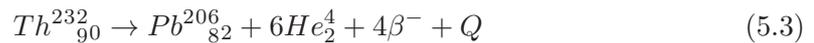
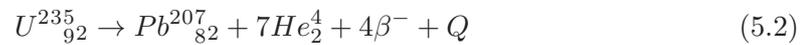
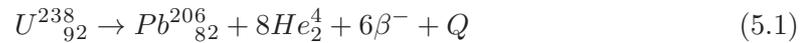
Se analizaron 2 muestras correspondientes a distintas litofacies de la unidad Veta Rica, una muestra de la Ignimbrita Alacrán, una muestra de la unidad San Martín Superior, 2 muestras de los Domos Tepec de las secciones mineralizada y basal, una muestra del Complejo de Domos Los Machetes, una del Complejo Riolítico La Leona, y una de los Diques y Flujos La Iguana.

5.2. Marco teórico

5.2.1. Sistema de decaimiento radiactivo U-Th-Pb

Los fechamientos de circones mediante el método de decaimiento radiactivo U-Th-Pb están basados en el decaimiento de los isotopos de U mediante una serie de decaimientos en cadena que finalmente producen la acumulación de Pb y He radiogénicos. Esta técnica que ha sido desarrollada desde principios del siglo XX, cuyos pioneros fueron Ernest Rutherford y B. B. Boltwood, siendo actualmente uno de los métodos de fechamiento más utilizados en rocas graníticas, metamórficas y sedimentarias clásticas (Faure, 1986).

El uranio es un elemento que se presenta en la naturaleza en tres isótopos radiactivos: ^{238}U , ^{235}U y ^{234}U , mientras que el torio existe principalmente como ^{232}Th . Los principales isótopos de U y Th son isótopos padres de una cadena de decaimiento que termina en la producción de isótopos estables de Pb, estas cadenas se pueden expresar como:



La acumulación de Pb radiogénico está regida por las ecuaciones derivadas de la ley de radiactividad, que en términos de relaciones isotópicas de Pb quedan expresadas como:

$$t_1 = \frac{1}{\lambda_1} \ln\left(\frac{(Pb^{206}_{82}/Pb^{204}_{82}) - (Pb^{206}_{82}/Pb^{204}_{82})_i}{U^{238}_{92}/Pb^{204}_{82}} + 1\right) \quad (5.4)$$

$$t_2 = \frac{1}{\lambda_2} \ln\left(\frac{(Pb^{207}_{82}/Pb^{204}_{82}) - (Pb^{207}_{82}/Pb^{204}_{82})_i}{U^{235}_{92}/Pb^{204}_{82}} + 1\right) \quad (5.5)$$

$$t_3 = \frac{1}{\lambda_3} \ln\left(\frac{(Pb^{208}_{82}/Pb^{204}_{82}) - (Pb^{208}_{82}/Pb^{204}_{82})_i}{Th^{233}_{90}/Pb^{204}_{82}} + 1\right) \quad (5.6)$$

donde t_1 es la edad de la muestra, λ_1 es el valor de la constante de decaimiento para cada sistema isotópico (tabla 5.1), y los valores con subíndice i expresan las relaciones isotópicas iniciales. Las edades U-Pb y Th-Pb sólo son concordantes entre sí cuando las muestras cumplen las siguientes condiciones:

1. El mineral ha permanecido como un sistema cerrado para el U, Th y Pb a través de su historia.
2. Los valores utilizados en la relación inicial de Pb son correctos.
3. Las constantes de decaimiento para los tres sistemas son conocidas con precisión.
4. La composición isotópica de U es normal y no ha sido modificada por fraccionamiento o por fisión.
5. Los resultados analíticos son precisos y libres de errores sistemáticos.

La primera condición rara vez se cumple debido a que el uranio es un elemento inestable, por lo que es común la pérdida de U durante los procesos de metamitización, propios de minerales con elementos radiactivos. Por otra parte, el valor de la relación inicial de Pb es difícil de estimar en rocas jóvenes debido a que la relación U/Pb o Th/Pb es muy baja (Faure, 1986; White, 2002).

CUADRO 5.1: Tabla de valores de abundancia, vida media y de decaimiento por isótopo. Referencias en Faure, 1986

Isótopo	Abundancia (%)	Vida media (años)	Constante de decaimiento (año ⁻¹)
²³⁸ U	99.2743	4.468x10 ⁹	1.55125x10 ⁻¹⁰
²³⁵ U	0.72	0.7038x10 ⁹	9.8485x10 ⁻¹⁰
²³⁴ U	0.0055	2.45x10 ⁵	2.829x10 ⁻⁶
²³⁸ Th	100	14.010x10 ⁹	4.9475x10 ⁻¹¹

Debido a que estas condiciones raramente se cumplen las edades obtenidas por cada uno de estos sistemas isotópicos no son concordantes entre sí, por lo que es necesario reescribir las ecuaciones de fechamiento utilizando las ecuaciones de fechamiento de los sistemas de decaimiento U-Pb, permitiéndonos obtener la ecuación:

$$\left(\frac{Pb^{207}_{82}}{Pb^{206}_{82}}\right)^* = \frac{1}{137,88} \frac{e^{\lambda_2 t} - 1}{e^{\lambda_1 t} - 1} \tag{5.7}$$

En la que el asterisco indica los isótopos radiogénicos.

Como se puede observar, la ecuación 5.7 es una ecuación trascendente, por lo que no se puede resolver por métodos algebraicos comunes y es necesario recurrir a los métodos numéricos para su solución, es de esta aproximación que surgen los valores para la construcción de la curva de concordia de Wetherill.

Concordia de Wetherill

Los efectos de pérdida o ganancia de Pb y U durante los fechamientos se puede compensar mediante un método gráfico desarrollado por Wetherill (1956), quien asignó distintos valores de t a las relaciones $e^{\lambda_1 t} - 1$ y $e^{\lambda_2 t} - 1$, siendo los puntos de edades concordantes aquellos en que las relaciones $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ definieran una coordenada de acuerdo con el valor de t asignado (figura 5.1), el gráfico producto de estas aproximaciones es nombrado Concordia de Wetherill en honor a su inventor G. W. Wetherill (Faure, 1986). La curva de Concordia de Wetherill nos permite establecer la edad de las muestras con base en su distribución en un gráfico $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$, de acuerdo con su distribución y relación respecto a la curva de concordia.

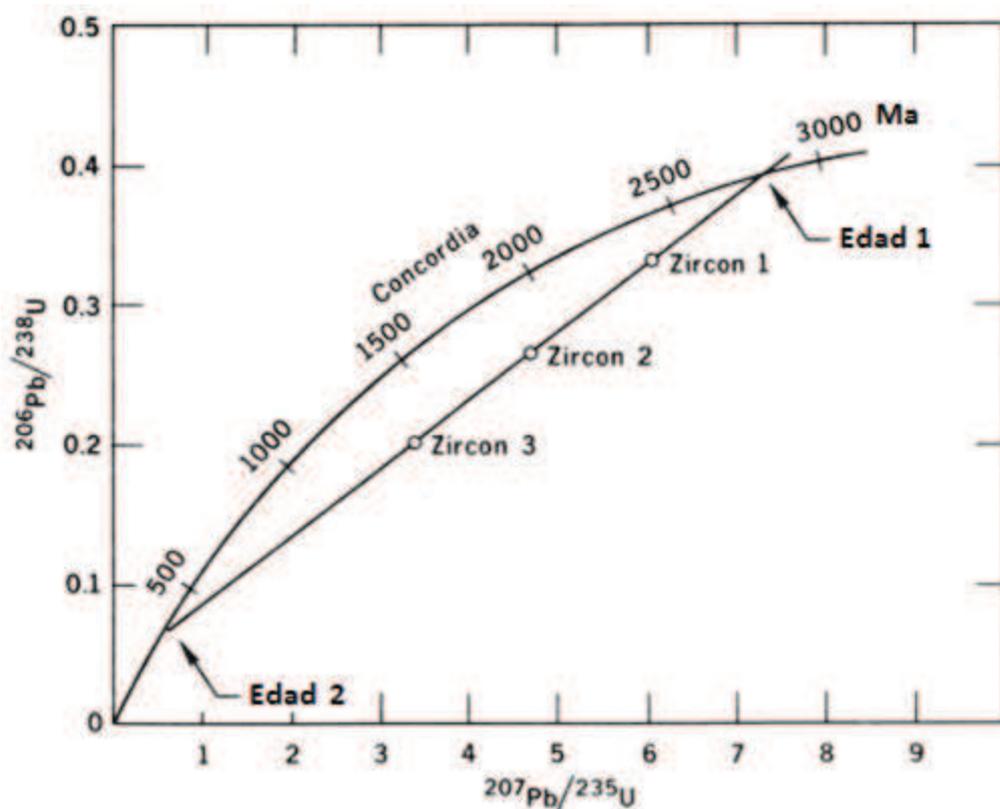


FIGURA 5.1: Curva de Concordia de Wetherill y recta de discordia elaborada con 3 circones. Las flechas indican la intersección de la discordia con la concordia, representando las edades obtenidas.

Comúnmente las muestras analizadas suelen definir una o varias líneas rectas, denominadas líneas de discordia, cuya distribución se asocia a los procesos de pérdida o ganancia de U y pérdida de Pb, la estimación de la edad de un grupo de circones mediante este método consiste en determinar el valor de la variable t en el punto de intersección entre la curva de concordia y la línea de discordia (figura 5.1)

Como se puede observar en la figura 5.1, es común obtener dos valores de t para una misma línea de discordia, debido a que interseca a la curva de concordia en dos puntos, estas edades suelen interpretarse como la edad magmática y la edad metamórfica de las muestras o bien, una edad magmática y una edad de intemperismo, de acuerdo con el contexto geológico de las muestras analizadas. Diversos estudios han mostrado que la distribución y posición de las familias de circones a lo largo de la discordia suele estar influenciado por el tamaño de los cristales, el contenido de U y la susceptibilidad magnética de los mismos [Dickin, 2005].

Concordia de Tera-Wasserburg

La curva de Concordia de Wetherill debe distinguirse de la curva de Concordia Tera-Wasserburg, creada en 1972 con base en la necesidad de crear un modelo gráfico de estimación de edades en que no fuera necesario conocer las relaciones iniciales de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ [Faure, 1986].

Actualmente, la Concordia de Tera-Wasserburg es utilizada comúnmente en la obtención de edades de muestras de edades Mesozoicas o más jóvenes, debido a que permite definir con mayor precisión la intersección inferior entre la concordia y la discordia [Dickin, 2005].

5.3. Metodología: LA-ICP-MS en circones magmáticos

El método de fechamiento radiométrico de U-Pb en circones es uno de los métodos de datación más utilizados en la actualidad debido a que permite obtener edades magmáticas, de metamorfismo y/o de intemperismo en circones individuales. Una de las técnicas más utilizadas para la obtención de las relaciones isotópicas necesarias para el cálculo de estas edades es la técnica denominada LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Mass Spectrometry*).

La técnica de LA-ICP-MS permite analizar tanto muestras sólidas como acuosas, obteniendo resultados con un alto grado de precisión. Además permite realizar el análisis isotópico grano por grano, eliminando la necesidad de separar y disolver la muestra previamente [Faure, 1986].

5.3.1. Principio físico de la espectrometría de masas

La espectrometría de masas es el método más efectivo para medir relaciones isotópicas. El principio físico de la técnica consiste en generar iones cargados a partir de una muestra al someterla a altas temperaturas con ayuda de un filamento o un plasma. Posteriormente el haz de iones es conducido a través de un campo electromagnético, lo que permitirá separar los átomos de acuerdo con su masa. El resultado es un espectro de masas en que los iones más ligeros presentan una radio de deflexión menor que los iones más pesados. La cuantificación de dos o más números de masa obtenidos del espectro permite calcular las relaciones isotópicas [Rollinson, 1993].

La técnica combinada LA-ICP-MS consiste en hacer un pequeño cráter sobre la superficie de una muestra, previamente preparada y montada sobre resina epoxica, mediante la aplicación de un haz láser que generará partículas muy finas desprendidas de la muestra. Esta primera etapa es denominada ablación láser.

Posteriormente, las partículas ablasionadas serán transportadas mediante un gas inerte a una fuente de excitación secundaria dentro del ICP-MS, en el que se llevará a cabo la digestión y ionización de la muestra. Los iones excitados serán transportados a través del analizador en el que se separan las distintas masas y después al detector del espectrómetro de masas en el que se obtendrá un espectro de masas que permitirá calcular las relaciones isotópicas para los elementos definidos previamente al análisis.

Uno de los principales problemas asociados a la utilización de LA-ICP-MS es el fraccionamiento y la discriminación de masas, es debido a estos fenómenos que es necesario utilizar estándares para la calibración de las edades obtenidas.

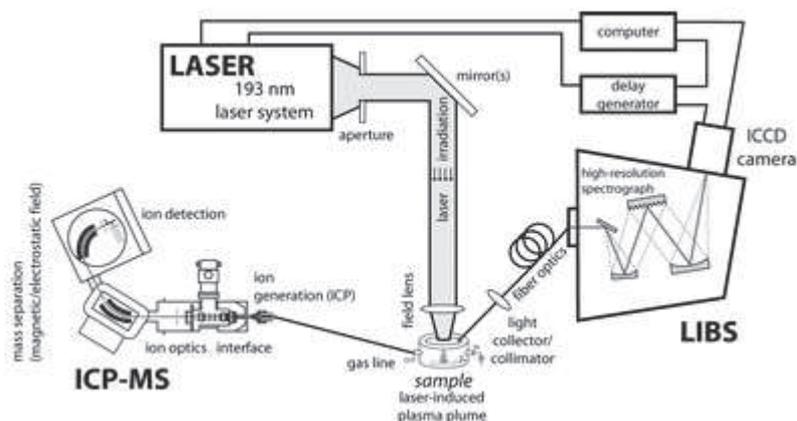


FIGURA 5.2: Esquema de funcionamiento de LA-ICP-MS. Imagen tomada de la Royal Society of Chemistry.

5.4. Metodología

5.4.1. Separación y montaje de circones

La preparación mecánica de las muestras a analizar fue llevada a cabo en el Taller de Molienda del Centro de Geociencias de la UNAM. Esta primera etapa de procesamiento tuvo como objetivo separar y montar al menos 100 circones de cada muestra.

El proceso de separación de circones consistió en triturar y pulverizar al menos 500 g de roca por cada muestra y posteriormente tamizarla utilizando las mallas número 4, 20, 35 y 40.

Posteriormente se utilizó la técnica de batea o lavado para la separación de circones utilizando la alta diferencia de densidades entre este mineral y otros minerales formadores de roca. Este método consiste en colocar parte de la muestra seca, pulverizada y previamente tamizada en una batea, luego se coloca esta debajo de un chorro constante de agua limpia removiendo el material mediante la aplicación de un movimiento circular moderado, de manera que las partículas más finas se escapen por el borde en solución acuosa y los materiales más pesados se hundan en la parte más profunda del recipiente.

Una vez que se tiene una cantidad adecuada de material denso separado, alrededor de 5 a 10 miligramos de muestra, se verifica en el microscopio que contenga una cantidad adecuada de circones y posteriormente se lava con alcohol y se seca en horno durante al menos 4 horas o hasta que se seque completamente. Esto constituye el concentrado de

circones.

Cuando finalmente el concentrado está seco se marca un vidrio con la circunferencia del cilindro de montado y se definen las áreas de montado de cada muestra, se coloca cinta adhesiva de doble cara sobre la otra cara del vidrio y, con ayuda de unas pinzas de punta delgada, se seleccionan uno a uno los circones que serán analizados, se separan del concentrado y se adhieren sobre el vidrio, en el área delimitada previamente. Para este estudio se seleccionaron 100 circones por cada muestra, de los cuales se analizaron 35 por muestra, garantizando un muestreo estadísticamente representativo de la roca. Una vez que todos los circones seleccionados han sido adheridos al vidrio marcado se prepara la resina epóxica para el montado final. Con la resina epóxica lista y el cilindro plástico en el que serán montados cortado a una altura menor a 2 cm se procede a montar las muestras.

Primero se coloca el cilindro plástico sobre la marca realizada previamente de manera que quede adherido al vidrio, rodeando a las muestras de circones. Posteriormente se vacía la mezcla de resina epóxica lentamente cuidando que no se formen burbujas en la preparación y que esta cubra completamente a las muestras. Finalmente se deja secar aproximadamente durante 8 horas o hasta que la resina se endurezca.

Una vez que esto ocurre se separa con cuidado el cilindro de montado del vidrio, y con ayuda de una lija y agua se pule la superficie en la que quedaron adheridos los circones, aumentando el número de lija consecutivamente y en el siguiente orden: 800, 1500, 2500 y 3000. En cada lijado se debe procurar no lijar por completo los cristales, ya que se debe dejar un grosor considerable para permitir que la ablación láser no perforé el cristal y contamine la medición.

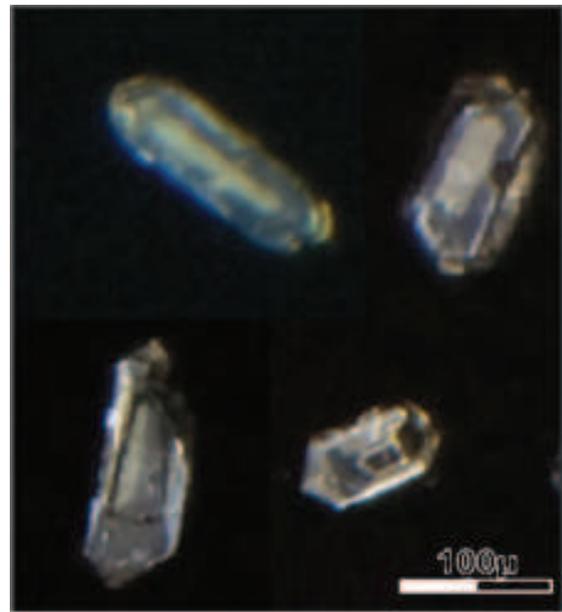


FIGURA 5.3: Fotomicrografías de circones con zonamiento interno.

Una vez que las muestras han sido montadas correctamente se toman fotomicrografías de los montados con luz reflejada y de catodoluminiscencia, que permitirán definir

los puntos a ablacionar cuidando que los circones elegidos no contengan núcleos heredados y que los puntos de ablación no intersequen varios halos de crecimiento de un cristal (figura 5.3).

5.4.2. Parámetros del análisis LA-ICP-MS

El análisis de los cristales montados se llevó a cabo en las instalaciones del Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias por medio de la técnica LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), descrita previamente.

Las muestras montadas se introdujeron a un sistema de ablación láser acoplado con un cuádruplo Thermo Xii. El procedimiento consistió en ingresar los montados a la celda del instrumento, una vez dentro y cerrado el sistema herméticamente se evacuó la celda para producir vacío, posteriormente se inundó con He y se evacuó tres veces con el fin de limpiar el ambiente de la muestra y evitar contaminación por partículas en el aire. Se estableció un flujo de He de 350 ml/min y se agregaron 4 ml/min de N para aumentar la temperatura del plasma y mejorar la ionización de la muestra.

Se utilizaron los estándares Plesovice y el zircón estándar 91500, con edades de 337 ± 0.4 Ma (Slama *et al.*, 2008) y 1065 ± 0.5 Ma (Wiedenbeck *et al.*, 1995), respectivamente.

Adicionalmente se utilizaron los estándares NIST 610 y NIST 612 para calibrar el análisis de elementos traza y se aplicó una corrección por deriva del instrumento y por fraccionamiento por profundidad. Se eligieron 35 cristales por muestra para ablación, estos se eligieron con base en su morfología tamaño, textura, ausencia de trazas de fisión o evidencias de micrometización y ausencia de núcleos heredados, analizados en las imágenes de catodoluminiscencia.

Se definió un periodo de 30 segundos por punto en la muestra, y de 16 segundos para los blancos, con una secuencia de análisis de 2 ablaciones en el estándar 610, 5 ablaciones en el circón 91500, 3 en el circón Plesovice, una ablación en el vidrio 610 por cada 30 ablaciones en las muestras y finalmente 2 puntos en el Plesovice, 2 en el circón 9500 y 2 en el vidrio 610.

El análisis de las muestras AL254, BL096, BL004, BL049 y BL040 fue realizando utilizando un diámetro de cráter de 32 micrómetros, mientras que el análisis de las muestras

AL-18, BL027 y BL098 se realizó utilizando un diámetro de 23 μm con la finalidad de re-ablacionar estas muestras con un cráter de 44 μm de diámetro para realizar el análisis de las relaciones isotópicas Lu-Hf de estas muestras; la profundidad del cráter de ablación para todas las muestras fue de 12 μm .

5.5. Estudios previos

Existen numerosos estudios geocronológicos sobre las sucesiones ignimbríticas de la SMO, sin embargo, a escala local los estudios son escasos y, en muchos de los casos, los datos han permanecido sin publicar.

En la tabla 5.2 se resumen las edades reportadas hasta la fecha para las principales unidades volcánicas del área de estudio.

Es importante señalar que muchas de las edades K-Ar y Ar-Ar corresponden a muestras de unidades sometidas a alteración por circulación de fluidos termales por lo que pueden haber sufrido alteraciones que modificaron de la edad obtenida de la roca, como es el caso la Ignimbrita Bolaños cuya edad e describe en Lyons (1988).

5.6. Resultados

Las edades obtenidas para las muestras fueron procesadas utilizando el software Isoplot 3.75, desarrollado por el BGC (*Berkeley Geochronology Center*). Se construyeron las curvas de concordia de Wetherill excluyendo del cálculo aquellas muestras que presentaran una dispersión mayor al 25 %, así mismo se calcularon las edades mediante el método de promedios ponderados con el fin de corroborar la edad obtenida mediante la curva de Concordia de Wetherill, y en algunos casos, para obtener una mejor aproximación de la edad magmática de las unidades analizadas.

Adicionalmente, se construyeron las curvas de densidad de probabilidad para cada una de las muestras con el fin de determinar el contenido de antecristales en las muestras con base en la distribución probabilística de las edades obtenidas en los circones individuales. Estos resultados fueron interpretados conjuntamente con las imágenes de catodoluminiscencia y las concentraciones de U en cada cristal. Las edades obtenidas en este estudio se presentan en la tabla 5.3.

CUADRO 5.2: Tabla de edades U-Pb, K-Ar y Ar-Ar obtenidas en estudios previos para las unidades volcánicas descritas en este estudio.

Muestra	Unidad	Edad [Ma]	Método	Material fechado	Referencias
PED-JAL-4	Ignimbrita Bolaños	22.23±0.46	K-Ar	Sanidino	Nieto-Obregón et al., 1981
AR-224	Ignimbrita El Realito	25.29±0.14	U-Pb	Circón	Ramos-Rosique, 2013, no pub.
BOL-4	Ignimbrita Alacrán	29.3±1.1	U-Pb	Circón	Bryan et al., 2008
Bol-9-15	Ignimbrita Alacrán	25.2±0.3	Ar-Ar	Sanidino	Gutiérrez-Palomares, 2008, no pub.
AL-18	Ignimbrita Alacrán	23.6±0.6	Ar-Ar	Sanidino	Ramos-Rosique, 2013, no pub.
AR-105	Domo Agua Milpa Este	25.34±0.14	U-Pb	Circón	Ramos-Rosique, 2013, no pub.
AR-106	Domo Agua Milpa	24.48±0.12	U-Pb	Circón	Ramos-Rosique, 2013, no pub.
BOL-2	Ignimbrita Carboneras	23.9±0.5	U-Pb	Circón	Bryan et al., 2008
PED-JAL-1	Ignimbrita Carboneras	23.23±0.52	K-Ar	Plagioclasa	Bryan et al., 2008
AL-15	Ignimbrita Carboneras	23.5±0.3	Ar-Ar	Sanidino	Ramos-Rosique, 2013, no pub.
PED-JAL-6	Basaltos Huila	21.03±0.44	K-Ar	Roca total	Nieto-Obregón et al., 1981
AR-103	Domo Bolaños (Tepec)	23.34±0.2	U-Pb	Circón	Ramos-Rosique, 2013, no pub.
AR-102	Domo Cerro Águila	25.43±0.19	U-Pb	Circón	Ramos-Rosique, 2013, no pub.
AR-102	Domo Cerro Águila	23.3±0.3	Ar-Ar	Sanidino	Ramos-Rosique, 2013, no pub.
AR-148	Ignimbrita Chimal	18.4±0.4	Ar-Ar	Feldespato	Ramos-Rosique, 2013, no pub.
NA	Ignimbrita San Martin	20.14	K-Ar	NA	Sims, no pub. en Lyons, 1988.

5.6.1. AL254: Ignimbrita Veta Rica (muestra de barreno)

La muestra analizada consiste en una ignimbrita silícica intensamente soldada con fenocristales de sanidino y cuarzo, adquirida de núcleos de barrenación de exploración en interior mina. De ésta se recuperaron 100 circones, 35 de los cuales fueron ablacionados para la determinación de la edad. Esos cristales presentaron tamaños de entre 150 y 280 μm , mientras que la morfología de los mismos es prismática de tipo P5 y J25, de

CUADRO 5.3: Tabla de edades U-Pb obtenidas en este estudio. Edad de concordia (c), edad de promedio ponderado (pp). Error 2 sigma

Muestra	Unidad	Coordenadas	Edad [Ma]	Material fechado
AL254	Ignimbrita Veta Rica	Interior mina	30.02±0.24 (c)	Circón
BL096	Ignimbrita Veta Rica	21° 52.306' N, 103° 45.641' W	29.41±0.26 (c)	Circón
AL-18	Ignimbrita Alacrán	21° 49.837' N, 103° 45.515' W	27.72±0.10 (c)	Circón
BL027	Flujo riolítico El Refugio	21° 56.817' N, 103° 42.289' W	24.01±0.16 (pp)	Circón
BL004	Domo Tepec	21° 50.970' N, 103° 45.852' W	25.02±0.52 (pp)	Circón
BL098	Domo Tepec	21 ° 51.210' N, 103° 45.854' W	24.77±0.30 (pp)	Circón
BL040	Domo Cerro Bola	21° 51.889' N, 103° 48.515' W	23.73±0.98 (c); 26.35±0.3 (c); 25.61±0.8 (c; edad de mezcla)	Circón
BL049	San Martín Superior	21° 52.028' N, 103° 45.765' W	21.73± 0.84 (pp)	Circón

acuerdo con la clasificación morfológica de Pupin (1980), indicando una temperatura de formación de al menos 850 °C. El contenido medio de U/Pb en los circones es de 209.25, con un valor mínimo de 195.8 y un máximo de 273.4. La curva de densidad de probabilidad construida para esta muestra indicó una distribución unimodal con sesgo positivo, indicando la presencia de posibles poblaciones de antecristales (metodología en Bryan *et al.*, 2008 y referencias en él).

La catodoluminiscencia de esta unidad mostró que una pequeña población de los circones presentan núcleos heredados, estos cristales fueron evitados durante la ablación. Sin embargo, son una clara evidencia del reciclaje magmático en la región.

Como se puede observar en la curva de concordia de Wetherill obtenida para esta muestra, los circones analizados definen una tendencia lineal discordante en la que la mayoría de la población se concentra en la región cercana a la curva de concordia, y definen un patrón lineal que expresa un origen co-magmático de los circones analizados. La edad de intersección obtenida para esta muestra fue de 30.02±0.24 (MSWD= 1.3), mientras que los circones individuales presentaron un rango de edades variable entre 32.9 y 23.8 Ma (figura 5.4), para esta unidad se consideró que la mejor aproximación de la edad es la

obtenida de la curva de concordia debido al patrón lineal que definen los circones y a que existe una gran variación en las edades individuales, por lo que la edad ponderada presenta una dispersión mayor indicando que posiblemente la edad obtenida corresponde a una edad de mezcla.

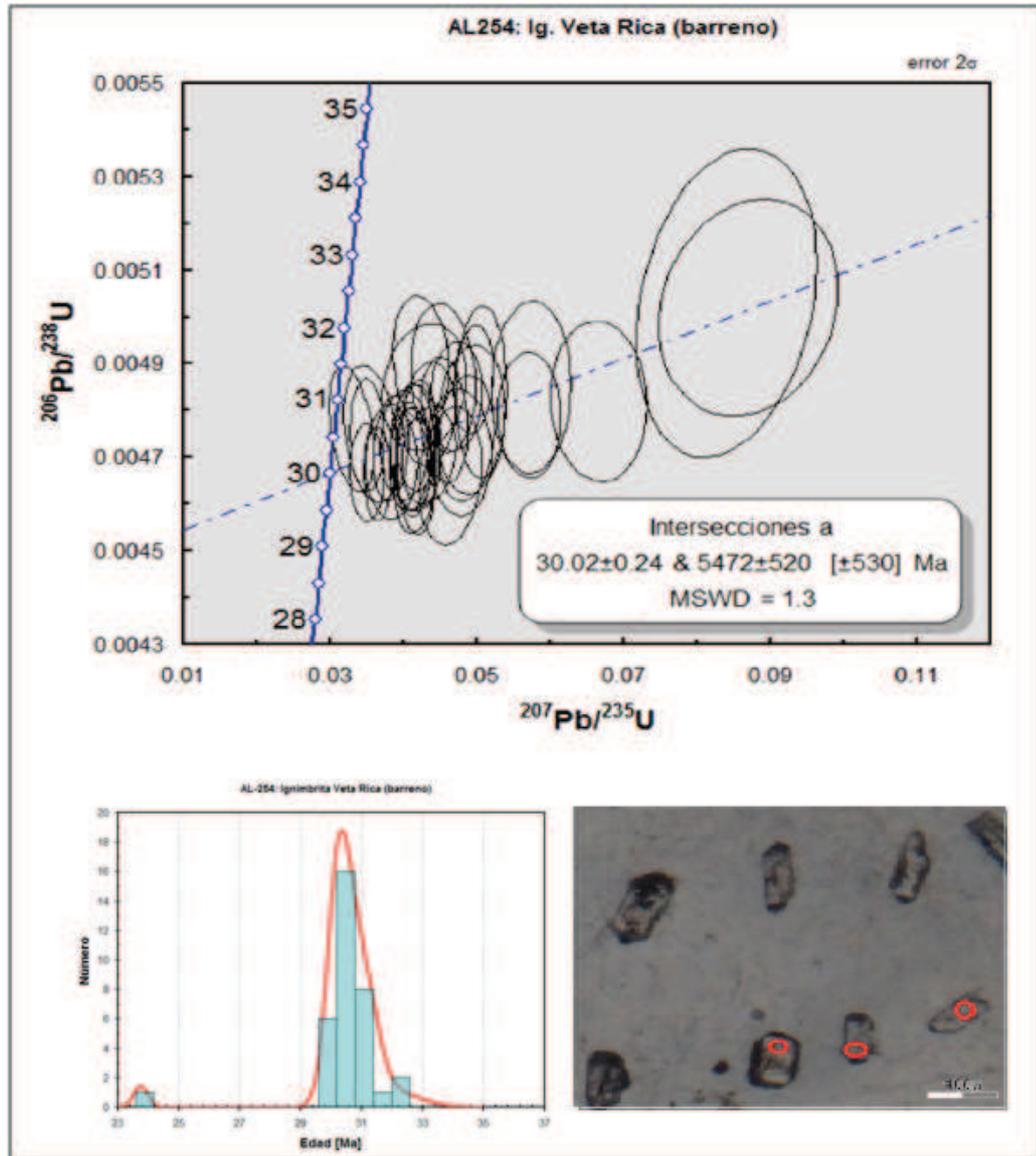


FIGURA 5.4: a) Curva de Concordia de Wetherill que presenta la intersección inferior a 30.02 ± 0.24 Ma, b) Curva de densidad de probabilidad con tendencia a la normalidad, se observa un pico de ≈ 24 Ma correspondiente la población de circones más joven y el pico central a 30 Ma (edad $206/238$), c) Fotomicrografía de circones montados con luz transmitida.

5.6.2. BL096: Ignimbrita Veta Rica (muestra de afloramiento)

La Ignimbritas Veta Rica de afloramiento fue muestreada aproximadamente 20 m por encima de antiguo tiro de mina La Veta Rica; ésta consiste en una ignimbrita intensamente soldada con fragmentos líticos y escasos fenocristales de cuarzo y sanidino. Se recuperaron y montaron 100 circones de esta unidad y se eligieron aleatoriamente 35 de ellos para el fechamiento de la roca.

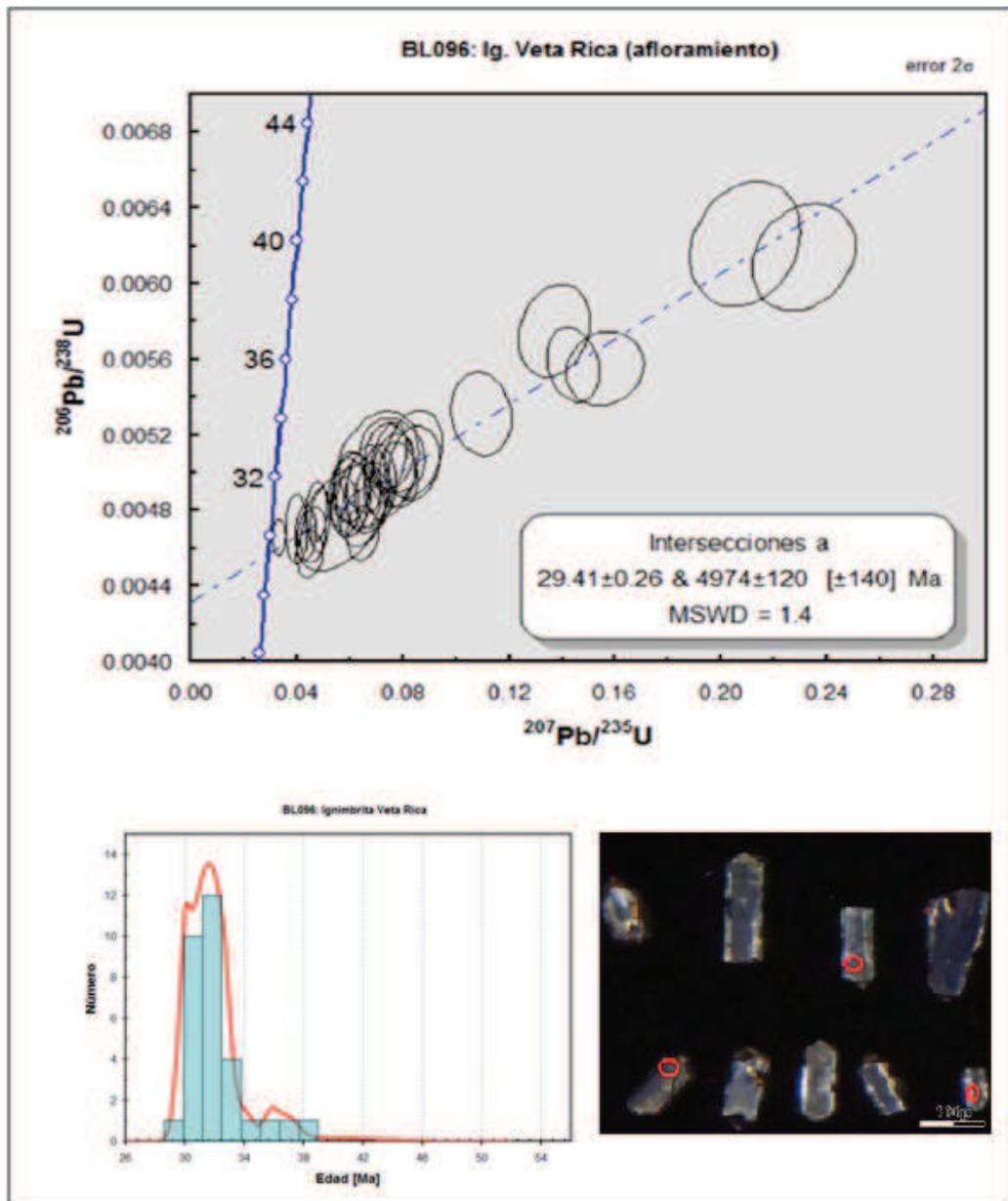


FIGURA 5.5: a) Curva de Concordia de Wetherill que presenta la intersección inferior a 29.41 ± 0.26 Ma, b) Curva de densidad de probabilidad con sesgo positivo y multimodal que indica la presencia de antecristales, c) Imagen de catodoluminiscencia en la que se observa la variación en la brillantez por efecto de la concentración de U y REE en los cristales.

Los circones de esta unidad presentan un rango de tamaño desde 95 hasta 200 μm , con una morfología predominantemente prismática, de tipo G1 de acuerdo con la clasificación morfológica de circones de Pupin (1980). El valor medio de la relación U/Pb fue de 197.44, con valores mínimo y máximo de 147.5 y 219.9, respectivamente. La curva de densidad de probabilidad indica una distribución unimodal con sesgo positivo que expresa el contenido de antecristales en la muestra analizada.

Al igual que la muestra AL254, estratigráficamente equivalente a esta unidad, los circones presentan un patrón lineal que definen una recta de discordancia que indica un origen co-magmático para estos cristales, así mismo se observa que la mayoría de los cristales se agrupan cerca de la curva de concordia, con relaciones isotópicas Pb/U bajas. Se obtuvo una edad de intersección de 29.41 ± 0.26 (MSWD=1.4), mientras que el rango de edades para los cristales individuales fluctuó entre 29.4 y 38.6 Ma, expresando la asimilación de rocas eocénicas (figura 5.5).

5.6.3. AL-18: Ignimbrita Alacrán

La Ignimbrita Alacrán ha sido analizada y fechada previamente por varios autores obteniendo diversas edades U-Pb y Ar-Ar (ver tabla 5.2). En el presente estudio se obtuvo una nueva edad U-Pb para esta unidad con base en las relaciones isotópicas obtenidas de una muestra de 35 circones ablacionados.

En el caso de esta unidad se obtuvieron circones de una extensa gama de formas, los cristales analizados presentaron formas de tipo AB3, hasta prismáticas P1 (clasificación de Pupin, 1980). La catodoluminiscencia permitió identificar la presencia de daños estructurales de distinto grado en la mayoría de los cristales así como la presencia de inclusiones sólidas de gran tamaño.

El tamaño de los cristales osciló entre 90 y 330 μm . Por otra parte, las imágenes de catodoluminiscencia mostraron la bimodalidad de las concentraciones de U, expresada en la mayor luminiscencia en los circones con concentraciones bajas de U y REE. Así mismo se lograron identificar varios circones con zoneamiento y núcleos heredados (figura 5.6).

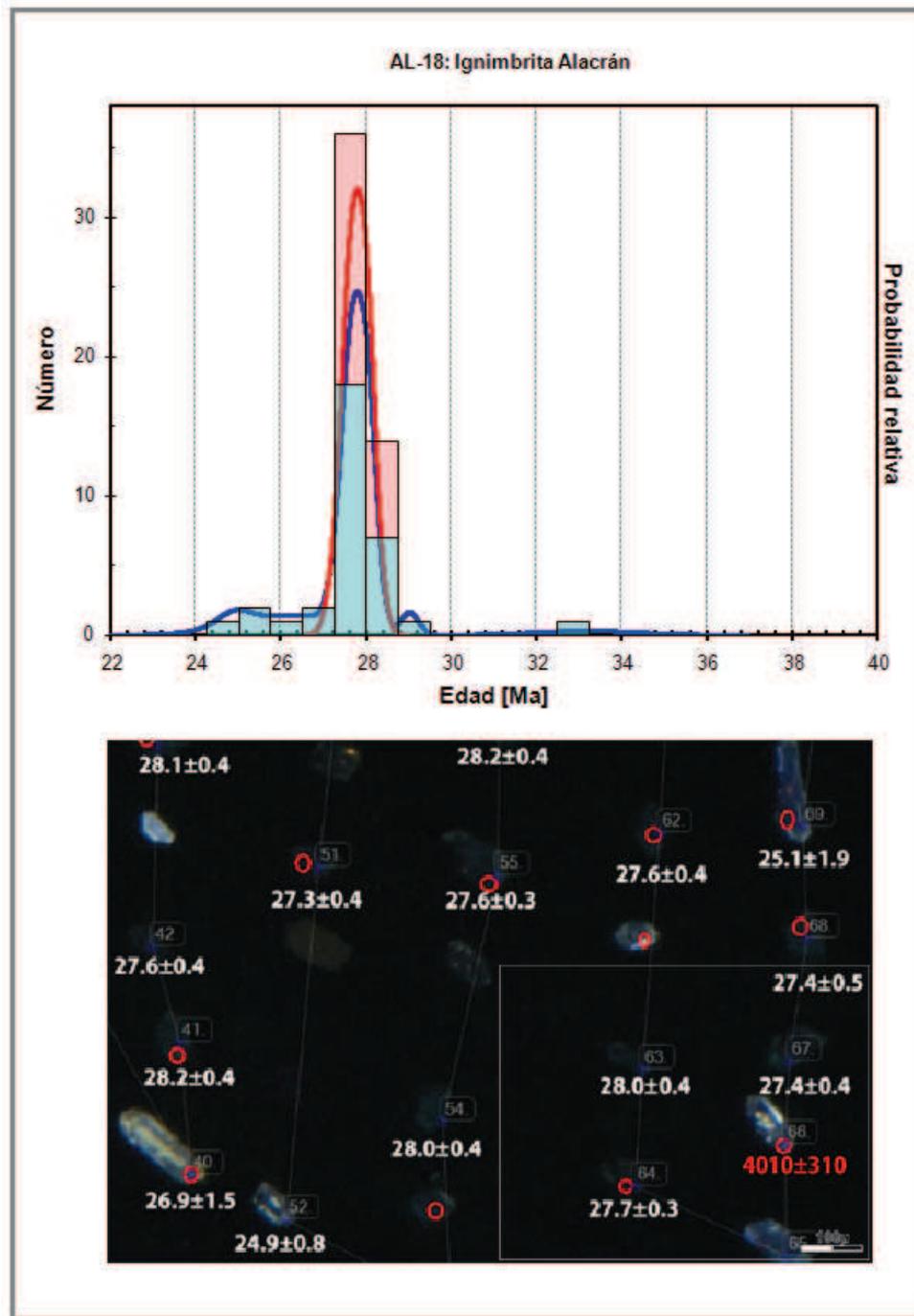


FIGURA 5.6: a) Curva de densidad de probabilidad polimodal que indica la presencia de antecristales, b) Imagen de catodoluminiscencia con edades individuales y puntos de ablación.

La heterogeneidad de esta muestra queda expresada tanto en la relación U/Pb como en las relaciones isotópicas obtenidas. La relación U/Pb presentó un valor medio de 210.27, un mínimo de 74.29 y un máximo de 256.77. Se construyeron dos curvas de densidad de probabilidad para esta unidad, en la primera se utilizaron todos los valores obtenidos del análisis obteniéndose una curva polimodal con sesgo hacia la derecha, indicando

la presencia de antecristales en la muestra. La segunda curva se elaboró omitiendo los valores con mayor rango de error, mismos que se utilizaron para la construcción de la curva de Concordia, esta presentó una distribución normal simétrica (figura 5.6). Los circones analizados en esta muestra presentaron las mayores concentraciones de U y Pb, respecto al total analizado.

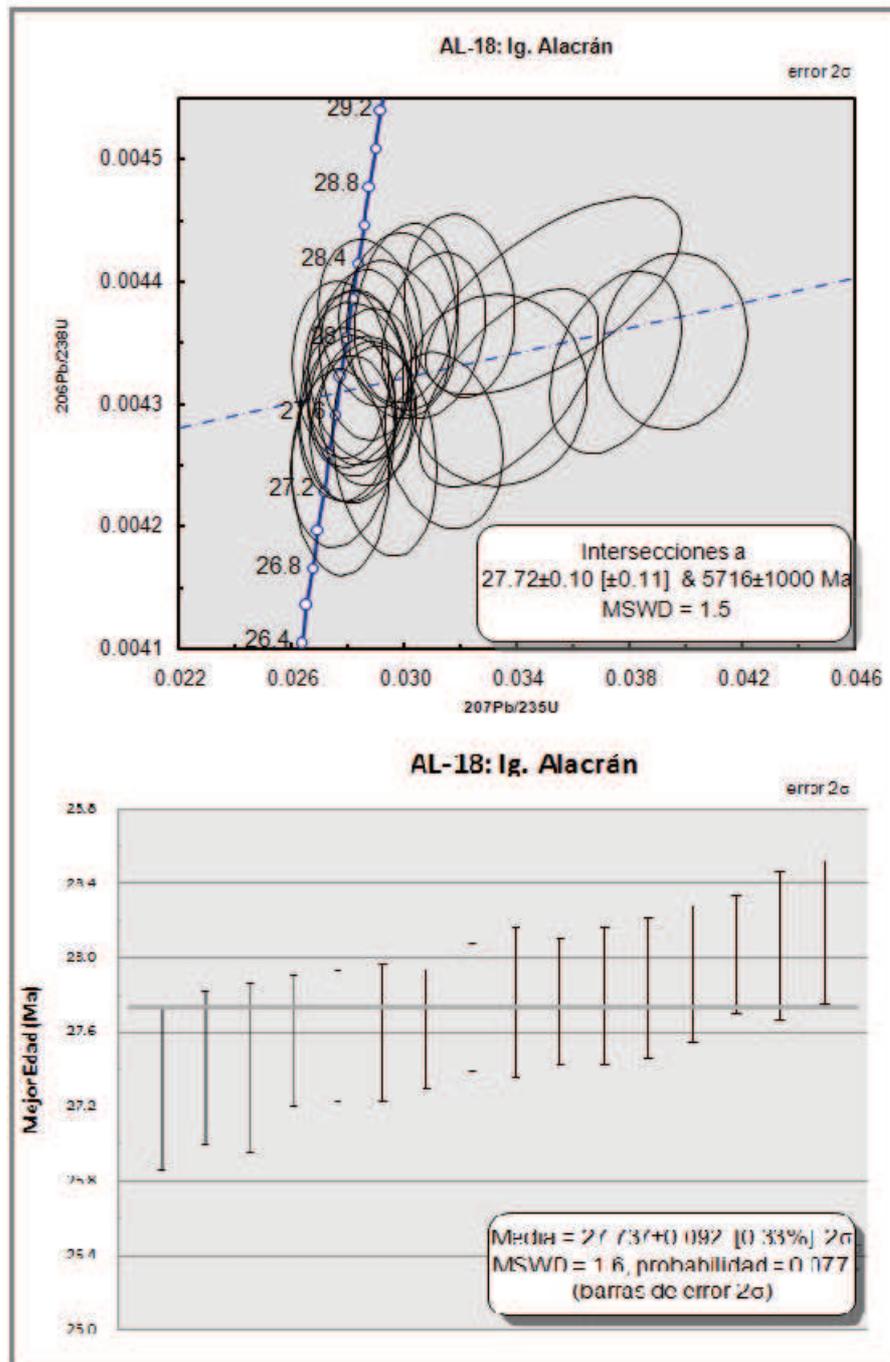


FIGURA 5.7: a) Curva de Concordia de Wetherill que presenta la intersección inferior a 27.72 ± 0.10 Ma, b) Promedios ponderados de 16 circones con una edad ponderada de 27.737 ± 0.092 Ma

Por otra parte, las relaciones isotópicas obtenidas para cada circón definieron 2 grupos claramente observables en la curva de Concordia de Wetherill elaborada para esta unidad, un primer grupo que define una tendencia lineal de discordia que puede interpretarse como un set de circones co-magmáticos, mientras que el segundo grupo, localizado en la zona de intersección inferior con la concordia, se interpretó como el set de antecristales más antiguos de la muestra.

La edad de intersección obtenida para esta muestra es de 27.72 ± 0.10 Ma (MSDW=1.5), esta edad fue comparada con la edad obtenida mediante el método de promedio ponderados, mismo que arrojó una edad de 27.737 ± 0.092 Ma indicando una edad de 27.7 Ma para la Ignimbrita Alacrán. Sin embargo, las edades individuales indicaron una edad máxima de 33.2 Ma y una mínima de 24.9 Ma expresando la abundancia de antecristales en la muestra e indicando que la edad obtenida corresponde a una edad de mezcla para esta unidad (figuras 5.7 y 5.6).

5.6.4. BL027: Flujo riolítico El Refugio

El miembro superior de la Formación Alacrán, constituido por flujos, diques y domo riolíticos es representado por el flujo riolítico El Refugio. Este consiste en una riolita esferulítica con bandeamiento por flujo muy marcado y semihorizontal en el sitio de muestreo, pobre en fenocristales de sanidino. Se separaron y montaron 100 circones, de los cuales se eligieron 35 para ablacionar. Las formas de estos cristales se clasifican como de tipo P4 y P5 (Pupin, 1980), en tamaños de 100 a 200 μm .

La relación U/Pb en esta muestra presentó valores mínimo, máximo y medio de 121.31, 298.33 y 262.88, respectivamente. La curva de densidad de probabilidad obtenida mostró una distribución cercana a la normal, mientras que la catodoluminiscencia indicó que existen al menos dos poblaciones de circones, una con alto contenido de U y REE, y una población menor con bajas concentraciones de U y REE que queda expresado en una mayor luminiscencia de los cristales (figura 5.8).

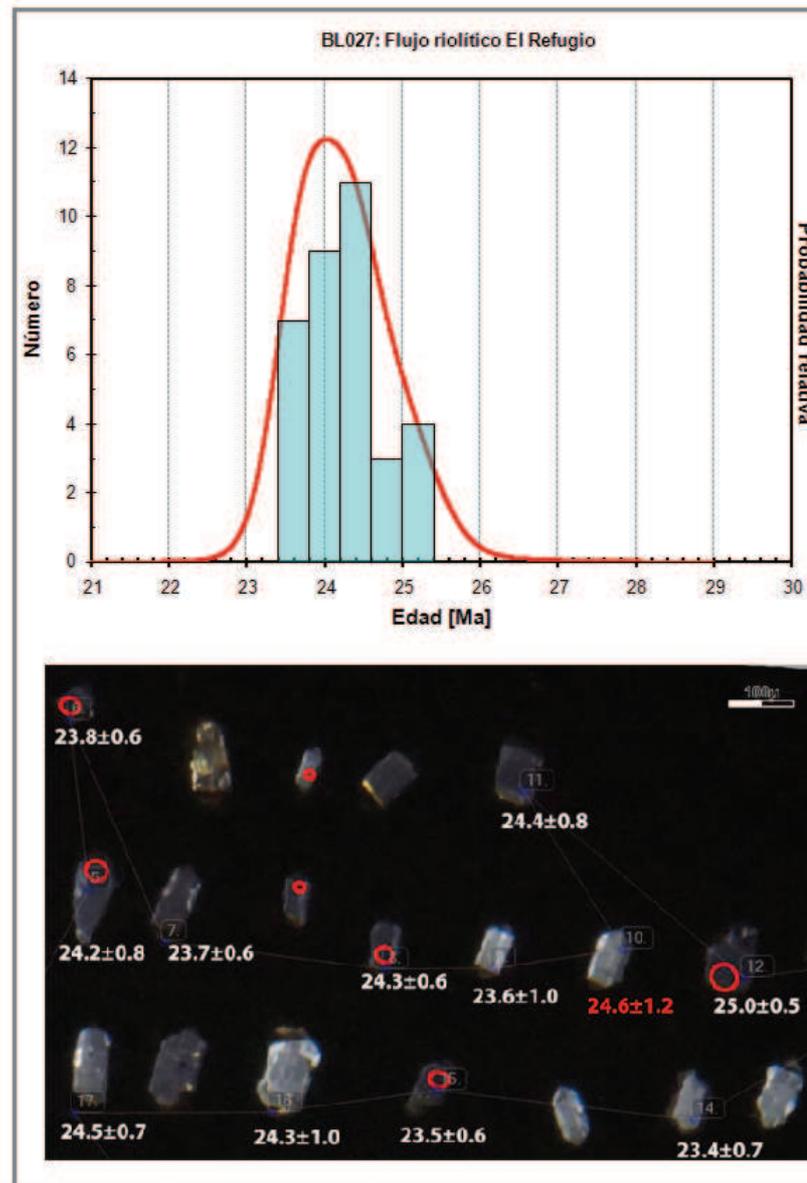


FIGURA 5.8: a) Curva de densidad de probabilidad con tendencia a la normalidad, ligeramente asimétrica. Edad Pb^{206}/U^{238} b) Imagen de catodoluminiscencia con edades individuales y puntos de ablación.

Los circones analizados arrojaron relaciones isotópicas muy similares entre sí y muy cercanos a los observados en la curva de Concordia de Wetherill permitiendo obtener una edad con gran precisión. La edad de intersección obtenida mediante este método fue de 24.05 ± 0.31 Ma (MSWD=1.07), ésta edad fue comparada con la edad obtenida mediante la técnica de promedio ponderado de 17 de los circones analizados con menor dispersión, la cual indicó una edad de 24.01 ± 0.16 Ma, confirmando la edad obtenida mediante la curva de Concordia de Wetherill. Por otra parte, el análisis de las edades individuales arrojó una edad mínima de 23.4 Ma y una máxima de 25.3 Ma, expresando una variación de ≈ 2 Ma (figura 5.9).

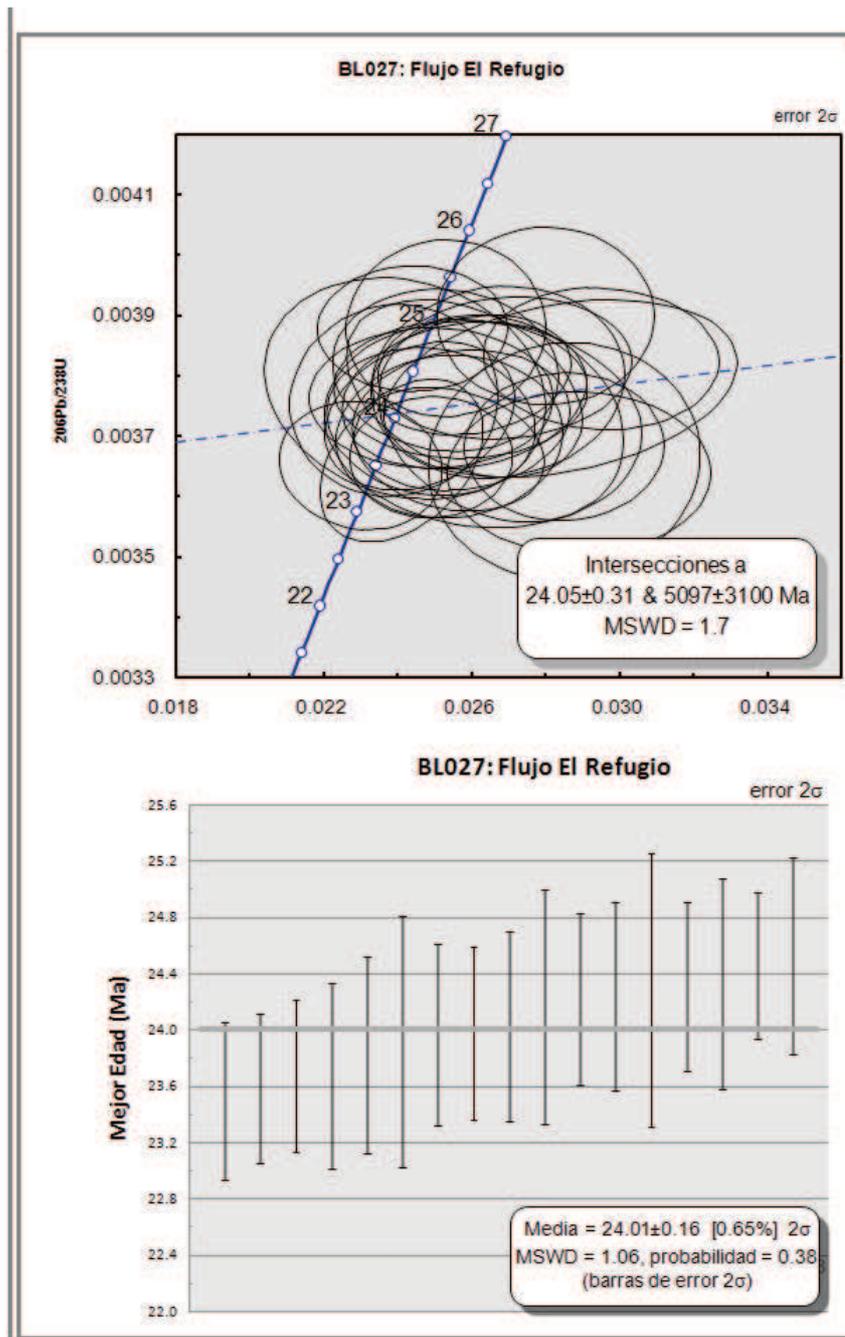


FIGURA 5.9: a) Curva de Concordia de Wetherill que presenta la intersección inferior a 24.05 ± 0.31 Ma, b) Promedios ponderados de 17 circones con una edad ponderada de 24.01 ± 0.16 Ma.

5.6.5. BL040: Domo Cerro Bola

El Complejo de Domos Los Machetes queda representado por el Domo Cerro Bola, el cuál fue muestreado para su fechamiento. Este consiste de un domo riolítico con esferulitas, bandeamiento por flujo y muy escasos fenocristales de cuarzo. Se separaron 100 circones de esta unidad, de los cuales fueron ablacionados 35 para el fechamiento de la roca. Los circones de esta unidad presentan tamaños de 100 hasta 320 μm con una longitud media de 250 μm , mientras que la morfología es predominantemente de tipo S5 y prismáticos P5 (clasificación de Pupin , 1980). Esta muestra presentó un rango muy uniforme de valores para la relación U/Pb, con máximo de 258.8, un mínimo de 204.62 y un valor medio de 231.01.

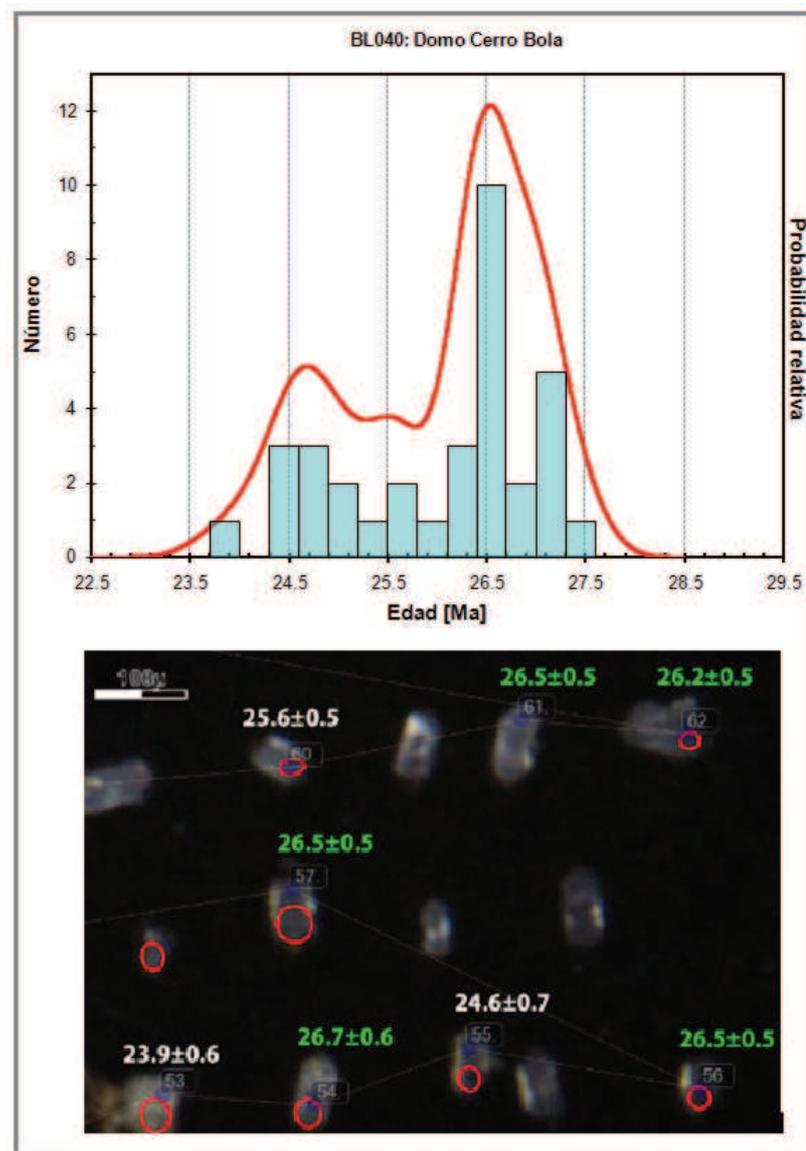


FIGURA 5.10: a) Curva de densidad de probabilidad con distribución bimodal b) Imagen de catodoluminiscencia con edades individuales y cráteres de ablación.

La catodoluminiscencia no mostró la presencia de núcleos heredados, sin embargo la curva de densidad de probabilidad mostró bimodalidad en la distribución expresando claramente la existencia de dos poblaciones de circones en la muestra. Estas poblaciones quedan claramente definidas en la curva de Concordia de Wetherill obtenida para esta muestra (figura 5.11).

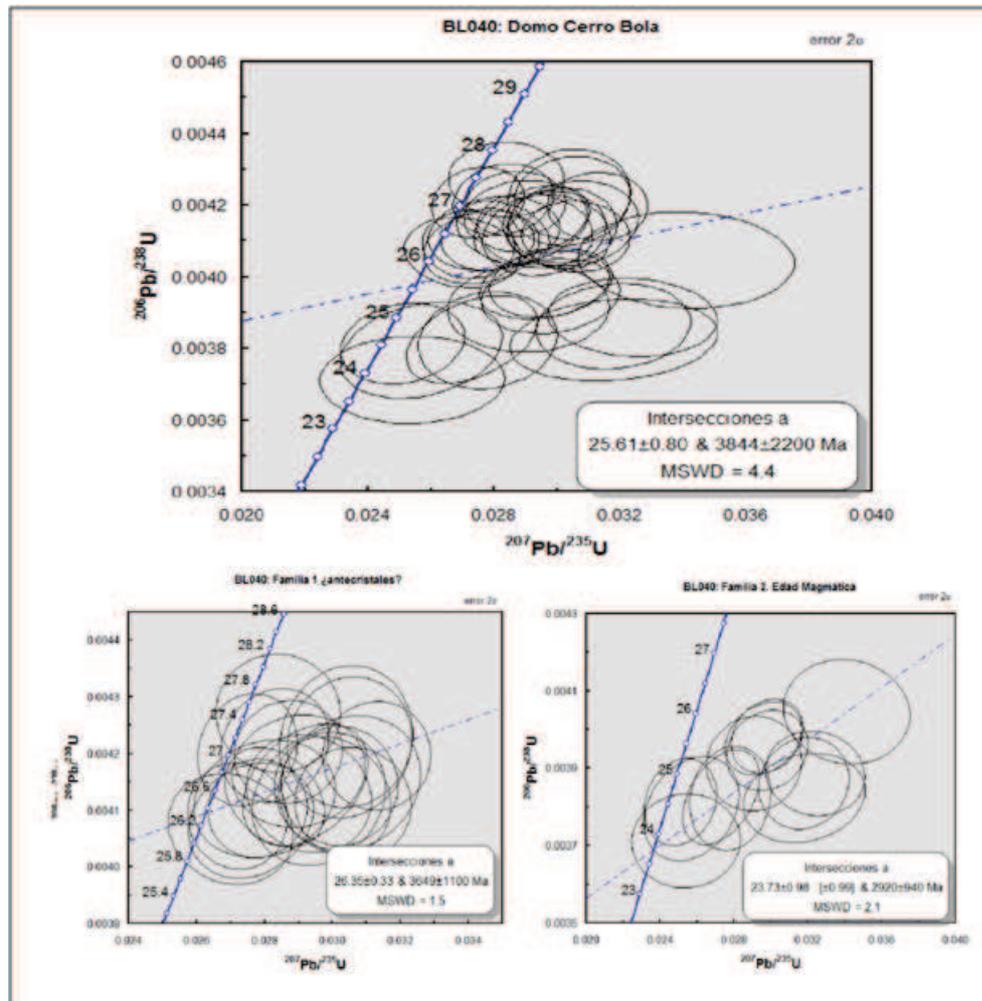


FIGURA 5.11: a) Curva de Concordia de Wetherill para la población total, se observan claramente dos grupos de circones que producen una edad de mezcla de 25.61 ± 0.8 Ma b) Curva de Concordia de Wetherill para la familia de circones más antigua, con una edad de 26.35 ± 0.33 , c) Curva de Concordia de Wetherill para el grupo más joven, con una edad de 23.73 ± 0.98 Ma.

La edad obtenida considerando ambas familias de cristales fue de 25.61 ± 0.80 (MSDW=4.4). Debido a que las familias de circones están claramente definidas se obtuvieron las edades de cada grupo por separado obteniéndose una edad de 26.35 ± 0.33 (MSDW=1.5) para la familia más antigua y una edad de 23.73 ± 0.98 (MSWD=2.1) para la más joven, este último grupo define una lineal de discordia que se interpretó como un grupo de cristales co-magmáticos que se consideran representativos de la verdadera edad magmática de la

muestra. La familia más antigua se interpreta como un grupo de antecristales que presentan una edad máxima de 27.5 Ma y una mínima de 26.2 Ma, indicando la presencia de un bloque oligoceno bajo la secuencia del Mioceno (figura 5.11).

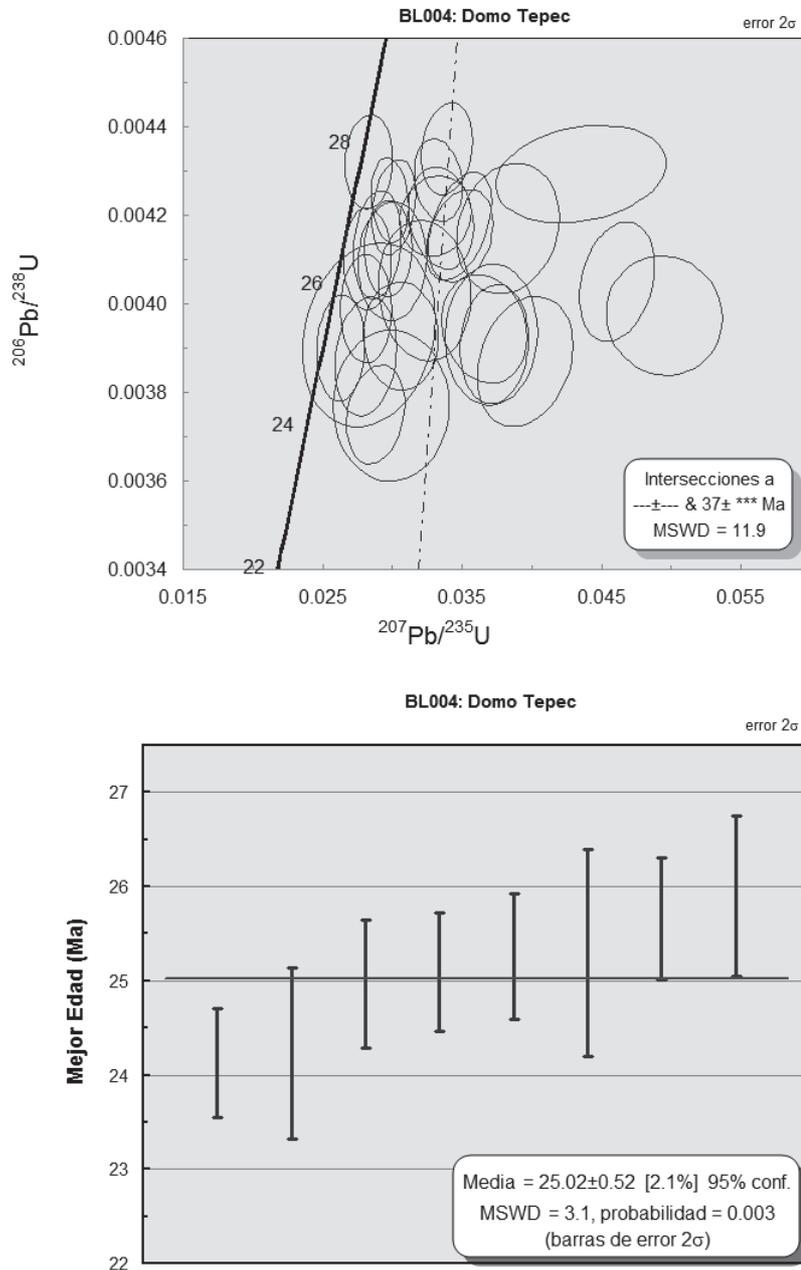


FIGURA 5.12: a) Curva de Concordia de Wetherill en la que se puede observar la discordancia de la muestra, b) Gráfico de promedios ponderados.

5.6.6. BL004: Domo Tepec (zona estéril)

La muestra BL004 corresponde a una riolita con bandeamiento por flujo y abundantes esferulitas muestreada en la base del domo Tepec. Esta unidad se caracteriza por contener pocos circones, la mayoría de los cuales presentan un tamaño aproximado de 100 a 200 μm con formas prismáticas de tipo S5, de acuerdo con la clasificación de Pupin (1980). La catodoluminiscencia mostró la presencia de núcleos heredados en algunos de los circones; la relación U/Pb presentó una gran variación, con un valor mínimo de 32.6, un máximo de 265.8 y una media de 212.7 que refleja la heterogeneidad de la muestra.

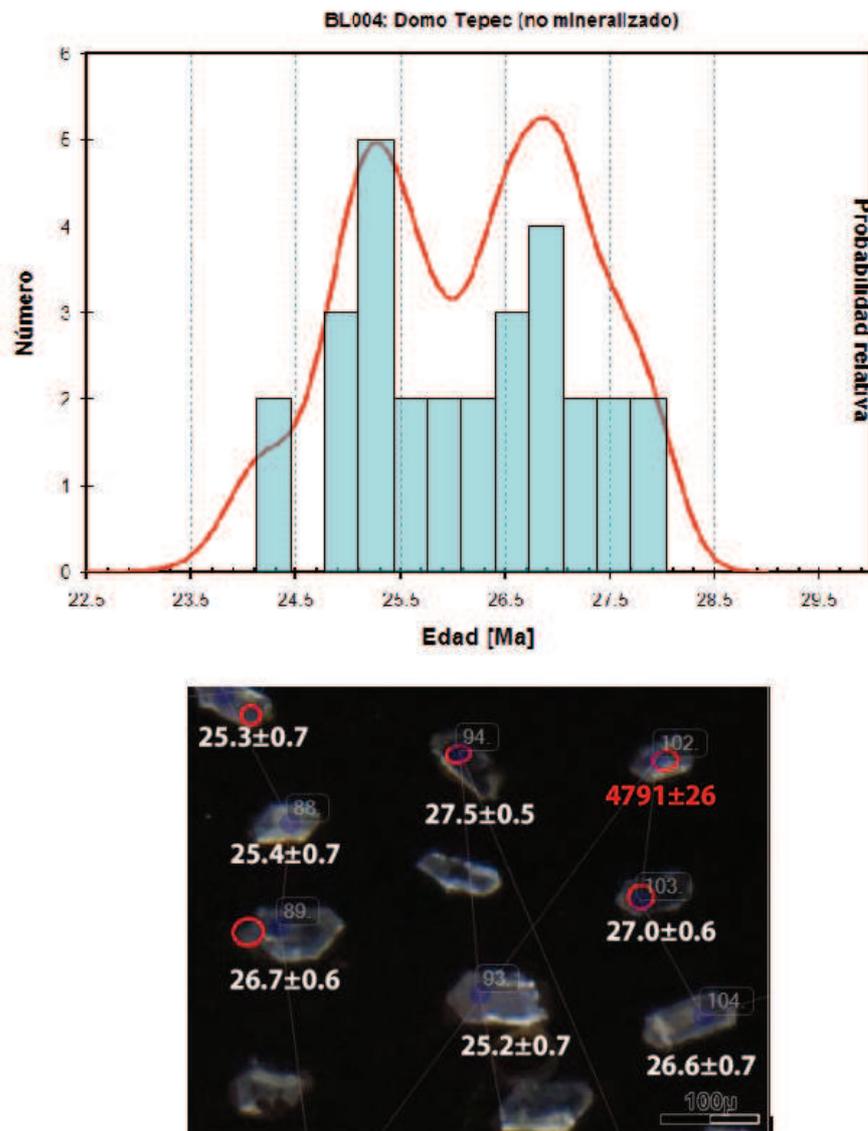


FIGURA 5.13: a) Curva de densidad de probabilidad que indica una distribución poli-modal, b) Imagen de catodoluminiscencia con edades de circones individuales.

La curva de Concordia de Wetherill de esta unidad no arrojó ningún resultado debido a la alta dispersión de los datos, por lo que se obtuvo una edad mediante promedios ponderados utilizando los ocho circones con menor dispersión y con las edades individuales más jóvenes, obteniéndose una edad de intersección de 25.02 ± 0.52 (MSDW=3.1). Por otra parte, el análisis de las edades individuales arrojó una edad máxima de 32.5 Ma y una mínima de 24.1 Ma evidenciando la abundancia de antecristales y xenocristales en la muestra (figura 5.12).

Posteriormente se elaboró la curva de densidad de probabilidad, misma que evidenció la bimodalidad de la muestra indicando la presencia de al menos dos familias de circones en la muestra analizada. (figura 5.13).

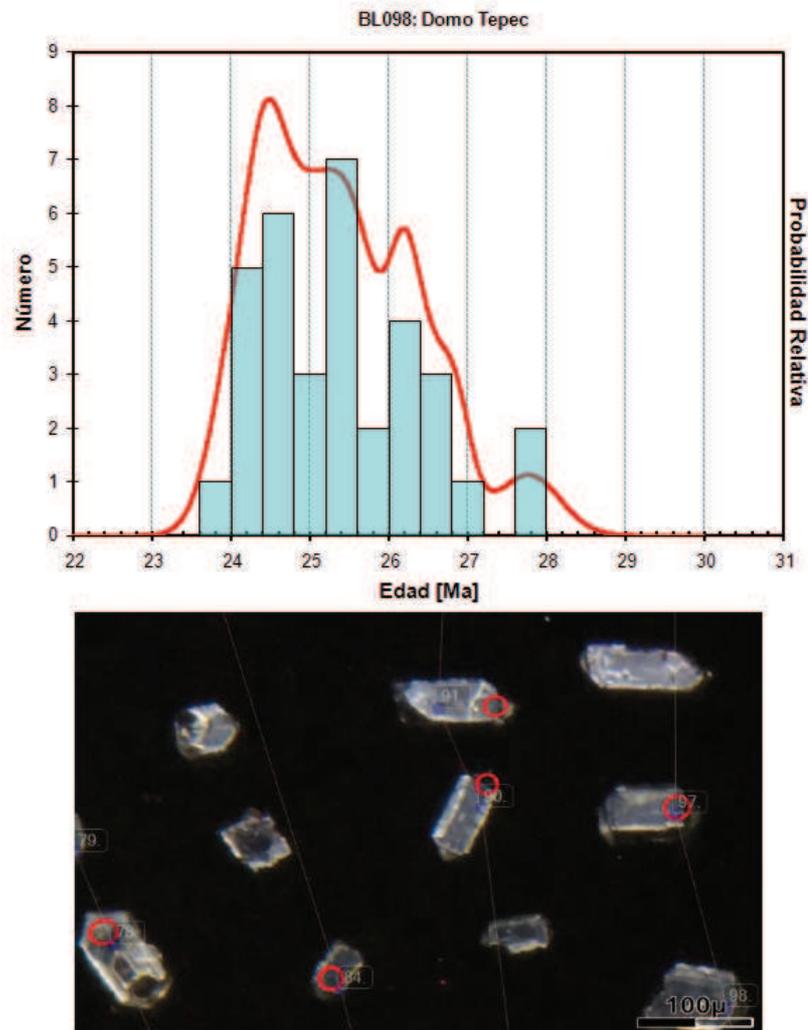


FIGURA 5.14: a) Curva de densidad de probabilidad que expresa una distribución polimodal indicativa de la presencia de antecristales en la muestra, b) Imagen de catodoluminiscencia de circones en la que se logra apreciar la variación en el contenido de Uranio y la diversidad morfológica de los cristales.

5.6.7. BL098: Domo Tepec (zona mineralizada)

Se muestreó el sector apical del Domo Tepec, en una zona mineralizada con vetillas de casiterita y magnetita. Esta zona presentó mayor abundancia de circones respecto a la muestra BL004, tomada de esta misma unidad.

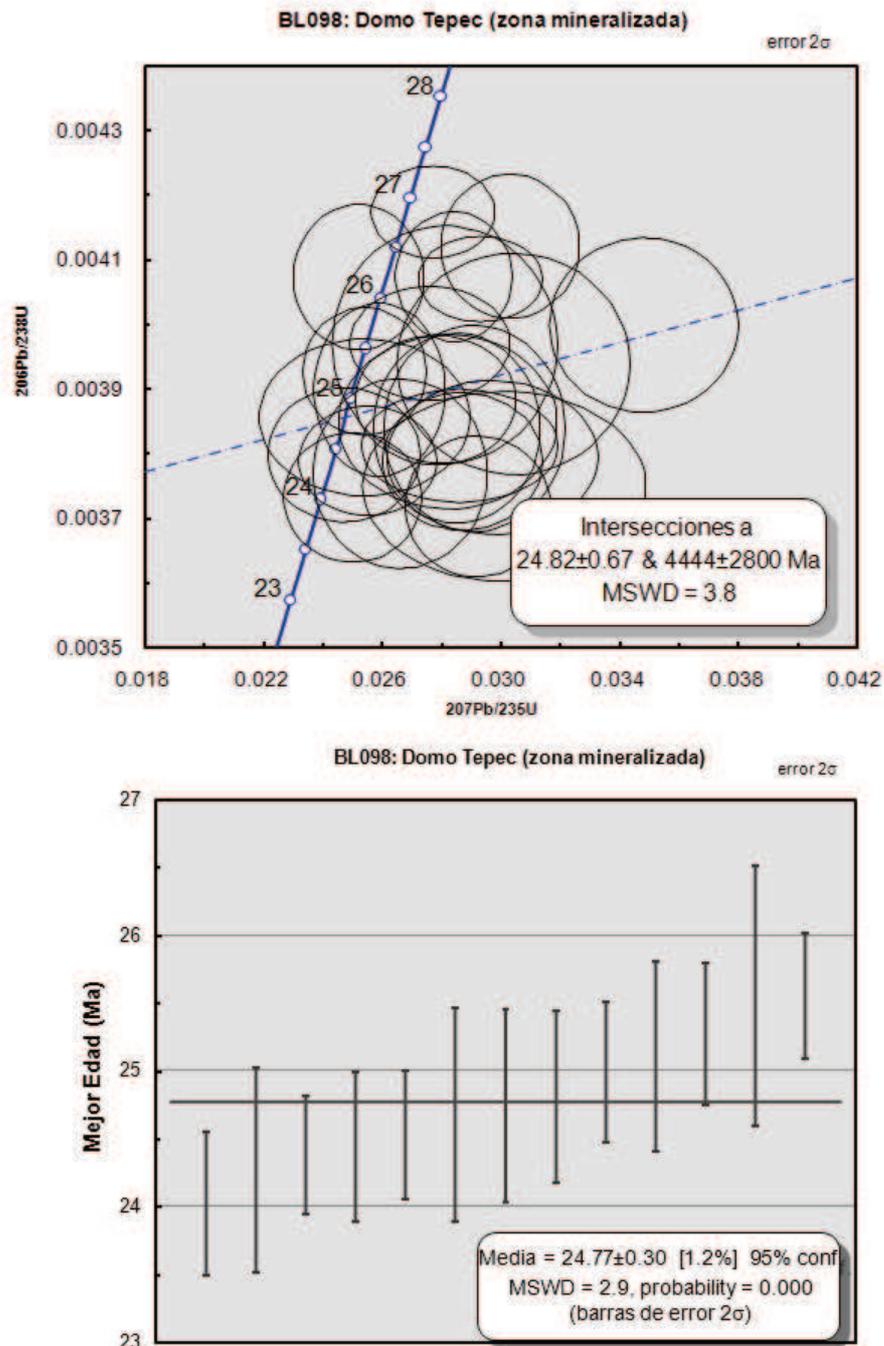


FIGURA 5.15: a) Curva de Concordia de Wetherill que presenta una edad de intersección de 24.82±0.67 Ma b) Promedios ponderados de 13 circones que presentaron una edad media de 24.77±0.3 Ma

Se separaron y montaron en resina epoxica 100 circones, 35 de los cuales fueron ablastados. Los cristales presentaron tamaños variables entre 250 y 300 μm , con formas variables desde cristales bipiramidales hasta prismáticos elongados. La catodoluminiscencia indicó una amplia variación en el contenido de U y REE, expresada en luminiscencia de los cristales, además de mostrar la presencia de núcleos heredados, inclusiones sólidas, micrometización y zoneamiento en algunos cristales. La relación U/Pb en la muestra presentó un rango de valores de 32.6 a 265.8, con un valor medio de 212.7, evidenciando la diversidad composicional de la muestra.

La curva de densidad de probabilidad presentó una distribución polimodal que se interpreta como resultado de la abundancia de antecristales en la muestra (5.14).

Se obtuvo una edad de intersección de 24.82 ± 0.67 (MSWD=3.8); debido al alto valor obtenido de MSWD se comparó con la edad obtenida mediante el método de promedios ponderados de los 15 circones con menor dispersión cuyo resultado fue una edad ponderada de 24.77 ± 0.30 (MSWD=2.9) la cual se considera una mejor aproximación a la edad magmática de esta muestra (figura 5.15).

Por otra parte, el análisis de las edades de los cristales individuales mostró una edad máxima de 27.8 ± 0.7 Ma y una mínima de 23.9 ± 0.6 Ma, expresando una diferencia de ≈ 4 Ma entre el circón más joven y el más antiguo corroborando la abundancia de antecristales en la población analizada, expresada previamente en la curva de probabilidad (figura 5.15).

5.6.8. BL049: Ignimbrita San Martín Superior

La Ignimbrita San Martín consiste en una toba fírica soldada rica en circones que aflora principalmente en el sector occidental del graben. Se separaron y montaron 100 circones de esta unidad, analizándose 35 de ellos para su fechamiento. Éstos mostraron una gran variación en tamaños y morfología, presentándose en un rango de 90 a 320 micras, con formas desde bipiramidales hasta prismáticas.

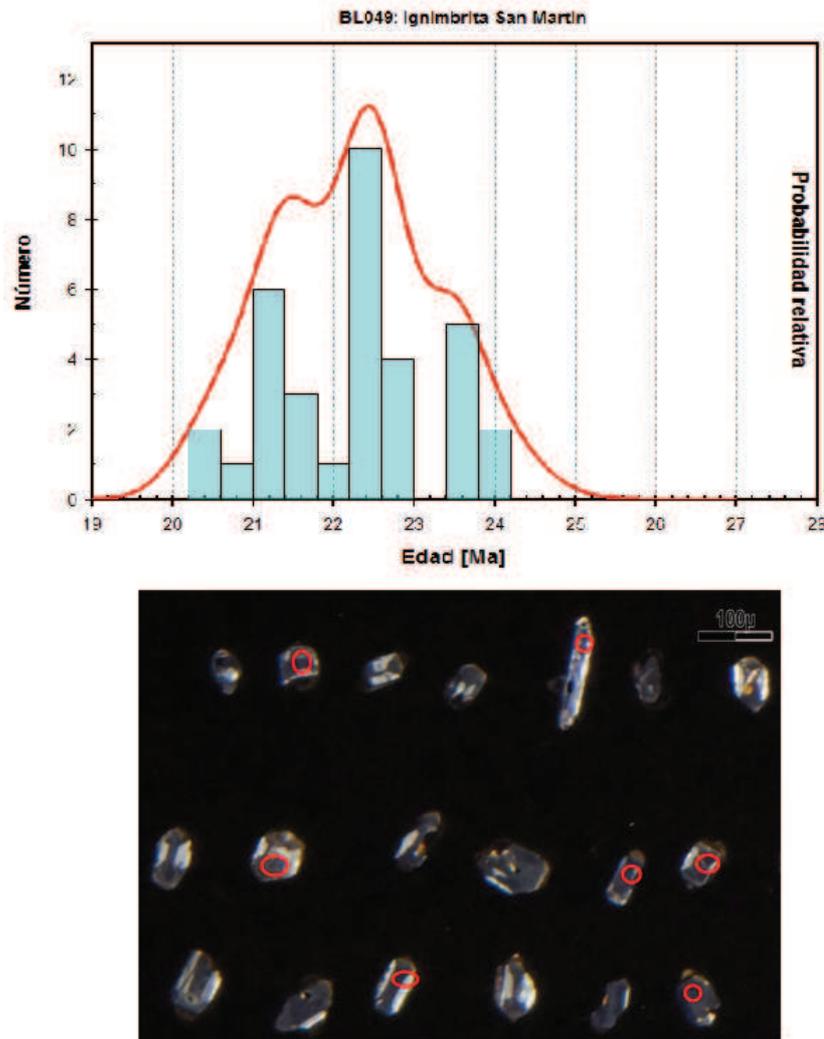


FIGURA 5.16: a) Curva de densidad de probabilidad que indica una distribución poli-modal expresando la abundancia de antecristales en la muestra, b) Imagen de catodoluminiscencia de circones individuales y puntos de ablación.

La catodoluminiscencia permitió observar la presencia de varios cristales con núcleos heredados así como cristales con zoneamiento asociado a variaciones en las concentraciones de U y REE. La relación U/Pb en la muestra abarca un amplio rango de valores, desde 152.24 hasta 279.81, con una media de 246.57 que expresa la heterogeneidad de

la población analizada. La curva de densidad de probabilidad indicó una distribución polimodal que expresa la abundancia de antecristales contenidos en esta unidad.

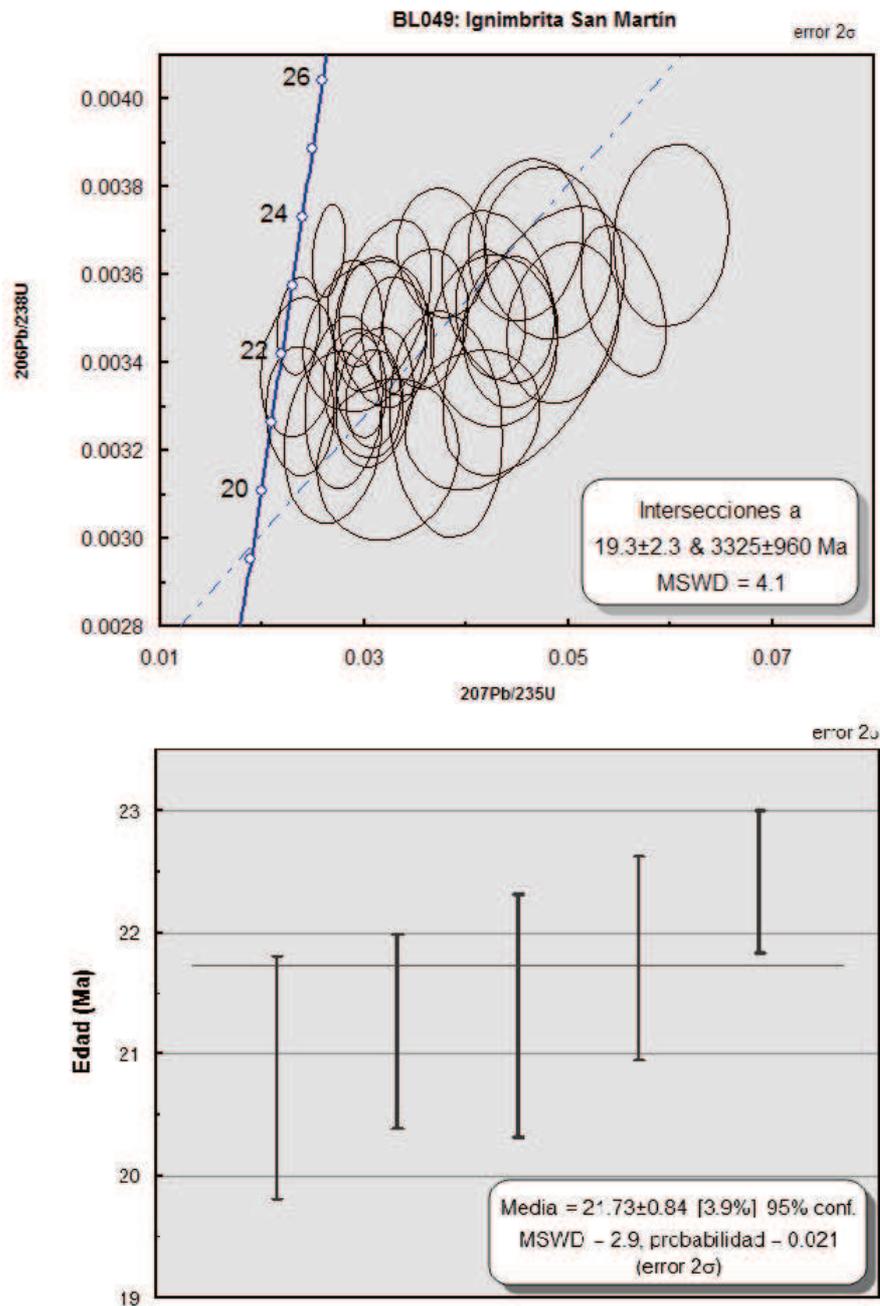


FIGURA 5.17: a) Curva de Concordia de Wetherill con una edad de 19.3±2.3 Ma, b) Promedios ponderados de 5 circones que arrojaron una edad de 21.73±0.64 Ma.

Se construyó la curva de Concordia de Wetherill obteniendo una edad de 19.3±2.3 Ma (MSWD=4.1), mientras que el cálculo de promedios ponderados indicó una edad de intersección de 21.73±0.84 Ma (MSWD=2.9), la cual se considera una mejor aproximación a la edad de esta unidad. Por otra parte, el fechamiento de cristales individuales indica

una edad máxima de 24.1 Ma y una mínima de 20.5 Ma expresando una vez más la presencia de antecristales en las muestras analizadas.(figuras [5.17](#) y [5.16](#)).

Capítulo 6

Isotopía Lu-Hf en circones magmáticos

6.1. Introducción

La aplicación del sistema Lu-Hf como trazador de procesos geológicos ha tenido gran auge, debido en gran parte a los nuevos avances tecnológicos que han permitido la medición de las relaciones isotópicas de Lu y Hf con gran precisión. Una de las técnicas de mayor auge en la actualidad ha sido la mediciones de las relaciones Lu-Hf en circones individuales en conjunto con el fechamiento U-Pb de los mismos mediante LA-ICP-MS. La aplicación de esta técnica permite analizar las relaciones isotópicas Lu/Hf de los circones individuales en un contexto temporal con el fin de determinar la fuente de los magmas que dieron origen al cristal analizado.

En este estudio se realizó el análisis de las relaciones Lu/Hf de tres familias de circones provenientes de los magmas silícicos que se consideran representativos del magmatismo local del Graben de Bolaños: (1) los flujos riolíticos que conforman la cima de la Formación Alacrán (24.01 Ma), (2) los Domos Tepec (24.77 Ma) y (3) la Ignimbrita Alacrán (25.2 Ma); todas estas muestras fueron fechadas por el método de U-Pb cuyos resultados se discuten en detalle en el capítulo 5 del presente estudio.

En este capítulo se discutirán las bases teóricas de la aplicación del sistema Lu-Hf, así como su utilidad como trazador de procesos geológicos y la aplicación del mismo para las muestras provenientes del área de estudio. Finalmente se discutirán las implicaciones genéticas interpretadas con base en los resultados obtenidos del análisis de las relaciones

Lu-Hf en los circones analizados.

6.2. Fundamento Teórico

6.2.1. El sistema Lu-Hf

El sistema Lu-Hf es un sistema isotópico que comparte muchas similitudes con el ampliamente utilizado sistema Sm-Nd, las principales similitudes entre estos sistemas son:

- En ambos sistemas los elementos son relativamente inmóviles ante los procesos de evolución magmática.
- Los elementos de ambos sistemas son litófilos y refractarios, por lo que se asume que la relación Lu/Hf y Sm/Nd de la Tierra silicatada es muy cercana a la de las condritas (*Bulk Silicated Earth*).
- En ambos sistemas el isótopo hijo es más incompatible, por lo que se enriquece en la corteza produciendo relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ menores en la corteza que en el manto.

En el sistema Lu-Hf, el isótopo padre es el elemento más pesado del grupo de las tierras raras (REE), mientras que el isótopo hijo es un elemento de alto potencial iónico (*HFSE*, *High Field Strength Element*) con un comportamiento químico muy distinto a las REE. Estas características permiten que este sistema sea utilizado como un geocronómetro con gran éxito y como un excelente trazador de procesos geológicos [Faure, 1986; Vervoort, 2014].

Decaimiento Lu-Hf

El ^{176}Lu decae a ^{176}Hf por decaimiento beta, con una vida media de 37.12 Ga. Sin embargo, menos del 1% del ^{176}Lu en las rocas se produce de esta manera, ya que la gran mayoría se produce por nucleosíntesis. La relación de decaimiento de este sistema se puede expresar como:

$$Hf_{72}^{176}{}_p = Hf_{72}^{176}{}_{(t)} + Lu_{71}^{176}{}_p * (e^{\lambda t} - 1) \quad (6.1)$$

De acuerdo con la ecuación del decaimiento radiactivo para este sistema, el ^{176}Hf presente en una roca o mineral en el tiempo presente (p) será función del ^{176}Hf contenido en la

muestra en un tiempo (t) determinado en el pasado, de la cantidad de ^{176}Lu radiogénico en el material y del tiempo que haya transcurrido desde su formación. Es por este motivo que materiales con relaciones altas de Lu/Hf, como el granate, generarán proporcionalmente más ^{176}Hf a través del tiempo y a su vez tendrán relaciones $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ más altas que materiales con relaciones bajas Lu/Hf, como los circones, que producirán proporcionalmente poco ^{176}Hf en el tiempo y, en consecuencia, presentarán relaciones $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ bajas [Vervoort, 2014].

6.2.2. Aplicaciones

Isocrona Lu-Hf

Todas las edades Lu-Hf se calculan mediante el método de la isócrona debido a que los minerales que suelen analizarse siempre presentan isótopos Hf^{176} común o no radiogénico, por lo que no es posible obtener la edad de una sola muestra, ya que esto no representaría la edad de la roca. Las edades Lu-Hf se deben obtener mediante la construcción de una isócrona que requiere utilizar al menos 3 muestras de rocas y/o minerales para los que se asume que (1) se formaron al mismo tiempo, (2) que son cogenéticos, es decir, que tuvieron la misma composición isotópica al momento de su formación y (3) que las muestras han permanecido como sistemas cerrados hasta el momento de su fechamiento (figura 6.1) [Vervoort, 2014].

Épsilon de Hf y edades modelo

Como se mencionó previamente, tanto el Lu como el Hf son elementos litófilos y refractarios con alta temperatura de condensación, estas características han permitido que se asuma una abundancia de ellos en la Tierra aproximada a la de las condritas. El modelado de la composición primitiva de la Tierra se conoce como el modelo CHUR o *Chondritic Uniform Reservoir*, modelo que representa las abundancias de elementos e isótopos durante la formación del Sistema Solar.

Gracias a los avances tecnológicos en materiales y dispositivos, se han propuesto una gran cantidad de valores del $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ y $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ para el CHUR a lo largo del tiempo, siendo el valor que se utiliza actualmente el propuesto por Bouvier y colaboradores (2008). Estos autores analizaron 12 condritas carbonáceas, 13 condritas ordinarias y 3 condritas de enstatita con el fin de disminuir la dispersión en los valores de Lu/Hf entre las muestras, obteniendo una medida más precisa del valor presente del CHUR.

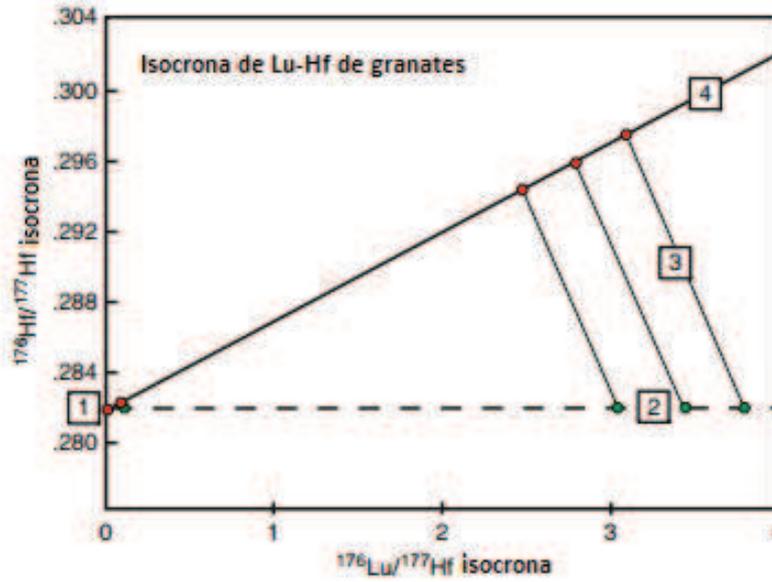


FIGURA 6.1: Ejemplo de isócrona construida con valores de Lu y Hf de granates, en la que se representa la evolución de tres granates a un tiempo de formación (1), (2) su evolución si el sistema permaneciera cerrado, (3) la evolución real considerando pérdidas por apertura del sistema y (4) la relación isotópica al momento del análisis. Tomada de Vervoort, 2014.

$$\frac{Hf_{72}^{176}}{Hf_{72}^{177}} = 0,282785 \pm 11(2\sigma m) \quad (6.2)$$

$$\frac{Hf_{71}^{176}}{Hf_{72}^{177}} = 0,0336 \pm 1(2\sigma m) \quad (6.3)$$

Al igual que con el sistema Sm-Nd, los valores isotópicos de Hf se pueden expresar mediante un valor ϵ_{Hf} , que representa la variación en partes por 10,000 respecto al CHUR.

$$\epsilon(Hf) = \frac{^{176}Hf/^{177}Hf_m}{^{176}Hf/^{177}Hf_{CHUR}} - 1) \times 10^4 \quad (6.4)$$

Que expresado en términos de composición en un tiempo (t) pasado, queda como:

$$\frac{^{176}Hf/^{177}Hf_m^t}{^{176}Hf/^{177}Hf_{CHUR}^t} - 1) \times 10^4 \quad (6.5)$$

Comúnmente, al calcular los valores en un tiempo pasado (t) se calcula al tiempo de formación de la roca por lo que se habla de valores “iniciales” [Vervoort, 2014].

Como se puede observar en la ecuación de decaimiento (ecuación 6.1), el tiempo es un parámetro importante en cualquier sistema radiogénico por lo que se puede utilizar para evaluar cualitativamente el tiempo que ha transcurrido desde la separación del reservorio para una muestra determinada. A este tiempo de separación se le conoce como edad modelo, y representa el tiempo que ha pasado desde que el material analizado se ha separado del reservorio original, este valor suele representar también el tiempo de residencia en la corteza.

Las edades modelo suelen utilizarse para identificar fuentes de rocas magmáticas: si la edad modelo de Hf es mayor que la edad de cristalización, entonces la interpretación es que esa roca es derivada de una fuente más antigua o una fuente con larga historia cortical [Vervoort, 2014].

Las edades modelo se obtienen a partir de un valor medido de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ y de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, éstos se utilizan para calcular la composición isotópica inicial, la cual se graficará en un diagrama de edad versus $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ en el que se grafica la línea de evolución del manto empobrecido; la edad modelo será aquella en que la recta definida por las relaciones $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ presente e inicial interseque a la recta de evolución del manto empobrecido (figura 6.2) [Vervoort, 2014; DePaolo, 1981].

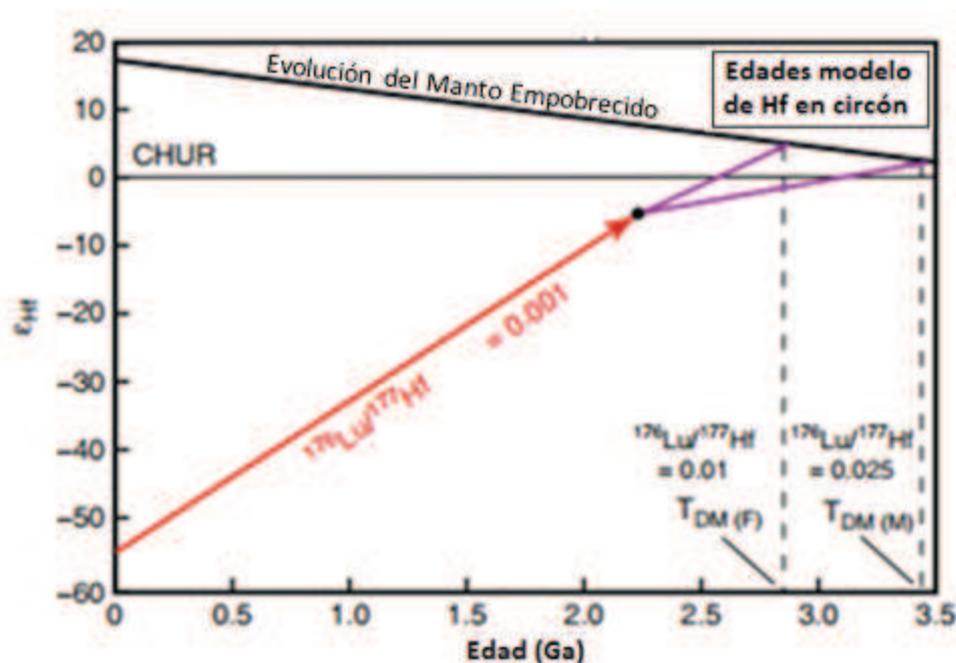


FIGURA 6.2: Gráfica de evolución del manto empobrecido y cálculo de la edad modelo de un circón (línea en rojo), considerando que la relación Lu/Hf de la roca fuente es félsica (F) o máfica (M). Tomado de Vervoort, 2014.

La corteza se ha enriquecido en elementos incompatibles por lo que presenta relaciones más bajas de Lu/Hf en relación con la Tierra primitiva por lo que la relación $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ evoluciona lentamente. Contrariamente, el manto empobrecido en elementos incompatibles presenta una relación Lu/Hf mayor respecto a la Tierra primitiva, produciendo que la relación $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ en el manto evolucione más rápidamente. Transformando los valores de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ a valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ podemos definir que los cristales formados a partir de magmas provenientes del manto empobrecido presentarán valores positivos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$, mientras que aquellos provenientes de la corteza presentarán valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ negativos (figura 6.3) [Vervoort, 2014].

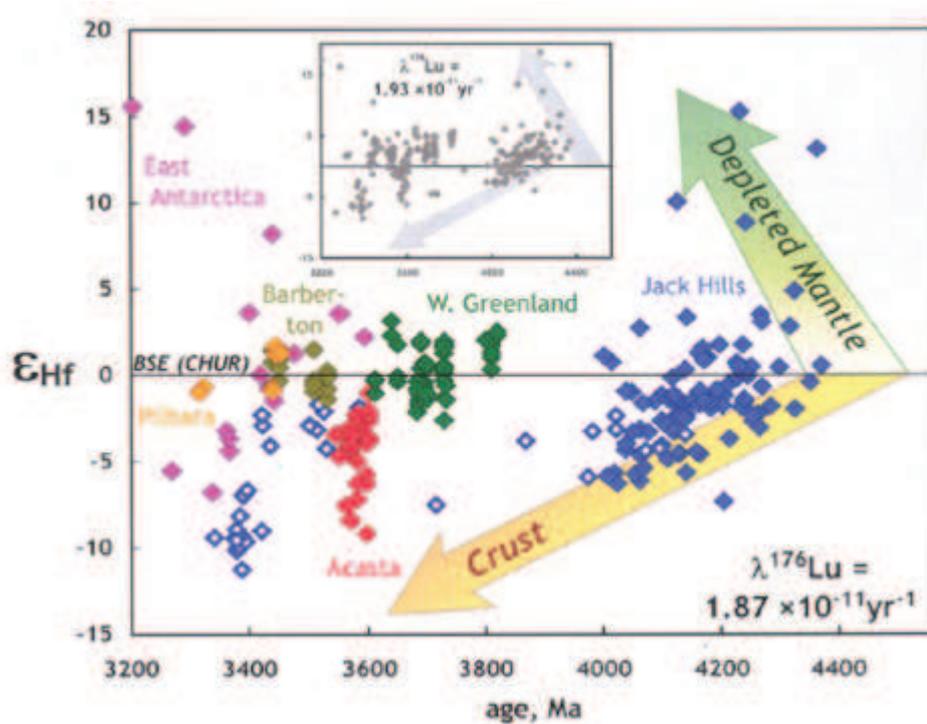


FIGURA 6.3: Gráfico de edad vs. épsilon de Hf para varias rocas en el que se muestran los valores típicos de ϵ_{Hf} para rocas provenientes de la corteza y para rocas de fuente mantélica. Tomada de Scherer, Whitehouse y Münker, 2007.

Comúnmente la isotopía de Lu-Hf se había utilizado en muestras de roca total o minerales como el granate, lawsonita y apatito para la obtención de edades modelo. Recientemente, el estudio de las edades modelo de Hf se ha adaptado al análisis de circones magmáticos y detríticos. En esta técnica se miden las concentraciones isotópicas de Lu y Hf del circón y la relación Lu/Hf es utilizada para calcular la edad de cristalización. En un punto dado, la trayectoria de crecimiento cambia, por lo que se debe asumir una relación $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ para la fuente [Vervoort, 2014]. Similarmente a otras edades modelo, la edad se obtiene de la intersección de la trayectoria del circón con la recta del manto empobrecido. Esta técnica ha tenido un gran éxito debido a que se pueden

obtener edades de cristalización U-Pb y relaciones isotópicas Lu-Hf en un mismo circón utilizando la técnica de LA-ICP-MS.

6.3. Metodología

En el presente estudio se realizó la medición de las relaciones isotópicas de Hf y Lu en tres de las muestras fechadas por U-Pb; se analizaron muestras provenientes de los flujos riolíticos de la Fm. Alacrán (BL027), circones de la Ignimbrita Alacrán y circones provenientes del domo Tepec. Estas unidades fueron elegidas debido a que se consideran representativas del magmatismo silícico asociado a la extensión local, de acuerdo con la estratigrafía y las evidencias de campo observadas.

Para la obtención de las relaciones isotópicas de Lu y Hf se eligieron los 15 mejores circones por muestra, es decir, los más concordantes y con el menor daño estructural. Éstos fueron ablacionados con un cráter de 23 μm para su fechamiento por U-Pb mediante la técnica de LA-ICP-MS (descrito en el capítulo 5) y posteriormente fueron re-ablacionados en el mismo sitio con un diámetro de cráter de 44 μm para la obtención de las concentraciones isotópicas de Lu y Hf, este último proceso se realizó en un equipo Neptune MC-ICP-MS de seis colectores, propiedad del Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM. Para la obtención de las relaciones isotópicas y las concentraciones de Lu y Hf se utilizó un estándar MUN, un circón sintético con valores definidos de Yb, Lu y Hf.

6.4. Resultados

A partir de los resultados obtenidos de las relaciones isotópicas de Lu/Hf obtenidas para cada uno de los circones analizados se construyeron los gráficos de edad U-Pb (Ma) versus ϵ_{Hf} al tiempo presente e inicial, mismas que se muestran en las figuras ?? y 6.4.

En la figura ?? se observan los valores de ϵ_{Hf} inicial versus la edad U-Pb de los circones individuales analizados. En este gráfico se puede observar que la muestra proveniente de la Ignimbrita Alacrán (en rojo) presenta las edades más antiguas (27-28.3 Ma) así como valores de ϵ_{Hf} de entre 1.4 y 3.3, mientras que los circones de los flujos riolíticos que conforman la secuencia superior de la Fm. Alacrán (en verde) presentan el rango de

edades menores, de entre 23 y 25 Ma, con los valores más altos de ϵ_{Hf} , con un rango de valores de 2.3 a 5.6. Por otra parte, la muestra adquirida de los domos Tepec presenta una gran variabilidad en las edades, expresando la abundancia de antecristales en la muestra, las cuales oscilan entre 24 y 27 Ma, así mismo los valores de ϵ_{Hf} obtenidos para esta unidad también varían grandemente, presentando valores desde 0.2 hasta 3.2.

Es importante resaltar que los circones más jóvenes tienden a valores mayores de ϵ_{Hf} respecto a los más antiguos, como se observa en la figura 6.4. Este patrón se puede interpretar como la evolución parcial del *rift* extensional en la región, los magmas más antiguos asimilan una mayor proporción de material cortical durante su ascenso como parte de los procesos de interacción y transferencia de calor dando como resultado una composición de mezcla que se aproxima a la del CHUR, mientras que los magmas más jóvenes ascienden con una menor interacción con el material cortical por los canales pre-establecidos por los primeros pulsos magmáticos, manteniendo en mayor medida la composición de su fuente original.

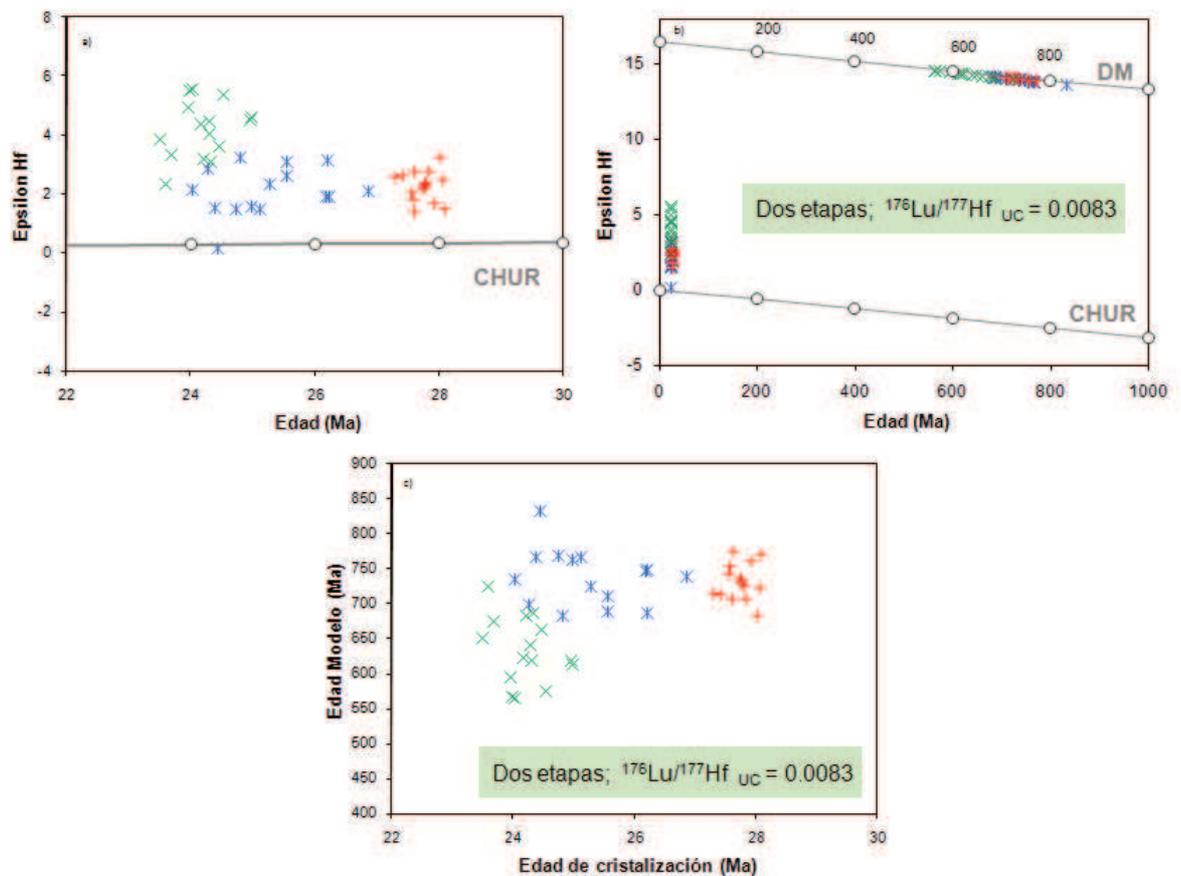


FIGURA 6.4: a) Epsilon de Hf vs Edad U-Pb, b) Edades modelo en dos etapas, c) Edad modelo vs. edad de cristalización (U-Pb). $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{UC}=0.0083$, promedio de la corteza superior según Rudnick y Gao, 2003.

Por otra parte, se calcularon edades modelo de dos etapas, considerando valores de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ y $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ para el manto empobrecido (Blichert-Toft and Albarède, 1997) y un valor de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0083$ para la corteza continental superior (Rudnick y Gao, 2003). Las edades modelo de las dos muestras más antiguas, Ignimbrita Alacrán y Domo Tepec, indican tiempos de residencia similares en el rango de 682 y 834 Ma, mientras que la Riolita Alacrán presenta edades modelo más jóvenes en el rango de 564 a 725 Ma (Fig. 6.5b y 6.5c). Estos valores difieren grandemente de las edades magmáticas U-Pb obtenidas para los cristales analizados (figura 6.4c), indicando que las muestras analizadas tienen una historia evolutiva compleja con contribuciones de material de una litósfera continental antigua.

Capítulo 7

Geocronología Ar-Ar

7.1. Introducción

La geocronología Ar-Ar es una de las técnicas más utilizadas en el fechamiento de rocas ígneas debido a que las edades de los minerales o rocas fechadas mediante esta técnica corresponden a la edad de enfriamiento de la misma, si esta no ha sufrido procesos geológicos posteriores que afecten el sistema isotópico K-Ar de la roca.

7.2. Fundamentos teóricos: Fechamiento Ar-Ar en cristales individuales

El método de fechamientos mediante $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ fue descrito por primera vez por Me-rrihue y Turner (1966), creado con el fin de eliminar los principales inconvenientes de los fechamientos por K-Ar como son la necesidad de medir por separado las concentraciones de K y Ar, eliminando el problema de heterogeneidad en la muestra.

Tanto el método de K-Ar como el de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ se basan en el decaimiento de ^{40}K a ^{40}Ar . La particularidad del método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ reside en que el ^{40}K es determinado de manera indirecta a partir de la transformación de ^{39}K a ^{39}Ar por medio de la irradiación de muestras con concentraciones medibles de K en un reactor nuclear. Como el valor de $^{39}\text{K}/^{40}\text{K}$ es constante, el contenido de ^{39}Ar medido en la muestra irradiada será proporcional al contenido de ^{40}K . El ^{39}Ar un isótopo inestable y decae a ^{39}K a través de la emisión de partículas beta, con una vida media de 269 años. Debido a la tasa de decaimiento lenta del ^{39}Ar es posible considerarlo estable durante el breve periodo

de tiempo que duran los análisis.

En un caso ideal, el ^{39}K produce solamente ^{39}Ar . Esta reacción es descrita mediante la ecuación 7.1, en donde ^{39}Ar es el número de átomos producido durante la irradiación, ^{39}K es el número original de átomos de este tipo de isótopos en la muestra, δT es el tiempo de irradiación, $\phi(\epsilon)$ es la densidad de flujo de neutrones con una energía ϵ , y σ es la sección eficaz para neutrones con energía ϵ para la reacción de transformación de ^{39}K a ^{39}Ar .

$$^{39}\text{Ar} = ^{39}\text{K} \Delta T \int \phi(\epsilon) \sigma(\epsilon) d\epsilon \quad (7.1)$$

Por otra parte, el número de átomos de ^{40}Ar radiogénico formado por el decaimiento de ^{40}K desde el momento del enfriamiento de una roca es dado por la ecuación 7.2.

$$^{40}\text{Ar}^* = \frac{\lambda_e}{\lambda} ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) \quad (7.2)$$

donde el asterisco identifica al ^{40}Ar radiogénico y λ_e corresponde a la constante de decaimiento del ^{40}K por captura de electrones, mientras que λ es la constante de decaimiento total del ^{40}K .

Dividiendo la ecuación 7.1 entre 7.2 se obtiene una ecuación difícil de resolver debido a que la densidad de flujo de neutrones y la sección eficaz son parámetros desconocidos y no estimables durante el análisis. Para resolver este problema es necesaria la introducción del parámetro J , definido en la ecuación 7.3, éste se obtiene a partir de un "monitor de flujo" que consiste en una muestra con concentraciones medibles de K y de edad conocida (estimada por otro método) que se somete a la irradiación junto con la muestra que se desea fechar.

Una vez que la relación $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ del monitor de flujo es medida, J es calculado mediante la ecuación 7.3, donde t_m es la edad conocida del monitor de flujo y $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$ es el valor de la relación medida en el monitor.

$$J = \frac{e^{\lambda t_m} - 1}{(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar})_m} \quad (7.3)$$

Las relaciones $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ para las muestras de edad desconocida son medidas del mismo modo que la del monitor; éstas son fundidas una por una dentro de una cámara al vacío y se mide la relación isotópica de Ar en el gas liberado. Luego, las relaciones medidas son utilizadas para calcular la edad de la muestra de acuerdo con la ecuación 7.4 Las edades obtenidas de este modo se conocen como edades de Argón total liberado [Faure, 1986].

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln\left(\frac{Ar^{40*}}{Ar^{39}} J + 1\right) \quad (7.4)$$

7.2.1. Asunciones

Tanto las edades K-Ar como Ar-Ar asumen ciertas condiciones ideales para las cuales se cumplen las ecuaciones previamente enunciadas. Las principales asunciones de estos métodos son:

1. El decaimiento del nucleido padre es independiente de su estado físico (aplicable para cualquier método de fechamiento isotópico)
2. La relación K^{40}/K es constante en el tiempo.
3. Todo el Ar^{40} radiogénico medido en la muestra es resultado únicamente del decaimiento de K^{40} .
4. No hay escape del Ar^{40} radiogénico en la muestra y no existe un exceso de Ar^{40} presente, es decir, que todo el K^{40} en la muestra irradiada es radiogénico o atmosférico.
5. Todo el ^{36}Ar es atmosférico y el ^{39}Ar es producto solamente de la transformación del ^{39}K durante la irradiación.
6. Se pueden realizar correcciones para el Ar no radiogénico, por ejemplo para muestras contaminadas con Ar atmosférico, para el cual se considera un valor constante de 295.5 para la relación Ar^{40}/Ar^{36} .
7. La muestra ha permanecido como un sistema cerrado desde su enfriamiento hasta su fechamiento.

Algunas de estas asunciones no siempre son válidas, especialmente para muestras con una historia geológica compleja. Sin embargo, la técnica de calentamiento por pasos permite determinar si un sistema ha sido parcialmente abierto durante su historia geológica

mediante la construcción de la meseta de liberación de Ar [Faure, 1986; Kelley, 2002].

7.2.2. Técnica de calentamiento por pasos

Una técnica alternativa para el cálculo de la edad mediante la medición de la relación $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ consiste en medir dicha relación en fracciones de gas liberado a intervalos determinados de incrementos de temperatura. Si la muestra ha permanecido cerrada para el sistema K-Ar desde su formación, las relaciones $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ en cada paso deberían ser constantes. Sin embargo, si el Ar se ha perdido parcialmente, las relaciones isotópicas variarán con los incrementos de temperatura.

Normalmente, el primer gas en ser liberado (a las menores temperaturas) proviene de la zona superficial del grano y de sitios en los que el Ar ha sido liberado fácilmente. Este gas se identifica porque contiene relaciones $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ bajas. Las fracciones de gas liberadas a mayores temperaturas corresponden al Ar liberado de las regiones más retentivas del cristal y suelen presentar valores $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ más altos. Los valores obtenidos del calentamiento por pasos permiten construir un gráfico de espectro de edades, que se presenta como una meseta que define la edad de enfriamiento del mineral sin la pérdida de $^{40}\text{Ar}^*$ o ^{39}Ar . La construcción de una meseta permite calcular una serie de edades como son temporalidad de metamorfismo y el tiempo del enfriamiento inicial [Faure, 1986].

A diferencia de las edades de Ar total liberado, el calentamiento por pasos permite detectar el exceso de ^{40}Ar en las muestras, ya que este fenómeno produce la formación de patrones particulares en la meseta, un ejemplo de ello se muestra en la figura 7.1.

7.2.3. Pérdida de Ar por *recoil*

Una de las desventajas del método Ar-Ar respecto a otros métodos de fechamiento es la restricción en el tamaño de grano de la muestra a analizar. Esto es resultado de la posible pérdida o reubicación del ^{39}Ar , formado durante la irradiación, como consecuencia del *recoil* causado por la emisión de un protón durante la reacción.

Si una fracción considerable de ^{39}Ar se pierde de la muestra irradiada, la correspondiente relación $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ se incrementa produciendo que la edad resultante sea mucho mayor que la real. La pérdida de ^{39}Ar de un mineral rico en K ocurre cuando los granos tienen un tamaño menor a 0.08 micras, según los cálculos de Turner y Cadogan (1974). Este

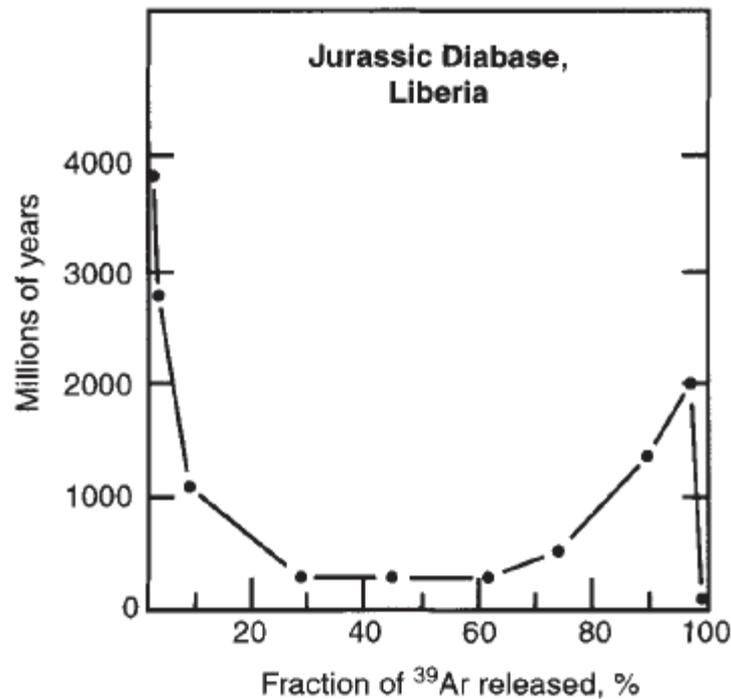


FIGURA 7.1: Meseta de Ar liberado en la que se observa un patrón de U producido por exceso de Ar en la muestra

fenómeno es común en fechamientos de arcillas debido al tamaño de grano tan pequeño de estos minerales [Faure, 1986].

7.3. Estudios previos

Existen pocas edades Ar-Ar reportadas para las secuencias volcánicas de la región sur de la SMO. Ramos-Rosique (2013) presenta una serie de edades Ar-Ar obtenidas para las secuencias volcánicas del distrito minero San Martín de Bolaños, las cuales se presentan en la tabla 7.1, así mismo se presentan algunas edades K-Ar obtenidas por otros autores.

Es importante señalar que muchas de las edades K-Ar y Ar-Ar corresponden a muestras de unidades sometidas a alteración por circulación de fluidos termales por lo que pueden haber sufrido alteraciones que modificaron de la edad obtenida de la roca, como es el caso la Ignimbrita Bolaños (Sims en Lyons, 1988).

CUADRO 7.1: Tabla de edades K-Ar y Ar-Ar obtenidas en estudios previos.

Muestra	Unidad	Edad [Ma]	Método	Material fechado	Referencias
PED-JAL-4	Ignimbrita Bolaños	22.23±0.46	K-Ar	Sanidino	Sims, no pub. en Lyons, 1988
Bol-9-15	Ignimbrita Alacrán	25.2±0.3	Ar-Ar	Sanidino	Gutiérrez-Palomares, 2008, no pub.
AL-18	Ignimbrita Alacrán	23.6±0.6	Ar-Ar	Sanidino	Ramos-Rosique, 2013, no pub.
AR-106	Domo Agua Milpa	24.3±0.2	Ar-Ar	Sanidino	Ramos-Rosique, 2013, no pub.
AR-102	Domo Cerro Águila	23.3±1.4	Ar-Ar	Sanidino	Ramos-Rosique, 2013, no pub.
PED-JAL-1	Ignimbrita Carboneras	23.23±0.52	K-Ar	Plagioclasa	Bryan, et al, 2008
AL-15	Ignimbrita Carboneras	23.5±0.3	Ar-Ar	Sanidino	Ramos-Rosique, 2013, no pub.
PED-JAL-6	Basaltos Huila	21.03±0.44	K-Ar	Roca total	Sims, no pub. en Lyons, 1988
AR-148	Ignimbrita Chimal	18.4±0.4	Ar-Ar	Feldespatos	Ramos-Rosique, 2013, no pub.
NA	Ignimbrita San Martin	20.14	K-Ar	NA	Sims, no pub. en Lyons, 1988.

7.4. Metodología

Se adquirieron solamente dos muestras para su fechamiento mediante el método de calentamiento por pasos, la primera corresponde a una muestra de adularia de reemplazamiento obtenido de un dique riolítico emplazado en el bloque de piso de la veta San Francisco (MA09), mientras que la segunda corresponde a uno de los flujos basálticos de la Formación Guásima, para la cual se separó un concentrado de la matriz (BL025).

Los análisis realizados en el presente estudio se llevaron a cabo en el Laboratorio Interinstitucional de Geocronología de Argón (LIGAr) en el Centro de Geociencias, UNAM.

7.4.1. Identificación de adularia en muestras de veta

Descripción macro y microscópica

Se analizaron dos muestras provenientes de distintos sitios del yacimiento; una proveniente de un dique riolítico emplazado en el bloque de piso de la veta (MA09), el cual presentó un grado de alteración intenso, mientras que la segunda muestra proveniente

de una de las bandas de minerales de ganga de la veta San Francisco (MA01).

La muestra M09, correspondiente al dique riolítico localizado al bajo de la veta está formado por una riolita con bandeamiento por flujo con fenocristales de 3 mm subedrales. Esta unidad se encuentra intensamente alterada por lo que unas bandas son de color verdoso y las más gruesas son de un color rosado claro (figura 7.2).

Por otra parte, la muestra MA01 consiste en un fragmento de la sección bandeada de la veta San Francisco, está conformada por bandas de sulfuros de grano fino (probable galena argentífera y esfalerita) intercalados con bandas milimétricas (3-7 mm) de calcedonia y fluorita.

Se obtuvo una lámina de cada muestra a probar por tinción, éstas fueron analizadas bajo el microscopio petrográfico con el fin de identificar la mineralogía de cada muestra según sus propiedades ópticas.

La muestra M09, correspondiente a la muestra del dique riolítico la cual presenta bandeamiento por flujo y un intenso grado de alteración, esta roca contiene fenocristales con bahías de disolución, estos cristales están parcialmente sericitizados. Se analizaron en detalle los sectores de bandas más gruesas y se identificó un feldespato de alteración reemplazando parcialmente las bandas, así mismo también se observó que la muestra presenta cantidades considerables de sericita. Por su parte la muestra MA01 sólo presentó minerales opacos de mena, calcita, fluorita y calcedonia.

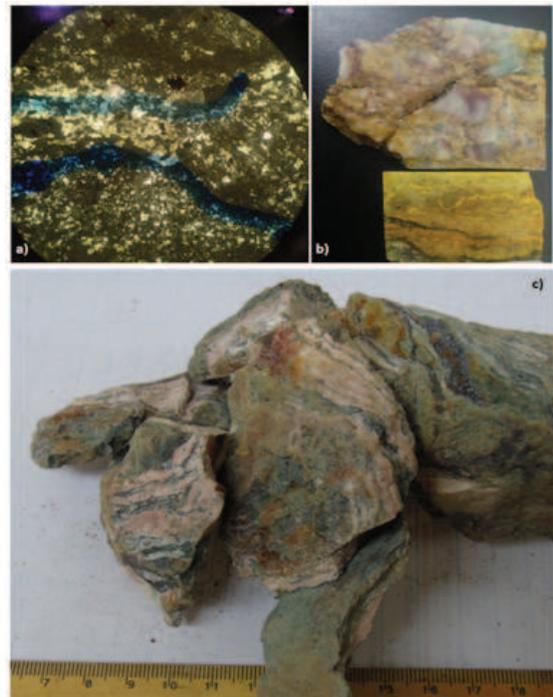


FIGURA 7.2: a) Fotomicrografías de la lámina delgada en la que se señala una banda con adularia microcristalina, b) pastillas durante la prueba de tinción de feldespatos, c) fragmentos de la muestra fechada

Pruebas de tinción

Para determinar la presencia de minerales con potasio en las muestras se realizaron pruebas de tinción de feldespato, la cual consiste en hacer una pequeña pastilla de la muestra, la cual es atacada con vapores de ácido fluorhídrico para posteriormente ser teñida con Cobaltonitrito de Sodio, compuesto que sólo reacciona con minerales que contienen K tiñéndolos de amarillo, cuya intensidad es proporcional al contenido de K en el mineral. De las dos muestras analizadas sólo la proveniente del dique riolítico en el bajo de la veta respondió a la prueba de tinción (figura 7.2).

7.4.2. Procesamiento pre-análisis

7.4.3. Muestra BL09: Dique riolítico con adularia.

Una vez identificados los minerales a fechar se eligieron los mejores fragmentos de la muestra para separar minerales para irradiar. El procedimiento de separación se llevó a cabo en el Taller de Molienda del Centro de Geociencias de la UNAM. El proceso de separación consistió en triturar la muestra haciendo uso de una prensa hidráulica y tamizar los fragmentos con una malla del 40, 35 y 20. De los fragmentos retenidos en la malla 35 (0.500 -0.841 mm) se separaron 50 miligramos, la separación se realizó a mano con ayuda de un microscopio óptico.

Las fracciones retenidas en la malla 35 fueron lavadas en un vial de polietileno con agua RO. Posteriormente se lavaron con ácido acético 1N agitando aproximadamente durante 3 minutos; este lavado tuvo como fin eliminar los carbonatos que pudiera contener la muestra.

Después se lavó repetidamente con agua RO hasta obtener un color claro en el lixiviado. El siguiente paso consistió en lavar como ácido HNO₃ 1N alrededor de 5 minutos y posteriormente enjuagar la muestra con agua RO hasta que el fluido de lavado fuera transparente.

Una vez enjuagado, se lavó con HF al 5 % durante 5 minutos, en un baño ultrasónico. Se lavó la muestra repetidamente con agua RO y posteriormente con agua desionizada para eliminar todos los posibles residuos de HF. Se sumergió la muestra en agua desionizada y se dejó en el ultrasónico durante 30 minutos; se lavó varias veces con agua desionizada

y posteriormente se lavó con acetona de alta pureza durante 5 minutos en el ultrasónico.

Finalmente la muestra se lavó repetidamente con agua desionizada y se colocó el un recipiente de vidrio para secarse en la parrilla a una temperatura menor a 60 °C.

7.4.4. Muestra BL025: Basaltos Guásima (matriz)

La muestra adquirida de la secuencia de flujos basálticos Guásima fue analizada y descrita petrográficamente (ver capítulo 3). Esta muestra fue triturada y cribada para seleccionar la fracción $-25+45$ (0.354-0.707 mm); posteriormente se lavó con agua destilada y acetona y bajo el microscopio binocular se eliminó manualmente cualquier fenocristales que pudiera estar presente para obtener un concentrado de la matriz.

Procedimiento analítico

Las muestras fueron irradiadas en el reactor nuclear de la Universidad de McMaster en Hamilton, Ontario, Canadá. Como monitor de irradiación se emplearon el sanidino FCT-2 con una edad reportada de 28.198 ± 0.044 Ma (Kuiper et al., 2008) y el sanidino TCR-2 con una edad reportada de 28.34 ± 0.28 Ma (Renne et al., 1998). Los análisis de muestras se obtuvieron con el método de calentamiento por pasos empleando para la extracción del argón un láser de iones de argón Coherent Innova 200-20 y determinando la composición isotópica del argón extraído en un espectrómetro de masas multicolector para gases nobles Isotopx NGX, que permite medir simultáneamente los cinco isótopos de argón. La medición de cada paso fue precedida por la medición de un blanco, y se hicieron mediciones de argón atmosférico al inicio y después de cada cinco pasos. A los datos de cada paso le fueron aplicadas correcciones por la línea base, el blanco y el fraccionamiento de masa, así como por el calcio, potasio y cloro producidos por reacciones de interferencia durante la irradiación. Los isótopos ^{37}Ar y ^{39}Ar fueron también corregidos por el decaimiento radiactivo.

La reducción de datos y la presentación de resultados en gráficos se realizó con los programas de cómputo RadAn y AgeCalc-NGX, desarrollados en el Laboratorio de Geocronología de CICESE. Se emplearon las ecuaciones de York et al. (2004) para el cálculo de las regresiones lineales y las constantes de decaimiento y de composición de argón atmosférico de Steiger y Jäger (1977). Las edades de meseta (t_p) representan la media ponderada de tres o más fracciones consecutivas que coinciden dentro de 1. Todos los

datos fueron graficados en un diagrama de correlación de $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ para determinar la composición inicial de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de las muestras y la edad de correlación (t_c) a partir de la valor $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en la intersección en el eje x. La edad integrada se calculó a partir de la suma de todas las fracciones analizadas. Los errores se reportan como 1σ .

7.5. Resultados

En el presente estudio se fecharon dos muestras por el método de Ar-Ar, la primera corresponde a un fragmento de adularia asociada a la veta San Francisco (MA09) y la segunda es la matriz de una muestra proveniente de uno de los flujos basálticos de la Formación Guásima. Los resultados de este análisis se presentan a continuación.

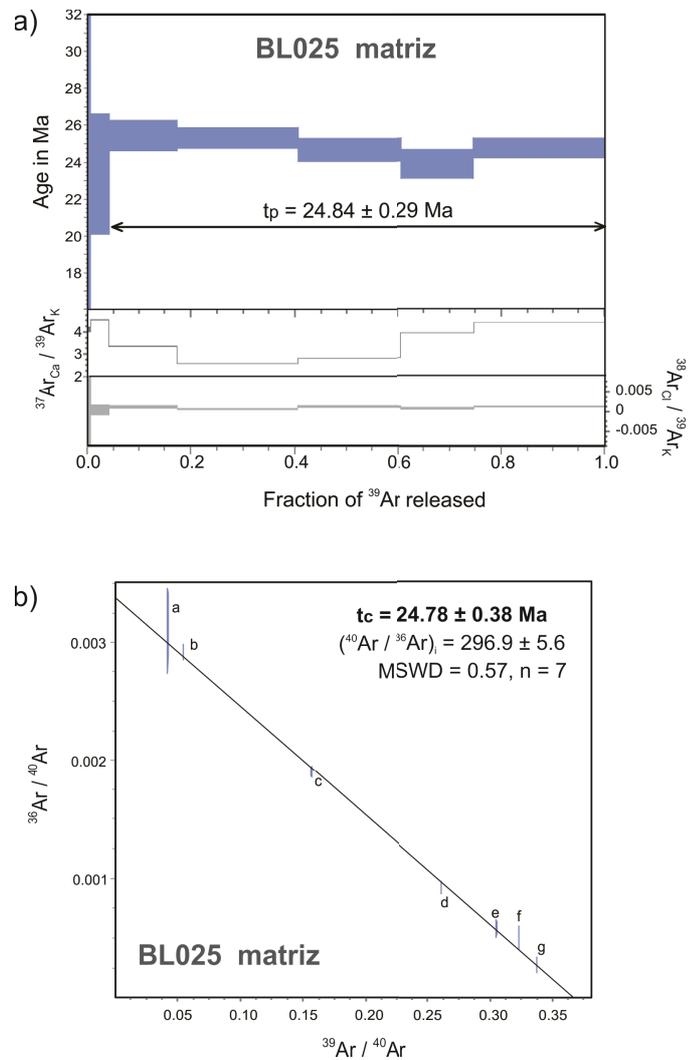


FIGURA 7.3: a) Meseta de Ar liberado en la muestra BL025. b) Isocrona de Ar-Ar para la misma muestra.

7.5.1. Basaltos Guásima

El calentamiento por pasos de la muestra de la Formación Guásima arrojó una edad de meseta $t_p=24,84\pm 0.29$ Ma para la matriz de la roca (figura 7.3), calculada con cinco fracciones. La edad de correlación obtenida del total de siete pasos es indistinguible dentro del error: $t_c=24,78\pm 0.38$, con un MSWD de 0.57 y un valor de $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i=296.9$ (figura 7.3). Igualmente, la edad integrada da un valor indistinguible dentro del error (24.75 ± 0.37 Ma). Se toma la edad de meseta como la edad de enfriamiento para esta muestra de la Fm. Guásima, la cual corrobora su edad relativa según la posición estratigráfica de esta unidad.

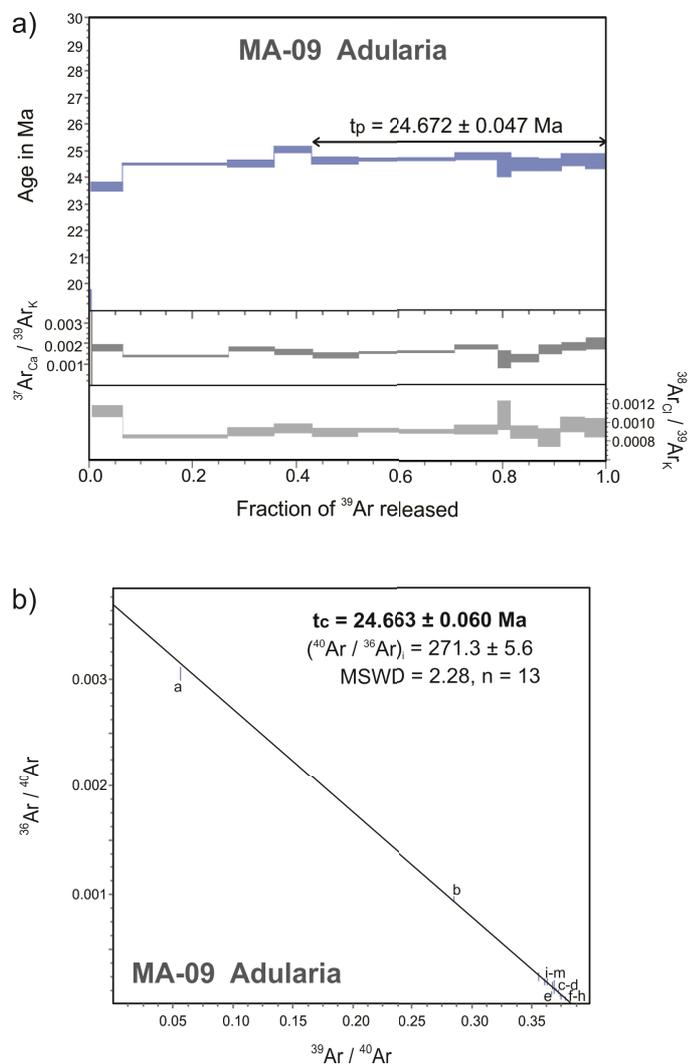


FIGURA 7.4: a) Meseta de Ar liberado en la muestra MA09. b) Isocrona de Ar-Ar para la misma muestra.

7.5.2. Edad de mineralización (edad del último recalentamiento)

El análisis de liberación de Ar realizado en la muestra de adularia arroja una meseta consistente para una edad de 24.672 ± 0.047 Ma (figura 7.4), calculada a partir de ocho fracciones. La edad de correlación obtenida del total de 13 pasos es indistinguible dentro del error: $t_c = 24,663 \pm 0.060$ Ma, con un MSWD de 2.28 y un valor de $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 271.3$ (figura 7.4), mientras que la edad integrada arroja un valor ligeramente menor (24.53 ± 0.06 Ma). Debido al bajo valor de $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ se prefiere la edad de correlación como edad de enfriamiento de esta muestra. Esta edad es similar a la obtenida para el complejo de flujos y domos riolíticos de la Fm. Alacrán.

Capítulo 8

Geología Estructural

8.1. Introducción

La SMO es una provincia ígnea silícica (SLIP) afectada durante ≈ 26 Ma por un periodo extensional que dio origen a la provincia extensional denominada *Basin and Range*. De acuerdo con diversos estudios, la extensión comenzó a finales del Eoceno ($\approx 42-37$ Ma) en el noreste de la provincia y finalizó hace ≈ 11 Ma, en el sureste de la misma. Este evento ha sido considerado por algunos autores como un *continuum* de deformación extensional entre lo que se conoce como Basin and Range y la Provincia Extensional del Golfo [Ferrari et al., 2007; Ferrari et al., 2013].

En el sur de SMO la extensión produjo la formación de un sistema de horst y grabens de rumbo NNE-SSW y N-S en el este de la provincia, mientras que hacia el occidente predominó la formación de semigrabens como estructuras resultantes de este fenómeno extensional. La extensión del sector sur de la SMO ocurrió en un periodo comprendido entre 25 y 11 Ma, iniciándose en el sector oriental y migrando progresivamente hacia el occidente [Ferrari et al., 2007; Ferrari et al., 2013].

El evento extensional ocurrido entre 25 Ma y 11 Ma dio origen a estructuras regionales conformadas por mesetas constituidas por secuencias de ignimbritas, flujos lávicos basálticos y riolíticos, ligeramente basculados [Ferrari et al., 2013; Lyons, 1988]. Estas estructuras son horst y grabens de rumbo general N-S y NNE-SSW, cuya formación se asocia a la extensión del sector sur de la SMO, previa a la apertura del Golfo de California. El Graben de Bolaños, junto con los grabens de Aguascalientes, Juchipila, y Tlaltenango son las principales estructuras resultantes del Basin and Range, en el sur

de la SMO (figura 8.1).

El Graben de Bolaños es resultado de la tectónica extensional que dominó el sur de la SMO, la formación de esta estructura está constreñida a un periodo de 25 a 18 Ma, de acuerdo con las edades de las secuencias volcánicas pre y post extensión (edades en Ferrari et al., 2007; Ramos-Rosique, 2013 y este trabajo). El Graben de Bolaños es una depresión del relieve de cerca de 150 km de longitud con una amplitud de aproximadamente 20 km, un rumbo preferencial N-S y un desplazamiento vertical estimado de cerca de 1 km. El sistema de fallas normales N-S que definen los límites del graben se consideran el último evento de deformación que afectó la región, sin embargo se han identificado al menos cuatro eventos de deformación en el área de estudio cuyas características principales se enlistan a lo largo de este capítulo.

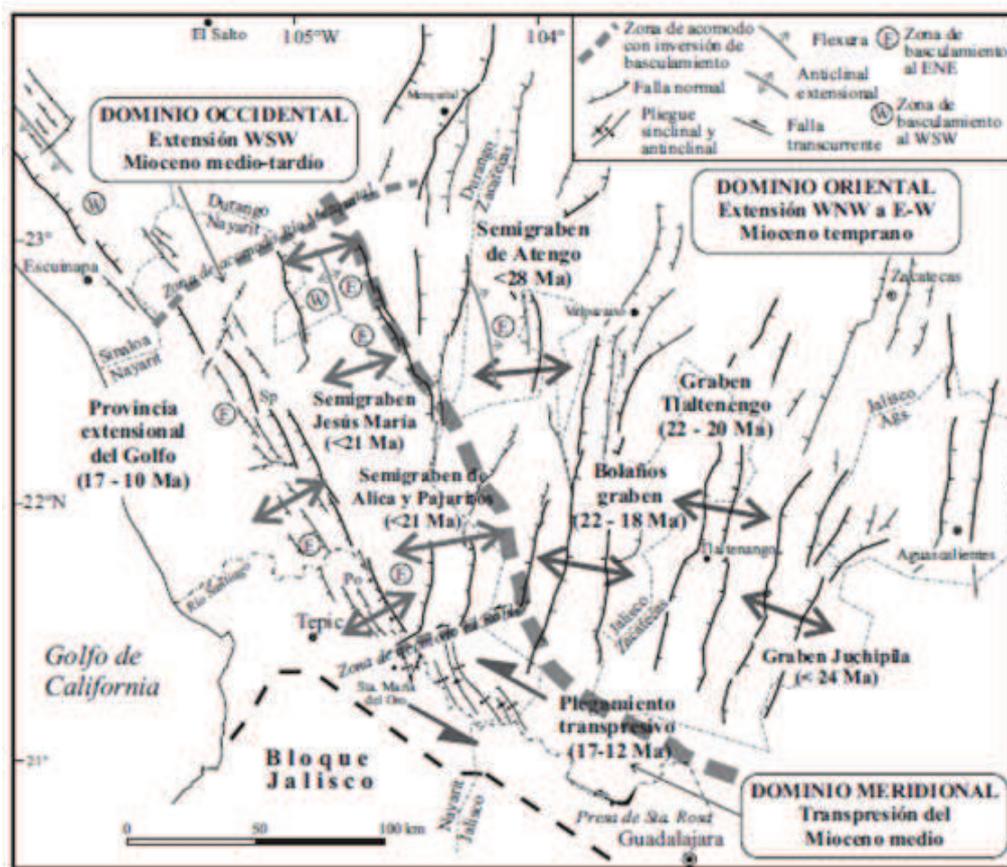


FIGURA 8.1: Configuración estructural del sur de la Sierra Madre Occidental. Ferrari, et al., 2005.

8.2. Familias de fallas principales

Existen al menos 4 sistemas de fallas que predominan en la región: (1) un sistema de fallas normales y de tijera de rumbo general NW-SE que sólo se observan en interior mina, (2) un sistema de fallas normales con rumbo general N20°E con echados de 30° a 60° NW, (3) un segundo grupo de fallas normales con componente lateral de rumbo N30E y echados de 50-70° NW y, afectando a todos los demás sistemas, (4) un sistema de fallamiento a escala regional de rumbo N-S y NNE-SSW cuyas fallas mayores definen los límites del Graben de Bolaños.

Como parte del presente estudio se realizó el análisis de 542 datos estructurales adquiridos en interior mina y en superficie con el fin de determinar los rumbos generales de los principales sistemas de fallas, éstos fueron separados de acuerdo con sus relaciones de corte con las unidades volcánicas y los demás sistemas de fallamiento; este procesamiento permitió determinar la temporalidad relativa entre los distintos sistemas de fallamiento que afectan la región así como constreñir su temporalidad con base en su relación con las unidades volcánicas y la edad de las mismas.

8.2.1. Estructuras N30°W

El sistema de fallas más antiguo identificado en la región consiste en un grupo de estructuras de escala local, de rumbo preferencial N30W con echados semi-verticales (70°-80°) buzantes hacia el SW (figura 8.2). Estrías semi-verticales en el plano de falla indican una cinemática de fallamiento normal. El plano de falla de estas estructuras suele presentar el desarrollo de cataclasita no cohesivas ricas en arcillas de hasta 2 m de espesor, éstas consisten en rocas de color verdoso a negro con desarrollo de foliación marcada extremadamente frágiles.

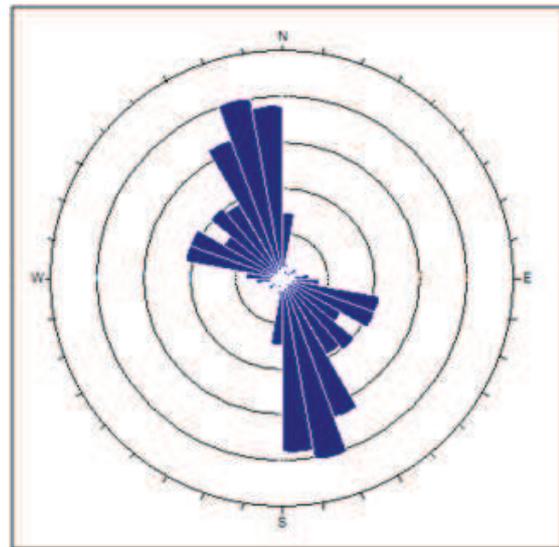


FIGURA 8.2: Roseta de rumbos de 222 valores estructurales. Se observa el dominio de rumbos NW-SE con 20-30°.

Este sistema de fallas se presentan principalmente en interior mina, sin embargo se han identificado algunas fallas aflorando en el sector sureste del área de estudio con cinemática similar. Estas estructuras sólo se han observado afectando a las unidades más antiguas, las formaciones Veta Rica y Bolaños, por lo que se considera estructuras de <29 Ma, de acuerdo con las edades U-Pb obtenidas para la unidad Veta Rica (ver capítulo 4). Así mismo este grupo de fallas es desplazado por decenas de metros por el sistema de fallas normales de rumbo $N60^{\circ}E$, sistema que a su vez afecta a las secuencias volcánicas sin-extensionales.

8.2.2. Estructuras $N60^{\circ}E$

El segundo grupo de estructuras dominantes en la región está formado por un grupo de fallas mayores de rumbo general $N60^{\circ}E$ que buzan hacia el NW con inclinaciones de 30° a 60° (figura 8.3).

Las estructuras $N60^{\circ}E$ se consideran el primer sistema de fallas mineralizado, sin embargo su origen es previo a la mineralización. Las estructuras $N60^{\circ}E$ consisten en un grupo de fallas normales con componente lateral derecha que afectan a la región analizada. Éstas presentan un desplazamiento vertical promedio de 300 m, poniendo en contacto tectónico a las unidades Guásima y Alacrán.

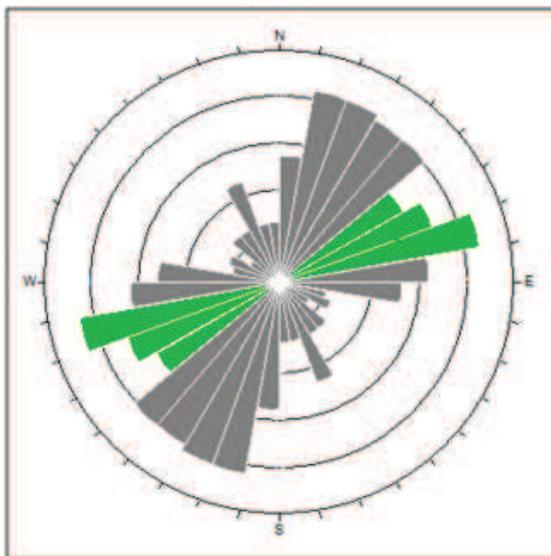


FIGURA 8.3: Roseta de rumbos de 342 valores estructurales. Se resalta en color verde las principales familias de fallas con rumbo NE-SW con $50-70^{\circ}$.

El mapeo geológico de las estructuras tanto en superficie como en el subsuelo mostraron que este sistema es posterior al sistema $N30^{\circ}W$ y previo al sistema $N30^{\circ}E$. Las fallas de este grupo son estructuras de mayor alcance, respecto a sistema $N30^{\circ}W$ sin embargo no llegan a tener una expresión regional; en el área de estudio sólo son observables en superficie en el hombro oriental del graben.

Este grupo de estructuras afectan a escala local a las secuencias de tobas soldadas antiguas (Bolaños y Veta Rica) así

como a las secuencias de vulcanismo sin-extensional como son las unidades Guásima y Alacrán, por lo que se considera que la edad de estas estructuras debe ser de alrededor de 23.6 a ≈ 23 Ma, de acuerdo con las edades Ar-Ar reportadas para la Ignimbrita Alacrán y los flujos riolíticos que la sobrecubren (edades de Ramos-Rosique, 2013). Las fallas normales resultantes de este sistema de deformación contienen a las vetas San Francisco, La Blanquita y Descubridora (descritas en capítulo 9).

8.2.3. Estructuras N30°E

El sistema N60°E es afectado por un tercer grupo de fallas normales de rumbo general N30°E, que buzcan de 50° a 70° hacia el NW (figura 8.4). Este grupo de estructuras dominan la expresión superficial del régimen extensional pre-graben y constituyen el principal control estructural de la mineralización cuyas características texturales sugieren un origen contemporáneo a la extensión (en detalle en capítulo 9).

El sistema de fallas N30°E presenta desplazamientos verticales de máximos de 800 m; éstas constituyen los límites de un sistema de horst y grabenes oblicuo al sistema de escala regional a los que pertenece el Graben de Bolaños (ver mapa geológico en anexo A). Este sistema de estructuras dominan la topografía del sector oriental del graben, no así en el hombro occidental, en que estas estructuras no afloran.

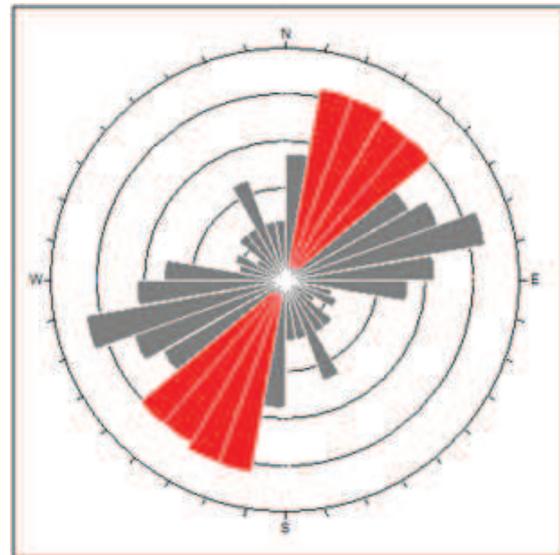


FIGURA 8.4: Roseta de rumbos de 342 valores estructurales. Se resalta en color verde las principales familias de fallas con rumbo NE-SW con 20-50°.

Este sistema desplaza al sistema N60°E y, al igual que éste, afecta a las secuencias volcánicas Oligoceno-Mioceno, hasta los flujos riolíticos que constituyen el miembro superior de la Fm. Alacrán. De acuerdo con las edades reportadas para la Ignimbrita Alacrán y los flujos riolíticos que la cubren se infiere una edad para estas fallas de ≈ 23 Ma.

8.2.4. Estructuras N-S

Finalmente se observa un sistema de fallamiento normal de escala regional que corta a todos los grupos de estructuras antes descritos (figura 8.5). Éste consta de fallas de alto ángulo de gran escala que presentan un rumbo general N-S a NNE-SSW, y que constituyen las paredes del graben. De acuerdo con las observaciones de campo, se calcula un desplazamiento vertical de los bloques rocosos de hasta 1000 m, afectando a las unidades volcánicas Veta Rica, Bolaños, Borrotes, Guásima y Alacrán. Sobre este sistema de fallas se emplazan domos riolíticos cuyos conductos alimentadores parecen ser las fallas de este sistema. Así mismo, se observó una distribución lineal de los flujos basálticos Huila y se identificó un cono de escoria incluido en la secuencia de flujos basálticos Huila Inferior emplazado sobre la traza de una falla N-S, por lo que se considera a este sistema como contemporáneo con el magmatismo bimodal que dio origen a los domos Tepec, Bola, Agua Milpa y a los flujos basálticos Huila.

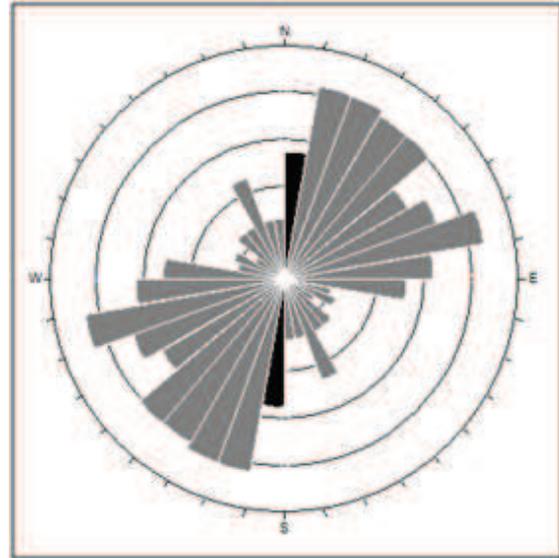


FIGURA 8.5: Roseta de rumbos en el que se resalta la familia de fallas con rumbo N-S.

Por otra parte, la distribución irregular de las unidades Chimal y San Martín dentro del graben indican un origen lejano y posterior a la formación del mismo, construyendo la edad de la extensión N-S a un periodo entre ≈ 24 y 19 Ma, de acuerdo con las edades obtenidas para los domos riolíticos y el Basalto Huila [edades en este estudio, Ramos-Rosique, 2013 y Sims en Lyons, 1988].

8.2.5. Reactivaciones

Se han identificado diversos eventos de reactivaciones principalmente en los sistemas $N60^\circ E$ y $N30^\circ E$; éstos se expresan principalmente en la superposición de indicadores cinemáticos con direcciones diferentes, en la formación de nuevo material de falla en los planos de falla sobre, debajo, e incluso dentro de la veta, así como el re-trabajo del material de falla.

La principal evidencia de reactivación la constituye una zona de brecha de falla encontrada al bajo de las estructuras mineralizadas, la cual está formada por clastos de sulfuros parcialmente oxidados y fragmentos de roca alterada re-trabajados contenidos en una matriz arcillosa. Esta zona es reconocida en el yacimiento como Brecha Cu-Au. Esta estructura de reactivación tiene un espesor que varía de 15 cm hasta 10 m, localizándose siempre al bajo de la veta.

Algunas de las reactivaciones parecen ser de cinemática inversa, ésta se ha observado en interior mina en la zona de intersección de las vetas Alacrán y San Francisco, donde se observa que la Veta San Francisco es desplazada en sentido opuesto al echado por la veta Alacrán. El desplazamiento vertical en los sitios donde aflora la intersección de las vetas es menor a 2 m, sin embargo es posible que éste aumente considerando los escalonamientos de la veta producto del fracturamiento sin-deposicional a la mineralización.

Evidencias texturales en las vetas indican que al menos uno de los eventos de mineralización fue contemporáneo con la reactivación del sistema de fallamiento NE-SW, sugiriendo removilización de fluidos asociado a la reactivación de las estructuras y una posible reactivación del sistema mineralizante.

Capítulo 9

Yacimiento El Alacrán: caracterización y evidencias geoquímicas de re-movilización de los metales

9.1. Introducción

El distrito minero de Bolaños posee una gran cantidad de minas, tanto activas como abandonadas, evidenciando la riqueza mineral del sitio. En éste se encuentran minas como El Alacrán, San José, La Blanquita, Santa Fe, Los Negritos, La Iguana, La Concepción y La Descubridora; la mayoría de ellas emplazadas a lo largo del sistema estructural N-S que permitió la exposición de las vetas en superficie (figura 9.1). La primera descripción formal de estos yacimientos fue realizada por Lyons (1988).

El origen y temporalidad de la mineralización en esta región no ha sido probado hasta la fecha, sin embargo diversos estudios proponen una relación genética entre los magmas silícicos extruidos entre 25 y 23 Ma y la formación de estos sistemas epitermales [Lyons, 1988; Scheubel, 1988; Ferrari et al., 2007; Bryan, 2007; Camprubí, 2013; Ramos-Rosique, 2013; Murray y Busby, 2015]. Una edad K-Ar reportada en Lyons (1988) constituye la única aproximación a la edad de la mineralización, siendo una edad reportada para la Ignimbrita Bolaños en una zona muy cercana al yacimiento El Alacrán. La edad reportada fue de 22.23 Ma, sin embargo hasta la fecha no se había obtenido una edad de la

mineralización directamente.

En el presente estudio se fechó una muestra de adularia de reemplazamiento obtenida de la veta San Francisco, correspondiente al sistema mineralizado Alacrán-San Francisco, proveniente de la mina El Alacrán, arrojando una edad de 24.61 ± 0.067 Ma para la mineralización.

Aunque la edad de la mineralización aporta gran información sobre la temporalidad de la mineralización a escala distrito, la edad por sí misma no presenta ninguna evidencia que nos permita determinar el origen de los metales, es decir, a qué magma están asociados los metales de este yacimiento. Con el fin de determinar la relación entre la mineralización y el magmatismo silícico de la región se realizó el análisis de la geoquímica de REE de los circones magmáticos de los domos Tepec, Cerro Bola y flujo riolítico Alacrán, en comparación con circones provenientes del pórfido cuprífero Chuquicamata, uno de los yacimientos de clase mundial más importantes de América, con el fin de probar el modelo geoquímico propuesto por Lu y colaboradores (2016) en un sistema epitermal.

En este capítulo se presenta una descripción general del yacimiento tipo del distrito minero Bolaños, el yacimiento El Alacrán, sus características principales, episodios de mineralización, su relación con el magmatismo silícico del sur de la SMO así como la edad relativa y absoluta de la mineralización. Adicionalmente se presenta el análisis geoquímico de los circones magmáticos que nos permitieron inferir parte de la evolución metalogenética de la región.

Mapa geológico con ubicación de las minas principales

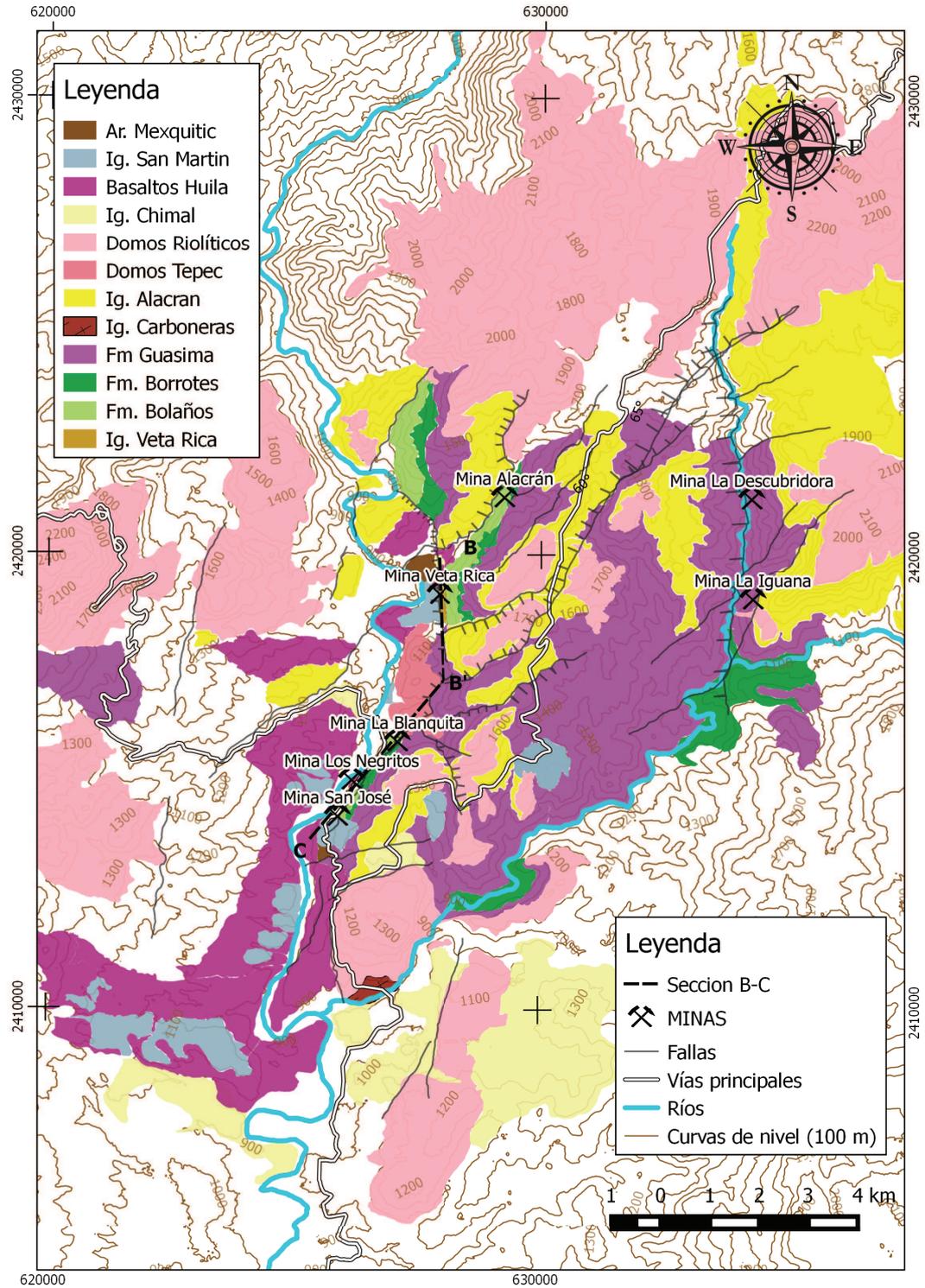


FIGURA 9.1: Mapa geológico con la ubicación de las principales minas del distrito de Bolaños

9.2. La SMO como provincia metalogenética

La Sierra Madre Occidental (SMO) es una de las Grandes Provincias Ígneas Silíceas (SLIPs) más grandes del mundo y la más joven de ellas (figura 9.2). En ella se albergan yacimientos de tipo IOCG, pórfidos cupríferos, skarn y una gran cantidad de epitermales de alta, intermedia y baja sulfuración [Ferrari et al., 2007; Aguirre-Díaz et al., 2010; Camprubí, 2013], que han permitido definirla como una de las principales provincias metalogenéticas Norteamérica y posiblemente la más grande de México [Aguirre-Díaz et al., 2010]. La abundancia de yacimientos minerales en la SMO se asocia directamente con la actividad volcánica de arco y la extensión post-arco, desarrolladas desde el Cretácico hasta el Mioceno Temprano.

Las secuencias piroclásticas de los denominados *flare-up* ignimbríticos, que dominan el relieve de los sectores centro y sur de la SMO, suelen ser las principales rocas encajonantes de los yacimientos epitermales en el Complejo Volcánico Inferior de la SMO, mientras que en el sector norte las principales secuencias encajonantes son las rocas del Complejo Volcánico Inferior (CVI) y la secuencia inferior del Supergrupo Volcánico Superior (SVS) [McDowell y Clabaugh, 1979; Ferrari et al., 1999; Camprubí, 2013].

El análisis espacio-temporal de los sistemas epitermales en la SMO permitió reconocer que el arco volcánico desarrollado sobre el Terreno Guerrero, y al norte sobre el Terreno Cortés, permitió la proliferación de depósitos epitermales asociados a pórfidos, durante el Paleoceno [Camprubí, 2013]. La actividad magmática desarrollada desde el Paleoceno hasta el Mioceno, que dio origen a la Sierra Madre Occidental, permitió la formación de yacimientos epitermales de sulfuración baja a intermedia [Camprubí, 2013], cuya distribución espacial y temporalidad evidencian la evolución del arco desde la acreción del terreno Guerrero, durante el Cretácico, hasta la rotación y migración del arco, ocurrida hace aproximadamente 17 Ma [Ferrari et al., 1999; Camprubí, 2013].

9.3. Yacimiento El Alacrán

Dentro de los sistemas epitermales reconocidos en la zona de estudio se encuentra el sistema epitermal de sulfuración intermedia El Alacrán, localizado en el centro del Graben de Bolaños. Este depósito mineral está formado por un sistema de vetas bandeadas de rumbo N60°E y N30°E, denominadas San Francisco y Alacrán, respectivamente. La edad de este yacimiento se considera de menos de 25 Ma, de acuerdo con las relaciones

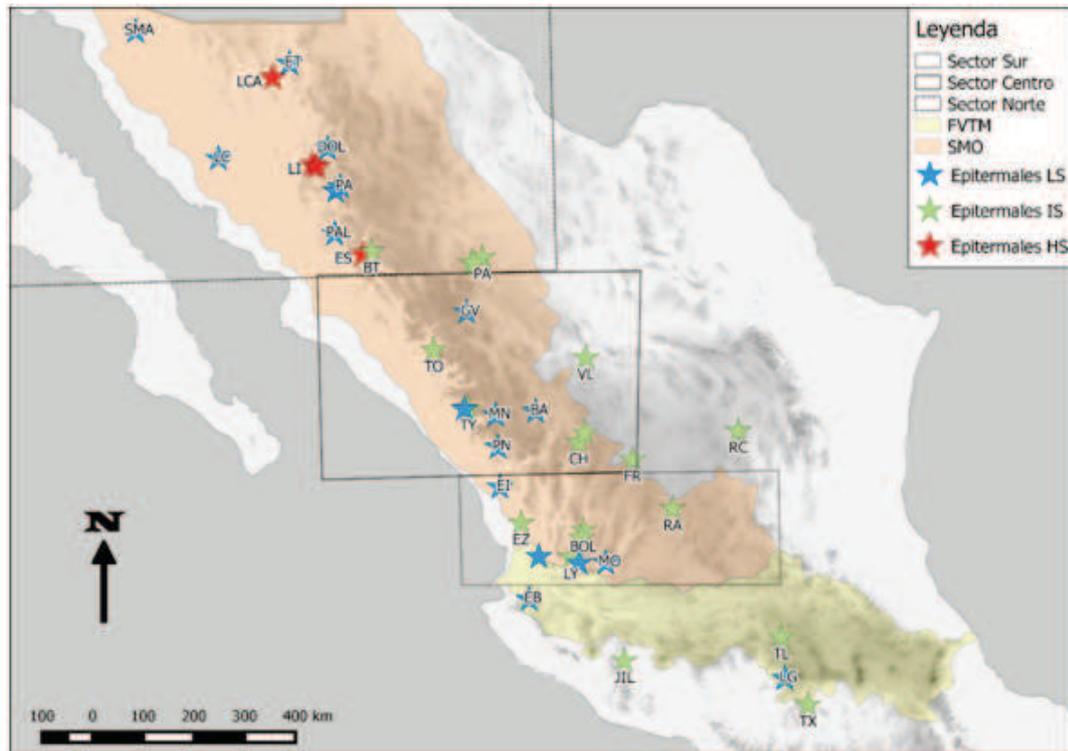


FIGURA 9.2: Mapa con las provincias Sierra Madre Occidental y Faja Volcánica Trans Mexicana en el que se muestra la distribución de los principales sistemas epitermales y su subtipología. Siglas: El Sauzal (EZ), Batopilas (BT), Candelero (CA), Dolores (DOL), Guanaceví (GV), Jilotlán (JIL), La Caridad Antigua (LCA), La Colorada-Chalchihuites (CH), Mala Noche (MN), Real de Ángeles (RA), Sombrerete-San Martín (SOM), Topía (TO), La Guitarra-Temascaltepec (LG), Tayoltita (TY), Bolaños (BOL), El Indio-Huajicori (EI), El Zopilote (EZ), La Yesca (LY), Lluvia de Oro-Pueblo Nuevo (PN), Mezquital del Oro (MO), San Martín de Bolaños (SBM), Santa María del Oro (SMO), Bacís (BA), Cinco Minas (CM), El Tigre (ET), Fresnillo (FR), La India (LI), Mulatos (MU), Ocampo (OC), Palmarejo (PAL), Pinos Altos (PA), San Francisco del Oro (SFO), Velardeña (VL), La Colorada (LC), El Barqueño (EB), San Manuel-Altar (SMA), El Oro-Tlalpujahuá (TL), Parral (PA), Real de Catorce (RC), Santa Bárbara (SB), Taco (TX). Se incluyen algunos yacimientos no pertenecientes a la SMO debido a su importancia económica y/o histórica.

estratigráficas establecidas entre la mineralización y las unidades volcánicas que la encajonan y sobreyacen, siendo la Ignibrita Bolaños la principal unidad encajonante en el bloque de piso y las unidades Guásima y Borrotes las unidades encajonantes del bloque de techo. Mientras que la Formación Alacrán es la secuencia más joven afectada por el sistema mineralizado.

Al ser un sistema de vetas se considera un yacimiento controlado estructuralmente, cuya formación parece ser contemporánea con un régimen extensional, o bien transtensional, que produjo un sistema de horst y grabens de rumbo NE-SW, en cuyos límites se emplazó la mineralización.

Las rocas encajonantes del yacimiento son secuencias volcánicas del límite Mioceno-Oligoceno y Mioceno, siendo las principales unidades encajonantes las formaciones Veta Rica, Bolaños y Borrotes. Estas unidades están formadas por paquetes de flujos piroclásticos riolíticos intensamente soldados además de coladas y diques de composición basáltica y riolítica, que en conjunto definen la estratigrafía de un ambiente volcánico extensional (figura 9.3).

La mineralización consiste en sulfuros de Pb, Zn, Ag y Cu, con valores menores de Au, siendo los principales minerales de mena galena argentífera, esfalerita rica en Fe, calcopirita, plata nativa y argentita distribuidos en bandas minerales centimétricas que expresan un origen por varios pulsos mineralizantes, adicionalmente se han reportado minerales de As como el rejalgar y la mimetita asociados a los minerales de mena [en Álvarez-Hernández, 1990, reporte técnico interno]. Dentro de los principales minerales de ganga predominan la fluorita y la calcedonia en bandas, así como cuarzo amatista en drusa y calcita celular, que són minerales y texturas típicas de epitermales de baja y/o intermedia sulfuración. De acuerdo con estas características que resumen el ambiente tectónico de formación, la paragénesis mineral de mena y ganga, el sistema encajonante y la geometría del yacimiento se considera al sistema El Alacrán como un epitermal de baja-intermedia sulfuración tipo A, de acuerdo con la clasificación propuesta por Camprubí y Albinson (2007).

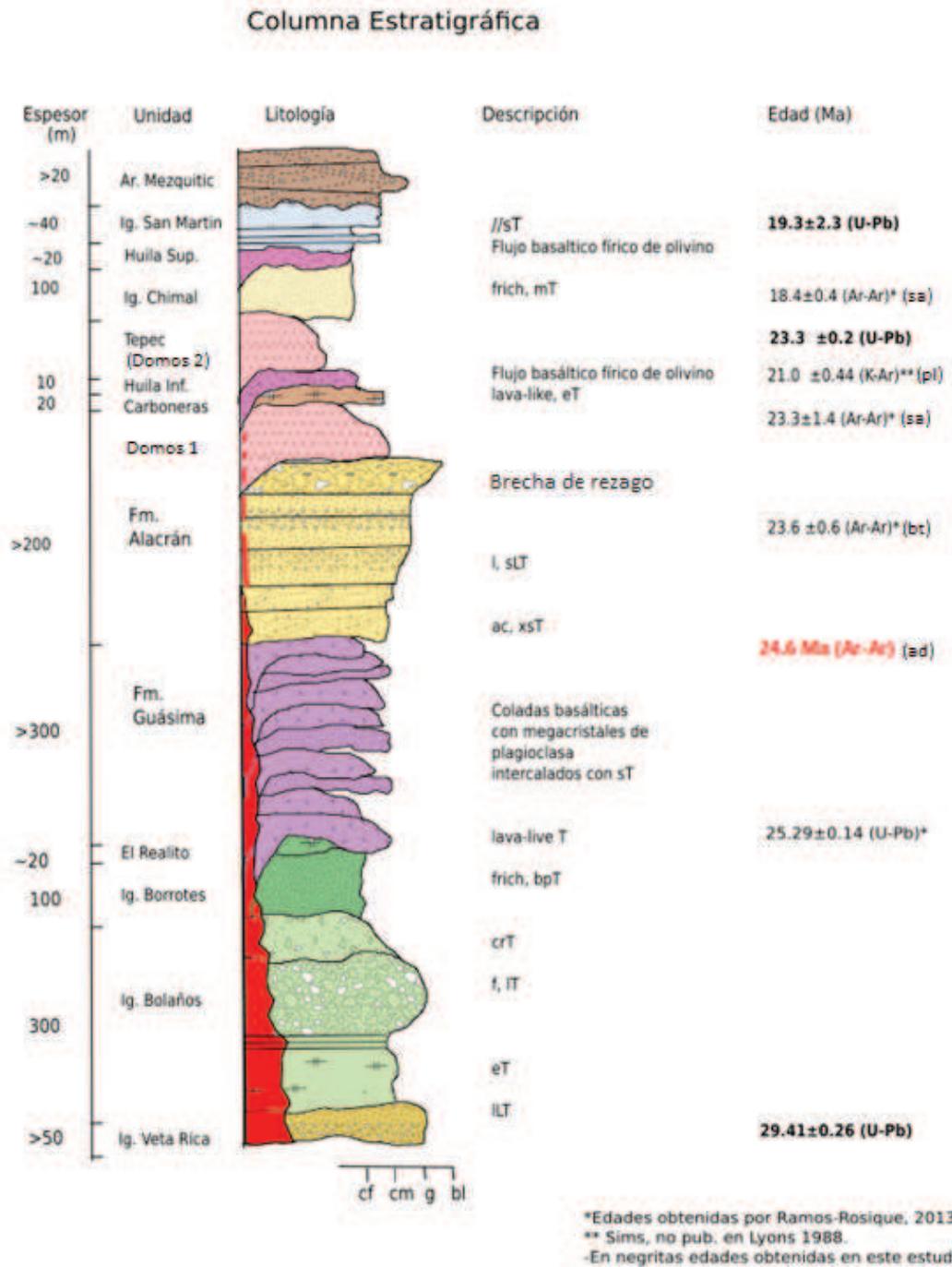


FIGURA 9.3: Columna estratigráfica local con alcances estratigráficos de la mineralización, en la que se presentan las edades obtenidas por otros autores y en este estudio para las distintas unidades y la mineralización.

9.3.1. Control Estructural

De acuerdo con Lyons (1988) y los estudios estructurales realizados en el presente estudio, se reconocen al menos 4 familias de sistemas de fallas en la región: (1) un sistema NW-SE previo a la mineralización que es afectado por, (2) un sistema N60°E que posteriormente ha sido mineralizado, éste a su vez es desplazado por (3) un sistema N30°E, que también presenta mineralización; estos sistemas son expuestos y desplazados por (4) un sistema N-S asociado a la formación del graben, el cual se considera responsable de la exposición en superficie de las vetas NE-SW. De ellos, el sistema con más reservas para el yacimiento El Alacrán es el de rumbo N60°E, representado por la veta San Francisco, mientras que el segundo sistema de fallas mineralizado es representado por la veta Alacrán, cuya mineralización parece ser contemporánea a la extensión NE-SW.

Las vetas de este yacimiento presenta una longitud mínima de 400 m con espesores variables entre 3 y 10 m, la geometría de las vetas es de lazo sigmoide a ondulada cambiando transicionalmente a escalonada en las zonas en que la reactivación de las fallas ha cizallado las vetas. El yacimiento está compuesto por dos vetas principales: Alacrán y San Francisco de rumbos N 30° E y N 60° E, respectivamente.

En las vetas Alacrán y San Francisco se observa la superposición de diversos eventos de mineralización: brechamientos múltiples de las bandas de la veta que parecen ser simultáneos a la formación de bandas mineralizadas, intrusiones basálticas y riolíticas emplazadas en el bajo de las vetas, además de cataclasitas de falla de hasta 3 m de espesor que indican reactivaciones y desplazamientos a gran escala de los bloques fallados. La principal estructura de reactivación la constituye la Brecha Cu-Au; una brecha de falla de espesor variable entre 15 cm y más de 10 m, esta unidad se localiza en el bajo de las vetas Alacrán y San Francisco, siendo mayor su expresión bajo la veta Alacrán.

Las fallas que controlan la mineralización tienen una expresión clara en superficie, siendo este un rasgo distintivo en la exploración. El análisis estructural de las distintas familias de fallas que han afectado la región permitió identificar que los sistemas mineralizados se encuentran comúnmente asociados a los horst del sistema de bloques generados por el fallamiento NE-SW. Ejemplos de este rasgo es la ubicación de las minas Alacrán, La Concepción, Veta Rica, Santa Fe, La Blanquita y San José (figuras 9.1 y 9.4).

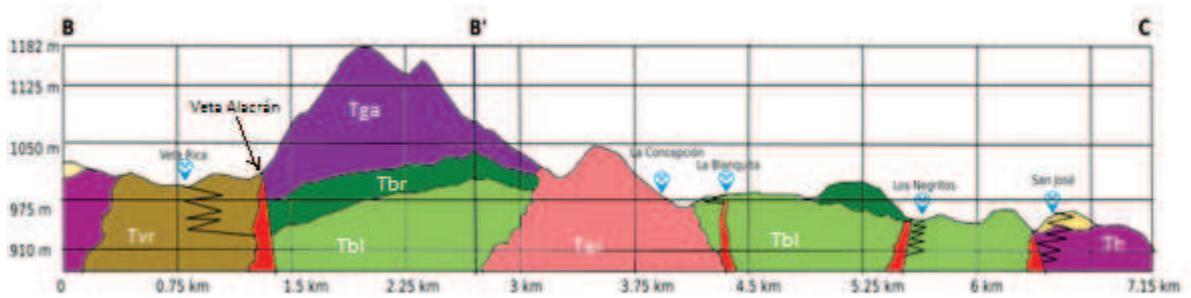


FIGURA 9.4: Sección esquemática con proyección de vetas. Traza de la sección en figura 9.1. Tai: F. Alacrán Sup.; Tga: Fm Guásima; Tbr; Ig. Borrotes; Tbl: Ig. Bolaños; Tvr: Ig. Veta Rica

9.3.2. Sistema encajonante

El yacimiento El Alacrán se encuentra encajonado principalmente en las unidades Veta Rica y Bolaños y, en menor medida, en las unidades Borrotes y Guásima. Comúnmente se encuentra a las unidades Bolaños y Veta Rica en el bloque de piso, mientras que la información de los barrenos de exploración indican que la unidad Borrotes predomina como en el bloque de techo, ésta característica no es visible en la mina debido a que en el bloque de techo de la veta siempre se encuentra una zona de cizalla de al menos 2 m de espesor en la que se forman cataclasitas y brechas de falla que impiden la identificación inmediata de la unidad encajonante de techo.

Además de las unidades descritas, es común observar la presencia de diques riolíticos al bajo de las vetas que corren paralelos a ellas, éstos presentan un espesor variable entre 2 y 4 m, y suelen presentar un claro bandeamiento por flujo y un intenso grado de alteración propilítica asociada a la circulación de fluidos hidrotermales, ésta ha permitido la formación de adularia de reemplazamiento en algunos de estos cuerpos.

En la figura 9.3 se presenta la columna estratigráfica local del distrito minero de Bolaños en la que se que resumen el alcance del sistema mineral, en la misma se esquematiza que la mineralización suele concentrarse en las unidades volcánicas más antiguas, las ignimbritas Veta Rica y mientras que en la bs unidades más jóvenes la mineralización es incipiente o discontinua, y en algunos casos sólo llegan a manifestarse evidencias de alteración hidrotermal como vetillas con calcedonia y calcita.

9.3.3. Distribución y tipo de mineralización

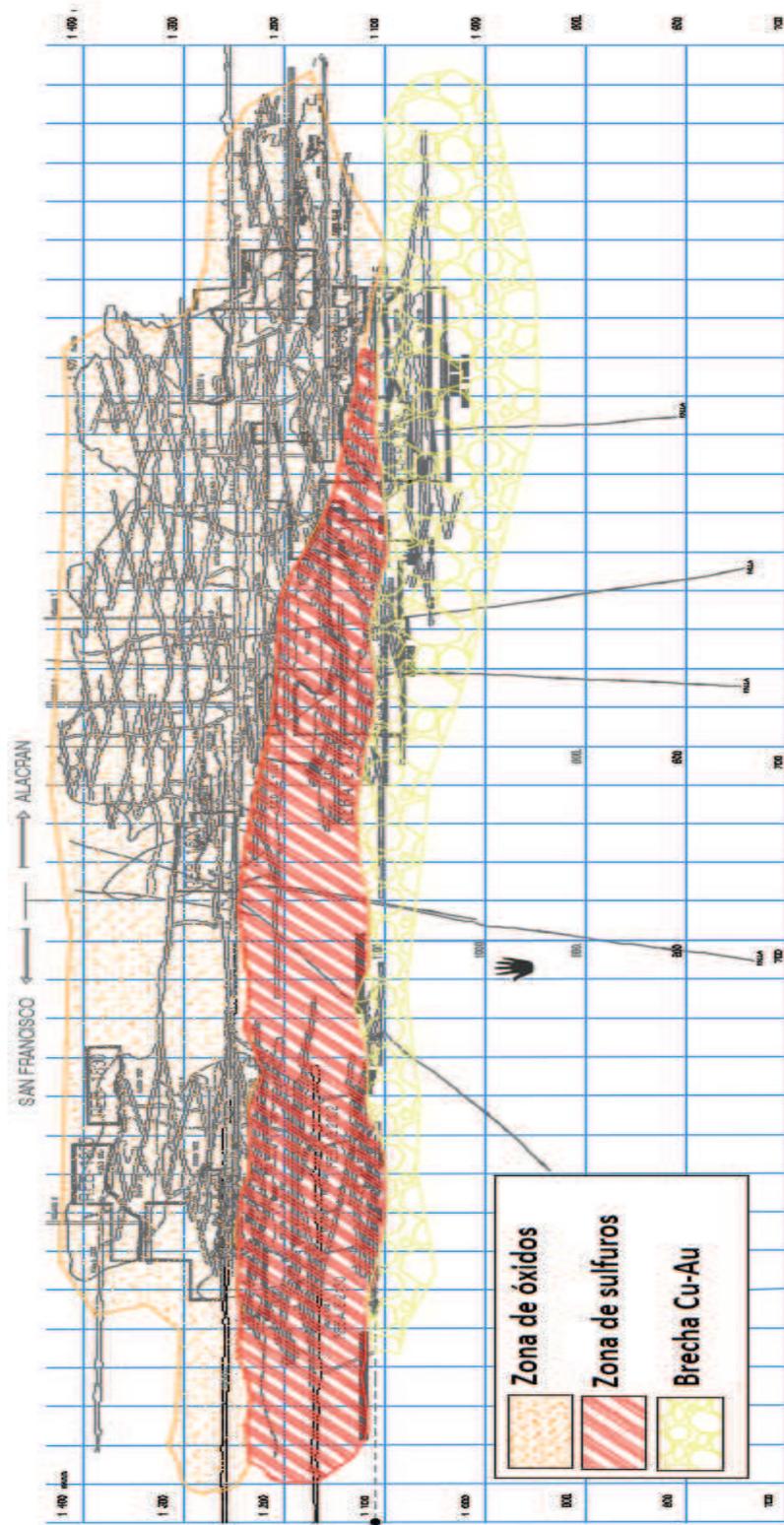
La mineralización consiste en sulfuros y sulfosales de Ag, Pb, Zn, Cu y Au. Los principales minerales de mena son la galena argentífera, esfalerita acaramelada, plata nativa en hojuelas, argentita, proustita-pirargirita, calcopirita y covelita, adicionalmente se encuentran múltiples óxidos de Zn, Pb y Ag, así como sulfatos, carbonatos y silicatos tales como hemimorfita, cerusita, malaquita, bornita y azurita. Estos minerales comúnmente se encuentran asociados con fluorita, calcita, calcedonia, piritita y especularita [Lyons, 1988]. La distribución de las distintas fases minerales definen al menos 3 sectores en el yacimiento: (1) zona de brecha de calcedonia y oxidación superior, (2) zona de sulfuros en veta bandeada y (3) zona de enriquecimiento secundario: Brecha Cu-Au (ver figura 9.5).

La primera zona representa la porción apical del yacimiento, en ésta predomina una brecha hidráulica formada por clastos angulares de calcedonia en una matriz formada por calcedonia y sulfuros. Esta zona se encuentra parcialmente intemperizada por lo que en algunos sectores de la misma predominan óxidos y calcita botroidal sobre la brecha hidráulica; ésta zona se distribuye en los primeros 300 m de profundidad de la mina.

La región central del yacimiento está formada por el sistemas de vetas bandeadas de galena argentífera, esfalerita, sulfosales de plata, plata nativa, argentita, calcopirita y covelita [Álvarez-Hernández E., 1990, reporte interno]; las bandas de sulfuros se encuentran intercaladas con bandas de espesor variable de fluorita verde y calcedonia. Este constituye cerca de 300 m verticales de mineralización de sulfuros.

La tercera zona y la más profunda consiste en una brecha de falla post-mineralización, siendo mínima su expresión aproximadamente a 600 m de profundidad e incrementando con la profundidad. Esta región se caracteriza por la formación de una brecha de falla conformada por fragmentos angulares de sulfuros parcialmente oxidados contenidos en una matriz arcillosa en la que han precipitado minerales como la hemimorfita, malaquita y azurita, esta estructura es reconocida como Brecha Cu-Au. Esta se interpreta como una estructura resultante de la reactivación del sistema de fallas y la posterior oxidación de la misma debido a la percolación de aguas meteóricas.

FIGURA 9.5: Distribución de la mineralización en sección con obras mineras (mapa base propiedad de MIMIMESA SA de CV).



9.3.4. Alteración

La alteración hidrotermal no es muy extensa en la región, y consiste principalmente en halos irregulares de alteración propilítica y cuarzo-sericitica pervasiva que envuelven a las vetas. Se ha identificado un claro zoneamiento de la paragénesis de alteración en el yacimiento, siendo la alteración propilítica la principal guía de exploración en interior mina. Ésta consiste en el desarrollo de halos semitabulares de alteración de al menos 10 m de espesor alrededor de la veta, caracterizados por la coloración verdosa de la roca encajonante y la aparición de múltiples cristales milimétricos de pirita diseminados en la misma.

La alteración argílica predomina en el yacimiento, en la zona proximal a la veta y se caracteriza por la pérdida de color en la roca encajonante como resultado de la lixiviación de los metales contenidos en los minerales formadores de la roca encajonante. La argilización del sistema Alacrán-San Francisco es irregular y pervasiva, extendiéndose hasta por 70 m alrededor de la veta, comúnmente se encuentra asociada con un fracturamiento moderado a intenso de la roca encajonante en cuyas fracturas se deposita especularita. Este rasgo es distintivo de la cercanía a la veta.

9.4. Mina La Iguana: El sistema encajonante más joven.

La mina La Iguana es una mina abandonada localizada al este del Arroyo El Realito (figura 9.1), en la que se explotó un antiguo yacimiento de sulfuros de Pb, Zn, Ag y Cu, de rumbo N30°E, emplazado en la secuencia ignimbrítica Alacrán.

El yacimiento La Iguana fue explotado durante la época de la Colonia por lo que en la mina sólo se conservan las antiguas obras mineras que consisten en galerías con claros de hasta 30 m de altura y profundidades mayores a 50 m, en los que sólo se observan vestigios del mineral en los pilares, cuyo espesor suele ser de menos de 2 m (figura 9.6).

La roca encajonante en esta mina consiste en una toba lítica formada por una matriz de ceniza fina moderadamente soldada de color blanco amarillento que contiene clastos de rocas volcánicas y basaltos de al menos 4 cm de diámetro de bordes difusos, en la matriz se encuentran pequeños fenocristales subedrales de biotita de menos de 1 mm y cristales euedrales a subedrales de feldespatos argilizados. Esta secuencia se identificó

como parte de los flujos piroclásticos de la Fm. Alacrán.



FIGURA 9.6: Fotografías de un pilar en dique riolítico con alteración propilítica.

A su vez, esta secuencia ha sido afectada por múltiples intrusiones riolíticas que forman diques de menos de 1 m de espesor, estos consisten en cuerpos tabulares semiverticales que presentan bandeamiento por flujo, fenocristales de cuarzo subedrales de menos de 3 mm de diámetro y un intenso grado de alteración propilítica debido a su cercanía con la mineralización (figura 9.6 a y b).

En las obras mineras abandonadas se pueden observar vetillas delgadas de mineralización, la cual está formada principalmente por crisocola, azurita y malaquita distribuidas como parches a lo largo de la estructura que consiste en una brecha de falla; en esta mina ya no se observan bandas de sulfuros debido a que el yacimiento ya fue explotado y sólo se conservan fallas menores mineralizadas con minerales de Cu supergénicos como

azurita y crisocola.

Las relaciones estratigráficas entre la mineralización y el paquete encajonante observadas en este yacimiento indican una edad de la mineralización posterior al emplazamiento de los flujos piroclásticos y flujos de lava riolíticos de la Fm. Alacrán, sugiriendo que la fuente de los metales esté asociada a un evento magmático y/o hidrotermal derivado de la extrusión de estos magmas.

9.5. Geoquímica de circones magmáticos como evidencia de re-movilización de metales

Las diversas evidencias estratigráficas, texturales y geocronológicas permiten inferir la relación entre la extensión, el magmatismo silícico ligado a la misma y la formación de los yacimientos minerales del distrito Bolaños, aportando así gran información acerca de la edad relativa del yacimiento, sin embargo ninguna de estas evidencias aporta información relevante sobre la fuente de los metales.

En el presente estudio se realizó el análisis de la geoquímica de REE en los circones magmáticos de los magmas riolíticos asociados la mineralización con el fin de identificar si éstos se pueden considerar la fuente de los metales. Estudios similares [Ballard et al., 2002; Lu et al., 2016] se han realizado en circones magmáticos provenientes de rocas graníticas con el fin de determinar la utilidad de la geoquímica de circones como guía de exploración de sistemas de tipo pórfido Cu-Mo-Au. En dichos estudios se propone que circones con anomalías positivas de Ce y nulas de Eu en los diagramas spider de REE/Condrita suelen corresponder a magmas fértiles, así mismo proponen que la comparación de anomalías de Ce/Nd versus Eu/Eu* permiten diferenciar con claridad suites de magmas fértiles de aquellas no mineralizadas (infértiles), una variante a este análisis se realizó en el presente trabajo.

En este trabajo se compararon las firmas geoquímicas de las muestras BL004, BL098, BL040 y BL027 correspondientes a los domos Tepec (base), Tepec (cima con vetillas de casiterita), domo Cerro Bola y flujo riolítico El Refugio (Fm. Alacrán Superior), respectivamente, con las firmas geoquímicas de circones provenientes de rocas graníticas fértiles e infértiles asociadas al pórfido cuprífero Chuquicamata. Con esta finalidad se

elaboraron los diagramas *spider* de REE para las muestras antes mencionadas cuyos resultados se presentan en las figuras 9.7, 9.8 y 9.9.

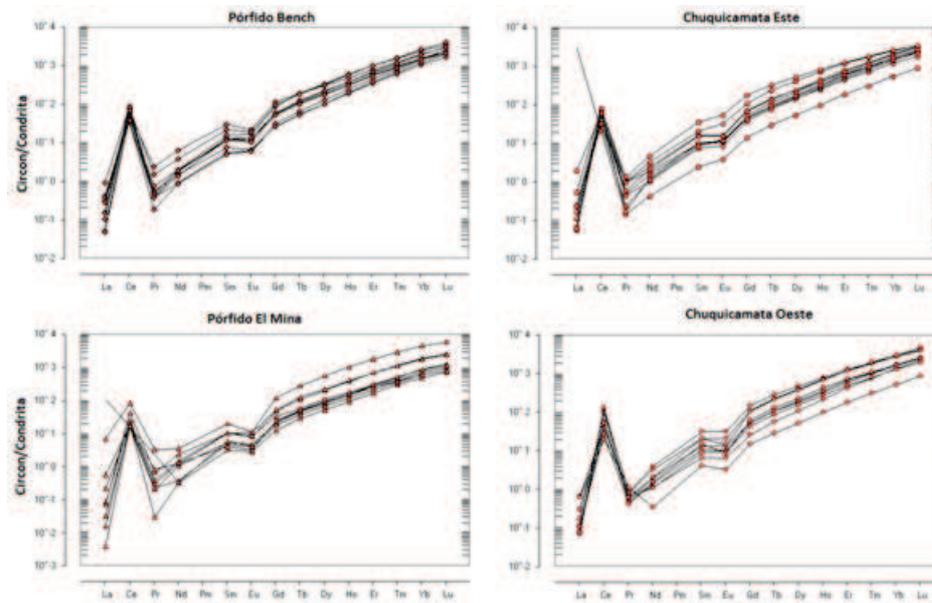


FIGURA 9.7: Diagrama spider para circones provenientes de los intrusivos fértiles del Complejo Chiquicamata. Muestras normalizadas respecto las condritas según Nakamura (1974)

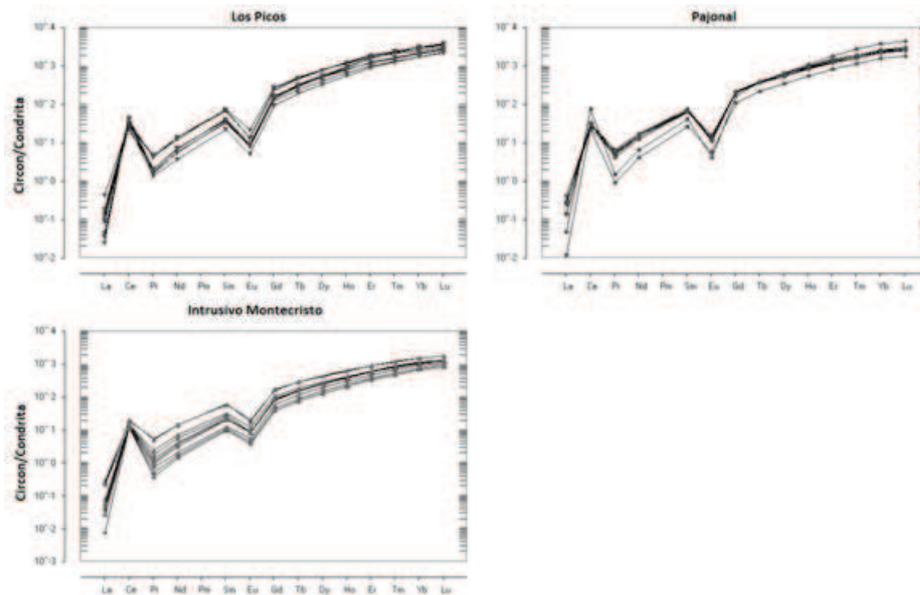


FIGURA 9.8: Diagrama spider para circones provenientes de los intrusivos infértiles Complejo Chiquicamata. Muestras normalizadas respecto las condritas según Nakamura (1974).

Las muestras Pajonal, Los Picos y Montecristo corresponden a intrusiones dacíticas a riolíticas infértiles pertenecientes al complejo intrusivo que conforma el cinturón Chuquicamata-El Abra [Ballard et al., 2002], mientras que las muestras Chuquicamata Este, Chuquicamata Oeste, El Mina y Bench corresponden a intrusiones porfídicas fértiles, que alojan

parcialmente al pórfido cuprífero Chuquicamata.

En la figura 9.7 el enriquecimiento típico en tierras raras pesadas respecto a las ligeras de los circones; por otra parte es claro que los sistemas fértiles presentan una anomalía positiva de Ce evidente en todas las muestras, la cual suele presentarse con valores generalmente por encima de 100. Es notable también que existe una anomalía negativa de Eu mínima a nula en comparación con la marcada anomalía de Eu que presentan las muestras de suites infértiles (figuras 9.8 y 9.9).

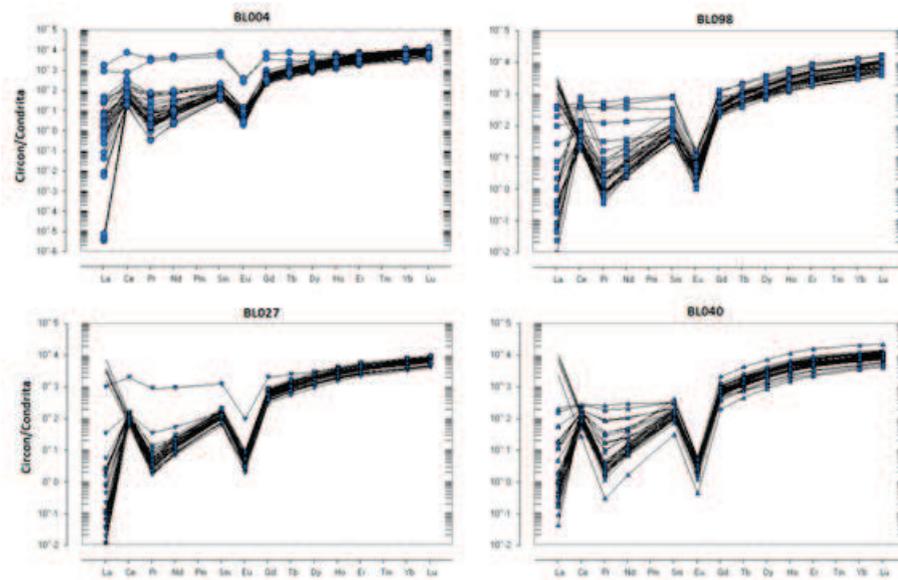


FIGURA 9.9: Diagrama spider para circones de las muestras analizadas en este estudio. Muestras normalizadas respecto las conchitas según Nakamura (1974)

Las suites infértiles analizadas presentan las mismas anomalías de Ce pero, a diferencia de las suites fértiles, éstas suelen encontrarse en valores por debajo de 100. Respecto a la anomalía negativa de Eu, se observa que ésta es en general más marcada que en los circones de suites fértiles (figura 9.8).

La figura 9.9 muestra los patrones de REE obtenidos para las muestras obtenidas en este estudio, en la misma se puede observar que para una misma muestra se presentan 2 patrones claramente definidos: (1) un patrón semi horizontal con un ligero enriquecimiento en REE pesadas sobre las ligeras en que no se desarrolla la anomalía positiva de Ce o es incipiente, mientras que la anomalía de Eu se conserva y es claramente marcada y (2) un patrón de enriquecimiento en REE pesadas respecto a las ligeras en que se desarrolla una anomalía positiva de Ce con valores de entre 20 y 1000, sin embargo la anomalía negativa de Eu se conserva y es también muy marcada en comparación con la

observada en las muestras de suites fértiles. La comparación de la firma geoquímica de los circones de las muestras analizadas en este estudio con las provenientes del pórfido Chuquicamata evidencia una mayor afinidad con las suites infértiles que con las fértiles indicando que estos magmas podrían no ser la fuente de los metales.

Por otra parte se calcularon las relaciones de Ce/Nd vs edad y de Eu/Eu* vs edad, de acuerdo con la propuesta de Lu y colaboradores (2016) para el mismo grupo de muestras. El cálculo de estas relaciones nos permitió obtener un gráfico de discriminación de suites fértiles e infértiles cuyos resultados se presentan en la figura 9.10.

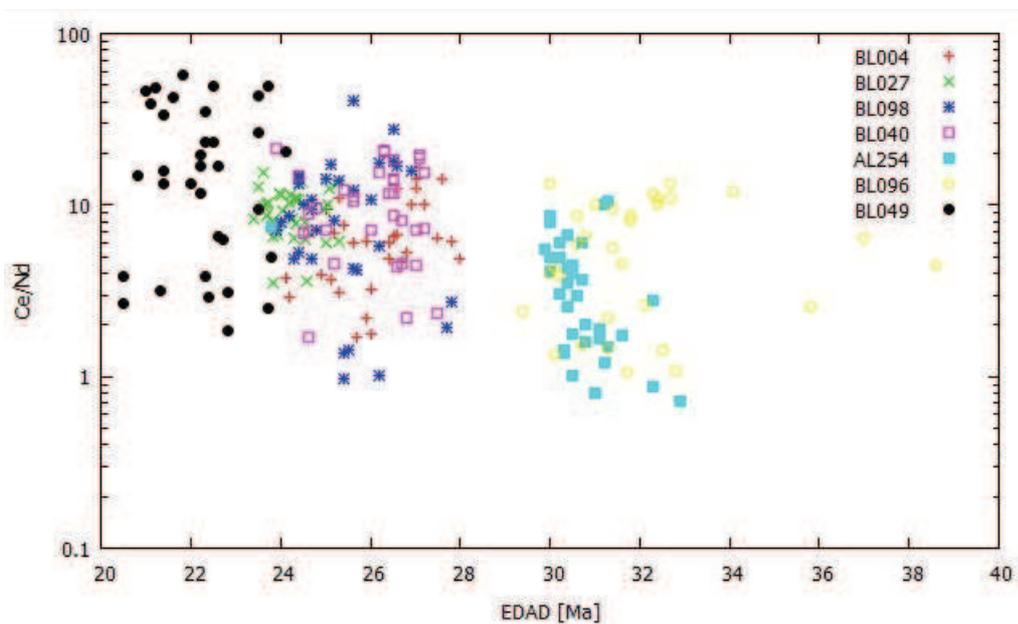


FIGURA 9.10: Gráfico de anomalía de Ce/Nd vs. edad

Como se puede observar en la figura 9.10, los valores de Ce/Nd obtenidos para las suites analizadas presentaron un rango de valores desde 1 hasta 60, de estos valores se observa que las unidades más jóvenes (BL049) presentan las relaciones más altas de Ce/Nd, mientras que la unidad más antigua, la ignimbrita Veta Rica, presenta el menor rango de la relación Ce/Nd con valores de entre 1 y 10. Así mismo, las suites asociadas a la mineralización (muestras BL027, BL040 y BL098) presentaron relaciones de Ce/Nd de alrededor de 10, y un rango de edades de 23 a 28 Ma.

Por otra parte, las relaciones Eu/Eu* obtenidos para las muestras de este trabajo mostraron una distribución similar en tres grupos: la unidad más joven presentó los valores de Eu/Eu* más altos, mientras que las muestras de flujos y domos riolíticos presentaron los valores más bajos de Eu/Eu*, con valores de 0.005 a 0.1, finalmente las muestras de

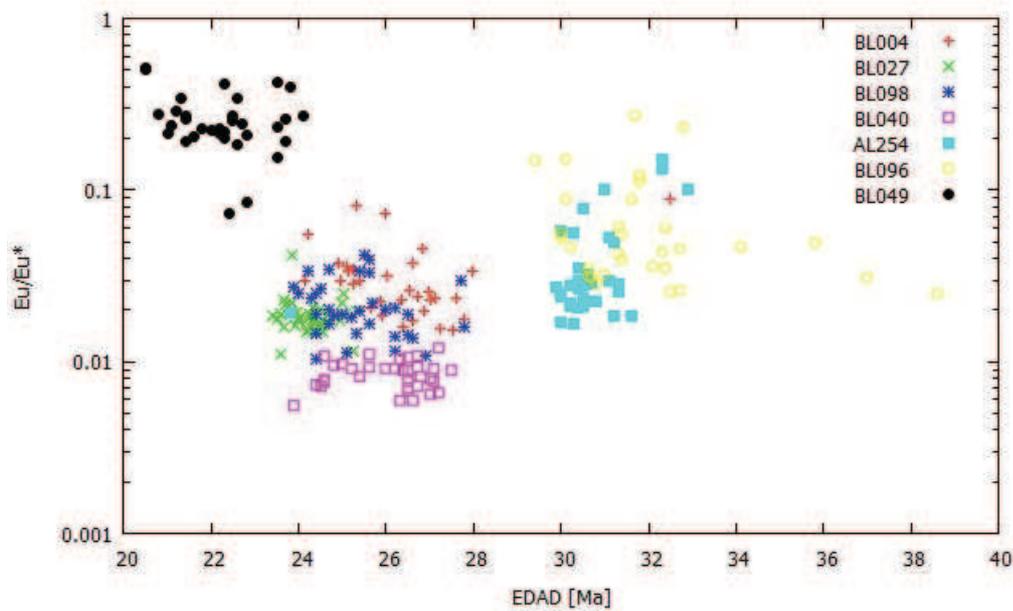


FIGURA 9.11: Gráfico de anomalía de Eu/Eu^* vs. edad

la unidad más antigua presentó un rango intermedio de valores de 0.02 a 0.2 (figura 9.12).

La distribución observada en las muestras analizadas permitió definir claramente tres grupos cuyas relaciones Ce/Nd y Eu/Eu^* presentan una relación directa con la edad. Se observó que la unidad más joven presenta los valores más altos de Eu/Eu^* y un rango variable en valores de Ce/Nd , mientras que la unidad más antigua presentó un rango de Eu/Eu^* de 0.01 a 0.1 y de Ce/Nd de 1 a 30, ambos valores por debajo de los presentados en las muestras más jóvenes y las suites riolíticas. Así mismo, las muestras de domos y flujos riolíticos definieron un grupo bien delimitado tanto en Ce/Nd como en Eu/Eu^* , mostrando un pulso magmático bien definido entre 23 y 28 Ma.

El análisis de Ce/Nd y Eu/Eu^* no mostró una diferencia importante entre las distintas suites analizadas que indicara fertilidad de magmas, mientras que ninguna de las muestras analizadas presentó los valores de Eu/Eu^* típicos de magmas fértiles. De acuerdo con los resultados obtenidos, es posible que los magmas riolíticos de la Fm. Alacrán sólo funcionen como transportadores de los metales y no como fuente de los mismos, por lo que no presentan firmas de suites fértiles como en el caso de las unidades de Chuquicamata.

9.6. Magmas silícicos enriquecidos en flúor: Implicaciones eruptivas y metalogenéticas

Aunque la fuente de los metales no es bien conocida en la región, es un hecho que el flúor jugó un papel importante durante la movilización de los metales, siendo el ion F⁻ uno de los principales ligandos que permiten la formación de complejos iónicos en las soluciones acuosas mineralizantes [Robb, 2005]. El alto contenido de flúor en los fluidos transportadores de los metales queda de manifiesto en el gran volumen de fluorita contenida en las vetas de los yacimientos Alacrán, San José y La Blanquita (figura 9.12).



FIGURA 9.12: Fotografía de un fragmento de veta en la que se señalan las bandas de fluorita que sobresalen como mineral de ganga.

En algunos ambientes el flúor es abundante y se encuentra disponible en los fluidos hidrotermales, un ejemplo claro de este fenómeno es el yacimiento Olympic Dam, un sistema hidrotermal de Cu-U-Au-Ag emplazado en la SLIP Gawler de edad Mezoproterozoica, localizado en el sur de Australia. McPhie y colaboradores (2011) descubrieron que cerca del 2.5 % en peso de la mineralización en Olympic Dam está constituida por fluorita, además de que existe una relación estrecha entre los sulfuros de Cu y la fluorita. Estudios geoquímicos realizados en fenocristales de cuarzo contenidos en las ignimbritas que actúan como rocas encajonantes del yacimiento mostraron que los magmas de la SLIP Gawler se encuentran altamente enriquecidos en F, presentando valores de hasta 1.3 % en peso, excediendo en gran medida la abundancia promedio en la corteza superior (0.05 % en peso). Los estudios geoquímicos y petrológicos del yacimiento realizados por McPhie y colaboradores (2011) indican que la fluorita contenida en el sistema es de origen magmático, expresando que los magmas se encontraban sobresaturados en flúor durante la cristalización.

El alto contenido de flúor en los magmas produce una disminución en la viscosidad de los mismos [Giordano et al., 2004], por lo que se infiere que el flúor jugó un papel importante en la erupción de grandes volúmenes de magmas silíceos durante la formación de la SLIP Gawler, permitiendo que los magmas fluyeran como lavas antes que producir erupciones caldericas y la subsecuente formación de ignimbritas, es decir favoreciendo las erupciones efusivas sobre las explosivas [McPhie et al., 2011].

A pesar de la diferencia en tipología del yacimiento, el modelo descrito por McPhie y colaboradores (2011) comparte grandes similitudes con lo observado en el distrito minero Bolaños, en el que las principales rocas encajonantes son ignimbritas riolíticas soldadas de la SLIP Sierra Madre Occidental. De acuerdo con las relaciones temporales interpretadas a partir de la estratigrafía, se considera que los magmas que produjeron o transportaron la mineralización en esta región son los flujos riolíticos de la Formación Alacrán, los cuales se distribuyen principalmente como extensas carpetas de flujos riolíticos y sólo en algunos sectores formando estructuras dómicas, expresando la baja viscosidad de estos magmas.

Por otra parte, el estudio de las texturas observadas en la veta y la estratigrafía de la mineralización en los yacimientos El Alacrán, San José y La Blanquita ha permitido identificar que la fluorita es el principal mineral de ganga asociado a las bandas de sulfuros. Ésta se presenta en bandas centimétricas que rodean a las bandas de sulfuros, sugiriendo la saturación y precipitación del flúor en los fluidos hidrotermales, previo a la precipitación de los metales.

9.7. Edad de la mineralización

9.7.1. Edad Relativa

El yacimiento El Alacrán no había sido fechado directamente, la única edad fue reportada por Lyons (1988) de una muestra obtenida del fechamiento K-Ar de la Ignimbrita Bolaños, cuya muestra se adquirió en las proximidades de la veta. Sin embargo ésta no se puede considerar una buena aproximación debido a que podría tratarse de una edad de recalentamiento o recalentamiento parcial.

En este estudio se logró determinar un intervalo de edad relativa para la mineralización, definido con base en las relaciones de corte entre la mineralización, la extensión y el vulcanismo silíceo.

De acuerdo con la edad de los flujos y diques riolíticos de la Formación Alacrán (la unidad encajonante más joven), fechados en 23.3 ± 1.4 Ma [edad Ar-Ar, Ramos-Rosique, 2013], se infiere una edad máxima de la mineralización de ≈ 24 Ma. Mientras que, la edad del evento que exhuma las vetas, considerado contemporáneo a la extrusión de los Basaltos Huila, fechados en 21.03 ± 0.44 Ma [edad K-Ar en Lyons, 1988], indican una edad mínima de ≈ 21 Ma para el sistema Alacrán-San Francisco.

9.7.2. Edad Absoluta

En el presente estudio se logró adquirir una muestra de adularia de remplazamiento localizada aproximadamente a una profundidad de 350 m bajo el relieve local. Esta muestra fue adquirida de un dique riolítico emplazado al bajo de la veta San Francisco, el cual es cortado por la misma. La unidad muestreada corresponde a los diques y sills riolíticos que conforman el bloque de piso del yacimiento en algunos sectores, éstas unidades consisten en cuerpos tabulares de entre 2 y 10 m de espesor con bandeamiento por flujo y fenocristales de cuarzo. La unidad muestreada presenta un intenso grado de alteración hidrotermal, lo que permitió la formación de adularia en las bandas de esta unidad (figura 7.2 en capítulo 7).

La muestra fue fechada mediante el método Ar-Ar, cuyo procedimiento se describe en detalle en el capítulo 7 del presente estudio, obteniéndose una edad de 24.61 ± 0.06 Ma para el yacimiento Alacrán-San Francisco. Por su parte, Ramos-Rosique (2013) reportó una edad Rb-Sr de 20.57 ± 0.57 Ma en illita procedente de la alteración fílica para el sistema epitermal El Pílon.

La diferencia en las edades obtenidas para el Alacrán y El Pílon, son de cerca de 4 Ma, indicando que el desarrollo de sistemas hidrotermales asociados al magmatismo fue un proceso de largo periodo que migró localmente hacia el sur. Esta diferencia de edades es expresada también en las texturas y mineralogía de ambos yacimientos: mientras que el Alacrán presenta evidencias de reactivación y enriquecimiento supergénico, El Pílon se mantiene como un epitermal de baja sulfuración sin evidencias de enriquecimiento supergénico ni eventos mineralizantes posteriores.

Capítulo 10

Discusión:

Evolución tectono-magmática en el centro del Graben de Bolaños y metalogenia asociada

10.1. Introducción

El origen de las secuencias silíceas que conforman la SMO continua siendo un tema de debate debido a que aún no se ha logrado llegar a un consenso respecto a cuál es el proceso principal en la formación de los magmas silíceos. Las principales propuestas para la formación de la SMO como SLIP son agrupados en dos corrientes principales: (1) las secuencias riolíticas son el producto de la asimilación y cristalización fraccionada de magmas andesíticos en los que la contribución cortical es menor al 20 %, (2) los magmas riolíticos que dieron origen a la SMO son el resultado de la asimilación cortical y la cristalización fraccionada como un proceso en el que hay un aporte cortical significativo [Bryan et al., 2008].

En este estudio se presentan nuevas evidencias petrográficas, texturales, geocronológicas y geoquímicas que permitirán afinar los modelos propuestos sobre la génesis del vulcanismo silíceo del sur de la SMO y de los yacimientos minerales alojados en el Graben de Bolaños. El análisis estratigráfico y temporal de las secuencias volcánicas identificadas permitió establecer la cronología de la evolución del magmatismo en la región en relación a la temporalidad de la extensión y, posteriormente, su papel en el desarrollo

de yacimientos minerales.

En este capítulo se presenta una interpretación integral de las nuevas evidencias obtenidas a lo largo de este estudio, así como un modelo de la evolución magmática y tectónica de la zona de estudio en relación a la geología regional y la evolución del sur de la SMO. Los datos obtenidos permitieron determinar un rango para la temporalidad del magmatismo, identificar su relación en espacio y tiempo con la tectónica extensional y la posterior formación de sistemas hidrotermales que dieron paso a la formación de yacimientos epitermales en la región.

10.2. Temporalidad del magmatismo

La estratigrafía volcánica del sector central del graben de Bolaños expresa una historia magmática compleja, resultado de distintos episodios magmáticos asociados a la evolución tectónica de la región durante el Cenozoico. En el registro estratigráfico se conservan las evidencias de los distintos episodios magmáticos que han afectado la región.

De acuerdo con las características composicionales, texturales, geomorfológicas y mineralógicas observadas en ambas paredes del graben de Bolaños, se pueden identificar claramente tres etapas de magmatismo de acuerdo con las relaciones de corte que guardan con las estructuras. Estas etapas son: vulcanismo pre-extensional, vulcanismo extensional y vulcanismo post-extensional.

10.2.1. Periodo pre-extensional

El estadio previo a la extensión está representado por las unidades piroclásticas más antiguas, las formaciones Bolaños y Veta Rica, siendo ésta última fechada en 30.02 ± 0.24 y 29.41 ± 0.26 Ma (U-Pb). Estas unidades están formadas por múltiples flujos piroclásticos de fuente desconocida. Las unidades que conforman la etapa pre-extensional se caracterizan por el alto grado de soldadura que presentan, así como por la intercalación semi-rítmica de tobas no soldadas que marcan el fin de un pulso eruptivo o una fuente más lejana respecto a las tobas soldadas. Las ignimbritas soldadas que constituyen el registro local de esta etapa se caracterizan por el empobrecimiento en fenocristales, que en conjunto expresan un origen distal. Por otra parte, estas secuencias son las que

presentan el mayor grado de alteración hidrotermal en la región, indicando que tuvieron mayor interacción con los fluidos hidrotermales respecto a las otras secuencias que conforman la columna estratigráfica local.

Los afloramientos de estas unidades están controlados estructuralmente; sólo se encuentran en el flanco oriental del graben, ubicados en la base de los horst NE-SW producto de las primeras etapas del régimen extensional que dominó la región durante el límite Oligoceno-Mioceno. Las edades obtenidas para estas unidades en relación con las estructuras indican que el proceso extensional en la región debió comenzar hace menos de ≈ 29 Ma.

10.2.2. Magmatismo sin-extensional

De acuerdo con las relaciones de corte entre las secuencias volcánicas y las estructuras observadas se determinó que el sistema de horst y grabenes de rumbo NE-SW constituyen el primer grupo de estructuras extensionales. La etapa extensional favoreció con el desarrollo de un primer pulso de vulcanismo bimodal que produjo la formación de la secuencias de tobas y basaltos Guásima con diques riolíticos de menor escala.

La Formación Guásima consiste en un volumen de al menos 11 km^3 de lavas y tobas intercaladas de composición basáltica. La distribución de esta unidad es controlada por el sistema de fallamiento regional indicando que posiblemente estos fueron los conductos principales por lo que ascendió el material magmático que dio origen a esta unidad. En esta formación se han encontrado múltiples horizontes de pseudo-peperitas (mezcla de material piroclástico con bloques de lava aún no consolidados) que evidencian el desarrollo de la subsidencia como un proceso contemporáneo a la extensión y la simultaneidad de erupciones efusivas y explosivas.

El contacto entre las formaciones Guásima y Alacrán consiste en un horizonte de estas "volcano-peperitas" de poco espesor seguido por una secuencia de surges y depósitos de caída con lapilli acrecional que posteriormente evolucionan a un paquete de flujos piroclásticos, expresando la evolución de los estilos eruptivos que pasan de ser freato-magmáticos a puramente magmáticos.

La continuidad estratigráfica entre las unidades Borrotes y Guásima, y posteriormente Guásima-Alacrán son indicadores de la continuidad del vulcanismo, a lo largo de un periodo bien definido por la geocronología de algunas unidades volcánicas fechadas, construyendo el magmatismo sin extensional de la región a un periodo de <24 Ma a <18.4 Ma.

Las formaciones Guásima y Alacrán presentan evidencias texturales que evidencian su contemporaneidad con los eventos extensionales NE-SW, ésta es expresada en la abundancia de peperitas en la Fm. Guásima, así como en la formación de lapilli acrecional y las brechas de rezago alineadas con las estructuras NE-SW presentes en la Fm. Alacrán. Así mismo, las edades de enfriamiento de estas unidades (24.75 ± 0.37 Ma para Guásima y 23.6 ± 0.6 Ma para Alacrán) indican que el primer evento extensional comenzó hace cerca de 24.8 Ma y continuó durante 1 Ma.

Un segundo periodo extensional queda expresado en las unidades Huila Inferior, así como El Complejo de Domos Tepec, Agua Milpa y Los Machetes, distribuidos y alineados sobre las fallas limitantes del graben de Bolaños con un rumbo general N-S. Este segundo periodo llega a afectar ligeramente a la Ignimbrita Chimal cuya edad, 18.4 Ma por Ar-Ar (en Ramos-Rosique, 2013) se puede considerar una aproximación del cese del régimen extensional local.

Los flujos basálticos Huila Inferior (21.03 Ma de acuerdo con Nieto-Obregón, 1981) presentan una distribución lineal a lo largo del sector central del graben de Bolaños, siendo mayor su expresión el lado occidental del mismo. Éstos presentan una relación espacial estrecha con los complejos dómicos de la región, evidenciando el vulcanismo bimodal que dominó la región. De acuerdo con las características mineralógicas y texturales, y su distribución espacial, se consideran a la secuencia de basaltos Huila Inferior como producto de la erupción fisural del evento extensional E-W, siendo este el evento que dio origen al graben de Bolaños.

La cercanía de estos flujos con los domos Tepec y Los Machetes junto con las autobrechas alineadas con las estructuras regionales observadas en los domos Tepec, indican que posiblemente sean estos mismos conductos los que permitieron el ascenso de magmas más diferenciados y viscosos, también emplazados en los márgenes del graben (ver mapa en anexo A).

Las edades reportadas por Nieto-Obregón y colaboradores (1981) para el Basalto Huila (21.03 Ma), junto con las edades obtenidas por Ramos-Rosique (2013) y las obtenidas en este estudio para los domos Tepec, Cerro Bola y Agua Milpa indican un periodo de vulcanismo sin-extensional con las estructuras N-S de ≈ 23 a 18 Ma.

10.2.3. Periodo post-extensional

La secuencia basáltica Huila Superior, en conjunto con la ignimbrita San Martín, constituyen el paquete volcánico post-extensional. Estas unidades se distribuyen irregular y discordantemente sobre las formaciones Alacrán y previas, indicando un origen lejano y posterior a la apertura del graben.

La ignimbrita San Martín presenta una distribución irregular, principalmente al centro del graben, siendo mayor su expresión en la región más profunda del mismo. La unidad San Martín se distribuye discontinuamente sobre el Basalto Huila Superior en el sector centro-occidental del graben.

La unidad San Martín es una unidad volcánica de fuente desconocida, y dada la escasez de fenocristales y el tamaño de los fragmentos líticos se infiere que es resultado del emplazamiento de depósitos de flujos piroclásticos de más de 100 km de distancia a la fuente. En el presente estudio se obtuvo una edad U-Pb de 21.73 ± 2.3 Ma para la Ignimbrita San Martín Superior, mientras que la edad reportada por Nieto-Obregón (1981) para los basaltos Huila, indican el posible cese del magmatismo local asociado a la extensión aproximadamente a los 21 Ma.

Sobre estas unidades se depositan paquetes no consolidados de areniscas con laminaciones onduladas cruzadas que se intercalan con lentes de conglomerados polimígticos de matriz arenosa que conforman la Fm. Mezquitic, el único registro sedimentario en el distrito Bolaños y el más joven en la región. Esta cubierta se encuentra sólo en el sector central del graben, y representa el cese de la actividad volcánica y de la extensión.

El rango de edades obtenido en el presente estudio varía de 30.02 Ma hasta 21.73 Ma, intervalo de tiempo que coincide con los periodos de vulcanismo silícico del Oligoceno-Mioceno (32-20 Ma) de la SMO (McDowell y Clabaugh, 1979), sin embargo la formación

de domos y flujos riolíticos está constreñida a un periodo más corto de 25 a 23 Ma, intervalos de tiempo similares han sido reportados previamente por Bryan y colaboradores (2008) y Ramos-Rosique (2013, no pub.) para el vulcanismo bimodal en la región.

La distribución espacial y la diferencia morfológica y textural entre los domos y los flujos riolíticos indican que existen al menos dos periodos de magmatismo riolítico: un primer evento que produjo magmas que formaron flujos y domos riolíticos que afloran principalmente en los hombros del graben, correspondientes al miembro superior de la Fm. Alacrán (domos y flujos El Refugio, Agua Milpa, El Águila y El Comité) con edades de 25 Ma; y un segundo periodo de actividad magmática que produjo fundidos riolíticos más diferenciados que originaron la formación de domos sobre la traza de las fallas N-S que delimitan las paredes del graben, indicando que posiblemente éstas fueron los conductos por los que los fundidos silícicos ascendieron, éstos últimos presentan edades de 23.5 Ma.

10.3. Temporalidad del régimen extensional

La evolución estructural de la Sierra Madre Occidental ha sido bien documentada por Ferrari y colaboradores (2007, 2013 y 2017), quienes identificaron que la extensión de la SMO ha ido migrando comenzando en el Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano al noreste de la provincia, y migrando hacia el sureste durante el Mioceno Temprano para, posteriormente, continuar hacia el occidente concentrándose en la Provincia Extensional del Golfo, durante el Mioceno Tardío. En el presente estudio se logró reconstruir la evolución del régimen extensional en el lapso de tiempo ocurrido entre 25 y <18 Ma, para el sector central del Graben de Bolaños.

La geomorfología del graben es dominada por extensas mesetas que buzanan hacia el oeste con pendientes menores al 13%, éstas consisten en grandes bloques fracturados y separados entre sí, cuyos componentes predominantes son las secuencias piroclásticas y lavas riolíticas de la Formación Alacrán. La disposición espacial y el buzamiento de estas estructuras son evidencia de los procesos tectono-magmáticos ocurridos en la región.

En esta región se identificaron al menos 3 sistemas de fallas previas al sistema de fallas normales de escala regional N-S. El primer grupo de estructuras consiste en un sistema menor, de rumbo general N20° W con buzamientos de 65° a 80° hacia el NE, este sistema no es de gran escala y sólo ha sido observado en interior mina, mientras que

en superficie sólo se ha identificado una falla similar al sureste del área de estudio. Sin embargo, sistemas estructurales de rumbo similar han sido identificados a escala regional por Ferrari y colaboradores (2013) y Ramos-Rosique (2013), como son el sistema de fallas Tayoltita-Pueblo Nuevo y Ballenas y Carboneras, en los distritos mineros de Tayoltita y San Martín de Bolaños, respectivamente.

Con base en las relaciones estratigráficas y las edades de las unidades volcánicas que han sido afectadas por el sistema NW-SE, se considera un periodo de actividad extensional para el primer sistema de entre 30 y 21 Ma.

El sistema NW-SE es desplazado por el sistema de fallas mineralizadas más antiguo, las cuales presentan un rumbo general N60°E con 60° de buzamiento hacia el NW, el cual es a su vez afectado por un sistema N30°E con echados de 50° a 70° hacia el NW, que contiene parte de la mineralización. Debido a la estrecha relación espacio-temporal entre estos sistemas y su relación con las unidades Guásima y Alacrán se consideran estructuras de entre <23 Ma.

Todos estos sistemas son cortados por las fallas regionales de rumbo general N-S cuyo periodo de actividad se considera contemporáneo o ligeramente más joven que la extrusión de los basaltos Huila Inferior, y el emplazamiento de los domos Tepec, Agua Milpa y Cerro Bola, cuyas edades más jóvenes reportadas son de 21.03 Ma y de 23 Ma, respectivamente [edades reportadas en Nieto-Obregón, et al., 1981; este trabajo]. La figura 10.1 presenta un resumen de la evolución estructural de la región basada en la información de superficie y subterránea recopilada, en la misma se puede observar una roseta de rumbos con los principales familias de estructuras, en la que se observa que aunque las estructuras N-S son las de mayor escala, son las fallas NE-SW las más abundantes, esto tiene grandes implicaciones en la metalogénesis de la región.

Finalmente el emplazamiento de unidades volcánicas de fuente lejana dentro de los sectores más profundos del graben, fechadas en 18.4 Ma (edad Ar-Ar para la Ignimbrita Chimal obtenida por Ramos-Rosique, 2013) y en 21.73 Ma (edad U-Pb para la Ignimbrita San Martín Superior, obtenida en este estudio) indican que la edad mínima del sistema N-S es de alrededor de 21 Ma.

La distribución espacial, la morfología de las mesetas basculadas hacia el poniente, y la temporalidad del fallamiento indican que la evolución del régimen extensional en la

región evolucionó de oriente a occidente; así mismo el decremento en el ángulo respecto al norte de las estructural indica una rotación anti-horaria del régimen de esfuerzos para los sistemas extensionales NE-SW y N-S, el cual podría ser interpretado como el registro local de la migración hacia el sur del régimen extensional a escala regional.

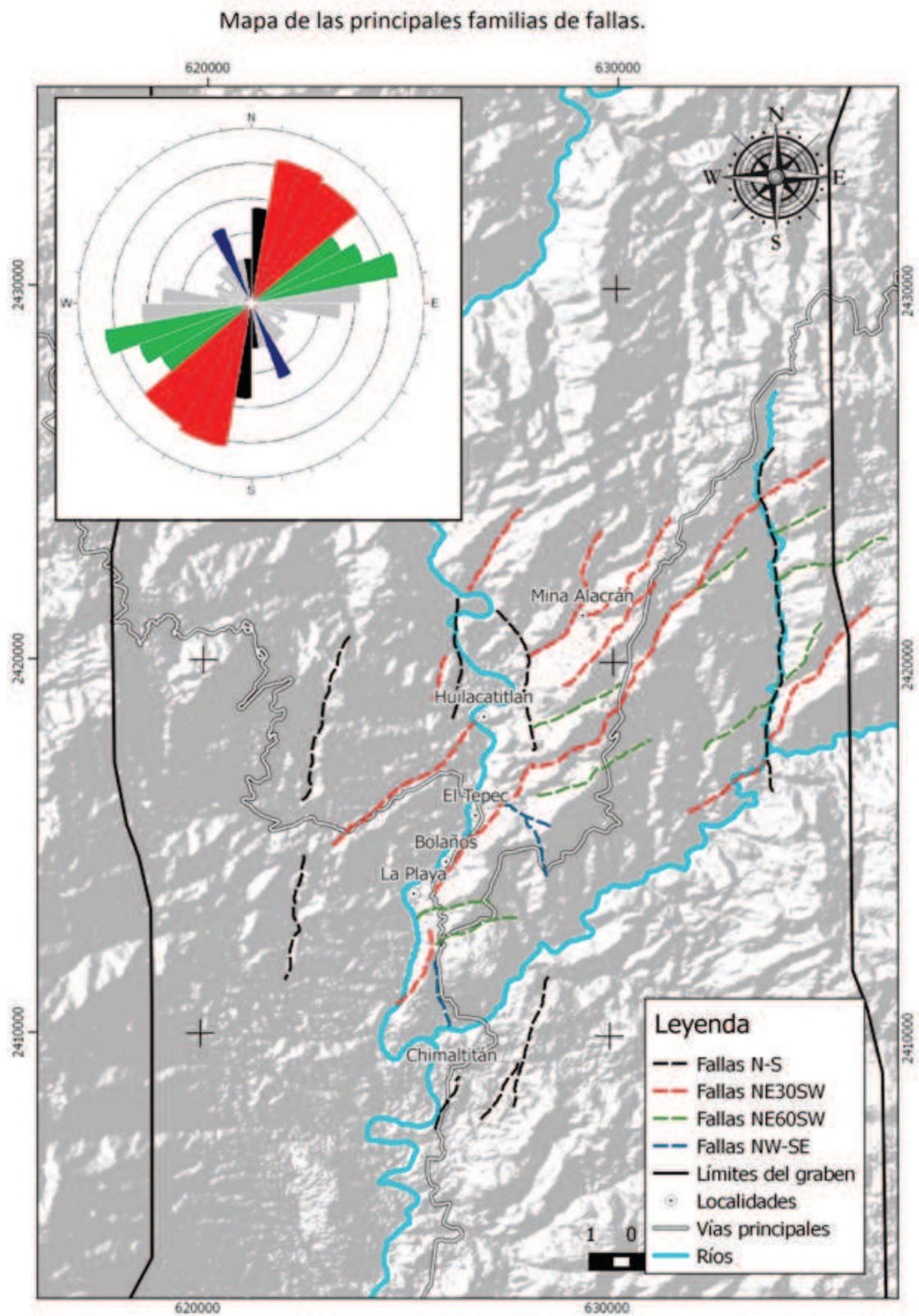


FIGURA 10.1: Mapa local con los principales sistemas de fallas resaltados y la roseta de rumbos asociada.

10.4. Temporalidad de la mineralización

Las diversas evidencias estratigráficas, geocronológicas y texturales sugieren que el origen de la mineralización está ligado íntimamente a la tectónica extensional de principios del Mioceno, así como a la extrusión de los magmas riolíticos de la Fm. Alacrán; estas evidencias nos han permitido inferir una temporalidad relativa para el origen de la mineralización constreñida al periodo comprendido entre 23 y 21 Ma. Previamente Lyons (1988) reportó una edad K-Ar de 22.23 ± 0.46 Ma para la Ignimbrita Bolaños en una zona muy cercana al yacimiento, misma que es inconsistente estratigráficamente y había sido considerada una aproximación a la edad de la mineralización.

De acuerdo con las texturas de bandeamiento y fallamiento sin-deposicional observadas en las bandas de fluorita en la veta Alacrán se puede inferir que el fallamiento N30°E, o una reactivación del mismo, es contemporáneo con la precipitación de la mineralización. El fallamiento sin-deposicional de la veta no han sido identificado en la veta San Francisco, y en conjunto con la información estructural del yacimiento, se presume que el fallamiento N60°E es previo al N30°E y a la mineralización.

La roca encajonante del bloque de piso para la veta Alacrán consiste de intrusiones riolíticas que cortan a la secuencia ignimbrítica Bolaños. En estas intrusiones se puede observar hidrobrechamiento y depósito de óxidos de hierro asociados a la mineralización, indicando que la precipitación de los metales es posterior al magmatismo riolítico emplazado bajo la veta.

El hecho de que intrusiones riolíticas funcionen como roca de piso encajonante de la mineralización en el yacimiento El Alacrán indica que la mineralización es posterior al emplazamiento de los flujos riolíticos que constituyen el miembro superior de la Fm. Alacrán, cuyas edades Ar-Ar se encuentran alrededor de 23 Ma [Ramos-Rosique, 2013; este estudio].

Se considera que el yacimiento mineral se formó poco después de la extrusión de los magmas riolíticos de la región, esta hipótesis es soportada por el sistema de vetillas de calcedonia de rumbo N30°E, que afectan a los flujos riolíticos de la Fm. Alacrán a lo largo del sector nor-oriental del distrito, mismas que se han utilizado como guías de exploración en los últimos años (figura 10.2). Adicionalmente, el hecho de que el sistema estructural N-S, cuya edad se aproxima a la edad de los Basaltos Huila, produjera la exposición de

las vetas en superficie permitió definir un límite superior para la mineralización en 21 Ma.

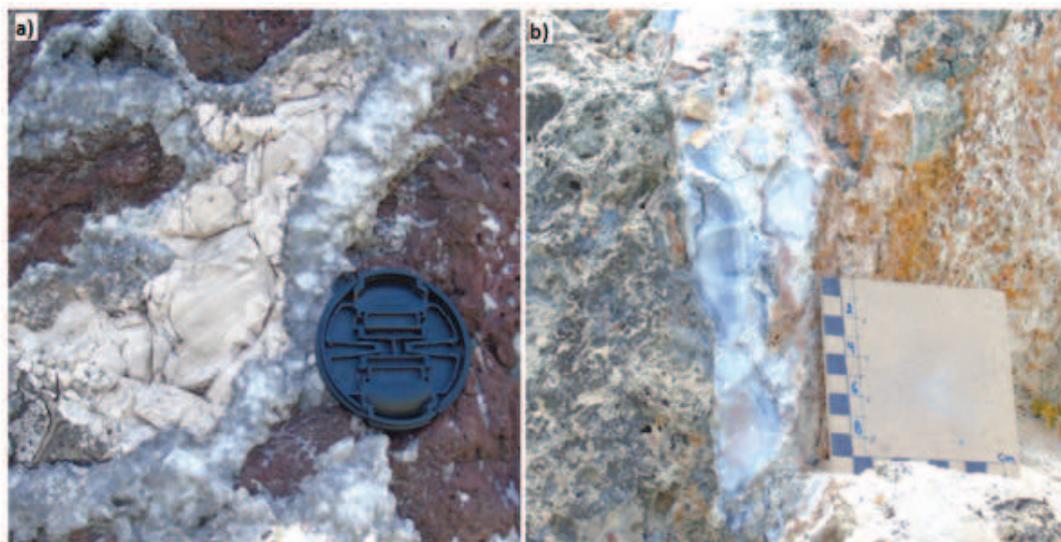


FIGURA 10.2: Precipitaciones de calcita y calcedonia en vetillas emplazadas en los basaltos Guásima.

En el presente estudio se logró adquirir una muestra de adularia de reemplazamiento proveniente de la veta San Francisco, el fechamiento Ar-Ar de esta muestra nos permitió determinar una edad de 24.61 Ma para la mineralización del yacimiento el Alacrán, la cual indica que el yacimiento El Alacrán es de al menos 4 Ma más antiguo que el yacimiento El Pílon, localizado 20 km al sur del distrito minero de Bolaños.

La edad obtenida para la mineralización es similar a la obtenida para los flujos riolíticos de la Fm. Alacrán, indicando la relación temporal y posiblemente genética entre la extrusión de los magmas silíceos y la formación del sistema epitermal Alacrán-San Francisco.

10.5. Origen de los magmas silíceos

Aun cuando el vulcanismo riolítico puede ocurrir en una gran variedad de ambientes tectónicos, el gran volumen de magmas silíceos extruidos ($>10 \text{ km}^3$) es característico de regiones sometidas a regímenes extensionales, que pueden ocurrir tanto en zonas de rift como en cuencas de tras arco o en las márgenes de las mismas. De acuerdo con Bryan (2007), la generación de grandes volúmenes de magmas silíceos es el reflejo final de procesos de fusión cortical a gran escala. Sin embargo, existe discrepancia respecto al

proceso que dominó la formación de las secuencias silíceas de la SMO y la contribución que tuvo la corteza durante la misma.

En este estudio se encontraron diversas evidencias que indican que la anatexis y asimilación de magmas o secuencias ígneas preexistentes tuvo un papel primordial en la formación de los magmas riolíticos del Oligoceno y Mioceno.

10.5.1. Evidencias texturales y petrográficas

Las principales evidencias petrográficas de asimilación de magmas o rocas ígneas preexistentes la constituyen las abundantes texturas de disolución en los cristales (bahías, oquedades y rellenos de cavidades), el alto contenido de xenocristales centimétricos en los basaltos Guásima y la abundancia de antecristales identificados en el análisis estadístico de los circones fechados. Todas estas evidencias en conjunto expresan que durante el desarrollo del magmatismo silíceo del Oligoceno-Mioceno, la asimilación de material ígneo preexistente jugó un papel fundamental en la formación de las secuencias piroclásticas.

10.5.2. Circones heredados

El análisis de las poblaciones de circones mediante imágenes de catodoluminiscencia permitió identificar la presencia de circones con núcleos heredados, una gran heterogeneidad en la morfología y tamaño de las poblaciones de circones analizadas y zoneamientos internos que expresan la variación en contenidos de U y REE en un mismo cristal. Por otra parte, el análisis del contenido de U junto con el análisis probabilístico, mostró que tanto los depósitos piroclásticos como las lavas riolíticas contienen abundantes antecristales, siendo el más antiguo un cristal de 32.9 Ma. El alto contenido de antecristales produjo que algunas edades U-Pb obtenidas sean anómalas estratigráficamente como es el caso de la Formación Alacrán, con una edad de 27.72 Ma.

La abundancia de antecristales, la heterogeneidad en los circones analizados expresada en la química individual y en el análisis probabilístico de las muestras, y el amplio rango de edades individuales obtenido indican que bajo la secuencia volcánica del Mioceno se encuentran un bloque oligocénico cuyas unidades litológicas han sido parcialmente asimiladas por los eventos volcánicos del Mioceno (23-18 Ma). La existencia de un bloque del Oligoceno fue reportada por Ramos-Rosique (2013), siendo un bloque identificado

en el distrito minero San Martín de Bolaños y que funciona como principal encajonante del sistema epitermal Zuloaga, yacimiento localizado a 20 km al sur de la zona de estudio.

Así mismo, el alto contenido de U identificado en la mayoría de los circones de las unidades analizadas indica que los magmas que dieron origen a las rocas analizadas asimilaron secuencias altamente diferenciadas, enriquecidas en U y REE, del Oligoceno y Eoceno según las edades más antiguas de circones individuales. Estas evidencias refuerzan la importancia de la anatexis y asimilación cortical como proceso fundamental en la formación de la SMO.

10.5.3. Evidencias isotópicas: el sistema Lu-Hf

Aún cuando la mayoría de las evidencias apuntan a que la asimilación de secuencias ígneas preexistentes es el proceso principal durante la formación de las secuencias de la SMO, el análisis isotópico del sistema Lu-Hf en circones individuales de las secuencias silíceas de la SMO expresan un origen a partir de mezcla de magmas o derivados de corteza joven, esto es evidenciado en los valores positivos de ϵ_{Hf} obtenidos para todas las muestras analizadas.

Los valores iniciales de ϵ_{Hf} obtenidos para las muestras oscilan entre 0.2 y 5.6, siendo los valores más bajos provenientes de los circones más antiguos y los máximos provenientes de los cristales más jóvenes. Estas evidencias refuerzan el modelo de anatexis de corteza superior producida por el ascenso de magmas producto de la fusión del manto litosférico por descompresión descrita por Ferrari y colaboradores (2013).

La evolución de los valores de ϵ_{Hf} de los circones más antiguos a las más jóvenes se puede interpretar como resultado de una mayor asimilación cortical en las etapas tempranas del magmatismo de rift y el posterior incremento en la contribución de magmas provenientes del manto como consecuencia de la evolución tectónica de la región.

Las edades U-Pb obtenidas para éstas unidades difieren en gran medida de las edades modelo de circones calculadas para el manto empobrecido (TDM) indicando que la corteza en esta zona tiene una edad de menos de 500 Ma, indicando la presencia de corteza más antigua bajo las secuencias volcánicas cenozoicas.

Los resultados obtenidos del análisis de las relaciones Lu-Hf junto con los fechamientos U-Pb para los circones provenientes de las secuencias silíceas representativas del vulcanismo local indican que el mayor aporte al magmatismo de la región proviene de una fuentes mantélica o proveniente de la fusión de corteza joven, sugiriendo la posibilidad de que bajo esta región el basamento sea relativamente joven.

Los valores de $\epsilon(Hf)$ obtenidos indican que estos magmas tuvieron poco aporte de material cortical durante su formación e indican que la fusión asociada al ascenso de magmas provenientes del manto es uno de los procesos principales en la generación de los magmas silíceos de la SMO. Sin embargo, las evidencias de asimilación presentadas en la petrografía, estratigrafía y análisis de circones indican que la formación de estas secuencias debe estar asociada a la asimilación de secuencias ígneas preexistentes y, dados los valores de $\epsilon(Hf)$, jóvenes.

10.6. Magmatismo riolítico y su relación con la formación de yacimientos epitermales en el sur de la SMO.

En el presente estudio se llevó a cabo el análisis de la geoquímica de REE de los circones fechados que se consideran asociados al magmatismo riolítico que dio origen al sistema de vetas epitermales El Alacrán. Sin embargo, la geoquímica de los circones analizados no mostró ninguna evidencia de que éstos provengan de magmas fértiles, por el contrario, la comparación de los valores de nuestras muestras respecto a las suites fértiles e infértiles asociadas al pórfido cuprífero Chuquicamata mostraron una mayor afinidad con la suite infértil.

Este resultado se podría deber a diversas causas como son (1) la diferencia composicional de las rocas de las que provienen los circones, en nuestro caso corresponden a domos y flujos riolíticos producto de la asimilación parcial de secuencias de fuente mantélica, mientras que en el caso de Chuquicamata las suites corresponden a intrusiones dacítico-graníticas, (2) la diferencia de ambiente tectónico, las muestras obtenidas en este estudio corresponden a secuencias volcánicas bimodales asociadas a un rift, mientras que en el caso de Chuquicamata, corresponden a intrusiones de arco volcánico continental, y (3) la edad e historia evolutiva de los circones, en el caso de los circones de nuestras muestras se identificó que mucho de ellos son antecristales, la mayoría de menos de 32 Ma,

mientras que los del Cinturón Ígneo Chuquicamata-El Abra corresponden a circones de entre ≈ 43 y 33.3 Ma (edades en Ballard, et al., 2002).

Considerando que las anomalías propuestas por Ballard y colaboradores (2002) y Lu y colaboradores (2016) sean aplicables a sistemas epitermales y no sólo a sistemas de tipo pórfido, como el caso de nuestro yacimiento, los resultados indicarían que los magmas riolíticos de la Fm. Alacrán funcionaron sólo como magmas transportadores de la mineralización y no como magmas generadores de la misma. Esta hipótesis implicaría la existencia de sistemas minerales de tipo epitermal y/o pórfido a profundidad en la región, siendo estos la fuente de los metales encontrados en las secuencias Oligoceno-Mioceno.

Por otra parte, el alto contenido de flúor reportado por Ramos-Rosique (2013) para las secuencias volcánicas del distrito San Martín de Bolaños podrían apoyar la hipótesis aquí planteada: los magmas riolíticos de 23-25 Ma funcionaron sólo como transportadores de los metales debido a que el F^- favorece la acidificación y disolución de secuencias preexistentes favoreciendo la migración y posterior precipitación de los metales. El alto contenido de flúor en los magmas riolíticos pudo ser un factor relevante en la re-movilización de metales originalmente pertenecientes a secuencias fértiles antiguas enterradas bajo las carpetas ignimbríticas de la SMO.

Capítulo 11

Conclusiones

La SMO es una de las provincias geológicas de México de mayor relevancia debido a su extensión y a la gran cantidad de recursos naturales que alberga. El presente estudio aporta nuevo conocimiento el cual servirá para detallar los modelos de formación de esta provincia como SLIP, así como para apoyar a la comprensión de los procesos geológicos que permitieron la proliferación de yacimientos minerales dentro de la misma.

En este trabajo se elaboró un mapa de detalle del sector central del Graben de Bolaños que, junto con los resultados obtenidos por Ramos-Rosique (2013) al sur de la región, muestra que existen estructuras NE-SW resultado de un régimen extensional previo al regional N-S, esto es de vital importancia para la exploración de los sistemas epitermales alojados en la región, cuya ocurrencia principal está restringida a la base de los horst que conforman el sistema de bloques pre-graben.

La reconstrucción de la columna estratigráfica permitió identificar que la mineralización se encuentra limitada a los sistemas de fallas NE-SW, y que las principales rocas encajonantes corresponden a las secuencias ignimbríticas más antiguas, nombradas Bolaños y Veta Rica. Éstas constituyen las unidades más antiguas que afloran en la región y sólo afloran en la base de los sistemas de horst NE-SW en el distrito de Bolaños.

Por otra parte, el fechamiento U-Pb de 8 muestras representativas de las secuencias volcánicas de la región arrojó un rango de edades de 30 a 19 Ma, que indican que existen secuencias oligocénicas en la región por debajo de la capa de ignimbritas y domos riolíticos del Mioceno. La edad más antigua obtenida para las unidades fechadas corresponde a la edad U-Pb obtenida para la Ignimbrita Veta Rica, con una edad de 30.02 ± 0.24 Ma,

mientras que la más joven fue la unidad San Martín, fechada en 19.3 ± 2.3 Ma.

El análisis de las relaciones de corte entre las distintas familias de fallas y las secuencias volcánicas afectadas por cada evento permitieron definir los distintos periodos extensionales y los pulsos magmáticos asociados. El primer sistema extensional produjo un grupo de horst y grabens de rumbo NE-SW hace cerca de 25 Ma, este régimen extensional estuvo acompañado de la erupción de un gran volumen de magmas basálticos y riolíticos cuyos productos fueron agrupados en las formaciones Guásima y Alacrán, respectivamente.

Posteriormente, el desarrollo de un régimen extensional que produjo los horst y graben de escala regional N-S que conforman el sur de la SMO permitió la erupción de nuevos volúmenes de magmas de naturaleza bimodal registrados en la estratigrafía local como basaltos Huila y los domos riolíticos Tepec, Los Machetes y Agua Milpa (este último descrito en Ramos-Rosique, 2013), este último periodo extensional ocurrió entre 23 y <18 Ma, según las edades obtenidas y reportadas para estas unidades.

Adicionalmente, la temporalidad establecida para la precipitación del yacimiento epitermal El Alacrán indicó una edad de entre 23 y 21 Ma, correspondiente con el periodo definido con base en las relaciones estratigráficas entre el yacimiento y las estructuras que lo afectan.

El análisis de la geoquímica de REE en los circones provenientes de los magmas riolíticos a los que se asocia la formación del sistema mineral no presentó evidencias de que estos magmas fueran magmas fértiles. Por otra parte, los análisis realizados por Ramos-Rosique (2013) y la mineralogía de ganga del yacimiento indican que estos magmas son fundidos silíceos enriquecidos en flúor, por lo que se considera un modelo de formación para el yacimiento en que los magmas enriquecidos en flúor facilitaron el atrapamiento y transporte de metales provenientes de secuencias volcánicas más antiguas hacia profundidades someras en las que el desarrollo de un sistema hidrotermal favoreció la precipitación de los metales.

Finalmente, el estudio integral de todas las evidencias presentadas a lo largo de este trabajo permitieron determinar que existe una clara relación espacio-temporal entre el vulcanismo bimodal y la tectónica extensional de finales del Oligoceno, esta relación queda expresada en el magmatismo fisural tanto efusivo como explosivo cuyos productos

constituyen al menos dos tercios de la columna estratigráfica local. Los fechamientos U-Pb de las distintas unidades volcánicas arrojaron una temporalidad de 25 a <21 Ma para el magmatismo silícico asociado al régimen extensional, mismo que coincide con los rangos de actividad magmática reportados por Ferrari y colaboradores (2007, 2013, 2017). A escala regional, las evidencias aquí presentadas corroboran el modelo de evolución en espacio y tiempo de la extensión descrito por Ferrari y colaboradores (2017), siendo esta región parte de las estructuras denominadas como de *rift amplio*. Así mismo se resalta la importancia de la asimilación de secuencias ígneas o magmas preexistentes y antiguas como un factor fundamental durante la formación de las secuencias ignimbríticas que coronan la estratigrafía de la SMO.

Bibliografía

Aguirre-Díaz G., Gutiérrez-Palomares I., Tristán-González M., González-Partida E., Martí J., Labharte Hernández G., Nieto-Obregón J., 2010, SIERRA MADRE OCCIDENTAL GRABEN TYPE CALDERAS AND HYDROTHERMAL ORE DEPOSITS: THE BOLAÑOS MINING DISTRICT CASE STUDY: Workshop on Collapse Calderas, Reunion 2010, 58-61.

Aguirre-Díaz, G.J. y Labarthe-Hernández, G., 2003. FISSURE IGIMBRITES: FISSURE-SOURCE ORIGIN FOR VOLUMINOUS IGIMBRITES OF THE SIERRA MADRE OCCIDENTAL AND ITS RELATIONSHIP WITH BASIN AND RANGE FAULTING. *Geology*, 31: 773-776.

Albinson, T. and Rubio, M.A., 2001, MINERALOGIC AND THERMAL STRUCTURE OF THE ZULOAGA VEIN, SAN MARTIN DE BOLAÑOS DISTRICT, JALISCO, MEXICO, IN ALBINSON, TAWN AND NELSON, C.E., EDS., NEW MINES AND DISCOVERIES IN MEXICO IN CENTRAL AMERICA: Society of Economic Geologists Special Publication Number 8, p. 115-132.

Álvarez-Hernández J. E., 1990, ESTUDIO MINERAGRÁFICO REALIZAD A UN CONCENTRADO DE ZINC DEL 25 DE ABRIL-05 MAYO 1990, PROCEDENTE DE MINERALES DE BOLAÑOS, INFORME 04-90: Reporte interno de Industrial Minera México S.A. de C.V., Subdirección de exploraciones.

Ballard, J.R., Palin, J.M., y Campbell, I.H., 2002, RELATIVE OXIDATION STATES OF MAGMAS INFERRED FROM CE(IV)/CE(III) IN ZIRCON: APPLICATION TO PORPHYRY COPPER DEPOSITS OF NORTHERN CHILE: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 144, p. 347-364.

Blichert-Toft, J., Albarede, F., 1997. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle–crust system: *Earth Planet. Sci. Lett.*, 148, 243–258.

Bouvier A., Vervoort J. D., Patchett P. J., 2008, THE LU–HF AND SM–ND ISOTOPIC COMPOSITION OF CHUR: CONSTRAINTS FROM UNEQUILIBRATED CHONDRITES AND IMPLICATIONS FOR THE BULK COMPOSITION OF TERRESTRIAL PLANETS: *Earth and Planetary Science Letters*, 273, 1-2, 48-57.

Braney M., Kokelaar P., 2002, PYROCLASTIC DENSITY CURRENTS AND SEDIMENTATION OF IGNIMBRITES: *Geological Society Memoir* 27, 143 p.

Bryan, S.E., 2007, SILICIC LARGE IGNEOUS PROVINCES: *Episodes*, 30: 20-31.

Bryan S. E., Ernst, R. E., 2008, REVISITED DEFINITION OF LARGE IGNEOUS PROVINCES (LIPs): *Earth Science Reviews*, 86, 175-202.

Bryan, S. E., Ferrari, L., Reiners, P. W., Allen, C. M., Petrone, C. M., Ramos-Rosique, A., y Campbell, I. H., 2007, NEW INSIGHTS INTO CRUSTAL CONTRIBUTIONS TO LARGE-VOLUME RHYOLITE GENERATION IN THE MID-TERTIARY SIERRA MADRE OCCIDENTAL PROVINCE, MEXICO, REVEALED BY U/Pb GEOCHRONOLOGY: *Journal of Petrology*, 49(1), 47–77.

Bryan, S.E., Riley, T.R., Jerram, D.A., Leat, P.T., Stephens, C.J., 2002. SILICIC VOLCANISM: AN UNDER-VALUED COMPONENT OF LARGE IGNEOUS PROVINCES AND VOLCANIC RIFTED MARGINS: Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., Baker, J. (Eds.), *Magmatic Rifted Margins*. Geological Society of America Special Paper, vol. 362, pp. 99–118.

Cameron, K.L., Nimz, G.J., Kuentz, D., Niemeyer, S., y Gunn, S., 1989, SOUTHERN CORDILLERAN BASALTIC ANDESITE SUITE, SOUTHERN CHIHUAHUA, MEXICO; A LINK BETWEEN TERTIARY CONTINENTAL ARC AND FL OOD BASALT MAGMATISM IN NORTH AMERICA: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 7817–7840.

Camprubí A., 2013, TECTONIC AND METALLOGENETIC HISTORY OF MEXICO: Society of Economic Geologists Special Publication, 17, 201-243

Camprubí A., Albinson T., 2006 (b), DEPÓSITOS EPITERMALES EN MÉXICO: ACTUALIZACIÓN DE SU CONOCIMIENTO Y RECLASIFICACIÓN EMPÍRICA: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, LVIII, 4, 27-81.

Camprubí A., González-Partida E., Iriondo A., 2006, MINERALIZING FLUIDS OF THE SHALLOW EPITHERMAL Au-Ag DEPOSITS OF THE EL BARQUEÑO DISTRICT, JALISCO, MEXICO: Journal of Geochemical Exploration, 89, 39-44.

DePaolo, D. J., 1981. NEODYMIUM ISOTOPES IN THE COLORADO FRONT RANGE AND CRUST MANTLE EVOLUTION IN THE PROTEROZOIC. Nature, 291, 193-196.

Faure, G. 1986, PRINCIPLES OF ISOTOPE GEOLOGY: New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore, John Wiley Sons, 589 pp.

Ferrari L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., and Carrasco-Núñez, G., 1999, SPACE-TIME PATTERNS OF CENOZOIC ARC VOLCANISM IN CENTRAL MEXICO: FROM THE SIERRA MADRE OCCIDENTAL TO THE MEXICAN VOLCANIC BELT: Geology, v. 27, 303-307.

Ferrari L., López-Martínez M., Orozco-Esquivel T., Bryan S. E., Duque-Trujillo J., Lonsdale P., Solari L., 2013, LATE OLIGOCENE TO MIDDLE MIOCENE RIFTING AND SYNEXTENSIONAL MAGMATISM IN THE SOUTHWESTERN SIERRA MADRE OCCIDENTAL, MEXICO: THE BEGINNING OF THE GULF OF CALIFORNIA RIFT: Geosphere, 9, 5, 40 p.

Ferrari L., López-Martínez, M., y Rosas-Elguera, J., 2002, IGNIMBRITE FLARE UP AND DEFORMATION IN THE SOUTHERN SIERRA MADRE OCCIDENTAL, WESTERN MÉXICO: IMPLICATIONS FOR THE LATE SUBDUCTION HISTORY OF THE FARALLON PLATE: Tectonics, 21, 4, 17:1-17:24

Ferrari L., Valencia-Moreno, Bryan S., 2005, MAGMATISMO Y TECTÓNICA EN LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL Y SU RELACIÓN CON LA EVOLUCIÓN DE LA MARGEN OCCIDENTAL DE NORTEAMÉRICA: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, LVII, 3, 343-378.

Ferrari L., Valencia-Moreno, Bryan S., 2007, MAGMATISM AND TECTONICS OF THE SIERRA MADRE OCCIDENTAL AND ITS RELATION WITH THE EVOLUTION OF THE WESTERN MARGIN OF NORTH AMERICA: Geological Society of America, Special paper 422,1-32

Ferrari L., Orozco-Esquivel T., Bryan S. E., López-Martínez M., Silva-Fragoso A., 2017, CENOZOIC MAGMATISM AND EXTENSION IN WESTERN MEXICO: LINKING THE SIERRA MADRE OCCIDENTAL SILICIC LARGE IGNEOUS PROVINCE AND THE COMONDÚ GROUP WITH THE GULF OF CALIFORNIA RIFT: Earth-Science Reviews, <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.04.006>

Giordano D., Romano C., Dingwell D. B., Poe D., Behrens H., 2004, THE COMBINED EFFECTS OF WATER AND FLUORINE ON THE VISCOSITY OF SILICIS MAGMAS: Geochimica y Cosmochimica Acta, 68, 5159-5168.

González-Peña O., 2009, CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DE LOS DEPOSITOS EPITERMALES EN EL NOROESTE DE MEXICO, UN ANALISIS Y COMPARACION: Tesis Universidad de Sonora, Maestría en Ciencias, 121 p.

Gutiérrez-Palomares I., 2008, LA IGNIMBRITA ALACRÁN, BOLAÑOS, JALISCO. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS Y DISTRIBUCIÓN: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 104 p.

Hedenquist J., Izawa E., Arribas A., White N., 2001, YACIMIENTOS EPITERMALES DE ORO: TIPOS DE MINERALIZACION, CARACTERSTICAS Y EXPLORACIÓN: Mundo Minero, 205, 75-85

Kelley S., 2002, K-Ar AND Ar-Ar DATING: Mineralogical Society of America, 7, 787-818.

Kuiper, K.F., Deino, A., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Renne, P.R., Wijbrans, J.R., 2008, Synchronizing Rock Clocks of Earth History: *Science*, 320 (5875), 500-504.

Lu Yong-Jun, Loucks R., Fiorentini M., McCuaig C., Evans N., Yang Zhi-Ming, Hou Zeng-Qian, Kirkland C., Parra-Ávila L., Kobussen A., 2016, ZIRCON COMPOSITIONS AS A PATHFINDER FOR PORPHYRY CU-MO-AU DEPOSITS: Society of Economic Geologists, Inc. Special Publication 19, 329–347

Lyons, J. I., 1988, GEOLOGY AND ORE DEPOSITS OF THE BOLAÑOS SILVER DISTRICT, JALISCO, MEXICO: *Economic Geology*, 83(8), 1560-1582.

McDowell F., Clabaugh S. E., 1979, IGNIMBRITES OF THE SIERRA MADRE OCCIDENTAL AND THEIR RELATION TO THE TECTONIC HISTORY OF WESTERN MEXICO: Geological Society of America, Sp. Paper 180, 113-124

McDowell, F. W., Keizer, R. P., 1977, TIMING OF MID-TERTIARY VOLCANISM IN THE SIERRA MADRE OCCIDENTAL BETWEEN DURANGO CITY AND MAZATLÁN, MEXICO: Geological Society of America Bulletin, 88, 1479-1487.

McPhie J., Kamenetsky V., Allen S. , Ehrig K., Agangi A., Bath A., 2011, THE FLUORINE LINK BETWEEN A SUPERGIANT ORE DEPOSIT AND A SILICIC LARGE IGNEOUS PROVINCE: *Geology*, 39, 1003-1006

Merrihue, C. M., and G. Turner, 1966. POTASSIUM-ARGON DATING BY ACTIVATION WITH FAST NEUTRONS. *Journal of Geophysical Research.*, 71, 2852-2857.

Murray B., Busby C., 2015, EPITHERMAL MINERALIZATION CONTROLLED BY SYNEXTENSIONAL MAGMATISM IN THE GUAZAPARES MINING DISTRICT OF THE SIERRA MADRE OCCIDENTAL SILICIC LARGE IGNEOUS PROVINCE, MEXICO: *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 54-71.

Nieto-Obregón, J., Delgado-Argote, L., and Damon, P.E., 1981, RELACIONESPE-TROLÓGICAS Y GEOCRONOLÓGICAS DEL MAGMATISMO DE LA SIERRA MA-DRE OCCIDENTAL EL EJE NEOVOLCÁNICO EN NAYARIT, JALISCO Y ZACA-TECAS: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Me-moria Técnica, v. XIV, p. 327–361.

Nieto-Samaniego, A., Alaniz-Álvarez S. A., Camprubí A., 2007, MESA CENTRAL OF MÉXICO: STRATIGRAPHY, STRUCTURE, AND CENOZOIC TECTONIC EVOLU-TION: Geological Society of America, Special Paper 422, 41-70.

Parsons T., 1995, THE BASIN AND RANGE PROVINCE: Capítulo 7 de libro "Continental rifts: evolution, structure and tectonics", Elsevier, 264, 277-324

Pupin J. P., 1980, ZIRCON AND GRANITE PETROLOGY: Contrib. Mineral. Petro-logy.110, 463–472.

Ramos-Rosique A., Bryan S., Ferrari L., López-Martínez M., Rankin A., Camprubí A., Allen C., Uysa T.,Feng Y., Reiners P., 2011, CHRONOLOGY OF MID-CENOZOIC MAGMATISM AND EPITHERMAL MINERALIZATION IN THE BOLAÑOS GRA-BEN, SOUTHERN SIERRA MADRE OCCIDENTAL, MEXICO: 11th SGA Biennial Meeting, Let's Talk Ore Deposits, 26-29 Septiembre, Antofagasta, Chile.

Ramos-Rosique, A., 2013, TIMING AND EVOLUTION OF LATE OLIGOCENE TO EARLY MIOCENE MAGMATISM AND EPITHERMAL MINERALIZATION IN THE CENTRAL BOLAÑOS GRABEN, SOUTHERN SIERRA MADRE OCCIDENTAL, MÉXICO [Ph.D. thesis]: Londres, Kingston University–Londres.

Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owens, T.L., and De Paolo, D.J., 1998, Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: Chemical Geology, v. 145, p. 117–152, doi:10.1016/S0009-2541(97)00159-9.

Robb, L., 2005, Introduction to ore-forming processes: Blackwell Publishing, 373 pp.

Rollinson H., 1993, USING GEOCHEMICAL DATA: EVALUATION, PRESENTA-TION, INTERPRETATION. Roughtledge Ed., Londres, 352 p.

Ross, C., Smith, R. L., 1961, ASH-FLOW TUFFS: THEIR ORIGIN, GEOLOGIC RELATIONS, AND IDENTIFICATION: Report USGS, Geological survey Professional Paper 366, 80 p.

Scherer, E. E., Whitehouse, M. J., Munker, C., 2007. ZIRCON AS A MONITOR OF CRUSTAL GROWTH. *Elements*, 3, 19–24.

Scheubel F., Kenneth F. C., Porter E., 1988, GEOLOGY, TECTONIC ENVIRONMENT AND STRUCTURAL CONTROLS IN THE SAN MARTIN DE BOLAÑOS DISTRICT, JALISCO, MEXICO: *Economic Geology*, 83, 1703-1720.

Sláma J., Kosler J., Condon D., Crowley J., Gerdes A., Hancher J., Horstwood M., Morris G., Nasdala L., Norberg N., 2008, PLEŠOVICE ZIRCON — A NEW NATURAL REFERENCE MATERIAL FOR U–PB AND HF ISOTOPIC MICROANALYSIS: *Chemical Geology*, 249, 1-2, 1-35.

Smith R., 1960, ZONES AND ZONAL VARIATIONS IN WELDED ASH FLOWS: Report USGS, Geological survey Professional Paper 354-F, 13 p.

Steiger, R.H., and Jäger, E., 1977, Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359–362, doi:10.1016/0012-821X(77)90060-7.

Turner, G.. and P. H. Cadogan, 1974. POSSIBLE EFFECTS OF ^{39}Ar RECOIL IN ^{40}Ar - ^{39}Ar DATING. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Suppl. 5(2): 1601 - 1615.

Velador J. M., 2010, TIMING AND ORIGIN OF INTERMEDIATE SULFIDATION EPITHERMAL VEINS AND GEOCHEMICAL ZONING IN THE FRESNILLO DISTRICT, MEXICO: CONSTRAINED BY $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ GEOCHRONOLOGY, FLUID INCLUSIONS, GAS ANALYSIS, STABLE ISOTOPES, AND METAL RATIOS: Tesis Doctorado en Geología, Instituto de Minería y Tecnología de Nuevo México.

Vervoort, J., 2014, Lu-Hf DATING: THE Lu-Hf ISOTOPE SYSTEM: *Encyclopedia of Scientific Dating Methods*, pp.1-20.

White, W., 2002, GEOCHEMISTRY. Wiley and Blackwell, Londres, 668 p.

Wiedenbeck M, Alle P, Corfu F, Griffin WL, Meier M, Oberli F, Von Quart A, Roddick JC, Spiegel W., 1995, THREE NATURAL ZIRCON STANDARDS FOR U–TH–PH, LU–TH, TRACE ELEMENT AND REE ANALYSES: Geostand Newslett 19, 1, 1–23.

York, D., Evensen, N.M., López-Martínez, M., and De Basabe-Delgado, J., 2004, Unified equations for the slope, intercept, and standard errors of the best straight line: American Journal of Physics, v. 72, p. 367–375, doi:10.1119/1.1632486.

Apéndice A

Tabla de análisis de REE en circones individuales

CUADRO A.1: Tabla de analisis de elementos de tierras raras (REE) en circones individuales.

CLAVE	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
Zircon 01 BL027	0.51	85.2	0.74	11	25	0.357	160
Zircon 02	0.031	73.7	0.283	6.33	17.4	0.283	116.3
Zircon 03	0.61	77.9	0.74	12.4	28	0.369	173
Zircon 04	0.009	86.4	0.43	9.27	24.4	0.366	153.4
Zircon 05	0	49.7	0.195	4.82	12.9	0.162	83.5
Zircon 06	0.21	52	0.85	14.9	33.6	0.587	200
Zircon 07	0.003	93.6	0.406	9.1	24.1	0.43	156.9
Zircon 08	0	73.8	0.312	6.74	18.3	0.264	125.3
Zircon 09	0.016	57.4	0.243	5.76	15.6	0.245	101.7
Zircon 10	8.7	94	3.5	26	26.3	0.345	141
Zircon 11	0.0027	37.1	0.184	3.43	9.82	0.126	65
Zircon 12	0.0024	68.6	0.37	7.27	20	0.283	124.5
Zircon 13	0.37	98.3	0.59	9.73	24.1	0.466	158.7
Zircon 14	0.176	93.9	0.552	11.27	27.6	0.425	176
Zircon 15	0.025	100	0.387	7.92	24.1	0.35	148.8

Zircon 16	0	44.6	0.287	6.97	18.8	0.276	111.5
Zircon 17	0.01	63	0.364	7.94	21.3	0.274	149
Zircon 18	0.111	56.3	0.222	4.23	11.64	0.117	82
Zircon 19	0.55	107	1.11	10.7	17.3	0.338	99.9
Zircon 20	0.0079	53.4	0.468	7.74	20.4	0.318	132
Zircon 21	0.0048	68.1	0.269	6	16.8	0.21	106
Zircon 22	0.01	69.7	0.529	8.57	21.6	0.347	139.5
Zircon 23	1.37	77.2	1.39	11.8	18.8	0.58	95.5
Zircon 24	0.022	44.9	0.338	7.25	20.3	0.322	121.8
Zircon 25	0.69	69.6	0.47	9	19.6	0.283	124
Zircon 26	0.023	44.2	0.27	6.58	21.6	0.286	135.3
Zircon 27	0.056	46.8	0.185	4.11	12.08	0.179	78.8
Zircon 28	0	92.1	0.276	5.97	19.1	0.189	141
Zircon 29	0.015	97.2	0.478	11.2	27.3	0.363	178
Zircon 30	0.0049	77.5	0.295	5.73	17.2	0.299	118
Zircon 31	0.015	62	0.399	7.53	19	0.307	130
Zircon 32	258	1300	90	462	198	5.9	435
Zircon 33	0.029	68.7	0.607	11.5	30.2	0.52	174
Zircon 34	0	48.3	0.169	3.88	11.9	0.19	80.4
Zircon 35 BL027	0	62.9	0.295	5.84	15.6	0.265	100
Zircon 36 AL18	0.01	5.94	0.147	3.27	6.28	2.08	33.5
Zircon 37	1.73	50.2	2.1	16.2	28.3	0.205	242
Zircon 38	0.0067	11.24	0.371	6.62	14.1	1.53	73.6
Zircon 39	840	1970	260	1190	266	21.6	342
Zircon 40	0.082	10.06	0.077	0.66	1.99	0.61	10.66
Zircon 41	27.2	121.4	11.57	71.6	61.5	1.53	339
Zircon 42	3.5	57.1	1.82	13.8	27.5	0.261	273
Zircon 43	0.075	44.3	0.182	3.06	18.9	0.099	220
Zircon 44	28.8	172	29.7	207	150	0.63	417
Zircon 45	242	1550	229	1520	990	8.3	1920
Zircon 46	0.115	55.5	0.294	3.37	20.7	0.201	246
Zircon 47	0.131	51	0.133	2.98	22.3	0.105	255

Zircon 48	0.099	52.5	0.212	3.11	21.3	0.222	246
Zircon 49	21.8	266	16.3	104	83.6	2.46	369
Zircon 50	2.82	63.7	3.57	26.7	39.1	0.087	293
Zircon 51	0	49.1	0.068	2.43	19.4	0.116	239
Zircon 52	4.08	63.5	1.54	11.9	14.8	0.267	81.1
Zircon 53	80	407	78	540	350	1.78	759
Zircon 54	5.13	139.2	5.67	40	57.2	1.38	318
Zircon 55	4.4	65.5	5.1	38	42.4	0.2	269
Zircon 56	3.1	66.9	2.7	22.4	33.4	0.41	260
Zircon 57	0	20	0.057	1.84	4.63	2.34	28.1
Zircon 58	0	42	0.039	2.25	20.3	0.099	234
Zircon 59	9.8	69.4	10.1	71	63	0.497	297
Zircon 60	39	187	33	260	187	0.96	460
Zircon 61	40	245	45.8	333	246	0.73	636
Zircon 62	0	53.9	0.08	2.55	23.7	0.144	268
Zircon 63	0.33	50.3	0.48	6.2	25.2	0.424	246
Zircon 64	2	52.8	2.3	18.3	33.4	0.215	289
Zircon 65	27	101	11.9	68	29	1.36	96
Zircon 66	0.61	64.9	0.72	5.5	10.1	0.55	45.7
Zircon 67	0.19	49.9	0.27	4	19.2	0.133	227
Zircon 68	0.82	48.4	0.9	6.9	19.1	0.144	197
Zircon 69	0.016	3.18	0.217	4.06	7.19	0.86	37.4
Zircon 70 AL18	1.93	58.7	2.09	15.2	28.7	0.091	246
Zircon 71 BL098	0.047	49	0.21	2.88	9.03	0.118	78.1
Zircon 72	0	16.8	0.19	3.95	9.87	0.335	69.5
Zircon 73	0.076	11.45	0.082	1.6	5.51	0.101	50.2
Zircon 74	0.08	25	0.127	2.35	7.37	0.136	57.6
Zircon 75	0.006	70	0.56	12.2	35.1	0.61	236
Zircon 76	0	20.8	0.154	3.93	13.8	0.23	101.2
Zircon 77	0	32.2	0.087	1.8	8.92	0.177	93.1
Zircon 78	0	27.2	0.08	2.04	8.62	0.201	69.4
Zircon 79	0	32.3	0.068	2.02	9.86	0.112	99.5
Zircon 80	0	17.6	0.06	1.75	7.35	0.18	59

Zircon 81	0	31.1	0.14	3.3	9.98	0.285	64.7
Zircon 82	6.7	34.8	3.25	17.9	9	0.186	41.7
Zircon 83	0	24.3	0.075	1.7	8.3	0.146	66.6
Zircon 84	0.282	501	1.57	12.4	16.1	0.395	83.7
Zircon 85	0	21.9	0.161	3.09	13.5	0.32	96
Zircon 86	0.011	52.4	0.304	6.53	20.3	0.438	144.5
Zircon 87	0.0024	17.5	0.035	1.21	5.96	0.061	53.9
Zircon 88	0	25.8	0.147	2.98	7.68	0.226	54.7
Zircon 89	0.042	14.9	0.056	1.4	5.42	0.1	42.1
Zircon 90	0	23.1	0.178	4.75	14.8	0.296	100.1
Zircon 91	0.24	258	0.85	9.8	12.5	0.41	54.6
Zircon 92	1.17	85	0.31	3.05	10.6	0.144	90.3
Zircon 93	83	254	35	178	53	0.95	93
Zircon 94	0.53	24.1	0.29	2.97	7.78	0.124	56.9
Zircon 95	0.056	27.8	0.194	2.27	9.02	0.149	82.5
Zircon 96	0.278	31.5	0.516	7.52	17.5	0.331	120.2
Zircon 97	107	330	55	340	133	1.01	181
Zircon 98	0	22	0.042	1.29	7.77	0.089	75.6
Zircon 99	50	245	38	240	119	0.68	274
Zircon 100	0.022	19.5	0.171	4.04	14.4	0.207	101.1
Zircon 101	0.108	16.27	0.087	1.1	5.2	0.075	47.4
Zircon 102	0	21.5	0.06	1.54	8.61	0.129	83.6
Zircon 103	24.5	94	12.4	68	28	0.488	70.2
Zircon 104	0.014	28	0.066	1.59	8.86	0.125	85
Zircon 105 BL098	1.83	17.8	0.75	6.6	7.3	0.092	43.4

CUADRO A.2: Continuación de tabla de análisis de elementos de tierras raras (REE) en zircones individuales.

CLAVE	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
Zircon 01 BL027	53.8	575	205	824	1207	218
Zircon 02	39.1	426	153.7	609	908	162
Zircon 03	55.5	605	211	845	1232	223
Zircon 04	51.3	576	202	807	1181	211
Zircon 05	28.6	318	113.2	461	693	125.8
Zircon 06	66.3	727	255	1019	1435	259
Zircon 07	52.5	579	201	812	1180	210
Zircon 08	41.5	463	159.4	642	927	166
Zircon 09	34.5	388	139.2	567	861	158.5
Zircon 10	46.3	506	176	703	1034	187
Zircon 11	21.6	249	89.1	376	575	107.8
Zircon 12	41	459	160	645	945	174
Zircon 13	52.6	578	205	815	1197	218
Zircon 14	59.1	656	225	909	1327	239
Zircon 15	49	540	190	747	1095	198
Zircon 16	38.4	424	150	614	897	163
Zircon 17	51.7	585	211	870	1246	224
Zircon 18	28.1	331	120.5	492	719	133.2
Zircon 19	31.8	333	119.8	487	697	127.6
Zircon 20	43.8	482	170	685	1011	187
Zircon 21	36.7	419	147.8	596	900	167.6
Zircon 22	47.1	537	189	747	1073	197
Zircon 23	31.9	348	121.5	493	718	133.2
Zircon 24	39	442	156.8	630	914	171.1
Zircon 25	39.7	456	157	639	934	172
Zircon 26	46	513	183.7	739	1048	188.6
Zircon 27	26.5	303	103.4	420	637	119.4
Zircon 28	51.5	587	212.5	859	1231	217.3
Zircon 29	58.4	647	222	908	1299	235
Zircon 30	39.2	433	149.6	601	856	156.3

Zircon 31	43.1	498	174	705	1032	190
Zircon 32	98	802	222	768	963	169
Zircon 33	57.8	644	226	901	1342	239
Zircon 34	27.4	312	111.7	458	676	127.8
Zircon 35 BL027	33.3	389	137.6	562	854	158
Zircon 36 AL18	11.53	134.6	52.3	239	474	99.4
Zircon 37	109.7	1442	569	2520	4030	719
Zircon 38	24.5	275	97.5	408	623	118.1
Zircon 39	67.7	553	171	690	1200	256
Zircon 40	4.18	52.1	21.9	110.6	275	65.8
Zircon 41	141.3	1820	709	3140	4970	886
Zircon 42	123.3	1690	684	3040	4890	865
Zircon 43	103.8	1435	572	2610	4180	758
Zircon 44	139.5	1592	588	2580	4140	731
Zircon 45	448	3780	1101	4090	5610	943
Zircon 46	112.7	1548	620	2780	4480	795
Zircon 47	120.7	1635	647	2940	4650	844
Zircon 48	112.8	1525	606	2720	4280	762
Zircon 49	148.5	1910	744	3290	5250	934
Zircon 50	128.5	1721	670	3020	4750	840
Zircon 51	117.8	1620	660	3010	4990	893
Zircon 52	29	355	133	576	917	182
Zircon 53	211	2170	766	3280	4950	898
Zircon 54	128	1613	626	2750	4240	766
Zircon 55	114.3	1542	598	2720	4270	771
Zircon 56	120.6	1624	666	3010	4870	886
Zircon 57	10.54	144.8	60	294	608	134
Zircon 58	109.2	1447	580	2570	4000	708
Zircon 59	125.1	1676	672	3060	4940	887
Zircon 60	161	1910	719	3230	5130	934

Zircon 61	194	2060	724	3120	4740	828
Zircon 62	129.2	1800	727	3310	5340	948
Zircon 63	114.5	1610	645	2940	4850	855
Zircon 64	133.3	1800	715	3260	5180	935
Zircon 65	29.2	346	128	534	836	158
Zircon 66	15.08	173	61.6	265	437	86
Zircon 67	109.2	1529	624	2880	4780	862
Zircon 68	93.7	1298	523	2370	3830	694
Zircon 69	12.28	135.7	48.6	206	329	65.8
Zircon 70 AL18	112.1	1508	608	2770	4530	812
Zircon 71 BL098	34.5	452	185	838	1453	271
Zircon 72	25.1	306	115.5	492	805	153.2
Zircon 73	20.4	272	109.4	495	850	165
Zircon 74	23.6	288	111.6	488	815	154.9
Zircon 75	84.8	1018	371	1560	2390	450
Zircon 76	42.8	533	204	914	1498	282
Zircon 77	40	519	210	935	1611	309
Zircon 78	27.3	340	133.9	586	995	190.9
Zircon 79	47.5	648	262	1222	2172	411
Zircon 80	25.3	327	131	597	1019	197.2
Zircon 81	24	285	108.5	465	742	141.8
Zircon 82	14.96	183	70.6	307	504	99.6
Zircon 83	27.6	348	135.9	598	1013	192
Zircon 84	32.4	412	158.7	708	1206	233
Zircon 85	39	493	192	855	1414	264
Zircon 86	50.2	609	228	960	1500	282
Zircon 87	24.3	331	134	622	1102	213
Zircon 88	20.5	259	98.6	425	713	135.9
Zircon 89	17.9	230	89.7	400	689	134.2
Zircon 90	38	453	172	728	1147	216

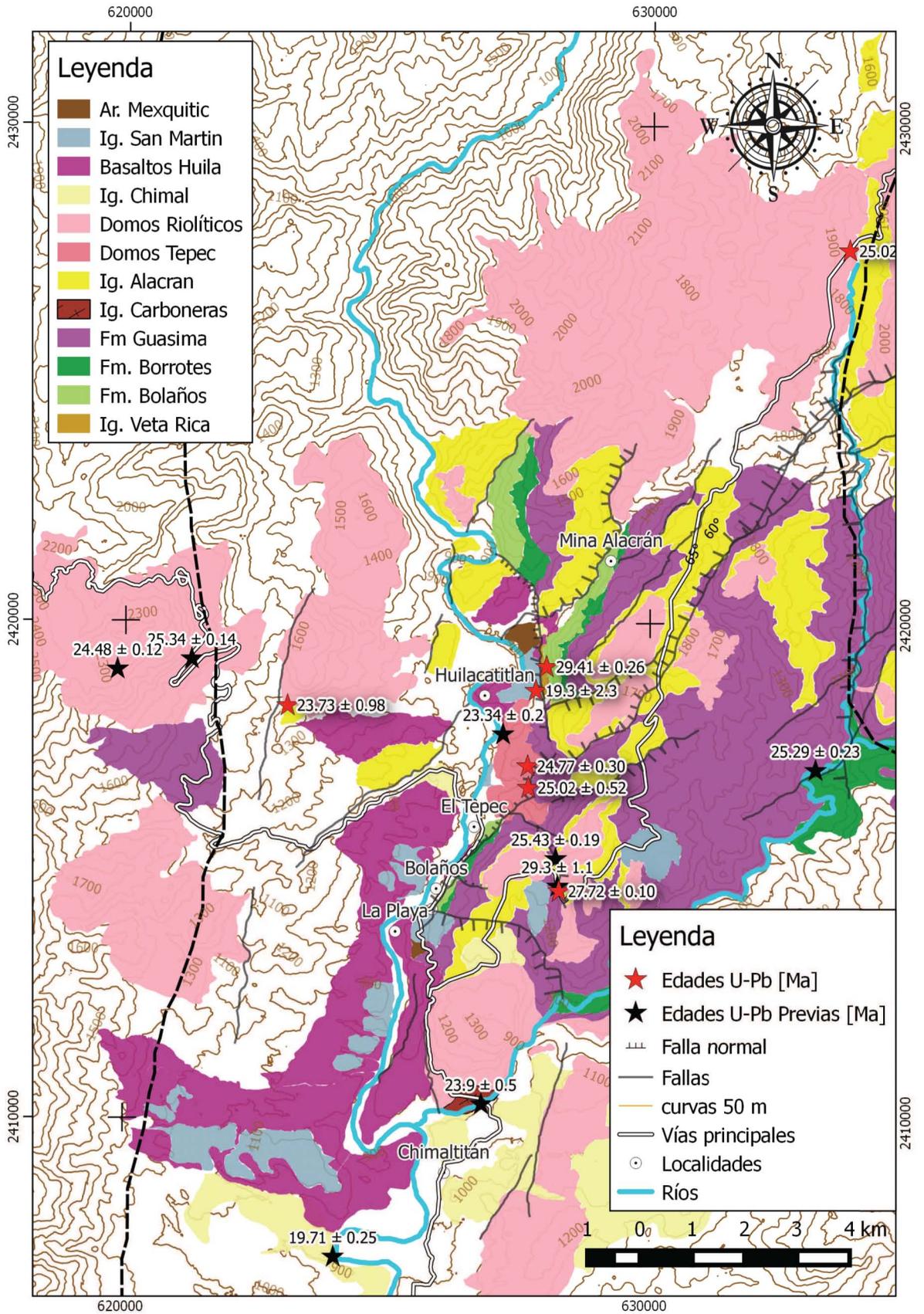
Zircon 91	18.7	210	78.7	330	551	106
Zircon 92	38.2	511	207	941	1607	301
Zircon 93	22.7	222	79.9	334	525	99.5
Zircon 94	24.4	307	122.4	547	929	173.6
Zircon 95	35.2	456	179.3	825	1410	259
Zircon 96	44.8	543	205	870	1358	255
Zircon 97	37.5	345	112.4	449	725	137.7
Zircon 98	33	451	183	839	1464	274
Zircon 99	80	882	326	1391	2260	414
Zircon 100	38.8	483	191	815	1307	248
Zircon 101	21.5	282	116.6	535	942	181
Zircon 102	35.8	483	199.1	896	1562	296
Zircon 103	21.9	244	90	393	651	121.4
Zircon 104	39.4	500	205.3	938	1612	297
Zircon 105 BL098	18.52	247	104.6	467	821	155.1

Apéndice B

Mapa de muestras fechadas por U-Pb

Mapa geológico del distrito minero Bolaños en el que se representan las principales unidades estratigráficas descritas en este estudio, los principales sistemas estructurales y la ubicación de muestras fechadas en estudios previos y en este estudio.

Las edades de estudios previos corresponden a las muestras fechadas por Ramos-Rosique (2013) por U-Pb.



Apéndice C

Tabla de edades U-Pb

CUADRO C.1: Tabla de edades para las muestras BL096 y AL254.

Clave	Mejor edad (Ma)	$\pm 2\sigma$	Discordancia
Zircon 61 BL-096c	32.5	0.8	56.32
Zircon 62	30.8	0.8	34.43
Zircon 63	31.7	0.9	47.15
Zircon 64	30.7	0.9	51.93
Zircon 65	31.4	0.9	53.47
Zircon 66	37.0	1.3	71.63
Zircon 67	30.0	0.5	10.06
Zircon 68	31.4	0.9	50.69
Zircon 69	31.6	1.2	51.68
Zircon 70	3410.0	9.7	82.72
Zircon 71	35.8	1.0	73.98
Zircon 72	31.8	0.9	49.14
Zircon 73	32.4	1.2	55.98
Zircon 74	38.6	7.7	66.14
Zircon 75	32.7	1.0	56.22

Zircon 76		32.1	0.9	58.08
Zircon 77		30.2	1.0	23.93
Zircon 78		30.1	0.7	29.98
Zircon 79		3288.0	1.4	81.28
Zircon 80		2839.0	1.0	75.71
Zircon 81		31.3	1.1	47.48
Zircon 82		30.0	0.8	34.62
Zircon 83		29.4	0.6	33.44
Zircon 84		31.0	0.8	45.82
Zircon 85		30.6	1.5	45.36
Zircon 86		31.8	1.0	54.44
Zircon 87		30.6	0.9	36.73
Zircon 88		32.4	1.0	60.39
Zircon 89		32.8	1.2	59.85
Zircon 90		32.3	1.6	52.50
Zircon 91		34.1	1.1	67.62
Zircon 92		3120.0	1.7	79.11
Zircon 93		30.1	0.8	52.73
Zircon 94		31.3	1.0	48.09
Zircon 95	BL096c	32.7	1.0	55.46
Zircon 96	AL254c	32.3	1.2	61.73
Zircon 97		30.7	0.7	32.01
Zircon 98		30.4	0.8	26.84
Zircon 99		30.5	0.6	12.52

Zircon 100	30.2	0.6	21.02
Zircon 101	30.4	0.6	23.83
Zircon 102	30.0	0.8	34.85
Zircon 103	30.0	0.6	17.58
Zircon 104	30.3	0.6	30.44
Zircon 105	31.3	0.9	30.47
Zircon 106	31.2	0.7	26.61
Zircon 107	30.4	0.6	20.55
Zircon 108	30.5	0.6	26.17
Zircon 109	30.4	0.7	26.69
Zircon 110	31.3	0.6	36.14
Zircon 111	30.8	0.7	45.41
Zircon 112	31.6	0.7	24.76
Zircon 113	30.8	0.6	28.49
Zircon 114	30.5	0.8	13.73
Zircon 115	30.7	0.8	36.88
Zircon 116	30.2	0.6	25.88
Zircon 117	29.9	0.7	28.03
Zircon 118	30.5	0.7	36.50
Zircon 119	31.1	0.9	37.86
Zircon 120	31.2	1.0	44.81
Zircon 121	30.0	0.7	27.26
Zircon 122	31.0	0.9	52.63
Zircon 123	30.0	0.6	13.98
Zircon 124	30.3	0.7	36.54
Zircon 125	32.3	1.8	60.32
Zircon 126	31.1	0.6	33.49
Zircon 127	30.2	0.6	25.43
Zircon 128	23.8	0.5	24.81
Zircon 129	32.9	1.2	39.85
Zircon 130 AL-254c	30.6	0.7	6.99

CUADRO C.2: Tabla de edades para las muestras BL049, BL040 Y BL004.

Zircon 01 BL049	21.8	0.8	7.28
Zircon 02	23.5	0.6	11.25
Zircon 03	22.6	0.8	46.39
Zircon 04	21.6	0.6	27.44
Zircon 05	22.3	0.9	29.56
Zircon 06	20.5	0.9	36.34
Zircon 07	22.5	0.9	54.01
Zircon 08	22.7	1.0	28.26
Zircon 09	21.1	0.8	47.77
Zircon 10	23.7	1.1	59.90
Zircon 11	23.8	1.5	67.40
Zircon 12	22.6	0.6	22.34
Zircon 13	22.8	0.9	58.39
Zircon 14	22.4	0.6	5.00
Zircon 15	22.8	1.0	47.52
Zircon 16	23.5	0.8	37.22
Zircon 17	22.2	0.7	34.01
Zircon 18	20.5	0.9	26.56
Zircon 19	21.2	0.8	10.59
Zircon 20	21.4	0.6	31.57
Zircon 21	21.0	1.3	44.30
Zircon 22	23.5	1.0	50.55
Zircon 23	22.3	0.9	49.84
Zircon 24	21.4	0.8	30.91
Zircon 25	3674.0	60.0	84.53

Zircon 26		22.0	0.9	51.55
Zircon 27		23.7	1.0	47.91
Zircon 28		20.8	1.0	22.64
Zircon 29		24.1	1.0	61.07
Zircon 30		21.3	1.0	23.86
Zircon 31		22.2	1.0	47.64
Zircon 32		22.5	0.8	37.09
Zircon 33		22.3	0.9	25.83
Zircon 34		21.4	0.8	28.33
Zircon 35 BL49		22.2	1.6	51.84
Zircon 36 BL40		26.3	0.5	4.86
Zircon 37		26.3	0.5	3.27
Zircon 38		26.8	0.5	7.84
Zircon 39		26.0	0.7	23.44
Zircon 40		27.1	0.5	1.92
Zircon 41		25.0	0.6	22.60
Zircon 42		27.0	0.5	13.77
Zircon 43		26.5	0.5	13.53
Zircon 44		24.8	0.6	21.64
Zircon 45		27.5	0.5	3.27
Zircon 46		27.0	0.5	6.11
Zircon 47		26.4	0.5	5.04
Zircon 48		3023.0	76.0	77.82
Zircon 49		24.6	0.7	9.85
Zircon 50		26.6	0.5	9.32

Zircon 51		26.7	0.6	12.49
Zircon 52		24.5	0.6	2.62
Zircon 53		23.9	0.6	6.31
Zircon 54		26.7	0.6	8.70
Zircon 55		24.6	0.7	11.55
Zircon 56		26.5	0.5	6.29
Zircon 57		26.5	0.5	5.36
Zircon 58		27.2	0.7	10.69
Zircon 59		27.1	0.5	4.20
Zircon 60		25.6	0.5	13.55
Zircon 61		26.5	0.5	11.53
Zircon 62		26.2	0.5	3.11
Zircon 63		27.2	0.6	10.69
Zircon 64		24.6	0.6	22.40
Zircon 65		25.4	0.6	14.80
Zircon 66		25.6	0.5	13.99
Zircon 67		25.2	0.7	13.51
Zircon 68		26.5	0.6	10.77
Zircon 69		24.4	0.7	5.35
Zircon 70	BL40	26.7	0.6	11.75
Zircon 71	BL04	26.5	0.6	10.67
Zircon 72		26.4	0.7	12.17
Zircon 73		27.6	0.6	36.06
Zircon 74		3525.0	50.0	83.22
Zircon 75		25.9	0.5	43.00

Zircon 76	25.1	0.6	4.96
Zircon 77	27.0	0.5	18.15
Zircon 78	27.2	0.5	8.68
Zircon 79	27.8	0.6	2.15
Zircon 80	25.7	0.7	9.01
Zircon 81	24.2	0.9	18.96
Zircon 82	28.0	0.5	17.22
Zircon 83	25.3	0.8	31.76
Zircon 84	25.3	1.1	10.28
Zircon 85	25.0	0.7	12.08
Zircon 86	26.4	0.6	6.45
Zircon 87	25.3	0.7	17.45
Zircon 88	25.4	0.7	31.03
Zircon 89	26.7	0.6	23.44
Zircon 90	26.8	0.8	30.70
Zircon 91	24.9	0.8	36.62
Zircon 92	24.1	0.6	16.22
Zircon 93	25.2	0.7	32.39
Zircon 94	27.5	0.5	17.11
Zircon 95	26.0	1.0	46.87
Zircon 96	26.9	0.6	22.59
Zircon 97	25.6	0.7	47.84
Zircon 98	26.0	0.7	43.04
Zircon 99	25.9	0.9	19.81
Zircon 100	27.1	0.6	9.87
Zircon 101	26.6	0.8	64.52
Zircon 102	4791.0	26.0	86.86
Zircon 103	27.0	0.6	19.46
Zircon 104	26.6	0.7	7.99
Zircon 105 BL04	32.5	1.5	73.58

CUADRO C.3: Tabla de edades para las muestras BL027, AL18 Y BL098.

Clave	Mejor edad (Ma)	$\pm 2\sigma$	Discordancia
Zircon 01 BL027	24.0	0.6	6.69
Zircon 02	24.0	0.6	4.12
Zircon 03	24.5	0.6	9.15
Zircon 04	24.0	0.7	2.71
Zircon 05	24.2	0.8	-0.71
Zircon 06	23.8	0.6	25.76
Zircon 07	23.7	0.6	16.84
Zircon 08	24.3	0.6	5.41
Zircon 09	23.6	1.0	17.19
Zircon 10	24.6	1.2	6.97
Zircon 11	24.4	0.8	8.61
Zircon 12	25.0	0.5	-1.88
Zircon 13	23.7	0.5	7.14
Zircon 14	23.4	0.7	19.00
Zircon 15	23.5	0.6	-1.73
Zircon 16	24.3	1.0	-0.37
Zircon 17	24.5	0.7	3.43
Zircon 18	25.3	0.9	32.28
Zircon 19	25.0	2.4	33.40
Zircon 20	24.6	0.6	17.59
Zircon 21	24.2	0.6	3.12
Zircon 22	23.8	0.7	6.18
Zircon 23	23.8	0.7	33.81
Zircon 24	25.3	0.7	23.10
Zircon 25	24.3	0.8	14.37

Zircon 29	23.7	0.7	1.74
Zircon 30	24.5	0.5	5.92
Zircon 31	24.2	0.7	7.83
Zircon 32	4263.0	110.0	88.21
Zircon 33	25.0	0.8	1.23
Zircon 34	25.1	0.8	10.46
Zircon 35 BL027	24.3	0.8	5.70
Zircon 36 AL18	33.2	2.3	50.37
Zircon 37	27.9	0.4	2.85
Zircon 38	25.2	1.5	16.00
Zircon 39	4030.0	130.0	86.69
Zircon 40	26.9	1.5	6.60
Zircon 41	28.2	0.4	11.80
Zircon 42	27.6	0.4	1.54
Zircon 43	28.1	0.4	2.57
Zircon 44	28.1	0.4	6.45
Zircon 45	29.0	0.4	48.35
Zircon 46	28.1	0.4	6.25
Zircon 47	27.8	0.4	1.87
Zircon 48	28.0	0.3	5.50
Zircon 49	27.9	0.4	25.45
Zircon 50	27.6	0.4	1.53

Zircon 51	27.3	0.4	1.69
Zircon 52	24.9	0.8	6.04
Zircon 53	27.5	0.4	12.55
Zircon 54	28.0	0.4	28.96
Zircon 55	27.6	0.3	3.86
Zircon 56	28.2	0.4	19.83
Zircon 57	26.8	1.5	33.83
Zircon 58	27.8	0.4	-0.18
Zircon 59	27.7	0.4	16.73
Zircon 60	27.8	0.4	17.41
Zircon 61	27.8	0.3	2.42
Zircon 62	27.6	0.4	3.40
Zircon 63	28.0	0.4	9.73
Zircon 64	27.7	0.3	2.53
Zircon 65	26.1	1.5	34.09
Zircon 66	4010.0	310.0	86.03
Zircon 67	27.4	0.4	1.58
Zircon 68	27.4	0.5	6.55
Zircon 69	25.1	1.9	17.70
Zircon 70 AL18	27.8	0.4	1.84
Zircon 71 BL098	26.6	0.6	25.07
Zircon 72	25.6	1.0	9.07
Zircon 73	24.8	0.6	2.71
Zircon 74	24.7	0.8	15.02
Zircon 75	26.2	0.6	-4.01

Zircon 76	24.4	0.4	4.39
Zircon 77	26.5	0.6	12.48
Zircon 78	24.4	0.6	1.45
Zircon 79	26.9	0.4	3.03
Zircon 80	24.5	0.5	14.23
Zircon 81	24.7	0.7	12.27
Zircon 82	27.7	0.9	54.30
Zircon 83	25.0	0.5	10.43
Zircon 84	25.6	0.6	44.06
Zircon 85	23.9	0.6	18.05
Zircon 86	24.0	0.5	4.30
Zircon 87	24.4	0.6	15.05
Zircon 88	24.2	0.8	19.77
Zircon 89	26.0	1.0	35.00
Zircon 90	24.3	0.8	8.76
Zircon 91	3400.0	200.0	83.53
Zircon 92	26.5	0.8	50.56
Zircon 93	25.5	1.0	42.80
Zircon 94	25.2	0.7	31.68
Zircon 95	25.6	0.5	7.43
Zircon 96	25.7	0.7	25.85
Zircon 97	25.4	0.9	16.55
Zircon 98	25.1	0.7	3.05
Zircon 99	26.2	0.4	10.61
Zircon 100	24.7	0.8	13.40
Zircon 101	24.4	0.6	17.78
Zircon 102	25.3	0.5	0.51
Zircon 103	25.4	0.8	23.00
Zircon 104	26.2	0.5	7.68
Zircon 105 BL098	27.8	0.7	56.17

Apéndice D

Tabla de relaciones isotópicas Lu-Hf

Clave	$^{176}\text{Hf}/^{176}\text{Hf}_{(0)}$	2SE	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$^{176}\text{Hf}/^{176}\text{Hf}_{(t)}$
BL027 Hf	0.282928	0.000037	0.003548	0.000018	0.282926
BL027 Hf1	0.282911	0.000029	0.002735	0.000017	0.282910
BL027 Hf2	0.282929	0.000032	0.003362	0.000033	0.282927
BL027 Hf3	0.282895	0.000027	0.002108	0.000096	0.282894
BL027 Hf4	0.282898	0.00003	0.003573	0.000026	0.282896
BL027 Hf5	0.282898	0.000032	0.002729	0.000029	0.282897
BL027 Hf6	0.28288	0.000029	0.003423	0.000021	0.282878
BL027 Hf7	0.282885	0.000027	0.002271	0.000015	0.282884
BL027 Hf8	0.282923	0.000028	0.003144	0.000017	0.282922

BL027 Hf9	0.282861	0.000034	0.0027642	0.000003	0.282860
BL027 Hf10	0.282838	0.000031	0.003833	0.000017	0.282836
BL027 Hf11	0.282867	0.000039	0.00472	0.000039	0.282865
BL027 Hf12	0.282873	0.000036	0.003272	0.000023	0.282872
BL027 Hf13	0.282901	0.000033	0.003468	0.000058	0.282899
BL027 Hf14	0.282859	0.000033	0.0026815	0.0000088	0.282858
AL-18 Hf	0.282819	0.000031	0.007169	0.000018	0.282815
AL-18 Hf1	0.282823	0.000029	0.007721	0.000013	0.282819
AL-18 Hf2	0.282813	0.000031	0.007172	0.00005	0.282809
AL-18 Hf3	0.282841	0.000032	0.0073992	0.000006	0.282837
AL-18 Hf4	0.282835	0.000029	0.007917	0.000031	0.282831
AL-18 Hf5	0.282863	0.000029	0.006951	0.000022	0.282859
AL-18 Hf6	0.28285	0.000027	0.007586	0.000031	0.282846
AL-18 Hf7	0.282845	0.000026	0.007695	0.000033	0.282841
AL-18 Hf8	0.282811	0.000031	0.007013	0.000045	0.282807
AL-18 Hf9	0.282849	0.000029	0.0064	0.00005	0.282846
AL-18 Hf10	0.282837	0.000025	0.0074904	0.0000096	0.282833

AL-18 Hf11	0.28283	0.000031	0.008083	0.000026	0.282826
AL-18 Hf12	0.282833	0.000035	0.007886	0.000032	0.282829
AL-18 Hf13	0.282846	0.000029	0.00729	0.000029	0.282842
AL-18 Hf14	0.282839	0.000032	0.007385	0.00005	0.282835
BL098 Hf	0.282857	0.000027	0.0024	0.000044	0.282856
BL098 Hf1	0.282862	0.000026	0.00344	0.00012	0.282860
BL098 Hf2	0.28286	0.000033	0.006352	0.000026	0.282857
BL098 Hf3	0.282814	0.00003	0.002973	0.00007	0.282813
BL098 Hf4	0.282775	0.000022	0.002318	0.00002	0.282774
BL098 Hf5	0.28283	0.000028	0.004038	0.000019	0.282828
BL098 Hf6	0.282812	0.000024	0.0022606	0.0000093	0.282811
BL098 Hf7	0.282816	0.000029	0.0033	0.000033	0.282814
BL098 Hf8	0.282832	0.000031	0.003721	0.00009	0.282830
BL098 Hf9	0.282852	0.000024	0.002813	0.000035	0.282851
BL098 Hf10	0.282845	0.000024	0.003283	0.000041	0.282843

BL098 Hf11	0.282813	0.000024	0.002882	0.000019	0.282812
BL098 Hf12	0.282825	0.000027	0.004234	0.000018	0.282823
BL098 Hf13	0.282837	0.000024	0.00351	0.000035	0.282835
BL098 Hf14	0.282824	0.000028	0.003424	0.000034	0.282822

Clave	t (Edad, Ma) U-Pb	$\epsilon Hf_{(0)}$	$\epsilon Hf_{(t)}$	T_{DM}	T_{DM}^C
BL027 Hf	24.0	5.1	5.5	493	566
BL027 Hf1	24.0	4.5	4.9	507	595
BL027 Hf2	24.0	5.1	5.6	488	564
BL027 Hf3	24.2	3.9	4.4	521	623
BL027 Hf4	24.3	4.0	4.5	539	619
BL027 Hf5	25.0	4.0	4.5	526	618
BL027 Hf6	23.5	3.4	3.8	564	651
BL027 Hf7	24.3	3.5	4.0	538	641
BL027 Hf8	24.5	4.9	5.4	494	575
BL027 Hf9	24.2	2.7	3.2	582	683
BL027 Hf10	23.6	1.9	2.3	635	725
BL027 Hf11	23.7	2.9	3.4	606	674
BL027 Hf12	24.5	3.1	3.6	572	663
BL027 Hf13	25.0	4.1	4.6	532	613
BL027 Hf14	24.3	2.6	3.1	583	687

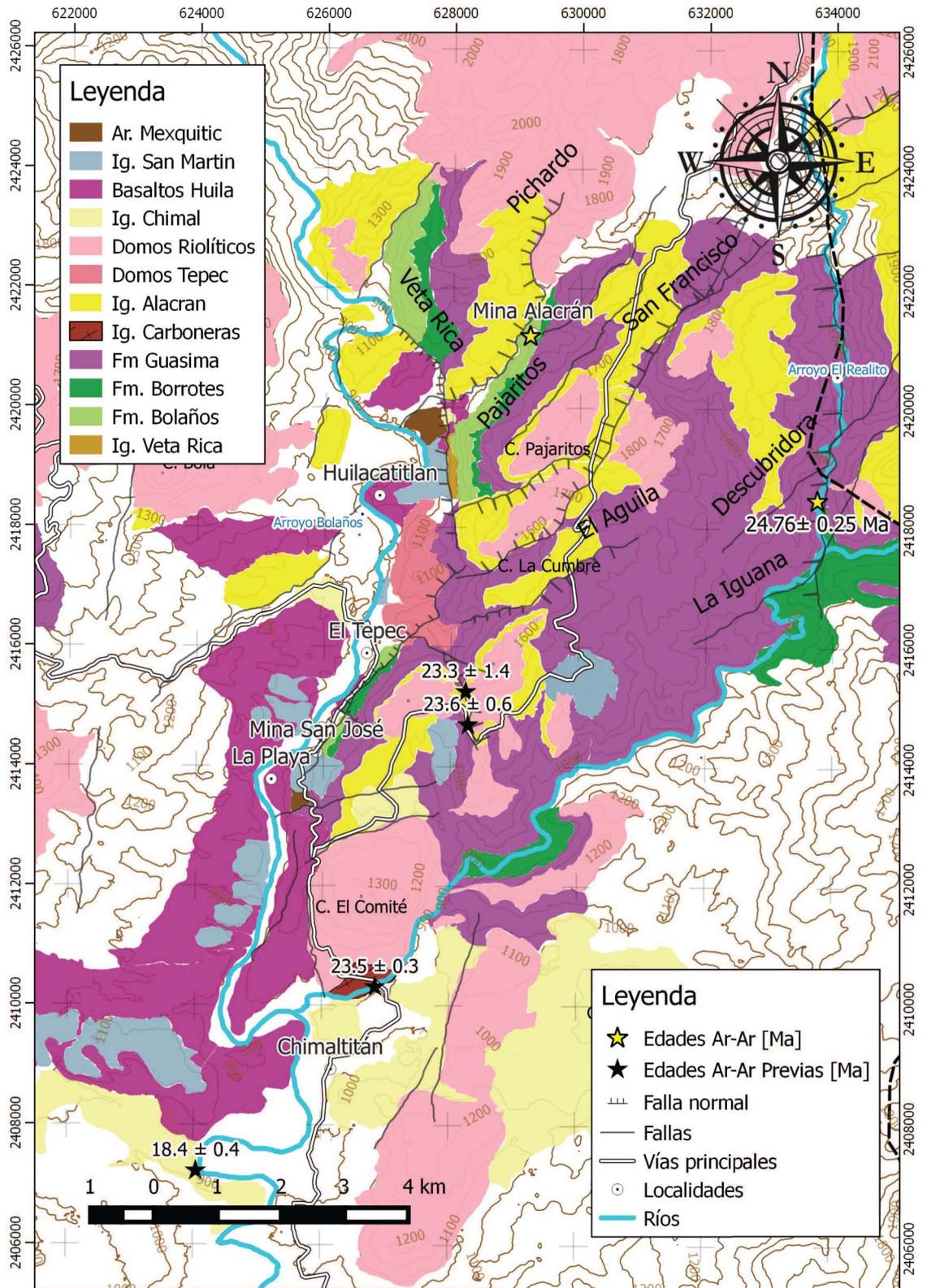
AL-18 Hf	27.9	1.2	1.7	734	760
AL-18 Hf1	27.6	1.3	1.8	740	754
AL-18 Hf2	28.1	1.0	1.5	744	771
AL-18 Hf3	28.1	2.0	2.5	702	722
AL-18 Hf4	27.8	1.8	2.2	724	733
AL-18 Hf5	28.0	2.8	3.3	655	683
AL-18 Hf6	27.6	2.3	2.8	691	706
AL-18 Hf7	27.3	2.1	2.6	702	715
AL-18 Hf8	27.6	0.9	1.4	744	774
AL-18 Hf9	27.8	2.3	2.8	667	707
AL-18 Hf10	27.8	1.8	2.3	711	729
AL-18 Hf11	27.6	1.6	2.1	737	742
AL-18 Hf12	27.7	1.7	2.2	727	737
AL-18 Hf13	27.4	2.2	2.6	691	713
AL-18 Hf14	27.8	1.9	2.4	705	726
BL098 Hf	25.6	2.5	3.1	582	690
BL098 Hf1	24.8	2.7	3.2	591	682
BL098 Hf2	26.2	2.7	3.1	648	688
BL098 Hf3	24.4	1.0	1.5	655	766
BL098 Hf4	24.4	-0.4	0.2	701	834
BL098 Hf5	26.9	1.6	2.1	651	738
BL098 Hf6	24.7	1.0	1.5	645	769
BL098 Hf7	25.0	1.1	1.6	658	763
BL098 Hf8	24.0	1.7	2.1	642	735
BL098 Hf9	24.3	2.4	2.9	596	699
BL098 Hf10	25.6	2.1	2.6	614	712
BL098 Hf11	25.1	1.0	1.5	655	768
BL098 Hf12	26.2	1.4	1.9	662	747
BL098 Hf13	25.3	1.8	2.3	630	726
BL098 Hf14	26.2	1.4	1.9	648	749

Apéndice E

Mapa de muestras fechadas por Ar-Ar

Mapa geológico del distrito minero Bolaños en el que se representan las principales unidades estratigráficas descritas en este estudio, los principales sistemas estructurales y la ubicación de muestras fechadas en estudios previos y en este estudio.

Las edades de estudios previos corresponden a las muestras fechadas por Ramos-Rosique (2013) por Ar-Ar.



Apéndice F

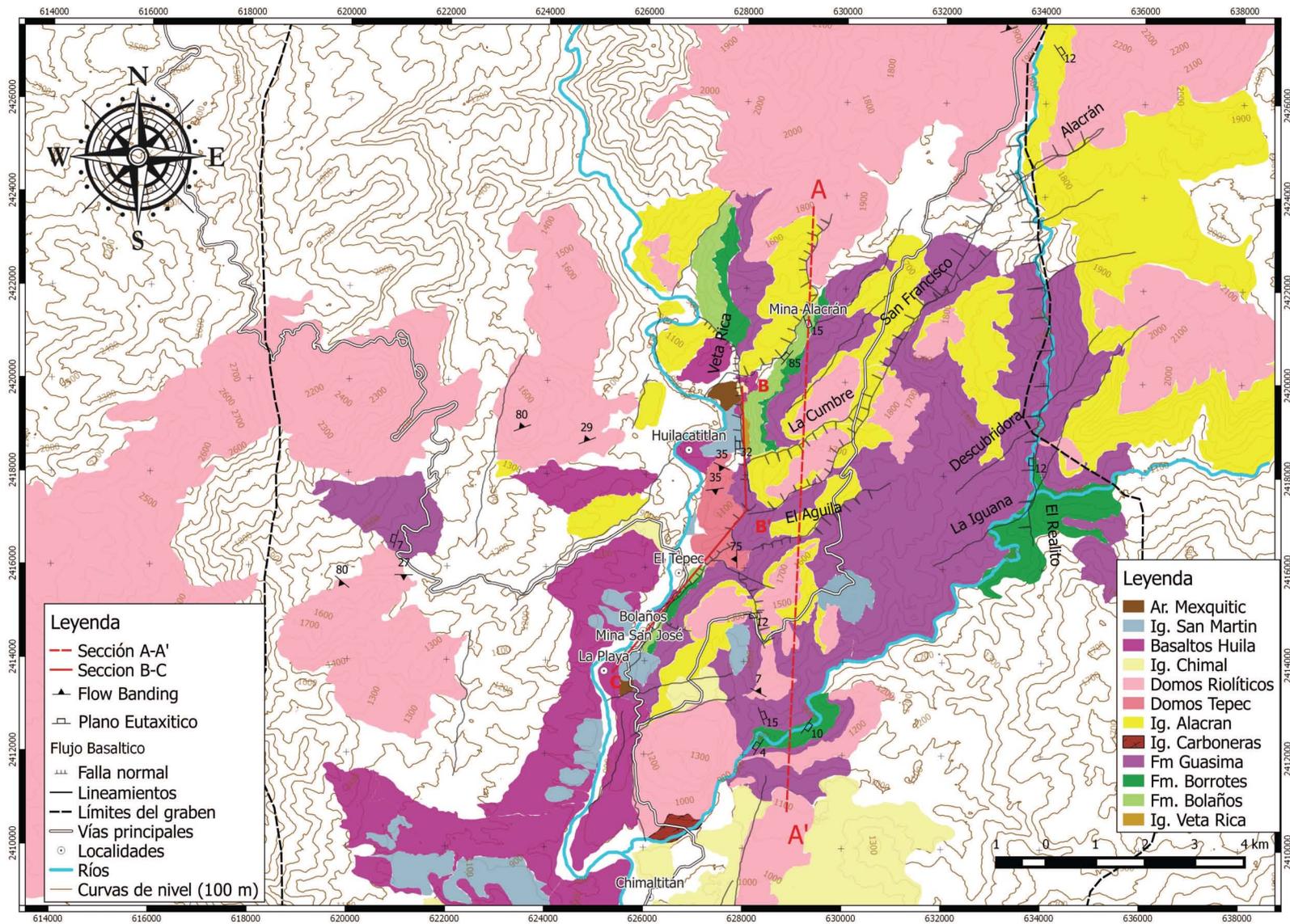
Mapa Geológico Local

El mapa geológico representado en este apartado representa la distribución espacial actual de las unidades estratigráficas descritas en el presente estudio.

Así mismo se presentan las estructuras principales con los nombres de fallas definidas según la nomenclatura utilizada por los geólogos mineros del distrito, como son las fallas Alacrán, San Francisco, Bolaños, Veta Rica, entre otras.

Finalmente se presentan una serie de valores estructurales de direcciones de bandeamiento por flujo, planos eutaxíticos y planos de estratificación que definen el basculamiento actual de los bloques.

Mapa Geológico de Bolaños, Jalisco.
Escala 1:50 000



Era	Periodo	Época	Litología	Clave cartográfica
CENOZOICO	NEOGENO	MIOCENO		Tm
				Tsm
				Th
				Tch
				Tcb
		OLIGOCENO		Taf
				Tat
				Tga
				Tr
				Tbt
				Tbi
				Tew

