



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Magmatismo y metalogenia del sur
de la Sierra Madre Occidental:
Estratigrafía volcánica del sistema
encajonante del yacimiento El
Alacrán, Bolaños, Jal.**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Cecilia Mata Castillo

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Aldo Ramos Rosique



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2018

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**Magmatismo y metalogenia del sur de la
Sierra Madre Occidental: Estratigrafía
volcánica del sistema encajonante del
yacimiento El Alacrán, Bolaños, Jal.**

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
INGENIERA GEÓLOGA
PRESENTA:

Cecilia Mata Castillo

Facultad de Ingeniería
División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

30 de mayo de 2018

Declaración de Autoría

Yo, **CECILIA MATA CASTILLO**, declaro que la tesis titulada *Magmatismo y metalogenia del sur de la Sierra Madre Occidental: Estratigrafía volcánica del sistema encajonante del yacimiento El Alacrán, Bolaños, Jal.* 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:

“Ohne Musik wäre das Leben ein Irrtum.”

— Friedrich Nietzsche

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Resumen

Facultad de Ingeniería

División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

Ingeniería Geológica

por [Cecilia Mata Castillo](#)

El distrito minero de Bolaños alberga uno de los sistemas epitermales representativos del sur de la Sierra Madre Occidental; el yacimiento El Alacrán, formado por un sistema de vetas NE-SW que presentan altos valores de Ag-Pb-Zn±Cu±Au.

El yacimiento El Alacrán se encuentra encajonado en secuencias ignimbríticas silíceas pertenecientes al Supergrupo Volcánico Superior de McDowell y Keizer (1977) y al segundo pulso ignimbrítico descrito por Ferrari *et al* (2007). La estratigrafía de esta región esta compuesta por ignimbritas de distinto grado de soldamiento, coladas de lava basálticas y riolíticas, así como de domos y sills riolíticos que guardan una íntima relación con la mineralización.

En este estudio se presentan las características principales del sistema encajonante del yacimiento El Alacrán, la distribución espacial de estas unidades y su relación con la mineralización. Así mismo, se presenta una descripción general del yacimiento y su relación con el magmatismo y la tectónica extensional que afectó la región durante el Oligoceno y Mioceno.

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Resumen

Facultad de Ingeniería

División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

Ingeniería Geológica

por [Cecilia Mata Castillo](#)

The Bolaños mining district host one of the most representative epithermal ore deposits of the southern Sierra Madre Occidental: the Alacran ore deposit, formed by a system of NE-SW veins with high grades of Ag-Pb-Zn±Cu ±Au.

The Alacran ore deposit is hosted in silicic ignimbritic sequences of the Upper Volcanic Supergroup defined by McDowell and Keizer (1977) or the second ignimbritic flare-up described by Ferrari *et al.*, 2007. The stratigraphic sequence defined for this region is formed by ignimbrites of several degrees of welding, basaltic and rhyolitic lava flows, as well as rhyolitic domes and sills that are closely related to the ore genesis.

In this study the mains characteristics of the hosting system of the Alacran ore deposit, the spacial distribution of the main lithologic unities and their relationship with the ore genesis are presented. Likewise, a general description of the deposit and its relationship with magmatism and extensional tectonics that affected the region during the Oligocene and Miocene are presented.

Agradecimientos

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

En especial a Aldo por su paciencia y apoyo durante el desarrollo de este trabajo y la segunda parte del mismo. Tardó un poco más de lo esperado pero está lista...ÁNIMO.

Al Dr. Luca Ferrari por incluir este trabajo dentro del proyecto CONACYT CB 237745 T, así como por el apoyo continuo, la confianza brindada y las facilidades prestadas durante el desarrollo de este trabajo.

A los profesores e investigadores de mi jurado por sus comentarios, críticas y correcciones que permitieron enriquecer y mejorar este trabajo.

A la UNAM y en especial a la Facultad de Ingeniería por ser mi segunda casa por tantos años.

A todo el personal de Minerales y Minas Mexicanas S.A. de C.V. por su apoyo y colaboración continua durante los años de desarrollo de este proyecto. En especial a los ingenieros Armando Ibarra, Javier De La Vega y Carlos Charre por su apoyo y enseñanza durante las campañas de exploración y cartografía. También quisiera agradecer enormemente al Ing. Erick Estrada por su cooperación y tutoría en interior mina durante mis primeros días de minera. :-)

Gracias...

Índice general

Declaración de Autoría	I
Resumen	III
Abstract	IV
Agradecimientos	V
Índice de Figuras	IX
Índice de Cuadros	XII
1. Introducción	1
1.1. Objetivo	2
2. Marco Geológico: Sur de la Sierra Madre Occidental	3
2.1. Introducción	3
2.2. Grandes Provincias Ígneas Silíceas (SLIPs) y metalogénesis asociada . . .	4
2.2.1. Sierra Madre Occidental: Principal provincia metalogenética de México.	5
2.3. Estratigrafía general del sur de la SMO	7
2.3.1. Magmatismo Cretácico	7
2.3.2. Magmatismo del Eoceno	7
2.3.3. <i>Flare-ups</i> ignimbríticos: Magmatismo Oligoceno-Mioceno	8
2.3.4. Vulcanismo post-ignimbrítico	8
2.4. Tectónica extensional	8
2.4.1. El sur de la SMO: El Graben de Bolaños	11
3. Estratigrafía del distrito minero de Bolaños	13
3.1. Introducción	13
3.2. Unidades Volcánicas	15
3.2.1. Tobas Soldadas Tempranas	15
3.2.2. Formación Bolaños	16
3.2.3. Ignimbrita Borrotes	18
3.2.4. Formación Guásima	20
3.2.5. Ignimbrita Alacrán	23

3.2.6. Complejos de domos y flujos riolíticos Alacrán	26
3.2.7. Domos Tepec	29
3.2.8. Basaltos Huila	30
3.2.9. Ignimbrita San Martín	31
3.2.10. Arenisca y conglomerado Mezquitic	33
4. Yacimientos epitermales: generalidades y subtipologías	34
4.1. Introducción	34
4.2. Definición y características generales	35
4.3. Ambientes geotectónicos de formación.	36
4.4. Subtipologías	39
4.4.1. Epitermales de Alta Sulfuración	39
4.4.2. Epitermales de Sulfuración Intermedia	42
4.4.3. Epitermales de Baja Sulfuración	44
4.5. Enriquecimiento supergénico	49
4.5.1. Definición	49
4.5.2. Desarrollo de un zoneamiento supergénico	49
4.5.3. Importancia del enriquecimiento supergénico	52
5. Sistema epitermal Alacrán-San Francisco	54
5.1. Introducción	54
5.2. Secuencia Encajonante	57
5.2.1. Bloque de piso	58
5.2.2. Bloque de techo	59
5.2.3. Unidades informales: Materiales de falla	60
5.2.4. Geología estructural	63
5.2.5. Mineralogía de mena y ganga	66
5.2.6. Alteración y su distribución	71
5.2.7. Alteración secundaria	72
5.2.8. Tipología de yacimiento y modelo empírico del yacimiento.	73
6. Discusión y conclusiones	77
6.1. Relación entre magmatismo y tectónica extensional	77
6.1.1. Secuencias pre-extensionales	78
6.1.2. Secuencias sin-extensionales	78
6.1.3. Secuencias post-extensionales	79
6.2. Magmatismo y su relación con la formación del sistema de vetas Alacrán-San Francisco	79
6.3. Procesos post-mineralización	80
6.3.1. Enriquecimiento supergénico	81
6.4. Conclusiones	81
A. Mapa Geológico del distrito minero Bolaños	83
B. Sección geológica	85

Índice de figuras

2.1. Sectores de la SMO y distribución de los principales yacimientos epitermales de México según su subtipología. Claves: El Sauzal (EZ), Batopilas (BT), Candelerero (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 (SMB), 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), Vejardeña (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.	6
2.2. Miembros terminales de los modos de extensión litosférica. Modificado de Rosenbaum et al. (2008).	9
2.3. Modos de extensión en la SMO. Ferrari et al. (2017).	10
2.4. Mapa de las principales estructuras del sur de la SMO (Ferrari et al., 2007). Se muestran la ubicación de grábenes y semigrábenes, así como la edad de la extensión asociada a su formación.	12
3.1. Columna estratigráfica de la secuencia encajonante del yacimiento El Alacrán.	14
3.2. 1. Fotomicrografías de la Ignimbrita Bolaños. 2. Vista del afloramiento tipo de la Ignimbrita Bolaños. 3. Comparación de muestras de barreno: Ignimbrita Bolaños (izquierda) y Tobas Soldadas Tempranas (derecha). 4. Afloramiento tipo de las TST.	16
3.3. 1. Fotografía del afloramiento tipo de la Toba Borrotes. 2. Secuencia estratificada de tobas de la Toba Borrotes. 3. Fotomicrografías en luz paralela y luz polarizada en la que se observan los fragmentos vítreos que conforman la matriz.	19
3.4. 1. Fotografía del afloramiento tipo de la Formación Guásima. 2. Fotomicrografías en luz paralela y luz polarizada en la que se observa la textura intergranular de la matriz.	21
3.5. 1. Fotografía en la que se señala un horizonte peperítico contenido entre dos coladas basálticas.	22

3.6.	1. Fotografía de la base de la Ignimbrita Alacrán, en color rosado sobresalen los depósitos de surge descansando sobre un horizonte de peperitas	
	2. Fotografía de la laminación cruzada asociada a los depósitos de <i>surge</i> .	
	3. Fotografía de un bloque balístico deformando la secuencia piroclástica.	
	4. Fotografía de un dique basáltico que aprovecha un plano de falla para intrusionar a la secuencia piroclástica Alacrán.	25
3.7.	1. Fotografía regional del Cerro Águila en la que se observa que el sistema estructural NE-SW afecta a este complejo riolítico. 2. Fotografía del cerro La Bufa en la que se observa el contacto entre la Ignimbrita Alacrán y las secuencias riolíticas que la sobreyacen. 3. Fotomicrografía de la matriz de las riolitas de este complejo. 4. Bandeamiento por flujo en afloramiento.	28
3.8.	Fotografía de un afloramiento en la cima de los domos Tepec en la que se observan vetillas de casiterita y magnetita con deformación plástica contemporáneas con los magmas.	29
3.9.	Fotografía de un afloramiento de los basaltos Huila en el que se observa el alto grado de alteración de los mismos.	31
3.10.	1 y 2. Fotomicrografías de láminas delgadas del miembro San Martín Superior. 3. Fotografía en la que se observan los miembros inferior y superior de la Ignimbrita San Martín.	32
4.1.	Esquema geológico mostrando las intrusiones sub-volcánicas someras, un estratovolcán asociado, y los ambiente inferidos para la formación de depósitos metalíferos en pórfidos y de depósitos epitermales. Tomado de Hedenquist y Lowenstern (1994).	35
4.2.	Ambientes geológicos en que se producen depósitos epitermales de alta, intermedia y baja sulfuración. Tomado de Camprubí y Albinson (2006).	37
4.3.	Esquema general de la distribución de la mineralización y las paragénesis de alteración en sistemas de baja e intermedia sulfuración. Camprubí y Albinson, 2006.	44
4.4.	Esquema general de desarrollo de zonas en un yacimiento de Cu con enriquecimiento supergénico o secundario. Robb, 2005	50
4.5.	Fotografía regional del área de estudio en la que se observa la traza de una falla mayor que sobresale por su coloración rojiza.	52
5.1.	Columna estratigráfica de las rocas encajonantes de la mineralización epitermal en la mina El Alacrán.	56
5.2.	Esquema de una obra minera en sección transversal con el zoneamiento clásico de alteración de una veta hidrotermal. 1. Zona mineralizada. 2. Zona de alteración argílica. 3. Zona de alteración propilítica. 4. Roca intacta.	57
5.3.	Fotografías de las vetillas de calcedonia en superficie encajonadas en la Ig. Alacrán y los domos riolíticos de la Fm. Alacrán.	58

5.4. Modelos de las variaciones del sistema encajonante del yacimiento. 1. Roca del bajo es la Ig. Bolaños (Tbl) con una alteración parcial seguida por la veta, al alto se encuentra material de falla de poco espesor y enseguida la roca encajonante de techo, comúnmente los basaltos Guásima (Tga). 2. Modelo más común en veta Alacrán, se observa la secuencia Bolaños moderadamente alterada seguida por una intrusión riolítica de la secuencia Alacrán (Tas) paralela a la veta, después se observa la mineralización sobre la que se desarrollan múltiples capas de roca de falla que cubren la roca encajonante de techo. 3. En el modelo más complejo la roca de piso puede ser tanto la ignimbrita Bolaños (Tbl) como las intrusiones riolíticas (Tas) en contacto por falla con la brecha de falla denominada brecha Cu-Au, sobre la cual se puede observar la veta que es afectada por múltiples capas de roca de falla que impiden el afloramiento de la roca encajonante de techo.	59
5.5. Fotografía de distintos materiales de falla sobrepuestos.	60
5.6. Fotografía de un clasto mineralizado parcialmente oxidado embebido en una matriz arcillosa.	61
5.7. Roseta de rumbos general elaborada con 542 datos adquiridos en superficie y en interior de mina. En azul se muestra el sistema de fallas más antiguo, en rojo y verde los sistemas de fallas mineralizados y en negro el último evento de fallamiento.	63
5.8. a) Esquema de un plan en planta en que se observan las ramificaciones de la mineralización en torno a una veta central. b) Sección transversal en la que se observan las ramificaciones de la veta.	64
5.9. Fotografías de las vetas a distintos niveles y muestras de mano asociadas en las que se observa el cambio mineralógico a distintas profundidades del yacimiento.	66
5.10. Fotografía del rebaje 1680 (viejo) en que se observa la zona de sulfuros oxidados.	68
5.11. Fotografía de cristales de brochantita y azurita en una matriz arcillosa y oxidada	69
5.12. Fotografía del nivel 1530 Norte en que se observa la zona de sulfuros bandeados. Veta Alacrán.	70
5.13. Fotografía de una muestra de mano de de calcopirita y bornita sin minerales de mena asociados.	71
5.14. Fotografía de un pilar en la que se observa un dique riolítico intensamente propilitizado. Se aprecia el flujo bandeado relictos de la riolita.	72
5.15. Modelo general de yacimiento en que se presentan los diferentes niveles y asociaciones mineralógicas de acuerdo con el modelo de enriquecimiento supergénico.	75
5.16. Secciones esquemáticas de ambientes de formación de depósitos epitermales en arcos volcánicos calcoalcalinos mexicanos. Camprubí y Albinson, 2007.	76
B.1. Sección esquemática N-S	86

Índice de cuadros

4.1. Tabla descriptiva de las principales características de las subtipologías de yacimientos epitermales	48
---	----

Capítulo 1

Introducción

La Sierra Madre Occidental (SMO) es una de las provincias ígneas silíceas de grandes dimensiones (SLIPs por sus siglas en inglés) más extensas y la más joven de ellas. Además de ser una de las principales provincias geológicas de México, también constituye la principal provincia metalogenética del país, albergando grandes yacimientos minerales de tipo IOCG, skarn, pórfidos y epitermales [Ferrari, et al., 2007; Camprubí, 2013; Ernst y Jowit, 2013].

Estudios recientes [Camprubí, 2013; Ernst y Jowit, 2013; Ramos-Rosique, 2013; Busby, 2016] han mostrado que existe una clara relación espacio-temporal entre el magmatismo silíceo de la SMO y la proliferación de sistemas hidrotermales formadores de yacimientos minerales de tipo epitermal.

Particularmente los sectores centro y sur de la SMO constituyen una región de predominancia de yacimientos epitermales de baja e intermedia sulfuración (figura 2.1). Esta zona se caracteriza por presentar prominentes pilares y fosas tectónicas (horst y grabenes), producto del régimen extensional que predominó durante el Oligoceno y Mioceno, comúnmente denominado en la literatura *Basin and Range*.

En especial, el sector sur de la SMO presenta una serie de estructuras de tipo horst y grabenes de rumbo NNE-SSW, siendo los grábenes de Juchipila, Tlaltenango y Bolaños, junto con los semi grábenes de Atengo, Jesús María, Alica y Pajaritos las estructuras principales (figura 2.4).

El graben de Bolaños es un claro ejemplo de la relación entre extensión-magmatismo y génesis de yacimientos epitermales en la SMO. En él se encuentran tres grandes distritos mineros: Bolaños, San Martín de Bolaños y la Yesca. De ellos sobresale el distrito minero de Bolaños, debido a su gran riqueza mineral que ha permitido la producción de grandes volúmenes de plata desde la época de la Colonia hasta nuestros días.

El distrito minero de Bolaños cuenta con decenas de minas, algunas en operación y otras completamente abandonadas, como resultado de la larga historia minera del sitio. Dentro de las minas de este distrito resalta por su importancia económica la mina “El Alacrán”, misma que cuenta con la mayor cantidad de reservas probadas en el distrito.

La mina El Alacrán ha sido desarrollada sobre un yacimiento de tipo epitermal de baja a intermedia sulfuración, en que la mineralización se encuentra principalmente concentrada en dos vetas principales Alacrán y San Francisco. Este yacimiento se encuentra encajonado en las secuencias volcánicas del *flare-up* ignimbrítico del límite Oligoceno-Mioceno de acuerdo con estudios geocrológicos recientes (Bryan, et al., 2008; Ramos-Rosique, 2013, Mata-Castillo 2018). Las características mineralógicas, texturales, estratigráficas y estructurales observadas en mina El Alacrán sugieren una relación genética entre el magmatismo silíceo y la generación de este yacimiento.

1.1. Objetivo

En el presente estudio se realizó la caracterización geológica y estratigráfica del sistema encajonante del yacimiento epitermal El Alacrán, así como la descripción general del yacimiento. Todo esto con la finalidad de generar conocimiento útil para mejorar el entendimiento del magmatismo y la tectónica extensional del sur de la Sierra Madre Occidental como provincia metalogenética.

Capítulo 2

Marco Geológico: Sur de la Sierra Madre Occidental

2.1. Introducción

La Sierra Madre Occidental es una de las provincias geológicas más importantes de México; se superpone en espacio y tiempo con la principal provincia metalogenética del país y constituye el ejemplo más joven y mejor preservado de SLIP [Bryan, 2007; Ferrari, et al, 2007; Camprubí, 2013].

La estratigrafía regional de esta provincia representa el registro de la evolución tectono-magmática que ha sufrido la margen occidental de Norteamérica desde el Cretácico hasta nuestros días. El estudio realizado por Ferrari y colaboradores (2007, 2017) presenta un panorama detallado de la naturaleza de los distintos grupos volcánicos y vulcano-sedimentarios que conforman la estratigrafía de la SMO, así como la íntima relación que guarda el magmatismo de esta región con el régimen geodinámico que dominó la región durante cada periodo magmático.

Debido a su gran extensión, se ha dividido a la SMO en tres sectores para su estudio: sector norte, que abarca los estados de Sonora y Chihuahua, sector central, que contiene a los estados de Sinaloa y Durango, y sector sur, en los estados de Zacatecas, Nayarit y Jalisco (figura 2.1).

En el sector sur de la SMO se localiza en Graben de Bolaños, una fosa tectónica resultado del régimen extensional de rift amplio que operó en la SMO durante el periodo de 38 a 18 Ma [Ferrari, et al., 2017]. Esta estructura forma parte del grupo de grábenes y

semigrábenes que caracterizan el relieve del sector sur de la SMO.

En este capítulo se describen las características principales de la SMO como provincia geológica y metalogenética, así mismo se describe brevemente la arquitectura de la estratigrafía del sur de la SMO y su relación con la tectónica extensional del Oligoceno y Mioceno.

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

De acuerdo con Bryan y Ernst (2008), una LIP (Large Igneous Province) es una provincia ígnea que se extiende 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.

Las LIPs son clasificadas de acuerdo a su composición en LIPs máficas y ultramáficas, LIPs silícicas (SLIPs, por sus siglas en inglés) y LIPs de asociaciones komatiticas-toleíticas [Bryan y Ernst, 2008].

De acuerdo con la definición de Bryan (2007), las SLIPs o *Silicic Large Igneous Provinces* son un tipo particular de LIPs (Large Igneous Provinces), y están caracterizadas por cubrir áreas de más de 0.1 Mkm^2 con volúmenes extruidos de magmas principalmente silícicos de entre 0.25 Mkm^3 a 3 Mkm^3 extruidos en un periodo de tiempo relativamente corto.

Diversos estudios han señalado la existencia de una relación entre la formación de SLIPs y el posterior desarrollo de grandes yacimientos minerales [Ferrari et al., 2007; Bryan y Ernst, 2008; Ernst y Jowitt, 2013], en donde los magmas involucrados proveen calor y ligandos a los sistemas hidrotermales formadores de mena; o bien las rocas ígneas representan un reservorio metálico para fluidos hidrotermales que interactúan con ellas en diferentes periodos.

2.2.1. Sierra Madre Occidental: Principal provincia metalogenética de México.

La Sierra Madre Occidental (SMO) constituye la SLIP más joven y mejor preservada del mundo; formada en el periodo de entre 38 y 20 Ma, con un volumen de magma extruido de $>4.0 \times 10^5 \text{ km}^3$ que cubre una superficie de al menos 1000 km^2 [Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003; Bryan y Ernst, 2008; Ferrari et al., 2007, 2017].

La Sierra Madre Occidental (SMO) es una de las SLIPs más grandes del mundo, y la provincia metalogenética más joven e importante de México (figura ??). 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]. La abundancia de yacimientos minerales en la SMO se asocia a la actividad volcánica de arco y el magmatismo sin-extensional del post-arco, desarrollado desde el Cretácico hasta el Mioceno [Camprubí, 2013].

De acuerdo con Camprubí (2013), existe un traslape espacio-temporal entre el magmatismo Mesozoico y Cenozoico y la formación de yacimientos vulcanogenéticos, pórfido, VMS, IOCG y skarns, siendo predominante la relación entre el vulcanismo Cenozoico y la proliferación de ciertos pulsos metalogenéticos, entre los que destaca la relación espacio-temporal entre el segundo *flare-up* ignimbrítico y la proliferación de sistemas epitermales en el centro y sur de la SMO.

Las secuencias ignimbríticas del Oligoceno-Mioceno de la SMO albergan una gran cantidad de yacimientos minerales, entre los que destacan por su abundancia e importancia económica los sistemas epitermales de baja, intermedia y alta sulfuración. En el sur de la SMO, las ignimbritas producto del segundo *flare-up* suelen ser las principales rocas encajonantes de los yacimientos epitermales, mientras que en el sector norte las principales secuencias encajonantes son las rocas del Complejo Volcánico Inferior (CVI) y las secuencias más antiguas del Supergrupo Volcánico Superior (SVS), asociadas principalmente a yacimientos epitermales de alta sulfuración, pórfidos y sistemas IOCG [Ferrari, et al., 1999, Camprubí, 2013].

El análisis de la distribución espacio-temporal de los sistemas epitermales de México ha permitido identificar las relaciones genéticas entre el vulcanismo que dio origen a la SMO y el desarrollo de sistemas epitermales y pórfidos cupríferos en la misma. De este modo, se ha descubierto que los primeros pórfidos cupríferos se emplazaron durante el

Cretácico. Posteriormente, el cambio de régimen compresional a extensional, permitió el desarrollo de nuevos yacimientos de tipo pórfido y skarns asociados, formados hacia finales del Cretácico. 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]. Posteriormente, durante el régimen extensional de rift amplio (*wide rift*) definido por Ferrari y colaboradores (2017), ocurrido entre 30 y 18 Ma, se desarrollaron un sinnúmero de sistemas epitermales, principalmente de baja e intermedia sulfuración (figura 2.1).

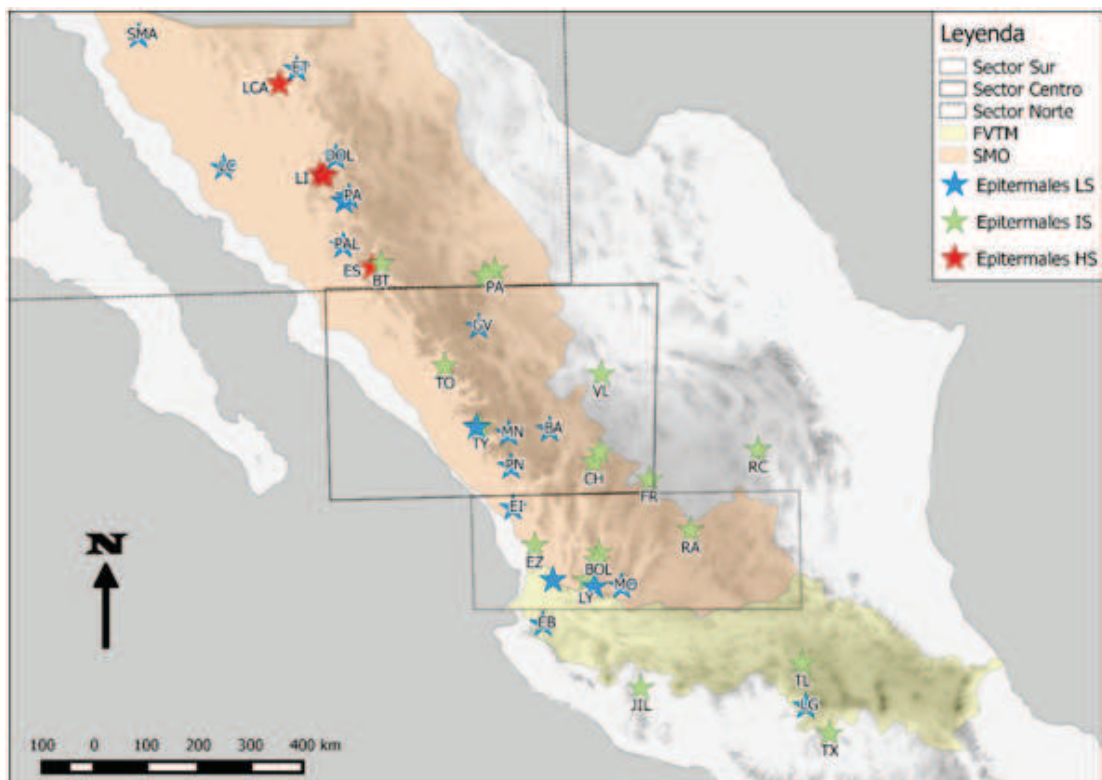


FIGURA 2.1: Sectores de la SMO y distribución de los principales yacimientos epitermales de México según su subtipología. Claves: El Sauzal (EZ), Batopilas (BT), Candelerero (CA), Dolores (DOL), Guanaceví (GV), Jilotlán (JIL), La Caridad Antigua (LCA), La Colorada-Chalchihuites (CH), Mala Noche (MN), 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 (SMB), 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.

2.3. Estratigrafía general del sur de la SMO

Debido a la amplia extensión de la SMO, la estratigrafía de esta provincia geológica ha sido estudiada por sectores, dividiendo a la SMO en sector norte, centro y sur (figura 2.1). El estudio elaborado por Ferrari y colaboradores (2007, 2017) recopila y resume las características principales de la secuencia estratigráfica de cada uno de estos sectores.

De acuerdo con Ferrari et al. (2007) la estratigrafía regional de la SMO está conformada por cinco complejos ígneos: (1) rocas ígneas plutónicas volcánicas del Cretácico-Paleoceno, (2) Complejo Volcánico Inferior (CVI), formado por rocas de composición andesítica a riolítica, formadas durante el Eoceno, (3) Supergrupo Volcánico Superior (SVS), conformado por ignimbritas silíceas formadas durante dos pulsos magmáticos, el primero durante el Oligoceno (32-28 Ma) y un segundo pulso durante el Mioceno Temprano (24-20 Ma), (4) lavas basálticas a andesíticas expulsadas al final de cada *flare-up* ignimbrítico, (5) basaltos alcalinos e ignimbritas post subducción, emplazados durante el Mioceno Tardío, Plioceno y Pleistoceno.

Aunque la estratigrafía de la SMO abarca una gran cantidad de complejos volcánicos no todos estos afloran a lo largo de su extensión. Por ejemplo, el sector norte de la provincia es dominado por afloramientos del basamento y de las secuencias volcánicas del Cretácico y Eoceno Temprano, mientras que en el sector sur predominan las secuencias volcánicas de finales del Eoceno y hasta el Mioceno Temprano.

2.3.1. Magmatismo Cretácico

Las secuencias más antiguas que afloran en el sector sur corresponden a rocas intrusivas del Cretácico que afloran en Zacatecas, en la región de La Tesorera-Zacatecas [Ferrari et al., 2007]. Este es el único registro del Cretácico en el sector sur de la provincia.

2.3.2. Magmatismo del Eoceno

Existen numerosos afloramientos de las secuencias volcánicas del Eoceno en el sur de la SMO. Estos están formados principalmente por ignimbritas silíceas, domos riolíticos y lavas andesíticas con edades de entre 38 y 34 Ma que afloran a lo largo de los estados de Zacatecas, Aguascalientes, Jalisco y Nayarit. Esta secuencia volcánica es coronada

por depósitos de capas rojas y conglomerados que contienen clastos de andesitas que separan las rocas del Paleoceno de las ignimbritas oligo-miocénicas [Ferrari et al, 2007.]

2.3.3. *Flare-ups* ignimbríticos: Magmatismo Oligoceno-Mioceno

Diversos estudios han mostrado que la gran sucesión ignimbrítica que dio origen a la SLIP Sierra Madre Occidental fue extruida en dos pulsos; un primer pulso de magmatismo silíceo ocurrido a inicios del Oligoceno que afectó a toda la provincia y un segundo pulso ignimbrítico, ocurrido en el Mioceno Temprano, cuya actividad estuvo restringida al sector sur-occidental [Ferrari, et al, 2007]. Los eventos de paroxismo ignimbrítico o flare-ups, constituyen erupciones voluminosas de ignimbritas en periodos relativamente cortos de tiempo.

El sur de la SMO se encuentra cubierto en su mayoría por las secuencias ignimbríticas silíceas; mientras que las ignimbritas del Oligoceno predominan en los estados de Zacatecas, Aguascalientes y norte de Jalisco, las ignimbritas del Mioceno cubren la mayor parte de del transecto Bolaños-Tepic y la mayoría del estado de Nayarit.

2.3.4. Vulcanismo post-ignimbrítico

Finalmente, la estratigrafía de cada pulso ignimbrítico de la SMO es coronada de manera irregular por lavas basálticas que en conjunto definen la provincia SCORBA de Cameron y colaboradores (1989). Estas afloran de manera irregular a lo largo de toda la SMO y han sido reportados afloramientos de ellas en los estados de Zacatecas y norte de Jalisco, cubriendo parcialmente a las secuencias ignimbríticas del Oligoceno [Ferrari et al, 2007]. En el graben de Bolaños se han identificado al menos dos paquetes de lavas basálticas correlacionables con los SCORBA, descritos en el presente estudio como Formación Guásima y Basaltos Huila, esta última fechada en 21 Ma por Nieto-Obregón (1981).

2.4. Tectónica extensional

La secuencia estratigráfica volcánica que conforma la Sierra Madre Occidental es producto de la evolución tectónica de la margen occidental de la placa Norteamericana

desde la subducción de la placa Farallón hasta el desarrollo del régimen transtensional asociado a la apertura del Golfo de California.

La evolución tectono-magmática del oeste de Norteamérica en México ha sido bien documentada por Ferrari y colaboradores (2007, 2013, 2017), quienes han probado que el cambio de régimen compresional a transtensional que ha sufrido esta margen ha sido un proceso continuo, largo y complejo que comenzó hace cerca de 50 Ma y culminó con la creación de nuevo piso oceánico en el Golfo de California hace 12.5 Ma.

La deformación asociada a la extensión de la SMO ha producido principalmente dos tipos de estructuras: complejos de núcleo metamórfico (*core-complexes*), desarrollados principalmente en el norte de la provincia, y (2) fallamiento normal que favoreció el desplazamiento semivertical de grandes bloques [Parsons, 1995], con desplazamientos verticales de hasta 1 km (figura 2.3). Ambos tipos de deformación constituyen los miembros terminales (*end-members*) de la extensión litosférica [Rosenbaum et al., 2008].

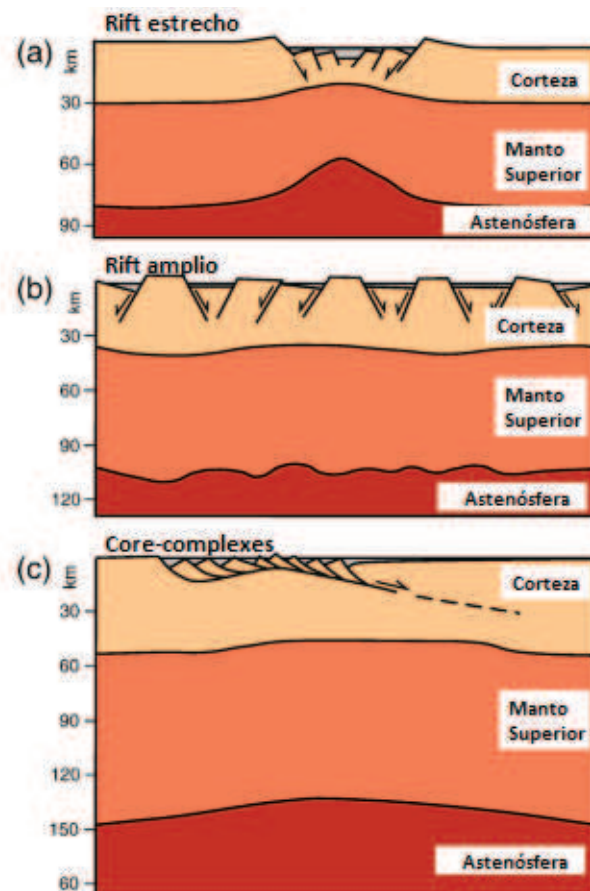


FIGURA 2.2: Miembros terminales de los modos de extensión litosférica. Modificado de Rosenbaum et al. (2008).

Estudios recientes [Ferrari et al., 2013, 2017] han mostrado que el desarrollo de las provincias extensionales de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*) y de la Provincia Extensional del Golfo, no son producto de procesos separados sino de la evolución desde el Eoceno hasta la actualidad de la transición del régimen compresional a uno transtensional. Estos autores han identificado al menos cinco etapas en la evolución dinámica de la margen occidental de Norteamérica caracterizadas por pulsos de magmatismo y extensión asociados, que sobresalen a lo largo del periodo de evolución.

El primer periodo de actividad magmática corresponde al vulcanismo de arco ocurrido entre 100 y 60 Ma (arco "Laramide"). Las rocas ígneas formadas durante este periodo están expuestas principalmente en los estados de Sonora, Sinaloa y el norte de Baja California, sitios en los que afloran batolitos, considerados las raíces del cinturón volcánico.

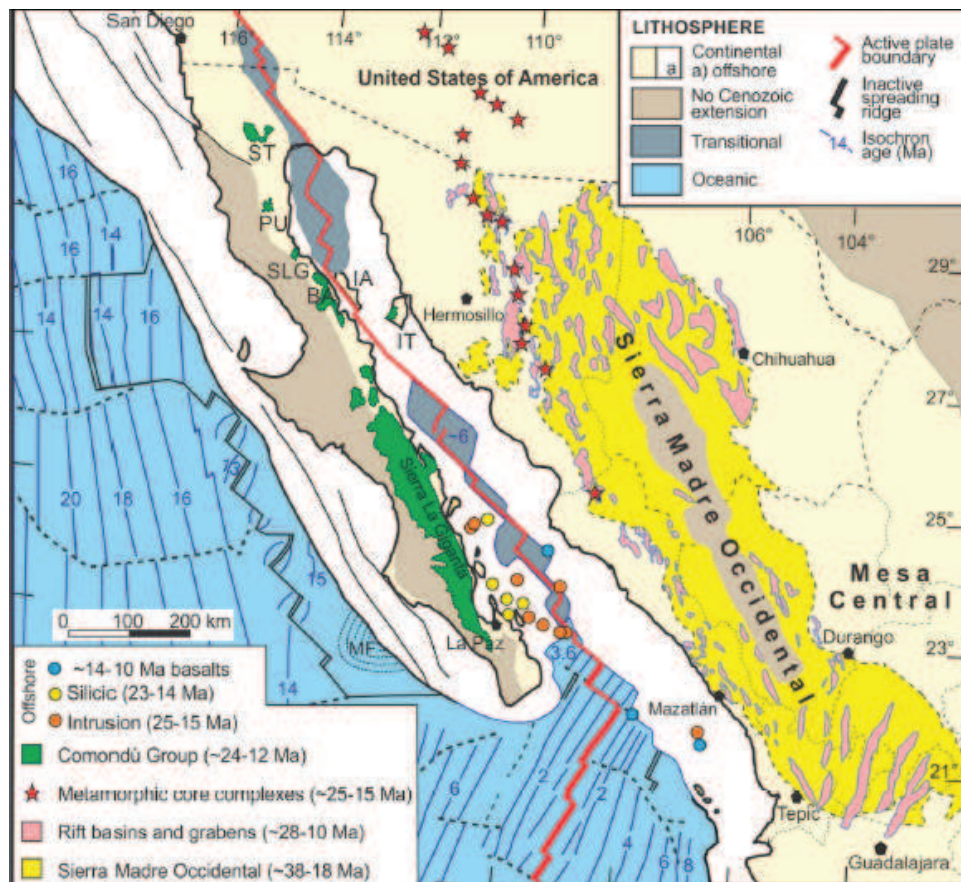


FIGURA 2.3: Modos de extensión en la SMO. Ferrari et al. (2017).

Un segundo periodo ha sido identificado entre 50 y 38 Ma, correspondiente al inicio del regimen extensional y caracterizado por un magmatismo de poco volumen de firma

adakítica que ha sido interpretado como el registro de la fusión del manto litosférico por extensión.

El tercer periodo de mayor actividad magmática ha sido identificado como el periodo de formación de la SLIP Sierra Madre Occidental, caracterizado por la efusión de más de 400, 000 km³ de material magmático de composición predominantemente silícica. Es en este periodo en el que se incluyen los dos flare-ups ignibríticos, ocurridos entre 34-18 Ma y 24-18 Ma, respectivamente.

El cuarto periodo corresponde al vulcanismo efusivo emplazado entre 18 y 12 Ma, el cual presenta una composición intermedia y caracterizado por ser un vulcanismo de distribución limitada. Este constituye el principal registro del vulcanismo de rift estrecho (narrow rift) descrito por Ferrari y colaboradores (2017).

Finalmente se reconoce como vulcanismo post-rift al vulcanismo asociado al régimen transtensional que domina la región desde 12.5 Ma hasta nuestros días. Este vulcanismo es de gran diversidad composicional, dominando una firma de vulcanismo de intraplaca.

2.4.1. El sur de la SMO: El Graben de Bolaños

El graben de Bolaños es una fosa tectónica de al menos 100 km de longitud y una amplitud de 14 a 19 km, con paredes que expresan un desplazamiento vertical de hasta 1 km. Este, junto con los grábenes y semigrábenes de Aguascalientes, Juchipila, Tlaltemango, Atengo, Jesús María y Pajaritos, conforma el registro estructural del régimen de rift amplio (wide rift) que afectó la SMO durante el Eoceno y Oligoceno (Ferrari et al., 2017) (figura 2.4).

La estratigrafía del graben de Bolaños ha sido descrita en pocos estudios, (Scheubel et al., 1988; Lyons, 1988; Ferrari et al., 2002; Ramos-Rosique, 2013), y con tendencia a representar la zona en donde se ubican distritos mineros, evidenciando su asociación con el magmatismo en la región. La estratigrafía volcánica expuesta en el graben incluye secuencias del Oligoceno y del Mioceno, con diferencias en los tipos de rocas ígneas, su composición y emplazamiento. La secuencia del Oligoceno está representada por una pila de ignimbritas silícicas interestratificadas, de facies extracaldera, con diferente grado de soldamiento y diferente contenido de cristales. La secuencia del Mioceno es bimodal en composición, y está representada por a) ignimbritas con bajo contenido cristalino,

algunas fisurales y de gran volumen como la ignimbrita Alacrán, con 400 m de espesor en sus facies proximales (Gutiérrez-Palomares, 2008; Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003); b) domos riolíticos alineados con, y emplazados a lo largo de fallas asociadas al graben; c) diques piroclásticos silícicos emplazados en estructuras asociadas al graben; d) diques basálticos emplazados en estructuras asociadas al graben y coladas de basalto.

De acuerdo con Lyons (1988), la estratigrafía del distrito minero de Bolaños (zona de estudio de la presente tesis) está conformada, de base a cima, por las unidades: Tobas Soldadas Tempranas, Ignimbrita Bolaños, Toba Borrotes, Ignimbrita El Realito, Andesitas y basaltos Guásima, Ignimbrita Alacrán, Intrusivos Alacrán-Iguana-Tepec, Ignimbrita Carboneras, Basaltos Huila, Toba Chimal, Toba San Martín y arenisca Mezquitic. En el siguiente capítulo se realiza una revisión y descripción de esta columna estratigráfica.

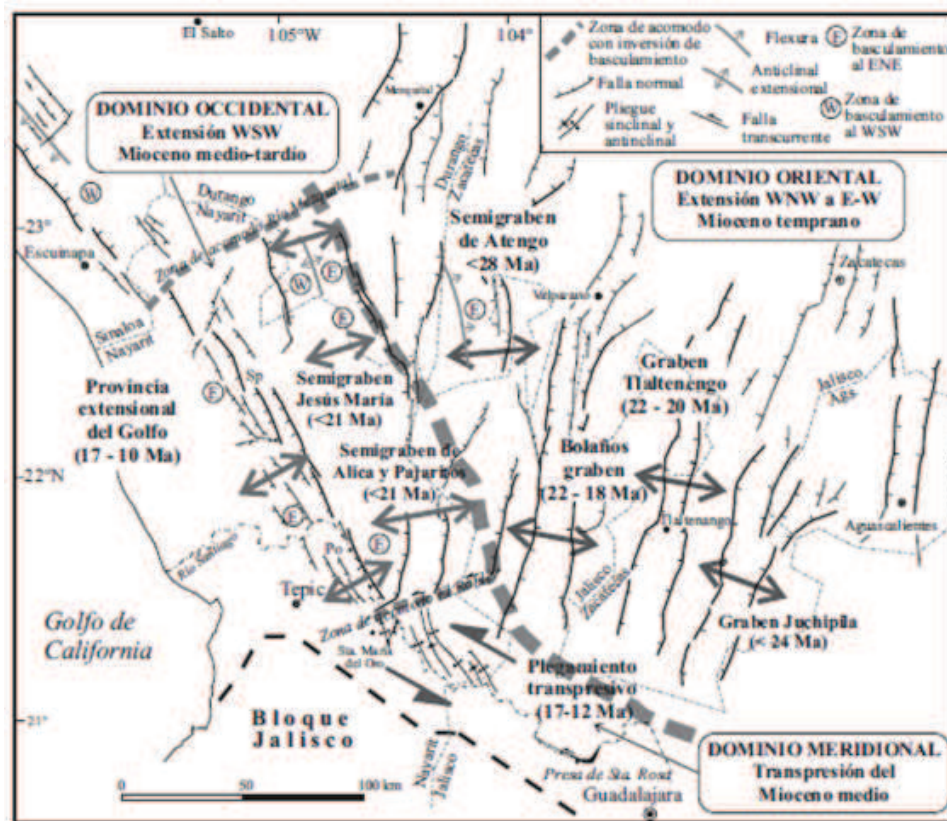


FIGURA 2.4: Mapa de las principales estructuras del sur de la SMO (Ferrari et al., 2007). Se muestran la ubicación de grábenes y semigrábenes, así como la edad de la extensión asociada a su formación.

Capítulo 3

Estratigrafía del distrito minero de Bolaños

3.1. Introducción

La secuencia estratigráfica del distrito de Bolaños, así como la definición formal de las unidades volcánicas y sedimentarias que la constituyen fueron descritas por Lyons (1988). En dicho estudio se presenta las características principales tanto de la estratigrafía local como del yacimiento, siendo el único estudio integral de la estratigrafía y la mineralización hasta hoy.

En el presente estudio se realizó una revisión de las unidades volcánicas definidas por Lyons, así como la reconstrucción de la columna estratigráfica local, con el fin de actualizar el modelo estratigráfico de la zona y establecer su relación espacio-temporal con la mineralización.

La estratigrafía del distrito de Bolaños está conformada por diez unidades volcánicas, éstas corresponden a depósitos de flujos y oleadas piroclásticas, coladas de lavas basálticas y flujos, diques y sills riolíticos. Estas unidades son, de base a cima: las Tobas Soldadas Tempranas (nombradas en este trabajo Ignimbrita Veta Rica), Ignimbrita Bolaños, Ignimbrita Borrotes, Basaltos Guásima, Ignimbrita Alacrán, Domos y flujos riolíticos Alacrán, Basaltos Huila, Ignimbrita San Martín y Formación Mezquitic.

Estas unidades representan sólo una parte de la columna estratigráfica definida por Lyons para el distrito de Bolaños, sin embargo son sólo estas unidades las que constituyen el sistema encajonante del sistema epitermal Alacrán-San Francisco por lo que son las únicas consideradas en el presente análisis. En este capítulo se describirá en detalle cada una de estas unidades y su relación con el sistema mineral (figura 3.1).

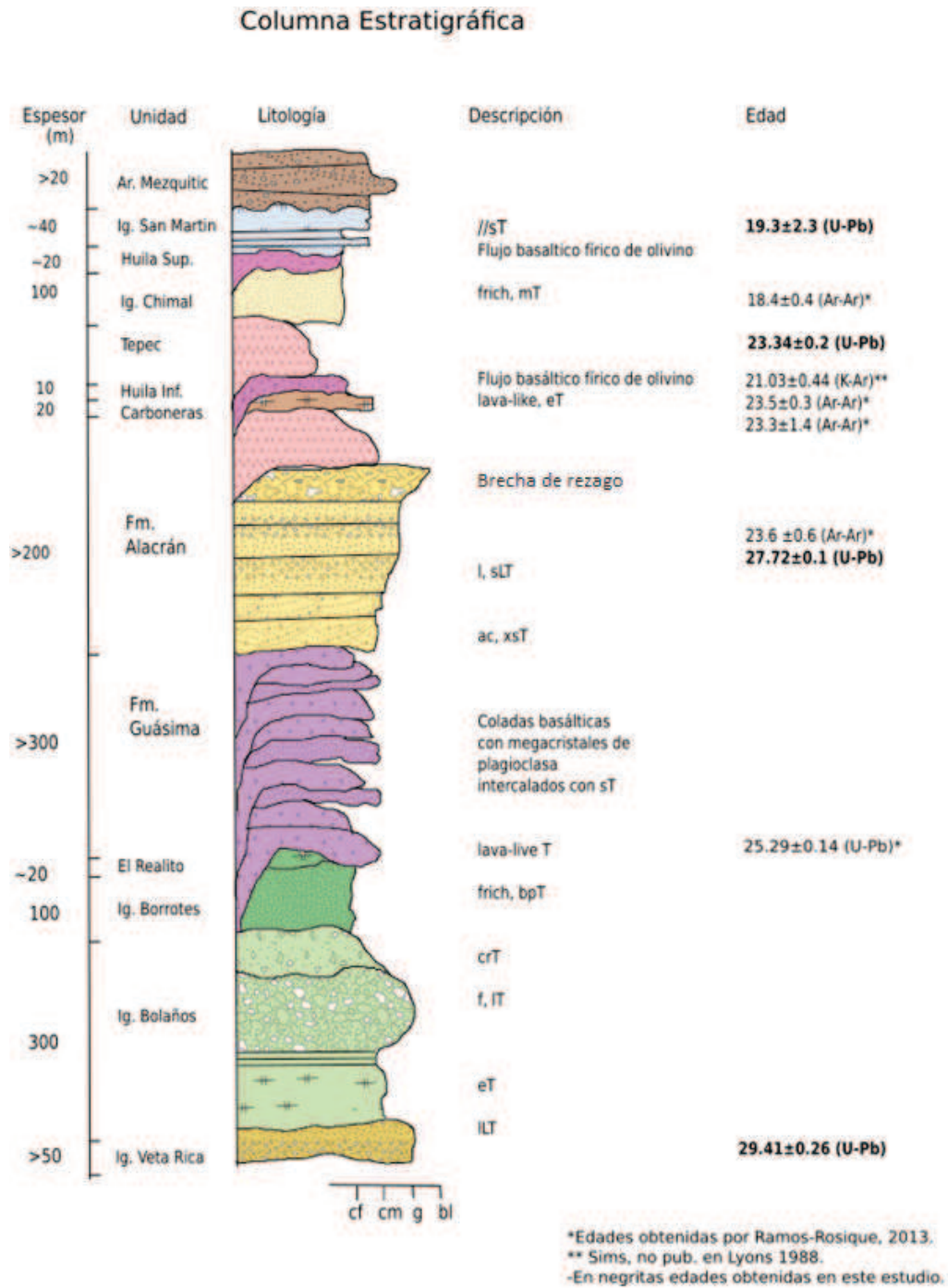


FIGURA 3.1: Columna estratigráfica de la secuencia encajonante del yacimiento El Alacrán.

3.2. Unidades Volcánicas

3.2.1. Tobas Soldadas Tempranas

Las Tobas Soldadas Tempranas (Ig. Veta Rica) constituyen la unidad volcánica más antigua identificada en la zona, esta unidad aflora solamente en la base del cerro Pajaritos (ver mapa en Apéndice A) con un espesor de 20 a 30 m. En el interior de la mina, representa una de las secuencias encajonantes del bloque de piso, y sólo se ha identificado en las obras más profundas y en barrenos de exploración (figura 3.2).

Las Tobas Soldadas Tempranas (TST) consisten en un paquete ignimbrítico de al menos 20 m de espesor, formado por tobas de textura eutaxítica masivas bien soldadas, difusamente estratificadas, pobres en cristales, con un contenido variable de fragmentos líticos y *flammas*.

Esta unidad al fresco presenta un color gris azulado a violáceo de un alto grado de soldadura con textura eutaxítica variable, así como un contenido variable de fragmentos líticos de entre el 8 % y 12 %, éstos consisten en fragmentos subredondeados de rocas volcánicas varias en tamaños de 2 a 10 mm de diámetro. Los cristales contenidos en la ignimbrita consisten de cristales subedrales a euedrales de sanidino (5 %) y cuarzo (2 %), en tamaños de entre 1 y 3 mm de longitud. Todos estos se encuentran contenidos en una matriz vítrea que conforma cerca del 50 % del volumen total de roca. Esta unidad ha sido identificada tanto en afloramiento como en interior mina a niveles inferiores a 1100 m.

En los núcleos de barrenación se logró identificar el contacto con la unidad suprayacente, la Ignimbrita Bolaños. El contacto es concordante y está definido por un horizonte esferulítico de 15 a 20 cm de espesor, formado por esferulitas de alrededor de 5 mm de diámetro. Este horizonte se considera la base de la Ignimbrita Bolaños.

Interpretación

Las tobas eutaxíticas masivas que conforman las TST se interpretan como una secuencia de corrientes de densidad piroclástica (Branney y Kokelaar, 2002) extracaldéricas, densas, de alta temperatura, de fuente desconocida y cuyo emplazamiento es previo al régimen extensional que produjo la formación del graben; de hecho la formación misma del graben provocó su afloramiento. Esta unidad constituye una de las principales unidades encajonantes del distrito minero de Bolaños, alojando un sistema de vetas de

sulfuros asociadas a un sistema de vetilleo paralelo a las estructuras principales con valores altos de Ag.

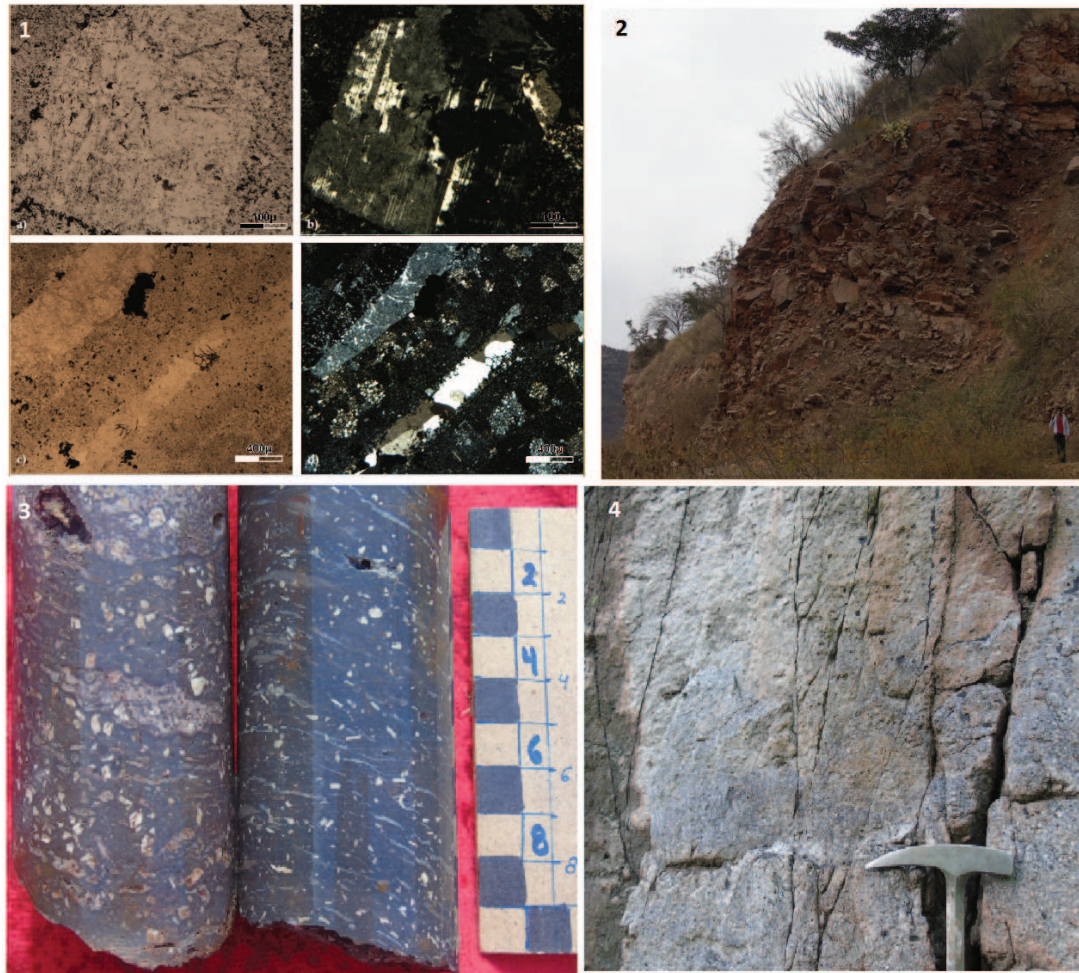


FIGURA 3.2: 1. Fotomicrografías de la Ignimbrita Bolaños. 2. Vista del afloramiento tipo de la Ignimbrita Bolaños. 3. Comparación de muestras de barreno: Ignimbrita Bolaños (izquierda) y Tobas Soldadas Tempranas (derecha). 4 Afloramiento tipo de las TST.

3.2.2. Formación Bolaños

Sobre las Tobas Soldadas Tempranas se deposita concordantemente otro paquete ignimbrítico de características similares nombrado por Lyons (1988) Ignimbrita Bolaños, que aflora a lo largo del poblado homónimo, en el sector oriental del mismo, con un espesor promedio de 300 m que aumenta hacia el sur de la región.

Las características texturales permiten definir al menos tres miembros para esta unidad: Bolaños Inferior, Bolaños Media y Bolaños Superior. Todos los miembros se caracterizan

por su color violeta rojizo. La Formación o también denominada Ignimbrita Bolaños, constituye la principal secuencia encajonante en la mina El Alacrán.

Miembro Bolaños Inferior

Conformado por un paquete de al menos 100 m de potencia, de una ignimbrita soldada, con una marcada textura eutaxítica, pobre en cristales.

La base de este miembro consiste de una capa vítrea de 15 a 20 cm de espesor seguida por una secuencia de estratos delgados de entre 2 y 10 cm de espesor que son seguidos por una secuencia de estratos de mayor potencia (de 2 hasta 6 m de espesor) de un color violeta rojizo intenso.

La característica principal de esta unidad es la textura eutaxítica y la pobre cantidad tanto de cristales como de fragmentos líticos, ya que contiene menos del 1% de fragmentos líticos y alrededor del 12% de fenocristales subedrales a euedrales de sanidino y plagioclasa, que se presentan en tamaños de 2 a 4 mm de longitud. La matriz de esta unidad es muy soldada y constituye cerca del 50% de la roca, en ella se encuentran contenidas pómez atenuadas en longitudes de 1 hasta 15 cm que conforman alrededor del 15% de la roca.

Miembro Bolaños Medio

El miembro intermedio de la Ignimbrita Bolaños está constituido por una ignimbrita lítica altamente soldada de alrededor de 60 m de espesor. Lyons (1988) divide a este miembro en tres horizontes de enfriamiento con base en sus características texturales, siendo los dos inferiores 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. Mientras que el horizonte superior de este miembro consiste de una toba masiva de ceniza de 10 a 15 m de espesor.

Del mismo modo que el miembro inferior, el miembro Bolaños Medio se presenta difusamente estratificado en paquetes de espesor variable, de color ligeramente más violáceo respecto a los miembros inferior y superior debido a la gran abundancia de fragmentos líticos. El contenido de cristales en este miembro es casi nulo, mientras que el contenido de *fiammes* es de aproximadamente 5%, que consisten en pómez colapsadas de 1 a 5 cm de longitud.

La característica principal de este miembro es su alto contenido de líticos (aproximadamente el 70 % de la roca), los cuales consisten en fragmentos subredondeados de bordes difusos en tamaños variables desde 5 mm hasta 3 cm, y están conformados principalmente por fragmentos de basalto y riolita. La matriz de esta unidad es escasa pero intensamente soldada y sólo conforma el 25 % de la roca.

Miembro Bolaños Superior

El miembro superior consiste en una ignimbrita soldada, rica en cristales de sanidino con un espesor medio de 90 m. A diferencia de los miembros inferior y medio, esta unidad se presenta sólo en estratos delgados (de 2 a 4 m de espesor) con una coloración más clara respecto a los otros miembros.

La característica principal de esta unidad es la predominancia de la textura porfídica con abundantes cristales subedrales a euedrales de sanidino y plagioclasa, con tamaños de 2 a 3 mm y 35 % de abundancia. El contenido de líticos es menor a 10 %, y el de *fiammes* es cercano al 15 %.

Este miembro se ha identificado a una profundidad aproximada de 300 m en la mina El Alacrán, siendo la principal roca encajonante del bloque de piso en la veta Alacrán.

Interpretación La unidad Ignimbrita Bolaños se considera una intercalación de flujos piroclásticos de fuente distante al graben, el alto grado de soldadura de todos los miembros de esta unidad indica una alta temperatura de los flujos piroclásticos. La intercalación de tobas entre los horizontes soldados de la Ignimbrita Bolaños se interpretan como depósitos de caída dada su estratificación plana, la laminación que presentan y la uniformidad de su espesor.

3.2.3. Ignimbrita Borrotes

Sobreyaciendo concordante sobre la Ignimbrita Bolaños se encuentra una secuencia de ignimbritas soldadas y no soldadas de color verde a blanco amarillento y marrón denominada en conjunto Ignimbrita Borrotes. Esta unidad aflora sobre el arroyo El Realito; los afloramientos tipo de esta unidad se localizan en el Rancho Los Borrotes de Abajo.

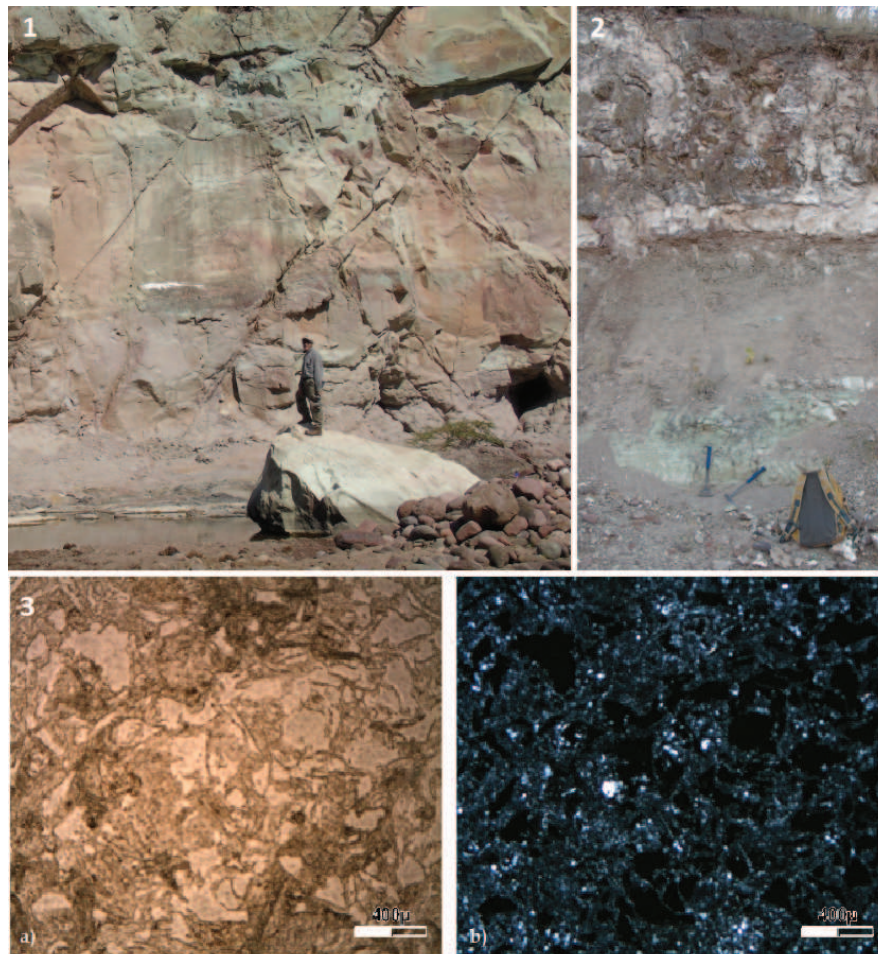


FIGURA 3.3: 1. Fotografía del afloramiento tipo de la Toba Borrotes 2. Secuencia estratificada de tobas de la Toba Borrotes. 3. Fotomicrografías en luz paralela y luz polarizada en la que se observan los fragmentos vítreos que conforman la matriz.

La Ignimbrita Borrotes consiste en una secuencia de 100 a 200 m de espesor de tobas estratificadas de lapilli y ceniza con estratos de 1 a 6 m de espesor, estos se presentan en colores variables desde marrón rojizo, verde, hasta blanco amarillento.

Las tobas son pobres en cristales y en fragmentos líticos, con un grado de soldamiento de bajo a moderado. Esta unidad contiene un porcentaje muy bajo de fragmentos de cristales anedrales de feldespatos (<1%) y sólo algunos estratos presentan *fiammes* de menos de 3 cm de longitud.

Los rasgos litológicos principales que presenta son estratificación plana paralela y, en algunos estratos, gradación normal de los fragmentos líticos. La Ignimbrita Borrotes contiene un miembro superior nombrado El Realito.

La ignimbrita El Realito consiste en una ignimbrita intensamente soldada con textura eutaxítica y fenocristales subedrales de cuarzo. Esta unidad sólo ha sido reconocida en afloramiento sobre el río homónimo ya que presenta una distribución irregular; debido a que no aflora en la región de estudio ni en interior mina no se considera parte del sistema encajonante del yacimiento El Alacrán.

El contacto con la Ignimbrita Borrotes es desconocido en afloramiento en las inmediaciones de la mina, sin embargo el contacto es bien definido sobre el arroyo El Realito, en donde se puede apreciar la relación concordante entre las unidades Borrotes y El Realito. Por otra parte, la relación estratigráfica entre estas unidades en barreno e interior mina es un contacto por falla..

En la zona de contacto con la unidad suprayacente se observa la intercalación de tobas y coladas basálticas de poco espesor, esta característica se considera la base de la Formación Guásima, formada por una intercalación de flujos e intrusiones basálticas y tobas.

Interpretación El bajo grado de soldadura de esta unidad y la clara estratificación indican que la Ignimbrita Borrotes es resultado de la deposición de corrientes de densidad piroclástica de baja densidad y baja temperatura, cuya fuente se encuentra distante al graben.

Por otra parte, el alto grado de soldadura de la Ignimbrita El Realito y la abundancia de cristales en la misma, así como la distribución irregular de esta unidad sobre la unidad Borrotes se interpreta como resultado de la depositación de dos eventos piroclásticos de diferente fuente, localizando la fuente probable de la unidad El Realito al NE del área de estudio, de acuerdo con los afloramientos ubicados de esta unidad.

3.2.4. Formación Guásima

La Formación Guásima corresponde a la primera secuencia de coladas basálticas de la secuencia estratigráfica. Está formada por una intercalación de coladas basálticas y tobas de color verde a marrón rojizo de poco espesor (1 a 2 m). Los basaltos de esta unidad cubren una buena parte del sector oriental del distrito, siendo su afloramiento tipo en el rancho Las Guásimas, al noreste del área de estudio. El espesor aproximado de esta unidad es de entre 100 y 200 m, aumentando hacia el noreste de Bolaños.

En el área de estudio, la base de esta unidad está definida por la intercalación de tobas verdes pertenecientes a la Ignimbrita Borrotes con coladas basálticas fíricas de poco espesor (2 m). Mientras que la cima está definida por un horizonte de peperitas que afloran a lo largo de la carretera Bolaños-Villa Guerrero.

Lyons (1989) define esta unidad como una secuencia de flujos de composición andesítica a basáltica, sin embargo análisis geoquímicos de roca total realizados por Ramos-Rosique (2013) mostraron que la composición de esta unidad es principalmente basáltica.

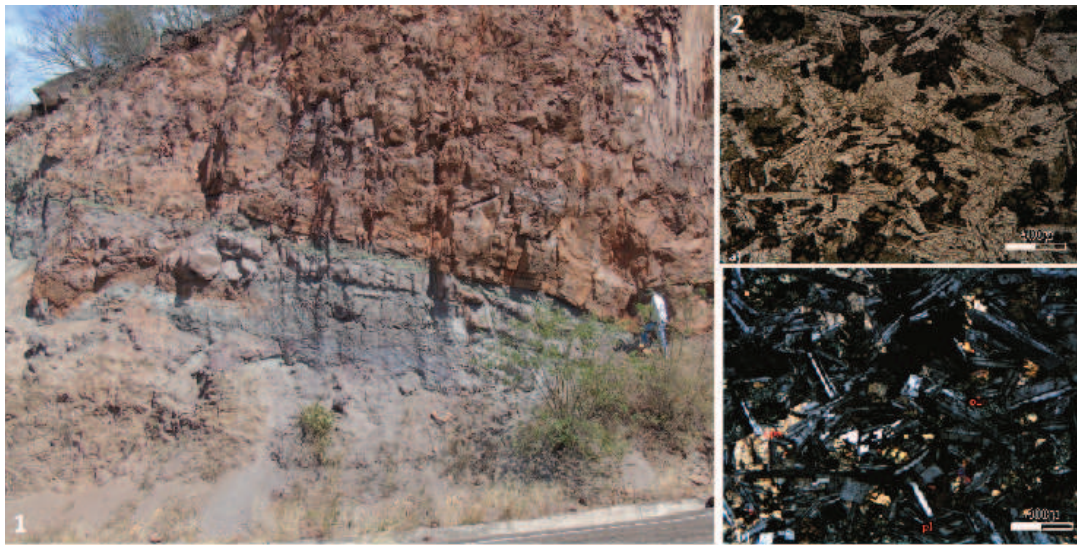


FIGURA 3.4: 1. Fotografía del afloramiento tipo de la Formación Guásima 2. Fotomicrografías en luz paralela y luz polarizada en la que se observa la textura intergranular de la matriz.)

Los basaltos Guásima consisten en lavas fíricas de color negro azulado a violeta rojizo, distribuidos como cuerpos semi tabulares de espesor variable entre 1 y 6 m de espesor. La textura de esta unidad es porfídica formada por una matriz microcristalina que contiene fenocristales centimétricos de plagioclasa eudral. La vesicularidad es variable entre las distintas coladas, pasando de incipiente a muy desarrollada. Los cuerpos con mayor vesicularidad presentan una proporción del 25 % de vesículas, que en la región cercana al yacimiento se encuentran rellenas parcialmente por cristales centimétricos de calcita producto de la alteración.

Mediante el análisis petrográfico de estas unidades se observó una textura intergranular de la matriz, conformada por microcristales eudrales a subdrales de plagioclasa andesítica (75 %), clinopiroxeno (20 %) y olivino (<5 %). Mientras que los fenocristales consisten

en cristales euedrales de plagioclasa albítica en tamaños de 1 a 2 cm de longitud (figura 3.4).

Hacia la cima de la secuencia se observa la predominancia de horizontes peperíticos intercalados entre las coladas, éstos son cuerpos de espesor irregular comúnmente menores a 2 m, formados cuando magma basáltico entró en contacto con sedimento no consolidado y todavía con cierto contenido de agua. El resultado es una roca fragmental que consiste en clastos irregulares de material juvenil, en una matriz de arena y limo (figura 3.5), representando la mezcla entre lava y el sedimento saturado de agua. El contacto con la unidad suprayacente está definido por un horizonte peperítico de 1.5 m de espesor cubierto por una secuencia de oleadas piroclásticas (*surge*) que corresponden a la base de la Ignimbrita Alacrán.



FIGURA 3.5: 1. Fotografía en la que se señala un horizonte peperítico contenido entre dos coladas basálticas.

Interpretación

De acuerdo con la relación espacial que guardan estos flujos con las estructuras de la región, Los basaltos Guásima se consideran producto de erupciones fisurales asociadas al

inicio del régimen extensional que dominó el sur de la SMO durante el límite Oligoceno-Mioceno.

La intercalación de coladas y tobas en la base de la secuencia puede expresar la naturaleza pulsante de las erupciones que le dieron origen. La formación de peperitas hacia la cima de esta unidad indica que durante la erupción de estos flujos se desarrollaron cuerpos de agua en los que los sedimentos saturados se mezclaron con las coladas basálticas permitiendo el desarrollo de peperitas. La formación de este tipo de rocas expresa condiciones de subsidencia, que permitió la acumulación de agua en el terreno y que, en este caso, podrían indicar el inicio del régimen extensional en la región.

También, el emplazamiento de los flujos Guásima marca un cambio tanto en la composición como en el modo de emplazamiento de las rocas volcánicas. Después de la secuencia de ignimbritas silíceas TST-Bolaños-Borrotos, producto de vulcanismo explosivo, y cuya fuente se infiere está alejada del graben, se emplazan los flujos de lava de manera efusiva, cuyo fuente son las fallas asociadas al graben, de composición basáltica y producto de vulcanismo bimodal.

3.2.5. Ignimbrita Alacrán

La Ignimbrita Alacrán constituye la primera unidad del Grupo Huichol definido por Lyons (1988), y consiste de una secuencia piroclástica ampliamente estudiada [Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003; Gutiérrez-Palomares, 2008; Bryan, et. al, 2008; Ramos-Rosique, 2013] pues representa un evento eruptivo de gran volumen cuyo emplazamiento es clave para entender la geología del graben.

Se reconoce como Ignimbrita Alacrán al paquete de depósitos de flujos y caídas piroclásticas que cubren discontinuamente el área de estudio. La Ignimbrita Alacrán constituye una evidencia de vulcanismo fisural asociado a la tectónica extensional de la provincia *Basin and Range* [Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003].

Esta unidad tiene una distribución muy extensa, cubriendo discontinuamente una superficie de más de 300 km², alcanzando su máximo espesor al noroeste de la zona de estudio, el cual llega a ser de aproximadamente 400 m, y el mínimo espesor en el hombro occidental del graben, con 30 m.

La base de la Ignimbrita Alacrán está constituida por una serie de depósitos de oleada piroclástica (*surges*) intercalados con depósitos de caída, de color rojizo a blanco rosado en estratos delgados de entre 5 y 10 cm. Los *surges* presentan estratificación cruzada ondulada de bajo ángulo. Los depósitos de caída intercalados con los *surges*, están enriquecidos en lapilli acrecional de hasta 5 mm de diámetro. Estas capas están formadas principalmente por ceniza media a gruesa con fragmentos líticos milimétricos y proporciones variables de cristales de sanidino, plagioclasa, biotita y cuarzo que en conjunto constituyen menos del 15 % de la roca. En el afloramiento tipo de esta unidad, localizado en la base del cerro Águila, se pueden observar una gran cantidad de bloques balísticos de hasta 50 cm de diámetro que deformaron la secuencias de *surges* y caídas.

Por encima de la secuencia de depósitos de oleada y caída piroclástica, la secuencia cambia transicionalmente a estratos gruesos de ignimbritas líticas de color blanco amarillento a verde, dispuestas en estratos gruesos de entre 2 y 4 m de espesor, con moderado a poco soldamiento, formadas por ceniza volcánica media a gruesa, con fragmentos líticos de granulometría variable de tamaños de arena muy gruesa hasta bloques. La mineralogía de estas unidades está formada principalmente por fragmentos de cristales subedrales milimétricos de sanidino (5-6.5 %), cuarzo (<1 %), plagioclasa (de <1 a 35 %) y biotita (<1 %). El contenido de pómez en estas tobas masivas de lapilli también es variable, estas son fragmentos milimétricos a centimétricos de pómez moderadamente a ligeramente colapsadas, en proporciones variables desde 1 hasta 20 %.

Sobreyaciendo a las ignimbritas, la secuencia cambia transicionalmente a una brecha lítica masiva de más de 5 m de espesor, éstas consisten en brechas de clastos centimétricos muy angulosos de ignimbrita, riolitas bandeadas y basalto, contenidos en una matriz de ceniza y lapilli. Estas brechas constituyen la transición hacia las secuencias de vulcanismo efusivo riolítico que conforman los Flujos y domos riolíticos Alacrán, de Lyons (1988), descritos más adelante. La secuencia de la Ignimbrita Alacrán es interrumpida por diques basálticos de 1 hasta 4 m de espesor.

Interpretación

La presencia de lapilli acrecional en la secuencia de *surges* y caídas piroclásticas, indica el carácter freatomagmático de las erupciones que dieron origen a parte de la ignimbrita Alacrán, mismo que decrece progresivamente y desaparece en la parte superior de la formación. La presencia de peperitas en la base de la ignimbrita Alacrán es también evidencia de agua superficial en las etapas iniciales de su emplazamiento. Los *surges* indican

que las corrientes de densidad piroclástica fueron húmedas y producto del hidrovulcanismo; aspecto que caracteriza a las primeras erupciones que originaron la formación Alacrán. Los bloques balísticos que interrumpen dichas secuencias son evidencia del carácter explosivo de las erupciones hidro-volcánicas.

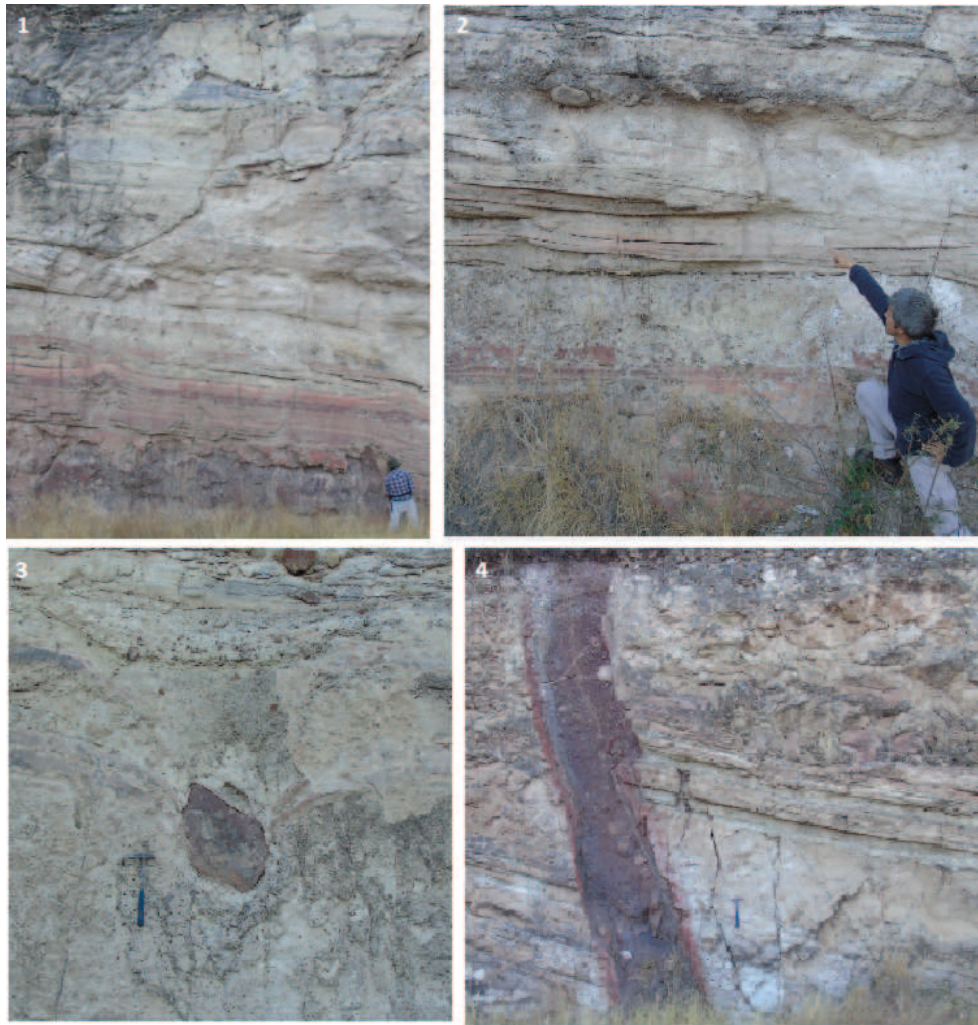


FIGURA 3.6: 1. Fotografía de la base de la Ignimbrita Alacrán, en color rosado sobresalen los depósitos de surge descansando sobre un horizonte de peperitas 2. Fotografía de la laminación cruzada asociada a los depósitos de *surge*. 3. Fotografía de un bloque balístico deformando la secuencia piroclástica. 4. Fotografía de un dique basáltico que aprovecha un plano de falla para intrusionar a la secuencia piroclástica Alacrán.

Tanto el emplazamiento de las lavas basálticas de la formación Guásima, la formación de peperitas, la erupción de la ignimbrita silícica Alacrán, y la intrusión de diques basálticos, son prueba del cambio que ocurre en el graben en cuanto a la composición de los magmas, su modo de emplazamiento y erupción. El vulcanismo es bimodal, ya que coexisten basaltos y riolitas. La extensión en la región comienza a influir en el magmatismo, y ocurren erupciones fisurales como las de la ignimbrita Alacrán y el emplazamiento de

diques piroclásticos a lo largo de fallas asociadas al graben (Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003). La depresión topográfica del graben y sus fallas asociadas, favorece la acumulación de agua superficial y la infiltración de agua al subsuelo, provocando el vulcanismo freatomagmático, que indica las condiciones de subsidencia del terreno durante el periodo eruptivo, lo que permite establecer una relación temporal entre el régimen extensional y el vulcanismo que dio origen a estas secuencias.

El fechamiento Ar-Ar reportado para esta unidad por Ramos-Rosique (2013) arrojó una edad de 23.6 ± 0.6 Ma, esta se considera una edad aproximada para el inicio de la extensión [Bryan et al., 2008; Ramos-Rosique, 2013; Ferrari et al., 2013], dadas las características de esta unidad volcánica, las cuales indican vulcanismo fisural .

3.2.6. Complejos de domos y flujos riolíticos Alacrán

Las distintas coladas riolíticas y los domos que intrusionan y se emplazan sobre la Ignimbrita Alacrán constituyen este grupo. Éstos son un paquete de lavas de composición silícica con un marcado bandeamiento por flujo de viscosidad variable. En el presente estudio se dividieron con base en su distribución espacial y la relación que guardan con la Ignimbrita Alacrán.

Complejo Riolítico El Águila

Se denomina Complejo Riolítico El Águila al grupo de domos riolíticos El Águila, La Cumbre, Pajaritos y La Bufa, éstos constituyen fragmentos de un mismo cuerpo riolítico separados por sistemas de fallas NE-SW en la región (ver mapa geológico en anexo A).

Estos domos se caracterizan por presentan un fuerte bandeamiento de flujo y un color variable de rosado a gris; los domos presentan una abundancia moderada de fenocristales de cuarzo y sanidino que llegan a conformar hasta un 20% de la roca total.

El estudio petrográfico de estas unidades permitió identificar que las bandas de esta unidad presentan un grado variable de devitrificación; con bandas ricas en esferulitas milimétricas.

Una característica distintiva de este grupo es la clara relación estratigráfica que guardan con la Ignimbrita Alacrán, ya que en los cerros Pajaritos, La Cumbre, Águila y La

Bufo se puede observar con claridad como estas lavas se emplazan sobre la secuencia piroclástica Alacrán cubriéndola parcialmente (figura ?? 2).

Estas mismas texturas y mineralogía se han identificado en el bloque de piso de la secuencia encajonante de las vetas Alacrán y San Francisco, en diques riolíticos que se emplazan paralelos a la veta y bajo ésta, formando parte de la secuencia encajonante del yacimiento.

Interpretación

Las secuencias silíceas de esta unidad representan el segundo miembro del magmatismo bimodal que dominó la región durante el régimen extensional.

El emplazamiento de estas lavas sobre la Ignimbrita Alacrán formando sólo pequeños montículos permite inferir que estas lavas tenían una viscosidad moderada, por lo que no llegaron a formar domos de gran relieve.

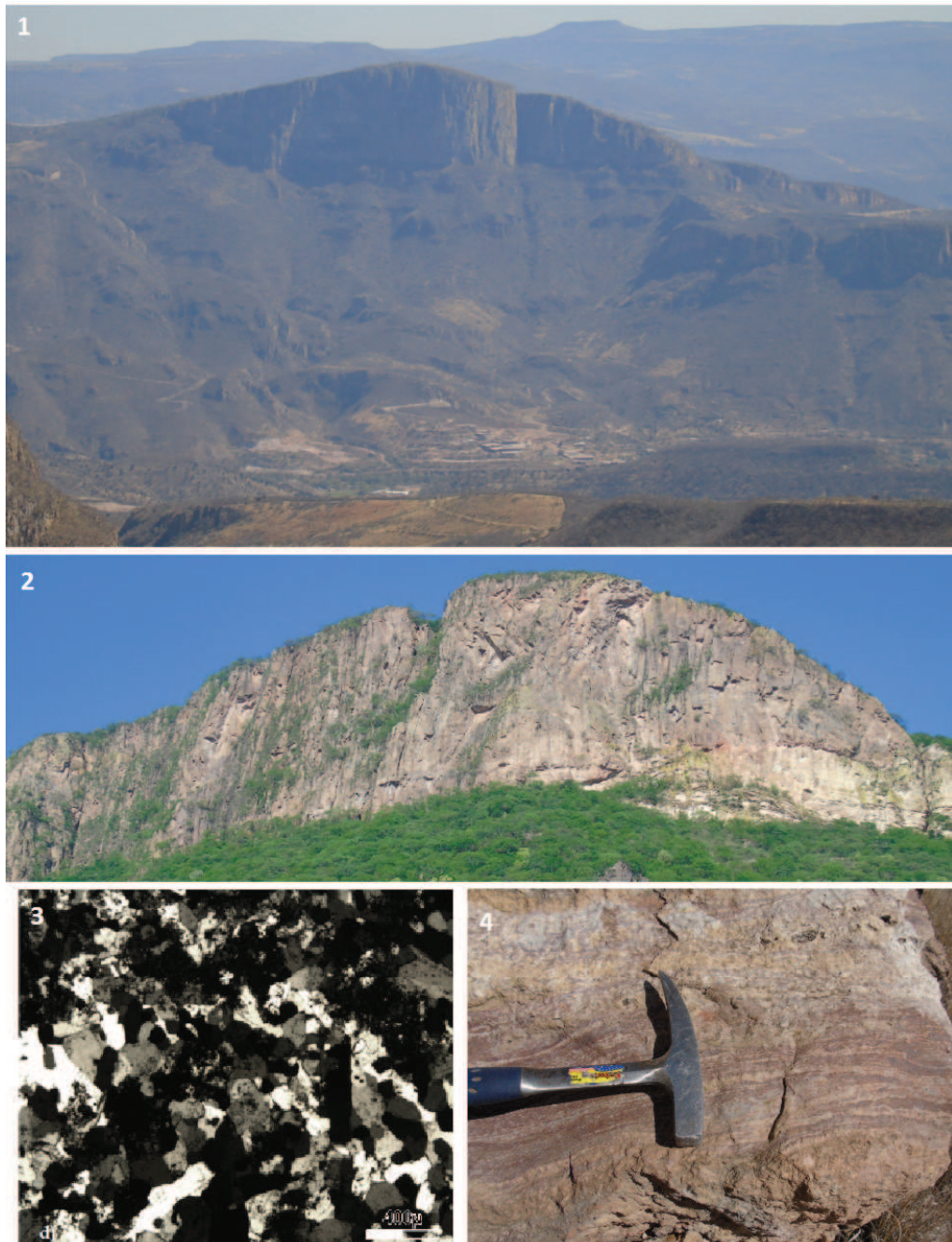


FIGURA 3.7: 1. Fotografía regional del Cerro Águila en la que se observa que el sistema estructural NE-SW afecta a este complejo riolítico. 2. Fotografía del cerro La Bufa en la que se observa el contacto entre la Ignimbrita Alacrán y las secuencias riolíticas que la sobreyacen. 3. Fotomicrografía de la matriz de las riolitas de este complejo. 4. Bandeamiento por flujo en afloramiento.

3.2.7. Domos Tepec

El complejo de Domos Tepec es un grupo de al menos tres domos de poco volumen emplazados al este del poblado homónimo. Estos cuerpos se encuentran emplazados en la zona de intersección entre las fallas Bolaños y Veta Rica. En el presente estudio se consideran por separado del Complejo Riolítico El Águila debido a que no presentan ninguna relación de corte con la Ignimbrita Alacrán, por lo que se consideran domos más jóvenes al complejo riolítico antes descrito.

Los domos Tepec consisten en cuerpos de menos de 80 m de altura formados por riolitas con un claro bandeamiento por flujo que contienen fenocristales euedrales de cuarzo (5%) y sanidino (23%), estos cristales son más gruesos respecto a los observados en el Complejo Riolítico El Águila y más abundantes.

Una característica particular de este grupo es que presentan vetillas comagmáticas de casiterita y magnetita hacia la cima de dos de los domos, expresando el potencial metalogénico de estos magmas (figura 3.8).



FIGURA 3.8: Fotografía de un afloramiento en la cima de los domos Tepec en la que se observan vetillas de casiterita y magnetita con deformación plástica contemporánea con los magmas.

Interpretación

La distribución espacial de estos domos indican un origen contemporáneo al último evento de extensión, mismo que dio origen al Graben de Bolaños.

La morfología de estos domos en relación a la del Complejo Riolítico El Águila, sugiere una mayor viscosidad. Por otra parte, la presencia de vetillas de casiterita y magnetita indican que se trata de magmas más evolucionados.

3.2.8. Basaltos Huila

El paquete de diques y coladas basálticas descrito por primera vez por Lyons (1988) en las afueras del poblado Huilacatlán consiste en el segundo grupo de lavas máficas. Esta unidad intrusiva en algunos sectores a la Ignimbrita Alacrán, y a escala local se emplaza sobre la misma. Espacialmente los basaltos Huila se distribuyen en el valle del graben, en un patrón N-S, siendo más abundantes en el sector occidental del arroyo Bolaños.

Las coladas basálticas de esta unidad consisten en cuerpos irregulares de menos de 2 m de espesor de basaltos vesiculares con fenocristales milimétricos de olivino intensamente iddingsitizados. Los basaltos Huila, a diferencia de los Guásima, no presentan intercalación con tobas y en general presentan una vesicularidad moderada a alta.

Los flujos basálticos Huila suelen presentar un grado de alteración moderado a alto, por lo que la mayor parte de sus fenocristales se encuentran oxidados. La petrografía de esta unidad reveló que la matriz es mesocristalina formada principalmente por microlitos de plagioclasa y en menor medida de clinopiroxenos y olivino. Los basaltos Huila son rocas microporfídicas en las que los principales fenocristales son cristales subedrales de olivino (9.2 %) con alteración deutérica, clinopiroxenos (4 %) y plagioclasa (7 %).

Interpretación

Su distribución espacial, íntimamente ligada a las estructuras N-S, en relación a la distribución de los domos Tepec, indica como las fallas asociadas al graben fueron usadas como conductos para magmas riolíticos y basálticos, ocasionando un magmatismo bimodal asociado al régimen extensional E-W

De acuerdo con las características mineralógicas y texturales, y su distribución espacial, se considera a la secuencia de basaltos Huila Inferior como producto del magmatismo fisural N-S que dio origen al graben de Bolaños.



FIGURA 3.9: Fotografía de un afloramiento de los basaltos Huila en el que se observa el alto grado de alteración de los mismos.

3.2.9. Ignimbrita San Martín

La Ignimbrita San Martín representa el registro más joven de la secuencia volcánica del área de estudio. Esta se distingue del resto de las tobas por la gran abundancia de pómez, el color blanco amarillento de la roca y la formación de un miembro superior moderadamente soldado con fenocristales de sanidino . Esta unidad de deposita discontinuamente y en discordancia sobre el flujo basáltico Huila Superior, este contacto se puede apreciar a lo largo del camino de Huilacatitlán a la mina El Alacrán.

Esta unidad aflora de manera irregular en el área de estudio, un afloramiento tipo de esta secuencia se presenta en el lado occidental del graben en el poblado Bolaños. La Ignimbrita San Martín presenta un espesor generalmente bajo, de entre 5 y 20 m, llegando a ser de hasta 100 m en San Martín de Bolaños.

Con base en sus características mineralógicas y texturales hemos definido dos miembros principales para esta unidad: San Martín Inferior y San Martín Superior, mismos que se describen a continuación.

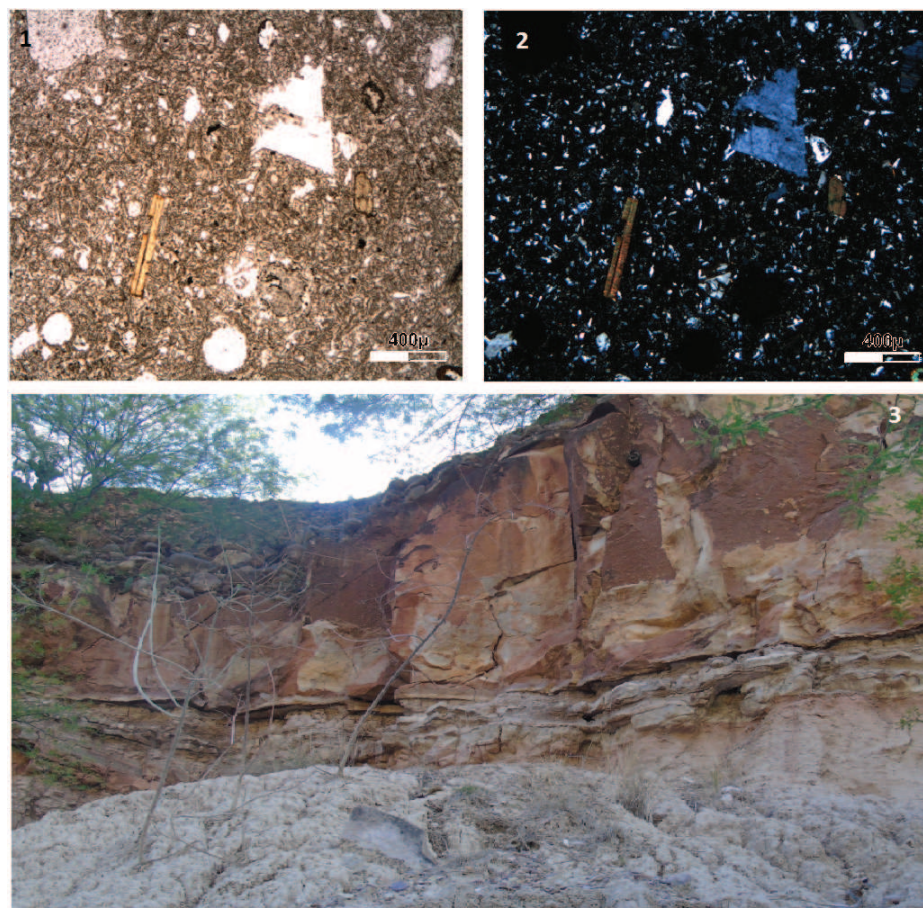


FIGURA 3.10: 1 y 2. Fotomicrografías de láminas delgadas del miembro San Martín Superior. 3. Fotografía en la que se observan los miembros inferior y superior de la Ignimbrita San Martín.

San Martín Inferior

La secuencia de tobas no soldadas San Martín Inferior constituyen el 90 % de la Ignimbrita San Martín. Este miembro está conformado por estratos tabulares delgados, de entre 1 y 3 m de espesor, de ignimbritas no soldadas de color blanco amarillento. Estas tobas de ceniza y lapilli están formadas por una matriz de ceniza de grano medio que contiene abundantes pómez de 1 a 3 cm de diámetro (cerca del 40 % de la roca total), con un contenido de cristales milimétricos muy escasos (<2 %) de sanidino, biotita y cuarzo.

San Martín Superior

Sobreyaciendo concordantemente a la secuencia estratificada de tobas San Martín Inferior se encuentra una ignimbrita soldada de menos de 5 m de espesor denominada en el presente estudio San Martín Superior.

La ignimbrita San Martín Superior es un cuerpo tabular delgado de color violeta a gris rosado, de menos de 5 m de espesor formado por una matriz soldada que contiene pómez (5%) centimétricas moderadamente colapsadas así como un contenido moderado de cristales subedrales a euedrales de cuarzo y plagioclasa (<8%). El contenido de fragmentos líticos de esta unidad es escaso, siendo estos fragmentos subredondeados milimétricos de menos del 3% de abundancia en la roca.

Interpretación

Debido a su distribución espacial y su relación discordante con las unidades previas y contemporáneas a la extensión, esta unidad se considera una secuencia volcánica posterior a la formación principal del graben, esto es, posterior al pico de extensión tectónica. Debido a la irregularidad de su distribución, ésta se considera una ignimbrita de fuente lejana al graben.

3.2.10. Arenisca y conglomerado Mezquitic

Lyons (1988) define una única unidad sedimentaria que corona a la secuencia volcánica y la nombra Arenisca Mezquitic, que consiste en una serie de depósitos fluviales recientes formados por arenas finas con lentes conglomeráticos no consolidados que afloran discordante y discontinuamente en la región. En general estos depósitos se presentan en espesores de menos de 3 m, siendo la localidad tipo de esta unidad el rancho Mezquitic, localizado al noreste de Huilacatlán.

Esta unidad consta de arenas finas ricas en ferromagnesianos que se deposita en cuerpos lenticulares de laminación cruzada ondulada, estos depósitos no se encuentran consolidados ni cementados. Intercalados con las areniscas se pueden encontrar lentes de conglomerados polimígticos formados por bloques redondeados a subredondeados de rocas volcánicas embebidos en una matriz de arena fina, estos cuerpos normalmente presentan longitudes de menos de 10 m y espesores menores a 1 m.

Interpretación

La Arenisca Mezquitic se interpreta como depósitos recientes fluviales asociados a la erosión de las secuencias volcánicas preexistentes debido a la formación de un sistema de drenaje N-S asociado a la formación del graben.

Capítulo 4

Yacimientos epitermales: generalidades y subtipologías

4.1. Introducción

El término *epitermal* fue utilizado por primera vez en 1933 por Waldemar Lindgren para describir a aquellos depósitos minerales de origen hidrotermal formados a poca profundidad, es decir, entre 1 y 2 km de profundidad y a bajas temperaturas. Este tipo de yacimientos se encuentran comúnmente asociados a zonas de subducción en regímenes de esfuerzos neutros, o ligeramente extensionales, con vulcanismo de composición andesítica a rio-dacítica o vulcanismo bimodal, respectivamente. El tipo de vulcanismo así como la naturaleza de los fluidos mineralizantes definen diferencias claras entre sistemas epitermales, lo que ha permitido la generación de subtipologías en la clasificación de estos yacimientos. La subdivisión actual clasifica a estos sistemas como de baja, intermedia o alta sulfuración, de acuerdo con el estado de oxidación del azufre en el fluido; esta clasificación fue descrita por primera vez por Hedenquist (1987), y es la más utilizada en la actualidad.

En este capítulo se describen los rasgos generales de esta tipología de yacimiento, los ambientes tectónicos en que suelen desarrollarse y las características distintivas de cada subtipología.

4.2. Definición y características generales

Los yacimientos de tipo epitermal se definen como aquellos yacimientos de metales base y preciosos, cuya formación se asocia a la circulación de fluidos a temperaturas entre 100 y 300 °C [White y Hedenquist, 1995; Robb, 2005], que transportan metales de interés económico desde una fuente en profundidad, hasta una zona somera (entre 100 y 2000 m de profundidad) en que los metales contenidos en el fluido precipitan formando de sulfuros, sulfosales y minerales asociados en respuesta a un cambio físico-químico en las condiciones del entorno (figura 4.1). Esta definición es resultado del análisis integral de la mineralogía, texturas, reconstrucciones geológicas y estudios de inclusiones fluidas de varios depósitos minerales de características similares.

White y Hedenquist (1990) afirman que un sistema epitermal representa la región más somera (últimos 2 km) de sistemas geotérmicos y de sistemas sub-volcánicos, por lo que el estudio de dichos ambientes actuales puede proveer información útil en el entendimiento de la formación de este tipo de depósitos en el pasado.

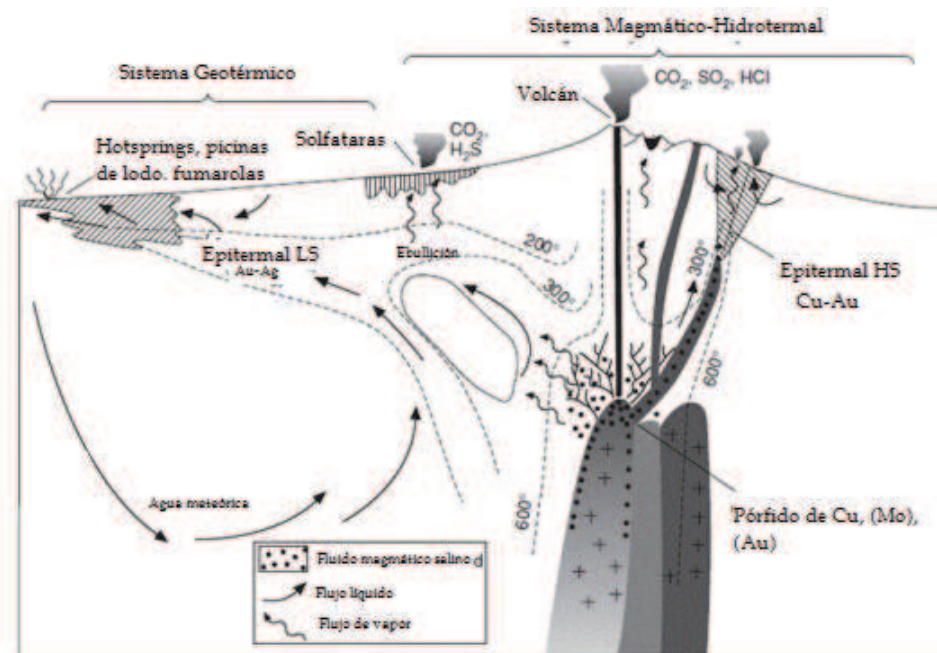


FIGURA 4.1: Esquema geológico mostrando las intrusiones sub-volcánicas someras, un estratovolcán asociado, y los ambiente inferidos para la formación de depósitos metalíferos en pórfidos y de depósitos epitermales. Tomado de Hedenquist y Lowenstern (1994).

Una característica distintiva de estos depósitos es el fuerte control de emplazamiento ejercido por el fallamiento regional, así como por fallas y fracturas asociadas al emplazamiento de intrusiones subvolcánicas. Las rocas encajonantes pueden ser de cualquier

tipo, pero existe una relación genética entre este tipo de yacimientos y rocas producto de vulcanismo subaéreo de composición ácida a intermedia [White y Hedenquist, 1995; Camprubí, et. al., 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003].

La tipología de yacimientos denominados epitermales ha sido a su vez subdividida en tres categorías o subtipologías: sistemas de baja sulfuración (*Low Sulfidation-LS*), de sulfuración intermedia (*Intermediate Sulfidation-IS*) y de alta sulfuración (*High Sulfidation-HS*), de acuerdo al estado de oxidación del azufre en el fluido, que se ve reflejado en la mineralogía del yacimiento. Los sistemas de alta y baja sulfuración pueden verse como los extremos (*end-members*) de un continuo de procesos físico-químicos involucrados en la circulación y evolución de los fluidos en sistemas hidrotermales, que inicia con la formación de pórfidos metalíferos, y culmina con el desarrollo de epitermales [Hedenquist, 1987; Sillitoe y Hedenquist, 2003; Robb, 2005] (figura 4.1).

Existen varias diferencias entre las subtipologías de epitermales, siendo la naturaleza del fluido mineralizante la principal, debido a que ésta determina el contenido, tipo de metales y de minerales que conformaran el yacimiento [Sillitoe y Hedenquist; 2003]. A continuación se describen estas diferencias y su significado metalogénico en el marco de los modelos conceptuales para yacimientos epitermales; un resumen de las características generales de cada subtipología se presenta en la tabla 4.1 (Al final del capítulo).

4.3. Ambientes geotectónicos de formación.

El estudio de la distribución de los sistemas epitermales en el mundo ha permitido identificar una relación estrecha entre ambientes tectónicos específicos y subtipologías de yacimientos epitermales, siendo el ambiente tectónico más importante en la formación de yacimientos minerales de origen hidrotermal, el de márgenes convergentes: zonas de subducción que producen la formación de arcos volcánicos, que se desarrollan tanto en corteza continental como en corteza oceánica [Sillitoe y Hedenquist, 2003].

Los sistemas epitermales de sulfuración alta e intermedia suelen desarrollarse en arcos con regímenes de esfuerzos neutros o en extensión ligera, en zonas de vulcanismo andesítico a riódacítico. En estos ambientes suelen desarrollarse complejos de intrusiones que dan origen a sistemas de pórfidos cupríferos que evolucionan a sistemas epitermales de alta sulfuración con el decremento de la profundidad [Hedenquist et al., 2001; Sillitoe

y Hedenquist, 2003]. Por otra parte, los epitermales de intermedia a baja sulfuración suelen asociarse a vulcanismo bimodal asociado a zonas en extensión, principalmente desarrollado en las zonas de trasarco. El vulcanismo y la actividad hidrotermal asociada tienden a migrar hacia la trinchera durante la evolución del arco [Sillitoe y Hedenquist; 2003].

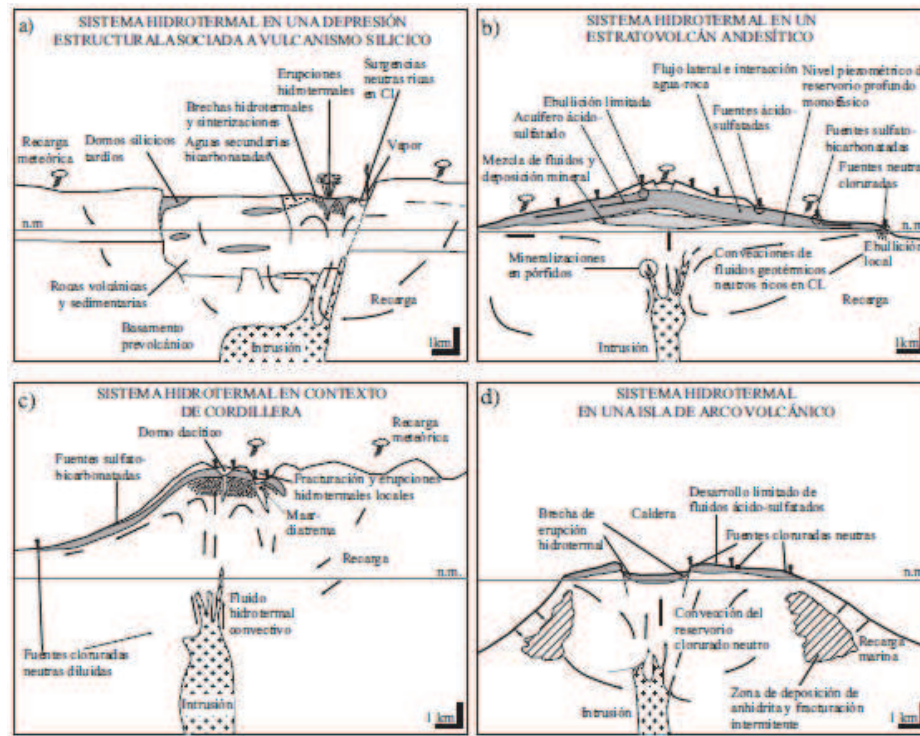


FIGURA 4.2: Ambientes geológicos en que se producen depósitos epitermales de alta, intermedia y baja sulfuración. Tomado de Camprubí y Albinson (2006).

Se ha observado que el proceso de mineralización se desarrolla al menos 0.5 Ma después del inicio de la actividad magmática, aunque se han documentado sitios en los que los depósitos se forman 0.1 Ma posterior al vulcanismo (en zonas de vulcanismo bimodal) [Hedenquist et al., 2001; Sillitoe y Hedenquist, 2003]. Otros autores (Camprubí et al., 2003) han notado en la Sierra Madre Occidental que los depósitos epitermales parecen haberse formado 2 Ma después de la erupción de las rocas volcánicas asociadas; lo que llevó la interpretación de que aunque no hay vulcanismo activo durante la mineralización hidrotermal, muy probablemente hay magmas cristalizando a profundidad aportando calor y probablemente fluidos y ligandos al sistema hidrotermal formador de mena. Ernst y Jowitt (2013) muestran que, en grandes provincias ígneas silíceas (SLIPS), los sistemas hidrotermales formadores de mena pueden formarse de forma contemporánea al magmatismo, o después del pico de máxima actividad magmática. En el primer caso los magmas aportan calor, fluidos y ligandos al sistema hidrotermal; mientras que en

el segundo caso, las rocas ígneas intrusivas formadas en pulsos magmáticos anteriores, aportan el medio por el cual fluidos hidrotermales posteriores pueden lixiviar metales y precipitarlos en yacimientos.

4.4. Subtipologías

4.4.1. Epitermales de Alta Sulfuración

En los sistemas epitermales de alta sulfuración (HS), también conocidos como de tipo ácido-sulfatado, el azufre se presenta en especies oxidadas, tales como SO_2 , SO_4^{2-} y HSO_4^- disueltas en el fluido [White y Hedenquist, 1995]. Estos sistemas están caracterizados por la acidez de los fluidos y la intensa alteración del entorno debido a la lixiviación de Al, Na, K.

Debido a la alteración pervasiva que produce la intensa lixiviación en las rocas encajonantes, es común que se desconozca la naturaleza primaria de las mismas, aunque dada la naturaleza de los fluidos y el entorno geológico en que se desarrolla el depósito, es común encontrar como rocas encajonantes principales a las secuencias volcánicas de arco [White y Hedenquist, 1995].

La mineralización comúnmente se encuentra concentrada en zonas denominadas *lithocaps*, que son *costras* de rocas intensamente alteradas formadas por la intensa lixiviación que produce alteración argílica avanzada, comúnmente desarrollada sobre los sistemas de tipo pórfido [Hedenquist, 2013]. La mineralización se encuentra principalmente diseminada en la *lithocaps*, y las vetas sólo predominan localmente en algunas zonas del yacimiento, los reemplazamientos son comunes; debido a estas características la geometría del yacimiento es irregular por lo que para fines de cuantificación de reservas su geometría suele aproximarse como un cuerpo equidimensional de bajo volumen [Hedenquist et al., 2001; Camprubí et al., 2003]. En esta subtipología el *stockwork* no es relevante económicamente debido a que la mayoría de la mena se encuentra en diseminación.

Controles metalogenéticos: Vulcanismo asociado y naturaleza de los fluidos mineralizantes

Típicamente, los sistemas de alta sulfuración se generan en arcos calcoalcalinos de composición intermedia (andesíticos-dacíticos), caracterizados por regímenes de esfuerzos neutros o ligeramente en extensión, en los que suele ocurrir la asociación espacial de epitermales de alta sulfuración con yacimientos de tipo pórfido. Es en estos ambientes en que se desarrollan sistemas hidrotermales de fluidos ácidos y salinidad intermedia a baja, que lixivian las rocas y producen la alteración argílica avanzada característica de

esta subtipología [Kesler, 1999; Sillitoe y Hedenquist, 2003].

La naturaleza de los fluidos es magmática, con aporte variable de aguas meteóricas; caracterizados por su alto grado de acidez (pH de 0-3), resultado de la absorción de los volátiles que ascienden del magma en el agua meteórica circulante. Estos volátiles consisten en HCl, H₂S, CO₂, SO₄⁻, que acidifican el agua meteórica formando una solución altamente corrosiva que lixivia la mayoría de los metales contenidos en las rocas [White y Hedenquist, 1995; Giggenbach, 1997]. De acuerdo con el análisis de inclusiones fluidas y diagramas de estabilidad mineral, se estima una profundidad de formación de 500 a 2000 m bajo la paleo superficie, con temperaturas de 100 °C a 320 °C de fluidos con salinidades generalmente bajas, menores al 24 wt % NaCl eq.

Alteración hidrotermal: Mineralogía, texturas y distribución

Los sistemas de alta sulfuración son sistemas hidrotermales, magmáticos, fósiles, enriquecidos en metales. Estos paleosistemas hidrotermales se formaron en la zona proximal de los conductos volcánicos; en este entorno las descargas superficiales de vapores magmáticos a la superficie son comunes, estas manifestaciones superficiales de hidrotermalismo quedan grabadas en el registro geológico y se reconoce como *lithocap*, estructura característica de esta subtipología [Giggenbach, 1997; Sillitoe y Hedenquist, 2003].

Dada la naturaleza ácida de los fluidos en estos sistemas, los minerales de alteración más comunes son caolinita, dickita, pirofilita, illita, diásporo y alunita; formados por la lixiviación de iones de Al, Ca, K, Na, entre otros. Sin embargo, estudios recientes han probado que los fluidos responsables de la precipitación de los metales son fluidos de menor acidez, similares a los fluidos observados en los sistemas de sulfuración intermedia [White y Hedenquist, 1995; Sillitoe y Hedenquist, 2003].

La alteración argílica avanzada es el indicador de proximidad por excelencia en la explotación de esta subtipología, ésta consta de una asociación mineral distribuida en halos y zonada en el orden que se describe a continuación: cuarzo, alunita, caolinita o dickita, illita, montmorillonita y clorita. La distribución espacial define halos elongados centrados en el paleo conducto principal de los fluidos termales [White y Hedenquist, 1995]. La alunita cristalina es un indicador somero de alteración proximal, mientras que a profundidad ésta es sustituida por pirofilita [Camprubí, et. al., 2003]. La identificación de esta

paragénesis de alteración es fundamental debido a que en muchas ocasiones los metales se encuentran asociadas a la zona de alteración más ácida [White y Hedenquist; 1995].

La corrosión debida a la alta acidez del fluido produce una textura de disolución en cuarzo denominada cuarzo vuggy, ésta representa la corrosión del cuarzo y la lixiviación del aluminio en los minerales asociados, tales como los feldespatos, indicando que la roca estuvo expuesta a un fluido de pH menor a 2 previo o durante la precipitación de los metales [Sillitoe y Hedenquist; 2003]. Esta textura no se presenta en los sistemas de baja sulfuración, por lo que es una guía en la clasificación del yacimiento.

En esta subtipología es fundamental el estudio de minerales arcillosos como la caolinita, dickita, esmectita o illita, ya que estos son los principales geotermómetros del paleo sistema hidrotermal. La pirofilita se forma a temperaturas por debajo de los 160 °C, cuando la concentración de sílice es alta; sin embargo, si se encuentra en asociación con dickita, illita o diásporo es indicador de temperaturas por encima de los 200°C. Minerales como el topacio y la andalucita indican paleo temperaturas mayores a 260 °C [White y Hedenquist; 1995].

Mineralogía y textura de la mineralización

Los minerales de mena que se presentan en los sistemas epitermales son variados y comúnmente se encuentran sulfuros como galena, pirita, y esfalerita tanto en sistemas de alta como de baja sulfuración. Sin embargo, algunas asociaciones en la mineralogía de mena constituyen una característica diagnóstica de los sistemas de alta o de baja sulfuración, siendo resultado de las condiciones redox predominantes en el sistema hidrotermal [White y Hedenquist, 1995].

En los sistemas de alta sulfuración es habitual el enriquecimiento en sulfuros de cobre, así como la presencia de sulfosales de tipo enargita-luzonita y tennantita-tetraedrita, que comúnmente se encuentran ausentes en los sistemas de baja sulfuración. Es posible encontrar cantidades considerables de electrum y oro nativo, además de cristales de azufre nativo, bornita, calcosina, covelita, y una clara ausencia o escasez de carbonatos y telururos. Los metales predominantes en esta subtipología son el Au, Cu y As con menor concentración de Ag, metales base, Bi, Te, Pb y Hg [White y Hedenquist; 1995; Camprubí, et al., 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003].

La textura de cuarzo vuggy dentro de cuerpos masivos suele contener cantidades importante de sulfuros, aunque también es común encontrar cuarzo masivo o de grano fino asociado a la mena diseminada. En este tipo de sistemas la calcedonia es rara o ausente; son comunes las vetas bandeadas y los sulfuros masivos [Camprubí, et al., 2003].

4.4.2. Epitermales de Sulfuración Intermedia

Desde la definición de la tipología de yacimiento en 1933, sólo se consideraban dos subtipologías, vistas como *end-members* de un mismo proceso metalogénico. Sin embargo, el análisis de las variaciones en los estilos de deposición, desde el ambiente tectónico hasta la mineralogía del yacimiento, ha permitido identificar una tercera subtipología. Esta subtipología, denominada epitermales de sulfuración intermedia (IS, por sus siglas en inglés), constituye una categoría de yacimiento de características compartidas entre los sistemas de baja y alta sulfuración.

Estos sistemas suelen desarrollarse en regímenes de esfuerzos que tienden a ser ligeramente extensionales. A diferencia de los sistemas de alta sulfuración, esta subtipología sólo presenta asociación espacial con pórfidos ocasionalmente pero es común que se encuentren espacial y genéricamente relacionados a los sistemas de alta sulfuración, la asociación con sistemas HS puede resultar de la reducción y neutralización progresiva de los fluidos mineralizantes como consecuencia a la interacción fluido-roca, proceso que afecta las concentraciones de HCl, SO₂ y H₂S y, en consecuencia, condiciona las concentraciones de metales en el fluido. La transición de epitermal HS a epitermal IS puede ser un proceso análogo al de transición pórfido cuprífero a epitermal HS [Sillitoe y Hedenquist, 2003; Einaudi, et al., 2003].

Los sistemas de sulfuración intermedia se caracterizan por la mezcla de características mineralógicas y geoquímicas de los sistemas de baja y alta sulfuración indicativa de estados de oxidación del azufre intermedios, en los que es posible el desarrollo de minerales como la calcopirita y tetraedrita-tennantita en asociación con esfalerita pobre en Fe, y cantidades apreciables de arsenopirita y pirrotita [Sillitoe y Hedenquist, 2003].

Las rocas encajonantes pueden ser de cualquier tipo, sin embargo, se ha observado que en los sistemas de sulfuración intermedia asociados a epitermales de alta sulfuración las rocas encajonantes son, en la mayoría de las ocasiones, rocas volcánicas de composición intermedia con una predominancia local de rocas riolíticas [Sillitoe y Hedenquist; 2003].

El yacimiento suele presentarse en vetas, como relleno de cavidades y, en menor medida, como *stockwork* o diseminado.

Controles metalogénéticos: Vulcanismo asociado y naturaleza de los fluidos mineralizantes

Los sistemas epitermales de sulfuración intermedia ocurren en ambientes similares a los de alta sulfuración, caracterizados por un vulcanismo andesítico-dacítico, sin embargo, en estos predomina el vulcanismo riolítico a escala local.

Sobre los fluidos mineralizantes se conoce poco, sin embargo la formación de *lithocap* en algunos de estos sistemas indican una naturaleza ácida de los fluidos mineralizantes, similar a la de los sistemas de alta sulfuración, aunque posiblemente de menor acidez. Las profundidades de formación de estos sistemas varían entre 300 y 800 m, con temperaturas por encima de los 220-230 °C [Hedenquist, 2013].

Alteración: mineralogía, texturas y distribución

Las texturas de esta subtipología incluyen vetas con cristales proyectados hacia el centro de la cavidad, carbonatos de Mn y Fe asociados con silicatos, y una abundancia de sulfuros variable entre el 5 y 20 % en volumen [Sillitoe y Hedenquist, 2003].

Los minerales de alteración comúnmente son sericita, cuarzo, rodocrosita, barita, anhidrita, y pueden o no contener adularia; esta asociación indica altas temperaturas y ebullición limitada, que a su vez sugiere un ambiente de formación profundo, respecto a los sistemas de baja sulfuración [Sillitoe y Hedenquist; 2003]. En ocasiones suele desarrollarse la alteración argílica avanzada, distribuida sólo localmente.

Mineralogía de mena y texturas. Aunque estos depósitos constituyen una mezcla de sulfuros y sulfosales de condiciones intermedias, la mineralogía de mena es dominada por esfalerita con bajas concentraciones de FeS, galena, tetraedrita-tennantita y calcopirita, asociado a esta paragénesis se encuentran Au y Ag en concentraciones variables [Sillitoe y Hedenquist; 2003]. Dadas las asociaciones minerales que se presentan, esta subtipología también se conoce como epitermales de Au-Ag±Pb±Zn. Este tipo de yacimientos se encuentran enriquecidos en sulfuros que se presentan como precipitados en vetas bandeadas, brechas mineralizadas y cristales de cuarzo en peine como relleno de

vetas [Hedenquist, 2013].

4.4.3. Epitermales de Baja Sulfuración

En los sistemas de baja sulfuración el azufre se presenta en especies reducidas como HS^- y H_2S , en fluidos típicamente neutros. Este tipo de sistemas están caracterizados por la asociación adularia-sericita, por lo también son conocidos como de tipo adularia-sericita [White y Hedenquist, 1995; Sillitoe y Hedenquist, 2003].

Los sistemas de baja sulfuración se desarrollan comúnmente en ambientes en los que predomina un régimen extensional que favorece la formación de vulcanismo bimodal; tal es el caso de zonas de rift o extensión de antearco, intra-arco y trasarco. El *rifting* en zonas de subducción suele ser atribuido al *roll-back* del slab de subducción, subducción oblicua, slab windows, levantamiento astenosférico, extensión por colapso tectónico o actividad de puntos calientes, según las características observadas en el sitio de estudio [Sillitoe y Hedenquist; 2003].

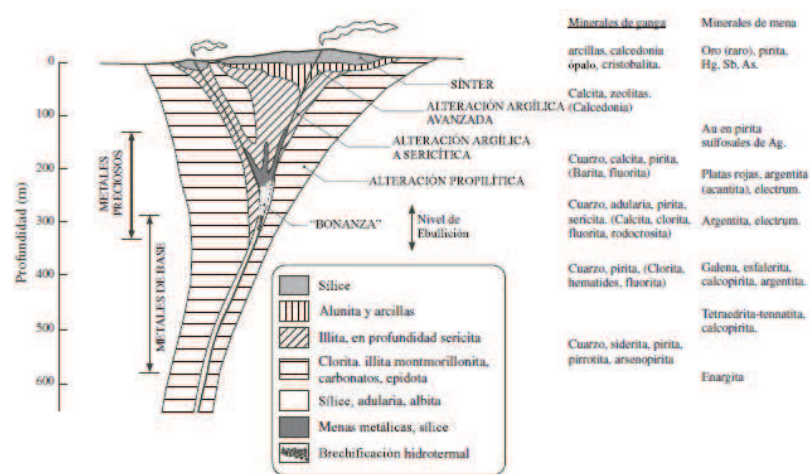


FIGURA 4.3: Esquema general de la distribución de la mineralización y las paragénesis de alteración en sistemas de baja e intermedia sulfuración. Camprubí y Albinson, 2006.

Los sistemas de baja sulfuración presentan profundidades de formación de menos de 300 y hasta 500 m, con temperaturas por debajo de 220-230 °C [Hedenquist, 2013]. Las rocas encajonantes de los sistemas de baja sulfuración pueden ser de cualquier tipo, comúnmente con alteración propilítica extensa. La geometría del yacimiento es tabular de tamaño variable, debido al fuerte control estructural del mismo [Camprubí, et. al., 2003; White y Hedenquist, 1995]. La mineralización principalmente se encuentra en

vetas, rellenos de cavidades y en stockwork. La diseminación y reemplazamiento de la mena es mucho menor, respecto a los sistemas de alta sulfuración [White y Hedenquist; 1995; Hedenquist, 2013].

Controles metalogenéticos: Vulcanismo asociado y naturaleza de los fluidos mineralizantes

Los sistemas epitermales de baja sulfuración son considerados sistemas hidrotermales fósiles cuyos fluidos depositaron minerales en un rango de temperaturas de 180 a 230 °C, equivalente a un sistema de aguas termales subterráneas a una profundidad entre de 100 a menos de 800 m [White y Hedenquist, 1995; Giggenbach, 1992]. En estos sistemas la temperatura decrece con la profundidad y con la distancia al conducto principal [Hedenquist, et al., 2001].

Los yacimientos de esta categoría están asociados a fluidos muy diluidos, de baja salinidad y pH cercano a neutro; la salinidad media se mantiene por debajo del 2% en peso equivalente de NaCl [Sillitoe y Hedenquist; 2003]. Diversos estudios isotópicos realizados en sistemas hidrotermales actuales de pH neutro han mostrado que el fluido dominante en este tipo de sistemas es el agua meteórica, con menor aporte de fluidos magmáticos, y presentan características similares a las observadas en inclusiones fluidas de sistemas de epitermales de baja sulfuración [Giggenbach, 1992; Sillitoe y Hedenquist, 2003]. Análisis y modelos análogos indican que los fluidos ascienden hasta las zonas permeables someras y ebulen produciendo vapor enriquecido en CO₂ y H₂S, que se condensa al llegar a la zona vadosa produciendo aguas ácido sulfatadas calentadas por vapor, a temperaturas por encima de los 100 °C [White y Hedenquist; 1995].

Las mejores estimaciones de la paleo temperatura del sistema hidrotermal se han obtenido a partir del análisis de las temperaturas de estabilidad de las arcillas que conforman la alteración argílica asociada a estos yacimientos. Se ha observado que la esmectita es estable a temperaturas por debajo de los 160 °C, mientras que la intercalación illita-esmectita indica un rango de temperatura de 160 a 220 °C, al superar los 220 °C sólo es estable la illita, y es común encontrarla en asociación con adularia. Otros minerales sensibles a las variaciones de temperatura son las zeolitas, estables generalmente a temperaturas menores a 220 °C (excepto la wayrakita); indicador de mayor temperatura es la epidota, estable entre los 200 y 240 °C [White y Hedenquist; 1995]. Estos minerales son comúnmente utilizados como geotermómetros en el análisis de los sistemas hidrotermales actuales de pH neutro.

Alteración: mineralogía, texturas y distribución La alteración de este tipo de sistemas es menos intensa respecto a los sistemas de alta sulfuración debido principalmente al pH neutro de los fluidos mineralizantes. El tipo de alteración característico de estos sistemas es adularia-sericita con una zonación de tipo cuarzo/calcedonia-calcita-adularia-sericita-clorita.

Los minerales de alteración hidrotermal de este tipo de sistemas son principalmente illita, arcillas, calcedonia, adularia y calcita; esta asociación es producto de la reacción de aguas meteóricas con pH neutro o cercano a neutro en equilibrio con el entorno [Hedenquist, 2013]. Estudios detallados de barrenos y afloramientos han mostrado que la alteración en estos sistemas se distribuye en forma de halos elongados centrados en el paleo conducto principal, encontrándose illita y/o illita esmectita en las zonas más cercanas al conducto y un aumento en la proporción de esmectita y la gradual desaparición de la illita con el aumento en la distancia al conducto [White y Hedenquist; 1995].

Un rasgo distintivo es la presencia de calcedonia en bandas o botroidal, aunque también es común encontrar cuarzo criptocristalino asociado con adularia de grano fino y calcita; con illita y/o esmectita asociada [Camprubí, et. al., 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003].

Mineralogía de mena y texturas.

En el caso de los sistemas de baja sulfuración el entorno es principalmente reductor y neutro por lo que predominan minerales de mena como la esfalerita y la arsenopirita, escasos o ausentes en los sistemas de alta sulfuración. Otros sulfuros clave en la distinción de este tipo de yacimiento son la marcasita, sulfosales de plata, argentita, calcopirita y la abundancia relativa de telururos y seleniuros. El contenido de oro nativo, cobre y aleaciones naturales es escaso fuera de la zona de bonanza, los sulfuros son escasos en relación al volumen del yacimiento [White y Hedenquist; 1995; Camprubí, et. al., 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003; Hedenquist, 2013].

Los sistemas de baja sulfuración presentan una gran variedad de texturas, tales como las vetas bandeadas, vetas de calcedonia, cavidades con rellenos en drusa y brechas hidráulicas, calcita celular (evidencia de ebullición) y, en sistemas poco erosionados, depósitos de sílice amorfo. Los metales predominantes en los epitermales de baja sulfuración con Au, Ag, Pb, Zn, con cantidades variables de Cu, Sb, As, Te, Se, Mo, Bi y Hg [White y Hedenquist; 1995; Hedenquist, et al., 2001].

Se ha observado que la mayor acumulación de minerales de mena ocurre dentro y alrededor de los conductos principales, en éstos se observa un aumento de la temperatura con la profundidad, además de un decremento de la misma con la distancia al conducto principal por el que circularon los fluidos termales; estas relaciones se han medido en sistemas hidrotermales neutros actuales y se han obtenido resultados similares analizando los rangos de pH-temperatura de los minerales de mena y de alteración de sistemas antiguos [White y Hedenquist; 1995].

CUADRO 4.1: Tabla descriptiva de las principales características de las subtipologías de yacimientos epitermales

Tipología	Naturaleza de los fluidos	Ambiente tectónico y régimen de esfuerzos	Tipos de rocas asociadas	Alteración índice	Mena	Minerales índice de la tipología	Temperatura de formación (°C)	Profundidad de formación (m)	Geometría del yacimiento	Texturas índice
Baja Sulfuración (LS)	Aguas meteoricas con poco o nulo aporte de fluidos magmáticos, de pH neutro; salinidad comúnmente menor al 2%wt NaCl eq.	Zona de subducción: antearco y trasarco en régimen de extensión. Pueden desarrollarse también en zonas de rift en etapas tempranas.	Vulcanismo bimodal. Rocas de composición basáltica y riolíticas asociadas.	Argílica: asociaciones de caolinita, esmectita con adularia y sericita y carbonatos. Barita rara, predomina la fluorita localmente.	Sulfuros y sulfosales de plata, plomo y zinc. Au nativo poco abundante. Teluros y seleniuros comunes.	Adularia precipitada en cavidades o en veta, carbonatos abundantes, seleniuros, teluros, sulfosales de plata y abundancia de arsenopirrita y esfalerita.	180-230.	<300-500	En vetas, filones, zonas de bonanza y rellenos de cavidades, en ocasiones stockwork.	Sinter de sílice en superficie, vetas de calcedonia en bandas o botroidal asociada con esmectita y adularia de grano fino.
Sulfuración Intermedia (IS)	La formación de lithocap en algunos yacimientos indica su relación con fluidos ácidos semejantes a los de los sistemas HS.	Zonas de subducción, antearco, intraarco y trasarco en régimen de esfuerzos neutros o ligeramente extensional	Rocas ígneas de composición andesítica a riolítica; comúnmente asociados a las secuencias volcánicas. Localmente dominado por vulcanismo riolítico.	Sericita, adularia poco común o muy fina. Cuarzo en drusa como relleno de veta. Carbonatos comunes incluyendo las especies de Fe. Barita sólo a escala local.	Sulfuros, siendo los principales esfalerita, galena, tetraedrita, tennantita, calcopirita.	Coexistencia de calcopirita, tetraedrita-tennantita con esfalerita pobre en Fe, arsenopirrita y pirrotita	Mayores a 220	300 a 800	En vetas y diseminados, a algunos asociados a pórfidos	Cuarzo en drusa o en peine como relleno de vetas. En ocasiones con lithocap asociado.
Alta Sulfuración (HL)	Fluidos magmáticos mezclados con aguas meteoricas en proporciones diversas, de pH entre 0 y 3, de salinidad media de 2-4%wt Na Cl eq.	Zonas de subducción, antearco, intraarco y trasarco en régimen de esfuerzos neutros o ligeramente extensional	Rocas ígneas de composición andesítica a riolítica; comúnmente asociados a las secuencias volcánicas.	Alteración argílica avanzada: caolinita, profilita (en profundidad), alunita, dickita, con cantidades variables de turmalina, cuarzo, topacio, illita y esmectita. Barita abundante.	Sulfuros y sulfosales, con predominancia de minerales de Cu de la serie Tennantita-Tetraedrita, asociados a Au nativo y electrum.	Ausencia de carbonatos y adularia. Común la presencia de enargita-luzonita, tennantita-tetraedrita, azufre nativo y electrum	100-320	500-2000	Mineralización diseminada en la roca encajonante con vetillo local, en brechas y reemplazamientos.	Formación de lithocap en superficie; cuarzo vuggy en profundidad.

4.5. Enriquecimiento supergénico

4.5.1. Definición

Se conoce como *enriquecimiento supergénico* al proceso de enriquecimiento *in situ* de metales como Cu, Zn, Ag y Au en respuesta a un proceso de intemperismo. Este proceso se puede desarrollar en cualquier ambiente superficial en donde las aguas meteóricas oxidantes y ácidas son capaces de desestabilizar los sulfuros y lixiviar metales [Robb, 2005].

Una definición formal es propuesta por Guilbert y Park (1995), "el enriquecimiento supergénico ocurre cuando ácidos oxidantes disuelven iones metálicos de la protomena y los redepositan en áreas básicas, más reducidas, es decir, por debajo del nivel freático. Esto resulta en una zona oxidada en la cima (*gossan*, una zona supergénica debajo y una zona hipogénica (protomena) por debajo de la supergénica" [Harraz, 2012].

Las principales reacciones químicas involucradas en la formación de zonas de enriquecimiento supergénico son la oxidación y la hidrólisis de los sulfuros, que suelen ocurrir en la zona superior de los perfiles de intemperismo [Robb, 2005].

4.5.2. Desarrollo de un zoneamiento supergénico

Este proceso involucra una serie de reacciones complejas que resultan en un zoneamiento mineralógico del sistema enriquecido como se muestra en la figura ???. En ésta se muestra el esquema básico de un depósito de Cu que es oxidado y lixiviado, dejando un patrón mineralógico particular del enriquecimiento supergénico.

Idealmente, durante el enriquecimiento supergénico se generan tres zonas: (1) una zona oxidada, (2) una zona supergénica y (3) una zona hipogénica, además del desarrollo del **gossan** u otros tipos de cubiertas [Harraz, 2012].

Zona Oxidada

Se conoce como zona oxidada a la región por encima del nivel freático en un depósito mineral, en que ocurre la oxidación de los minerales de mena primarios. Los efectos de la oxidación pueden y suelen extenderse más allá de la zona de oxidación. Esta zona suele contener una capa enriquecida en óxidos e hidróxidos de Fe,

así como una región empobrecida en metales como resultado de la removilización de éstos a través de las aguas meteóricas [Harraz, 2012].

Gossan

En un depósito de Cu, la calcopirita es el sulfuro predominante, y su descomposición como resultado de la interacción con aguas meteóricas produce iones de Cu solubles que son transportados en estas aguas hacia niveles más profundos, lixiviando la zona superior del regolito dejando tras de sí una zona enriquecida en óxidos e hidróxidos de Fe como goethita/limonita así como en cuarzo. Esta zona suele identificarse por presentar colores llamativos en tonos de rojos a amarillos, indicadores de la oxidación y comúnmente es conocida como *gossan* o sombrero de Fe [Robb, 2005; Harraz, 2012].

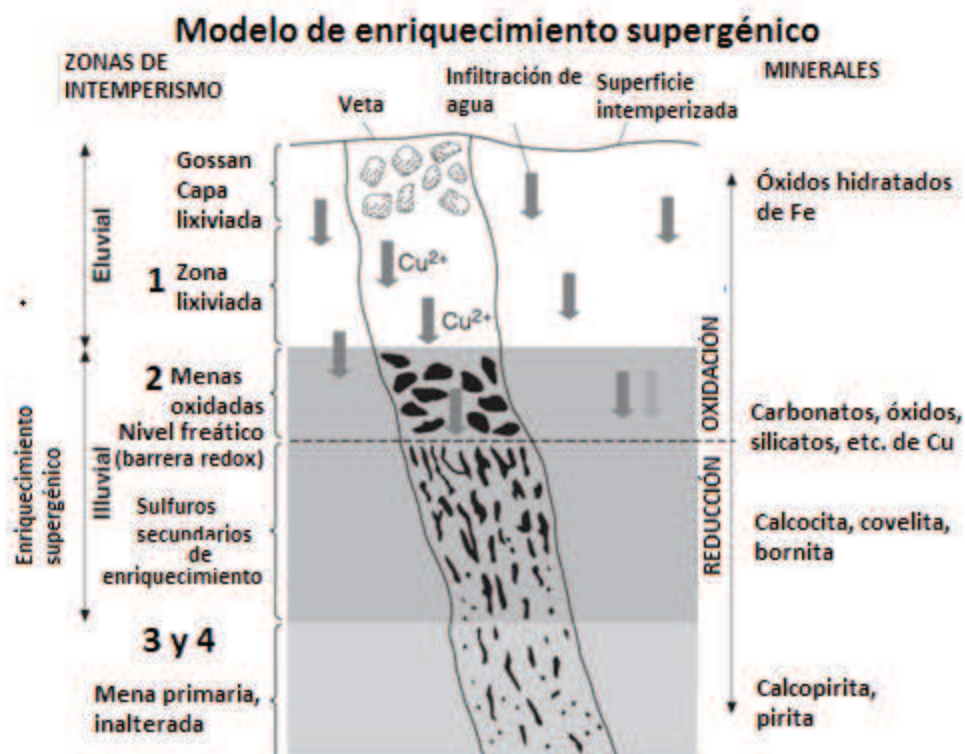


FIGURA 4.4: Esquema general de desarrollo de zonas en un yacimiento de Cu con enriquecimiento supergénico o secundario. Robb, 2005

Zona lixiviada

La disolución de iones metálicos produce la acidificación de las aguas, favoreciendo la disolución de los minerales de mena primarios. Este fenómeno produce que debajo del gossan se desarrolle una región empobrecida en metales, como resultado

de la lixiviación agresiva de los metales.

Zona de enriquecimiento supergénico

Mena oxidada/Zona supergénica

A medida que las aguas meteóricas enriquecidas en iones metálicos se percolan a mayor profundidad, las condiciones pasan de ser oxidantes a reducidas, en parte como resultado de la neutralización de los fluidos ácidos por la interacción con la roca encajonante, produciendo la precipitación de los metales en nuevas especies minerales.

La precipitación de los metales suele desarrollarse inmediatamente por debajo de la zona oxidada; a esta zona se le conoce comúnmente como *zona supergénica*.

La zona supergénica es entonces aquella región en que los metales son re depositados por los fluidos percolados en profundidad, desde la zona oxidada. Comúnmente esta región presenta una geometría tabular y estrecha, desarrollada justo debajo del nivel freático, el cual funciona como barrera de los procesos de óxido-reducción.

La mineralogía desarrollada en esta región es muy compleja y puede incluir una gran variedad de óxidos, carbonatos, silicatos, sulfatos, arseniatos, fosfatos sí como oxihidróxidos de los metales lixiviados, siendo el más común el Cu [Robb, 2005; Harraz, 2012].

Enriquecimiento en sulfuros secundarios

Ocasionalmente, además de las nuevas especies minerales puede ocurrir el remplazamiento de los metales en sulfuros, por ejemplo el remplazamiento de Fe por Cu en pirita para formar calcopirita. Este fenómeno suele ocurrir en entornos aún más reducidos, en que las fases de sulfuro son aún estables. Minerales indicadores de esta sustitución son la asociación de calcocita, bornita y covelita, resultado de la sustitución de cobre en pirita, calcopirita y otros [Robb, 2005].

Cuando las soluciones enriquecidas en metales penetran bajo el nivel freático los metales contenidos pueden precipitar en forma de sulfuros secundarios para dar

origen a la zona de enriquecimiento en sulfuros supergénicos [Harraz, 2012].

Zona hipogénica o primaria

Mena inalterada

Finalmente, la región que no es afectada por los fluidos oxidantes, donde las fases minerales primarias permanecen estables se reconoce como zona hipogénica o primaria. En esta región la alteración supergénica no ha tenido efecto, por lo que presenta la asociación mineralógica original del yacimiento. Minerales comunes de esta zona son la pirita, calcopirita, esfalerita y bornita [Robb, 2005, Harraz, 2012].

4.5.3. Importancia del enriquecimiento supergénico



FIGURA 4.5: Fotografía regional del área de estudio en la que se observa la traza de una falla mayor que sobresale por su coloración rojiza.

Implicaciones para la exploración

El enriquecimiento supergénico favorece el oscurecimiento y los cambios texturales en el yacimiento, así mismo el esparcimiento de los óxidos de Fe pueden causar la desviación del yacimiento al esparcirse hasta zonas estériles, así mismo puede causar una falsa estimación inicial del recurso (puede aparentar mucho donde en realidad hay poco recurso). Sin embargo, también puede producir zonas de bonanza en donde se re-depositan los metales, indican zonas de alineación de estructuras

principales (figura 4.5) y, sobre todo, aumentar las leyes de un yacimiento que de otro modo no sería económicamente explotable [Farooq, 2002; Robb, 2005].

Implicaciones metalúrgicas

El enriquecimiento supergénico produce cambios profundos y de gran importancia en los depósitos minerales, ya que la oxidación de la mena produce cambios estructurales mayores en la mineralogía [Farooq, 2002].

La principal consecuencia de ello es que las nuevas fases minerales formadas a partir de especies lixiviadas y oxidadas requieren un tratamiento metalúrgico distinto para su extracción, condicionando la factibilidad de un depósito mineral. En general, la transformación de sulfuros de Cu en carbonatos, óxidos y sulfatos suele reducir los costos de beneficio de este tipo de menas, haciendo factible un yacimiento que en condiciones originales no lo sería [Farooq, 2002].

Capítulo 5

Sistema epitermal Alacrán-San Francisco

5.1. Introducción

El distrito minero de Bolaños es uno de los sitios de mayor importancia histórica por la actividad minera desarrollada en él desde la Colonia hasta nuestros días. En este distrito se localiza un yacimiento epitermal de características particulares cuyas características estructurales y mineralógicas reflejan un origen y evolución complejos. Este yacimiento mineral es explotado actualmente por la mina El Alacrán, y de acuerdo con las estructuras mineralizadas se divide en dos áreas: Alacrán y San Francisco, siendo la veta Alacrán la principal estructura durante los inicios de la explotación. La estratigrafía, tipo de mineralización y características de las estructuras principales del yacimiento El Alacrán fueron descritos por primera vez por Lyons (1988), cuyo estudio ha sido la principal referencia sobre el yacimiento hasta la fecha.

La mina El Alacrán se localiza a 3 km al noreste del poblado Huilacatlán, en el sector centro-norte del Graben de Bolaños. En ella se explotan el yacimiento mineral de mayor importancia en el distrito, conformado por un sistema de vetas epitermales enriquecidas en Ag, Pb y Zn, con valores de Au y Cu. Estructuralmente el yacimiento se encuentra emplazado en un horst perteneciente a un sistema de fallamiento normal NE-SW oblicuo al sistema N-S que define los límites estructurales del graben de Bolaños.

El yacimiento El Alacrán se encuentra conformado principalmente por dos vetas, la veta San Francisco y la veta Alacrán, con rumbos N60°E y N30°E, respectivamente (figura 5.12). Estas vetas presentan una longitud mínima de 500 m, cada una, con una potencia media de 3 m que puede llegar a ensancharse hasta 10 m en la sección central de las estructuras.

La mineralización consiste en bandas de galena argentífera, esfalerita, covelita, calcopirita y sulfosales de plata, mientras que los principales minerales de ganga consisten en bandas de fluorita y calcedonia intercaladas con bandas de sulfuros.

Dadas las características mineralógicas, litológicas y estructurales, el yacimiento explotado en la mina El Alacrán ha sido clasificado como un epitermal de baja sulfuración [Albinson et al., 2001; Camprubí y Albinson, 2007; Canet et al., 2011] de ≈ 24 Ma, encajonado en rocas volcánicas oligocénicas, siendo las principales rocas encajonantes las unidades Bolaños y Tobas Soldadas Tempranas, éstas últimas fechadas en 30 Ma por Mata-Castillo, 2018 .

En este capítulo se presenta una descripción de las estructuras explotadas en la mina El Alacrán, la mineralogía de mena y ganga, geometría del yacimiento, el zoneamiento mineral y la distribución espacial de la alteración hidrotermal asociada.

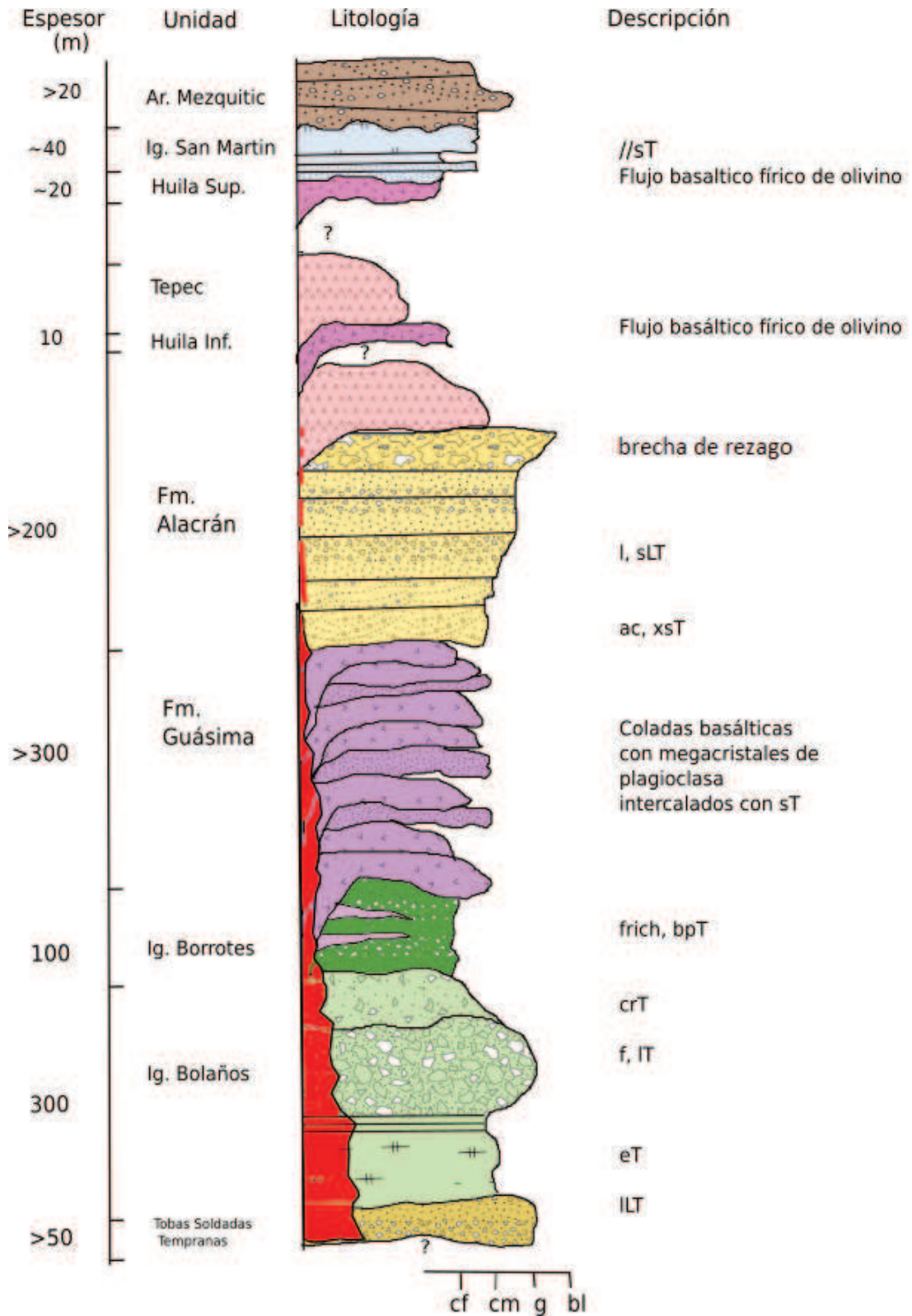


FIGURA 5.1: Columna estratigráfica de las rocas encajonantes de la mineralización epitermal en la mina El Alacrán.

5.2. Secuencia Encajonante

El yacimiento explotado presenta un fuerte control estructural que ha permitido definir con claridad el sistema encajonante y dividirlo en secuencias encajonantes del bloque de piso y secuencias encajonantes del bloque de techo, de acuerdo con su posición respecto a la veta (figura 5.2).

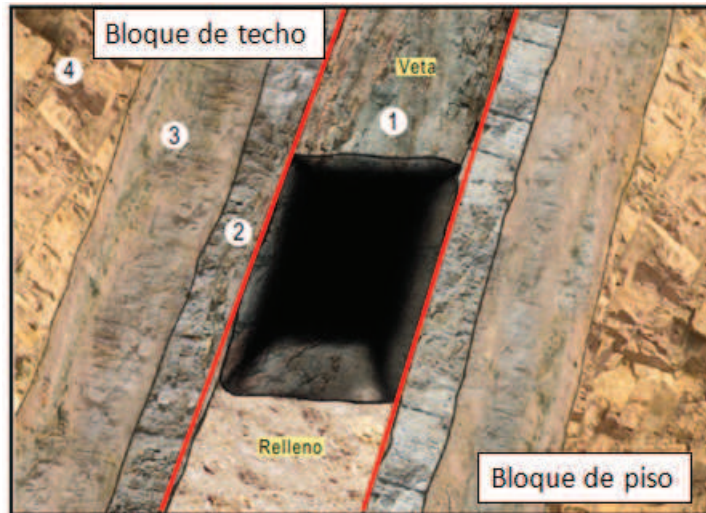


FIGURA 5.2: Esquema de una obra minera en sección transversal con el zoneamiento clásico de alteración de una veta hidrotermal. 1. Zona mineralizada. 2. Zona de alteración argílica. 3. Zona de alteración propilítica. 4. Roca intacta.

Las estructuras mineralizadas se encuentran encajonadas en una secuencia volcánica ignimbrítica del Oligoceno-Mioceno [Ramos-Rosique, 2013; Ferrari et al., 2017]. Las principales unidades encajonantes en el distrito son las Tobas Soldadas Tempranas, Ignimbrita Bolaños y, en menor medida, las unidades Borrotes y Guásima. La alteración hidrotermal, sin embargo, se extiende hasta la superficie afectando a las secuencias de lavas riolíticas emplazadas sobre la Ignimbrita Alacrán.

A escala yacimiento, las principales secuencias encajonantes son las unidades Tobas Soldadas Tempranas (TST), Bolaños, Borrotes, Guásima e intrusiones riolíticas pertenecientes a Alacrán Superior.

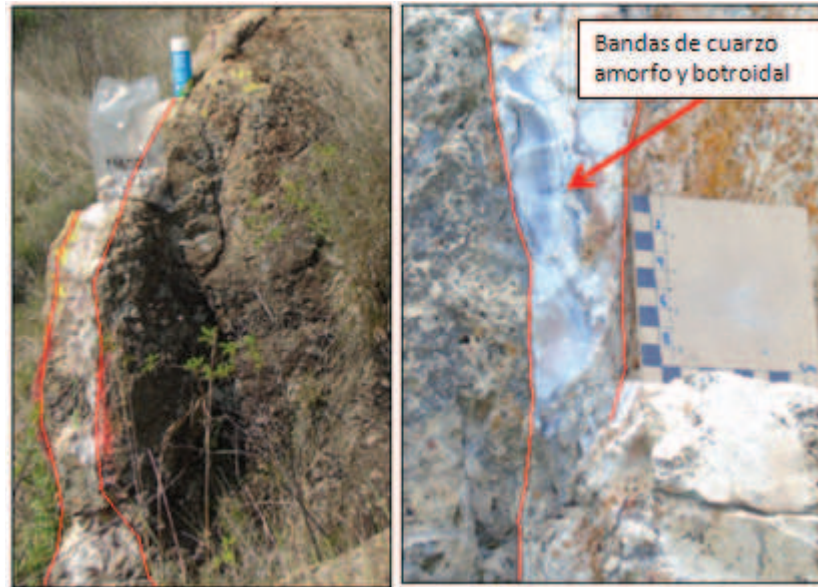


FIGURA 5.3: Fotografías de las vetillas de calcedonia en superficie encajonadas en la Ig. Alacrán y los domos riolíticos de la Fm. Alacrán.

5.2.1. Bloque de piso

Las secuencias encajonantes del bloque de piso en mina El Alacrán son principalmente las ignimbritas soldadas Tobas Soldadas Tempranas y Bolaños en los niveles centrales y más profundos de la mina. Sin embargo, se han observado diques riolíticos paralelos a la mineralización, de gran espesor también en el bloque de piso en algunos sectores del yacimiento El Alacrán. Estos diques suelen asociarse principalmente a la veta Alacrán aunque también se han localizado en algunos niveles de la veta San Francisco. Las texturas, contenido de cristales y estructuras de estas intrusiones riolíticas han permitido identificar a estos magmas como flujos asociados a los domos y diques del miembro superior de la Formación Alacrán.

Estudios geocronológicos han permitido asociar una edad magmática a las Tobas Soldadas Tempranas de 30.02 ± 0.24 Ma [Mata-Castillo, 2018], mientras que la ausencia de circones y el alto grado de alteración en los afloramientos de la Ignimbrita Bolaños han impedido el fechamiento de esta unidad. Por otra parte, diversos fechamientos realizados en domos y diques riolíticos en la región [Ramos-Rosique, 2013; Mata-Castillo, 2018] permiten acotar la edad de las intrusiones riolíticas asociadas a la mineralización a 25–23.73 Ma.

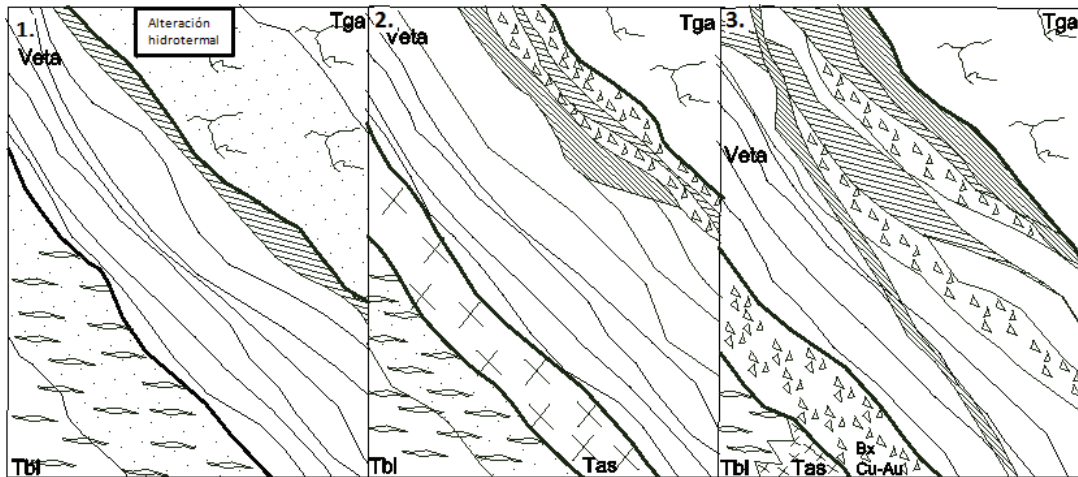


FIGURA 5.4: Modelos de las variaciones del sistema encajonante del yacimiento. 1. Roca del bajo es la Ig. Bolaños (Tbl) con una alteración parcial seguida por la veta, al alto se encuentra material de falla de poco espesor y enseguida la roca encajonante de techo, comúnmente los basaltos Guásima (Tga). 2. Modelo más común en veta Alacrán, se observa la secuencia Bolaños moderadamente alterada seguida por una intrusión riolítica de la secuencia Alacrán (Tas) paralela a la veta, después se observa la mineralización sobre la que se desarrollan múltiples capas de roca de falla que cubren la roca encajonante de techo. 3. En el modelo más complejo la roca de piso puede ser tanto la ignimbrita Bolaños (Tbl) como las intrusiones riolíticas (Tas) en contacto por falla con la brecha de falla denominada brecha Cu-Au, sobre la cual se puede observar la veta que es afectada por múltiples capas de roca de falla que impiden el afloramiento de la roca encajonante de techo.

5.2.2. Bloque de techo

Así mismo, el bloque de techo en este yacimiento es poco conocido en rebajes y obras de desarrollo en general debido a la presencia continua de una o varias capas de jaboncillo de falla de espesor variable desde unos cuantos centímetros hasta más de 2 m, este material impide en la mayoría de las obras el afloramiento de las secuencias encajonantes que dominan el bloque de techo.

Sin embargo, en las pocas obras en que el material de falla es de muy bajo espesor o que se han desarrollado netamente en el bloque de techo afloran principalmente basaltos de diferente grado de alteración identificados como flujos de la Formación Guásima.

Por otra parte, la información de los núcleos de barrenación indica que las principales unidades en el bloque de techo son la Toba Borrotes y la Formación Guásima. Esta información ha podido ser corroborada en campo en los niveles 1530 y 1680.

El fechamiento Ar-Ar de uno de los flujos de la unidad Guásima realizado por Mata-Castillo (2018) arrojó una edad de enfriamiento de 24.84 ± 0.29 Ma.

5.2.3. Unidades informales: Materiales de falla

Además de las unidades litológicas formalmente establecidas, las rocas de falla formadas alrededor de las estructuras principales como son las diferentes capas de jaboncillo y brechas de falla también forman parte fundamental del complejo encajonante del yacimiento, por lo que se agrupan y describen en este apartado.

Salbanda de falla Como se describió previamente, una parte fundamental del bloque de techo son las diferentes capas de salbanda de falla que funcionan como roca caja en el techo de la mayoría de las obras de producción en interior mina (figura 5.5). Estas rocas suelen presentarse en capas paralelas a la veta en espesores variables a lo largo de la estructura, que pueden ir desde unos cuantos centímetros hasta más de dos metros en los sectores más amplios. En general, se presentan como láminas delgadas y extremadamente frágiles de roca molida finamente en colores verde olivo, verde negruzco, amarillo y rojizo; se caracterizan por estar presentadas un alto grado de foliación y la formación de múltiples espejos de falla.



FIGURA 5.5: Fotografía de distintos materiales de falla sobrepuestos.

Brechas de falla

Además de las múltiples capas de salbanda de falla, se han identificado diversas brechas de falla, tanto en el bloque de piso como en el bloque de techo, formadas

principalmente por fragmentos de tamaño variable de rocas volcánicas y veta embebidos en una matriz arenosa-arcillosa.

Brecha Cu-Au

Una de las unidades litológicas de mayor importancia económica es una unidad informal definida en mina El Alacrán como Brecha Cu-Au, correspondiente a una brecha de falla post-mineralización que se ha identificado principalmente en el bloque de piso a diferentes niveles y con distinto espesor, llegando a ser en algunos sitios la principal unidad encajonante del bloque de piso.

La Brecha Cu-Au se distribuye de manera irregular en la zona minada más profunda del yacimiento, su expresión comienza a una profundidad aproximada de 600 m, en donde se presenta como un cuerpo irregular y paralelo a la veta de 10 a 15 cm de espesor.

El espesor de esta roca suele aumentar con profundidad, llegando a ser de hasta 20 m en la zona más profunda de la mina. Mientras que la continuidad lateral no ha sido identificada debido a la naturaleza de las obras mineras.

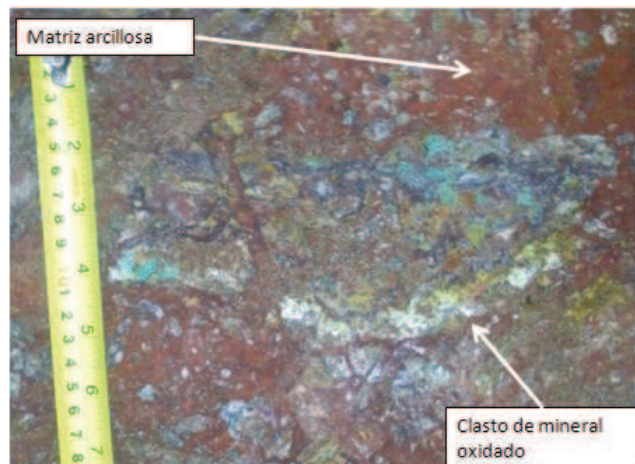


FIGURA 5.6: Fotografía de un clasto mineralizado parcialmente oxidado embebido en una matriz arcillosa.

La Brecha Cu-Au es una roca formada por clastos de roca encajonante intensamente alterada y clastos angulosos de sulfuros como galena y esfalerita parcialmente o completamente oxidados, además de calcopirita y bornita contenidos en una matriz arcillosa. Asimismo, se han identificado minerales como malaquita, azurita,

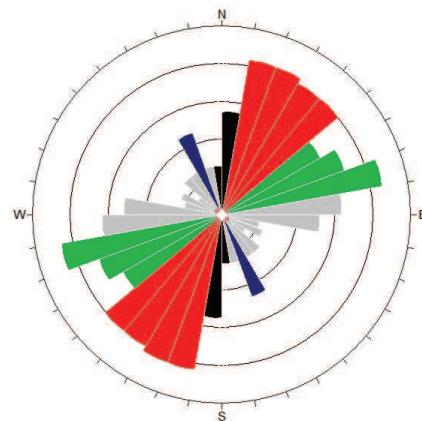
hemimorfita, entre otras variedades de minerales ricos en Cu y Zn relleno de cavidades en la brecha en algunos niveles.

5.2.4. Geología estructural

La recopilación de información estructural tanto en superficie como en interior mina permitió el reconocimiento de al menos cuatro sistemas de fallas en la región: el más antiguo consiste en un sistema de rumbo N30°W con echados de cerca de 50°, este sistema es desplazado parcialmente por un sistema de fallas normales de rumbo N60°E que buza hacia el NW con 30-55°, este sistema es cortado por un grupo de fallas de rumbo N30°E que buzan hacia el NW 50-70°, finalmente las fallas NE-SW son desplazadas por un sistema estructural de rumbo NNE-SSW cuyas fallas definen los límites laterales del graben de Bolaños.

De las cuatro familias de estructuras identificadas, sólo los sistemas NE-SW presentan mineralización, siendo la veta Alacrán la estructura mineralizada principal en el sistema NE30°SW, mientras que la veta San Francisco representa la mineralización del sistema estructural NE60°SW. Lyons (1988) describe brevemente cómo el descubrimiento de estas vetas es resultado de la exhumación de las mismas debido al levantamiento estructural del hombro oriente del graben, estableciendo la edad relativa de la mineralización a una etapa previa al fallamiento NNE-SSW y previo a la formación del graben de Bolaños.

FIGURA 5.7: Roseta de rumbos general elaborada con 542 datos adquiridos en superficie y en interior de mina. En azul se muestra el sistema de fallas más antiguo, en rojo y verde los sistemas de fallas mineralizados y en negro el último evento de fallamiento.



Estructuras mineralizadas

Las principales estructuras mineralizadas consisten en vetas de entre 4 y 10 m de potencia, de geometría tabular con desarrollo de ondulaciones a gran escala que definen lazos sigmoides que dividen a la mineralización en una estructura central con desprendimientos de algunos hilos de mineralización, separados por roca estéril o material de falla (figura 5.8).

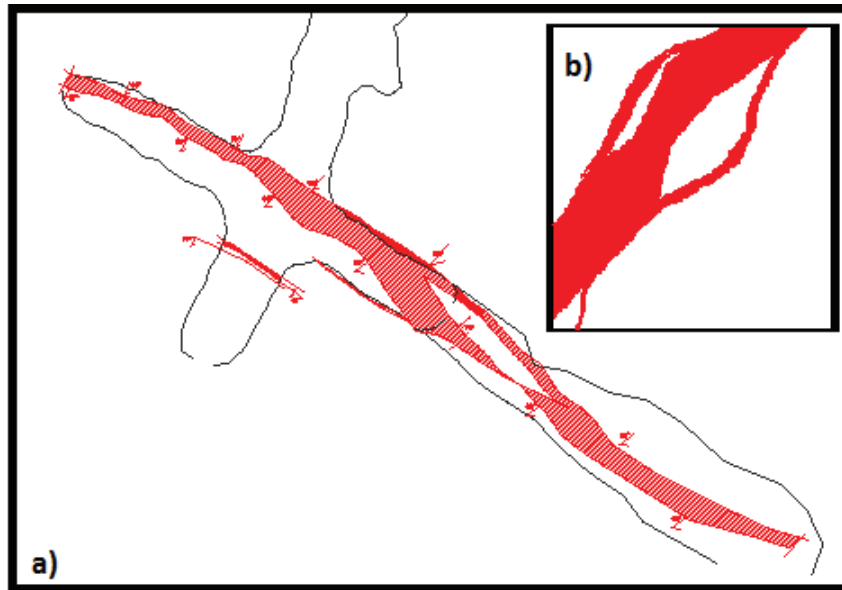


FIGURA 5.8: a) Esquema de un plan en planta en que se observan las ramificaciones de la mineralización en torno a una veta central. b) Sección transversal en la que se observan las ramificaciones de la veta.

Veta Alacrán La veta Alacrán es una estructura de más 600 m de longitud, con una potencia media de 4 m y una máxima de 6 m, tiene un rumbo general de N30 °E con un buzamiento promedio de 60° al NW. La mineralización se distribuye a lo largo de la veta como bandas centimétricas de sulfuros y sulfosales de plata, intercaladas con bandas de fluorita verde y blanca, calcedonia, y cuarzo amatista en peine.

En algunos sectores de esta estructura se ha observado el desarrollo de brechas en las que la mineralización forma clastos angulosos que posteriormente han sido cementados por cuarzo y fluorita, indicando más de un evento de mineralización para este yacimiento.

Así mismo, se han observado intrusiones de diques riolíticos delgados en un sector de la veta Alacrán, en los que se han observado rellenos de cavidades de pirolusita, magnetita y casiterita de características similares a los observados en la cima del Domo Tepec.

Veta San Francisco

La veta San Francisco es una estructura mineralizada de más de 700 m de longitud, con una potencia media de 3 a 4 m y que ha alcanzado los 8 m en la zona central. La veta San Francisco se emplaza en la falla del mismo nombre, y presenta un rumbo general de N60°E con un buzamiento promedio de 60° hacia el NW. En ésta, la mineralización se distribuye en bandas de sulfuros y sulfosales de Pb, Zn, Ag y Cu intercaladas con bandas de calcedonia, cuarzo amatista y fluorita.

A diferencia de la veta Alacrán, en esta estructura no se han observado intrusiones que corten a la mineralización, aunque los brechamientos con clastos de mineral cementados en fluorita y calcedonia son consistentes con los observados en la veta Alacrán.

Reactivaciones de los sistemas estructurales

La presencia de múltiples espejos de falla paralelos a la veta, brechas de falla que cortan o rodean a la mineralización, estrías de falla de más de 2 m de longitud, estructuras de herradura superpuestas en los planos de falla, así como la formación de calcita en peine en algunos planos indican una evolución estructural compleja previa, contemporánea y posterior a la mineralización.

El principal indicador de múltiples desplazamientos a lo largo de una misma estructura es la formación de diversa capas de cataclasitas de falla de diferente grado de trituración de roca, la superposición de los espejos de falla y la formación de brechas de falla.

La observación de un grupo de estructuras perteneciente a cada familia estructural identificada ha permitido establecer que las fallas Alacrán y San Francisco han sufrido múltiples reactivaciones a lo largo del tiempo, siendo mayor el efecto de estos fenómenos en la Veta San Francisco, en que el sistema encajonante del bloque de techo rara vez es expuesto debido a la gran cantidad de salbanda de falla desarrollada sobre la estructura.

5.2.5. Mineralogía de mena y ganga

Al igual que la evolución estructural, la mineralización de este yacimiento es compleja, variada y extensa. Los principales minerales de mena son sulfuros y sulfosales de Ag, Pb, Cu, Zn y Au, sin embargo gran parte de la mineralización se encuentra también como óxidos, sulfatos, carbonatos y silicatos (figura 5.9).

El estudio mineragráfico de la mena de sulfuros [Álvarez-Hernández, 1990 (no pub.)] indicó que los principales sulfuros de este yacimiento son galena argentífera, esfalerita, covelita, calcopirita, acantita, plata nativa y sulfosales de plata, intercaladas con bandas de fluorita y calcedonia.

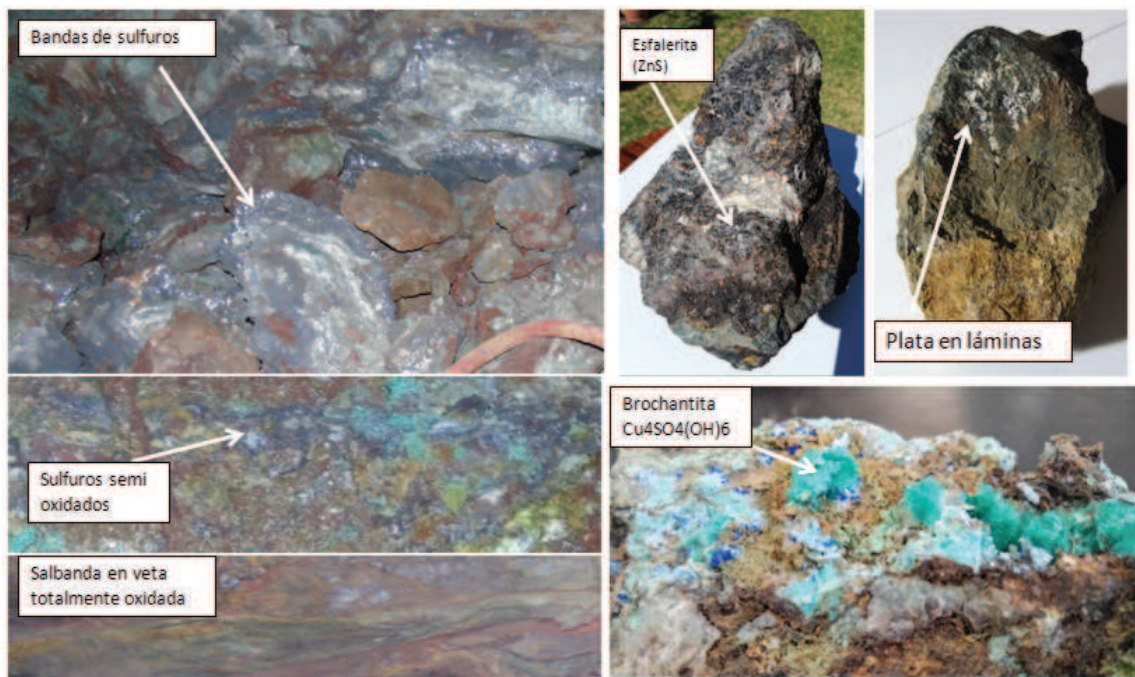


FIGURA 5.9: Fotografías de las vetas a distintos niveles y muestras de mano asociadas en las que se observa el cambio mineralógico a distintas profundidades del yacimiento.

La mineralización de sulfuros suele presentarse principalmente como bandas gruesas de color gris metálico a negro, sin embargo en algunos sectores se ha llegado a presentar como vetillas delgadas en rellenos de fracturas menores.

En los sectores en que la mineralización de sulfuros ha sido remplazada los minerales predominantes son malaquita, azurita, brochantita, calcita en cristales eudrales, hemimorfita, bornita y óxidos no identificados enriquecidos en Zn. Este

tipo de mineralización suele estar encajonado en roca de menor calidad, con un desarrollo mayor de arcillas en la roca encajonante.

Este tipo de mineralización suele presentarse en un sector bien identificado de la mina, y se puede observar una transición lateral y vertical de la mineralogía a lo largo del yacimiento, que a su vez nos permitió establecer el zoneamiento de la mineralización (5.15).

Distribución mineralógica

La observación e identificación de las distintas especies mineralógicas permitió establecer que existe un zoneamiento claro de la mineralización (figura ??) que divide al yacimiento en al menos cuatro sectores: (1) una zona sin sulfuros, en que la mineralogía de mena son principalmente óxidos enriquecidos en zinc asociados a una gran cantidad de óxidos y arcillas ricas en hierro, (2) una zona de transición o mezcla de sulfuros, óxidos, carbonatos y sulfatos caracterizada por la abundancia de carbonatos y sulfatos de Cu, Zn y Pb, mezclados con cantidades variables de sulfuros parcialmente alterados, (3) una tercera zona es identificada por la predominancia de sulfuros y sulfosales de Ag, Pb y Zn sobre el resto de los minerales, (4) finalmente la última zona conocida del yacimiento es formada por una región enriquecida en sulfuros de Cu y Zn con valores de Au que preserva las texturas originales del sistema hidrotermal.

Zona sin sulfuros: óxidos de Zn

En las zonas más someras del yacimiento, a profundidades menores a 300 m, se encuentra el sector más antiguo de la mina, actualmente caracterizado por la abundancia de óxidos de Zn como mena principal. En esta región la mineralización se presenta sobre todo como una masa arcillosa enriquecida en Zn y Fe con calcita botroidal y hojosa en relleno de cavidades.

Las texturas de veta (como el bandeamiento o los cristales en peine) están ausentes en esta región, sin embargo en el sector más somero de esta área se pueden observar brechas cuyos clastos son fragmentos angulosos de rocas silíceas de coloración blanquizca cementados por óxidos de hierro masivo.



FIGURA 5.10: Fotografía del rebaje 1680 (viejo) en que se observa la zona de sulfuros oxidados.

A mayor profundidad la roca se transforma gradualmente a una masa arcillosa de color amarillento a rojizo en la que se concentran los óxidos y arcillas enriquecidos en Zn y a una profundidad aproximada de 400 m la mena se compone completamente por óxidos y arcillas de Zn con valores variables de Pb, sin Ag ni Cu asociados.

Zona de transición

Aproximadamente a una profundidad de 500 m se identificó una zona de mezcla mineralógica caracterizada por la presencia de óxidos, arcillas, carbonatos, sulfatos, silicatos y sulfuros parcialmente oxidados en proporciones variables a lo largo de este nivel.

Los minerales de mena en esta región son una mezcla de galena y esfalerita con calcopirita y bornita mezclados con brochantita, azurita, malaquita, hemimorfita y óxidos de Fe y Zn. Esta zona se prolonga verticalmente aproximadamente 15 m, y la proporción de carbonatos y sulfatos respecto a los sulfuros y óxidos decrece con la profundidad.

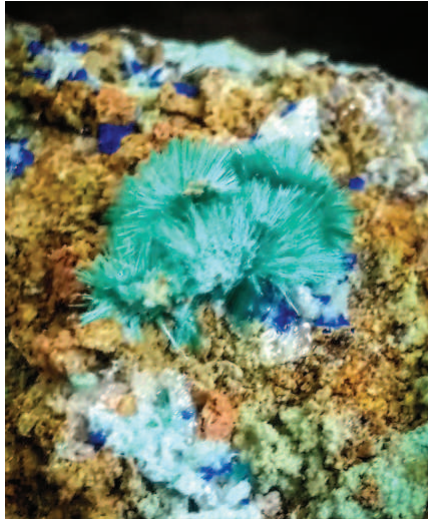


FIGURA 5.11: Fotografía de cristales de brochantita y azurita en una matriz arcillosa y oxidada

Zona de sulfuros de Ag, Pb, Zn

Por debajo del nivel 1150 la mineralización es dominada por sulfuros de Pb, Zn y Cu asociados a sulfosales de Ag y plata nativa con cantidades menores de óxidos.

En este sector la mena se presenta a lo largo de una estructura de veta bien definida, en la que la mineralización forma bandas de sulfuros intercaladas con bandas de calcedonia, cuarzo amatista y fluorita. El desarrollo de oxidación de los sulfuros en esta zona es ligera a incipiente y se acentúa hacia los límites laterales de las vetas. Esta zona corresponde con la región en que aumenta la potencia de las vetas.

La mineralización está formada por vetas de al menos 3 m de potencia en las que predomina la galena, galena argentífera, esfalerita, argentita, covelita, proustita-pirargirita y plata nativa como minerales principales. La proporción de sulfuros y óxidos en esta zona va de 1:0.3 hasta 1:1, siendo mayor la concentración de los sulfuros hacia el centro de las vetas y decreciendo gradualmente hacia los lados, conforme se cierra la estructura.

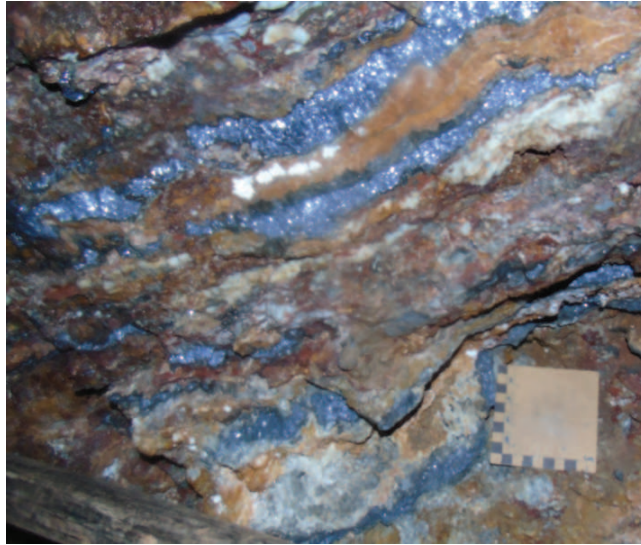


FIGURA 5.12: Fotografía del nivel 1530 Norte en que se observa la zona de sulfuros bandeados. Veta Alacrán.

Zona de sulfuros de Cu, Zn y Au

Finalmente, el sector más profundo del yacimiento desarrollado hasta nuestros días corresponde a la parte profunda de la veta Alacrán, en donde la mineralización es principalmente una estructura de 1 a 4 m de ancho en la que la mena es principalmente esfalerita en cristales euedrales centimétricos, calcopirita y bornita. En este sector los minerales se encuentran como parches y bandas irregulares en una veta formada principalmente por bandas delgadas de cuarzo con cristales proyectados hacia el centro de la estructura intercaladas con bandas delgadas de sulfuros de grano fino.

En esta zona se han reportado valores de Cu de hasta el 3% y leyes de Au de hasta 2.5 g/ton, estableciendo el enriquecimiento en Cu y Au de este sector respecto al resto del yacimiento.

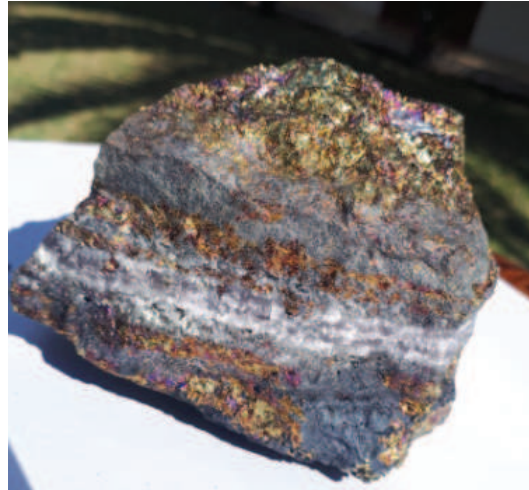


FIGURA 5.13: Fotografía de una muestra de mano de de calcopirita y bornita sin minerales de mena asociados.

5.2.6. Alteración y su distribución

Se han identificado al menos dos estilos de alteración en el yacimiento: el primero consiste en alteración hidrotermal contemporáneo o previo a la mineralización y un evento de alteración posterior a la mineralización que modifica la paragénesis mineral primaria de las vetas Alacrán y San Francisco.

Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal en superficie es representada por vetillas de menos de 30 cm de calcedonia y silicificación pervasiva mientras que en interior mina la alteración se presenta como halos que se extienden hasta 10 m alrededor de la veta.

La paragénesis de alteración de mayor extensión en interior mina es formada por pirita, calcita, calcedonia y clorita, la cuál se identifica principalmente por el cambio en la coloración original de las rocas encajonantes a un color verde olivo con cristales milimétricos de pirita diseminada. Este grupo corresponde a la alteración propilítica del yacimiento.

En las zonas más próximas a la veta la roca encajonante suele sufrir una pérdida de coloración hasta llegar a ser de un color rosado blancuzco con intenso fracturamiento en el que se encuentran cantidades importantes de hematita. Esta zona

suele presentar sericita, junto con la coloración de la roca encajonante y la ausencia de minerales metálicos, sugiere que se trata de alteración argílica. Este tipo de alteración se ha observado en los niveles en que predomina la mineralización de sulfuros y tiende a extenderse hasta 5 m alrededor de la veta.



FIGURA 5.14: Fotografía de un pilar en la que se observa un dique riolítico intensamente propilitizado. Se aprecia el flujo bandeado relictos de la riolita.

5.2.7. Alteración secundaria

En las zonas más someras del yacimiento se han observado asociaciones minerales indicadoras de interacción con aguas meteóricas, como son los óxidos de Fe y Zn, arcillas y calcita encajonadas en rocas completamente descompuestas.

En la zona de transición la oxidación parcial de sulfuros (figura XX) y la formación de carbonatos y sulfatos de Cu, Zn y Pb constituyen la mayor evidencia de alteración secundaria por interacción con aguas oxidantes. Siendo la azurita, malaquita, brochantita, hemimorfita, calcita, óxidos de Zn los minerales dominantes y representativos de este tipo de alteración.

Aunque la alteración por oxidación se presenta a lo largo de todo el yacimiento, es posible identificar regiones en que este tipo de alteración predomina y ha eliminado completamente las texturas originales de la mineralización y la mineralogía primaria.

5.2.8. Tipología de yacimiento y modelo empírico del yacimiento.

Modelo empírico

El yacimiento El Alacrán es un sistema de vetas de origen hidrotermal localizado en el sur de la SMO y contenido en una de las estructuras principales de la provincia extensional de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*). La edad de este yacimiento se considera de alrededor de 24.84 Ma de acuerdo con fechamientos Ar-Ar realizados en adularia de reemplazamiento en la Veta San Francisco (Mata-Castillo, 2018).

Por otra parte, las rocas encajonantes del yacimiento son secuencias volcánicas del límite Oligoceno-Mioceno [Ramos-Rosique, 2013; Ferrari et al., 2013, 2017; Mata-Castillo, 2018], siendo las principales unidades encajonantes las formaciones Tobas Soldadas Tempranas, Bolaños y Borrotes en el bloque de piso, y las unidades Guásima y Borrotes en el bloque de techo. Estas unidades están formadas por paquetes de flujos piroclásticos riolíticos intensamente soldados además de coladas y diques de composición basáltica y riolítica, cuyas edades van desde los 30 Ma hasta los 25 Ma, que en conjunto definen la secuencia estratigráfica de un ambiente volcánico extensional.

Al ser un sistema de vetas se considera un yacimiento de geometría semi-tabular estructuralmente controlado, cuya formación parece ser contemporánea con un régimen extensional que produjo un sistema de fosas y pilares (grabens y horst) de rumbo NE-SW, en cuyos límites se emplazó la mineralización. La presencia de varias capas de salbanda y brechas de falla alrededor y dentro de las vetas indican una evolución estructural previa, contemporánea y posterior a la mineralización. La mayor evidencia de este fenómeno es la exposición en superficie de las vetas como resultado del levantamiento estructural a lo largo de las fallas NNE-SSW que delimitan los bordes del graben de Bolaños.

La mineralización de este yacimiento es compleja y se dividió en al menos dos grupos principales : (1) la mineralización *primaria* formada por sulfuros y sulfosales de Pb, Zn, Ag y Cu, con valores menores de Au, siendo los principales minerales de mena galena argentífera, esfalerita, plata nativa y argentita distribuidos en bandas centimétricas intercaladas con bandas de fluorita, cuarzo amatista y calcedonia a lo largo de las estructuras y (2) la mineralización *secundaria*, formada por óxidos, carbonatos, sulfatos y especies minerales hidratadas de Zn, Pb, Cu, entre los que predominan la azurita, malaquita, brochantita y hemimorfita.

Las texturas observadas en la veta de sulfuros, como es el bandeamiento, la formación de rellenos de cavidades, cristales en peine y texturas botroidales expresan un origen por varios pulsos mineralizantes. Dentro de los principales minerales de ganga predominan la fluorita y la calcedonia, con cuarzo en drusa y calcita celular asociados, que se asocian a un estado de baja e intermedia sulfuración para el yacimiento.

Por otra parte, las regiones de intensa oxidación de los sulfuros y el nivel dominado por sulfatos y carbonatos de Cu y Zn, asociado a la clara presencia de alteración primaria (hidrotermal) sobreimpresa por oxidación y lixiviación parcial, indican el desarrollo de alteración por fluidos supérgenos en el yacimiento.

El análisis mineralógico, estructural y textural realizado en interior mina permitió la identificación de zonas de diferente mineralogía interpretadas como resultado de procesos de lixiviación, oxidación, enriquecimiento secundario que en conjunto definen un sistema de enriquecimiento supergénico (5.15).

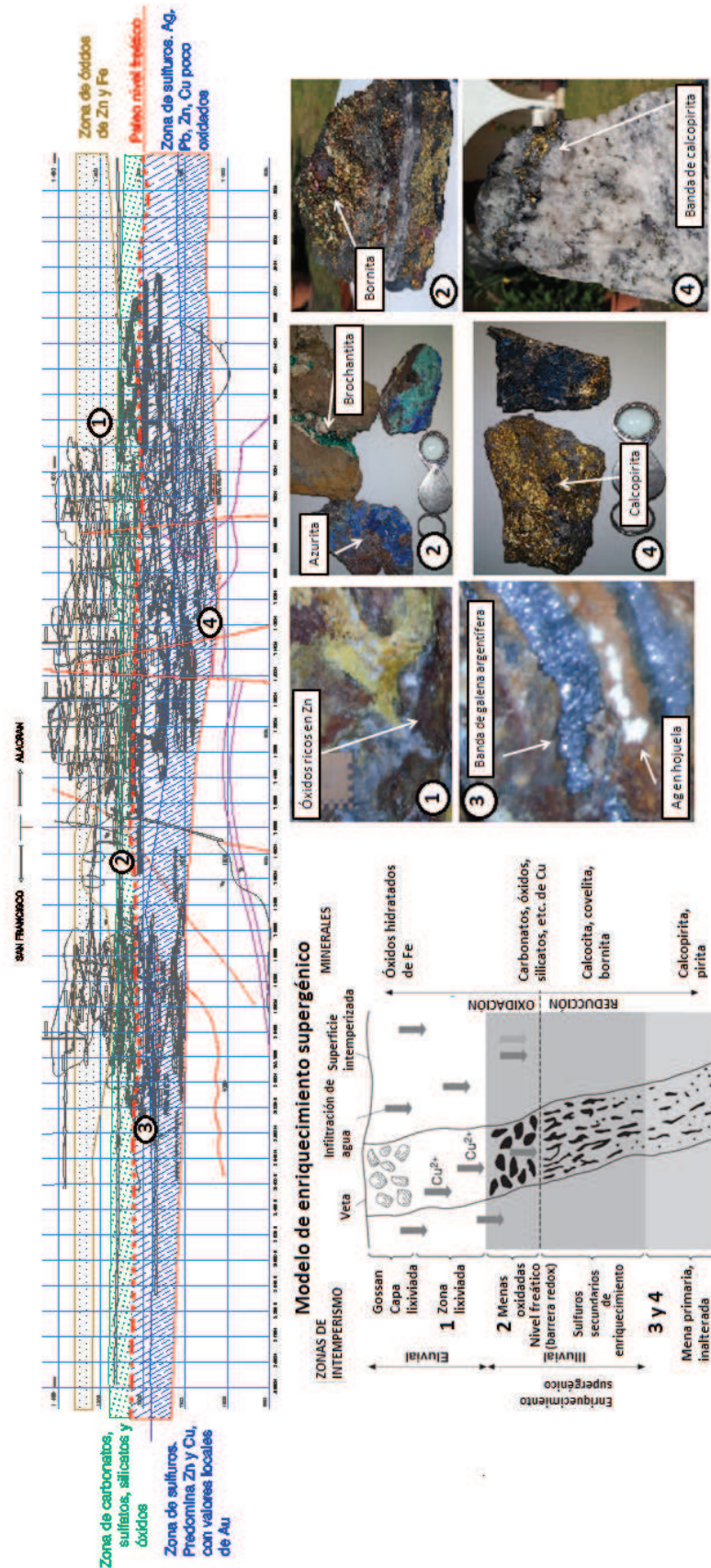


FIGURA 5.15: Modelo general de yacimiento en que se presentan los diferentes niveles y asociaciones mineralógicas de acuerdo con el modelo de enriquecimiento supergénico.

Tipología

Estudios previos han clasificado a este yacimiento como un sistema epitermal de baja sulfuración [Aguirre-Diaz et al., 2010; Canet et al., 2011]. De acuerdo al ambiente tectónico de formación, la paragénesis mineral de mena y ganga que predomina en el yacimiento, el sistema de unidades encajonantes y la geometría del yacimiento permiten clasificarlo, de acuerdo con la clasificación empírica propuesta por Camprubí y Albinson (2007), como un epitermal de baja-intermedia sulfuración de tipo A (figura 5.16). Esos depósitos están caracterizados por exhibir mineralización polimetálica de sulfuración intermedia (IS) a lo largo de la extensión vertical del yacimiento

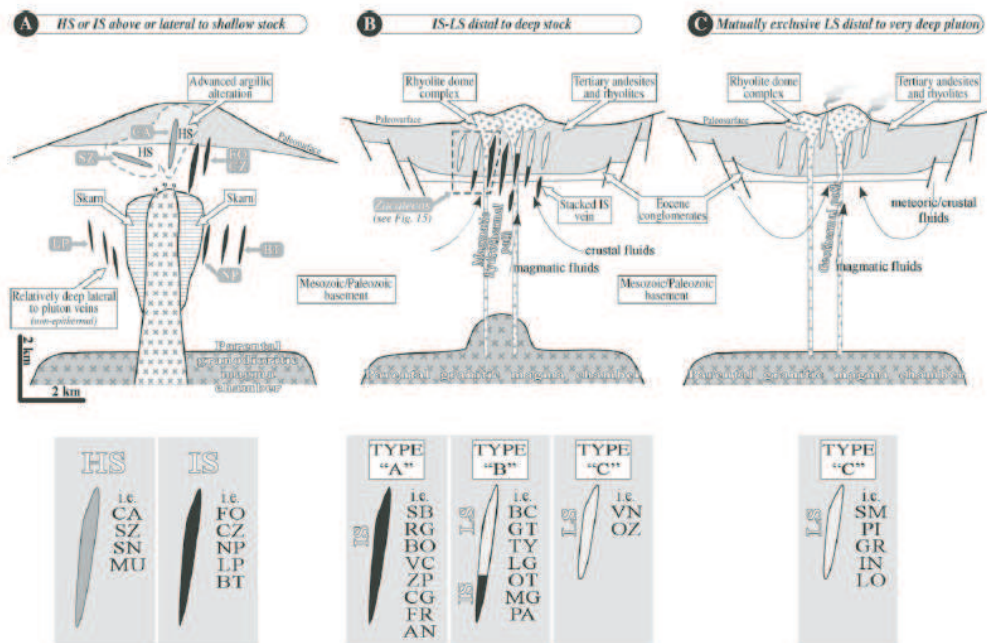


FIGURA 5.16: Secciones esquemáticas de ambientes de formación de depósitos epitermales en arcos volcánicos calcoalcalinos mexicanos. Camprubí y Albinson, 2007.

Así mismo, las evidencias mineralógicas observadas a lo largo del yacimiento han evidencia procesos posteriores a la mineralización que permiten interpretar a este yacimiento como un sistema epitermal de baja-intermedia sulfuración con enriquecimiento supergénico.

Capítulo 6

Discusión y conclusiones

El estudio de la estratigrafía volcánica del distrito minero de Bolaños como sistema encajonante del yacimiento El Alacrán nos permitió definir una relación espacio-temporal entre las distintas unidades volcánicas y el yacimiento mineral, estableciendo a escala distrito las relaciones espacio-temporales entre la extensión, el magmatismo y la formación del yacimiento.

Adicionalmente, el estudio de las distintas especies mineralógicas presentes en el yacimiento, las relaciones espaciales entre éstas, la identificación de los diferentes tipos de alteración y su temporalidad relativa nos permitió definir un modelo empírico para el yacimiento El Alacrán, en que el enriquecimiento supergénico es un proceso fundamental en la redistribución de los metales.

6.1. Relación entre magmatismo y tectónica extensional

De acuerdo con las relaciones de corte, texturas y estructuras observadas en campo, la columna estratigráfica encajonante de la mineralización contiene al menos tres tipos de secuencias volcánicas en relación al régimen extensional: (1) una secuencia previa a la extensión definida por las unidades Tobas Soldadas Tempranas, Ignimbrita Bolaños e Ignimbrita Borrotes, (2) una secuencia volcánicas contemporánea a la extensión, definida por las formaciones Guásima, Alacrán, Domos Tepec y Basaltos Huila, y (3) una secuencia posterior a la extensión definida por la Ignimbrita San Martín y la Formación Mezquitic.

6.1.1. Secuencias pre-extensionales

Las unidades Tobas Soladas Tempranas, Ignimbrita Bolaños e Ignimbrita Borrotes se consideran secuencias previas a la extensión debido a que son las secuencias más antiguas y han sido afectadas por todos los sistemas estructurales identificados en el área, además de no presentar estructuras ni texturas que indiquen un origen asociado a la extensión como es el caso de las unidades Guásima y Alacrán.

Estas unidades constituyen las principales secuencias encajonantes del yacimiento, lo que indica que antes de la precipitación de los metales fueron afectadas por el fallamiento que favoreció la formación de espacios para la precipitación de los metales.

6.1.2. Secuencias sin-extensionales

Considerando las estructuras observadas en las formaciones Guásima y Alacrán, como son la formación de peperitas, la brecha de rezago en la base de la Formación Alacrán, así como la distribución espacial de éstas y de los complejos de domos y coladas basálticas El Águila, Tepec y Huila, se considera que todas estas unidades corresponden a depósitos volcánicos contemporáneos con la extensión.

La presencia de peperitas intercaladas en las coladas basálticas de la Formación Guásima, así como la base de la Ignimbrita Alacrán formada por depósitos de surge con lapilli acrecional y bloques balísticos que deforman los depósitos de surge expresan la formación de depresiones del relieve en las que se acumularon cuerpos de agua, indicando condiciones de subsidencia durante estos eventos volcánicos. Estas características asociadas a la presencia de brechas de rezago, comunes en zonas de magmatismo fisural, sugieren un origen cercano en el tiempo entre la formación de estas unidades y las estructuras extensionales de la región.

La distribución de los basaltos Huila y los domos Tepec, ambos emplazados únicamente sobre la traza de las fallas N-S que delimitan los bordes del graben sugieren un origen fisural, posiblemente asociado a la formación del graben.

6.1.3. Secuencias post-extensionales

La Ignimbrita San Martín se distribuye de manera irregular y discordante sobre el área de estudio, siendo mayor su espesor dentro del valle del graben. Estas características, junto con las texturas de la ignimbrita indican que esta secuencia se trata de un depósito de fuente lejana y, debido a que esta unidad no es afectada por las fallas que gobiernan el relieve, se considera una unidad volcánica posterior a la formación del graben y, por lo tanto, posterior a la extensión.

Finalmente, la Arenisca Mezquitic, formada por depósitos fluviales no consolidados expresa el cese del vulcanismo y el comienzo del periodo erosivo del relieve. Esta unidad constituye el depósito más reciente y el único registro sedimentario y, al igual que la Ignimbrita San Martín, suele localizarse únicamente en el valle del graben indicando que se trata de un depósito posterior a la formación del graben.

6.2. Magmatismo y su relación con la formación del sistema de vetas Alacrán-San Francisco

Como se puede observar en el mapa geológico anexo (anexo A), el yacimiento El Alacrán se encuentra emplazado a lo largo de los sistemas de fallas NE-SW que delimitan al norte un bloque levantado perteneciente a un sistema de horst y grabens oblicuos y previos al graben N-S.

En estas estructuras la mineralización está contenida principalmente en las secuencias volcánicas más antiguas: Tobas Soldadas Tempranas y Bolaños. Sin embargo, en muchas de las obras mineras es común observar sills y diques riolíticos emplazados sobre la misma traza de las vetas, en el bloque de piso de las mismas. Esto sugiere que los magmas riolíticos que constituyen los complejos riolíticos y domos de la región ascendieron a través de las fallas NE-SW, emplazándose parcialmente en las mismas. El fechamiento de estas unidades (Ramos-Rosique, 2013, Mata Castillo, 2018) arrojó edades de entre 25 y 23 Ma para diferentes domos riolíticos, siendo los domos Tepec los más jóvenes, mientras que el fechamiento Ar-Ar de adularia del yacimiento arrojó una edad de 24.79 Ma para el yacimiento, lo

que sugiere un origen asociado a las secuencias riolíticas más antiguas como pueden ser los domos y flujos riolíticos del miembro superior de la Formación Alacrán.

La exposición en superficie de las vetas implica que la mineralización se depositó antes de la formación del sistema N-S, es decir, es previa a la formación del graben y las unidades volcánicas asociadas (Basaltos Huila y Domos Tepec) y que el sistema N-S permitió la exhumación de las vetas, esta hipótesis ya había sido planteada por Lyons (1988). Sin embargo, en dicho trabajo el autor propone que la mineralización es transportada en los magmas riolíticos de los domos Tepec, no obstante Mata-Castillo (2018, no pub.) reporta una edad de ≈ 23 Ma para los domos Tepec indicando que el emplazamiento de este grupo de domos es posterior a la mineralización y a su exhumación, como lo sugiere su distribución espacial.

El estudio de las relaciones estratigráficas y temporales entre el yacimiento y las distintas unidades volcánicas realizado en este trabajo indican que los domos Tepec constituyen una unidad volcánica contemporánea a la extensión N-S, por lo que no podrían ser los magmas generadores o transportadores de la mineralización, en consecuencia se propone que los magmas que transportaron la mineralización a niveles someros pueden ser las secuencias del Complejo Riolítico El Águila o magmas contemporáneos a éstos, con edades aproximadas de 25 Ma.

6.3. Procesos post-mineralización

La formación de múltiples capas de rocas de falla (brechas y cataclasitas de distintos grados de fragmentación) a lo largo de las vetas, y su relación con la mineralización, indican una evolución estructural compleja en la que las reactivaciones de los planos de fallas mayores son recurrentes, antes, durante y después del emplazamiento de la mineralización.

El análisis de los datos estructurales permitió la identificación de dos sistemas de cuencas y valles en la región. El primer sistema consta de bloques con desplazamientos verticales de al menos 300 m, de acuerdo con el espesor medio de la columna estratigráfica, este primer grupo contiene a la mineralización a lo largo de las fallas que delimitan los bloques desplazados y presenta un rumbo general

NE-SW.

El sistema NE-SW es cortado por el sistema estructuras de fosas y pilares de rumbo NNE-SSW, el cual corresponde a las estructuras de escala regional definidas como parte de la deformación de rift amplio del sur de la SMO definido por Ferrari y colaboradores (2017), este segundo sistema es el encargado de exhumar las vetas, por lo que su papel en el desarrollo del enriquecimiento secundario del sistema fue primordial.

6.3.1. Enriquecimiento supergénico

La distribución mineralógica observada en los diferentes niveles de mina El Alacrán ha sido interpretada como resultado de un proceso de alteración por fluidos supergénicos que favorecieron el desarrollo de zonas de lixiviación, oxidación y zona no alterada, identificadas a partir de las distintas asociaciones minerales presentes en la veta, las relaciones entre cristales y el tipo y grado de alteración de la roca circundante.

6.4. Conclusiones

El estudio de las relaciones estratigráficas entre la secuencias volcánicas encajonantes del sistema de vetas Alacrán-San Francisco y su relación con el yacimiento nos permitió establecer la relación temporal entre el magmatismo, la tectónica extensional del sur de la SMO y la formación del sistema mineral.

La reconstrucción de la columna estratigráfica y la cartografía de detalle del distrito minero de Bolaños permitió dividir la secuencia estratigráfica local en tres grupos de acuerdo con su temporalidad respecto a la extensión. Un grupo de secuencias piroclásticas de fuente desconocida previo a la extensión, un grupo de unidades volcánicas de tipo bimodal contemporáneo a la extensión y finalmente un grupo menor de unidades volcánicas emplazadas posterior a la formación del graben.

La observación de las relaciones espaciales entre las unidades volcánicas y la mineralización, así como el análisis de las edades reportadas tanto para las unidades encajonantes como para la mineralización permitieron establecer un posible origen del yacimiento asociado a la extrusión de las secuencias riolíticas de la Fm. Alacrán.

El estudio mineralógico realizado en los distintos niveles minados del yacimiento permitió definir un modelo empírico del yacimiento, en el que el enriquecimiento supergénico es un proceso fundamental para comprender la distribución de los metales en el yacimiento.

El trabajo realizado en el presente estudio pretende contribuir a la generación de información que permita comprender mejor la estratigrafía del sur de la Sierra Madre Occidental, así como a la evolución del régimen extensional en la misma, y la relación entre el vulcanismo, tectónica extensional y desarrollo de sistemas hidrotermales.

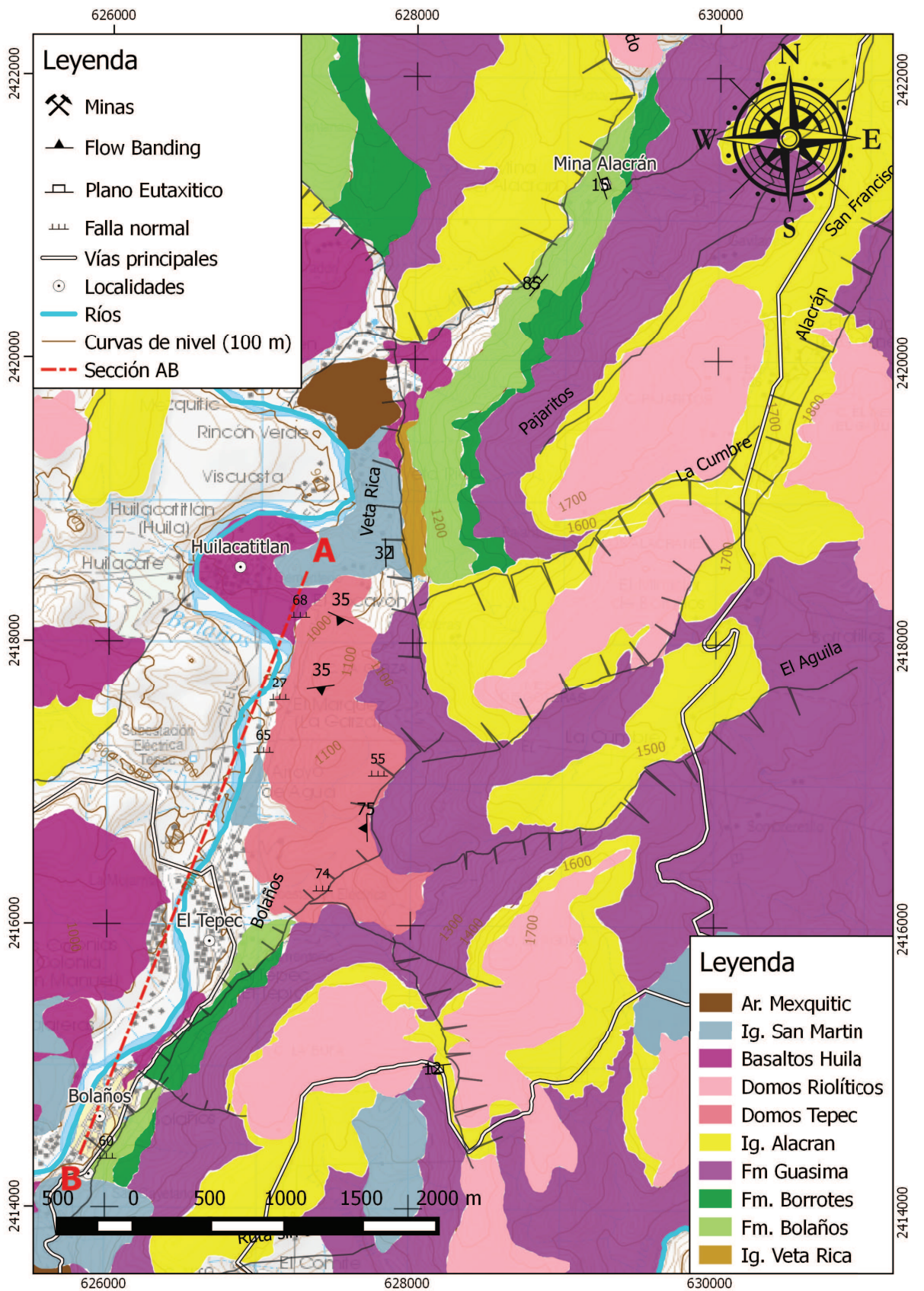
Adicionalmente a los objetivos planteados para este proyecto, se logró establecer un nuevo modelo actualizado de la generación del sistema epitermal El Alacrán, el cual servirá de apoyo en la exploración de nuevos recursos en la región.

Apéndice A

Mapa Geológico del distrito minero Bolaños

Mapa geológico local de la región aledaña al yacimiento El Alacrán en el que se presenta la distribución espacial de las secuencias volcánicas que constituyen la secuencia estratigráfica encajonante de este yacimiento.

En éste se puede observar como los sistemas de fallas NE-SW produjeron un sistema de horst y grabenes previo al graben norte-sur. Así mismo se puede observar que las minas principales se encuentran localizadas sobre planos de falla que exponen la mineralización.



Apéndice B

Sección geológica

Se muestra la sección geológica esquemática del hombro oriental del graben de Bolaños, en la que se observan los bloques resultantes de la extensión.

El bloque norte consiste en un fragmento del Cerro Pajaritos, que alberga la mineralización. En la sección se observa que este bloque esta compuesta por la Ignimbrita Alacrán y la los Basaltos Guásima y que la sección es afectada la falla Veta Rica, una estructura N-S sobre la cual se emplazan los Basaltos Huila y, posteriormente la Ignimbrita San Martín.

El Bloque central representa la secuencia superior de la columna estratigráfica conformada por los Basaltos Guásima, la Ignimbrita Alacrán y el Complejo Riolítico El Águila, este bloque se encuentra limitado por las fallas El Águila y Chimal y es expuesto por la Falla Bolaños sobre la que se emplaza el complejo de Domos Tepec.

El bloque sur-occidental corresponde a un horst en el que afloran las ignimbritas Bolaños, Borrotes Basaltos Guásima , Ignimbrita Alacrán y flujos riolíticos del Complejo El Aguila, enunciados de base a cima. Este bloque se encuentra limitado al sur por una falla secundaria de la Falla Chimal y al norte por la Falla Chimal, mientras que la secuencia estratigráfica es expuesta por la Falla Bolaños.

Finalmente, el bloque sur oriental corresponde a la continuación hacia el sureste del bloque central en el que sólo se aprecian los basaltos Guásima debajo de un flujo riolítico delgado.

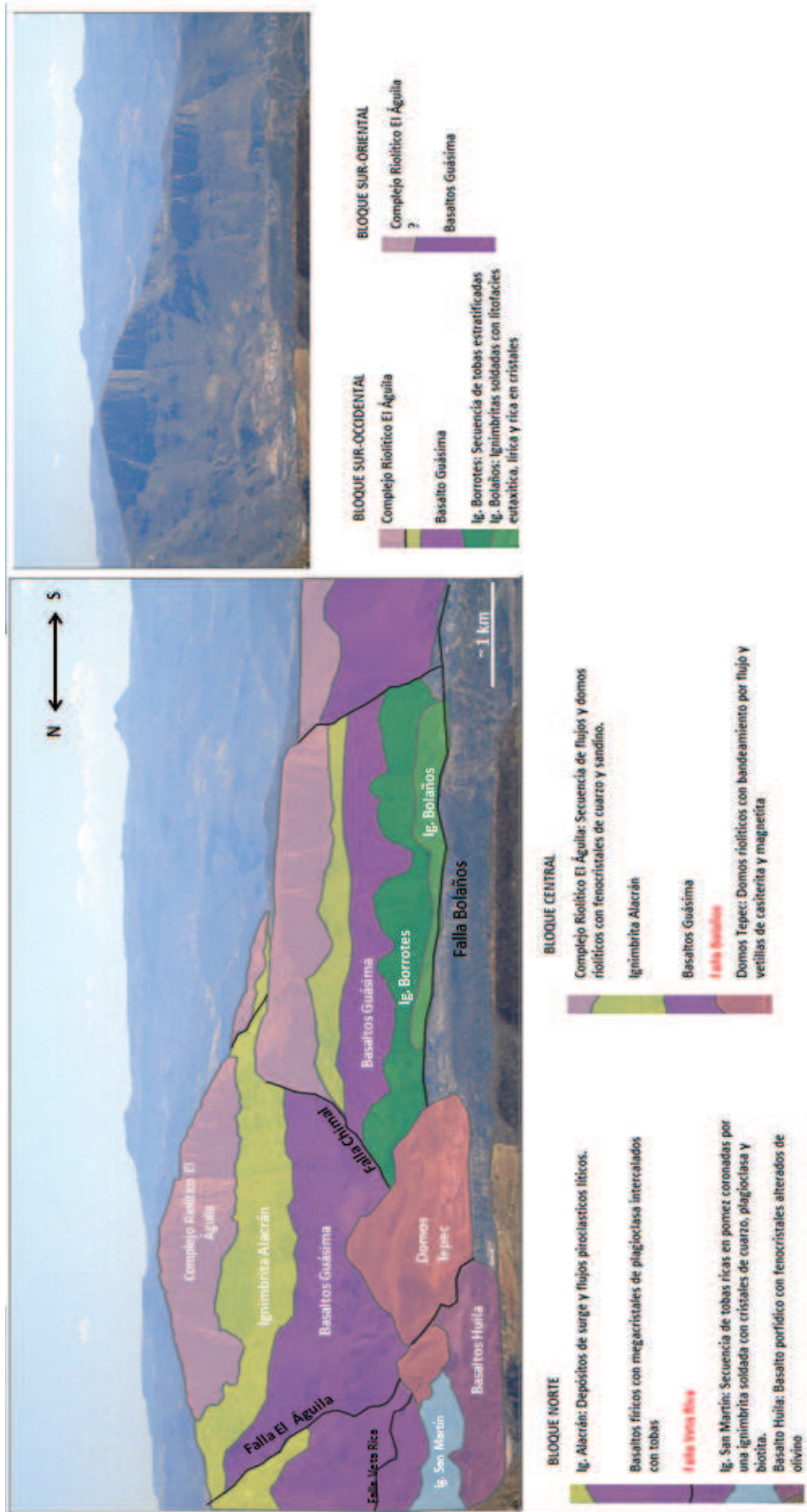


FIGURA B.1: Sección esquemática N-S

Bibliografía

Aguirre-Díaz G., Gutierrez-Palomares I., Tristán-González M., González-Partida E., Martí J., Labharte Hernandez G., Nieto-Obregon 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.

Álvarez-Hernández J. E., 1990, ESTUDIO MINERAGRÁFICO REALIZADO 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.

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., 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.

Busby C., Murray B., 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.

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 FLOOD 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, 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., Albinson, T., 2007, Epithermal deposits in México – an update of current knowledge, and an empirical reclassification, in Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. (eds.), *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México*: Boulder, Colorado, USA, The Geological Society of America Special Paper, 422, 377–415

Camprubí, A., Ferrari, L., Cosca, M.A., Cardellach, E. y Canals, A., 2003. Ages of Epithermal Deposits in Mexico: Regional Significance and Links with the Evolution of Tertiary Volcanism. *Economic Geology*, 98: 1029-1037

Einaudi M., Hedenquist, J., Inan E., 2003, SULFIDATION STATE OF FLUIDS IN ACTIVE AND EXTINCT HYDROTHERMAL SYSTEMS: TRANSITIONS

FROM PORPHYRY TO EPITHERMAL ENVIRONMENTS:

Farooq, S., 2002, ORE DEPOSITS FORMED BY OXIDATION AND SUPERGENE ENRICHMENT: Aligarh Muslim University (en línea) <http://www.geol-amu.org/notes/b3-3-7.htm>, consultado el 22/05/2018.

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., 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>

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

Giggenbach Volume, Society of Economic Geologists and Geochemical Society, Special Publication 10 (S.F. Simmons, ed.), 50 p.

Gutierrez-Palomares I., 2008, La Ignimbrita Alacrán, Bolaños, Jalisco. Características Físicas y Distribución: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 104 p.

Harraz, H. Z., 2012, SUPERGENE ENRICHMENT (en línea) <https://www.researchgate.net/publication/261711111>, consultado el 22/05/2018.

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

Hedenquist, J., 2013, FORMATION OF HIGH- AND LOW-SULFIDATION DEPOSITS: SEG, Short Course, Nevada, Mayo de 2013

Hedenquist, J.W., 1987, MINERALIZATION ASSOCIATED WITH VOLCANIC-RELATED HYDROTHERMAL SYSTEMS IN THE CIRCUM-PACIFIC BASIN, in Horn, M.K., ed., Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference, 4th, Singapore, 1986, Transactions: American Association of Petroleum Geologists, p. 513-524.

Kesler, S. 1997, Metallogenic evolution of convergent margins: Selected ore deposit models: Ore Geology Reviews, 12, 153-171

Lindgren, W., 1933. MINERAL DEPOSITS, 4th ed.: New York, McGraw-Hill, 930 p.

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

Mata-Castillo C., 2018, TEMPORALIDAD DEL MAGMATISMO EL EN GRABEN DE BOLAÑOS Y SUS IMPLICACIONES MTALOGENÉTICAS [Tesis de Maestría]: México, Centro de Geociencias, UNAM, 222 p.

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

Nieto-Obregón, J., Delgado-Argote, L., y Damon, P.E., 1981, RELACIONES PETROLÓGICAS Y GEOCRONOLÓGICAS DEL MAGMATISMO DE LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL DEL EJE NEOVOLCÁNICO EN NAYARIT, JALISCO Y ZACATECAS: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y

Geólogos de México, Memoria Técnica, v. XIV, p. 327–361.

Ramos-Rosique, A., 2013, TIMING AND EVOLUTION OF LATE OLIGOCE-
NE TO EARLY MIOCENE MAGMATISM AND EPITHERMAL MINERALI-
ZATION IN THE CENTRAL BOLAÑOS GRABEN, SOUTHERN SIERRA MA-
DRE OCCIDENTAL, MÉXICO [Tesis doctoral]: Londres, Kingston University,
Londres.

Robb, L., 2005, INTRODUCTION TO ORE FORMING PROCESSES: Reino
Unido, Blackwell Publishing Co., 386 p.

Rosenbaum, G., Weinberg, R. F., Regenauer-Lieb K, 2008, THE GEODYNAMICS
OF LITHOSPHERIC EXTENSION: Tectonophysics, 458, 1-8

Sillitoe R. H., Hedenquist J. W., 2003, LINKAGES BETWEEN VOLCANO-
TECTONIC SETTINGS, ORE-FLUID COMPOSITIONS, AND EPITHERMAL
PRECIOUS METAL DEPOSITS: SEG Special Publication 10, Cap. 18, 30 p.

White N. y Hedenquist J., 1990, EPITHERMAL ENVIRONMENTS AND STY-
LES OF MINERALIZATION: VARIATIONS AND THEIR CAUSES, AND GUI-
DELINES POR EXPLORATION: Journal of Geochemical Exploration, 36, 445-
474

White, N.C, Hedenquist J. W., 1995, EPITHERMAL GOLD DEPOSITS: STY-
LES, CHARACTERISTICS AND EXPLORATION: SEG Newsletter, 23,1, 9-13.