



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

METALOGENÍA DEL SKARN EN XICHÚ GUANAJUATO

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE: MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(YACIMIENTOS MINERALES)

PRESENTA:

HUGO ALEJANDRO GONZÁLEZ GARCÍA

TUTOR:

Dr. Antoni Camprubí I Cano (Instituto de Geología, UNAM)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

Dr. Eduardo González Partida (Centro de Geociencias, UNAM)

Dr. Carles Canet Miquel (Instituto de Geofísica, UNAM)

Dr. Enrique González Torres (Instituto de Geología, UNAM)

Dr. Rafael del Río Salas (Instituto de Geología, ERNO, UNAM)

MÉXICO, CIUDAD DE MÉXICO, JUNIO DE 2016.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

A la UNAM por dejarme ser parte del Posgrado en Ciencias de la Tierra, lo que me ha permitido crecer tanto en lo profesional como en lo personal durante los valiosos años de estancia en esta gran institución.

Agradezco al CONACYT por la beca otorgada para la realización de mis estudios de maestría.

Igualmente al proyecto CONACYT 155662 a cargo del Dr. Antoni Camprubí, que financió los múltiples análisis de laboratorio esenciales para la elaboración de este trabajo.

Gracias al Dr. Antoni Camprubí, mi tutor y profesor, por sus valiosas aportaciones al estudio de los yacimientos minerales, sus enseñanzas, apoyo y las extensas revisiones esenciales para la culminación de este trabajo.

A mi comité de evaluación: Dr. Eduardo González Partida, Dr. Carles Canet Miquel, Dr. Enrique González Torres y al Dr. Rafael del Río Salas les agradezco sus observaciones y aportación para la culminación de este trabajo.

A Juan Vázquez del taller de laminación del Centro de Geociencias, a la Ing. Edith Fuentes por el apoyo con la molienda y separación de minerales para los estudios geoquímicos, a la Ing. Iisel Durán por su ayuda con la separación y montado de zircons, también a la Ing. Consuelo Macías Romo por su apoyo en el uso del taller de molienda y el laboratorio de separación de minerales, asimismo por su disposición y gentileza.

Al Dr. Fernando Nuñez Uzeche por su apoyo en el uso del laboratorio de petrografía, al Dr. Rufino Lozano Santa Cruz por el apoyo con los análisis químicos de roca total por medio de FRX y los rápidos resultados. Al personal de Actlabs LTD en Ancaster Ontario, Canada por los análisis de ICP-MS

Al Dr. Carlos Ortega Obregón del Centro de Geociencias por el apoyo con los análisis isotópicos U-Pb mediante ablación laser, realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos en Juriquilla; un agradecimiento especial al Dr. Rafael del Río de la ERNO, por su apoyo en los análisis isotópicos de Re-Os y preparación de las muestras de molibdenita.

Al Ing. Carlos Linares del Laboratorio de Petrología del Instituto de Geofísica por el apoyo con los análisis de microsonda para química mineral, un agradecimiento al Dr. Aldo Ramos de la Facultad de Ingeniería por el apoyo y ayuda con el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas.

Al personal administrativo del Instituto de Geología, en especial a las secretarías Gloria, Mary y Nora por el apoyo y paciencia durante los diversos trámites a lo largo de mi estancia en el posgrado.

A los habitantes de las comunidades de Puerto de Buenavista, Majada, El Platanal, Cocos, y el Toro en el municipio de Xichú por el apoyo y la amabilidad otorgada durante mi etapa laboral y el trabajo de campo en el posgrado, especialmente a las familias Velázquez González y Villa Saenz; Angie Villa, Trini Villa, Licho Velázquez y Rene Velázquez.

A mis compañeros de trabajo durante las intensas campañas en campo: Ivan, Irais, Agustín y la gerencia de Cia. Minera Autlán especialmente al Ing. Sergio Hernández.

DEDICATORIA

A Angélica y Berenice por su apoyo infinito y paciencia. Juntos logramos otra meta, todo mi amor para ustedes.

A mis padres y hermanos por su apoyo incondicional en mis años de estudiante.

A mis compañeros de posgrado y amigos que me han acompañado en todo momento difícil o bueno; Homero, Alberto, Caro, Roberto, Edith, Luisa, Luis, Daniel, Luis Abel y Cesar, gracias por su compañía, ayuda, palabras de aliento, consejos y su apoyo, muchas gracias.

DECLARATORIA

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 de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

Hugo Alejandro González García

Junio de 2016

RESUMEN

El skarn polimetálico de Xichú, Guanajuato, se localiza en los límites entre la Sierra Madre Oriental y la Mesa Central de México. Su emplazamiento está controlado por estructuras que pudieran constituir una extensión hacia el oriente del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes. Estos yacimientos se desarrollaron por la intrusión de un pórfido granodiorítico en una secuencia sedimentaria que abarca del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano. Se reconocieron dos etapas de mineralización: prógrada y retrógrada. La etapa/fase prógrada está constituida en su mayor parte por granates cálcicos (grosularia-andradita), clinopiroxenos cálcicos (diópsido-hedenbergita), con hematita diseminada y wollastonita. La etapa/fase retrógrada afecta a la anterior y consistente en epidota, calcita, cuarzo y, en menor medida, clorita y actinolita; las asociaciones de mena de esta etapa consisten de pirita, calcopirita, pirrotita y molibdenita, con cantidades subordinadas de galena, esfalerita y greenockita.

Los intrusivos generadores de la mineralización derivan de granitos de tipo I, de naturaleza calcialcalina y carácter peraluminoso, producto de una cámara magmática somera en un ambiente de arco continental, con considerable aporte de material cortical. Los valores de ϵ_{Hf} inicial varían entre -4.13 y $+1.35$, indicativos de un magma evolucionado congruente con magmas de arco continental. Las edades modelo de Hf (T_{DM}) en un paso son de 655.5 a 1010.4 Ma y las edades modelo Hf (T_{DM}^{C}) en dos pasos son de 990.7 a 1361.4 Ma, lo cual indica que los magmas predecesores de los stocks mineralizados derivaron de la fusión de rocas de un basamento Neoproterozoico. Dichos intrusivos fueron fechados mediante U-Pb y Lu-Hf en zircones, y la mineralización metálica se fecho mediante Re-Os en una muestra de molibdenita de la etapa retrógrada. Así, se obtuvieron edades de cristalización de intrusivos entre 75.1 ± 4.4 y 59.6 ± 4.1 Ma (Cretácico Superior-Paleoceno) y una edad de 65.1 ± 0.2 Ma para la mineralización retrógrada.

El análisis microtermométrico de inclusiones fluidas en la mineralización prógrada indican un fluido con salinidades entre 5 a 12 wt. % NaCl equiv, con temperaturas de homogeneización (Th) entre 440 y 520 °C. La etapa retrógrada presenta inclusiones con salmueras acuosas y alto contenido carbónico. En asociaciones retrógradas tempranas, las Th varían entre 240 y 350 °C, y las salinidades entre 1 y 11 wt. % NaCl equiv. En asociaciones retrógradas tardías, la Th varía entre 210 y 250 °C, y las salinidades entre 8 y 12 wt. % NaCl equiv. Las presiones de homogeneización en las asociaciones retrógradas son <160 bar. El origen de los fluidos mineralizantes fue probablemente de origen magmático, con una cantidad creciente de agua meteórica hacia las asociaciones retrógradas. Se interpreta que la disminución de temperatura de los fluidos mineralizantes está asociada a la retracción en profundidad de los magmas, mientras que la dilución de los fluidos mineralizantes fue debida a la incursión profunda del agua meteórica.

ABSTRACT

Polymetallic skarn of Xichu, Guanajuato, is located at the boundary between the Sierra Madre Oriental and the Mesa Central of Mexico. Its location is controlled by structures that could be an extension to the east of the San Luis- Tepehuanes fault system. These deposits were developed by the intrusion of a granodiorite porphyry in a sedimentary sequence covering the late Jurassic to early Cretaceous. Prograde and retrograde stages of mineralization were recognized. The prograde mineralization is constituted mostly by calcic garnets (grosularia-andradita), calcic clinopyroxene (diopside-hedenbergite), with disseminated hematite and wollastonite. Retrograde mineralization affects the anterior and consisting in epidote, calcite, quartz and to a lesser extent, chlorite and actinolite; ore assemblages of this stage consist of pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite and molybdenite with minor amounts of galena, sphalerite and greenockita.

Intrusive generators of mineralization derived from granite type I, calc-alkaline, peraluminous, product of a shallow magma chamber in an environment of continental arc, with a considerable contribution of preexisting cortical material. ϵ_{Hf} initial values vary between -4.13 and +1.35, indicative of a magma evolved, consistent with continental arc magmas. The model ages Hf (T_{DM}) in one step are 655.5 to 1010.4 Ma and model ages Hf (T_{DM}^{C}) ages two steps are of 990.7 to 1361.4 Ma, indicating that the magmas predecessors of stocks mineralized derived from melt of Neoproterozoic rocks basement. These intrusives were dated by U- Pb and Lu - Hf in individual zircons, and the ore mineralization by Re-Os in molybdenite from retrograde stage. Thus, cooling ages between 75.1 ± 4.4 and 59.6 ± 4.1 Ma for intrusive rocks (Late Cretaceous - Paleocene) and 65.1 ± 0.2 Ma age for retrograde mineralization were obtained.

The microthermometric analysis of fluid inclusions in the prograde mineralization indicate a fluid with salinities between 5 and 12 wt. % NaCl equiv., and homogenization temperatures (T_{h}) between 440° and 520° C $^{\circ}$. Retrograde stage presents inclusions with aqueous brines and high carbonic content. In early retrograde associations, T_{h} range from 240° to 350° C, and salinities between 1 and 11 wt. % NaCl equiv. In late retrograde associations, T_{h} vary between 210° and 250° C, and salinities between 8 and 12 wt. % NaCl equiv., homogenization pressures in retrograde associations are < 160 bar. The origin of the mineralizing fluids was probably of magmatic origin, with an increasing amount of meteoric water into the retrograde associations. It is interpreted that the temperature decrease of the mineralizing fluids is associated with the retraction depth of magmas, while dilution of mineralizing fluids was due to the deep incursion of meteoric water.

ÍNDICE	PÁGINA
1. INTRODUCCIÓN	10
1.1 Antecedentes.....	10
1.2 Objetivos.....	10
1.3 Localización y accesos.....	11
1.4 Depósitos minerales entre la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental.....	12
2. MARCO GEOLÓGICO	15
2.1 Geología regional.....	15
2.1.1 Litoestratigrafía del Mesozoico.....	15
2.1.2 Interpretación paleogeográfica.....	18
2.1.3 Litoestratigrafía de Cenozoico.....	18
2.1.4 Rocas intrusivas.....	21
2.1.5 Geología estructural.....	21
2.2 Geología Local.....	24
2.3 Geología del skarn.....	27
3. METODOLOGÍA	29
3.1 Trabajo de Campo.....	29
3.2 Petrografía.....	29
3.3 Microscopia electrónica de barrido (SEM) y Microsonda electrónica (EPMA).....	29
3.4 Geoquímica elemental de intrusivos mediante FRX y ICP-MS.....	30
3.5 U-Pb y Lu-Hf en zircones por LA-ICP-MS-MC.....	30
3.6 Geocronología Re-Os en molibdenita.....	34
3.7 Inclusiones fluidas.....	35
4. MINERALOGÍA	37
4.1 Petrografía.....	37
4.2 Cuerpos intrusivos.....	37
4.3 Mineralizaciones progradantes.....	39
4.4 Mineralizaciones retrogradadas.....	40

4.5 Menas Metálicas.....	43
4.6 Sucesión paragenética.....	46
4.7 Análisis de química mineral.....	46
5. GEOQUÍMICA ELEMENTAL DE LOS INTRUSIVOS.....	53
5.1 Introducción.....	53
5.2 Elementos mayores.....	53
5.3 Elementos traza.....	58
5.4 Geoquímica de tierras raras.....	61
6. GEOCROLOGÍA U-PB, LU-HF Y RE-OS.....	64
6.1 U-Pb en zircón.....	64
6.2 Lu-Hf en zircón.....	71
6.3 Re-Os en molibdenita.....	74
7. PETROGRAFÍA Y MICROTERMOMETRÍA DE INCLUSIONES FLUIDAS.....	75
7.1 Petrografía de inclusiones fluidas.....	75
7.1.1 Inclusiones en granate.....	75
7.1.2 Inclusiones en piroxeno.....	75
7.1.3 Inclusiones en cuarzo.....	78
7.1.4 Texturas de cuarzo y calcita.....	79
7.1.5 Incusiones en calcita.....	80
7.2 Microtermometría de inclusiones fluidas.....	81
8. DISCUSIÓN.....	90
8.1 Origen de los magmas asociados al skarn.....	90
8.2 Edades de emplazamiento de intrusivos y mineralizaciones.....	90
8.3 Características de las mineralizaciones y de los fluidos mineralizantes.....	92
8.4 Condiciones de precipitación mineral.....	94

9. CONCLUSIONES	95
10. BIBLIOGRAFÍA	97
11. ANEXOS	102

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes

La región de Xichú Buenavista (Figura 1.I) está constituida por mineralización de tipo skarn relacionada a la intrusión de un cuerpo granodiorítico en calizas de la Formación El Abra. El depósito mineral presenta asociaciones prógradas en endoskarn y exoskarn, y retrógradas en forma de vetas. Varias de estas vetas tienen contenidos anómalos en Au y Ag (10-14 gr/Ton) en análisis realizados por la Cía. Minera Autlán (Marín, 1990; Hernández y Herrera, 2010).

Los estudios geológicos que se han llevado a cabo en dicha zona han sido en su mayoría de carácter regional (Segerstrom, 1961a; López-Ramos, 1985; Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 1989, 1990; Fitz-Díaz *et al.*, 2011). Además, se trata de un área de difícil acceso hasta finales del siglo pasado debido a la escasez de vías de comunicación. Los estudios más detallados han sido llevados a cabo por compañías mineras privadas que mantienen la información inaccesible.

Los estudios geológicos y reportes técnicos de la zona son escasos y se limitan a estudios realizados por el antiguo Consejo de Recursos Minerales (Ojeda-Rivera y Rojas-Lerma, 1964; Soto y García, 1989; Ramos-Cruz y García, 1990) y a una tesis de licenciatura (Rojas-

Lerma, 1962). Existen además estudios minuciosos de exploración geoquímica y geológica en distintas áreas de la zona realizados por la Cía. Minera Autlán S.A.B. de C.V. (Marín, 1990, 1991) y la Cía. Minera Goldcorp Inc. Estas empresas han realizado intensas campañas de exploración geoquímica y geofísica, tanto en el área del cerro de la Yesca, como en el área de Buenavista (Figura 1.II). A través de estos estudios se han ubicado anomalías geoquímicas importantes de Au y Cu en la zona (Cía. Minera Autlán, reportes técnicos desde 1980 a 2011).

Las obras mineras antiguas en vetas de cuarzo y calcita en los márgenes del contacto con el intrusivo granodiorítico (Mina de Jesús, Santa Rita, La Soledad, Santa María; Figura 1.II), se encuentran sobre estructuras mineralizadas dentro de la falla normal del cerro de La Yesca. Los análisis químicos dieron como resultado contenidos en promedio de 10.5 g/t Au y 159 g/t Ag, así como contenidos relevantes de Cu, Pb, Zn, Sb y As (SGM, 1989).

1.2 Objetivos

El objetivo fundamental de este estudio es determinar un modelo que explique el origen de las mineralizaciones, con especial énfasis en la contextualización tectonomagmática de los intrusivos generadores.

Los objetivos particulares que se plantean en este estudio son los siguientes:

- Determinar la sucesión paragenética.
- Determinar temperatura y salinidad de los fluidos mineralizantes.
- Determinación de la afinidad tectonomagmática de los intrusivos.
- Fechamiento de intrusivos y de la mineralización.
- Proponer una hipótesis de la génesis y clasificación de la mineralización.
- Establecimiento de guías para la exploración en la región de estudio.

1.3 Localización y acceso

La zona mineralizada de Buenavista (Xichú) se localiza a 110 km al NE de la ciudad de Querétaro, y a 40 km al NW de Jalpan de Serra (Figura 1.1). Se encuentra dentro del Estado de Guanajuato en el Municipio de Xichú.

Las vías de comunicación se reducen a terracerías en buenas condiciones la mayor parte del año, que parten de La Florida en Querétaro y de Xichú en Guanajuato. Desde la ciudad de México hay tres alternativas de acceso:

1. Por la autopista 57 México-Querétaro se toma la desviación a

Tequisquiapan a la altura del kilómetro 159 con dirección a Querétaro; se toma la carretera federal San Juan del Río-Jalpan, pasando por Vizarrón y Pinal de Amoles; posteriormente se toma la carretera federal 69 Jalpan-Rio Verde hasta Concá, municipio de Arroyo Seco, Qro. Desde ahí, el recorrido es de hora y media por terracería hasta la comunidad de Puerto de Buenavista, Xichú, Gto.

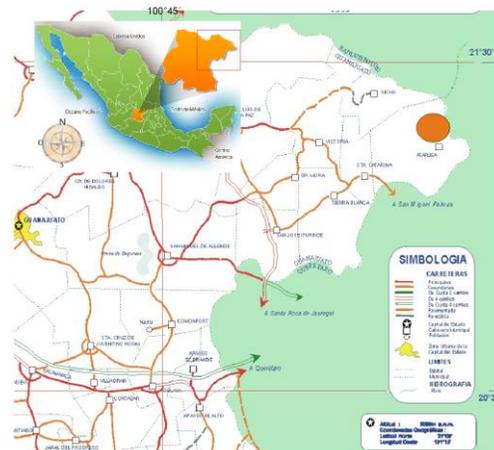


Figura 1.1. localización de la zona de estudio. Tomado de SCT, (2002).

2. Por la autopista 57 México-Querétaro se toma el libramiento a San Luis Potosí, se pasa por la caseta de Chichimequillas, Qro., y se toma la desviación a San José de Iturbide, Gto. Después se toma la carretera estatal San José de Iturbide-Atarjea, pasando por Tierra Blanca y Santa Catarina; una vez que se termina la carretera, se toma la terracería que conduce a El Carricillo, pasando por La Joya y La Lagunita; de El Carricillo se sigue por terracería aproximadamente

por hora y media hasta El Puerto de Buenavista, Xichú, Gto.

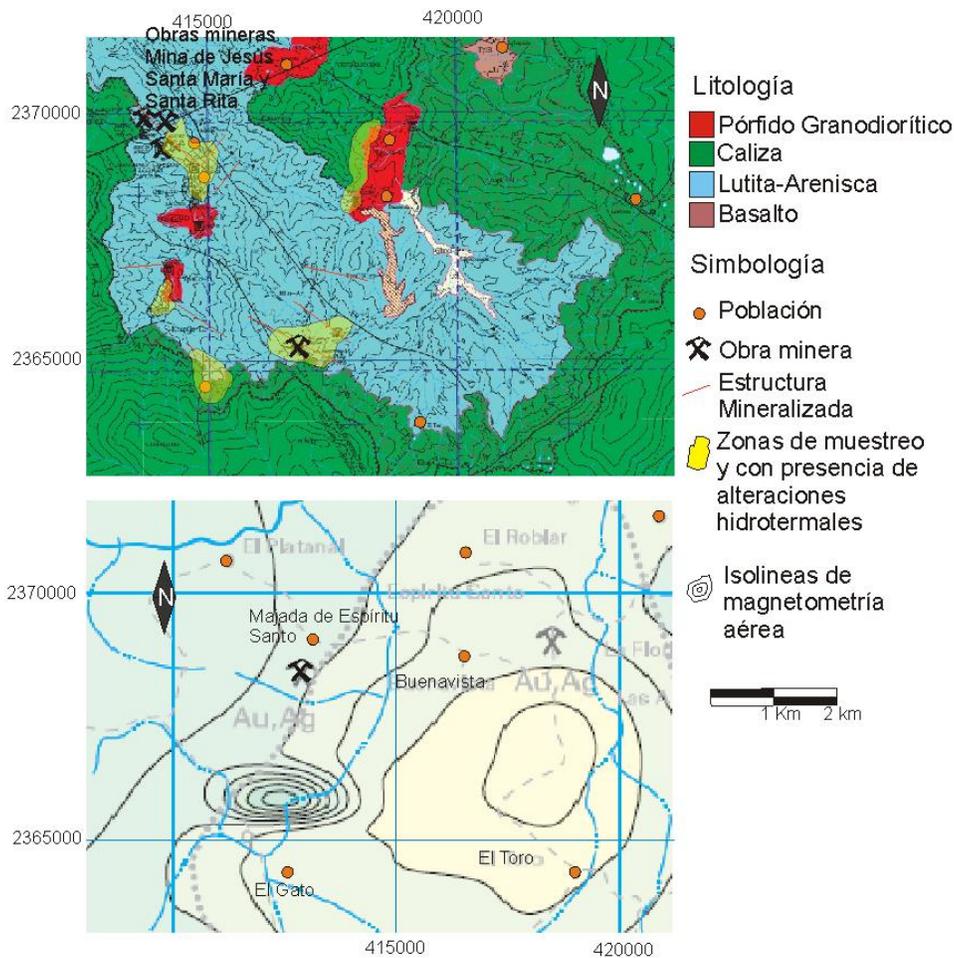


Figura 1.II. Geología general y anomalías magnetométricas de la zona de Buenavista. Superior: Plano con la ubicación de las anomalías geoquímicas encontradas durante el muestreo realizado por el SGM en las obras mineras de Majada de Espíritu Santo. Inferior: Anomalías magnéticas descritas por el SGM, con un área de hasta 10 km², posiblemente marcando la extensión de los stocks a profundidad. Modificado de SGM (1996, 2002).

1.4 Depósitos minerales entre la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental

En el límite oriental de la Mesa Central con la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP), que incluye los estados

de Guanajuato y San Luis Potosí, así como en la región entre Zimapán y Tolimán, se encuentra una gran variedad de yacimientos minerales de distintas tipologías, relacionados a distintas épocas metalogénicas. Estos yacimientos se asocian a: (1) La actividad magmática derivada del margen

convergente del Pacífico, o (2) la evolución de las cuencas sedimentarias que son parte de la megacuenca del Golfo de México (Camprubí, 2013). Los principales tipos de depósitos en la región son: (a) depósitos epitermales / subepitermales polimetálicos, (b) pórfidos metalíferos, (c) skarns polimetálicos de sulfuros, (d) sulfuros masivos vulcanogénicos, (e) depósitos de óxidos de Fe magmático-hidrotermales ('clan' IOCG), (f) vetas de Sn asociadas con riólitas ricas en F, y (g) depósitos tipo Mississippi Valley y asociados (Camprubí, 2013).

En los límites de la Mesa Central se distinguen numerosos skarns emplazados a favor del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes, como La Parrilla, Francisco I. Madero, Comanja de Corona (Figuras 1.III y 1.IV). Los yacimientos de Xichú se concentran en una posible prolongación de dicha zona de fallas hacia el oriente. En las cercanías del área de estudio se encuentran varios skarns polimetálicos de sulfuros (e. g., La Negra y Zimapán; Camprubí, 2013), con edades entre 43.6 y 38.1 Ma (Figura 1.IV).

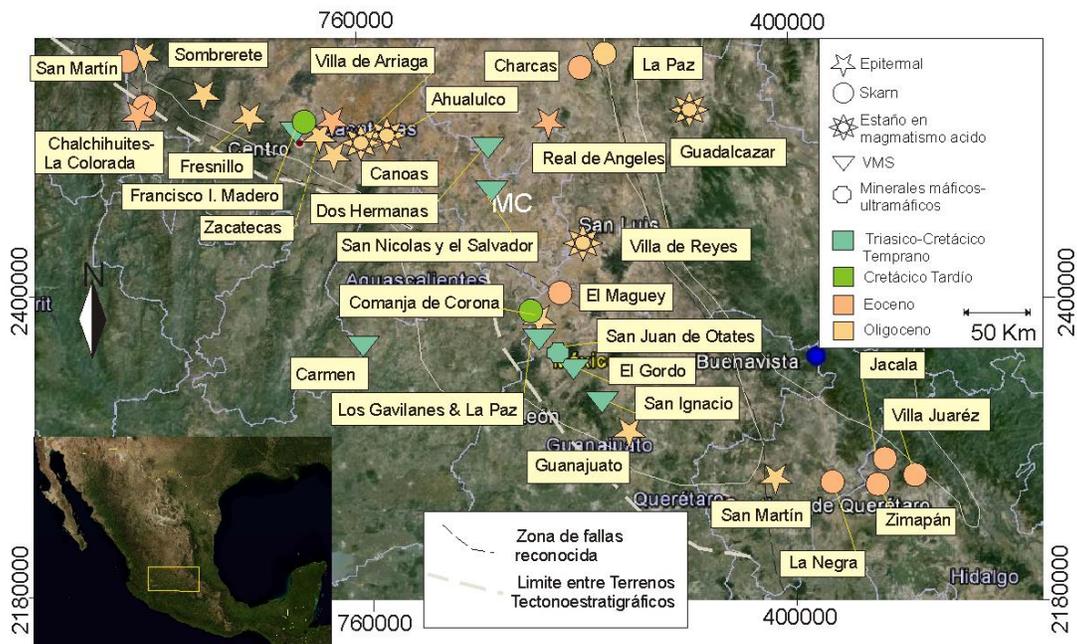


Figura 1.III. Distribución de los principales depósitos minerales en la Mesa Central, con edades desde el Triásico hasta el Oligoceno tardío, según datos en Camprubí (2013). Clave: VMS = depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos; MC = Mesa Central.

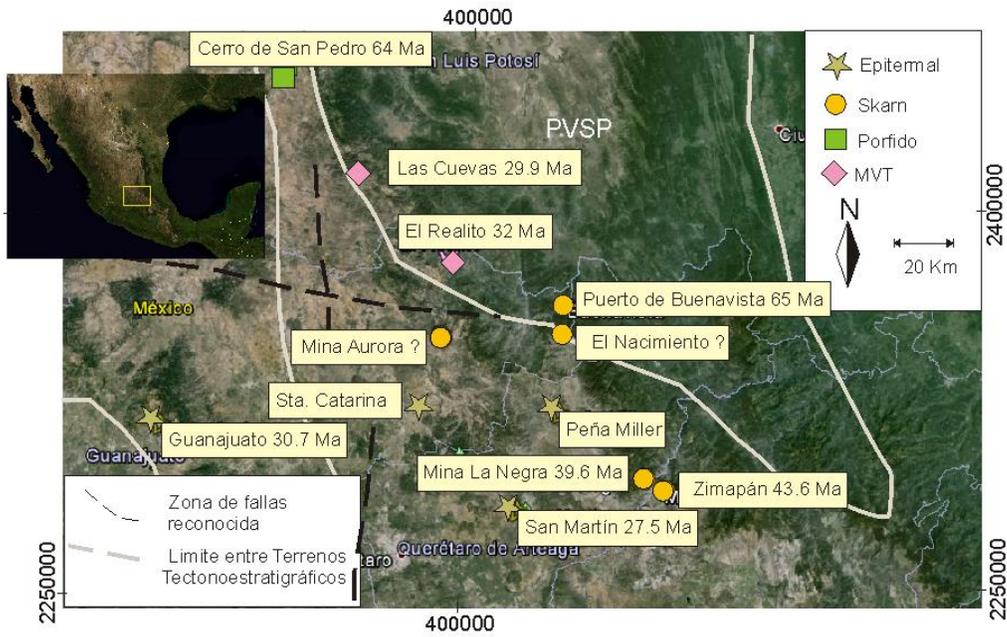


Figura 1.IV. Depósitos minerales en los límites entre la Mesa Central y la Plataforma Valles San Luis Potosí, en el contexto del área de estudio. Datos de edades de formación de depósitos en Camprubí (2013) Clave: MC = Mesa Central; MVT = depósitos tipo Mississippi Valley; PVSP = Plataforma Valles San Luis Potosí.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 Geología regional

En la zona NE del Estado de Guanajuato se localizan los límites de la Mesa Central (MC) y la Sierra Madre Oriental (SMOr), incluyendo la Plataforma de Valles-San Luis Potosí (PVSLP) y la Cuenca de Zimapán (CZ), ambas involucradas en la deformación dentro del Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras (CMPC).

La secuencia litoestratigráfica comprende desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío, con secuencias pelítico-carbonatadas, carbonatadas y terrígenas, las cuales se describen a continuación.

2.1.1 Litoestratigrafía del Mesozoico

En la MC se depositaron secuencias turbidíticas de edad triásica que consisten de areniscas y lutitas, con intercalaciones de lavas almohadilladas máficas (Silva-Romo, 1996; Silva-Romo *et al.*, 2000), que afloran principalmente en las Sierras de Salinas, Catorce y Charcas en San Luis Potosí. Estas secuencias han sido interpretadas como pertenecientes a una zona de margen continental, en donde la región oceánica estaría localizada al WSW (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). En la región de Tolimán se encuentran las rocas más antiguas del área, representadas por el Complejo El

Chilar (Dávila-Alcocer *et al.*, 2009), que presenta características estructurales de un *mélange* tectónico, con bloques autóctonos y alóctonos. Según Dávila-Alcocer *et al.* (2013), dicho complejo representa los remanentes de un prisma de acreción desarrollado en la margen occidental del microcontinente Oaxaquia, durante el Triásico Superior y el Jurásico Inferior (Figura 2.1).

Hacia el Jurásico Medio cambia el régimen de depósito en la MC a rocas detríticas continentales, representadas por conglomerados y areniscas con rocas volcánicas de flujo subaéreo (coladas de lava, piroclastos) (Silva-Romo, 1996; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). En la región de Tolimán se depositó de manera discordante una sucesión vulcanosedimentaria conocida como Formación San Juan de La Rosa (Chauve *et al.*, 1985) sobre el Complejo El Chilar entre el Kimmeridgiano y el Titoniano temprano. Contemporáneamente inició el depósito de rocas marinas calcáreas en la MC, con calizas de la Formación Zuloaga en la parte inferior y lutitas calcáreas de la Formación La Caja hacia la parte superior.

El régimen de sedimentación cambia a depósitos calcáreos y detríticos marinos durante el Jurásico Superior y continúa durante el Cretácico, en los márgenes y el interior de la MC. Hacia el oriente, se produjo la formación de la PVSLP, con espesores de secuencias sedimentarias superiores a los 4000 m

(Carrillo-Bravo, 1971), constituidos principalmente por calizas arrecifales.

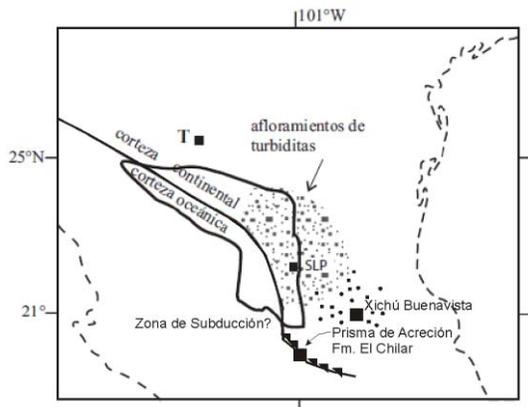


Figura 2.I. Aproximación paleogeográfica para el Triásico Tardío de la Mesa Central y la región de Tolimán. Tomado de Nieto-Samaniego *et al.* (2005, 2007). Clave: T = Torreón, SLP = San Luis Potosí.

Hacia el occidente se depositaron gruesos paquetes de sedimentos marinos, a los que Carrillo-Bravo (1971) denominó Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) (Figura 2.II). Las litologías están dominadas por calizas arcillosas que pasan a lutitas calcáreas y, hacia la cima, se encuentran areniscas con numerosos clastos de rocas volcánicas de la Formación Caracol (Roldán-Quintana, 1968). El depósito de la plataforma calcárea, denominada Banco El Doctor, se desarrolló durante el Albiano, y conllevó el depósito de turbiditas calcáreas y brechas intraformacionales (Mendoza-Rosales y Silva-Romo, 2001).

A partir del Turoniano, el régimen de depósito cambia y los sedimentos calcáreos se restringen a algunos desarrollos arrecifales, los depósitos

posteriores son calcáreo-arcillosos y cambian a clásticos de naturaleza turbidítica, con influencia volcánica (Mendoza-Rosales y Silva-Romo, 2001).

A continuación se describen algunas unidades litológicas que se encuentran en la zona de estudio, algunas de ellas con distribución regional.

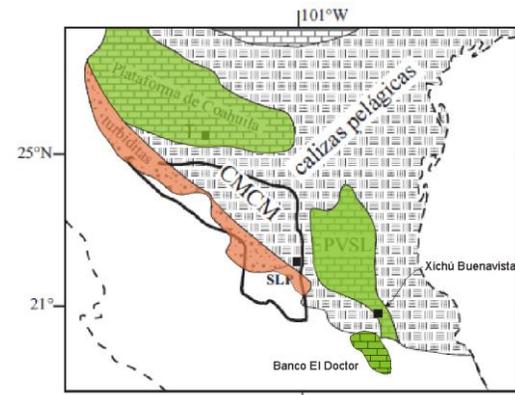


Figura 2.II. Paleogeografía para el Cretácico (Albiano) de la Mesa Central, de la región de Tolimán y la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Adaptado de Nieto-Samaniego *et al.*, (2005, 2007). Clave: CMCM = Cuenca Mesozoica del Centro de México, PVSL = Plataforma Valles San Luis Potosí, T = Torreón, SLP = San Luis Potosí.

La Formación San Juan de la Rosa, del Kimmeridgiano al Titoniano inferior, se encuentra posiblemente en contacto discordante bajo la Formación El Abra, al poniente de la falla La Yesca. Se infiere su presencia ya que los afloramientos más extensos en la zona de estudio corresponden a una secuencia de conglomerados y areniscas con algunos bloques de basalto, a veces intercalados con tobas y lutitas. Algunas de estas unidades corresponden a la litología descrita por Carrillo-Martínez (1989) y

Ortega-Flores (2014), los cuales describen una secuencia de brechas volcánicas y sedimentarias, conglomerados, arcosas, grauvacas, tobas riolíticas, areniscas y lutitas apizarradas y algunos bloques de basalto-andesita, con un espesor de varios cientos de metros (figura 2.III).

La Formación Las Trancas, definida por Segerstrom (1961a), presenta intercalaciones de lutitas apizarradas, calizas arcillosas, lutitas rojas que varían a verde-grisáceas, estratos de areniscas areniscas volcánicas y depósitos de piroclastos, con un espesor de ~1000 m, cuyos 200 m superiores presentan estratos más gruesos margo-calcáreos. Suter (1987) reconoció el carácter vulcanosedimentario de la parte inferior de esta formación, por estar constituida por rocas clásticas y piroclásticas intercaladas con lavas andesítico-dacíticas y calizas (Carrillo y Suter, 1982). Su contenido fosilífero permite asignarle una edad del Kimmeridgiano al Barremiano (Segerstrom, 1962; Carrillo-Martínez y Suter, 1982). La sucesión volcanoclástica de la Formación San Juan de la Rosa puede ser correlacionable con las facies calciturbidíticas de aguas profundas de la Formación Trancas (Ortega-Flores, 2014).

La Formación El Abra, del Albiano al Cenomaniano (Aguayo-Camargo, 1998), está constituida por calizas de plataforma (en la Plataforma Valles-San Luis Potosí), con un espesor mínimo de 800 m (Aguayo, 1975). En este complejo

arrecifal están comprendidos ambientes de arrecife de rudistas y post-arrecifales. El arrecife de rudistas consiste en una gran variedad de fauna, incluyendo amonites esporádicos, todos ellos depositados en forma de estratos complejos y acuñamientos de calcarenitas y calcirruditas. El ambiente post-arrecifal está caracterizado por estratos de caliza micríticas con fauna abundante pero de baja diversidad (Aguayo-Camargo, 1998). Un equivalente de esta formación, pero con facies distintas, es la Formación El Doctor, que aflora más al SW, principalmente en la zona central de Querétaro (Carrillo-Martínez y Suter, 1982).

La Formación Tamaulipas se depositó mayormente durante el Cretácico Temprano a Tardío, consiste en 200 a 400 m de espesor de calizas micríticas y, en menor medida, de calcarenitas con cuerpos lenticulares de pedernal. Esta formación es equivalente en sus facies de plataforma a las formaciones El Abra y Tamabra (Carrillo-Martínez, 1990).

Segerstrom (1961a) describió la Formación Soyatal como una secuencia de calizas con intercalaciones de lutitas, limolitas y areniscas. En su parte superior, los estratos cambian gradualmente a clásticos de la Formación Méndez, con fósiles que abarcan del Turoniano al Maastrichtiano. En la Formación Méndez predominan lutitas, margas y areniscas de textura fina (Segerstrom, 1961a; Carrillo-Martínez,

1989). Ambas formaciones aparecen con un espesor máximo de 1,000 m, y se observan en las cercanías del poblado de La Florida en Queretaro ubicado a 5 km al este de Xichú Buenavista.

2.1.2 Interpretación paleogeográfica

El origen de las formaciones litológicas del noreste y centro de México está ampliamente relacionado con la apertura del Golfo de México, ya que a partir del Triásico Superior ocurrieron procesos tectónicos distensivos que separaron a la placa Norteamericana de la Africana, ocasionando elementos positivos o horsts (como la Isla de Coahuila, el Archipiélago de Tamaulipas y la Península del Burro-Picachos); y negativos o grabens los cuales sirvieron como zonas de depósito de material clástico de origen continental y rocas volcánicas asociadas en los bajos del basamento que bordeaban el golfo (Padilla y Sánchez, 1986). En el Jurásico se dio un avance transgresivo de las aguas del Pacífico para formar el Protogolfo de México, dando lugar a extensos cuerpos de agua con circulación muy restringida. Posteriormente a medida que las aguas avanzaban, se

desarrollaron plataformas marinas y favoreciendo la formación de extensas barras de oolitas y zonas lagunares. Este régimen continuó durante el Cretácico, con la formación de la Plataforma Valles San Luis Potosí y el banco El Doctor, es hasta el Turoniano que cambia el régimen de depósito a calcáreo-arcilloso. Durante el intervalo del Coniaciano al Santoniano el nivel del mar descendió de tal manera que se incrementó el depósito de clásticos y disminuyó el de carbonatos, en el Maastrichtiano comenzó el régimen de regresiones marinas y depósito de sedimentos terrígenos provenientes del oeste de México (Padilla y Sánchez, 1986; Arvizú-Gutiérrez, 2006).

2.1.3 Litoestratigrafía del Cenozoico

Al finalizar las transgresiones marinas en la Mesa Central, se depositaron rocas continentales sedimentarias y volcánicas que incluyen principalmente conglomerados y rocas máficas. El depósito de dichos conglomerados inició en el Eoceno (Ponce y Clark, 1988), aunque pudiera haber iniciado en el Paleoceno.

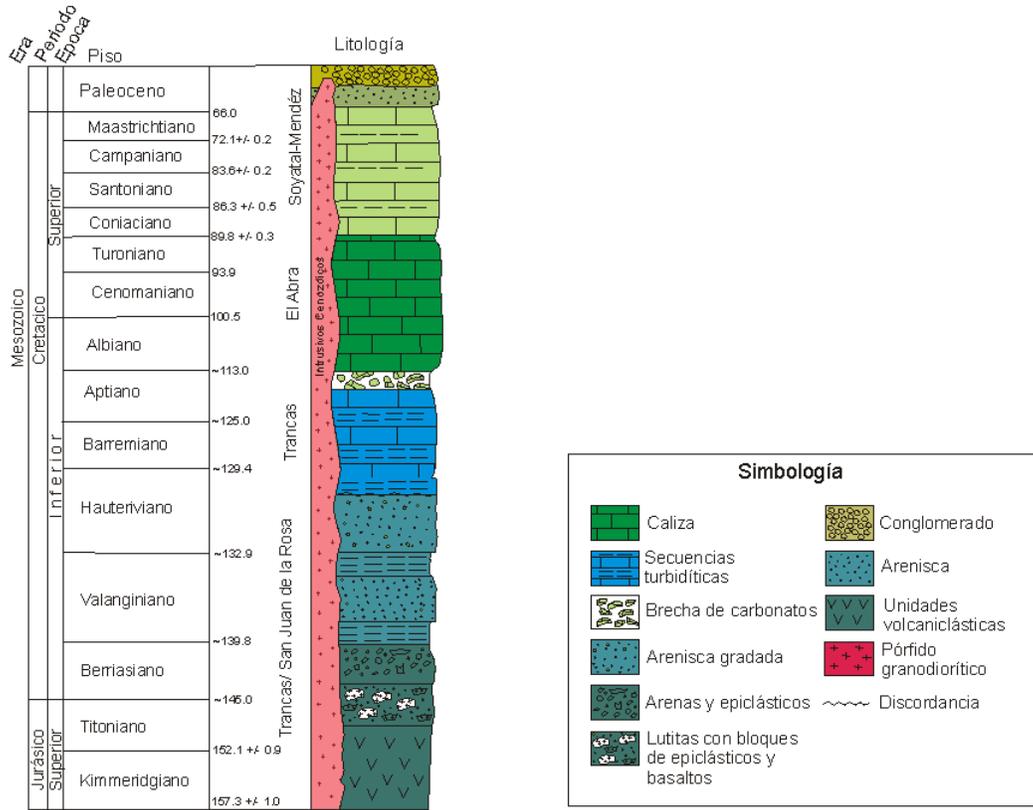


Figura 2.III. Columna estratigráfica del área de Xichú. Los intervalos de tiempo de cada litología se tomaron de SGM (2002), Ortega-Flores *et al.* (2013), Fitz-Díaz *et al.* (2014).

METALOGENÍA DEL SKARN EN XICHÚ GTO.

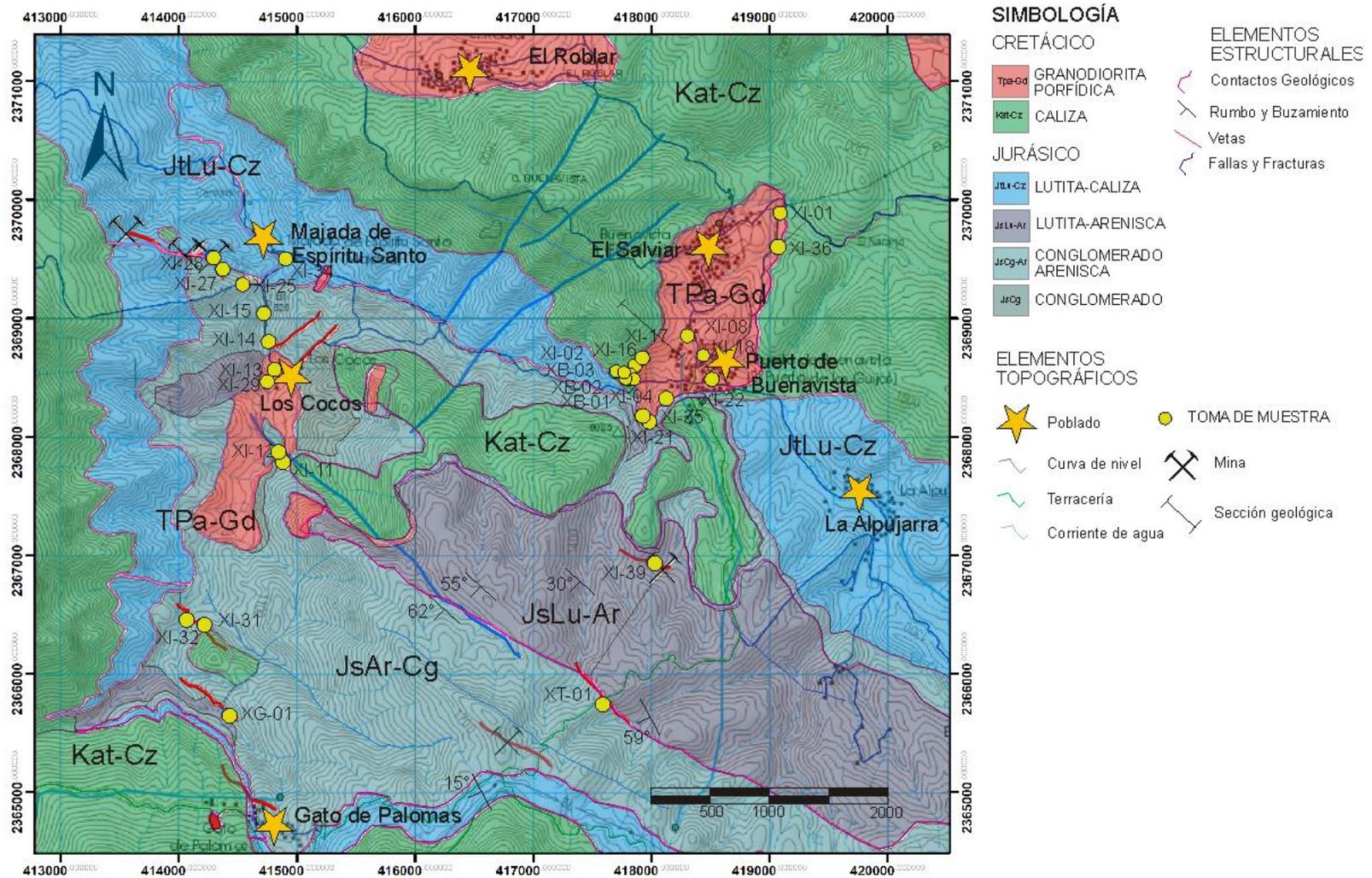


Figura 2.IV. Plano geológico del área de Xichú Buenavista, con ubicación de los puntos de muestreo. Modificado de Marín (1984).

En la zona de estudio se encuentran horizontes de conglomerados polimícticos con una edad del Eoceno al Oligoceno (SGM, 2002), a 5 km al SE del área de Buenavista y en los márgenes del río Santa María. A unos 15 km al SSW del puerto de Buenavista aflora una secuencia volcánica con dacitas y riólitas porfídicas sobreyaciendo a andesitas y traquitas del Oligoceno Inferior (Vassallo *et al.*, 2008), marcando el límite entre el volcanismo de la Sierra Madre Occidental con la Plataforma Valles-San Luís Potosí.

2.1.4 Rocas intrusivas

Tanto en la Mesa Central como en la Cuenca de Zimapán, existen afloramientos de numerosos cuerpos intrusivos de dimensiones variables, y mayormente de edades del Eoceno y Oligoceno (SGM, 2001, 2002; Orozco-Esquivel, 2002; Pinto-Linares, 2008; Vassallo *et al.*, 2008).

Las rocas intrusivas en la zona de estudio se encuentran en las estribaciones del cerro de La Yesca y en Buenavista, y consisten en un intrusivo de composición granodiorítica (con alteración potásica) y stocks de pórfido granodiorítico y diorítico. En la mina Aurora, 4 km al NE de Xichú afloran cuerpos ígneos de composición cuarzo-monzonítica, siendo el mayor de ellos un dique de 4 km de largo por 400 m de ancho máximo. Éste presenta color gris claro con textura holocristalina porfídica de grano medio, con cuarzo, microclina,

andesina y oligoclasa (Salas Megchún, 2014).

En la zona mineralizada El Nacimiento, a 40 km al SSW de Buenavista, se observan afloramientos de cuerpos intrusivos de composición granodiorítica, a los que se asocian hornfels, skarn y mármoles formados por metasomatismo de contacto sobre las formaciones Soyatal, Mendez y El Abra (SGM, 2002).

Otros cuerpos intrusivos en los límites entre la Mesa Central y la PVSLP relacionados genéticamente a mineralizaciones hidrotermales son el pórfido granodiorítico de Cerro de San Pedro en San Luis Potosí, los intrusivos cuarzo-monzoníticos de Zimapán en Hidalgo, y el stock granodiorítico y diques de composición cuarzo-monzonítica de La Negra en Querétaro, aunque sus edades son muy diferentes entre sí (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Vassallo *et al.*, 2008; Camprubí, 2013).

2.1.5 Geología estructural

La Mesa Central está limitada por grandes zonas de falla (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007) asociables a elementos tectónicos y paleogeográficos como la PVSLP y la CMCM y, posiblemente, con discontinuidades corticales asociadas a acreción (Camprubí, 2013). Las principales zonas de falla son la de Taxco-San Miguel de Allende (ZFTSMA) y la de San Luis-Tepehuanes (ZFSLT).

Se observa de manera notable que los límites entre la PVSLP y la CMCM coinciden con el límite oriental de la Mesa Central y con la traza de la ZFTSMA. Asimismo, el límite entre la CMCM y la secuencia vulcanosedimentaria mesozoica marca burdamente la mayor parte del borde occidental de la Mesa Central y la ZFSLT (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007). La ZFSLT se observa en imágenes de satélite y en modelos de elevaciones como un lineamiento con dirección NW-SE desde San Luis de la Paz, Guanajuato, hasta Tepehuanes, Durango. La correspondencia entre elementos paleogeográficos y zonas de falla como las ZFTSMA y ZFSLT está relacionada posiblemente con diferencias de espesor cortical de dichos elementos, pues en la actualidad existen diferencias de espesor de la corteza a ambos lados de las zonas

de falla (Alaniz-Alvarez *et al.*, 2005; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007) Es decir, se infiere que las fallas y las diferencias de espesor cortical son rasgos heredados de estructuras antiguas (al menos, mesozoicas; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007).

En el campo volcánico Río Santa María (Figura 2.V), formado por erupciones de lavas andesíticas en el Eoceno medio y por el voluminoso volcanismo félsico del Oligoceno, se pueden observar una serie de fallas de alto ángulo con dirección preferencial NW-SE. Estas fallas se interpretan como la continuidad de la ZFSLT hacia la PVSLP (Aguillón-Robles *et al.*, 2012). La zona mineralizada de Xichú se encuentra a pocas decenas de km al oriente de dicho campo volcánico e igualmente asociada a estructuras NW-SE (Figura 2.IV).

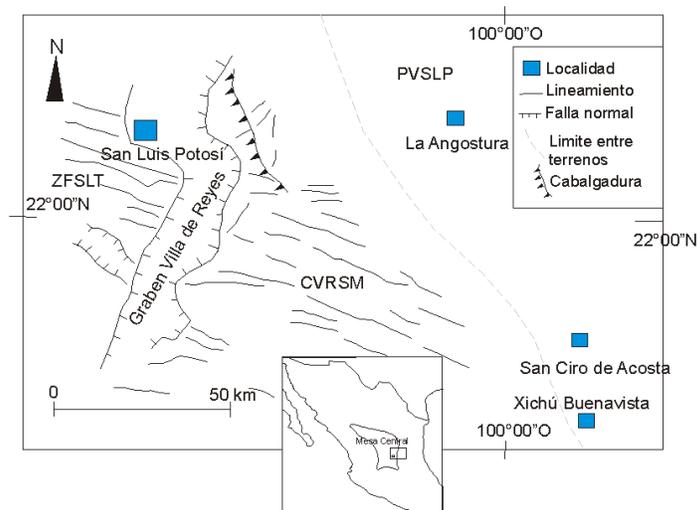


Figura 2.V. Fallas y lineamientos del campo volcánico Río Santa María, señalando la posible continuidad de la zona de falla San Luis-Tepehuanes (tomado de Tristán-González *et al.*, 2009a).

Clave: CVRSM = Campo volcánico Río Santa María, PVSL = Plataforma Valles San Luis Potosí, T = Torreón, ZFSLT = Zona de Fallas San Luis- Tepehuanes.

La deformación en el área de estudio data del Cretácico Tardío al Paleógeno incluye las orogénias Sevier y Larámide (Tardy *et al.*, 1974; Carrillo-Martínez, 1989; Fitz-Díaz *et al.*, 2011b). La orogenia Sevier se desarrolló principalmente en el Cretácico Superior y presenta un estilo de deformación de piel delgada (Fitz-Díaz *et al.*, 2014), que

afecta principalmente a rocas de la cubierta sedimentaria mesozoica y domina en el área de estudio (Tardy *et al.*, 1974; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2011b). La orogenia Larámide se desarrolló principalmente del Cretácico Superior al Paleógeno y presenta un estilo de deformación de piel gruesa.

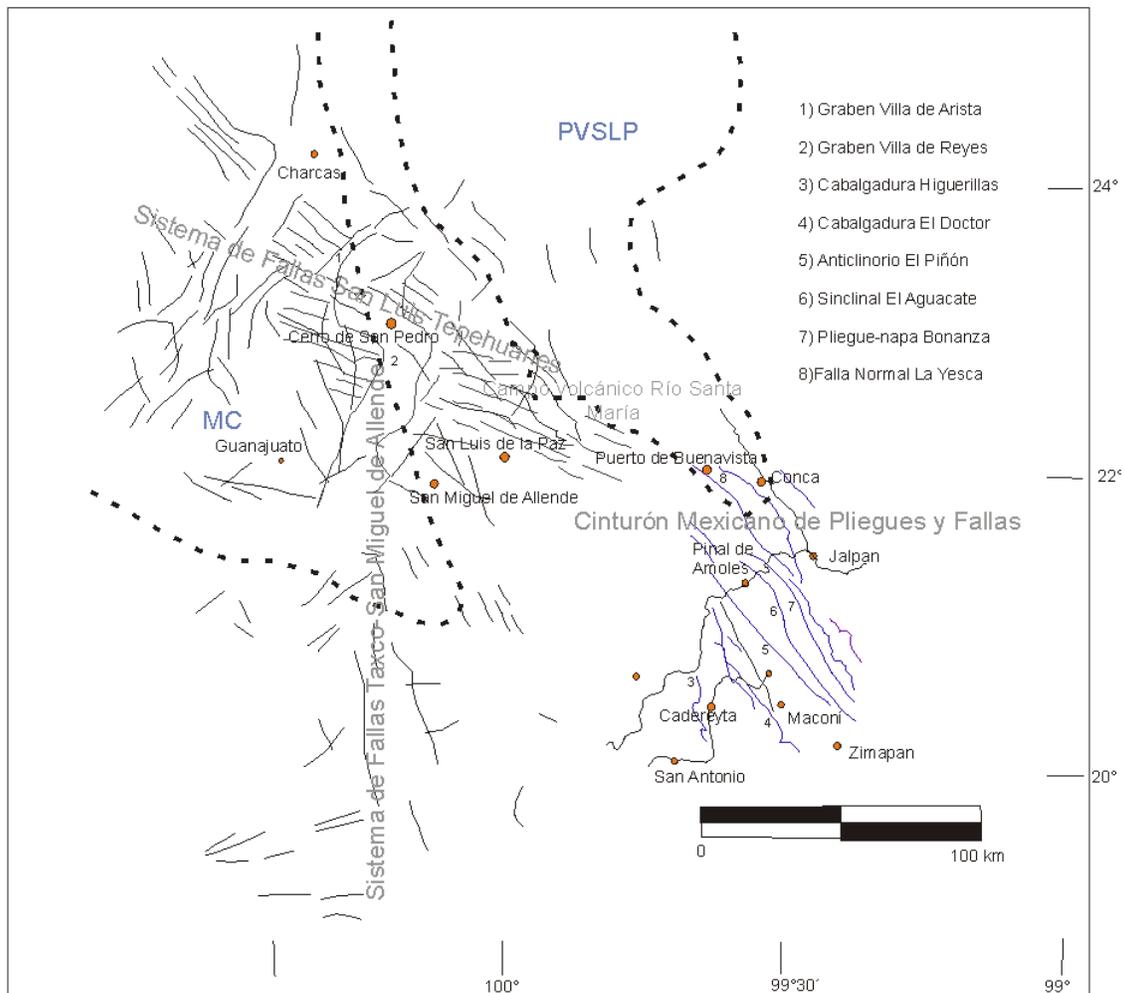


Figura 2.VI. Ubicación de las estructuras que limitan la Mesa Central y la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP). Adaptado de Carrillo-Martínez (1989), Nieto-Samaniego *et al.* (2007) y Tristán-González *et al.* (2009a).

2.2 Geología local

En la zona de estudio se observa principalmente una secuencia sedimentaria con espesores de hasta 1,500 m, compuesta por sedimentos clásticos y vulcanosedimentarios de la Formación San Juan de la Rosa sobreyacidas por areniscas-lutitas, intercaladas con derrames de composición andesíticos de la Formación Trancas en la base y hacia la parte superior calizas de las Formaciones Trancas y El Abra, con un rango de edades que abarca desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Superior. Estas unidades están afectadas por alteración hidrotermal y metamorfismo de contacto relacionado a la intrusión de un conjunto de stocks del Cenozoico (Figura 2.VIII E).

La base de la columna estratigráfica la constituyen rocas de la Formación San Juan de la Rosa, que son principalmente clásticas, con alteración argílica y fuerte silicificación local, encajonan vetas de cuarzo hidrotermal con un espesor variable de 30 cm en promedio y presencia de cristales diseminados de pirita anhedrales y subhedrales (Figura 2.VII).

La parte superior de la Formación Trancas aflora al NW del área de Buenavista, cerca de las estribaciones de los cerros de la Yesca y Buenavista. Se

observa como una secuencia de calizas y lutitas apizarradas, altamente deformadas y con fracturadas al punto de que los planos de estratificación ya no son fácilmente reconocibles (Figura 2.VII A). En el cerro de la Yesca, la Formación Trancas se encuentra en contacto por falla normal (rumbo NW50° y echado de NE 85°) con una unidad clástica de la Formación San Juan de la Rosa. Dicha falla constituye el control estructural más importante para el emplazamiento de las mineralizaciones (Figura 2.VIII F), con vetas de cuarzo intercaladas con vetillas de calcita.

La Formación El Abra sobreyace a la Formación Trancas y aflora en lo alto de los cerros de la Yesca, Buenavista y El Pino (Figura 2.VIII C). En el Puerto de Buenavista, esta formación fue intruída por un pórfido granodiorítico (figura 2.VII D), lo cual genera un skarn de silicatos de Ca y marmorización de las calizas.

En el área de estudio se pueden observar una serie de fallas normales de distinta extensión y desplazamiento que afectan a toda la secuencia sedimentaria, con rumbo general NW 55°, a favor de las cuales se emplazaron vetas hidrotermales. Tal es el caso de la falla del cerro la Yesca, que alberga una estructura mineralizada de 0.8 a 1.5 m de ancho (Ramos-Cruz *et al.*, 1990).



Figura 2.VII. Izquierda: Zona de intensa silicificación en rocas de la Formación San Juan de la Rosa, cercana a la comunidad de Cocos. Derecha: Mineralizaciones masivas y diseminadas de sulfuros en asociación con la silicificación, y oxihidróxidos de Fe derivados de su intemperismo.

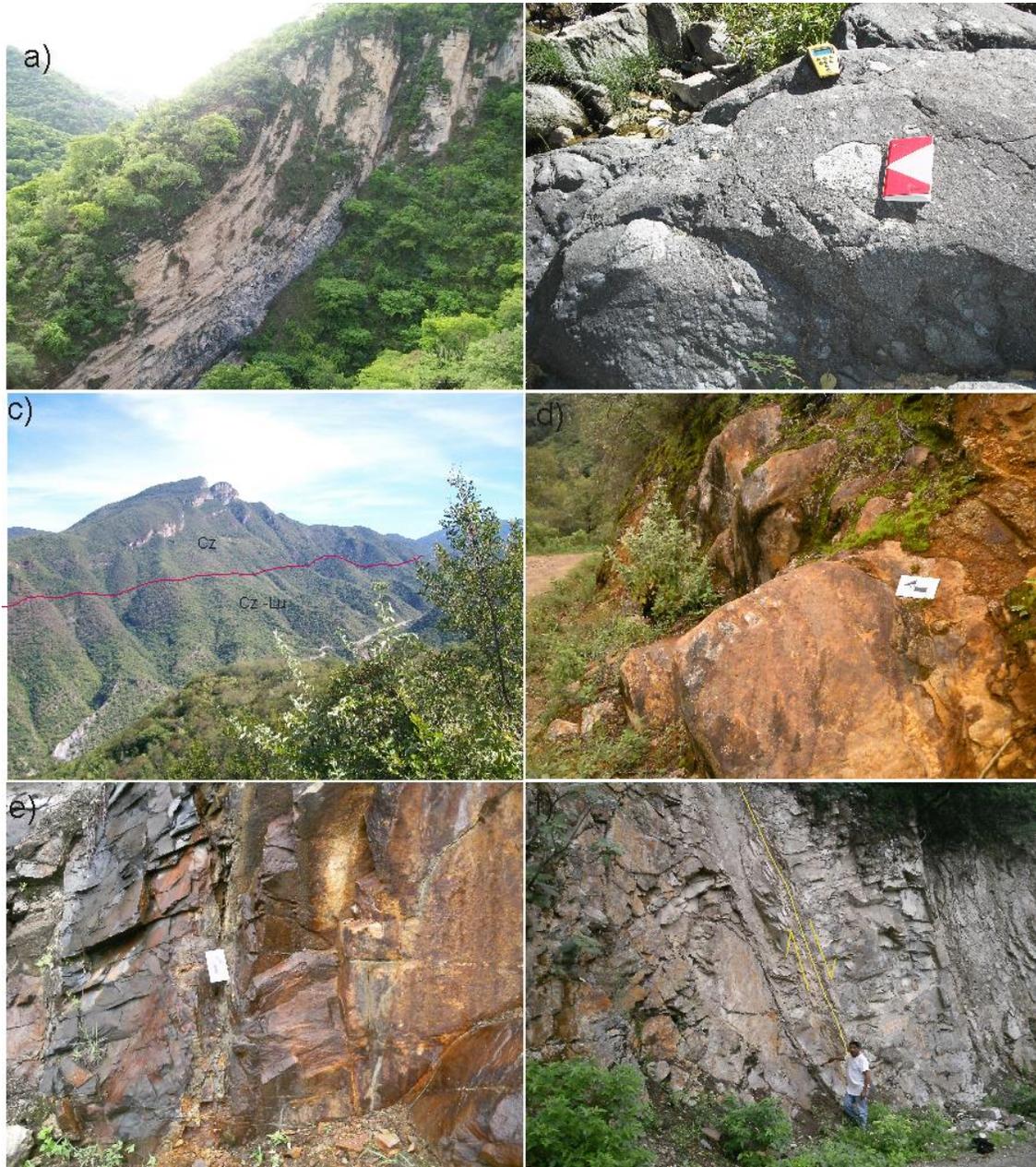


Figura 2.VIII. a) Plegamiento en la Formación Trancas; Majada de Espíritu Santo. b) Brecha con matriz de arenas finas, Formación San Juan de la Rosa; Los Cocos. c) Contacto entre la Formación Trancas subyaciendo a la Formación El Abra; Puerto de Buenavista. d) Intrusivo granodiorítico; El Salviar. e) Dique granodiorítico intrusionando a la Formación El Abra; Puerto de Buenavista. f) Falla La Yesca, entre la Formación San Juan de la Rosa (derecha) y la Formación Trancas; Los Cocos.

2.3 Geología del skarn

El metamorfismo de contacto se desarrolla entre un pórfido granodiorítico y un grueso paquete de calizas, conglomerados y areniscas de la Formación El Abra.

El pórfido muestra diseminación de minerales opacos y vetillas de cuarzo y

calcita con dimensiones variables, algunas de estas vetillas contienen asociaciones minerales de skarn (Figura 2.XC).

La mineralización es en parte estratoligada según la estratificación de las calizas (Figura 2.XA) y se encuentra zonada.

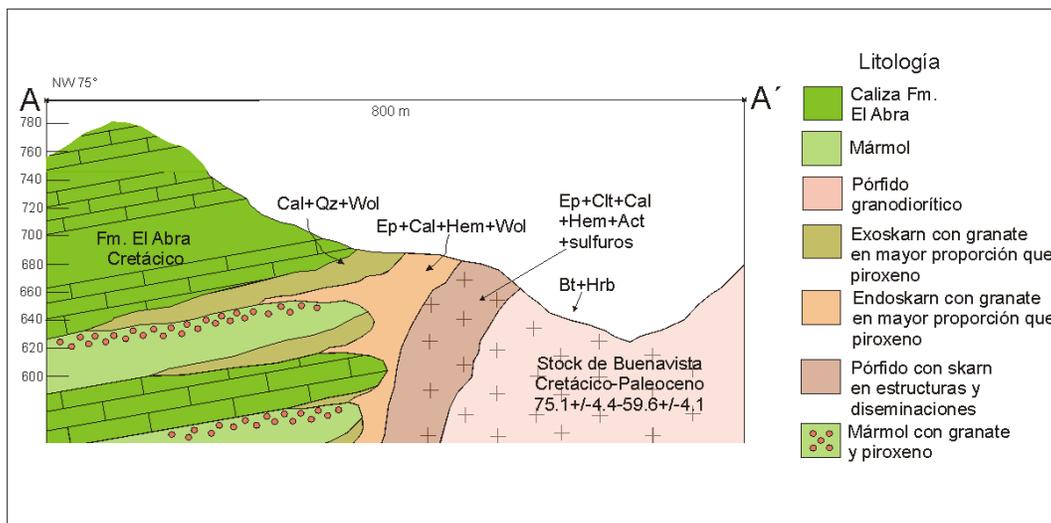


Figura 2.IX. Sección geológica esquematizando la zonación de las asociaciones mineralógicas del skarn de Xichú. Clave: Act = actinolita, Bt = biotita, Cal = calcita, Clt = Clorita, Ep = epidota, Hem = hematita, Hrb = Hornblenda, Qz = Cuarzo, Wol = wollastonita.

Los cuerpos de skarn estratoligados presentan una litología característica con contenido de calcosilicatos, granates y piroxenos de grano medio a grueso, variando a contenido de granate, piroxeno y wollastonita con calcita y minerales opacos diseminados. Los horizontes de mármol muestran granates diseminados. Esta secuencia se repite a lo largo del contacto entre el stock

porfídico y la secuencia sedimentaria carbonatada (Figura 2.XB).

En la etapa de hidrotermalismo tardío en la zona del poblado de Majada de Espíritu Santo se emplazaron vetas de cuarzo y calcita en fallas y fracturas de las rocas encajonantes, con dirección preferencial NW 50-70°. Las vetas principales y con mayor espesor son El Gato, Alejandría, Mina Prieta y El Pinito.



Figura. 2.X. Afloramientos de diversas asociaciones minerales del skarn de Buenavista, Puerto de Buenavista. a) Marmorización adjunta al skarn. b) Contacto entre el skarn y el intrusivo porfídico, con intensa oxidación. c) Granodiorita con endoskarn y sulfuros. d) Veta de cuarzo con de hematita. e) Zona de skarn con asociación retrógrada. f) Contacto entre un derrame basáltico de la Formación Trancas y el pórfido granodiorítico, con mineralización de sulfuros en el contacto, Los Cocos.

3. METODOLOGÍA

3.1 Trabajo de campo

Se ha realizado una cartografía geológica a detalle y descripción de unidades estratigráficas a semidetalle. Los diversos caminamientos en la zona se enfocaron en delimitar los contactos litológicos realizando una descripción de afloramientos del skarn y de las zonas de alteración en las distintas litologías intrusionadas, y un muestreo representativo tanto de intrusivos relativamente poco alterados y con mineralización visible de sulfuros como de estructuras con alteración y mineralización. En los afloramientos de skarn de Buenavista se obtuvieron muestras donde se aprecian

3.2 Petrografía

Un total de 60 muestras fueron recolectadas en campo, de las cuales se seleccionaron 28 para realizar estudios de petrografía a luz transmitida y reflejada, y un total de 25 muestras para realizar estudios de inclusiones fluidas. Las muestras fueron preparadas en el taller de laminación del Centro de Geociencias de la UNAM, utilizando una seccionadora para láminas delgadas Buehler Petro-thin y una pulidora Struers Rotopol-35. La petrografía completa de cada muestra se describe en el anexo I y se describe la mineralogía y texturas observadas en el capítulo III.

intercalaciones de horizontes de mármol y mármol con granates, horizontes de silicatos cálcicos con presencia de cristales de granate y piroxenos, zonas de silicificación con y sin presencia de mineralización, así como zonas de oxidación derivadas del intemperismo de sulfuros hipogénicos.

También se seleccionaron puntos de muestreo en vetas de cuarzo y zonas de alteración cercanas a contactos litológicos del intrusivo en la comunidad de Cocos y en la zona de obras mineras realizadas en la roca encajonante que mostraban trazas de mineralización económica (sulfuros) y alteración supergénica en sulfuros. Todos los levantamientos geológicos y los muestreos se georeferenciaron mediante GPS.

3.3 Microscopía electrónica de barrido (SEM) y microsonda electrónica (EPMA)

Para complementar el estudio de petrografía, se utilizó la microscopía electrónica, con imágenes de electrones secundarios, retrodispersados y energía dispersiva de rayos X (o EDS: Energy Dispersive X-ray Spectrometry).

Con el uso de estas imágenes se pudo seleccionar minerales y áreas de interés a fin de obtener su composición química elemental, con la que se realizan cálculos estequiométricos para obtener las fórmulas estructurales de los minerales, sus contenidos molares o en átomos por fórmula unidad (apfu).

Tales determinaciones se llevaron a cabo con un equipo Jeol JXA-8900XR equipado con cinco espectrómetros, ubicado en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica de la UNAM.

Las condiciones analíticas fueron las siguientes:

- a) Para silicatos, corriente de sonda de 20 KeV y 20 nA, diámetro de haz de 1 μm , con un tiempo de conteo de 30 s. Los estándares usados son: albita ($\text{SiK}\alpha$), anhidrita ($\text{CaK}\alpha$), apatito ($\text{FK}\alpha$), clorita ($\text{SiK}\alpha$, $\text{AlK}\alpha$, $\text{MgK}\alpha$, $\text{NiK}\alpha$), olivino ($\text{FeK}\alpha$, $\text{MgK}\alpha$ y $\text{NiK}\alpha$), plagioclasa ($\text{AlK}\alpha$ y $\text{TiK}\alpha$).

Para sulfuros, corriente de sonda de 20 KeV y 20 nA, diámetro de haz de 1 μm , con tiempo de conteo de 30 s. Los estándares usados son: cuprita ($\text{CuK}\alpha$), cadmio ($\text{CdL}\alpha$), galena ($\text{PbM}\alpha$), ilmenita ($\text{FeK}\alpha$ y $\text{MnK}\alpha$), plata ($\text{AgL}\alpha$), esfalerita ($\text{SK}\alpha$ y $\text{ZnK}\alpha$).

3.4 Geoquímica elemental de intrusivos mediante FRX y ICP-MS

Para el estudio de geoquímica de los cuerpos intrusivos se seleccionaron 4 muestras de distintas localidades, representativas de dichos intrusivos. De éstas se llevó a cabo el estudio de elementos mayores, menores y traza; el estudio de elementos mayores se hizo por medio de Fluorescencia de Rayos X (FRX) en el Instituto de Geología de la

UNAM. El equipo utilizado fue un espectrómetro de masas secuencial de FRX Rigaku Primus II, equipado con tubo de Rh y ventana de Be de 30 μm . La concentración de Fe se expresa como Fe_2O_3 total ya que la muestra, al ser calentada para el cálculo de la pérdida por calcinación, se oxida, lo que aumenta la relación $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$. Los datos fueron recalculados para condiciones anhidras a fin de evitar datos anómalos debido a la modificación de contenidos elementales por causa de alteración hidrotermal. Los porcentajes de pérdidas por calcinación de las muestras son menores a 2%, lo que indica que los valores son lo suficientemente confiables para su interpretación y clasificación.

La determinación de concentraciones de elementos menores y traza se llevó a cabo en los laboratorios de Actlabs Ltd. (Ancaster, Ontario, Canadá), usando un equipo NexION 300 ICP-MS, por medio de espectroscopia de masas de plasma inductivamente acoplado (ICP-MS).

3.5 Edades U-Pb y Lu-Hf en zircones

Para este estudio se usaron las mismas muestras que en el caso anterior (XI-01, XI-08, XI-10, XI-18). Las muestras se trituraron a tamaños entre 50 y 200 μm . A partir de una alícuota de cada una se obtuvieron zircones individuales por medio de decantación de la muestra en solución (método de bateo). Los cristales

individuales de zircón se escogieron a mano bajo microscopio binocular y se montaron en resina epóxica. El análisis de isótopos radiogénicos de las series U-Pb y Lu-Hf en zircones se llevó a cabo en el Centro de Geociencias de la UNAM, mediante LA-ICP-MS-MC (espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplado con ablación láser y multicolector). El equipo utilizado es un láser Resolution M50 acoplado al espectrómetro ICP-MS cuadrupolar Thermo Xii. Los cristales de zircón se analizan de manera alterna con zircones estándar usados ampliamente para fechamientos por U-Pb (Paton *et al.*, 2010) y vidrios NIST. El espectrómetro está equipado especialmente con diseño de bloque colector para adquisición simultánea de las señales de ^{206}Pb y ^{207}Pb mediante contadores de iones y las señales de ^{235}U y ^{238}U en los detectores Faraday.

La ablación láser de los zircones se realiza en una atmósfera de He. Una vez vaporizada, la muestra es evacuada y mezclada con Ar como gas transportador. El tiempo de cada análisis se completa en ~80 segundos, el diámetro del haz utilizado fue de entre 24 y 34 μm , con una profundidad de análisis de 23 μm , usando un protocolo analítico modificado por Solari *et al.* (2010). La calibración de

los datos y las correcciones se hicieron basadas en el zircón estándar externo descrito por Paton *et al.* (2010). Las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ fueron corregidas por Pb común asumiendo composiciones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.824$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.671$ (Cumming y Richards, 1975), basadas en ^{204}Pb .

Para cada análisis o grupo de muestras de zircones, se analizó primero el vidrio sintético NIST SRM 612, que se usa en la calibración del detector y en el cálculo de concentraciones de otros elementos. Enseguida se realizan cinco análisis del zircón estándar 91500 que tiene una edad concordante U-Pb de 1065 ± 0.5 Ma (2σ), obtenida mediante la técnica ID-TIMS (Wiedenbeck *et al.*, 1995). Posteriormente, se analizaron los zircones de edad desconocida alternando cinco zircones de edad desconocida con uno del zircón estándar 91500 de forma cíclica.



Figura 3.I. a) Equipo de ablación láser integrado a un espectrómetro de masas cuadrupolar (LA-ICP-MS-MC) del Centro de Geociencias de la UNAM. b) Detalle de la cámara de lentes, a 90° del láser, con las muestras montadas. (Modificado de la página del Centro de Geociencias y de Solari *et al.*, 2009).

Las relaciones isotópicas fueron tratadas algebraicamente con las técnicas propuestas por Andersen (2002), para reducir el exceso de Pb común para cada zircón. La precisión de las relaciones isotópicas medidas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ son típicamente de ~ 1.5 a 5 % de error estándar (1σ). Las réplicas del zircón estándar durante el análisis tienen

una reproducibilidad del 1.07 % en las relaciones $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, de 0.99 % en las relaciones medidas de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, y de 1.52 % en la proporción $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, todas ellas reportadas a 1σ de error.

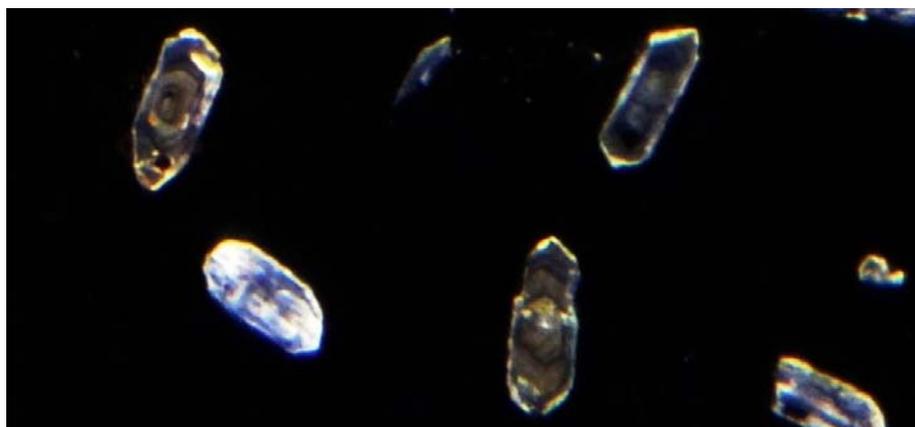


Figura 3.II. Imágenes de catodoluminiscencia de zircones de la muestra XI-10, en donde se observa el zoneamiento de los cristales, previo a su análisis mediante ablación láser.

Las proporciones, edades y errores fueron calculados de acuerdo a Petrus y Kamber (2012). Posteriormente, las

edades se calcularon con ayuda de fórmulas en Excel, de uso interno del laboratorio de espectrometría de masas

del Centro de Geociencias de la UNAM. Los datos fueron graficados usando el programa Isoplot/Ex (Ludwig, 2003).

El estudio de isótopos de Lu-Hf se realizó en los zircones utilizados anteriormente para U-Pb, seleccionando los cristales con rangos de edades más próximos a la edad promedio U-Pb obtenida para los stocks de Xichú. El diámetro del haz es de ~50-60 μm , con una profundidad de análisis de 40-50 μm .

Las determinaciones isotópicas de Lu-Hf a partir de zircones fueron obtenidas en modo estático en los detectores, obteniendo simultáneamente ^{180}Hf , ^{178}Hf , ^{177}Hf , ^{176}Hf , ^{175}Lu , ^{174}Hf y ^{172}Yb ; todas las relaciones isotópicas, incluyendo las de Lu y Yb, fueron corregidas usando la relación isotópica $^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 1.4671$.

Múltiples análisis de zircones estándar dieron un resultado de las relaciones iniciales de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, según Griffin *et al.* (2002).

La constante de decaimiento de ^{176}Lu utilizada en este estudio es de 1.865×10^{-11} según Soderlund *et al.* (2004). Las relaciones iniciales de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}}$ y los valores de epsilon iniciales (ϵ), fueron calculados utilizando los valores condriticos de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$ y $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$ propuesto por Bouvier *et al.* (2008), con referencia al reservorio condritico (CHUR) al tiempo de crecimiento del zircón en un magma.

En el cálculo de las edades modelo Hf (T_{DM}) se empleó un modelo de

$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.283250 \pm 0.000032$ (2σ). Las relaciones $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, corregidas por fraccionamiento de masas, se utilizaron junto con las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para calcular las relaciones iniciales de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, según Griffin *et al.* (2002), estos datos se muestran en el capítulo V de este trabajo.

Las medidas isotópicas de Lu-Hf a partir de zircones fueron adquiridas obteniendo simultáneamente ^{180}Hf , ^{178}Hf , ^{177}Hf , ^{176}Hf , ^{175}Lu , ^{174}Hf y ^{172}Yb . Todas las relaciones isotópicas, incluyendo Lu y Yb, fueron corregidas por fraccionamiento de masas usando la relación isotópica $^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 1.4671$. Múltiples análisis de zircones estándar dieron resultados de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282169$. Las relaciones medidas y corregidas de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ por fraccionamiento de masas (“mass bias”) fueron utilizadas junto con las edades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ de cada zircón, para calcular

evolución del manto empobrecido que se calculó a partir de valores actuales $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$, similar al promedio de MORB, y de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ (Blichert-Toft y Albarède, 1997), similar a la curva del manto empobrecido definida por rocas juveniles a través del tiempo (Vervoort y Blichert-Toft, 1999). Las edades modelo de Hf (T_{DM}) son calculadas usando la relación $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ medida del zircón, y proporcionan solo una edad mínima para la fuente del magma del cual el zircón ha cristalizado.

Por esta razón, también se ha calculado, para cada zircón, una “edad modelo cortical”, la cual asume que la fuente del magma fue producida de una corteza promedio, que fue derivada originalmente del manto empobrecido.

Las edades modelo Hf (T_{DM}^C) en dos pasos o edades modelo corticales se calcularon para las rocas de la fuente magmática asumiendo valores de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.010$ de una corteza félsica, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ de una corteza intermedia promedio (Griffin *et al.*, 2002) y, por último, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.022$ de una corteza máfica promedio (Vervoort y Patchett, 1996).

Las diferencias que existen entre los valores antes mencionados se debe a que el Lu y el Hf son elementos que

3.6 Geocronología de Re-Os en molibdenita

La molibdenita es un caso especial de los sulfuros ya que esta no contiene osmio inicial (osmio común), pero contiene altas concentraciones de renio y de ^{187}Os (producto del decaimiento del ^{187}Re) (Barra y Ruiz, 2003). Se usan dos métodos para determinar la edad de molibdenitas mediante el sistema Re-Os; en el primero se calculan edades modelo a través del uso de la ecuación de la isócrona (1) ya simplificada:

$$\left[\text{Os} \right]_{\text{presente}}^{187} = \left[\text{Re} \right]_{\text{presente}}^{187} (e^{-\lambda t} - 1) \dots (1).$$

fraccionan durante los procesos magmáticos, lo cual lleva a diferencias significativas en la relación Lu/Hf entre rocas primitivas y evolucionadas (Nebel *et al.*, 2007).

Otros valores utilizados para el cálculo de las edades son: $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{zircón}}$ y $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{zircón}}$ que son los valores medidos de las muestras de zircones; $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.0336$ y $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.282785$ (Bouvier *et al.*, 2008); $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.0384$ y $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.28325$ (Griffin *et al.*, 2000), $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_C =$ corteza promedio, $t =$ edad de cristalización del zircón y $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{ años}^{-1}$ que es la constante de decaimiento para el ^{176}Lu (Soderlund *et al.*, 2004).

El segundo método consiste en la construcción de un gráfico de concentración de ^{187}Os contra concentración de ^{187}Re (en ppm); en tal caso se necesitan más de dos análisis para la construcción de una isócrona, y que cada muestra a analizar presente distintas concentraciones de Re y Os.

Los análisis de las muestras de molibdenita asociadas a vetas de cuarzo se llevaron a cabo en la Universidad de Arizona, de acuerdo a la metodología descrita por Mathur *et al.* (2002) y Teixeira-Correia *et al.* (2007). Una cantidad aproximada de 0.05 a 1 g de molibdenita separada cuidadosamente se cargó en un tubo Carius con 4 ml de agua regia inversa y 1 ml de H_2O_2

mientras el spike, reactivo y muestras se congelaron. El tubo Carius se selló y se colocó en un horno a una temperatura de 220 °C por 15 horas. Posteriormente se congeló y se procedió a abrirlo; una vez abierto se adicionaron 5 ml de solvente CC_{14} sobre la solución ácida congelada. Una vez descongelada, la mezcla se transfirió a tubos Falcon de 50 ml para agitarla y centrifugarla con objeto de separar las capas acídicas y los solventes orgánicos. La capa de solventes orgánicos que contiene el osmio se separó de la capa acídica y se repitió el procedimiento con 5 ml de CC_{14} . Se vuelve a extraer el osmio de la capa de solvente en concentrados de ácido hidrobromico, el cual se seca y es posteriormente purificado para espectrometría de masas por técnicas de microdestilación (Birk *et al.*, 1997). El osmio se cargó sobre filamentos de platino con $Ba(OH)_2$ para una mejor ionización. Una vez que se ha separado el osmio, la solución ácida remanente se secó, se extrajo el Re y se purificó a través de dos columnas de intercambio de dos aniones usando resina AG1-X8 (malla 100-200), y cargada sobre filamentos de níquel con $Ba(NO_3)_2$.

Las muestras se analizaron mediante espectrometría de masas de iones térmicos negativos (N-TIMS) (Creaser *et al.*, 1991), en un espectrómetro de masas VG5411. Las edades en molibdenita se calcularon usando una constante de decaimiento del ^{187}Re de 1.666×10^{-11} por año (Smoliar *et al.*, 1996). Las edades

se reportan con 0.5 % de error, lo cual se considera un estimado conservador y reflejan las posibles fuentes de error analítico y errores de peso (Barra *et al.*, 2005).

3.7 Inclusiones fluidas

Se realizó un estudio de microtermometría de inclusiones fluidas en 22 láminas delgadas doblemente pulidas, de muestras representativas de las etapas prógrada y retrógrada del skarn. Los minerales estudiados fueron granate, cuarzo, calcita y piroxeno cálcico (diópsido-hedenbergita).

La microtermometría de inclusiones fluidas permite determinar presión, temperatura y composición de fluidos mineralizantes fósiles. En base a datos obtenidos en diferentes episodios de mineralización, se puede determinar la evolución de dichos fluidos y asociarlos con diversos procesos geológicos.

La identificación del sistema químico de los fluidos mineralizantes durante el análisis microtermométrico, es crucial para determinar que ecuaciones de estado se pueden utilizar para determinar la salinidad y presión en la que fueron atrapados los fluidos fósiles, es necesario llevar un registro minucioso de las temperaturas a las que ocurren los cambios de estado de los fluidos para determinar la composición de estos y si pertenecen a un sistema con contenido acuoso y un determinado contenido de sales ($H_2O+NaCl$), o si presentan un

contenido adicional en sales o algún volátil como CO_2 ($\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2+\text{NaCl}$), en el caso de las inclusiones analizadas en este estudio se observó la presencia de ambos sistemas.

En este estudio solamente se analizaron inclusiones hospedadas en minerales sin evidencias de recristalización de acuerdo a las observaciones de Roedder (1984), Bodnar *et al.* (1985) y Sander y Black (1988), por lo tanto en la medida de lo posible, las inclusiones fluidas se han analizado únicamente en cristales de tamaño medio a grande. Se encontraron inclusiones primarias, secundarias y pseudosecundarias, la morfología de las inclusiones en general es de cristal negativo en granate y piroxeno y de cristal negativo e irregular en cuarzo y calcita. Los tamaños de las inclusiones varían de 20 a 40 μm con tamaños máximos de 50 μm , en granate los tamaños de las inclusiones varían de 10 a 20 μm , con un tamaño máximo de 30 μm .

Las asociaciones de inclusiones fluidas muestran contenido bifásico y multifásico, con grados de relleno con dos rangos característicos; entre 0.80 y 0.85 y 0.60 a 0.75. El contenido de las inclusiones es en su mayoría con líquido acuoso y vapor, mientras que otras, además, presentan cristales hijos o un líquido carbónico. La mineralogía de los cristales hijos es principalmente hidrohalita, silvita, calcopirita y posiblemente algunos cristales de

hematita. Las inclusiones primarias en cuarzo se observaron en su mayoría en el núcleo de los cristales o distribuidas aleatoriamente en los cristales, aisladas o en grupos de inclusiones aisladas, algunas inclusiones se encuentran en zonas de crecimiento en las caras de los cristales. En cristales de granate y piroxeno las inclusiones se encuentran por lo general en zonas de crecimiento paralelas a las caras de los cristales y algunas inclusiones se encuentran de manera aleatoria en el cristal.

Muchas inclusiones fluidas primarias en cuarzo, granate y piroxeno presentan evidencias de estrangulamiento y de fuga de fluidos. Los fenómenos de estrangulamiento se pueden caracterizar por morfologías en grupos de inclusiones fluidas bastante cercanas entre si y por los rangos muy variables de grado de relleno en dichas inclusiones. En cristales de piroxeno algunas inclusiones presentan una morfología que recuerda una forma sigmoidea, con la cual se puede deducir que estas inclusiones han sufrido estrangulamiento.

El estudio de microtermometría se realizó con una platina Linkam THMSG-600 montada en un microscopio petrográfico binocular Olympus disponibles en el Instituto de Geología de la UNAM. El rango de temperaturas que se pueden conseguir con esta platina es de -196 a 650 °C.

4. MINERALOGÍA

4.1 Petrografía

Se realizó el estudio petrográfico de 39 láminas delgadas y superficies pulidas representativas de las diversas etapas de mineralización, agrupadas en asociaciones progradantes y retrogradantes. Estas asociaciones minerales se

caracterizan, respectivamente, por la presencia de granate-piroxeno y epidota-cuarzo-calcita. Así, las diferentes litologías y asociaciones minerales identificadas a partir del intrusivo y hacia el exterior de éste son: (1) pórfidos granodioríticos frescos?, (2) endoskarn, (3) exoskarn, (4) mineralización masiva, (5) mármol, (6) calizas alteradas, y (7) vetas y brechas con mineralización metálica.

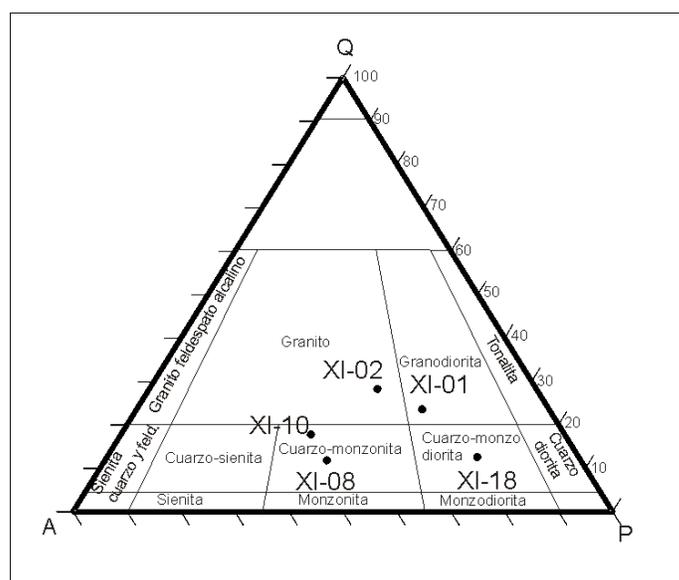


Figura 4.1. Composición de las rocas intrusivas en Puerto de Buenavista y Cocos, con las abundancias relativas recalculadas y clasificadas según el diagrama QAP.

4.2. Cuerpos intrusivos (stocks)

Los cuerpos intrusivos corresponden principalmente a stocks de pórfidos granodioríticos a cuarzo-monzoníticos mediante el diagrama QAPF (Figura 4.1) de acuerdo a (Winter, 2001), con textura porfídica y fanerítica. Están constituidos por fenocristales euhedrales y

subhedrales de hasta 6-5 mm de diámetro de cuarzo, plagioclasas y feldespatos potásicos, además de biotita y hornblenda (ambos en menos del 10 % modal), incluidos en una matriz que varía de micro a criptocristalina constituida

por cuarzo y feldspatos potásicos (Figura 4.IIA).

El intrusivo presenta sulfuros diseminados en vetillas de cuarzo y calcita, los cuales son producto de la alteración potásica de la roca; los sulfuros son pirita, pirrotita, calcopirita, galena y molibdenita.

En diversos afloramientos del pórfido, se pueden observar numerosas vetas de cuarzo, algunas con espesores hasta de 60 cm y orientación preferencial N-NW. El cuarzo es lechoso, microcristalino con diseminaciones de

hematita, pirita y otros sulfuros como molibdenita, la cual suele presentar deformación en los cristales debido al poco espacio con el que contaron para su crecimiento.

Hacia el área de Majada y Cocos, a 5 km al NW de la zona de Buenavista, se observan afloramientos del cuerpo intrusivo, que presenta vetillas con mineralización de sulfuros y biotita. En dichos afloramientos, la roca ígnea intrusionó unidades de la Formación Trancas, provocando silicificación y alteración propilítica (clorita-pirita).

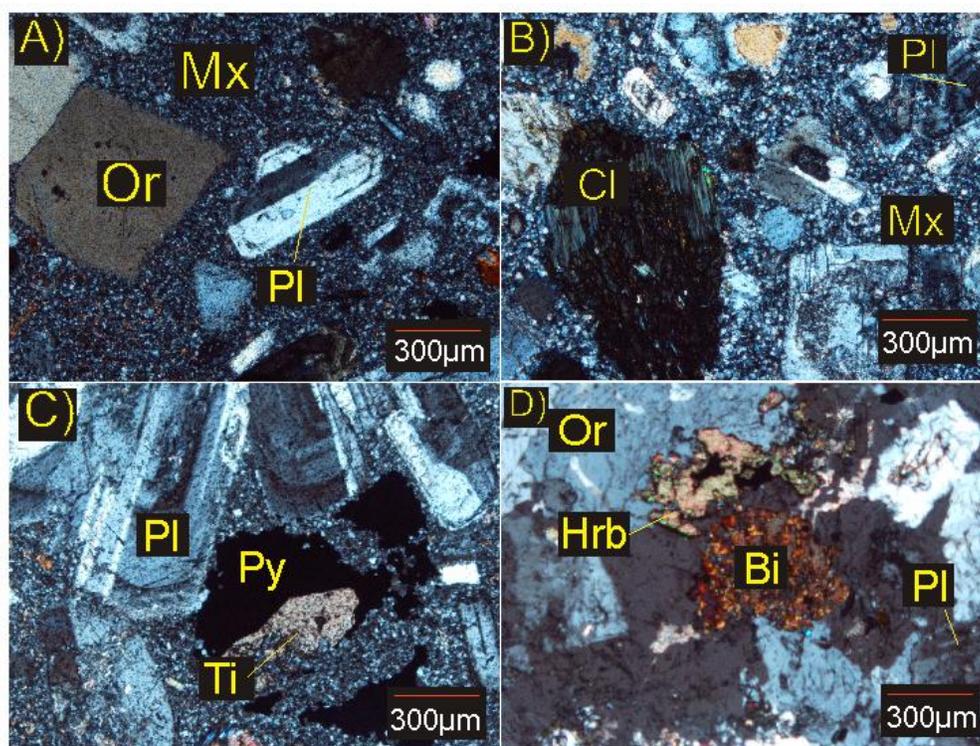


Figura. 4.II. Fotomicrografías de intrusivos porfídicos generadores de mineralizaciones tipo skarn en Xichú, Guanajuato. A) Fenocristales de ortoclasa y cuarzo en matriz microcristalina, pórfido granodiorítico. B) Fenocristales de biotita alterada a clorita, con andesina en matriz microcristalina. C) Fenocristales de andesina-oligoclasa y esfena, con pirita hipogénica. D) Fenocristales subhedrales de ortoclasa, cuarzo, hornblenda y biotita alteradas a clorita. Luz polarizada con nícoles cruzados. Clave: An = andesina; Bt = biotita; Clr = clorita, Hrb = hornblenda; Mx = matriz microcristalina; Or = ortoclasa; Pl = plagioclasa; Py = pirita; Qz = cuarzo, Ti = titanita.

4.3 Mineralizaciones progradantes

Las asociaciones minerales progradantes se distinguen a partir de la zona de contacto con el intrusivo y se dividen en zona de endoskarn, exoskarn y mármol, generadas debido a metamorfismo de contacto. (Figura 4.IIIB).

En el endoskarn se presentan diversas asociaciones minerales a partir del interior del stock, en vetillas y diseminaciones. Se desarrolla cerca del contacto con la roca carbonatada, en una franja de 150 m de ancho, en cuerpos tabulares de 2 a 3 cm de ancho, la cual contiene textura granular, de grano medio a grueso, con granates euhedrales y subhedrales. Los granates se presentan en mayor proporción que piroxenos (granate 45 % - piroxeno 35%). Los piroxenos cálcicos se encuentran en agregados de cristales masivos, con grano de tamaño medio a fino. Se observa cristales anhedrales de epidota y titanita en menor proporción, con texturas relictas de los pórfidos donde se observan cristales de plagioclasa y la matriz microcristalina de la roca porfídica aun es reconocible en algunas zonas.

El exoskarn es de grano grueso a medio, presenta asociación mineral prógrada de granates en mayor proporción que piroxenos, se desarrolla sobre las calizas en horizontes de decímetros a metros con una orientación general hacia el N63°W y echados de 60°

al NE. Los cristales de granate están zonados y corresponde a la serie grosularia-andradita. Su forma va de euhedral a subhedral. Los granates se encuentran dentro de una matriz color verde, constituida por cristales subhedrales y anhedrales de piroxeno (diópsido-hedenbergita). En la asociación mineral también se tienen vetillas de cuarzo, cristales de wollastonita y hematita asociada a granate y piroxeno. La mineralización metálicas de sulfuros corresponden a pirita, pirrotita, calcopirita, molibdenita y galena.

El mármol, debido a metamorfismo de contacto sobre calizas, cambia de tamaños de grano desde microcristalino a cristales de 2 mm de diámetro. En los afloramientos el mármol sigue los horizontes estratificados de la roca original con espesores que van de 20 cm a 2 m. Los horizontes de mármol contienen granates diseminados que pueden estar pseudomorfizados por calcita (Figura 4.IIIB). También se observa cristales de piroxeno diseminados, vetillas de cuarzo y wollastonita.

Los minerales de la etapa prograda son:

Granate, cristales euhedrales y subhedrales que tienen diámetros de hasta 1.5 cm de grano medio a grueso, y contienen inclusiones de piroxeno y calcita.

Enc uanto al piroxeno, los cristales son euhedrales y subhedrales, de color verde oscuro y se encuentran en agregados masivos y en vetillas, de

tamaño medio a fino (hasta de 2 mm de diámetro).

La wollastonita se encuentra en zonas cercanas a las marmorizaciones, asociada con granate, piroxeno y cuarzo. Los cristales son prismático-aciculares,

automorfos, con tamaños de hasta 500 μm . la wollastonita se encuentra diseminada y en vetillas junto con cuarzo y calcita. También en vetillas dentro de los mármoles.

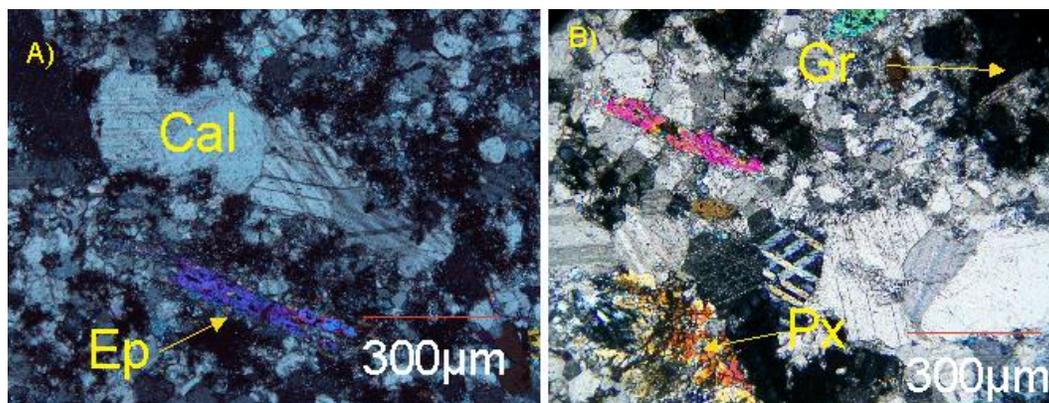


Figura 4.III. Fotomicrografías del mármol del skarn de Xichú, Guanajuato. A) Cristales subhedrales de calcita, con vetillas de calcita y epidota asociada. B) Cristales subhedrales y anhedrales de granates y piroxenos cálcicos diseminados en mármol.

4.4 Mineralizaciones retrógradas

Las mineralizaciones de etapa retrógrada se observan en el intrusivo cercano a la zona de contacto con la secuencia sedimentarias, en el endoskarn, mármol y roca encajonante de vetas y stocks; conformando esencialmente asociaciones potásicas, silicificaciones, sódico-cálcicas y propilíticas.

La principal alteración en las zonas cercanas al pórfido es la silicificación, la cual afecta principalmente zonas de fractura, modificando la textura de la roca a una textura microcristalina a criptocristalina con calcedonia, calcita y sericita (Figura 4.VC).

Las asociaciones potásicas consisten básicamente en biotita y ortoclasa, e incluyen sulfuros. La alteración potásica está asociada con silicificación de la roca en las zonas de fractura, y se caracteriza por la presencia de biotita y feldespato potásico hidrotermales. La biotita, magmática o hidrotermal, puede estar pseudomorfizada por clorita.

Las asociaciones sódico-cálcicas consisten en tremolita-actinolita, albita y magnetita. Estas asociaciones se encuentran pseudomorfizando granates y piroxenos, estos minerales se encuentran asociados a magnetita que también se encuentra en inclusiones dentro de los granates.

Las asociaciones propilíticas consisten en epidota, clorita, calcita y

sericita formados por la alteración de granate, piroxeno, biotita y plagioclasa. Los fenocristales de plagioclasas se encuentran pseudomorfizados por sericita y epidota; y la calcita llega a pseudomorfizar parcialmente al granate (Figura 4.IIID). La propilitización es penetrativa en franjas que abarcan cientos de metros de ancho, la roca encajonante vulcanosedimentaria sufre propilitización pervasiva con presencia de pirita y sericita.

La alteración argílica está constituida por arcillas que pueden ser montmorillonita o esmectita producto de la alteración de plagioclasas, sericita que acompaña a las arcillas, los bloques de basaltos de la base de la secuencia sedimentaria se encuentran argilitizados; en afloramientos de las vetas de cuarzo se observa argilización avanzada con escasa presencia de sílice oquerosa. Las vetas hidrotermales tardías del estadio retrógrado están constituidas mayoritariamente por cuarzo y calcita y, en menor proporción jaspe y calcedonia, muestran presencia de sulfuros disseminados o bandeados.

Los minerales de alteración retrograda son:

Epidota, asociada con la alteración retrograda en cristales prismáticos euhedrales y subhedrales de color verde pistache variando a verde oscuro, amarillo y azul, con colores de alta birrefringencia en luz polarizada; se encuentra en vetillas dentro del pórfido reemplazando a granate y piroxeno y de

forma disseminada en el exoskarn reemplazando a granates y piroxenos, está asociada con calcita, cuarzo y hematita.

Tremolita-actinolita, se presenta en cristales aciculares y prismáticos, euhedrales, de color verde a verde oscuro, asociada con epidota, clorita y magnetita en vetillas dentro del pórfido, reemplaza a piroxeno y granate y está asociada con hematita (Figura 4.IVE).

Clorita, esta se encuentra de manera disseminada y en vetillas de skarn en el pórfido, de forma subhedral y pseudomorfizando cristales de biotita, de color verde a casi translucido, en luz polarizada su color es azul verdoso a azul oscuro; reemplaza a biotita, piroxeno y granate.

Calcita, es abundante en las alteraciones retrogradas (propilitica, sódica), los cristales son euhedrales y subhedrales, con tamaños de grano muy fino a grueso y microcristalino. Los cristales aparecen en mosaico o se encuentran disseminados y en vetillas en el pórfido, donde pseudomorfiza a plagioclasa y a granate; en la zona de exoskarn se observan abundantes vetillas y como inclusiones en granates, también rellena fracturas en el skarn y en zonas de propilitización. Es más abundante en vetas tardías de la etapa retrograda, asociada con cuarzo y representan el último evento hidrotermal de la mineralización.

La sericita es un filosilicato, particularmente del grupo de la

moscovita y paragonita, producto de la alteración de plagioclasas y feldespatos potásicos. Comúnmente se encuentra disseminada en el pórfido, en algunas zonas oblitera la textura original de la

matriz porfídica, encontrándose alrededor de vetillas de skarn que también presentan reemplazamiento por epidota y calcita.

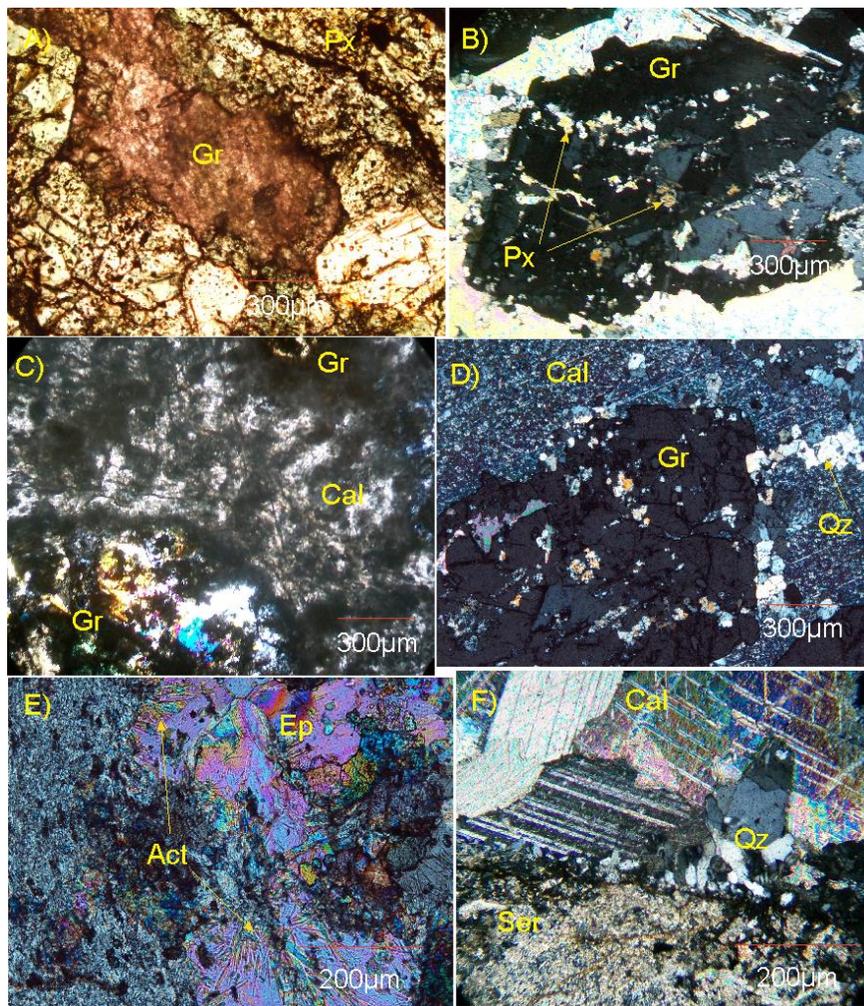


Figura 4.IV. Fotomicrografías (planos en luz polarizada), de la zona de skarn de Xichú. Asociación progradada. A) Muestra XB-3, cristales de granate cálcico y piroxeno cálcico rico en inclusiones fluidas. B) Muestra XB-2, cristal eudral de granate con inclusiones de piroxeno cálcico. C) Muestra XB-1, cristales subhedrales de granate zoneado, en matriz microcristalina de calcita (mármol). Asociación retrogradada. D) Muestra XB-2, cristales anhedrales de calcita y cuarzo, la calcita reemplaza parcialmente al cristal de granate. E) Muestra XI-16, cristales de epidota y actinolita en vetilla del endoskarn. F) Muestra XI-20, cristales anhedrales de calcita y cuarzo en vetilla dentro del endoskarn. Luz polarizada con nicoles cruzados. Clave: Act = actinolita, Cal = calcita, Ep = epidota, Px = piroxeno, Gr = granate, Py = pirita Qz = cuarzo, Ser = sericita.

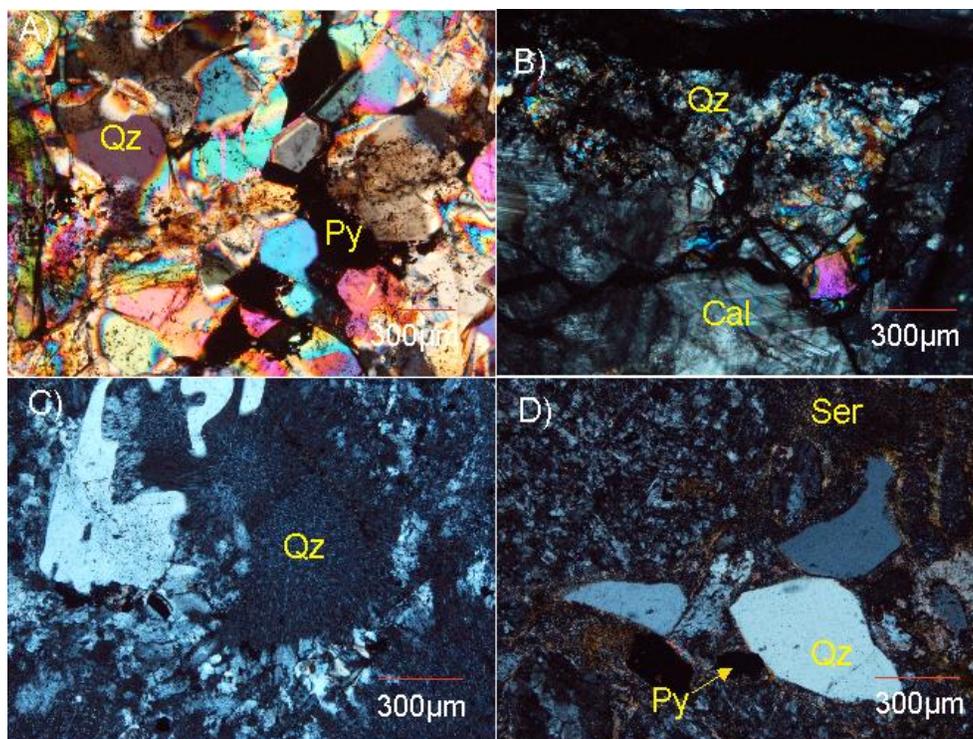


Figura 4.V. Fotomicrografías (planos en luz polarizada), de muestras de vetas de etapa hidrotermal tardía y brecha de falla en la zona de Cocos, Xichú, Gto. A) Muestra XG-01, matriz de microcristales de cuarzo anhedrales y subhedrales, con fenocristales de pirita y hematita subhedrales diseminados. B) Muestra XI-34, vetilla de hidrotermalismo tardío con cristales subhedrales y euhedrales de cuarzo y calcita, el cuarzo muestra textura de mosaico. C) Muestra XI-13, roca básica altamente silicificada, con vetillas mostrando la asociación calcita-cuarzo, de etapa de hidrotermalismo tardío, los minerales opacos son pirita y calcopirita. D) Muestra XI-15, clastos de arenisca, cuarzo, plagioclasa, brecha con alteración propilítica con pirita diseminada. Luz polarizada con nícoles cruzados. Clave: Cal = calcita, Py = pirita, Qz = cuarzo, Ser = sericita.

4.5 Menas metálicas

La mineralización metálica se encuentra principalmente en:

A) Diseminaciones con cristales subhedrales a anhedrales de hasta 500 µm de diámetro, comunmente en intrusivos, endoskarn y en mayor proporción en el exoskarn, en zonas alteradas por silicificación pervasiva, en

vetas y vetillas de cuarzo. Las asociaciones minerales presentes son:

I) Pirrotita, pirita, molibdenita y galena con escasa esfalerita.

II) Sulfuros de la asociación anterior más calcita, epidota y hematita. En zonas de silicificación y en el exoskarn también se asocian con hematita.

B) Vetas y vetillas asociadas a alteración retrograda en los intrusivos, en la zona de exoskarn también relacionadas a alteración retrograda,

como relleno de fracturas y oquedades, en forma bandeada, alternada con vetas de cuarzo. Las asociaciones minerales son:

I) Pirita, pirrotita, calcopirita y galena con titanita, calcita, epidota y cuarzo en zonas de alteración retrograda y,

II) Pirita, pirrotita, calcopirita, molibdenita y hematita con escasa esfalerita, asociadas a vetas de cuarzo de espesores entre los 1.2 m y 0.3 m.

C) Cuerpos masivos tabulares con diámetro de 1 a 2 m dentro de vetas de cuarzo, en oquedades y fracturas dentro del exoskarn, como relleno de fracturas y en el contacto del skarn con la roca encajonante. Las asociaciones son principalmente: I) Pirrotita, pirita y hematita asociadas a las vetas y, II) Pirrotita, pirita, calcopirita y galena, asociadas a rellenos en fracturas y zonas de contacto.

La pirrotita y la pirita precipitaron casi simultáneamente. Se pueden ver texturas de la pirrotita reemplazando a la pirita; ambos minerales se presentan en agregados de cristales subhedrales, anhedrales y en forma masiva; ambos minerales se presentan en mayor porcentaje en vetas de cuarzo y en el caso de la pirita, en mineralización masiva (Figura 4.VIB).

La hematita es escasa y en forma diseminada, se presenta en cristales subhedrales y anhedrales, esta asociada

a calcita y cuarzo retrogradados en endo y exoskarn, donde reemplaza a cristales de granate y piroxeno.

La calcopirita precipita posteriormente a la pirita y pirrotita. Se observa en cristales subhedrales y anhedrales reemplazando a ambos minerales, se presenta principalmente de forma diseminada en vetas de cuarzo, en zonas de silicificación y en la zona de exoskarn donde también se presenta como relleno de microfracturas (Figuras 4.VIA y B).

La molibdenita precipita simultáneamente con la calcopirita, se presenta en cristales tabulares deformados reemplazando a pirrotita (Figura 4.VID) y a pirita, es más abundante en zonas silicificadas y en vetas de cuarzo de forma diseminada.

Posteriormente precipitaron galena, esfalerita y grenockita; estos minerales se presentan de forma subordinada y en cristales muy pequeños de formas subhedral y anhedral. La galena precipita casi simultáneamente con la molibdenita, a la cual parece sustituir (Figura 4.VIE), está relacionada con microcristales de proustita.

Monacita, oro y plata son minerales escasos.

Los minerales de origen supergénico son goethita, malaquita, azurita, calcosita, covelita y bornita. La covelita se presenta bordeando a los cristales de calcopirita o reemplazándola completamente.

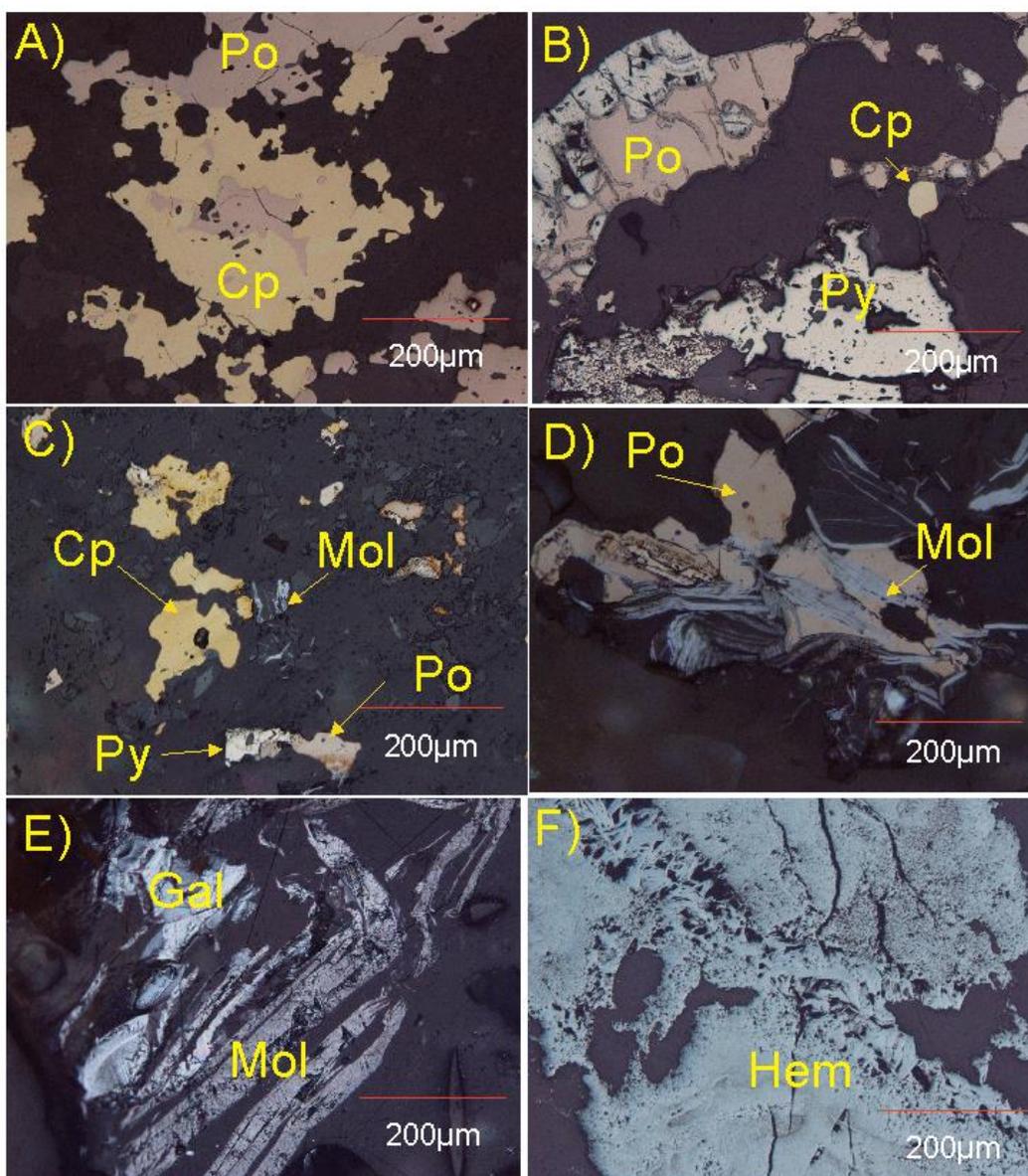


Figura 4.VI. Fotomicrografías de asociaciones metálicas en el skarn de Xichú. A) agregados de pirrotita y calcopirita, dentro de una veta de cuarzo. B) agregado de cristales euhedrales y subhedrales de pirita, pirrotita, calcopirita y molibdenita. C) agregado de cristales euhedrales y subhedrales de pirita, pirrotita, calcopirita y molibdenita. D) molibdenita en cristales tabulares reemplazando a cristales anhedrales de pirrotita, en una veta de cuarzo. E) molibdenita en cristales tabulares deformados y cristales anhedrales de galena, en una veta de cuarzo. F) cristales tabulares de hematita en textura bandeada. Veta de cuarzo. Todas las fotos, a luz reflejada con nículos paralelos. Clave: Cal = calcita; Cp = calcopirita; Gal = galena; Ght = goethita; Hem = hematita, Mol = molibdenita; Py = pirita; Po = pirrotita.

4.6 Sucesión paragenética

La secuencia paragenética obtenida en base a las características texturales entre las diferentes fases minerales (Figura 4.VIII), en los cuales predominan texturas de reemplazamiento y patrones de zoneamiento visto desde cristales individuales hasta vetas de gran espesor, lo cual es correlacionable a un origen con eventos hidrotermales y metasomatismo de contacto asociados a la intrusión del pórfido granodiorítico.

La evolución de los fluidos magmático-hidrotermales relacionados a la formación de la mineralización de tipo skarn se desarrolló en tres etapas principales y una etapa de alteración supergénica; una etapa progradada (etapa I), una etapa retrograda temprana (etapa II) y una etapa retrograda tardía (etapa III) (Meinert *et al.*, 2005). Durante la etapa I, la mineralización se forma principalmente por piroxeno como calcosilicato principal, precipitando granate (Figuras 4.VIIA y B), el cual se encuentra en mayor proporción en zonas proximales a la intrusión. Cantidades subordinadas de wollastonita se forman en los contactos entre el skarn y el mármol.

En la etapa II, los silicatos hidratados característicos en el depósito mineral son epidota y actinolita, que se forman por reemplazamiento de granates, piroxeno y magnetita; junto con la epidota también precipita abundante cuarzo y calcita,

junto con una asociación de sulfuros que en orden de aparición son: pirita, pirrotita, calcopirita, molibdenita, galena y finalmente esfalerita (Figura 4.VIIF). La etapa III es el evento más tardío de la formación del depósito, y se caracteriza por la deposición de vetas de cuarzo y calcita con contenidos prácticamente nulos de mineralización de sulfuros, pero relacionadas a mineralización de metales preciosos; en las periferias de estas vetas tardías se observa carbonización de la roca encajonante.

Finalmente la última etapa en la paragénesis mineral es la alteración supergénica, caracterizada por la formación de hidróxidos de Fe (goethita) (Figura 4.VIID), carbonatos de cobre (malaquita, azurita) y minerales producto de la alteración de sulfuros como covelita, bornita y calcosita.

4.7 Análisis de química mineral

Los cristales de granate analizados con microsonda electrónica, proceden de dos muestras de la zona de endoskarn. Una muestra se tomó de la zona con granate y piroxeno; en esta zona los granates son de color pardo rojizo. La segunda muestra se tomó de la zona con piroxeno, granate y wollastonita; los granates son de color rojo oscuro. Los granates son euhedrales y subhedrales, con un marcado zoneamiento y una textura poiquiloblastica, con inclusiones de diópsido-hedembergita y hematita.

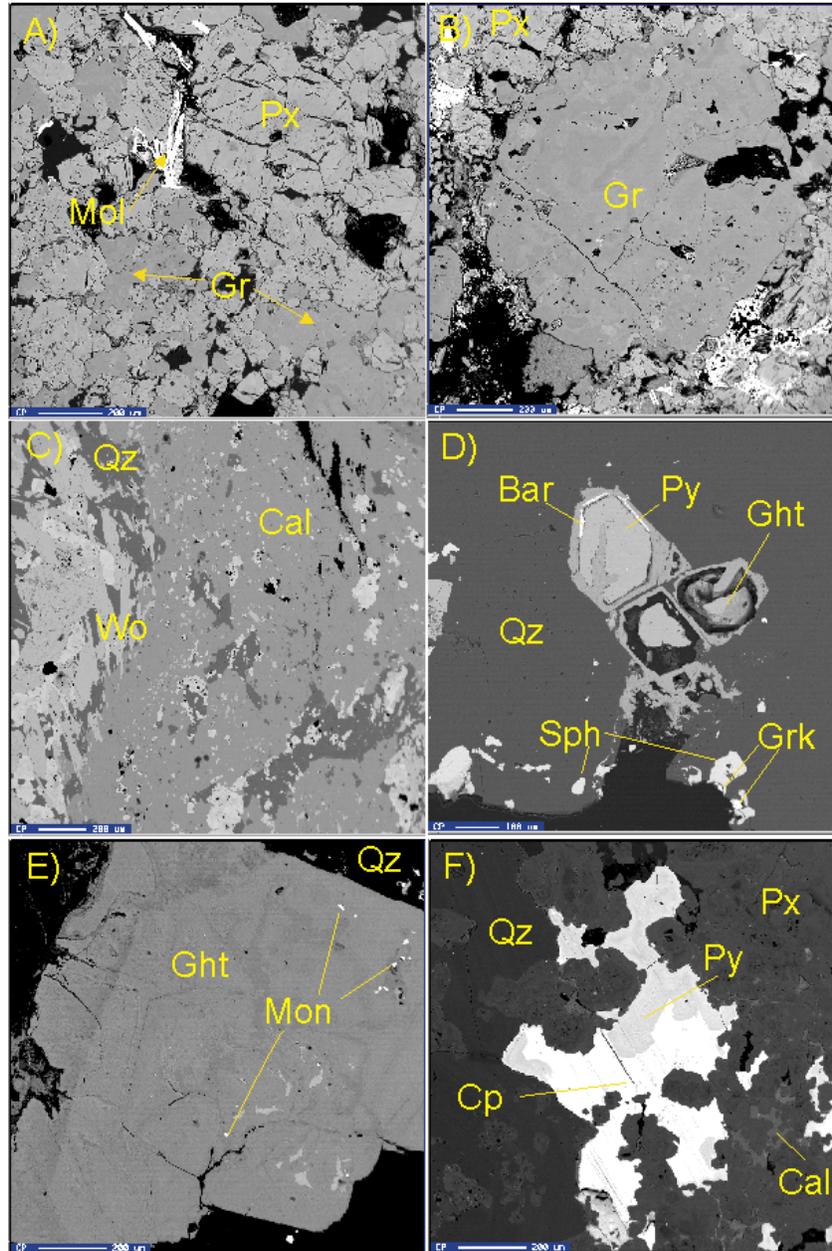


Figura 4.VII. Imágenes de electrones retrodispersados de las asociaciones minerales del skarn de Xichú. (A) Agregados de cristales de diópsido-hedenbergita en asociación con cristales de grosularia-andradita. (B) Cristal subhedral de granate zonado con textura poiquiloblástica e inclusiones de hematita y diópsido-hedenbergita. (C) Asociación de etapa retrógrada, con cristales anhedrales y subhedrales de wollastonita, calcita y cuarzo. (D) Cristales subhedrales y anhedrales de pirita reemplazada por goethita, con cantidades subordinadas de esfalerita y greenockita, en matriz de cuarzo de vetas tardías. (E) Cristales euhedrales y subhedrales de magnetita y hematita con microinclusiones de monacita. (F) Asociación de etapa retrograda con cristales anhedrales de cuarzo, calcita y cristales anhedrales de sulfuros. Clave: Ca = calcita; Cp = calcopirita; Gal = galena; Grk = greenockita; Gr = granates cálcicos; Hem = hematita; Mol = molibdenita; Mon = monacita; Py = pirita; Px = piroxenos cálcicos; Qz = cuarzo; Sph = esfalerita; Wo = wollastonita.

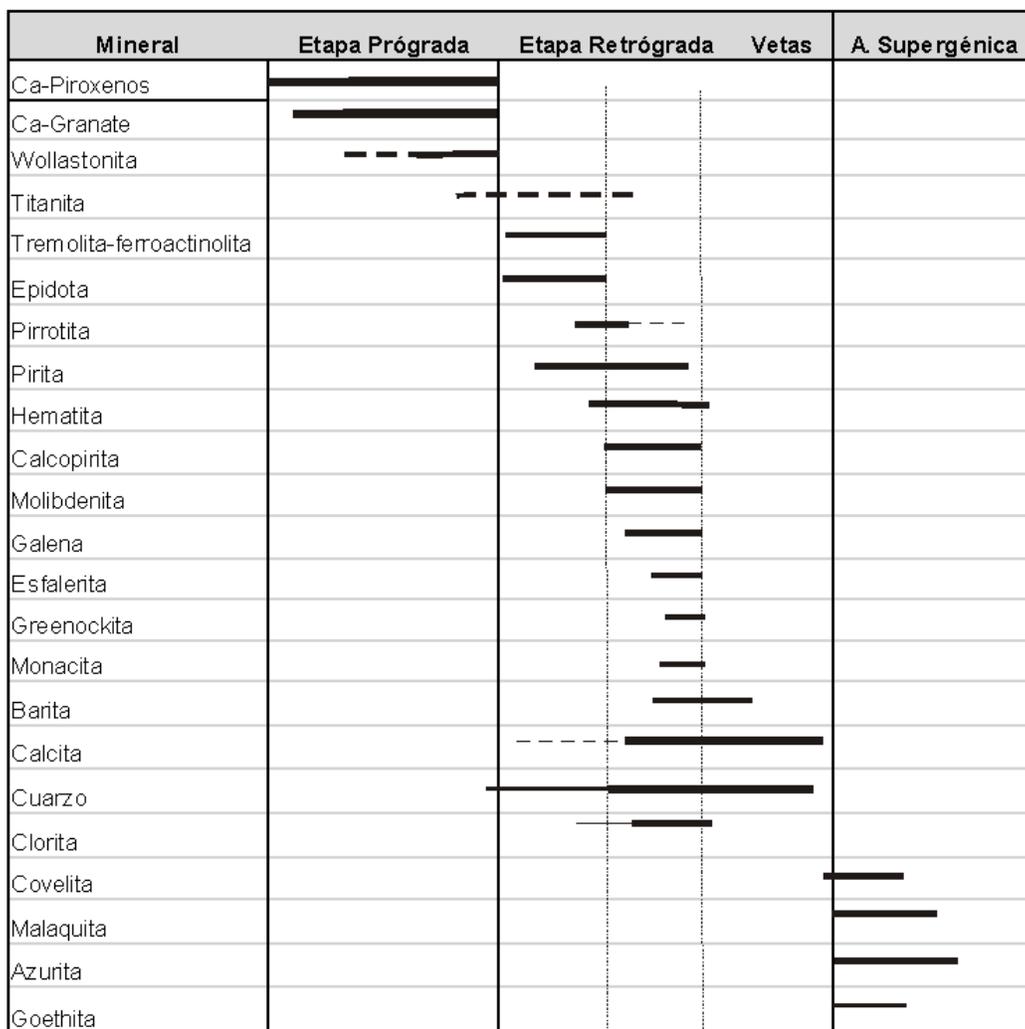


Figura 4.VIII. Sucesión paragenética del yacimiento de skarn de Xichú.

Los granates muestran una composición general de la serie grosularia-andradita, siendo ésta, en general, muy próxima a la composición de la grosularia. El rango de variación composicional es $Gr_{86-52} Ad_{14-48}$ (Figura 4.IX).

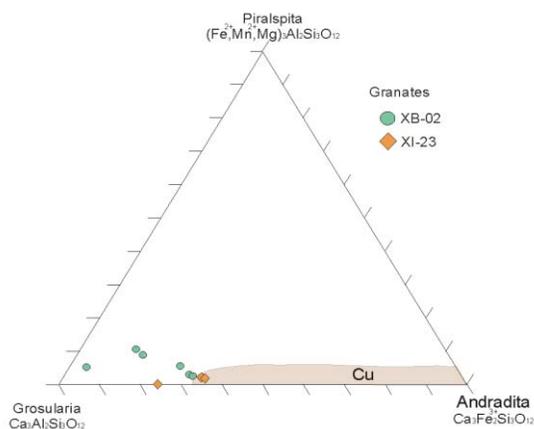


Figura 4.IX. Clasificación de los granates cálcicos del skarn de Xichú. El área sombreada corresponde a la composición de granates para skarns de Cu según Meinert (1992).

Los cristales de piroxeno aparecen en menor proporción que granate en la muestra de la zona de endoskarn con granate-piroxeno y en mayor proporción que granate en la zona de piroxeno, granate y wollastonita. Los cristales de piroxeno se encuentran asociados a hematita y aparecen como inclusiones dentro de los cristales de granate.

Los cristales de piroxeno muestran composiciones dentro del término

hedenbergita, que es consistente con la cercanía de las muestras a la zona de mármol y por la asociación con la hematita (Harris y Einaudi, 1982), salvo algunos análisis próximos al término diópsido. El rango de variación composicional es $Di_{78-0} Hd_{69-94} Jh_{0-38}$ (Figura 4.X).

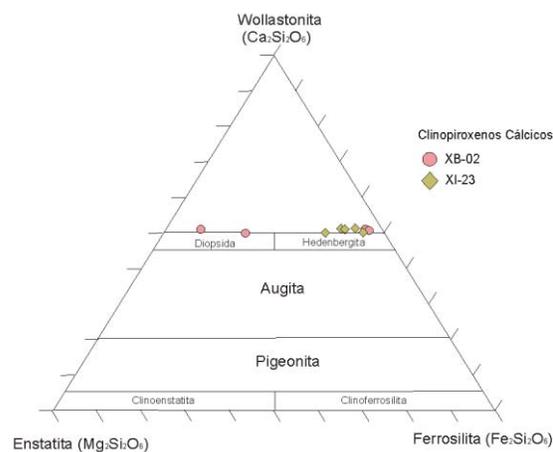


Figura 4.X. Diagrama composicional Ca-Mg-Fe (Morimoto *et al.*, 1988) para la clasificación de los clinopiroxenos cálcicos del skarn de Xichú.

El contenido de Mg se encuentra entre 0.629 y 0.051 apfu y muestra una buena correlación negativa con los contenidos de Fe y Mn que van de 0.313 a 0.903. Esto refleja la tendencia composicional al término hedenbergita en el gráfico binario de variación composicional (Figura 4.XI).

Tabla 4.1. Composición química y fórmulas estructurales de los cristales de granate cálcico del skarn de Xichú.

Muestra	XB-2(I)		XB-2 (II)			XB-2 (III)		XI-23 (III)	
	C	B	C	M	B	C	B	C	
SiO ₂	wt%	38.20	38.08	40.00	39.35	39.66	37.96	37.97	37.58
TiO ₂		0.10	0.12	0.28	0.37	0.39	0.10	0.09	0.41
Al ₂ O ₃		14.70	14.66	20.48	17.03	17.24	14.20	14.05	13.73
Cr ₂ O ₃		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃		10.74	11.13	1.68	5.85	4.98	11.86	12.19	11.82
FeO		0.65	0.31	1.60	2.96	3.81	0.09	0.09	2.83
MnO		0.57	0.51	0.16	0.67	0.67	0.54	0.49	0.91
MgO		0.05	0.06	0.15	0.06	0.03	0.07	0.06	0.01
CaO		34.69	34.90	35.95	34.06	33.75	34.91	34.96	32.42
Total		99.70	99.77	100.28	100.34	100.53	99.72	99.91	99.71
Si	apfu	2.997	2.987	3.024	3.035	3.051	2.985	2.984	2.981
Suma		2.997	2.987	3.024	3.035	3.051	2.985	2.984	2.981
Ti		0.006	0.007	0.016	0.022	0.023	0.006	0.005	0.025
Al		1.359	1.355	1.825	1.548	1.564	1.316	1.301	1.284
Cr		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺		0.634	0.657	0.096	0.340	0.288	0.702	0.721	0.705
Suma		1.999	2.019	1.936	1.909	1.875	2.024	2.028	2.014
Fe ²⁺		0.043	0.020	0.101	0.191	0.245	0.006	0.006	0.188
Mn		0.038	0.034	0.010	0.043	0.043	0.036	0.033	0.061
Mg		0.006	0.007	0.017	0.007	0.003	0.008	0.007	0.001
Ca		2.917	2.933	2.912	2.815	2.782	2.941	2.943	2.755
Suma		3.003	2.994	3.040	3.056	3.074	2.991	2.989	3.005
Total		8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000

Apfu: átomos por formula unidad.

Clave: C: centro. M: Mitad. B: borde

Tabla 4.2. Análisis de clinopiroxenos cálcicos mediante microsonda electrónica, del skarn de Xichú.

Muestra		XI23-2		XI23-3		XI23-4		XB21-1	
		C	B	C	B	C	B	C	B
SiO ₂	wt.%	47.49	47.74	48.57	48.02	49.47	49.00	51.53	49.74
TiO ₂		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃		0.28	0.25	0.21	0.16	0.16	0.34	0.58	0.25
Cr ₂ O ₃		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃		2.60	1.78	1.69	2.48	0.66	0.01	2.45	1.12
FeO		23.51	24.81	21.71	20.50	23.17	25.74	9.36	20.70
MnO		1.65	1.40	1.84	2.01	1.81	1.35	0.51	0.92
MgO		1.06	0.82	2.64	2.82	2.43	1.32	11.14	4.33
CaO		23.18	22.94	23.27	23.30	23.27	22.74	24.89	23.51
Na ₂ O		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total		99.77	99.74	99.92	99.30	100.97	100.49	100.45	100.58
Si	apfu	1.953	1.966	1.969	1.958	1.986	1.992	1.952	1.977
Ti		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al		0.013	0.012	0.010	0.008	0.008	0.016	0.026	0.012
Cr		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺		0.081	0.055	0.052	0.076	0.020	0.000	0.070	0.034
Fe ²⁺		0.809	0.854	0.736	0.699	0.778	0.875	0.296	0.688
Mn		0.058	0.049	0.063	0.069	0.062	0.046	0.016	0.031
Mg		0.065	0.051	0.159	0.172	0.145	0.080	0.629	0.256
Ca		1.022	1.012	1.011	1.018	1.001	0.990	1.010	1.002
Na		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Apfu: átomos por fórmula unidad.

C: centro, B: borde.

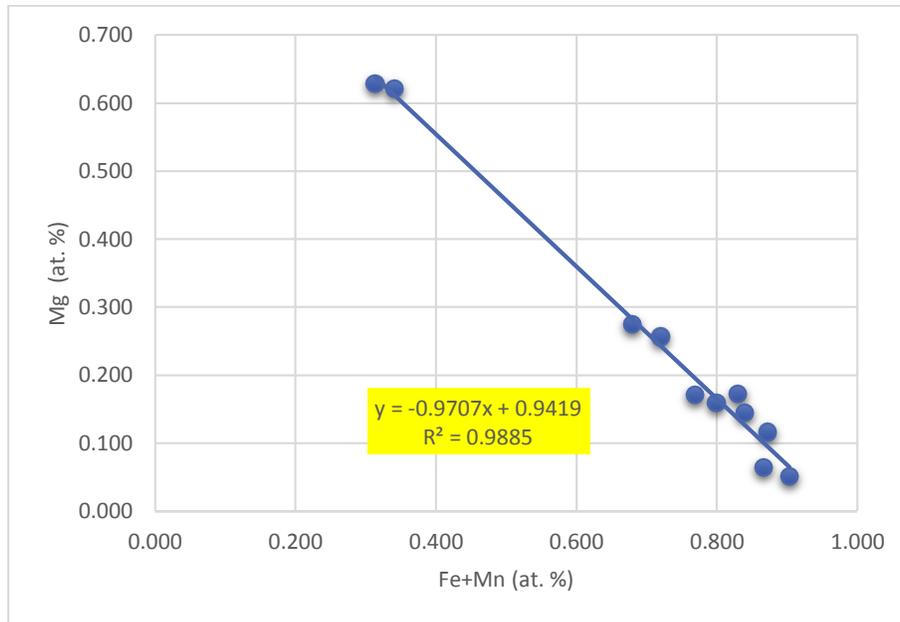


Figura 4.XI. Diagrama binario para las variaciones en composición de clinopiroxenos cálcicos del skarn de Xichú, mostrando la solución sólida entre diópsido y hedenbergita. Se eliminaron los análisis en donde los contenidos de Mg eran muy bajos.

5. GEOQUÍMICA ELEMENTAL DE LOS INTRUSIVOS

5.1 Introducción

El estudio geoquímico multielemental de las rocas intrusivas del área de Puerto de Buenavista y Majada de Espíritu Santo comprende la determinación en roca total de elementos mayores y trazas. Los afloramientos disponibles en general presentan una intensa alteración hidrotermal y supergénica, por lo que solo se pudieron tomar cuatro muestras frescas y representativas de las variaciones en el intrusivo. Al ser un depósito sin explotaciones recientes y profundas, ni barrenación disponible, el

Tabla 5.1. Composición química en elementos mayores de los cuerpos intrusivos del área de Buenavista, Xichú, Gto.

Muestra	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	pXc (%)	Total
XI-01	65.61	0.55	16.71	3.89	0.08	1.18	5.04	3.56	2.15	0.22	0.90	99.90
XI-08	59.55	0.49	15.42	14.31	0.19	0.85	4.80	2.92	2.81	0.21	1.44	100.11
XI-10	56.11	0.80	15.21	13.33	0.18	1.70	5.28	2.87	3.02	0.37	1.30	100.10
XI-18	62.01	0.67	14.80	9.00	0.17	1.35	5.40	3.01	3.94	0.44	0.89	99.91

Clave: pXc = pérdida por calcinación.

Tabla 5.2. Valores recalculados en condiciones anhidras de los datos de la Tabla 5.1.

Muestra	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)
XI-01	66.29	0.56	16.88	3.93	0.08	1.19	5.10	3.59	2.17	0.22
XI-08	58.65	0.48	15.18	14.09	0.18	0.83	4.73	2.87	2.76	0.21
XI-10	56.79	0.81	15.39	13.49	0.18	1.72	5.27	2.90	3.05	0.38
XI-18	61.52	0.66	14.69	8.93	0.17	1.34	5.36	2.99	3.90	0.44

Clave: FeO* = hierro total.

Para clasificar las rocas intrusivas de este estudio, así como para realizar la discriminación entre rocas alcalinas y

muestreo se limitó a afloramientos en superficie.

Los elementos mayores analizados son Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, y P, los cuales se expresan en porcentaje en peso de óxidos. Los elementos trazas analizados son: siderófilos (Fe, Co, Ni, Au, Re, Mo, Ge, Sn, Pb, As, W), litófilos (Li, Rb, Cs, Be, Mg, Sr, Ba, Ra, B, Zn, V, Nb, Ta, Cr, Mn, Tl, Ga, Zr, Th, U, Sc), tierras raras (La, Y, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf) y calcófilos (Cu, Ag, Cd, Hg, In, Sb, Bi, S, Se, Te).

5.2 Elementos mayores

En las Tablas 5.1 y 5.2 se presentan los análisis de muestras de los stocks de Xichú.

subalcalinas, se utilizó el diagrama TAS (Total Álcalis vs. Sílice) de Cox *et al.* (1979).

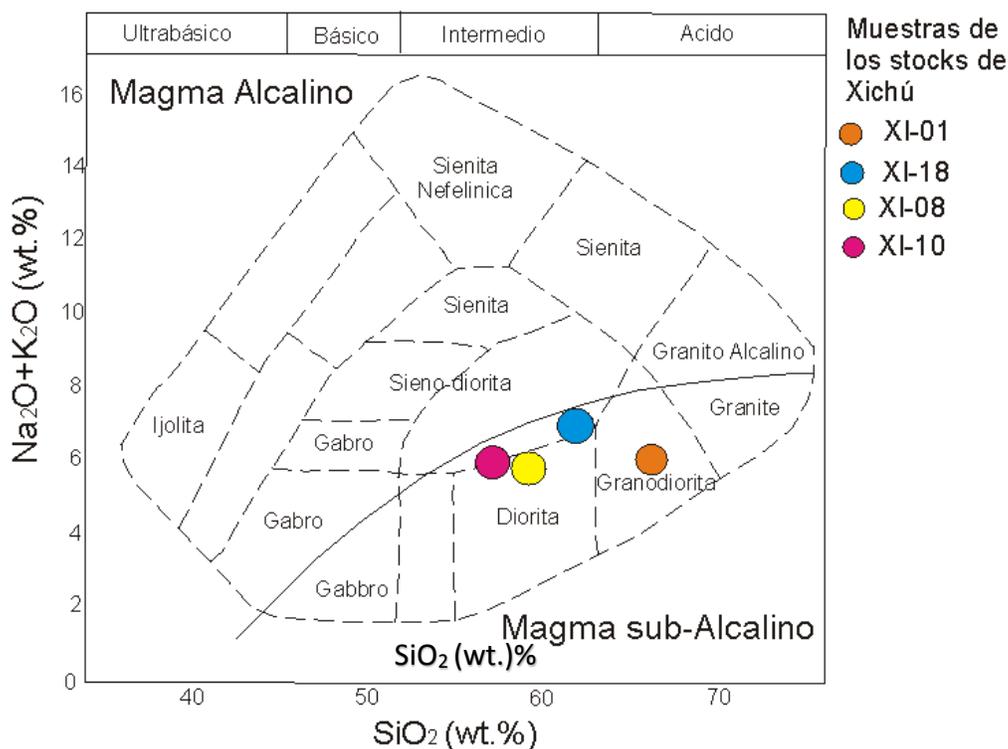


Figura 5.I. Diagrama de clasificación de sílice (SiO_2) contra álcalis total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) para rocas intrusivas, según Cox *et al.* (1979).

De acuerdo a la Figura 5.I, las rocas de este estudio se agrupan en los campos de las dioritas y granodioritas. La muestra XI-01 contiene el valor más alto en sílice y se encuentra en el campo de las monzonitas. En general, las muestras estudiadas se encuentran cerca de la línea divisoria entre el campo alcalino y

subalcalino, dentro de este último, lo que es común en magmatismo de arco continental.

Igualmente, se usa el diagrama de SiO_2 vs. K_2O de Peccerillo y Taylor (1976) para hacer una subclasificación de las rocas subalcalinas (Figura 5.II).

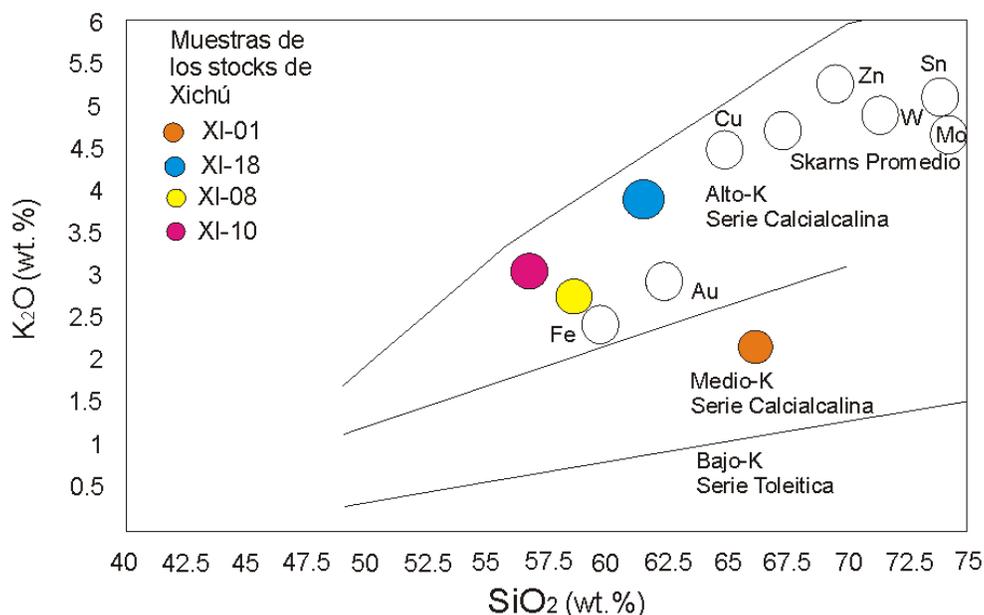


Figura 5.II. Subdivisión de las rocas subcalcinas de acuerdo a su contenido de K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976). Los círculos grandes indican los valores promedio de los intrusivos a los cuales se relacionan diferentes tipos de skarn metalíferos, según Meinert (1995b).

La mayoría de las muestras del intrusivo estudiado pertenecen a la serie calcialcalina de K alto, en el campo de los skarn ricos en Fe y Cu (Figura 5.II), mientras que la muestra XI-01 pertenece a la serie calcialcalina de K medio.

Debido a que en las Figuras 5.I y 5.II sólo se está considerando el total de álcalis o el Na_2O como uno de los parámetros, se utilizó el diagrama AFM (álcalis, óxidos de Fe total y MgO) de Irvine y Baragar (1971), en donde se enfatiza la composición máfica de las muestras, a fin de diferenciar entre tendencias toleíticas y calcialcalinas en las series magmáticas subcalcinas. De este modo, las muestras XI-08, XI-10 y XI-

18 se encuentran en el campo de las rocas toleíticas y solo la muestra XI-01 se encuentra netamente dentro del campo calcialcalino, con el valor más bajo de FeO total en las muestras, al igual que con el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976). Aunque los intrusivos asociados a skarns son comúnmente calcialcalinos, existen casos con diferente afinidad geoquímica debido a distintos pulsos de magmatismo, incluso subcalalina toleítica (Birkett y Sinclair, 1998; Rodríguez *et al.*, 2012). Sin embargo, también es posible que el alto contenido en Fe en las muestras sea producto de mineralización retrógrada, con depósito de sulfuros y óxidos de Fe (Figura 5.III).

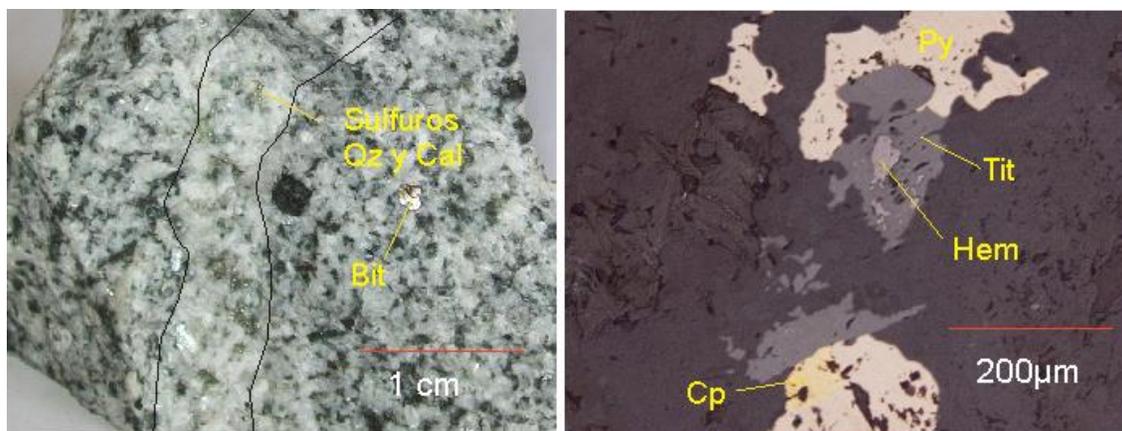


Figura 5.III. A) Vetilla de cuarzo y calcita con sulfuros diseminados de etapa retrógrada. B) Fotomicrografía (luz reflejada) de vetilla con presencia de sulfuros, hematita y titanita. Clave: Bit=biotita; Cp = calcopirita, Hem = hematita; Cal = calcita, Py = pirita; Qz = cuarzo; Tit = titanita.

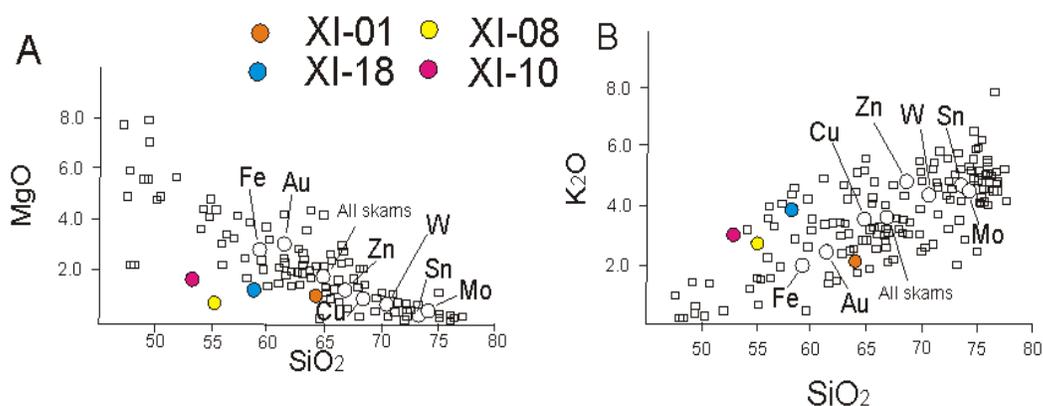


Figura 5.IV A) Diagrama Harker de variación de MgO vs. SiO₂ ilustrando la abundancia de MgO en rocas plutónicas asociadas con los diferentes tipos de skarn. B) Diagrama de correlación entre el estado de oxidación del Fe de rocas plutónicas asociadas con los diferentes tipos de skarn.

Tomados de Meinert (1995b).

Los contenidos variables de MgO y K₂O en las rocas plutónicas asociadas a skarn permiten diferenciar entre sus distintos tipos (Figura 5.IVA). Así, los contenidos de K₂O vs. SiO₂ muestran una correlación positiva (Figura 5.II), y negativa entre MgO y SiO₂, lo cual refleja una fuente magmática más primitiva para rocas ígneas asociadas con skarn de

Fe y Cu y una más evolucionada con mayor contaminación cortical para skarn de Sn y Mo (Meinert, 2005). Las muestras de stocks de Xichú presentan valores aproximados a los de rocas asociadas con skarns de Fe, Au y Cu.

Tres de las muestras analizadas de los stocks mineralizantes en Xichú se

encuentran en el campo de las rocas peraluminicas (Figura 5.V). Las fuentes de estos magmas serían rocas máficas

hidratadas o bien derivadas de la fusión de rocas pelíticas o semipelíticas (Clark, 1992).

Tabla 5.3. Datos recalculados de elementos mayores en peso molecular (mol), para la determinación del índice de saturación de alúmina (ASI), según Chapell y White (1974).

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
XI-01	1.104	0.007	0.165	0.055	0.001	0.029	0.091	0.058	0.023	0.001
XI-08	0.977	0.006	0.149	0.195	0.003	0.021	0.084	0.046	0.030	0.001
XI-10	0.946	0.010	0.150	0.188	0.002	0.043	0.094	0.046	0.032	0.003
XI-18	1.025	0.008	0.144	0.124	0.002	0.033	0.095	0.048	0.041	0.003

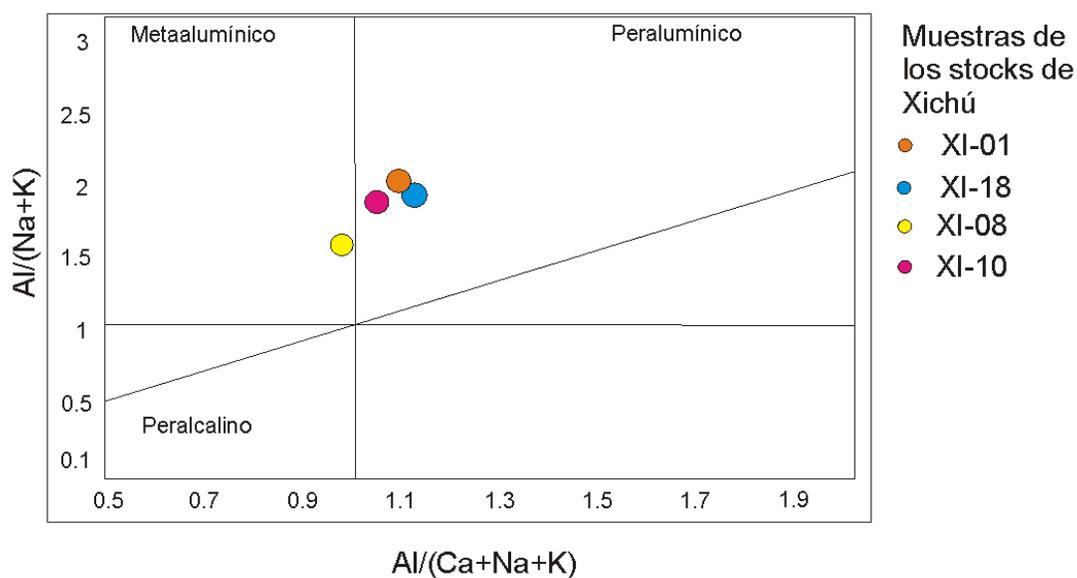


Figura 5.V. Diagrama de saturación de alúmina en granitoides (Shand, 1927).

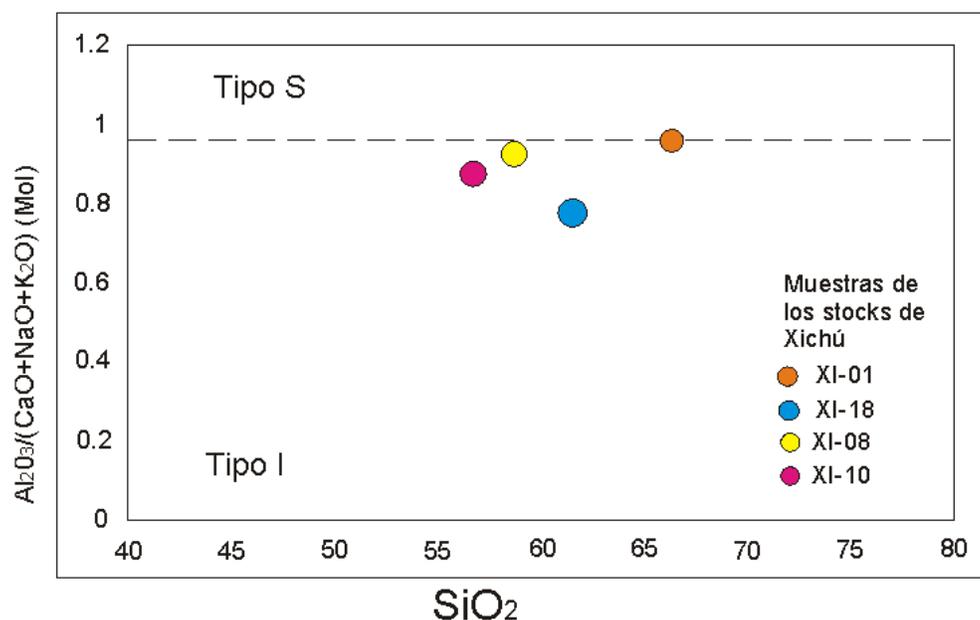


Figura 5.VI. Diagrama para la discriminación entre tipos de granitoides de acuerdo al índice de saturación de alumina ASI (Chappell y White, 1974). Los granitos tipo "I" derivan de la fusión de material ígneo; los granitos tipo "S" derivan de la fusión de material sedimentario.

Los valores del índice ASI (Índice de saturación de alumina; Chappell y White, 1974), obtenidos para las cuatro muestras son menores a 1.1 (Figura 5.VI), lo cual indica rocas de origen magmático. Únicamente la muestra XI-01 se encuentra en el límite entre ambas

5.3 Elementos traza

Los elementos traza se pueden clasificar en base a su comportamiento geoquímico, es decir, entre compatibles e incompatibles. Dentro de los procesos de cristalización y fusión magmática, los elementos compatibles muestran más afinidad por las fases minerales (Co, Cu, Ni), mientras que los incompatibles muestran mayor afinidad por las fases líquidas. Los elementos incompatibles incluyen elementos litófilos de ión

tipologías de granitoides, lo cual sugiere un origen magmático híbrido, con magmas formados por anatexis, contaminación cortical, diferenciación magmática, o una mezcla de los procesos anteriores.

grande (LILE: Cs, Rb, Sr, Ba, Pb, K), y elementos de alto campo de fuerza (HFSE: Nb, Ta, Hf, Zr, Th, U, Ti, y las REE).

Los altos coeficientes de distribución para muchos de los elementos traza resultan en un amplia gama de variaciones con fusión parcial o cristalización fraccionada de los magmas (Winter, 2001). Por lo tanto, esas propiedades se pueden usar para comprender a cuál de dichos procesos se asocian los magmas.

En este estudio se analizaron Be, Rb, Sr, Cs, Ba, Pb (LILE, altamente incompatibles), Nb, Ta, Hf, Zr, Th, U, Ti, y las tierras raras (HFSE). En la Tabla 4.4 se presentan las concentraciones obtenidas,

y los valores normalizados de acuerdo a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) en la Tabla 5.5.

Tabla 5.4. Concentración de elementos traza de los stocks de Buenavista, analizados mediante ICP-MS.

Muestra	Cs (ppm)	Rb (ppm)	Ba (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Nb (ppm)	Ta (ppm)	K (%)	La (ppm)	Ce (ppm)	Pb (ppm)	Pr (ppm)	Sr (ppm)	Nd (ppm)
XI-01	1.18	33.30	131.0	7.00	0.70	1.70	0.02	0.43	31.10	60.50	2.04	8.10	202	30.00
XI-08	0.75	27.90	167.0	10.20	0.70	4.80	0.02	0.40	34.00	65.50	3.30	8.50	192	31.30
XI-10	1.93	28.50	135.0	8.10	0.80	2.90	0.02	0.37	28.50	57.90	1.35	7.90	204	30.70
XI-18	0.38	13.70	114.0	5.30	1.30	2.30	0.02	0.27	28.40	57.50	2.16	8.00	140	31.10

Muestra	Zr (ppm)	Hf (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Ti (%)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Yb (ppm)	Y (ppm)	Lu (ppm)
XI-01	7.0	0.2	5.3	1.1	0.25	4.2	0.5	2.5	0.4	0.9	0.6	10.50	0.05
XI-08	5.6	0.1	5.4	1.2	0.13	4.2	0.5	2.1	0.3	0.8	0.5	9.26	0.05
XI-10	8.3	0.3	6.2	1.4	0.32	5.8	0.8	4.5	0.9	2.3	1.8	22.40	0.30
XI-18	5.5	0.2	5.9	1.4	0.21	5.0	0.6	3.4	0.6	1.7	1.3	17.10	0.20

Tabla 5.5. Valores normalizados de elementos traza de los intrusivos de Xichú utilizando los valores de normalización de N-MORB de Sun y McDonough (1989).

Muestra	Cs (ppm)	Rb(ppm)	Ba(ppm)	Th(ppm)	U(ppm)	Nb(ppm)	Ta(ppm)
XI-01	168.57	59.46	20.79	58.33	14.89	0.73	0.19
XI-08	107.14	49.82	26.51	85.00	14.89	2.06	0.19
XI-10	275.71	50.89	21.43	67.50	17.02	1.24	0.19
XI-18	54.29	24.46	18.09	44.16	27.66	0.99	0.19

Muestra	K (%)	La(ppm)	Ce(ppm)	Pb(ppm)	Pr(ppm)	Sr(ppm)	Nd(ppm)
XI-01	5.95	12.44	8.07	6.80	6.13	2.24	4.11
XI-08	5.53	13.60	8.73	11.00	6.44	2.13	4.29
XI-10	5.12	11.40	7.72	4.50	5.98	2.27	4.20
XI-18	3.73	11.36	7.67	7.20	6.06	1.56	4.26

Muestra	Zr(ppm)	Hf(ppm)	Sm(ppm)	Eu(ppm)	Ti (%)	Gd(ppm)	Tb(ppm)
XI-01	0.09	0.10	2.01	1.09	0.20	1.14	0.75
XI-08	0.07	0.05	2.05	1.18	0.10	1.14	0.75
XI-10	0.11	0.15	2.36	1.38	0.25	1.58	1.20
XI-18	0.07	0.10	2.24	1.37	0.19	1.36	0.90

Muestra	Dy(ppm)	Ho(ppm)	Er(ppm)	Yb(ppm)	Y(ppm)	Lu(ppm)
XI-01	0.550	0.396	0.303	0.196	0.375	0.110
XI-08	0.461	0.297	0.269	0.164	0.330	0.109
XI-10	0.990	0.891	0.774	0.590	0.800	0.659
XI-18	0.750	0.594	0.572	0.426	0.610	0.440

Las muestras analizadas presentan anomalías positivas en Th, Cs y Pb, marcadas anomalías negativas en Ti, Hf, Zr, Ta y Nb, y muy ligeras anomalías positivas en Ba e Y (Figura 5.VII). También presentan un mayor enriquecimiento de elementos incompatibles que en

compatibles. La presencia de la anomalía negativa de Nb (Figura 5.VII), indica un componente de subducción, junto con las anomalías negativas de Ti, muestran un comportamiento típico de magmas calcoalcalinos procedentes de márgenes continentales.

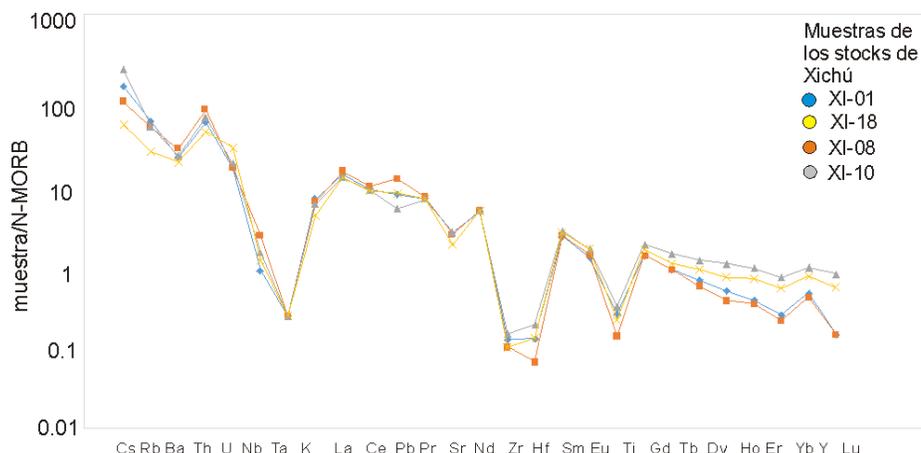


Figura 5.VII. Diagrama para elementos traza litofilos a tierras raras con compatibilidad creciente de izquierda a derecha, de las rocas analizadas en este trabajo.

Las muestras XI-01 y XI-08 presentan anomalías negativas en Yb, lo que es indicativo de la presencia de granate como fase residual. Las muestras

analizadas no presentan anomalía de Eu, pero sí anomalías negativas de Rb, Ti, Zr, Nb y Ta.

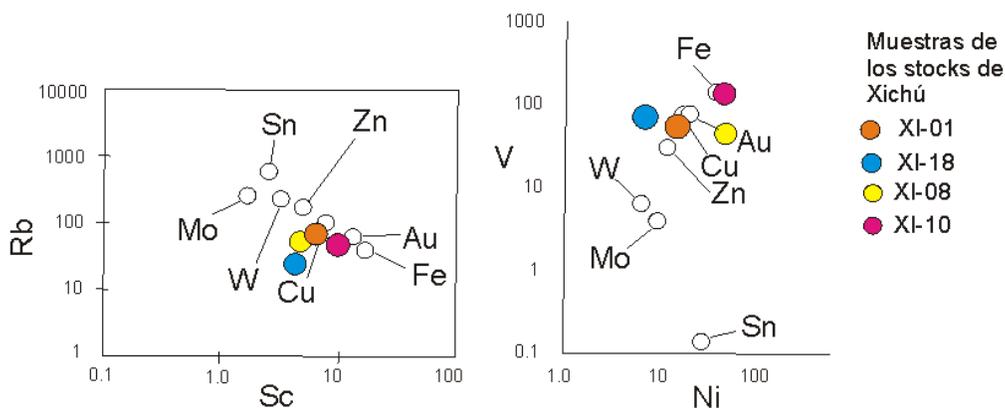


Figura 5.VIII. Diagramas de correlación Rb vs. Sc y V vs. Ni de las muestras del skarn de Buenavista comparadas con valores de intrusivos asociados a diferentes tipos de skarn y rectángulos mostrando análisis de diferentes rocas ígneas (Meinert, 1992b).

Las muestras del stock de Buenavista presentan una relación Rb/Sc que se encuentra en el campo de las rocas relacionadas a skarn de Cu, Au y Fe (Figura 5.VIII).

5.4 Geoquímica de Tierras Raras

Los valores de elementos de las Tierras Raras obtenidos en este estudio se presentan en la Tabla 5.4 y en la Figura 5.IX. En general, se observa un enriquecimiento de las tierras raras ligeras con respecto a las pesadas (lo cual es un comportamiento típico en zonas de

subducción), y no se observa anomalía de Eu, de lo que se deduce que no hubo cristalización de plagioclasas cálcicas. El empobrecimiento en tierras raras pesadas confirma que hay cristalización de fases minerales durante la intrusión

de los stocks y posterior formación de las asociaciones minerales progradada y retrogradada; que podrían ser granate y/o monacita, lo cual es congruente con la observación de monacita al microscopio electrónico en la muestra XG-01.

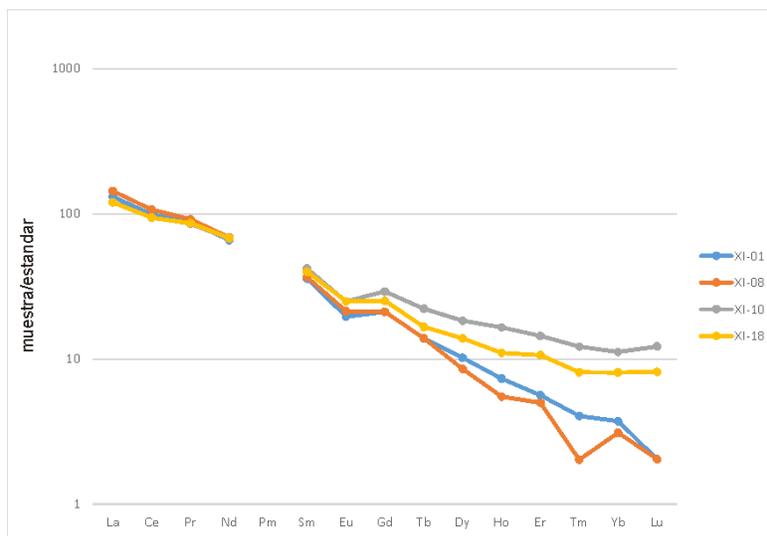


Figura 5.IX. Diagrama de tierras raras de los intrusivos de Xichú. Composiciones normalizadas a condrita CI, según McDonough y Sun (1995).

A fin de caracterizar el ambiente tectonomagmático de las rocas de este trabajo, también se utilizaron los diagramas de Rb vs. Yb+Ta y de Nb vs. Y, según Pearce *et al.* (1984). Mediante

éstos (Figura 5.X), se determina que los intrusivos generadores de mineralización en Buenavista corresponden a granitos de arco volcánico (VAG).

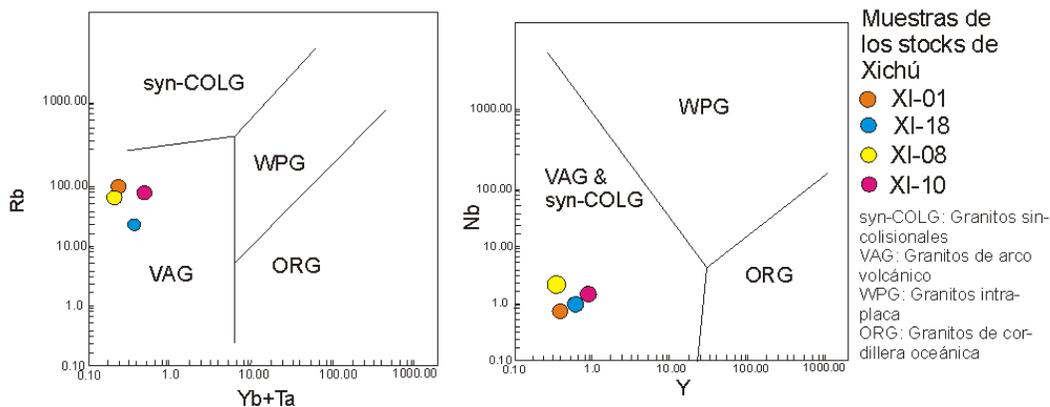


Figura 5.X. Diagramas de discriminación de ambientes tectónicos de formación de granitos según Pearce *et al.* (1984).

Las muestras de los stocks de Xichú se ubican en los límites del campo de las adakitas (Figura 5.XI) que sugiere aportes de material cortical a la componente subductiva. La afinidad adakítica de estos intrusivos se identifica mediante relaciones $(La/Yb)_N$ moderadas a altas (19.31 a 82.96) mayores que las adakitas

promedio ($(La/Yb) > 10$) y las composiciones normalizadas de Yb entre 0.164 y 0.59, menores que 1.8 y $Y < 18$. Asimismo las muestras XI-18 y XI-10 presentan composiciones cercanas al límite de las adakitas derivadas de la corteza inferior gruesa.

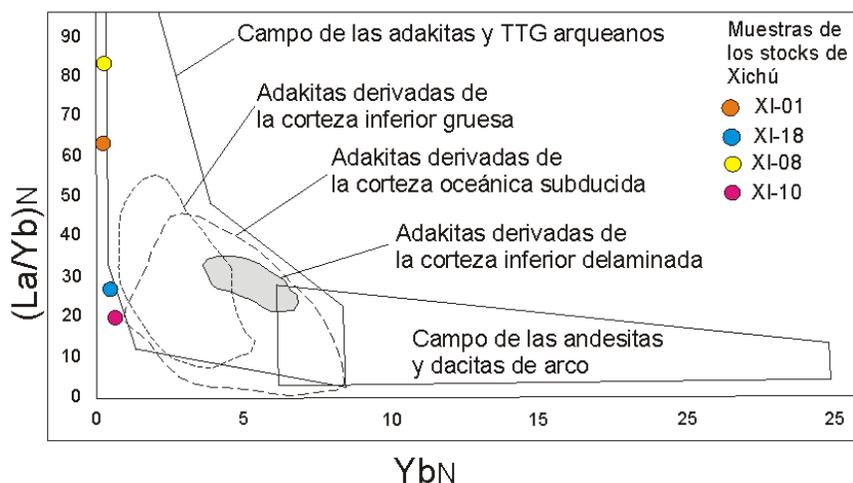


Figura 5.XI. Diagrama $(La/Yb)_N$ vs. Yb_N de las muestras del intrusivo de Xichú, mostrando su afinidad adakítica derivada de la corteza inferior (Defant y Drummond, 1990).

6. GEOCROLOGÍA U-Pb, Lu-Hf Y Re-Os

6.1 U-Pb en zircón

La muestra XI-08 del pórfido cuarzo-monzónítico presentó un gran número de zircones. Una población de 35 de estos zircones arroja edades relativamente homogéneas, sin presentar mucho contenido de zircones heredados. Los datos U-Pb de zircones graficados en el diagrama de concordia

tipo Wetherill (Figura 6.I) muestran que 25 de esos análisis son concordantes y permiten obtener una edad $^{207}Pb/^{206}Pb$ media ponderada de 60.9 ± 1.5 Ma, la cual se interpreta como la edad de cristalización del intrusivo (Figura 6.I.B). La totalidad de los análisis permite trazar una línea de discordia con intersecciones a 380 ± 27 y 768 ± 160 Ma (Figura 6.IA). Los valores descartados para el cálculo de la edad media ponderada corresponden a análisis que pudieran ser zircones heredados o que mostraron altos porcentajes de discordancia (>5%).

Tabla 6.1. Resumen de los datos geocronológicos de U-Pb en zircón de las rocas estudiadas en Xichú, Gto.

Muestra	Localización (UTM), Este-Norte	Tipo de Roca	Mineralogía	Minerales accesorios	Tipo de Edad	Edad (Ma)	2σ (Ma)	MSDW (*)
XI-01	419094, 2369886	Granodiorita	Pl,Kfs,Qz,Hb	Bt,Zrn,Clr	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	58.9	1.5	2.2
XI-08	418513, 2369481	Cuarzo-monzonita	Pl,Kfs,Qz,Hb	Bt,Zrn,Clr	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	60.9	1.5	3.8
XI-10	414861, 2367932	Cuarzo-Monzonita	Pl,Kfs,Qz,Hb	Bt,Zrn,Clr	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	62.79	0.94	0.93
XI-18	418287, 2368536	Cuarzo-monzodiorita	Pl,Kfs,Qz,Hb	Bt,Zrn±Clr	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	62.96	4	0.72

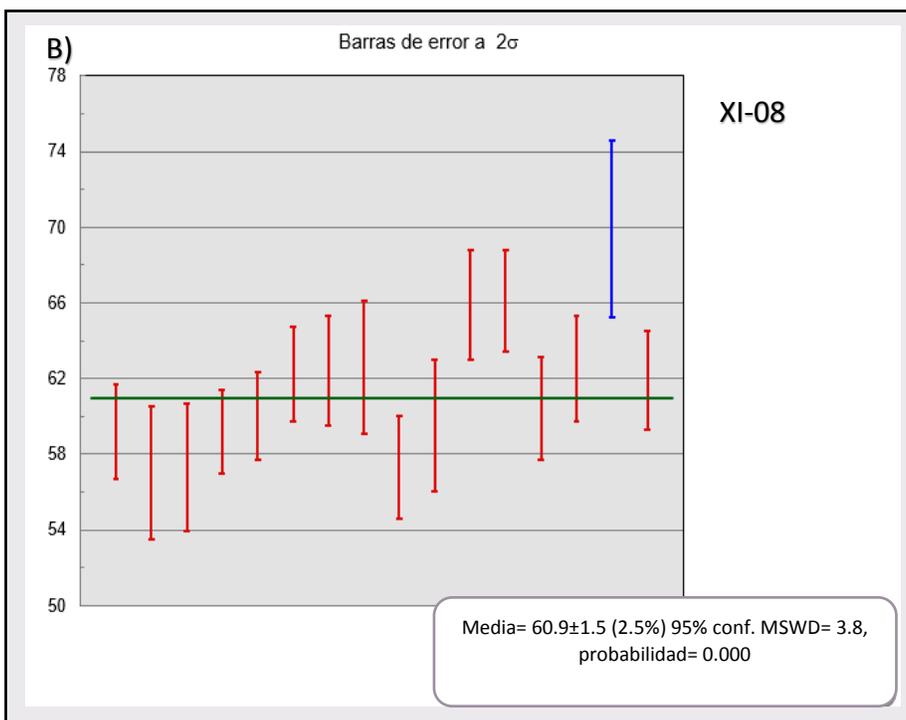
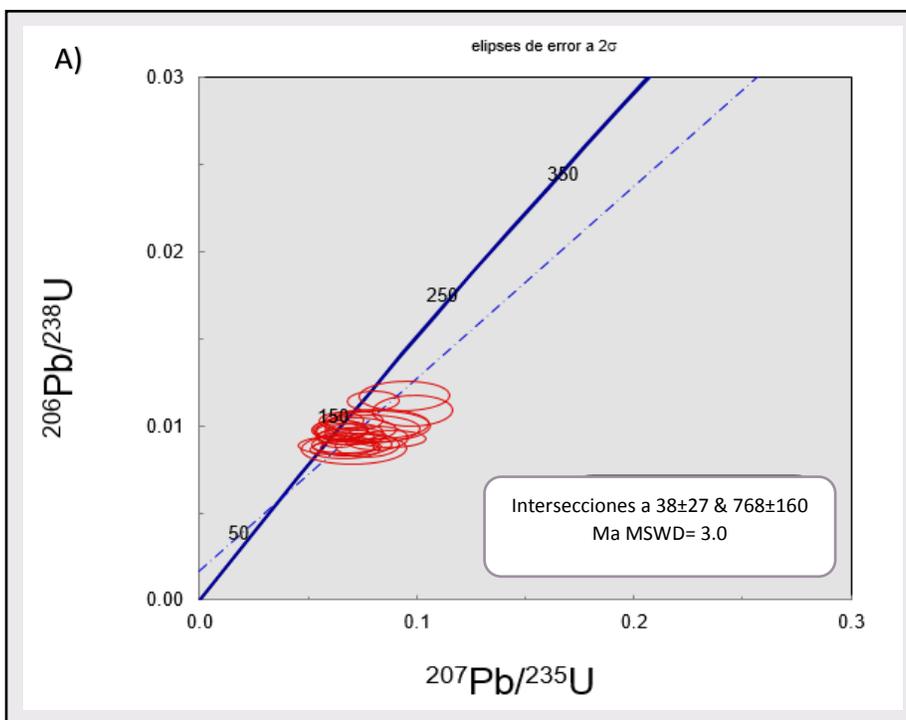
(*) MSWD: Mean Squared Weighed Deviated (Desviación media cuadrática ponderada).

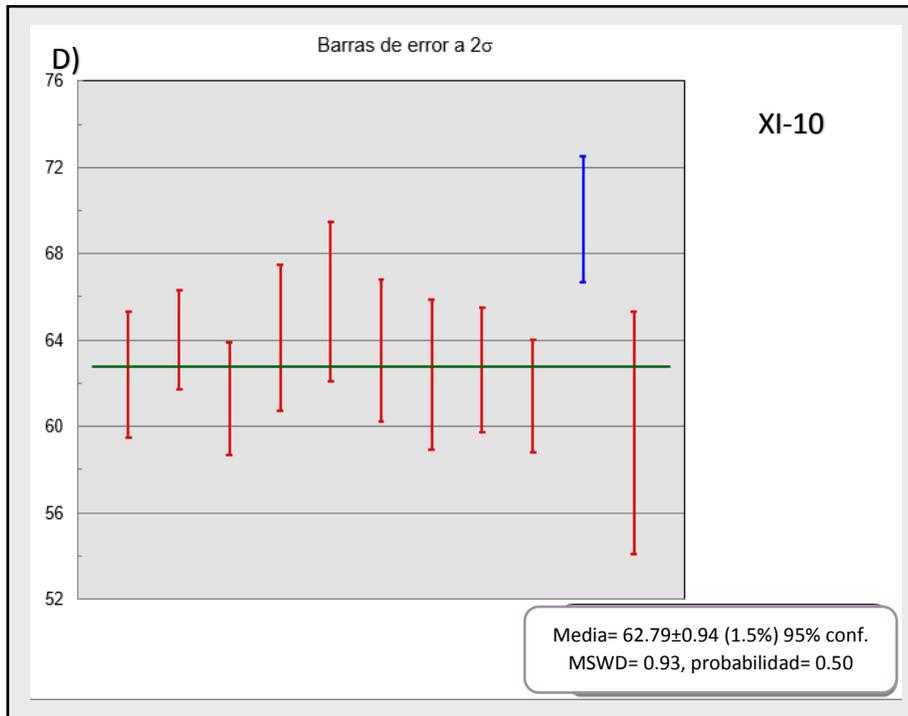
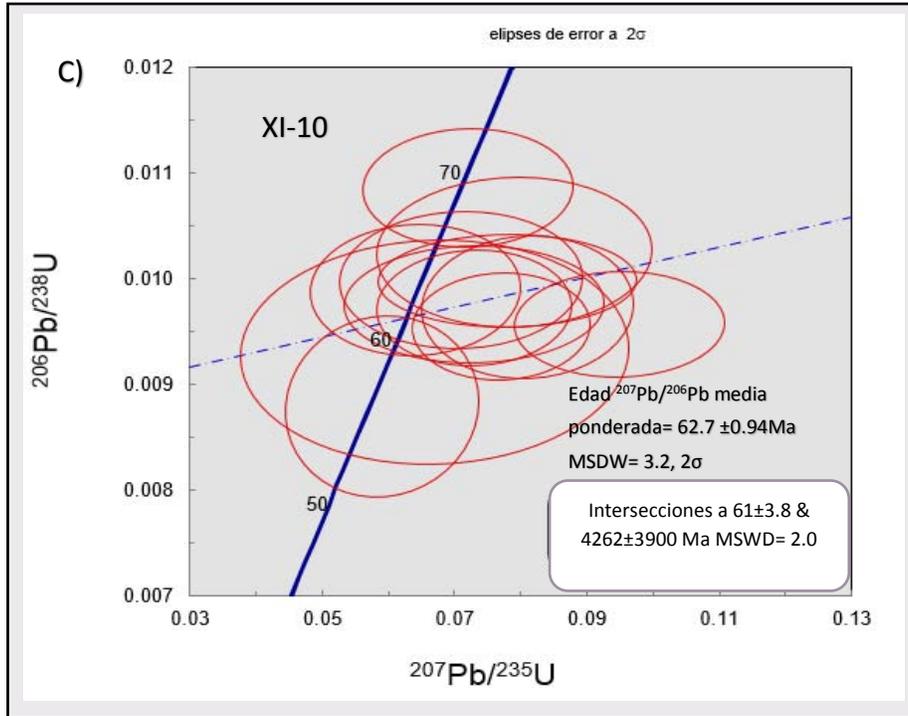
Datum: WGS 84.

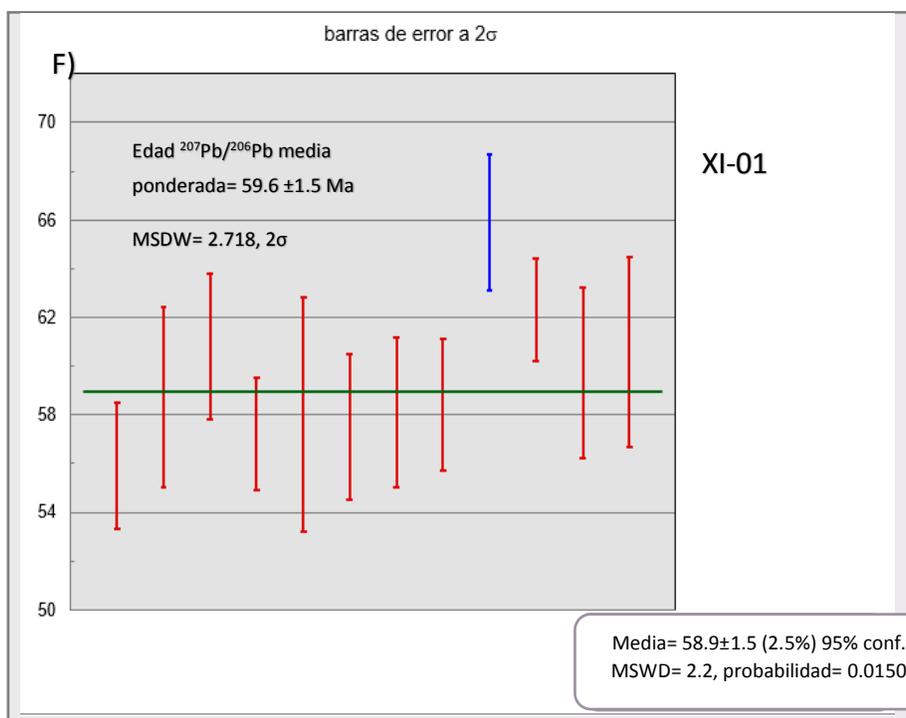
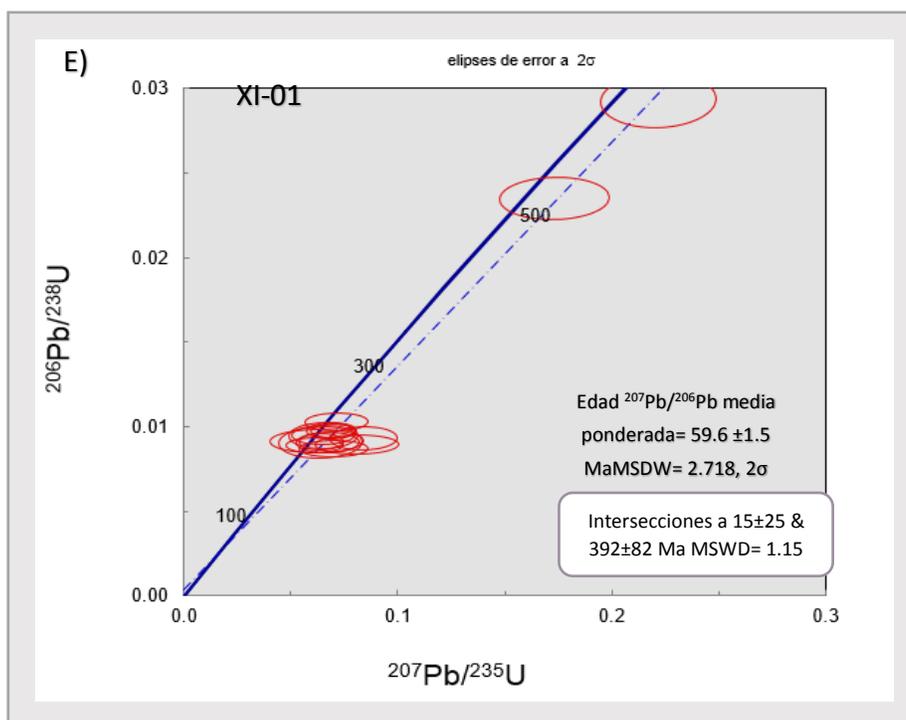
Abreviaciones de los minerales: Bt = biotita, Clr = clorita, Hb = horblenda, Kfs = feldespato potásico, Pl = plagioclasa, Qz = cuarzo, Zrn = zircón.

La muestra XI-10, correspondiente a un pórfido cuarzo-monzónitico, se fechó utilizando análisis de 14 zircones, con una edad de concordia ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb media ponderada de 62.79 ± 0.94 Ma (Figura 6.IE). Los datos con valores más alejados de la media ponderada son datos de zircones que presentan cierto grado de herencia, más antiguos que los cristales de zircón asociados a cristalización magmática. Estos datos y los que representan análisis de zircones que han experimentado diversos grados de pérdida de Pb no fueron empleados para calcular la edad media ponderada. La

línea de discordia presenta intersecciones a 61.8 ± 3.8 (Figura 6.ID). Las muestras XI-01 y XI-18, correspondientes a un pórfido granodiorítico y a una cuarzo-monzonita. Se fecharon por el método de U-Pb utilizando 20 y 17 análisis de zircones, respectivamente. Las respectivas edades medias ponderadas son de 58.9 ± 1.5 Ma (Figura 6.IF) y 62.96 ± 4 Ma (Figura 6.IH). Los análisis de las muestras XI-01 y XI-18 permiten dibujar una línea de discordia con intersecciones a 15 ± 2.5 y 392 ± 82 Ma (Figura 6.IE) y a 49.4 ± 9.6 y 693 ± 61 Ma (Figura 6.IG) respectivamente.







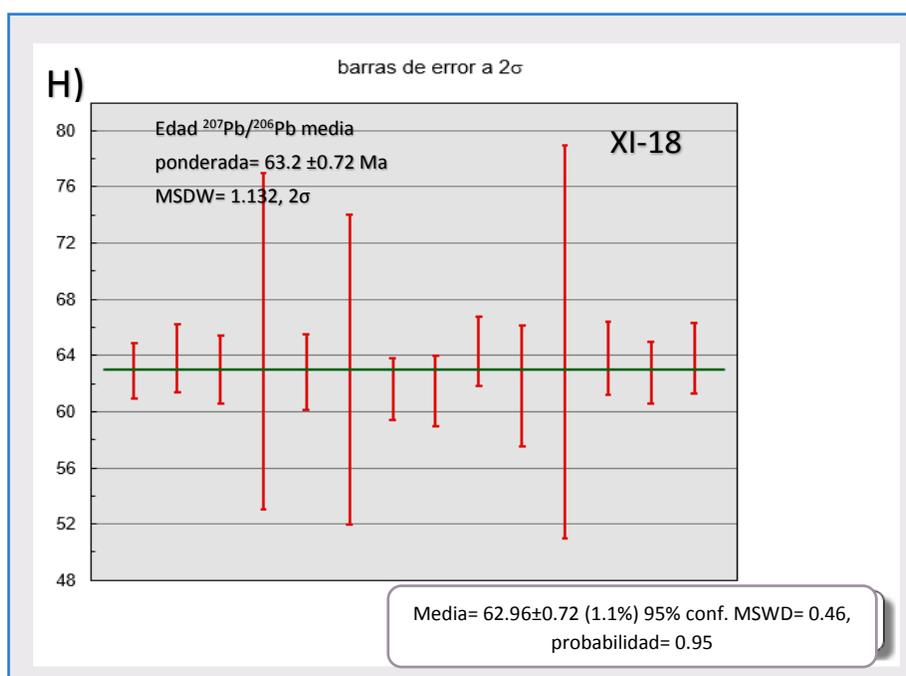
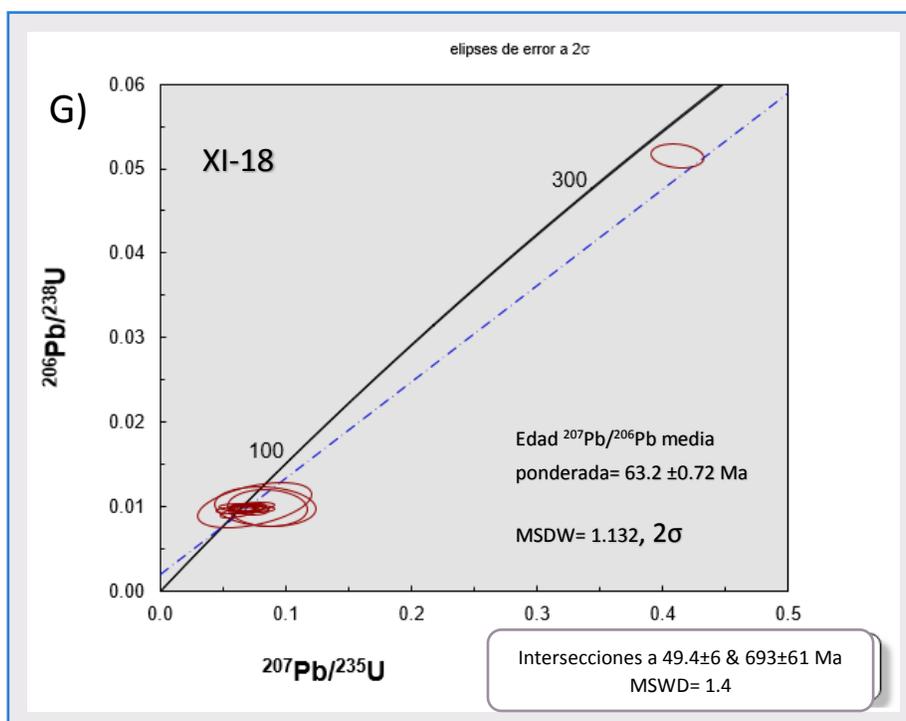


Figura 6.I. Edades de U-Pb de zircones obtenidos por LA-ICP-MS-MC de las muestras de intrusivos de Xichú, Gto. A, C, E, G: Gráficos de concordia tipo Wetherill para zircon, mostrando la edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ media ponderada y las edades de intersección inferior y superior de la línea de discordia. B, D, F y H: Gráficos de media ponderada mostrando los análisis en zircon empleados para calcular edades.

6.2 Lu-Hf en zircón

Para el análisis de cada muestra se seleccionaron cristales con edades cercanas entre sí de los ya utilizados en el análisis por medio de U-Pb y con tamaños aptos para el estudio de Lu-Hf. Todos los datos se presentan en la Tabla 6.3.

Para la muestra de pórfido cuarzo-monzonítico XI-08 (edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 60.9 ± 1.5 Ma) se usaron 11 cristales de zircón, que proporcionan un valor ϵHf inicial medio ponderado de 0.442 ± 0.796 con valores entre -2.550 y 0.928, y una edad modelo Hf (T_{DM}) en un paso, en relación al manto empobrecido, de 711.1 Ma. La edad modelo Hf (T_{DM}^{C}) en dos pasos utilizando $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$, para una corteza intermedia promedio, es de 1103.6 Ma.

Para la muestra de cuarzo-monzonita XI-10 (edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 62.79 ± 0.94 Ma) el valor ϵHf es de 0.644 ± 1.4 , con valores entre -3.818 y 0.644, la edad modelo Hf (T_{DM}) en un paso de 791.6, y la edad modelo Hf (T_{DM}^{C}) en dos pasos de 1218.6 Ma.

Para la muestra de granodiorita XI-01 (edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 58.9 ± 1.5 Ma) el valor ϵHf es de 0.689 ± 1.16 , con valores entre -4.138 y 1.298, la edad modelo Hf (T_{DM}) en un paso de 693.8 Ma, y la edad modelo de Hf (T_{DM}^{C}) en dos pasos de 1076.2 Ma.

Para la muestra de cuarzo-monzonodiorita XI-18 (edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 62.96 ± 0.72 Ma) el valor ϵHf es de 1.14 ± 2.13 , con valores entre -2.313 y 1.752, la edad modelo Hf (T_{DM}) en un paso de 753.4 Ma, y la edad modelo de Hf (T_{DM}^{C}) en dos pasos de 1142.02 Ma.

En resumen, los stocks granodioríticos con edades U-Pb entre 62.96 ± 0.72 y 58.9 ± 1.5 Ma muestran valores ϵHf iniciales entre -4.138 y +1.752, edades modelo de Hf (T_{DM}) en un paso relacionadas al manto empobrecido (DM) entre 693.8 y 791.7 Ma (Figura 6.II) y edades modelo Hf (T_{DM}^{C}) en dos pasos entre 1076.2 y 1218.6 Ma. Estos valores sugieren la fusión de una corteza inferior joven derivada del manto, con considerable aporte de material cortical preexistente.

Tabla 6.3. Datos isotópicos de Lu-Hf en zircones de los intrusivos de Buenavista y Cocos, Xichú, Gto.

Muestra (Zircón)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ medido	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ Inicial	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ Int. 2SE Medido	Epsilon Hf hoy (0)	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ Int. 2SE	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ t	t (edad, Ma)	$\epsilon\text{Hf}(t)$	$\pm 2\text{SE } \epsilon\text{Hf}(0)$	TDM	TDM C*
Zircon-36_Xi-10	0.0008	0.2827	0.000019	-3.32	1.4672	0.0000	0.2827	62.4	-1.971	0.672	789.9	1227.4
Zircon-042	0.0017	0.2827	0.000037	-2.55	1.4672	0.0000	0.2827	61.3	-1.253	1.308	777.2	1181.1
Zircon-045	0.0010	0.2826	0.000035	-5.20	1.4672	0.0000	0.2826	64.1	-3.818	1.238	869.3	1345.4
Zircon-050	0.0009	0.2827	0.000047	-3.43	1.4673	0.0001	0.2827	56.5	-2.208	1.662	795.9	1237.8
Zircon-056	0.0010	0.2827	0.000051	-3.54	1.4672	0.0001	0.2827	62.6	-2.188	1.803	802.7	1241.2
Zircon-062	0.0017	0.2827	0.000066	-3.82	1.4672	0.0001	0.2827	69.6	-2.351	2.334	828.8	1257.0
Zircon-066_X1-10	0.0011	0.2828	0.000039	-0.64	1.4672	0.0000	0.2828	59.7	0.644	1.379	689.9	1059.7
									0.644	1.399	MSWD	1.35095
Zircon-078_Xi-01	0.0006	0.2828	0.000027	-0.60	1.4672	0.0000	0.2828	62.3	0.757	0.955	678.8	1054.5
Zircon-080	0.0008	0.2828	0.000034	-0.53	1.4672	0.0000	0.2828	58.4	0.734	1.202	680.1	1052.9
Zircon-081	0.0008	0.2828	0.000026	-1.17	1.4672	0.0000	0.2828	65.9	0.260	0.919	705.1	1088.8
Zircon-082	0.0008	0.2828	0.000021	-0.50	1.4672	0.0000	0.2828	62.5	0.861	0.743	677.2	1048.0
Zircon-085	0.0007	0.2828	0.000031	0.04	1.4672	0.0000	0.2828	58.1	1.298	1.096	655.5	1016.9
Zircon-087	0.0009	0.2828	0.000032	0.04	1.4672	0.0000	0.2828	58	1.289	1.132	658.4	1017.3
Zircon-088	0.0006	0.2828	0.000041	-0.53	1.4672	0.0001	0.2828	57.5	0.723	1.450	676.0	1052.9
Zircon-095	0.0008	0.2828	0.000051	-0.78	1.4673	0.0001	0.2828	57.2	0.461	1.803	689.7	1069.3
Zircon-098	0.0008	0.2828	0.000030	-0.25	1.4672	0.0000	0.2828	55.9	0.965	1.061	667.6	1036.3
Zircon-099	0.0008	0.2826	0.000025	-5.41	1.4672	0.0000	0.2826	58.7	-4.138	0.884	872.7	1361.4
Zircon-100_Xi-01	0.0007	0.2828	0.000049	-0.95	1.4672	0.0000	0.2828	60.8	0.366	1.733	694.9	1078.1
									0.68997	1.16672	MSWD	1.51755
Zircon-002_XI-08	0.0009	0.2827	0.000033	-1.87	1.4672	0.0000	0.2827	59.2	-0.595	1.167	734.6	1137.8
Zircon-006	0.0008	0.2828	0.000025	-0.35	1.4673	0.0000	0.2828	59.2	0.928	0.884	672.8	1041.2
Zircon-007	0.0008	0.2828	0.000020	-0.74	1.4673	0.0000	0.2828	60	0.558	0.707	687.8	1065.3
Zircon-009	0.0007	0.2827	0.000025	-1.52	1.4673	0.0000	0.2827	62.2	-0.170	0.884	717.6	1113.2
Zircon-010	0.0007	0.2828	0.000024	-0.99	1.4673	0.0000	0.2828	62.4	0.365	0.849	696.4	1079.4

Tabla 6.3. (Continuación)

Zircon-016	0.0006	0.2828	0.000021	-0.42	1.4673	0.0000	0.2828	57.3	0.825	0.743	671.5	1046.3
Zircon-018	0.0022	0.2826	0.000034	-7.92	1.4673	0.0000	0.2826	258.7	-2.550	1.202	1010.4	1416.6
Zircon-020	0.0008	0.2827	0.000039	-2.86	1.4673	0.0000	0.2827	65.9	-1.437	1.379	772.2	1196.3
Zircon-023	0.0006	0.2827	0.000029	-2.30	1.4673	0.0000	0.2827	60.4	-0.983	1.026	746.4	1163.3
Zircon-024	0.0007	0.2827	0.000025	-1.45	1.4672	0.0000	0.2827	62.5	-0.091	0.884	713.7	1108.4
Zircon-028_XI-08	0.0007	0.2828	0.000023	-1.24	1.4673	0.0000	0.2827	61.9	0.109	0.813	705.1	1095.3
									0.44268	0.79647	MSWD	1.05275
Zircon-111_Xi-18	0.0017	0.2827	0.000039	-3.04	1.4672	0.0000	0.2827	62.9	-1.716	1.379	798.0	1211.6
Zircon-113	0.0020	0.2828	0.000075	-0.71	1.4673	0.0001	0.2828	63.8	0.626	2.652	708.2	1063.9
Zircon-114	0.0020	0.2828	0.000060	0.04	1.4672	0.0001	0.2828	63	1.350	2.122	678.7	1017.4
Zircon-115	0.0006	0.2827	0.000035	-2.33	1.4672	0.0001	0.2827	65	-0.917	1.238	747.3	1162.7
Zircon-116	0.0016	0.2827	0.000038	-2.40	1.4672	0.0001	0.2827	62.8	-1.079	1.344	771.1	1171.2
Zircon-117	0.0016	0.2827	0.000047	-2.16	1.4672	0.0001	0.2827	63	-0.825	1.662	759.8	1155.3
Zircon-125	0.0018	0.2828	0.000049	0.46	1.4672	0.0000	0.2828	61.5	1.752	1.733	657.4	990.7
Zircon-126	0.0023	0.2827	0.000081	-3.64	1.4672	0.0001	0.2827	64.3	-2.313	2.864	835.9	1250.5
Zircon-128	0.0018	0.2827	0.000051	-2.12	1.4672	0.0001	0.2827	61.8	-0.825	1.803	763.7	1154.4
Zircon-130	0.0016	0.2827	0.000059	-2.51	1.4672	0.0001	0.2827	65	-1.138	2.086	774.9	1176.7
Zircon-133	0.0025	0.2827	0.000087	-3.89	1.4673	0.0001	0.2827	63.8	-2.578	3.077	850.3	1266.9
Zircon-140_Xi-18	0.0007	0.2827	0.000034	-1.63	1.4672	0.0000	0.2827	63.8	-0.239	1.202	720.4	1118.8
									1.14001	2.13639	MSWD	1.33958

Errores en valores $\epsilon_{\text{Hf}}(0)$ estimados a una unidad ϵ ($\pm 1 \epsilon$). Errores en los valores ϵ_{Hf} “hoy” e “inicial” estimados a una unidad ϵ ($\pm 1 \epsilon$). t (edad, Ma): Edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ individuales (1σ), U-Pb en zircones mostradas en la tabla. $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{DM}}^{288}$ y $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{DM}}^{255} = 0.283250$; ver fórmula de $T_{\text{DM}}^{\text{C}^*}$ en Weber *et al.* (2012). Edades modelo Hf (TDM) calculadas en un paso (“*single-stage model ages*”) utilizando la relación $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ del zircón. Edades modelo Hf (TDM) calculadas en dos pasos (“*two-stage model ages*”) usando una relación $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.010$ para una corteza félsica promedio (TDMC, Amelin *et al.*, 1999). $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{DM}} = 0.0384$ y $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{DM}} = 0.28325$ (Blichert-Toft y Albarède, 1997); $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{c}}$ (corteza intermedia promedio) = 0.015 (Griffin *et al.*, 2002). $T_{\text{DM}}^{\text{C}^*}$: Fórmula en Weber *et al.*, 2012, Chem Geol. $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR, i}} = 0.0336$ y $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR, i}} = 0.282785$ (Bouvier *et al.*, 2008).

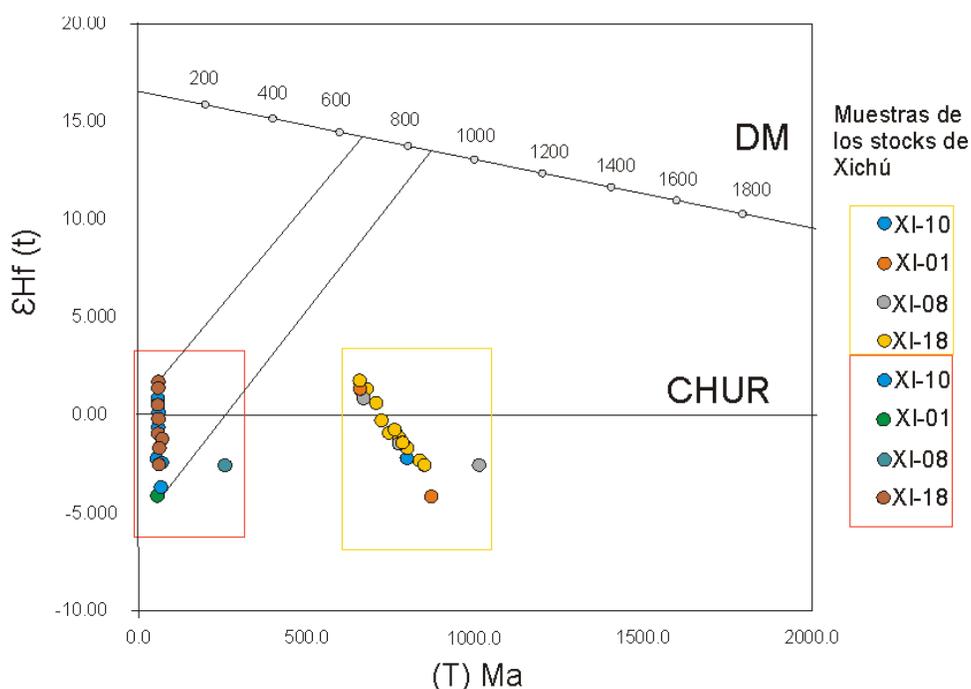


Figura 6.II. Diagrama de evolución del Hf para las rocas intrusivas de Xichú, Gto., en donde se grafica la edad U-Pb (Ma) contra el valor de ϵ_{Hf} inicial (cuadro rojo). Además, se grafican las edades modelo Hf $T_{\text{DM}}(T)$ contra el valor de ϵ_{Hf} inicial (cuadro amarillo) y las edades modelo en dos pasos Hf $T_{\text{DM}}(T)^{c*}$ (cuadro amarillo). Clave: DM (Depleted Mantle) = manto empobrecido, CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) = reservorio condritico uniforme.

6.3 Re-Os en molibdenita

Se recolectó una muestra de molibdenita para datación mediante Re-Os en una veta de cuarzo encajonada en el stock de Buenavista, perteneciente a la etapa retrógrada de mineralización metálica de sulfuros. La molibdenita y otros sulfuros

asociados se presentan en forma diseminada.

La datación de las muestras de molibdenita permite un fechamiento directo de los eventos de mineralización, obteniéndose una edad modelo de 65.0 ± 0.2 Ma.

7. PETROGRAFÍA Y MICROTERMOMETRÍA DE

INCLUSIONES FLUIDAS

7.1 Petrografía de inclusiones fluidas

Se analizaron las inclusiones fluidas (IF) de un total de 18 muestras de granate y clinopiroxeno de la zona del endoskarn y en marmorizaciones (mineralizaciones prógradas), y en cuarzo y calcita de vetas tardías de la etapa retrógrada del yacimiento de Xichú. Las diferentes asociaciones de IF se definieron utilizando los criterios de Roedder (1984), Goldstein y Reynolds (1994) y Bodnar (2003a), clasificándose entre IF primarias, pseudosecundarias o secundarias, con minerales hijos. Se encontraron inclusiones ricas en líquido, ricas en vapor, con presencia de dos líquidos inmiscibles (uno acuoso y otro rico en CO₂). Las inclusiones tienen tamaños que varían generalmente entre 10 a 40 µm con tamaños máximos entre 50 a 60 µm. Un considerable número de inclusiones de los minerales estudiados presentan cambios post-atrapamiento como estrangulamiento y fuga de fluidos o decrepitación, cuyas manifestaciones son grupos de inclusiones muy cercanas entre sí con rangos variables en la relación vapor/líquido.

7.1.1 Inclusiones en granate

Se estudiaron IF en granate del mármol y de endo y exoskarn. En los cristales se observan asociaciones secundarias en fracturas y primarias a favor de zonas de

crecimiento en los cristales. También se encontraron inclusiones primarias distribuidas alrededor de los núcleos de los cristales, con tamaños generalmente entre 20 y 30 µm, y máximo de 40 µm. Los constituyentes de las IF son líquido + vapor (L+V), y algunas líquido + vapor + halita (L+V+S) (Figura 7.I), con grados de relleno de 0.80 a 0.75, la morfología es de cristal negativo, algunos grupos de inclusiones muestran evidencias de estrangulamiento por los rangos variables de la relación vapor/líquido.

7.1.2 Inclusiones en piroxeno

Se estudiaron IF en piroxeno del endoskarn y del skarn masivo. Las IF son primarias y secundarias, las inclusiones primarias se encuentran distribuidas aleatoriamente en los cristales y algunas paralelas a zonas de crecimiento; las inclusiones secundarias se encuentran en fracturas. Los granos de relleno van de 0.80 a 0.85 en IF primarias y 0.80 a 0.75 en IF secundarias, algunas asociaciones de IF primarias muestran diferentes grados de relleno que podrían indicar la existencia de ebullición (Figura 7.III).

Algunas IF presentan terminaciones irregulares y se encuentran muy cercanas, lo que podría indicar estrangulamiento de las inclusiones. Los diámetros de las inclusiones varían entre 5 y 40 µm. Los

constituyentes de las IF son líquido + vapor vapor ± sólido (L+V+S).
 (L+V) y líquido +

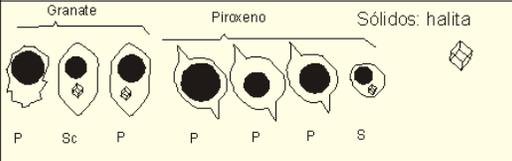
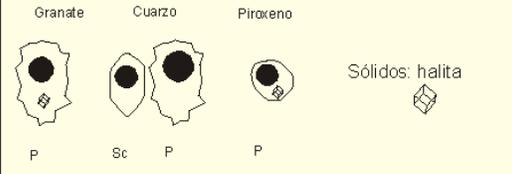
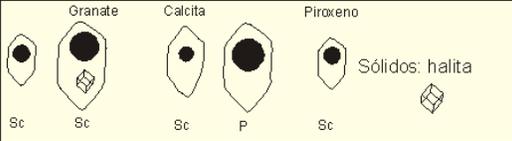
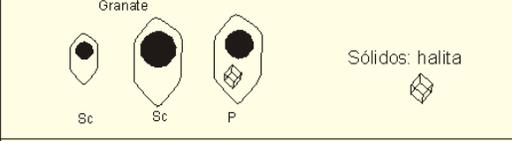
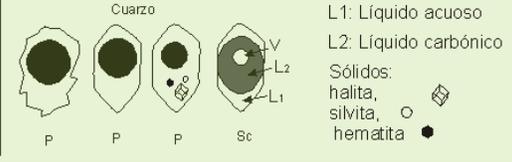
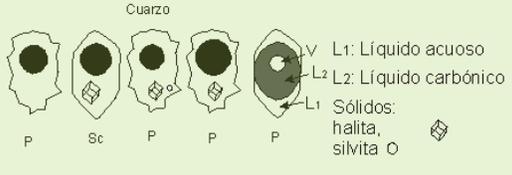
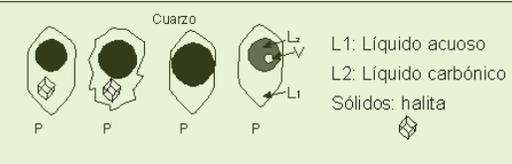
	Muestra	Contenido	Cambios y modificaciones post-atrapamiento	Mineral estudiado
ETAPA PRÓGRADA	XB-03 Endoskarn	A1: (L+V) A2: (L+V+S) A3: (L+V+S) A1: (L+V) A2: (L+V) A3: (L+V+S)	Granate Piroxeno Estrangulamiento (recristalización) en cristales de piroxeno	
	XI-36 Endoskarn	A1: (L+V) A2: (L+V) A1: (L+V+S) A1: (L+V+S)	Cuarzo Granate Piroxeno	
	XB-02 Exoskarn	A1: (L+V) A2: (L+V+S) A1: (L+V) A2: (L+V) A1: (V+L)	Calcita Granate Piroxeno Estrangulamiento (recristalización)	
	XB-01 Mármol	A1: (L+V) A2: (L+V) A3: (L+V+S)	Granate Estrangulamiento (recristalización)	
	XI-04 Mármol	A1: (L+V) A2: (L+V) A3: (L)	Calcita	
ETAPA RETRÓGRADA	XI-11 Vetas	A1: (L+V) A2: (L+V) A3: (L+V+S) A4: (L1+L2+V)	Estrangulamiento (recristalización)	
	XI-12 Vetas en pórfido	A1: (L+V) A2: (L+V+S) A3: (L+V+S) A4: (L+V+S) A5: (L1+L2+V)	Estrangulamiento (recristalización)	
	XI-22 Vetas en pórfido	A1: (L+V+S) A2: (L+V) A3: (L+V) A4: (L1+L2+V)	Estrangulamiento (recristalización) en inclusiones irregulares	

Figura 6.1 (Continuación).

	Muestra	Contenido	Cambios y modificaciones post-atrapamiento	Mineral estudiado
	ETAPA RETRÓGRADA	XI-20	Calcita A1: (L+V) A2: (L+V) A3: (L1+L2+V) Cuarzo A1: (L+V) A2: (L+V)	Estrangulamiento (recristalización)
XI-32		A1: (L+V) A2: (L+V) A3: (L+V) A4: (L+V+S) A5: (L1+L2+V)	Estrangulamiento (recristalización)	Cuarzo L1: Líquido acuoso L2: Líquido carbónico Sólidos: halita, calcopirita, hematita
XI-35		A1: (L+V) A2: (L+V) A3: (L1+L2+S+V) A4: (L1+L2+V)	Estrangulamiento (recristalización)	Cuarzo L1: Líquido acuoso L2: Líquido carbónico Sólidos: halita
XI-29		A1: (L+V) A2: (L+V+S) A3: (L+V+S) A4: (L+V) A5: (L+V+S)	Estrangulamiento (recristalización) en inclusiones irregulares	Cuarzo Sólidos: halita
XI-28		A1: (L+V) A2: (L+V) A3: (L+V) A4: (L+V+S)	Estrangulamiento (recristalización) en inclusiones irregulares	Cuarzo Sólidos: halita, hematita
XG-01		A1: (L+V) A2: (L+V) A3: (L+V+S) A4: (L1+L2+V)	Estrangulamiento (recristalización)	Cuarzo Sólidos: halita, silvita
XI-31		A1: (L+V) A1: (L+V) A2: (L+V) A3: (L+V+S)	Estrangulamiento (recristalización)	Cuarzo Sólidos: halita, silvita
XI-27		A1: (L+V) A2: (L+V) A3: (L+V)	Estrangulamiento (recristalización)	Cuarzo

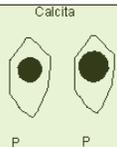
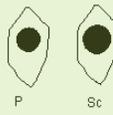
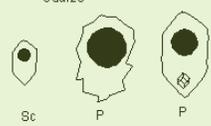
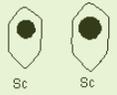
	Muestra	Contenido	Cambios y modificaciones post-atrapamiento	Mineral estudiado	Asociación mineral o estructura
ETAPA RETRÓGRADA	XI-34	A1: (L+V) A2: (L+V)		Calcita 	
	Vetas				
	XI-25	A1: (L+V) A2: (L+V)	Estrangulamiento (recristalización)	Calcita 	
	Vetas				
XT-01	A1: (L+V) A2: (L+V) A3: (L+V+S)	Estrangulamiento (recristalización)	Cuarzo 	Sólidos: halita	
Vetas					
XI-39	A1: (L+V) A2: (L+V)	Estrangulamiento (recristalización)	Cuarzo 		
Vetas					

Figura 7.1. Tipología de Inclusiones fluidas caracterizadas en las muestras tomadas en el skarn de Xichú Buenavista, Gto. Clave: A = asociación de IF (numeradas), L = líquido, V = vapor, S = sólido (halita, silvita, hematita, calcopirita) P = asociaciones primarias, Sc = asociaciones secundarias.

7.1.3 Inclusiones en cuarzo

Se estudiaron IF en cuarzo de vetas tardías. Las asociaciones de IF que se encontraron en las vetas son primarias y secundarias. La morfología de las inclusiones es de cristal negativo, irregulares con terminaciones alargadas y algunas de forma esferoidal. Las inclusiones con terminaciones irregulares son evidencia clara de estrangulamiento (necking). En su mayor parte, las IF son bifásicas ricas en líquido (L+V). Se encuentran algunas asociaciones de IF con inclusiones ricas en líquido con una o varias fases sólidas que corresponden a cristales hijos de halita, silvita y minerales opacos, coexistiendo con

inclusiones ricas en vapor, lo cual indica que se produjo atrapamiento heterogéneo (ebullición). El grado de relleno de las inclusiones se encuentra entre 0.80 y 0.75, y entre 0.70 y 0.65. En varias vetas se encuentran IF con dos líquidos inmiscibles (salmuera acuosa y líquido carbónico), con cristales hijos de halita (Figura 7.1). En algunos casos, se presentan inclusiones con cristales hijos de halita, silvita y calcopirita (Figura 7.1, muestras de vetas de la etapa retrógrada temprana). La presencia de inclusiones con grados de relleno y contenidos variables de líquido carbónico junto con la presencia de líquido acuoso y cristales hijos indican atrapamiento heterogéneo (efervescencia).

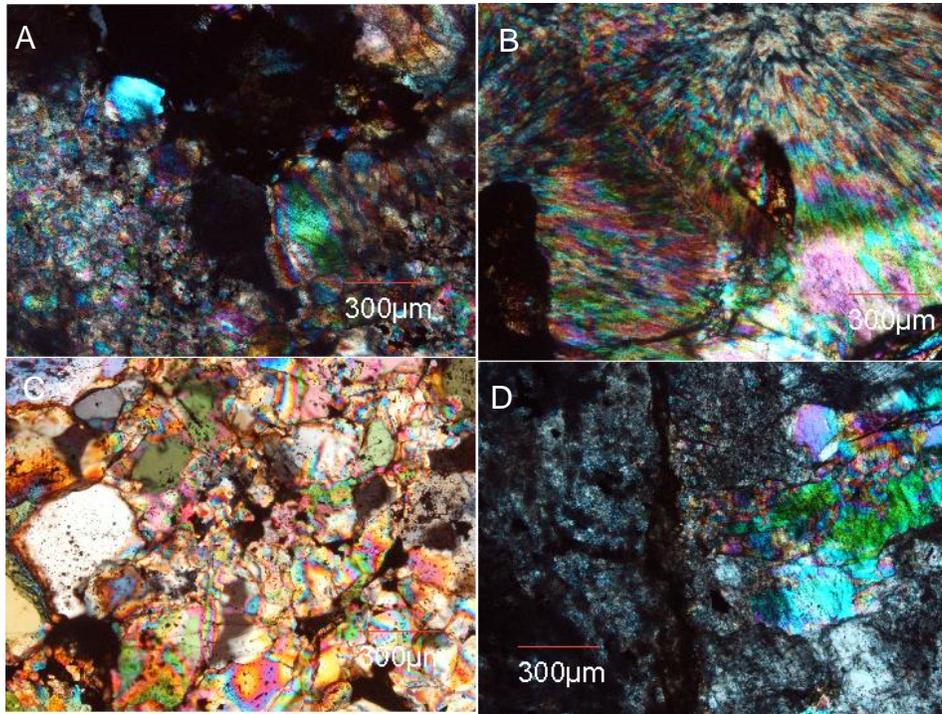


Figura 7.II. Texturas de sílice en láminas gruesas. A) y C) cuarzo en mosaico o jigsaw (Muestras XI-12 y XI-39), B) cuarzo plumoso y calcedonia, D) cuarzo cristalino y calcita masiva de etapa retrógradas (Muestra XI-20). Luz polarizada con nicoles cruzados.

7.1.4 Texturas de cuarzo y calcita

En las vetas de cuarzo y calcita se pueden distinguir texturas debidas a la deposición primaria de la sílice, y debidas a recristalización (Dong *et al* 1995; Henley y Hughes, 2000; Simmons y Christenson, 1994, Shimizu, 2014). Las texturas primarias observadas son bandeadas, crustiformes y coloformes, con cristales subhedrales y euhedrales microcristalinos. Las texturas de recristalización más comunes en son las de cuarzo en mosaico o “jigsaw” (Dong *et al.*,

1995) (Figura 7.IIA y 7.IIC), mientras que texturas plumosas se pueden observar en vetas que se encuentran en la roca encajonante, hacia zonas alejadas de los intrusivos (Figura 7.IIB). En cuarzo de textura plumosa y jigsaw, como las encontradas en muestras de vetas tardías con calcita, se encuentran inclusiones fluidas que no son representativas de los fluidos a partir de los cuales se originaron los depósitos hidrotermales y que, por tanto, no fueron analizadas.

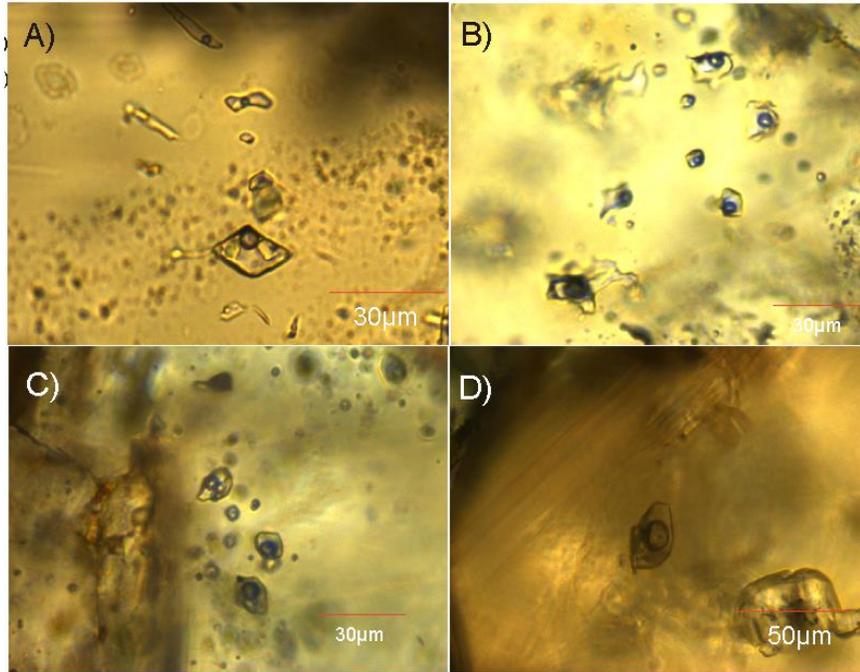


Figura 7.III. Fotomicrografías con luz transmitida y nicols paralelos, de asociaciones de IF en granate de etapa prógrada. A) Asociación de IF secundarias con cristales hijos de halita y silvita, con terminaciones irregulares producto de estrangulamiento; B) asociación de IF primarias con líquido y vapor; C) asociaciones de IF primarias con grados de relleno entre 0.70 y 0.75, bifásicas con cristales de halita; D) asociación de IF primarias con líquido y vapor.

7.1.5 Inclusiones en calcita

Se estudiaron IF en calcita de vetas retrógradas y de hidrotermalismo tardío (Figura 7.V). Las asociaciones de IF son

primarias y secundarias, con forma de cristal negativo. Éstas son ricas en líquido (L+V); en algunas de las vetas en endoskarn se encontraron IF con dos líquidos inmiscibles (acuoso y carbónico).

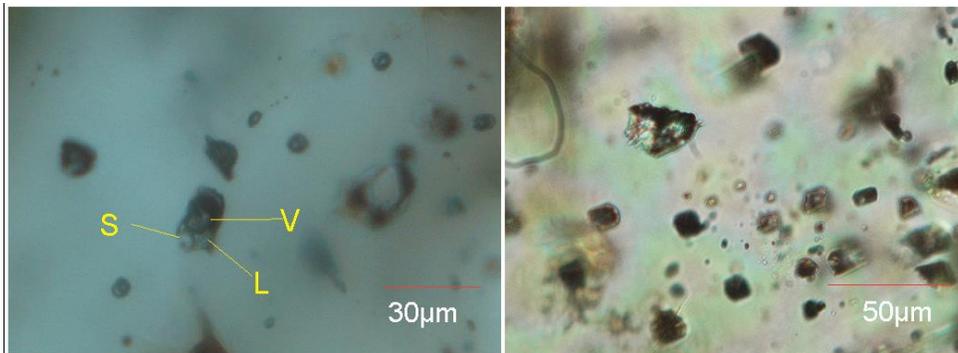


Figura.6.IV. Fotomicrografías con luz transmitida y nicols paralelos de IF en piroxeno de etapa prógrada, secundarias, ricas en líquido con cristales hijos de halita. Clave: L = líquido, S = sólido, V = vapor.

7.2 Microtermometría de inclusiones fluidas

Se obtuvieron temperaturas de fusión de hielo (T_{m_i}) y temperaturas de homogeneización (T_h) de inclusiones fluidas en 18 muestras de cuarzo, calcita, piroxeno y granate. Se estudiaron 391 inclusiones en cuarzo y 75 inclusiones en calcita de etapas retrógrada de mineralización, así como 106 inclusiones en granate y 32 inclusiones en piroxeno de etapas prógradas. Las temperaturas eutécticas encontradas en inclusiones de cristales de cuarzo, presentan una media de -69.1 °C; ello, junto con las observaciones petrográficas (Figura 7.I), permiten relacionar las soluciones mineralizantes con el sistema $H_2O-NaCl-CO_2$. Para el cálculo de salinidades y las isocoras del sistema $H_2O-NaCl-CO_2$, se usaron las ecuaciones de estado de Chen (1972), Bozzo *et al.* (1973, 1975) y Duan *et al.* (1996).

Los datos obtenidos se resumen en la Tabla 7.1 y las Figuras 7.X y 7.XII. A partir de

la petrografía y microtermometría se distinguieron dos tipos de IF: acuoso-carbónicas ($H_2O-NaCl-CO_2$) y acuosas ($H_2O-NaCl$). Las IF acuoso-carbónicas se han podido caracterizar por la fusión del CO_2 entre -56° y -53 °C, indicativas de muy escaso contenido en otros volátiles (Figura 6.VI), entre 90 y 96 % mol CO_2 (Tabla 7.1).

En inclusiones ricas en CO_2 se forman clatratos (Roedder, 1963; Fáll *et al.*, 2011), que son estables a temperaturas superiores a las de fusión de hielo (Figura 7.XI). En éstas, la temperatura de fusión de hielo (T_{m_i}) no corresponde con la salinidad de la fase acuosa, pues los clatratos incorporan agua; en tal caso, la salinidad del fluido tiene que ser obtenida a través de la temperatura de fusión de los clatratos (T_{m_c}). Para inclusiones fluidas sin contenidos apreciables de CO_2 las salinidades e isocoras se calcularon en base al sistema $H_2O-NaCl$, usando las ecuaciones de estado de Bodnar y Vityk (1994).

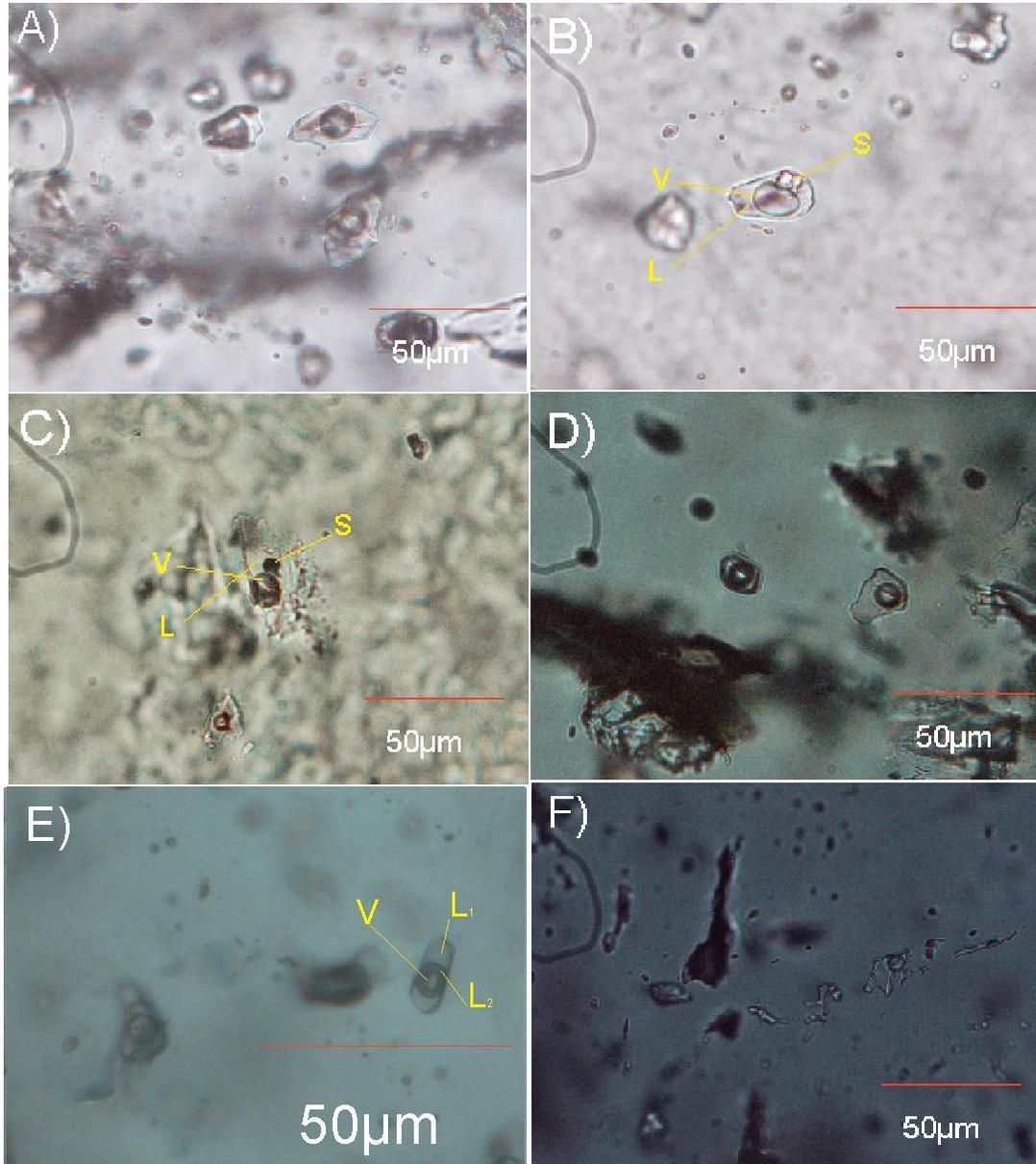


Figura 7.V. Fotomicrografías con luz transmitida y nicoles paralelos de IF en cuarzo de etapa retrógrada (A a D). A) Asociación de IF primarias con muy diversos grados de relleno, evidencia del proceso de ebullición; B) inclusión fluida con cristal hijo de halita; C) inclusión fluida con cristal hijo de hematita; D) asociaciones de IF con muy diversos grados de relleno, evidencia de ebullición; E) asociación de IF primarias con dos líquidos inmiscibles (acuoso y carbónico); F) asociación de IF de formas irregulares, muy cercanas entre sí, posiblemente debidas a estrangulamiento. Clave: L = líquido, S = sólido, V = vapor.

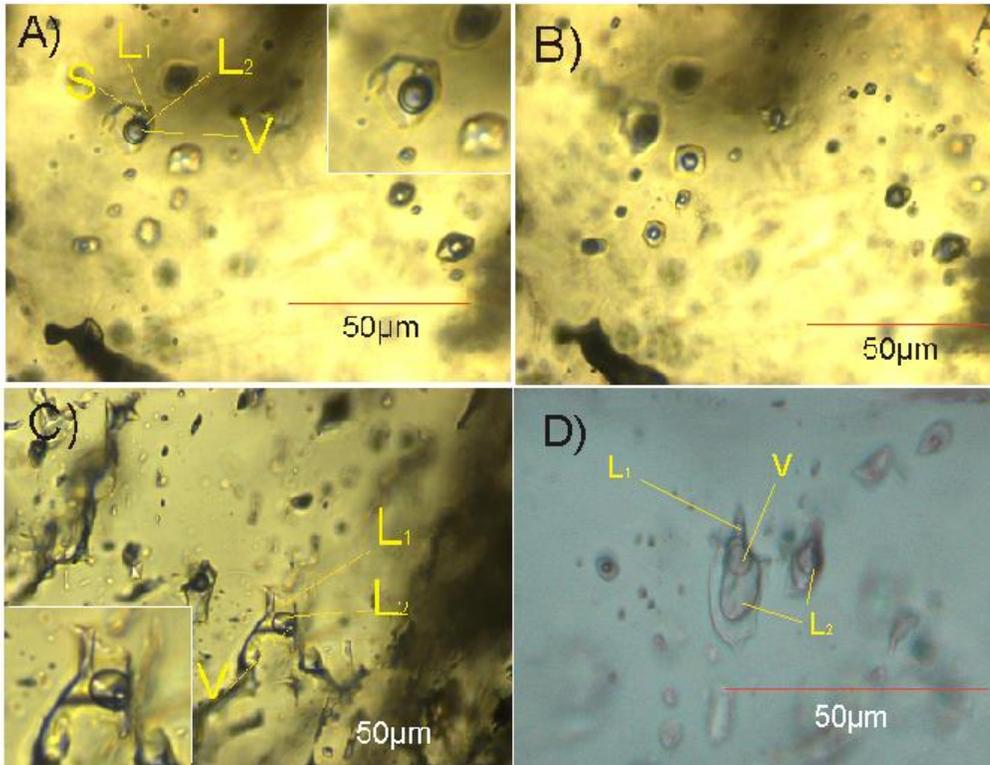


Figura 7.VI. Fotomicrografías con luz transmitida y nicoles paralelos de IF en cuarzo. A) IF con dos líquidos inmiscibles; B) IF con distinto grado de relleno; C) asociación de IF de forma irregular, con dos líquidos inmiscibles; D) asociaciones de IF con diferentes grados de relleno y dos líquidos inmiscibles. Clave: L = líquido, S = sólido, V = vapor.

Las T_{m_c} se usan para determinar la salinidad de las IF ricas en CO_2 a través de ecuaciones de estado que permiten interpolar valores a través de modelos experimentales de diversos sistemas químicos como $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ y $\text{H}_2\text{O-CO}_2$, (Collins, 1979; Brown y Lamb, 1986, 1989; Barton y Chou, 1993; Duan *et al.*, 2002; Liu *et al.*, 2011). Para calcular las salinidades en IF por medio de T_{m_c} se utilizó el programa de cómputo Q2, contenido en el paquete *Clathrates* de Bakker (1997). Éste se basa en las ecuaciones de estado de Chen (1972), Bozzo *et al.* (1973, 1975) y Duan *et al.* (1995, 1996b) para los sistemas $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl-KCl}$ y $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-CH}_4\text{-H}_2\text{S-(NaCl)}$, con

límites de 573 a 1200 K y <500 MPa, y 273 a 1273 K y <800 MPa, respectivamente.

En la figura 6.II se muestran los valores de temperaturas de homogeneización y de solubilización de halita para inclusiones fluidas que presentan saturación de NaCl del tipo de (L+V+S), con valores muy cercanos a su bisectriz. Ello se considera generalmente como indicativo de una dilución de las soluciones mineralizantes por parte de fluidos más fríos y diluidos (Redmond *et al.*, 2004; Rusk *et al.*, 2008; Shepherd *et al.*, 1985).

En IF en cuarzo retrógrado del sistema $\text{H}_2\text{O-NaCl}$, las temperaturas de fusión de hielo (T_{m_i}) varían entre -1 y -5°C con

salinidades correspondientes entre 2 a 7 wt.% NaCl equiv., y las temperaturas de homogeneización (Th) varían entre 240 y 310 °C. Las temperaturas de fusión de clatratos (Tm_c) de IF en cuarzo retrógrado del sistema H₂O-CO₂-NaCl varían entre 4.2 y 13.9 °C, que corresponden a salinidades entre 1 y 11 wt. % NaCl equiv., y las Th varían entre 270 y 360 °C. Una pequeña población de IF cuyas Th varían entre 210 y

250 °C presentan salinidades entre 19 y 22 wt.% NaCl equiv. Sus Tm_c varían entre 6.2° y 11.5 °C, abarcando el punto cuádruple Q₂ del diagrama de fases de P-T de H₂O, CO₂ y sales disueltas en un rango de 0 a 10 wt.% de NaCl equiv. (Figura 7.XI), donde las fases sólida (clatratos), líquida y vapor coexisten (Fáll *et al.*, 2011). Las Th del CO₂ líquido rico se producen en fase vapor entre 28° y 31 °C.

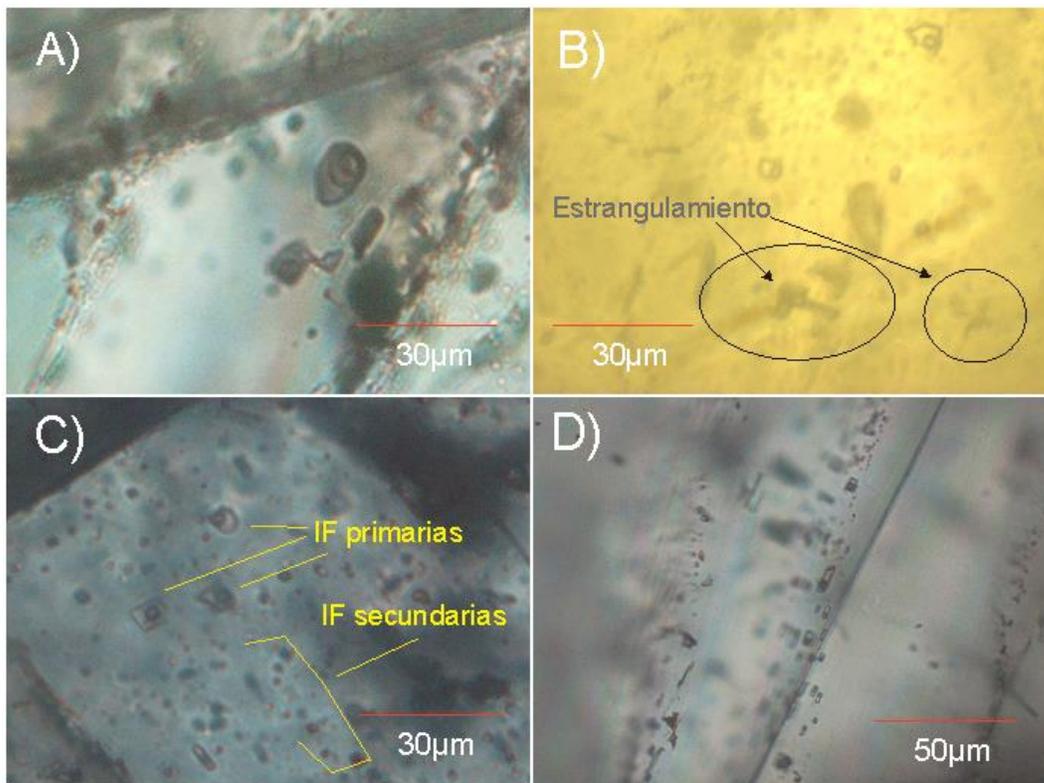


Figura 7.VII. Fotomicrografías de IF en calcita de etapa retrógrada. A) Asociación de IF primarias con dos líquidos inmiscibles; B) asociación de IF primarias con evidencias de estrangulamiento; C) asociación de IF primarias y secundarias ricas en líquido; D) asociación de IF secundarias ricas en líquido.

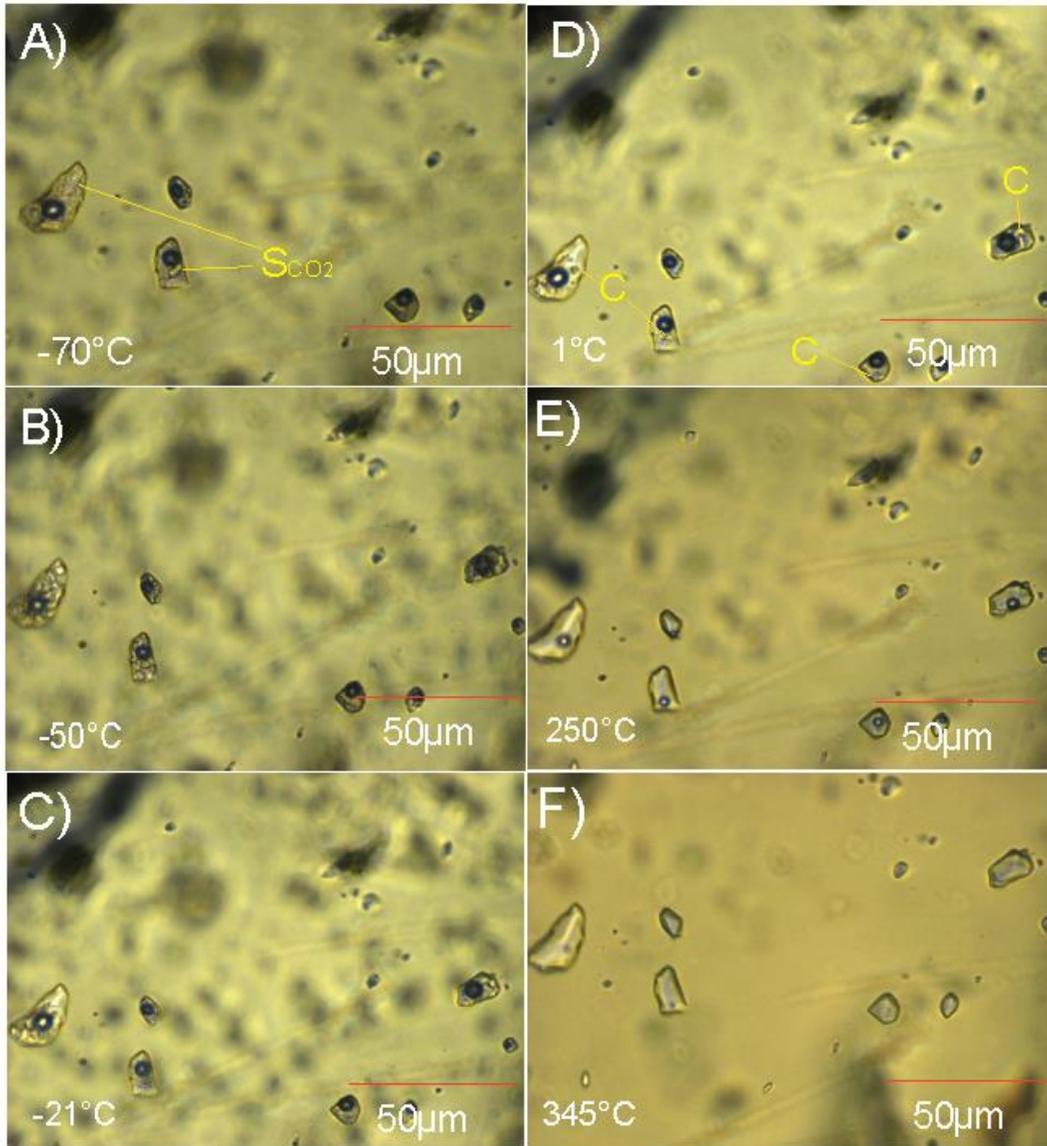


Figura 7.VIII. Microtermometría de IF en cuarzo retrógrado, en una asociación de IF primarias con una salmuera acuosa y un líquido carbónico. A) cristales de CO_2 comenzando a fundir; la temperatura eutéctica se observó a -69°C . B) Cristales de CO_2 fundiendo, su temperatura de fusión varía entre -55° y -50°C . C) Cristales de hielo comenzando a fundir. D) Los cristales de hielo con clatratos incorporados comienzan a fundir; temperatura de fusión de clatratos entre 8.8° y 9.2°C . E) La burbuja de vapor comienza a contraerse. F) Temperatura de homogeneización entre 320° y 350°C . Clave: C = clatratos, S = sólidos.

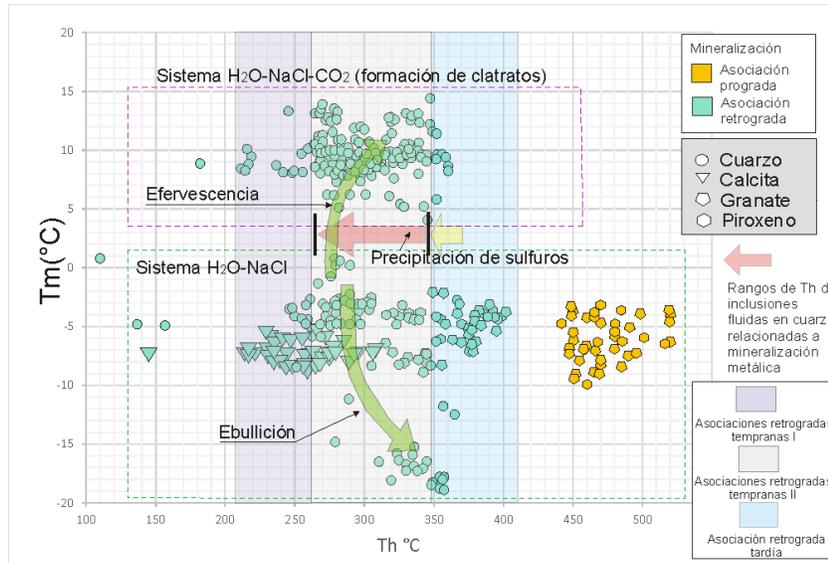


Figura 7.IX. Correlación entre temperaturas de fusión (T_m) de hielo o de clatrato y temperaturas de homogeneización (T_h) en inclusiones fluidas individuales analizadas de las etapas prógrada y retrógrada, las líneas verdes indican la evolución de los fenómenos de efervescencia y ebullición.

Las presiones de homogeneización (P_h) varían entre 40 y 180 bares, que corresponden a una profundidad máxima de 600 m en el límite de condiciones hidrostáticas.

a las que corresponden salinidades entre 8 y 12 wt.% NaCl equiv. (Tabla 7.1). Las P_h para estas IF varían entre 5 y 60 bares, lo cual corresponde a profundidad máxima de 300 m (Figura 7.XIII).

En calcita retrógrada, las T_h varían entre 210 y 310 °C, y las T_{m_i} entre -4 y -9 °C,

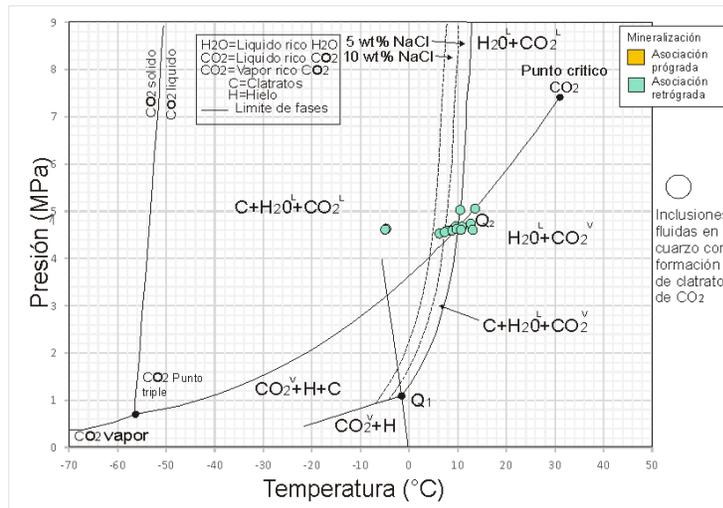


Figura 7.X. Diagrama de fases de temperatura y presión del sistema H_2O-CO_2-NaCl a bajas temperaturas, con límites de fases para CO_2 puro y CO_2-H_2O basados en datos de Larson (1955). Las líneas punteadas representan curvas de estabilidad de clatratos en equilibrio con soluciones salinas con una salinidad de 5 y 10 wt. % NaCl equiv. (Chen, 1972). Se grafican los valores de T_m y P para algunas IF estudiadas en cuarzo de asociaciones retrógradas.

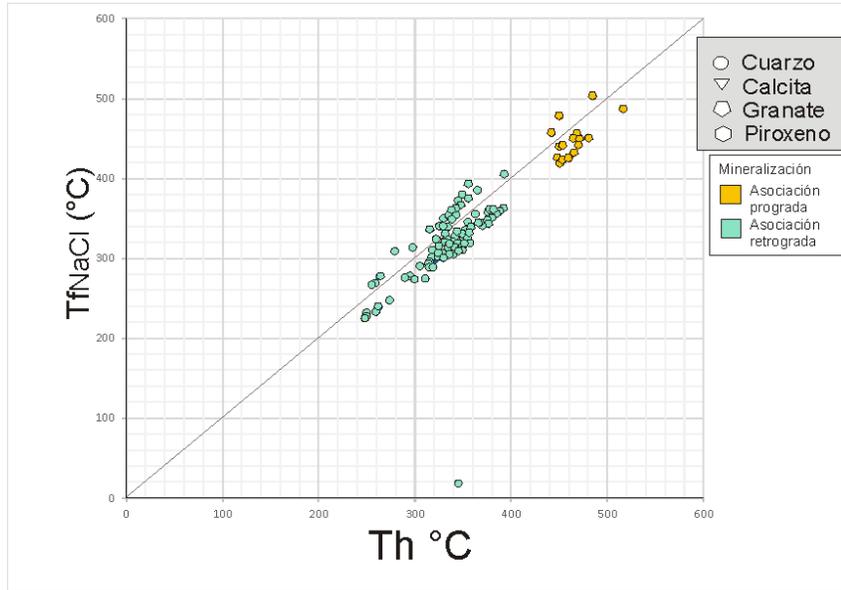


Figura 6.XI. Diagrama que muestra la relación de la temperatura de homogeneización y la temperatura de solubilización de la halita, obtenidas mediante microtermometría de IF en el skarn de Xichú.

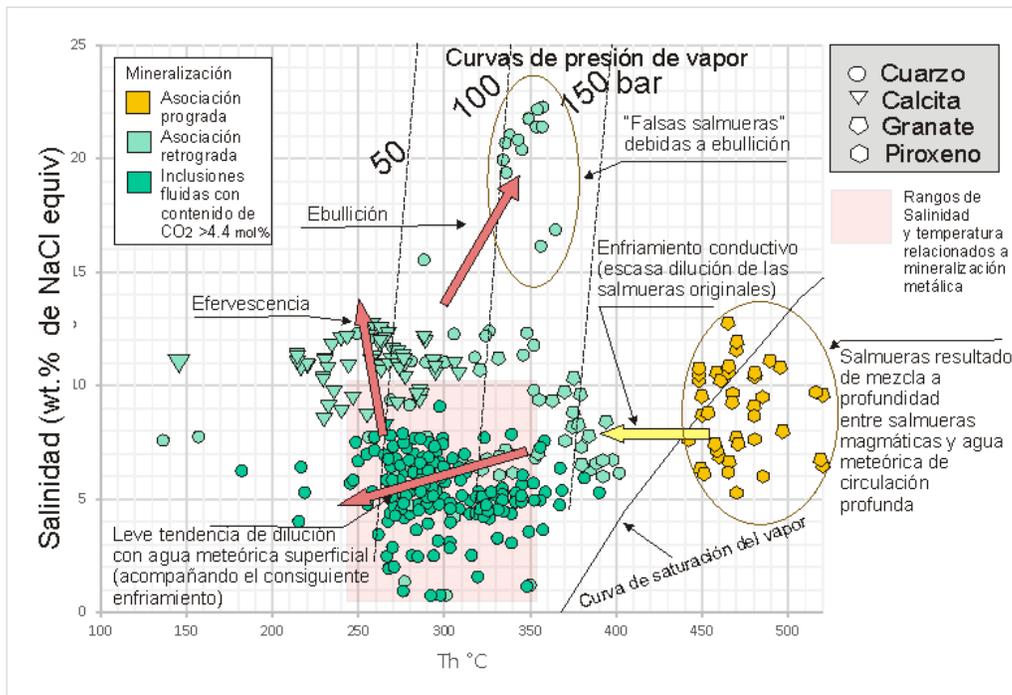


Figura 7.XII. Diagrama de correlación entre temperatura de homogeneización (Th) y salinidad en las inclusiones fluidas estudiadas de acuerdo a la asociación mineral a la que pertenecen en el skarn de Xichú.

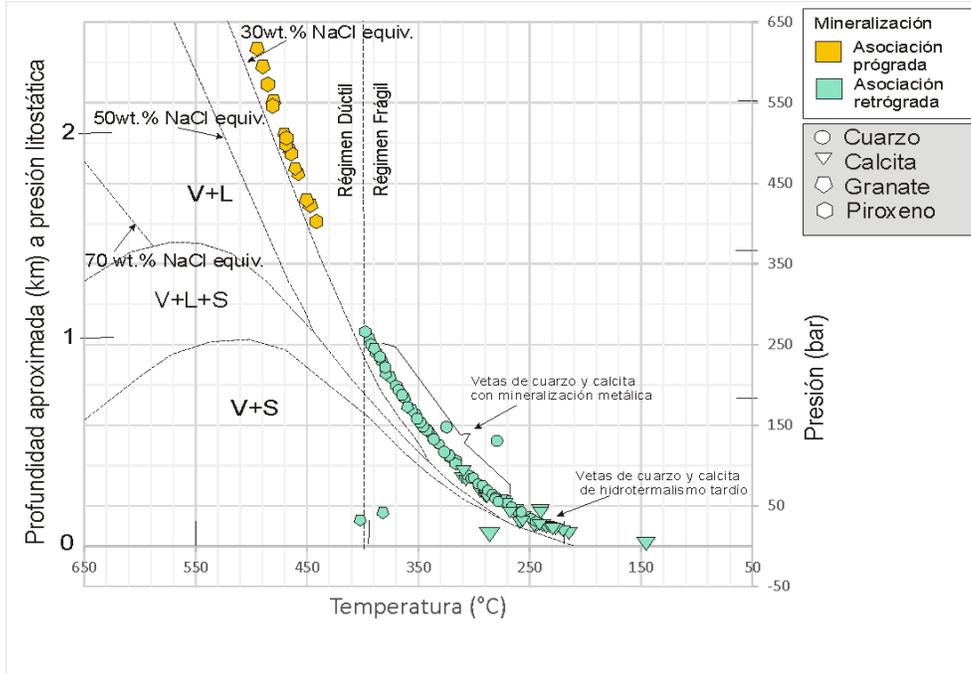


Figura.7.XIII. Correlación entre temperatura y presión en condiciones litostáticas (y profundidad) de los fluidos mineralizantes, con las relaciones de fase en el sistema H₂O-NaCl (modificado de Fournier, 1999).
Clave: L = líquido; S = sólido; V = vapor.

METALOGENÍA DEL SKARN EN XICHÚ GTO.

Tabla 7.1. Resumen de datos de microtermometría de inclusiones fluidas del skarn de Xichú.

Sistema químico	Muestra	Asociación mineral	Mineral estudiado	n	Tipo de IF	F	Tm CO ₂ (°C)	Th CO ₂ (°C)	Tm _c (°C)	Tm _i (°C)	TmH(°C)	Th (°C)	Densidad (g/cm ³)	Salinidad (wt. % NaCl equiv.)	Mol% CO ₂
H ₂ O-NaCl-CO ₂	XG-01	Vetas tardías	Cuarzo	40	P	0.85-0.90	-56/-55	28-31	8.5/9.9/10.7			255.2/281.7/339.5	0.94/0.95	1.9/4.5/6.2	3-8
H ₂ O-NaCl-CO ₂	XI-12	Vetas en pórfido	Cuarzo	66	P	0.75-0.80	-55/-54	28-32	8.1/9.7/10.9		289.6/313.12/345.2	248.7/325.4/358.3	0.94/0.95	2.5/8.6/9.1	3-9
H ₂ O-NaCl-CO ₂	XI-22	Vetas en pórfido	Cuarzo	32	P	0.75-0.85		29-30	8.9/9.3/9.9			234.5/288.4/328.1	0.94/0.95	0.7/7.1/10.4	4-9
H ₂ O-NaCl-CO ₂	XI-28	Vetas	Cuarzo	40	P,S	0.75-0.85		29-30	8.5/8.8/9.5			270.3/294.6/312.5	0.94/0.95	5.3/6.1/6.8	4-8
H ₂ O-NaCl-CO ₂	XI-29	Vetas	Cuarzo	30	P	0.75-0.85	-55/-54	28-30	6.2/9.4/11.5		247.5/313.5/367.3	273.5/332.13/60.3	0.94/0.95	0.7/6.2/11.2	4-10
H ₂ O-NaCl-CO ₂	XI-32	Vetas en pórfido	Cuarzo	30		0.70-0.85		29-31	6.2/10.2/10.9		236.7/261.08/284.6	245.7/282.8/303.7	0.94/0.95	2.4/5.5/11.1	6-9
H ₂ O-NaCl-CO ₂	XI-32b	Vetas en pórfido	Cuarzo	38	P,S	0.70-0.85	-55/-53	28-29	8.1/8.9/12.5		244.5/270.8/293.1	265/281.1/309.6	0.94/0.95	1.9/5.33/11.1	3-8
H ₂ O-NaCl-CO ₂	XI-35	Vetas en pórfido	Cuarzo	42	P	0.85-0.90		29-30	7.6/8.5/9.5		196.8/262.4/327.2	211.4/280.69/345.0	0.94/0.95	5.1/6.4/7.8	3-9
H ₂ O-NaCl	XB-01	Mármol	Granate	35	S	0.8 a 0.85				-5.2/-7.3/-9.1	239.5/327.8/426.2	262.5/356.5/453.8	0.76/0.8	7.9/10.3/12.5	(<4.4%)*
H ₂ O-NaCl	XB-02	Exoskarn	Granate	34	P,S	0.85 a 0.90				-5.2/-5.4/-7.3	288.9/357.7/463.1	320.9/389.7/485	0.77/0.84	6.3/8.4/10.85	*
H ₂ O-NaCl	XB-03	Endoskarn	Granate	37	P,S	0.8-0.85				-3.2/-5/-8.9	329.3/411.6/478.5	367.2/438.1/520.2	0.48/0.62	3.6/7.8/12.7	*
H ₂ O-NaCl	XB-03	Endoskarn	Piroxeno	32	P,S	0.8-0.85				-3.2/-4.4/-6.4	341.2/408.7/503.1	316.3/407.7/516.3	0.55/0.72	4.1/7/9.7	*
H ₂ O-NaCl	XI-12	Vetas en pórfido	Cuarzo	11	P	0.75-0.80				-8.3/-5.5/-4.1	232.3/266.1/327.3	248.7/280.3/353.3	0.68/0.91	6.6/8.6/12.2	*
H ₂ O-NaCl	XI-25	Vetas tardías	Cuarzo	38	P	0.70-0.85				-5.9/-7.3/-8.7		214.5/255/308.2	0.82/0.92	8.5/11/12.7	*
H ₂ O-NaCl	XI-34	Vetas tardías	Calcita	37	P,S	0.75-0.85				-5.2/-7.1/-8.3		214.5/258.4/308.5	0.82/0.92	6.1/10.7/12.7	*
H ₂ O-NaCl	XI-29	Vetas	Cuarzo	30	P	0.75-0.80				-18.9/-13.7/-2.8	253.9/323.1/380.1	279.2/337.3/368.9	0.71/0.88	6.9/16.4/21.4	*
H ₂ O-NaCl	XI-32	Vetas en pórfido	Cuarzo	20	P	0.75-0.80				-0.8/-3.36/-4.9		136.5/251.7/327.4	0.81/0.85	4.1/5.6/7.7	*
H ₂ O-NaCl	XI-32b	Vetas en pórfido	Cuarzo	12	P,S	0.80-0.85				-1.4/-3.3/-4.8		258.2/280.9/302.2	0.77/0.86	2.4/5.7/7.7	*

Clave: Th CO₂ = temperatura de homogeneización de CO₂, Tm_c = temperatura de fusión de clatratos, Tm_i = temperatura de fusión del hielo, Th = temperatura de homogeneización, F = grado de relleno, n= número de inclusiones, (*) = Inclusiones con contenido menor a 4.4% de CO₂ (Hedenquist y Henley, 1985).

8. DISCUSIÓN

8.1 Origen de los magmas asociados al skarn

El skarn de Xichú está asociado a intrusivos granodioríticos que se emplazaron en rocas clásticas del Jurásico Superior y carbonatadas del Cretácico Inferior. Estas rocas intrusivas presentan una afinidad mayoritariamente calcialcalina con alto contenido en K, y corresponden al campo composicional de skarns ricos en Cu, Fe-Cu y Au (según Meinert *et al.*, 2005). Los resultados de geoquímica multielemental concuerdan con (1) un contexto tectonomagmático de zona de subducción, (2) de intrusivos de arco continental, (3) con composición similar a los granitos de tipo I, (4) derivados de magmas peraluminicos producto de una cámara magmatica somera, y (5) con una cierta afinidad adakítica típica de rocas derivadas de la fusión de corteza continental inferior.

Los stocks mineralizantes presentan valores iniciales de ϵ_{Hf} entre -4.138 y +1.298, con edades modelo Hf (T_{DM}) en un paso entre 655.5 y 872.7 Ma. Un buen número de los zircones analizados presentan valores de $\epsilon_{\text{Hf}} < 0$, es decir, una firma isotópica que evidencia aportes considerables por parte de fusión cortical (Stevenson y Patchett, 1990; Vervoort y Blichert-Toft, 1999). La variación en los

valores iniciales de ϵ_{Hf} en los stocks no es significativa (Griffin *et al.*, 2002; Wang *et al.*, 2003), lo cual es indicativo de que la mezcla de magmas procedentes de diferentes fuentes de fusión no fue relevante, y sugieren la fusión de una corteza inferior relativamente joven derivada del manto con considerable aporte cortical de corteza preexistente. Las edades modelo obtenidas en un paso Hf (T_{DM}) y edades modelo Hf (T_{DM})^c en dos pasos (entre 1076.2 y 1218.6 Ma) posiblemente reflejan eventos de magmatismo de intraplaca a finales del Mesoproterozoico y principios del Neoproterozoico entre 800 y 1200 Ma (Arvizu e Iriando, 2011). Estas edades modelo sugieren la fusión del basamento Neoproterozoico del cual se derivaron los magmas que posteriormente darían origen a los stocks mineralizantes del yacimiento de Xichú. Este basamento muestra edades modelo relacionadas a la edad obtenida para las rocas del microcontinente Oaxaquia.

8.2 Edades de emplazamiento de intrusivos y mineralizaciones

Los stocks porfídicos del área de Xichú presentan edades medias de cristalización de U-Pb en zircones entre 62.96 ± 0.72 y 58.9 ± 1.5 Ma (Figura 8.1), con valores en zircones entre el Cretácico Superior y el Paleoceno. Las edades más representativas de las etapas prógradas de mineralización del skarn pertenecen a intrusivos de

naturaleza porfídica, mientras que los intrusivos representados por stocks aplíticos (XI-18), son más recientes y su relación con la mineralización es más remota.

La muestra de molibdenita analizada proporcionó edades Re-Os de 65 ± 0.2 Ma para las mineralizaciones metálicas de etapa retrógrada, consistente con las edades U-Pb de enfriamiento de intrusivos de la muestra XI-08, con edad media ponderada de 60.9 ± 1.5 , que muestra edades en zircones más dispersas (Figura 8.1). Con ello, se puede adscribir la Tabla 8.1. Depósitos minerales con edades similares al rango temporal de formación del skarn de Xichú. A partir de edades del Cretacico Datos tomados de Camprubí (2013).

Depósito mineral	Estado	Tipo de depósito	Edad (Ma)	Método de datación
Comanja de Corona	Guanajuato	skarn polimetálico	69	K-Ar
Xichú	Guanajuato	skarn Cu	65	U-Pb/Re-Os
Cerro de San Pedro	San Luis Potosí	Pórfido Au-Ag	64	K-Ar
El Maguey	Guanajuato	skarn Bi-W	55	K-Ar

La localización de los yacimientos de Xichú es poco habitual respecto a los yacimientos conocidos de la época metalogenética del Cretácico Superior-Paleoceno en México (Tabla 8.1) pues éstos, aunque están presentes alrededor de los límites de la Mesa Central (todos ellos skarns o pórfidos metalíferos), son relativamente escasos (ver Figura 4 en Camprubí, 2013). Ello, particularmente en comparación con los yacimientos del Eoceno y Oligoceno (Figuras 7 y 8 en Camprubí, 2013). Asimismo, la distribución del magmatismo conocida para

formación de los yacimientos de Xichú a la época metalogenética del Cretácico Superior-Paleoceno definida por Camprubí (2013), en continuidad estructural con la Zona de Fallas San Luis-Tepehuanes (ZFSLT) hacia el oriente de ésta. Las edades obtenidas en las muestras de los intrusivos ponen de manifiesto la presencia de varios pulsos magmáticos de “larga vida”, los cuales están relacionados a pulsos menores de magma generados durante el enfriamiento de intrusivos mayores emplazados a mayor profundidad (Valencia-Moreno y Ochoa-Landín, 2009).

esta época es poco conocida hacia el oriente de la ZFSLT, y aún menos lo es la presencia de asociaciones de rocas derivadas de magmatismo de arco.

Por ello, en Xichú se pone de manifiesto un contexto tectonomagmático (en un arco continental), distinta a lo reconocido para la época y la región en que se encuentra, a varios cientos de km de la paleotrinchera del Pacífico. Asimismo, constituye una evidencia importante a fin de identificar futuros blancos potenciales para la exploración minera en rocas del

Cretácico Superior-Paleoceno de la región al este de la ZFSLT (e.g., indicios minerales de

El Carricillo y El Nacimiento en el municipio de Atarjea, Guanajuato).

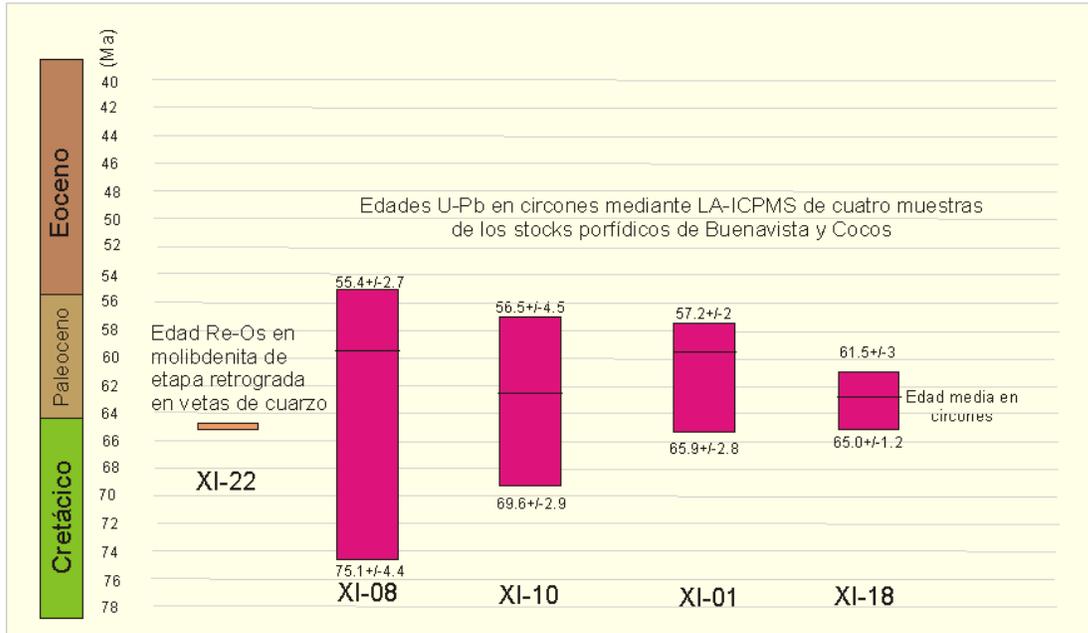


Figura 8.1. Resumen de las edades obtenidas en el presente estudio para la mineralización de skarn de Xichú y sus intrusivos asociados.

8.3 Características de las mineralizaciones y de los fluidos mineralizantes

El skarn de Xichú se formó en tres grandes etapas de mineralización, una de ellas prógrada y dos retrógradas. La asociación mineral prógrada está caracterizada por la presencia de granates (grosularia-andradita) y piroxenos cálcicos (diópsido-hedenbergita), con magnetita y epidota subordinada en zona de endoskarn. En la zona de exoskarn los granates y piroxenos cálcicos están asociados con wollastonita y magnetita. Hacia el exterior de la zona de metamorfismo de contacto, se encuentran mármoles con granates diseminados y pseudomorfizados por

calcita, con cristales de piroxeno diseminados. Las etapas retrógradas están relacionadas a las siguientes asociaciones de alteración: (A) silicificación, con calcedonia, jaspe, calcita y sericita; (B) alteración potásica, caracterizada por biotita y ortoclasa, la primera puede estar cloritizada; (C) asociación sódico-cálcica con actinolita, albita y magnetita; (D) asociación propilítica, con epidota, clorita, calcita y sericita, y; (E) asociación argílica, con kaolinita producto de alteración de plagioclasa. Las asociaciones que caracterizan la etapa prógrada son producto de alteración potásica como microclina y posteriormente los minerales remanentes son parcialmente reemplazados por los piroxenos cálcicos. La etapa prógrada tardía

se caracteriza por reemplazamiento pervasivo de los horizontes de caliza por granate de grano fino y piroxeno, esto produce una alternancia de capas de granate dominante y piroxeno dominante.

La evolución de los fluidos mineralizantes muestra las siguientes características: (1) etapa prógrada, con salmueras acuosas de temperatura ($T_h < 650$ °C) y salinidad moderadas (5 a 20 wt.% NaCl equiv.), (2) etapa retrógrada temprana, con salmueras acuosas y CO₂ de temperatura ($T_h < 350$ °C) y salinidad moderadas a bajas (1 a 11 wt.% NaCl equiv.), y (3) etapa retrógrada tardía con salmueras acuosas de temperatura (210 a 250 °C) y salinidad bajas (8 a 12 wt.% NaCl equiv.). Las mineralizaciones metálicas están asociadas a la etapa retrógrada, y se formaron a temperaturas entre 210 y 360 °C, a presiones hidrostáticas máximas de 160 bar. Incidentalmente, cabe destacar que las salinidades de los fluidos mineralizantes durante la etapa prógrada son demasiado bajas para ser compatibles con las salinidades que se encuentran en salmueras cuyo origen es netamente magmático, dichas salmueras no son consistentes con los valores para fluidos magmatico-hidrotermales clásicos con alta temperatura (450 – 650 °C.) y alta salinidad (arriba de 44 wt.% de NaCl equiv.) (Chen *et al.*, 2007). Zeng *et al.* (2016), proponen temperaturas magmatico-hidrotermales mínimas de atrapamiento en inclusiones fundidas (melt inclusions) e inclusiones fluidas entre 500 y 710 °C con salinidades entre 40 a 55 wt. % NaCl equiv. Baker *et al.* (2004), fija la ocurrencia de granate usualmente a 450 – 650 °C, mientras que

Nadeau *et al.* (2015) proponen temperaturas promedio de 434 °C, hasta 770 °C en fluidos magmatico-hidrotermales.

El descenso de temperatura de los fluidos que no es acompañado por un descenso significativo en su salinidad puede explicarse por medio de un enfriamiento conductivo que es resultado de la interacción térmica entre un fluido ascendente a temperatura mayor que las rocas circundantes. El descenso conjunto de temperatura y salinidad de los fluidos mineralizantes que caracteriza el paso de las asociaciones prógradas a las retrógradas es común en este tipo de yacimientos, ya sea que estén constituidos por sulfuros o formen parte del ‘clan’ de los IOCG (Mezcala, Guerrero, González-Partida *et al.*, 2003; La Joya, 2004; Lucy y María, Sonora, 2013; San Martín, Zacatecas, González-Partida y Camprubí, 2006). Este tipo de comportamiento se puede explicar cómo una mezcla entre los fluidos mineralizantes enfriados con aguas meteóricas someras o profundas (con cierto tiempo de residencia en la corteza y equilibradas térmicamente con las rocas circundantes). Por otra parte, la existencia de inclusiones fluidas con salinidades relativamente elevadas en etapas retrógradas (particularmente, respecto a las salinidades de fluidos prógradas), se puede explicar por medio de ebullición y/o efervescencia y el subsiguiente enriquecimiento en solutos dentro de una salmuera al migrar el vapor rápidamente hacia la superficie (Zacatepec en Oaxaca, Canet *et al.*, 2011; Guaynopa en Chihuahua, Camprubí *et al.*, 2016), originándose así “falsas salmueras”.

De este modo, la evolución de las características termoquímicas de los fluidos mineralizantes en Xichú puede explicarse mediante los siguientes procesos:

- (1) generación, durante la etapa prógrada, de salmueras profundas resultado de la interacción de carácter isotérmico entre salmueras magmáticas “primigenias” (no detectadas en el presente estudio) y agua meteórica de circulación profunda;
- (2) posiblemente, desde la etapa prógrada hasta las postrimerías de las etapas retrógradas, se produce una interacción entre cualquier tipo de fluido ascendente con aguas meteóricas superficiales, lo que conlleva la dilución y enfriamiento de dichos fluidos (interacción no isotérmica); en cualquier caso, este tipo de interacción nunca llega a ser muy pronunciado;
- (3) durante la etapa retrógrada temprana, ascenso de las salmueras profundas, que registran un enfriamiento conductivo con muy leve dilución, con anterioridad a la precipitación de asociaciones minerales metálicas; y
- (4) durante la precipitación de asociaciones minerales metálicas de cualquier tipo se registra tanto ebullición como efervescencia de los fluidos mineralizantes, lo cual aboga por dichos procesos como los principales responsables de a

generación de las mineralizaciones metálicas.

8.4 Condiciones de precipitación mineral

La presencia de inclusiones ricas en líquido y ricas en vapor dentro de las mismas asociaciones de inclusiones fluidas (AIF), junto con la presencia de texturas de sílice tipo “jigsaw” (derivadas de recristalización de geles de sílice; Dong *et al.*, 1995), son indicativas de la existencia de ebullición. De forma análoga, la presencia de inclusiones con diferentes volúmenes relativos de CO₂ líquido y de salmuera acuosa en la misma AIF es probablemente indicativa de efervescencia. En ambos casos, se trata de mecanismos de precipitación mineral muy eficientes (Wilkinson, 2001; Klemm *et al.*, 2008). Unas y otras AIF pueden comprender inclusiones con cristales hijos de halita y/o calcopirita; la presencia de esta última como cristal hijo enfatiza la eficiencia de dichos procesos de precipitación mineral. Tanto las evidencias de ebullición y efervescencia, junto con la presencia de cristales hijos de calcopirita se pueden asociar a mineralización ya que vetas de cuarzo en asociación con vetillas de sulfuros presentan inclusiones fluidas con abundantes cristales hijos (XI-11, XI-31, XI-32).

9. CONCLUSIONES

La formación del skarn de Xichú se produjo debido a la intrusión de stocks pórfido-granodioríticos en una secuencia sedimentaria del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, provocando una aureola de metamorfismo de contacto y alteración metasomática en las rocas encajonantes.

La geoquímica de los stocks muestra un origen tectonomagmático de ambiente de arco continental relacionado a la zona de subducción del margen convergente del Pacífico. Dichas rocas se clasifican como granitos calcialcalinos, peraluminicos, de tipo I, con alto contenido en K, enriquecidos en LREE y en elementos incompatibles LILE, producto de una cámara magmática somera.

El análisis isotópico de Lu-Hf en zircón de los stocks muestran valores de $\epsilon_{\text{Hf}} < 0$, es decir una firma isotópica evolucionada con aporte considerable de fuentes corticales. De acuerdo a las edades modelo de Hf (T_{DM}) de uno y dos pasos obtenidos en el análisis se deduce que los magmas precursores de los stocks porfídicos son producto de la fusión de un basamento Neoproterozoico correlacionado a la edad obtenida para las rocas del microcontinente Oaxaquia.

La variación en los valores iniciales de ϵ_{Hf} en los stocks no es significativa, lo cual es indicativo que se produjo adicionalmente la fusión de una corteza inferior joven derivada del manto (base de la corteza).

Se obtuvieron edades medias ponderadas U-Pb en zircones entre 62.96 ± 4 y 58.9 ± 1.5 Ma con rango de edades en la muestra de 75.1 ± 4.4 a 55.4 ± 2.7 Ma, las cuales se pueden correlacionar con una edad Re-Os de 65 ± 0.2 Ma obtenida en

molibdenita de vetas de cuarzo de etapa retrógrada.

A partir de las edades obtenidas se puede extender el episodio metalogenético magmático-hidrotermal del Cretácico Tardío-Paleoceno al este de la zona de fallas San Luis-Tepehuanes (ZFSLT).

Los fluidos mineralizantes asociados a las dos grandes etapas de mineralización, prógrada y retrógrada, presentan características distintas: (1) en la prógrada se encuentran salmueras acuosas de alta temperatura ($< \sim 650$ °C) y salinidad moderada (5 a 20 wt.% de NaCl equiv.), y (2) en la retrógrada se encuentran fluidos carbónicos y salmueras acuosas con salinidades (1 a 11 wt.% de NaCl equiv.) y temperaturas moderadas ($< \sim 350$ °C) y de 8 a 12 wt.% de NaCl equiv., con temperaturas entre 210 a 250 °C en la etapa retrógrada tardía.

La evolución de los fluidos mineralizantes es compatible con la generación de salmueras magmáticas diluidas por agua meteórica de circulación profunda, experimentando enfriamiento conductivo durante su ascenso, escasa dilución por parte de agua meteórica superficial, ebullición y efervescencia.

Estos últimos procesos se consideran como los principales mecanismos de precipitación de las asociaciones minerales metálicas de la etapa retrógrada, y se argumentan en base a evidencias de petrografía de inclusiones fluidas indicativas de atrapamiento heterogéneo, y de petrografía mineral (texturas de sílice tipo "jigsaw").

La presencia de calcopirita como cristal hijo enfatiza la eficiencia de dichos procesos de precipitación mineral.

De acuerdo a las características de las asociaciones minerales y alteraciones progradas y retrogradas encontradas, a la clasificación de las rocas ígneas asociadas (granodiorita y cuarzo.monzonita), a la mineralización metálica asociada y al ambiente tectonomagmático donde se emplaza el depósito, se puede caracterizar al yacimiento como un skarn de Cu (Mo, Pb, Zn).

El potencial económico de este tipo de yacimientos es de acuerdo a Einaudi (1982), de entre 1 a 100 millones de toneladas, de acuerdo a los valores en contenido de

metales preciosos y metales básicos, y a las características geológicas relacionadas al contacto entre los stocks y las unidades sedimentarias carbonatadas, la exploración se debe concentrar en dirección NE, en donde el espesor de las calizas es más potente de acuerdo a sus relaciones estructurales y a los afloramientos del intrusivo vistos hacia esa dirección, igualmente en las vetas tardías de cuarzo y calcita en niveles que muestran evidencias de ebullición de los fluidos mineralizantes en inclusiones fluidas.

Bibliografía

- Aguayo-Camargo, J.E., 1998, The Middle Cretaceous El Abra Limestone at its Type Locality (Facies, Diagenesis, and Oil, Emplacement) East-Central México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15, 1-8.
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., López-Doncel, R.A., García-Arreola, M.E., Almaguer-Rodríguez J.L., 2012, Trace elements geochemistry and origin of volcanic units from the San Luis Potosí and Río Santa María Volcanic fields, Mexico: the bearing of ICP- QMS data: *Geofísica Internacional*, 51 (3), 293-308.
- Alvarán-Echeverri, M., Naranjo-Sierra, E., Zapata-Cardona, 2011, Skarn de cobre en la mina Río Frío, Payandé-Tolima: aspectos mineralógicos, metalográficos y microtérmométricos: *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 29, 7-20.
- Amelin, Y., Lee, D.C., Halliday, A.N., Pidgeon, R.T., 1999, Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons: *Nature*, 399(6733), 252-255.
- Andersen, T., 2002, Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb , *Chemical Geology*, 192, 59–79.
- Arvizu, H.E., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G.D., Foster D. A., Lozano-Santa Cruz, R., Solís-Pichardo, G., 2009, Gneises bandeados paleoproterozoicos (~1.76-1.73 Ga) de la zona Canteras-Puerto Peñasco: una nueva ocurrencia de rocas de basamento tipo Yavapai en el NW de Sonora, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61 (3), 375-402.
- Baker, T., Van Achtenberg, E., Ryan, C.G., Lang, J.R., 2004, Composition and evolution of ore fluids in a magmatic–hydrothermal skarn deposit. *Geology*, 32 (2), 117–120.
- Bakker R. J., 1997, Clathrates: computer programs to calculate fluid inclusion V-X properties using clathrate melting temperatures: *Computer & Geosciences*, 23, 1–18.
- Barboza-Gudiño, R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M., Martínez-Macías, P.R., 2004, Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21, 299-319.
- Barton, B., Chou, I., 1993, Calculation of the vapor-saturated liquidus for the NaCl–CO₂–H₂O System: *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 57, 2715-2723.
- Bickford, M.E., Mueller, P.A., Kamenov, G.D., Hill, B.M., 2008, Crustal evolution of southern Laurentia during the Paleoproterozoic: Insights from zircon Hf isotopic studies of ca. 1.75 Ga rocks in central Colorado: *Geology*, 36, 555–558.
- Birkett, T.C., Sinclair, W.D., 1998, Rare-metal replacement deposits (skarns and fenites) associated with alkalic and carbonatite complexes: Mineralogical Association of Canada short course, series 26, pp. 445-473.
- Blichert-Toft, J., Albarède, F., 1997, The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system: *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 243-258.
- Bodnar, R.J., Vityk, M.O., 1994, Interpretation of microthermometric data for NaCl–H₂O fluid inclusions, *in* De Vivo, B. Frezzotti, M.L. (eds.), *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*: Blacksburg, Virginia Polytechnic Institute, State University, pp. 117-130.
- Bozzo, A. T., Chen, H-S., Kass, J. R., Bardhun, A. J., 1975, The properties of the hydrates of chlorine and carbon dioxide: *Desalinization*, 16, 303-320.
- Brown, P.E., Lamb, W.M., 1986a, Mixing of H₂O–CO₂ in fluid inclusions; *Geobarometry and Archean gold deposits*: *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 50, 847-852.
- Brown, P.E., Lamb, W.M., 1986b, P–V–T properties of fluids in the system H₂O ± CO₂ ± NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies: *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 53, 1209-1221.
- Camprubí, A., Albinson, T., 2006, Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 58, 27-81.
- Camprubí, A., 2009, Major metallogenic provinces and epochs of Mexico: *SGA News*, 25, 1-20.
- Camprubí, A., Canet, C., 2009, Berthierine and chamosite hydrothermal: genetic guides in the Peña Colorada magnetite-bearing ore deposits, Mexico: *Earth Planets and Space*, 61, 291-295.
- Camprubí, A., 2010, Criterios para la exploración minera mediante microtermometría de inclusiones fluidas: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62, 25-42.
- Camprubí, A., 2013, Tectonic and Metallogenetic History of Mexico: *Society of Economic Geologists Special Publication*, v. 17, pp. 201-243.
- Canet, C., González-Partida, E., Camprubi, A., Martín-Romero, F., Prol-Ledezma, R.M., Linares, C., Romero-Guadarrama, J.A., Sánchez-Vargas, L.I., 2011, The Zn–Pb–Ag Skarns of Zacatepec, Northeastern Oaxaca, México: A Study of Mineral Assemblages and Ore-Forming Fluids: *Ore Geology Reviews*, 39, 277-290.
- Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma de Valles-San Luis Potosí: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 23, 1-102.
- Carrillo-Martínez, M., 1989, Estratigrafía y Tectónica de la Parte Centro Oriental del Estado de Querétaro: *Revista del Instituto de Geología UNAM*, 8, 188-193.
- Carrillo-Martínez, M., 1990, Geometría Estructural de la Sierra Madre Oriental, entre Peña Miller y Jalpan, Estado de Querétaro: *Revista del Instituto de Geología UNAM*, 9, 62-70.

- Carrillo-Martínez, M., Suter, M., 1982, Tectónica de los alrededores de Zimapán, Hidalgo y Querétaro: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional Excursión a la Región de Zimapán y áreas circundantes, Libro-guía, 6, pp. 1-20.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone: The Geological Society of America, Special Paper 436, pp. 279-308.
- Chauve, P., Fourcade, E., Carrillo-Martínez, M., 1985, les rapports structuraux entre les domaines cordilleraïen mesogéen dans la partie centrale du Mexique: Comptes Rendus Academic Sciences Paris, ser. 2, t. 301, pp. 335-340.
- Chen, H. S., 1972, The properties of carbon dioxide hydrate: U.S. Office of Saline Water Research and Development Progress, Report 830 pp.
- Chen, Y.J., Chen, H.Y., Zaw, K., Pirajno, F., Zhang, Z.J., 2007, Geodynamic settings and tectonic model of skarn gold deposits in China: an overview. *Ore Geol. Rev.* 31, 139–169.
- Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J., 1979, The Interpretation of Igneous Rocks. Allen & Unwin. London. 450 pp.
- Craig, J.R., Vaughan, D.J., 1994, Ore Microscopy and Ore Petrography: 2nd edition. John. Wiley and Sons, Inc., New York, N.Y., 434 p.
- Dávila-Alcocer, V.M., Centeno-García, E., Valencia, V., Fitz-Díaz, E., 2009, Una nueva interpretación de la estratigrafía de la Región de Toluca, Estado de Querétaro: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 61, 491-497.
- Dávila-Alcocer, V.M., Centeno-García, E., Meriggi, L., 2013, Caracterización y Ambiente Tectónico de las Rocas Máficas del Complejo El Chilar: Evidencias de Un Prisma de Acreción Pre-Jurásico Tardío en el Centro de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 65 (1), 83-98.
- Duan, Z., Moller, N., Weare, J. H., 1992b, An equation of state for the CH₄-CO₂-H₂O system: II. Mixtures from 50 to 1000°C and 0 to 1000 bar: *Geochimica and Cosmochimica Acta* 56 (7), 2619-2631.
- Duan, Z., Moller, N., Weare, J. H., 2003, Equation of state for the NaCl-H₂O-CH₄ System and the NaCl-H₂O-CO₂ system: Phase Equilibria and Volumetric Properties above 573 K: *Geochimica and Cosmochimica Acta* 67 (4), 671-680.
- Durney, D.W., Ramsay, J.G., 1973, Incremental strains measured by syntectonic crystal growths: Gravity and Tectonics, ed. K. A. De Jong and R. Scholten. Wiley, New York, 67–96 pp.
- Eguiluz de Antuñaño, S., Aranda-Gómez, M., and Marret, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LIII, pp. 1–26.
- Einaudi, M.T., Burt, D.M., 1982, Introduction-Terminology, Classification and composition of Skarn Deposits: *Economic Geology*, 77 (4), 745-754.
- Fáll, A., Tattitch, B., Bodnar, R.J., 2011, Combined microthermometric and Raman spectroscopic technique to determine the salinity of H₂O–CO₂–NaCl fluid inclusions based on clathrate melting: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75 (4), 951–964.
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M.T., Petrone, C., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M., 2005b, Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: the Eastern Alkaline Province revisited: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146, 284-306.
- Ferrari L., Morán D., González E., (2007), Actualización de Mapa Geológico de México: *Nuevo Atlas Nacional de México*, Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, escala 1:4, 000,000.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Siebenaller, L., Kirschner, D., Camprubí, A., Tolson, G., Pi, T., 2011a, Insights into fluid flow and water-rock interaction during deformation of carbonate sequences in the Mexican fold-thrust belt: *Journal of Structural Geology*, 33, 1237-1253.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., 2011b, Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain fold-thrust belt: *Geological Society Special Publication*, 349, pp. 149–167.
- Fitz-Díaz, E., van der Pluijm, B., Tolson, G., 2014, Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold-Thrust Belt (Central México): evidence from isotopic dating of folds and faults: *International Geology Review*, 56, 734-755.
- Gómez-Fernández, F., Vindel, E., Martín-Crespo, T., Sánchez, V., González-Clavijo, E., Matías, R., 2012, The Llamas de Cabrera gold district, a new discovery in the Variscan basement of northwest Spain: A fluid inclusion and stable isotope study: *Ore Geology Reviews*, 46, 68-82.
- González-Partida, E., Camprubi, A., 2006, Evolution of mineralizing in the Zn, Pb, Cu (-Ag+/-Au) skarn and epithermal deposit of the World-class San Martín district. Zacatecas, México: *Journal of Geochemical Exploration*, 89, 138-142.
- Griffin, W.L., Wang, X., Jackson, S.E., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., Xu, X., Zhou, X., 2002, Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes: *Lithos*, 61, 237-269.
- Instituto Nacional de geografía Estadística e Informática (INEGI), 1999, Carta Topográfica El Carricillo F14-C37, escala 1: 50 000, estados de Guanajuato, Querétaro y San Luis Potosí, Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, 1 plano.
- Irvine, T.N., Baragar, W. R. A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán González, M., 1980, Cartografía geológica hoja Santa María del Río, San Luis

- Potosí: Universidad autónoma de San Luis Potosí, Instituto de geología y Metalurgia, Folleto Técnico 67, 32 pp.
- Liu, Y., Hou, M., Yang, G., Han, B., 2011, Solubility of CO₂ in aqueous solutions of NaCl, KCl, CaCl₂ and their mixed salts at different temperatures and pressures: *Journal of Supercritical Fluids*, 56, 125-129.
- López-Ramos, E., 1985, *Geología de México: 3ª ed, edición particular*, 402 p.
- Ludwig, K.R., 2003, ISOPLOT versión 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 70 pp.
- Klemm, L.M., Pettke, T., Heinrich, C.A., 2008. Fluid and source magma evolution of the Questa porphyry Mo deposit, New Mexico, USA. *Mineralium Deposita*, 43, 533-552.
- Marín, A., 1991, Reportes Tecnicos: Cia Minera Autlán S.A.B. de C.V.
- Marshall, D., Anglin, C.D., Mumin, H., 2004, *Ore mineral atlas: Geological Association of Canada, Mineral deposits Division, first edition*, 137 p.
- Meinert, L.D., 1992, Skarn and Skarn Deposits: *Geoscience Canada*, 19, 145-162.
- Meinert, L.D., Dipple, G.M., Nicolescu, S., 2005, World Skarn Deposits: *Economic Geology*, 100th anniversary volumen, pp. 299-336.
- Mendoza-Rosales, C. C., Silva-Romo, G., 2001, Tectonosomas del Cretacico Superior en la región de Zimapán, Hgo., México: *Memorias del XI Congreso Latinoamericano de Geología*, Montevideo, Uruguay, 1-21 pp.
- Moncada, D., Mutcheler, S., Nieto, S., Reynolds, T.J., Rimstidt, J.D., Bodnar, R.J., 2012, Mineral Textures and fluid inclusions petrography of the epitermal Ag-Au deposits at Guanajuato, Mexico: Applications to exploration: *Journal of Geochemical Exploration*, 114, 20-35.
- Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M., Duncan-Keppie, J., 2005, La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México, avances y problemas de interpretación: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 319-341.
- Nadeau, O., Stix, J., William-Jones, A.E., 2016, Links between arc volcanoes and porphyry-epitermal ore deposits: *Geology*, 44, pp. 11-14.
- Nelson, C.A., Stein, H., Dominguez, H., Carrasco C., Tucker, B., Torró, L., Proenza, J., 2015, Re-Os Dating of molybdenite from the Pueblo Viejo Au, Ag, Cu and Doubray Au-Cu districts, Hispaniola: *Economic Geology*, 110, 1101-1110.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí, A., 2007, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 285-318.
- Ojeda-Rivera, J., Rojas-Lerma, E., 1964, Geología y depósitos de oro y plata del Cerro de la Yesca, municipio de Xichú, Gto: Consejo de Recursos Naturales no Renovables, *Boletín* 67, 30 pp.
- Ortega-Flores, B., Solari, L., Lawton, T.F., 2013, Detrital-zircon record of a major Middle Triassic-Early Cretaceous provenance shift, central Mexico: demise of Gondwanan continental fluvial systems and onset of back-arc volcanism and sedimentation: *International Geology Review*, 56, 237-261.
- Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., 2002, Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 37-56.
- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., 2010, Improved laser ablation U-PB zircon geochronology through robust downhole fractionation correction: *G³, Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11, 1-36.
- Peccerillo, A., Taylor S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastmonu Area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, pp. 63-81.
- Pérez-Segura, E., González-Partida, E., 2010, Mineralogía de Skarn y Fluidos Asociados a los Yacimientos de Cu-Zn-Ni-Co de La Esperanza, Sonora, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27, 1-17.
- Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2012, VizualAge: A Novel Approach to Laser Ablation ICP-MS U-Pb Geochronology Data Reduction: *Geo-standards and Geoanalytical Research*, 36, 247-270.
- Pinto-Linares, P. J., 2008, Geología y Génesis de la Mineralización Económica en el Distrito Minero de La Paz, S.L.P., México: Juriquilla Qro., Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Tesis de Doctorado, 169 pp.
- Pirajno, F., 2009, *Hidrothermal Processes and Mineral Systems: Springer*, 1250 p.
- Ponce, B.F., Clark, K.F., 1988, The Zacatecas Mining District: A tertiary caldera complex associated with precious and base metal mineralization: *Economic Geology*, 83, 1668-1682.
- Pracejus, B., 2008, *The ore minerals under the microscope, an optical guide: Elsevier B.V., First edition*, 875 p.
- Ramos-Cruz, S., García, J. M., 1990, Informe geológico preliminar del área Cerro de La Yesca, Municipio de Xichú, Gto. Zona Xichú: consejo de Recursos Minerales (COREMI), Guanajuato, Gto., 62 pp.
- Redmond, P.B., Einaudi, M.T., Inan, E.E., Landtwing, M.R., Heinrich, C.A., 2004, Copper deposition by fluid cooling in intrusión-centered systems: New insights from the Bingham porphyry ore deposit, Utah: *Geology*, 32, 217-220.
- Roedder, E., 1963, Studies of fluid inclusions II: Freezing data and their interpretation: *Economic Geology*, 58 (2), 167-211.
- Roedder, E., Bodnar, R.J., 1980, Geologic pressure determination from fluid inclusion studies: *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 8, 263-301.

- Roedder, E., 1984, Fluid inclusions: Reviews in Mineralogy, vol.12, ed. P. H. Ribbe., Mineral Society of America, Washington, DC., 644 pp.
- Rojas-Lerma, E., 1962, Estudio Geológico de los Depósitos de oro y plata, localizados en las estribaciones nor-orientales del Cerro de La Yesca, Municipio de Xichú, estado de Guanajuato: México D.F.: Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis Profesional, 129 pp.
- Rodríguez G., Arango, M.I., Bermúdez, G., 2012, Batolito de Sabanalarga, plutonismo de arco en la zona de sutura entre las cortezas oceánica y continental de los Andes del Norte: Boletín de Ciencias de la Tierra, 32, pp. 81-98.
- Roldán-Quintana, J., 1968, Estudio Geológico de reconocimiento de la región de Peñón Blanco, Estado de Durango. Bol. Soc. Geol. Mexicana, 31, pp. 79-105.
- Rusk, B.G., Reed, M.H., Dilles, J.H., 2008, Fluid Inclusion Evidence for Magmatic Hydrothermal Fluid Evolution in the Porphyry Copper-Molybdenum Deposit at Butte, Montana: Economic Geology, 103, 307-334.
- Salas-Megchún, É. F., 2014, Geoquímica y Mineralogía de Jales en Mina Aurora, Xichú, Guanajuato: Juriquilla, Qro.: Universidad Nacional autónoma de México, Centro de Geociencias, Tesis de Maestría, 107 pp.
- Samson, I., Anderson, A., Marshall, D., 2003, Fluid inclusions analysis, analysis and interpretation: Mineralogical association of Canada, Short Course Series, 32, 373 p.
- Segerstrom, K., 1961, Geology of the Bernal-Jalpan Area, Estado de Queretaro México: Geological Survey Bulletin 1104-B, 85 pp.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 1996, Carta Magnética de Campo Total Ciudad Valles F14-8, escala 1: 250 000, Estado de San Luis Potosí, Guanajuato y Querétaro, Servicio Geológico Mexicano, 1 Plano.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 1998, Carta Geológico-Minera Peña Miller F14-C47, escala 1: 50000, estados de Guanajuato y Querétaro, Servicio Geológico Mexicano, 1 Plano.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2002, Carta Geológico-Minera El Carricillo F14-C37, escala 1:50000, Estados de Guanajuato, Querétaro y San Luis Potosí, Servicio Geológico Mexicano, 1 Plano.
- Shepherd, T., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M., 1985, A Practical Guide to Fluid Inclusions Studies, Blackie, London, 239 pp.
- Silva-Romo, G., 1996, Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, Edos. de S.L.P. y Zac.: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, División de Estudios de Posgrado, Tesis de Maestría, 139 pp.
- Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C., Nieto-Obregón, J., 2000, A Submarine Fan in the Mesa Central Mexico: Journal of South American Earth Sciences, 13, 429-442.
- Sloan, E. D., Koh, C. A., 2008, Clathrate hydrates of natural gases: Chem. Ind. Ser., third edition, 119, 721 pp.
- Soderlund, U., Patchett, P., Vervoort, J., Isachsen, C., 2004, The ¹⁷⁶Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions: Earth and Planetary Science Letters, 219, 311-324.
- Solari, L.A., Gómez-Truena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2009, U-Pb zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy: Geostandards and Geoanalytical Research, 34, 5-18.
- Soto, R. G., García, J. M., 1989, Informe de la visita previa efectuada al fundo "Espíritu Santo", ubicado en Majadas, Mpio. de Xichú, Gto: Consejo De Recursos Minerales (COREMI), Guanajuato, Gto., 29 pp.
- Stevenson, R. K. and Patchett, P. J., 1990, Implications for the evolution of continental crust from Hf isotope systematics of Archean detrital zircons: Geochimica et Cosmochimica Acta, 54, 1683-1697.
- Sun, S.S., McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes: Geological Society of London Spec. Publ., 42,313-345.
- Sutter, M., 1984, Cordilleran Deformation Along the Eastern Edge of the Valles-San Luis Potosí Carbonate Platform, Sierra Madre Oriental, Trust Belt East Central México: Geological Society of America Bulletin, 95, 1387-1397.
- Takenouchi, S., Kennedy, G., 1965, Dissociation pressures of the phase CO₂-H₂O: Journal of Geology, 73, 383-390.
- Tardy, M., Longoria, J.F., Martínez-Reyes, J., Mitre, L.M., Patiño, S.M., Podilla, R., and Ramírez, C., 1974, Observaciones generales sobre la estructura de la Sierra Madre Oriental: La aloctonia del conjunto cadena alta Altiplano Central entre Torreón, Coahuila y San Luis Potosí, México: Revista del Instituto de Geología UNAM, 75, pp. 1-11.
- Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L. H., 2009, Metalogénesis de los depósitos tipo pórfido cuprífero en Sonora: XXVIII Convención minera internacional, AIMMGM AC, p. 21-25.
- Vasallo, L.F., Solorio, J. G., Ortega-Rivera, M. A., Sousa, J. E., Olalde, G., 2008, Paleogene magmatism and associated skarn-hydrothermal mineralization in the central Mexico: Juriquilla, Qro., Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, 22 p.
- Vervoort, J.D., Blichert-Toft, J., 1999, Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time: Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(3-4), 533-556.
- Vervoort, J.D., Patchett, P.J., 1996, Behavior of Hafnium and Neodymium Isotopes in the Crust: Constraints from Precambrian crustally derived granites: Geochimica et Cosmochimica Acta, 60 (19), 717-733.

Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Spiegel, W., 1995, Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace elements and REE analyses: *Geostandards Newsletters*, 19, 1-23.

Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55 (1), 229–272.

Winter, J.D., 2001, *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*: Ed. Prentice-Hall, 697 p.

Zhang, L., Zheng, Y., Chen Y., 2012, Ore geology and fluid inclusions geochemistry of the Tiemurt Pb-Zn-Cu deposit, Altay, Xinjiang, China: a case of study of orogenic-type Pb-Zn systems: *Journal of Asian Earth Sciences*, 49, 69-79.

Zeng, L., Bao, Z., Shan, Q., Yang, W., Zhao, Y., Li, N., 2016, Magmatic-hydrothermal evolution of highly fractionated granites: Evidence from the Kuiqi miarolite in Fujian province, SE China: *Journal of Asian Earth Sciences*, 123, 100-110.

ANEXO I. Descripción de Muestras

Tabla 1. Descripción macroscópica de las muestras de Xichú

Muestra	Coordenadas		tipo de roca	Descripción	Minerales metálicos
	X	Y			
XB-01	417821	2368444	Mármol	Calcita recristalizada con bandas de wollastonita y granates pardo-rojizos diseminados de hasta 8 mm. de diámetro.	
XB-02	417798	2368451	Exoskarn	Roca de color verde con calcosilicatos, piroxeno y granates de color pardo a rosado, presencia de Wollastonita, se observa bandeamiento.	
XB-03	417811	2368445	Exoskarn	Roca de color verde con calcosilicatos, piroxeno granates de color pardo a rosado de hasta 1 cm. De diámetro	
XT-01	417631	2365775	Veta de Cuarzo	Veta de cuarzo lechoso con sulfuros y goethita diseminados.	Pirita, calcopirita y galena
XG-01	414404	2365573	Veta de Cuarzo	Roca altamente alterada con vetillas de cuarzo y sulfuros diseminados	Pirita, goethita y galena
XI-01	419094	2369886	Granodiorita	Intrusivo pórfidico con mineralización de sulfuros diseminados.	Pirita
XI-02	417694	2368534	Granodiorita	Stock pórfidico bastante alterado con sulfuros diseminados.	Pirita, calcopirita
XI-03	417777	2368464	Caliza	Caliza mudstone semifoliada.	

METALOGENÍA DEL SKARN EN XICHÚ GTO.

XI-04	417802	2368446	Mármol	Mármol en zona de contacto con skarn, con granates y wollastonita diseminados.		
XI-05	417802	2368446	Exoskarn	Roca de color verde con calcosilicatos, granates de color pardo a rosado de hasta 1 cm. de diámetro.		
XI-06	417793	2368452	Exoskarn	Roca con alto contenido de piroxeno y wollastonita.		
XI-07	417792	2368446	Caliza	Caliza mudstone semifoliada con vetillas de sulfuros.	Pirita y pirrotita	
XI-08	418513	2369481	Granodiorita	Intrusivo granodiorítico con mineralización de sulfuros diseminados.	Pirita, pirrotita, calcopirita.	
XI-09	417826	2368440	Exoskarn	Roca con alto contenido de piroxeno muy alterada.		
XI-10	414861	2367932	Granodiorita	Intrusivo granodiorítico con vetillas de cuarzo y mineralización de sulfuros diseminados.	Pirita, calcopirita	
XI-11	414864	2367917	Intrusivo silicificado	Roca de color negro silicificada y con recristalización, se observan algunos clastos subredondeados.	Pirita, pirrotita, calcopirita	
XI-12	414846	2367936	Veta de Cuarzo en Stock pórfido	Veta de QZ con sulfuros y óxidos de Fe diseminados.	Pirita, calcopirita y galena	
XI-13	414774	2368774	Brecha	Brecha sedimentaria altamente silicificada, se observan cristales de Qz y presencia de sulfuros diseminados, alteración propilítica.	Pirita, calcopirita, galena	
XI-14	414712	2369037	Brecha	Brecha sedimentaria con clastos subredondeados y pirita diseminada muy silicificada, alteración propilítica.	Pirita	
XI-15	414712	2369037	Brecha	Brecha sedimentaria con clastos angulosos y Pirita diseminada muy silicificada.	Pirita	

METALOGENÍA DEL SKARN EN XICHÚ GTO.

XI-16	417847	2368589	Endoskarn	Roca calcosilicatada con presencia de granates, se observa bandas de reemplazamiento.	Pirita, pirrotita y calcopirita	
XI-17	417915	2368717	Endoskarn	Roca calcosilicatada con presencia de granates y cristales de diametro hasta de 5 mm.		
XI-18	418287	2368536	Granodiorita	Intrusivo granodiorítico con mineralización de sulfuros diseminados.		
XI-19	418287	2368536	Granodiorita	Intrusivo granodiorítico con mineralización de sulfuros diseminados.		
XI-20	417968	2368125	Endoskarn	Roca calcosilicatada con presencia de granates y piroxenos, se observa bandas de reemplazamiento.	Pirita, Calcopirita, pirrotita, galena	
XI-21	417934	2368123	Endoskarn	Roca calcosilicatada con presencia de granates y piroxeno, se observa bandas de reemplazamiento.	Pirita, Calcopirita	
XI-22	418428	2368679	Veta de cuarzo en Granodiorita	Veta de cuarzo encajonado en Gd, con óxidos de Fe diseminados.	Calcopirita	
XI-25	414534	2369277	Veta de calcita y cuarzo	Veta de calcita en bandas de crecimiento		
XI-27	414358	2369423	Veta de calcita y cuarzo	Veta de cuarzo con goethita		
XI-28	414282	2369310	Veta de cuarzo	Veta de cuarzo con alteración argilica, goethita.		

METALOGENÍA DEL SKARN EN XICHÚ GTO.

XI-29	414804	2368569	Veta de cuarzo	Veta de cuarzo con argilización y contenido de sulfuros		
XI-30	414975	2369527	Veta de cuarzo	Con vetillas de calcita en bandas		
XI-31	414208	2366353	roca con silicificación	Roca encajonante silicificada y con contenido de sulfuros	Pirita, pirrotita, calcopirita, galena	
XI-32	414071	2366429	Veta de cuarzo en pórfido	Pórfido granodiorítico con alteración potásica.		
XI-33	414280	2366936	Veta de cuarzo	Veta de cuarzo en pórfido		
XI-34	414897	2369499	Veta de calcita	Veta de calcita recristalizada en bandas		
XI-35	418111	2368347	Veta de cuarzo	Veta de cuarzo en granodiorita		
XI-36	419065	2369686	Exoskarn	Roca calcosilicatada de color verde	Pirita, pirrotita y calcopirita	
XI-37	414804	2368569	Basalto	Roca basáltica con xenolitos de grano fin, presencia de pirita		
XI-38	414804	2368569	Veta de cuarzo	Veta de cuarzo con alteración argílica, goethita		

XI-39 418088 2366894 Veta de cuarzo Veta de cuarzo con óxidos de Fe (hematita y óxidos de Mn) Hematita, óxidos de Mn



ANEXO II. ANÁLISIS DE QUÍMICA MINERAL

Tabla 1. Resultados de análisis por ICP-MS en muestras de los pórfidos granodioríticos de Xichú, Gto.

Muestra	Ti %	S %	P %	Li ppm	Be ppm	B ppm	Na %	Mg %	Al %	K %
XI-01	0.253	< 1	0.111	13.5	0.6	2	0.561	0.63	2.26	0.43
XI-08	0.132	< 1	0.097	13.4	0.6	4	0.391	0.45	1.82	0.4
XI-10	0.316	< 1	0.178	12.8	0.6	4	0.513	0.75	2.27	0.37
XI-18	0.213	< 1	0.16	7	0.4	6	0.359	0.43	1.19	0.27

Muestra	Bi ppm	Ca %	Sc ppm	V ppm	Cr ppm	Mn ppm	Fe %	Co ppm	Ni ppm	Cu ppm
XI-01	0.38	1.77	3.4	31	131	288	3.17	5.6	7.4	28.2
XI-08	0.44	1.9	2.7	23	30	827	10	10.8	23.5	161
XI-10	0.17	2.02	5.9	74	124	689	9.13	13.1	22.5	176
XI-18	1.66	1.68	2.5	39	9	499	2.08	3.5	3.5	24.7

Muestra	Zn ppm	Ga ppm	Ge ppm	As ppm	Rb ppm	Sr ppm	Y ppm	Zr ppm	Nb ppm	Mo ppm
XI-01	63.1	9.74	0.1	6.9	33.3	202	10.5	7	1.7	3.67
XI-08	38.1	9.86	0.2	3.8	27.9	192	9.26	5.6	4.8	5.18
XI-10	31.8	11.4	0.2	3.4	28.5	204	22.4	8.3	2.9	8.33
XI-18	32	5.76	0.2	0.5	13.7	140	17.1	5.5	2.3	109

Muestra	Ag ppm	In ppm	Sn ppm	Sb ppm	Te ppm	Cs ppm	Ba ppm	La ppm	Ce ppm	Cd ppm
XI-01	0.116	< 0.02	3.84	0.17	0.13	1.18	131	31.1	60.5	0.03
XI-08	0.213	0.03	2.5	1.76	0.07	0.75	167	34	65.5	0.04
XI-10	0.141	0.02	3.58	0.52	0.09	1.93	135	28.5	57.9	0.04
XI-18	0.139	0.03	1.17	0.06	0.46	0.38	114	28.4	57.5	< 0.01

Muestra	Pr	Nd	Sm	Se	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
XI-01										
XI-08										
XI-10										
XI-18										

METALOGENÍA DEL SKARN EN XICHÚ GTO.

Muestra	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
XI-01	8.1	30	5.3	0.7	1.1	4.2	0.5	2.5	0.4	0.9
XI-08	8.5	31.3	5.4	0.6	1.2	4.2	0.5	2.1	0.3	0.8
XI-10	7.9	30.7	6.2	1.4	1.4	5.8	0.8	4.5	0.9	2.3
XI-18	8	31.1	5.9	0.6	1.4	5	0.6	3.4	0.6	1.7

Muestra	Tm ppm	Yb ppm	Lu ppm	Hf ppm	Ta ppm	W ppm	Re ppm	Au ppb	Tl ppm	Pb ppm
XI-01	0.1	0.6	< 0.1	0.2	< 0.05	0.8	< 0.001	5.2	0.21	2.04
XI-08	< 0.1	0.5	< 0.1	0.1	< 0.05	24.6	0.002	2.3	0.16	3.3
XI-10	0.3	1.8	0.3	0.3	< 0.05	14.2	< 0.001	1.6	0.13	1.35
XI-18	0.2	1.3	0.2	0.2	< 0.05	11.7	0.001	< 0.5	0.07	2.16

Muestra	Th ppm	U ppm	Hg ppb
XI-01	7	0.7	30
XI-08	10.2	0.7	< 10
XI-10	8.1	0.8	< 10
XI-18	5.3	1.3	10

ANEXO III. RESULTADOS DE GEOCROLOGÍA EN ZIRCONES POR U-PB (CONTINUACIÓN).

Tabla 6.2. (Continuación)

Nombre del Análisis	Comentarios	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ abs	Error correl. ρ	Best age (Ma) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	Disc %
XI-08-25	borde	293	115	0.392	0.0640	0.0100	0.0980	0.0150	0.0109	0.0007	1.5000	69.9	4.7	26.42
XI-08-26	borde	264	110.5	0.419	0.0580	0.0120	0.0940	0.0170	0.0117	0.0007	1.4167	75.1	4.4	16.56
XI-08-27	borde	318	99.9	0.314	0.0530	0.0100	0.0680	0.0130	0.0088	0.0003	1.3000	56.5	2.0	18.12
XI-08-28	borde	264	84.7	0.321	0.0530	0.0088	0.0710	0.0110	0.0097	0.0004	1.2500	61.9	2.6	10.29
XI-08-30	borde	158	73.8	0.467	0.0600	0.0150	0.0820	0.0200	0.0100	0.0007	1.3333	64.1	4.4	18.86
XI-08-31	borde	67.9	36.7	0.541	0.0590	0.0130	0.0820	0.0190	0.0101	0.0007	1.4615	64.8	4.4	20.98
XI-08-32	borde	297	75.1	0.253	0.0525	0.0076	0.0800	0.0100	0.0115	0.0005	1.3158	73.5	2.9	4.79
XI-08-33	centro	249	166	0.667	0.0518	0.0046	0.3430	0.0270	0.0466	0.0014	5.8696	293.4	8.5	1.54
XI-08-34	borde	190	81.5	0.429	0.0530	0.0160	0.0770	0.0200	0.0098	0.0007	1.2500	62.8	4.2	15.14
Edad media ponderada												60.9	n=34	

METALOGENÍA DEL SKARN EN XICHÚ GTO.

Tabla 6.2. (Continuación)

Muestra XI-10 pórfido granodiorítico Los Cocos, Xichú, Gto.														
Nombre del Análisis	Comentarios	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$ abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$ abs	Error correl. ρ	Best age (Ma) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	Disc %
XI-10-1	borde	841	186	0.221	0.0535	0.0088	0.0730	0.0120	0.0097	0.0005	1.3636	62.4	2.9	12.11
XI-10-2	borde	412	248	0.602	0.0560	0.0110	0.0780	0.0160	0.0100	0.0004	1.4545	64	2.3	15.79
XI-10-3	centro	510	447	0.876	0.0774	0.0058	1.9900	0.1300	0.1833	0.0046	22.4138	1138	62	2.25
XI-10-4	borde	324	113.1	0.349	0.0578	0.0086	0.0770	0.0110	0.0096	0.0004	1.2791	61.3	2.6	18.27
XI-10-5	borde	195	42.7	0.219	0.0520	0.0120	0.0710	0.0150	0.0100	0.0005	1.2500	64.1	3.4	9.72
XI-10-6	borde	237	50.1	0.211	0.0600	0.0130	0.0790	0.0170	0.0103	0.0006	1.3077	65.8	3.7	17.75
XI-10-7	centro	253	32.9	0.130	0.0776	0.0064	0.7590	0.0560	0.0693	0.0022	8.7500	432	13	24.48
XI-10-8	borde	363	99	0.273	0.0470	0.0100	0.0590	0.0120	0.0088	0.0007	1.2000	56.5	4.5	8.87
XI-10-9	borde	196	78	0.398	0.0490	0.0100	0.0640	0.0130	0.0099	0.0005	1.3000	63.5	3.3	-2.42
XI-10-10	borde	198	67	0.338	0.0607	0.0097	0.0810	0.0130	0.0097	0.0006	1.3402	62.4	3.5	20.00
XI-10-11	borde	340	96.6	0.284	0.0540	0.0120	0.0730	0.0160	0.0098	0.0005	1.3333	62.6	2.9	11.83
XI-10-12	borde	318	95.7	0.301	0.0680	0.0110	0.0950	0.0130	0.0096	0.0004	1.1818	61.4	2.6	33.26
XI-10-13	borde	264	117	0.443	0.0520	0.0100	0.0720	0.0130	0.0109	0.0005	1.3000	69.6	2.9	1.97
XI-10-14	borde	193	89.2	0.462	0.0630	0.0200	0.0670	0.0240	0.0093	0.0009	1.2000	59.7	5.6	8.15
									Edad media ponderada			62.79	n=14	

Tabla 6.2. (Continuación)

Muestra XI-01 pórfido granodiorítico		El Salviar, Xichú, Gto.									Error correl. ρ	Best age (Ma) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	Disc %
Nombre del Análisis	Comentarios	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$ abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$ abs				
XI-01-1	borde	125	19.7	0.158	0.0530	0.0100	0.0650	0.0130	0.0095	0.0006	1.3000	60.6	3.9	3.81
XI-01-2	borde	234	101	0.432	0.0680	0.0120	0.0840	0.0130	0.0093	0.0006	1.0833	59.7	3.5	27.20
XI-01-3	borde	244.5	119	0.487	0.0511	0.0065	0.0694	0.0083	0.0097	0.0003	1.2769	62.3	2.1	8.11
XI-01-4	borde	266	153	0.575	0.0519	0.0073	0.0639	0.0084	0.0091	0.0004	1.1507	58.4	2.7	6.86
XI-01-5	borde	422	225	0.533	0.0546	0.0092	0.0710	0.0120	0.0103	0.0005	1.3043	65.9	2.8	7.18
XI-01-6	borde	254	81.2	0.320	0.0508	0.0076	0.0690	0.0093	0.0098	0.0004	1.2237	62.5	2.4	7.13
XI-01-7	núcleo/borde	511	115	0.225	0.0541	0.0066	0.2220	0.0220	0.0293	0.0013	3.3333	185.8	7.9	8.47
XI-01-8	borde	220	104	0.473	0.0540	0.0110	0.0670	0.0120	0.0091	0.0005	1.0909	58.1	3.1	10.62
XI-01-9	borde	144	60.2	0.418	0.0520	0.0140	0.0640	0.0160	0.0091	0.0008	1.1429	58.0	4.8	10.77
XI-01-10	borde	205	86.5	0.422	0.0640	0.0130	0.0810	0.0160	0.0090	0.0005	1.2308	57.5	3.0	26.28
XI-01-11	núcleo/borde	1040	350	0.337	0.0524	0.0040	0.3390	0.0220	0.0471	0.0012	5.5000	297.0	8	-0.68
XI-01-12	núcleo	555	489	0.881	0.0596	0.0057	0.5680	0.0490	0.0701	0.0017	8.5965	437.0	10	4.17
XI-01-13	núcleo	317	190	0.599	0.0531	0.0045	0.3660	0.0250	0.0502	0.0013	5.5556	315.7	8	-0.22
XI-01-14	borde	411	214	0.521	0.0506	0.0093	0.0610	0.0110	0.0089	0.0004	1.1828	57.2	2	4.67
XI-01-15	nucleo	462	375	0.812	0.0547	0.0047	0.3180	0.0240	0.0425	0.0013	5.1064	268.1	8	4.25
XI-01-16	nucleo	282	175	0.621	0.0540	0.0095	0.0700	0.0130	0.0087	0.0004	1.3684	55.9	3	17.79
XI-01-17	borde	227	74.7	0.329	0.0500	0.0150	0.0620	0.0180	0.0092	0.0006	1.2000	58.7	4	17.32
XI-01-18	borde	253	104.6	0.413	0.0520	0.0110	0.0650	0.0120	0.0095	0.0005	1.0909	60.8	3	3.49
XI-01-19	núcleo/borde	417	154	0.369	0.0541	0.0070	0.1730	0.0210	0.0235	0.0010	3.0000	149.8	7	6.37

METALOGENÍA DEL SKARN EN XICHÚ GTO.

XI-01-20	núcleo	182	39	0.214	0.0570	0.0160	0.7450	0.0980	0.0880	0.0045	6.1250	544.0	27	3.03
Edad media ponderada												58.9	n=14	

Tabla 6.2 (Continuación)

Muestra XI-18 Granodiorita Buenavista, Xichú, Gto.														
Nombre del Análisis	Comentarios	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ abs	Error correl. ρ	Best age (Ma) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	Disc %
XI-18-1	borde	508	88.6	0.174	0.0572	0.0079	0.069	0.011	0.0098	0.00031	0.077438	62.9	2	6.68
XI-18-2	núcleo	367	120.6	0.329	0.0699	0.0035	0.633	0.043	0.0656	0.0027	0.043451	410.0	16	17.34
XI-18-3	borde	280	159	0.568	0.0511	0.0064	0.0678	0.0086	0.00994	0.00038	0.10906	63.8	2	3.63
XI-18-4	borde	244	70.7	0.290	0.0576	0.0081	0.074	0.01	0.00983	0.00038	-0.091318	63.0	2	12.86
XI-18-5	borde	144.8	56.4	0.390	0.066	0.014	0.084	0.033	0.0101	0.0019	-0.11715	65.0	12	23.53
XI-18-6	borde	286	125.7	0.440	0.0499	0.0066	0.0656	0.0085	0.00979	0.00043	0.040992	62.8	3	4.27
XI-18-7	borde	228	50.8	0.223	0.0594	0.0077	0.086	0.026	0.0099	0.0018	-0.074841	63.0	11	24.10
XI-18-8	núcleo/borde	1233	187	0.152	0.0594	0.0024	0.412	0.017	0.0515	0.0012	-0.17056	323.5	7	7.57
XI-18-9	borde	372	183	0.492	0.049	0.01	0.062	0.014	0.0096	0.00035	0.20757	61.6	2	2.22
XI-18-10	nucleó	1069	393	0.368	0.0632	0.0023	0.936	0.037	0.1085	0.0023	0.51213	664.0	13	1.34
XI-18-11	borde	252	117	0.464	0.0553	0.008	0.0748	0.0096	0.00959	0.00039	0.11555	61.5	3	15.52
XI-18-12	borde	236	109.6	0.464	0.052	0.011	0.073	0.015	0.01002	0.0004	0.37767	64.3	3	8.14
XI-18-13	borde	281	96	0.342	0.0508	0.0074	0.066	0.015	0.00963	0.00068	0.70064	61.8	4	3.44
XI-18-14	borde	345	138	0.400	0.0542	0.0072	0.075	0.037	0.0102	0.0022	0.47857	65.0	14	12.16
XI-18-15	borde	292	131.1	0.449	0.051	0.013	0.069	0.018	0.00994	0.00041	-0.22631	63.8	3	4.78
XI-18-16	borde	433	220	0.508	0.0503	0.0066	0.0663	0.0076	0.00979	0.00034	-0.30566	62.8	2	3.24
XI-18-17	borde	465	81.1	0.174	0.0464	0.0062	0.0656	0.0083	0.00995	0.00039	0.029088	63.8	3	2.45
Edad media ponderada												62.96	n=17	

Las concentraciones de U y Th se calcularon empleando un zircón estándar externo, como el utilizado de acuerdo a Patton *et al.* (2010).

2σ = propagación de incertidumbre (error), de acuerdo a Patton *et al.* (2010).

Las edades promedio ponderadas ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb relaciones, edades y errores están calculados de acuerdo a Petrus y Kamber (2012).

Los puntos analizados miden 23 μm, se usó el protocolo analítico descrito por Solari *et al.* (2010).

MSWD: Mean Squared Weighted Deviation (Desviación media cuadrática ponderada).

ANEXO VI. MICROTERMOMETRÍA

Figura 1. Diagrama Th vs. Salinidad (Hezarkhani y Williams-Jones, 1988) caracterizando las inclusiones fluidas de las muestras seleccionadas para estudio de microtermometría.

