



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

**UNIDAD DE CICLOS PROFESIONALES
Y DE POSGRADOS**

**COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA**

**RECONSTRUCCIÓN DEL MODELO GENÉTICO Y EVOLUCIÓN
TECTÓNICA DEL YACIMIENTO TIPO PÓRFIDO CUPRÍFERO
MILPILLAS, DISTRITO DE CANANEA, SONORA, MÉXICO**

Tesis

Que para obtener el grado de

DOCTOR EN CIENCIAS

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

Presenta

Benito Noguez Alcántara,

2008



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

RESUMEN

Milpillas es un yacimiento de tipo pórfido cuprífero enriquecido que forma parte de la porción norte del distrito minero de Cananea, un distrito súper-gigante resultado de un período prolongado de actividad magmática del evento Larámide (~ 70 a 52 Ma) en esta región. El yacimiento Milpillas es de origen supergénico y está caracterizado por un horizonte enriquecido de calcocita oxidado a sulfatos en su parte superior. La zona de mena actualmente está oculta yaciendo entre 150 y 700 m de profundidad, sepultada debajo de sedimentos aluviales post-minerales que descansan sobre un extenso capote lixiviado estéril. La profusa actividad magmática laramídica con subducción tipo Andina dio lugar a una petrogénesis de arco muy particular generadora de la notable mineralización cuprífera en la provincia metalogénica Sonora–Arizona. Este es uno de los rasgos comunes que afectaron y caracterizan a la región, además de la deformación de tipo ‘capa gruesa’ que involucra el basamento. Una evolución subsiguiente caracterizada por un régimen tectónico extensional post-Larámide afectó la región durante el Terciario medio y tardío, lo cual favoreció la rápida exposición de las zonas mineralizadas de baja ley al intemperismo, y la formación y subsecuente preservación de los capotes lixiviados y horizontes de enriquecimiento supergénico. Estos procesos en conjunto con el clima apropiado fueron indispensables para la formación de concentraciones de cobre de interés económico.

En el distrito afloran rocas del basamento precámbrico y gran parte de la secuencia miogeoclinal paleozoica deformada, cubierta por rocas volcánicas y plutones del arco continental Triásico Tardío–Jurásico. Sobreyaciendo a éstas hay una secuencia de rocas volcánicas laramídicas de gran espesor (superior a

4.5 km) intrusionadas por batolitos y pórfidos mineralizados monzoníticos y cuarzo-monzoníticos de edades similares entre sí. Los pórfidos en Milpillas están encajonados entre la parte superior de la secuencia volcánica jurásica y la base de las unidades laramídicas. Los estudios petrogenéticos y geoquímicos de las distintas rocas plutónicas descritas arriba, indican que son cogenéticas entre sí y con las unidades volcánicas espacial y temporalmente asociadas. Los estudios estructurales, petrológicos y metalogénicos efectuados permiten reconocer el efecto o control pronunciado que las estructuras profundas, preexistentes en el basamento, ejercen en focalizar el magmatismo productivo y la mineralización asociada.

El fechamiento con U-Pb en zircones del pórfido cuarzo-monzonítico mineralizado de Milpillas arrojó edades de cristalización de 63.9 ± 1.3 Ma. Otros fechamientos por Re-Os en molibdenita, arrojaron edades de 63.1 ± 0.4 Ma para la mineralización. Estas edades indican que Milpillas es el depósito más antiguo reconocido hasta el momento en el distrito de Cananea. Además sugieren un período de magmatismo y mineralización hipogénica bastante restringido. Los patrones petrológicos y geoquímicos de las rocas volcánicas y plutónicas de Milpillas confirman un ambiente tectónico de margen continental convergente, con magmatismo de tipo I calcalcalino metaluminoso, muy hidratado, oxidado, pobre en Fe y en tierras raras pesadas (HREE), lo cual revela además una afinidad adakítica. También manifiestan la posible influencia del basamento en la composición de los plutones productivos de mineralización, y pueden explicar las variaciones regionales en la composición y calidad de las menas, así como determinar su contenido metálico dominante. Las evidencias geocronológicas, petrológicas y geoquímicas indican una relación genética entre los pórfidos y la

mineralización hidrotermal contenida en estos. La posible subducción de bajo ángulo es el factor tectónico que con mucha probabilidad puede explicar las particularidades petrogenéticas y geoquímicas complejas del magmatismo en la provincia, y de la mineralización asociada a los pórfidos en Milpillas y en el distrito Cananea.

Los estados de oxidación y sulfuración, y el contenido total de azufre del depósito mineral son similares al resto de los depósitos en el distrito. Si bien en Milpillas la concentración primaria de cobre es muy baja, la mineralización y alteración hipogénicas son similares a los otros depósitos, pero en este caso ambas aparecen pobremente preservadas dados los intensos efectos supergénicos. La alteración pervasiva dominante es supergénica, la cual se sobrepone a un patrón hipogénico inicialmente potásico-propilítico con zonas de intensas alteraciones fílico-argílicas posteriores. La mineralización hipogénica es débil (~0.1 a 0.15% Cu), dominada por calcopirita con menor covelita-digenita y escasa bornita. La mineralización supergénica está caracterizada por horizontes de calcocita y menor covelita, con sus equivalentes oxidados en las porciones superiores. La alteración en el capote lixiviado está dominada por caolinita-alunita-sílice-sericita y hematita±jarosita con goethita menor. Los procesos supergénicos son los únicos responsables de las concentraciones de cobre de interés económico en Milpillas.

La reconstrucción estructural y los eventos reconocidos permiten entender las varias reactivaciones que las estructuras preexistentes sufrieron durante los eventos extensionales post-larámidicos y el control ejercido por dichas estructuras en la redistribución supergénica del cobre. La evidencia geológica recolectada para la etapa post-mineral indica cuatro posibles ciclos intermitentes de enriquecimiento

(~35 a 28 Ma, 19 a 17 Ma, alrededor de 13 a 11 Ma; y alrededor de 9 a 7 Ma). El segundo ciclo es el más certero y quizá mejor desarrollado y, el último, un ciclo incompleto (interrumpido por sepultamiento) y el responsable de la destrucción parcial de los cuerpos mineralizados existentes, y de la fuga de soluciones del sistema supergénico. La preservación del depósito se produjo por hundimiento tectónico y sepultamiento bajo gravas, al formarse el semi-graben regional Milpillás (Cuitaca norte).

El estudio de balance de masa químico indica que posiblemente parte de la zona mineralizada fue desplazada por falla, y también produjo un resultado negativo importante. Este último demuestra que hubo fugas y pérdida de Cu del sistema supergénico de magnitud considerable. Es claro que durante los diferentes ciclos de oxidación, lixiviación y enriquecimiento, el sistema no se comportó siempre como un sistema cerrado. Por tanto es posible especular que podría haberse formado alguna concentración de Cu exótico de cierta importancia (~250 a 400 Kt Cu), en el área vecina circundante a Milpillás. La caracterización petrogenética, geoquímica y estructural realizada para las distintas etapas evolutivas reconocidas en la formación del yacimiento Milpillás, así como las modificaciones tectónicas y supergénicas sufridas posteriormente, tienen una validez local y a nivel distrito Cananea. También permiten entender mejor su interrelación genética, y pueden contribuir a la metalogénesis regional.

ABSTRACT

Milpillás is a typically enriched porphyry copper deposit that belongs to the world class Cananea district, as part of its northern portion. This super-giant district is the result of a prolonged period of magmatic activity during the Laramide event

(ca. 70 to 52 Ma) in this region. The ore deposit is of supergene origin and it is characterized by a chalcocite enriched blanket that has been oxidized to sulfates in its upper portions. The ore zone is blind, lying between 150 to 700 m depth, and occurs buried underneath post-mineral alluvial sediments, which rest over an extensive barren leached capping. The profuse Laramide magmatic activity with Andean-type subduction produced a very particular arc petrogenesis, which generated the outstanding copper mineralization in the Sonora-Arizona metallogenic province. This is one of the common features that affected the region, in addition to the 'thick skinned' type of deformation that involves the basement. A post-Laramide evolution characterized by extensional tectonics affected the region during the middle and late Tertiary. Such events favored a rapid exposure of the low grade mineralization to weathering, development and subsequent preservation of leached cappings and enriched blankets, processes that together with the appropriate climate were essential for the formation of copper concentrations of economic interest.

Precambrian basement rocks as well as a significant section of a deformed miogeoclinal Paleozoic sequence crop out in the district, covered by volcanoclastic and plutonic rocks of the Late Triassic–Jurassic continental arc. Overlying them are volcanoclastic Laramide rocks of great thickness (in excess of 4.5 km) intruded by batholiths and mineralized monzonitic and quartzmonzonitic porphyries of similar age. The porphyries at Milpillas are hosted between the upper portion of the Jurassic volcanic sequence and the base of the Laramide units. The petrogenetic and geochemical studies, on the previously referred plutonic rocks, show evidence of cogenetic affinity among them, and with the spatially and temporally associated volcanic units. The structural, petrological, and metallogenic studies allow

recognition of the pronounced control that deep preexisting basement structures may have exercised in focusing both, the productive magmas and the associated mineralization.

U-Pb zircon geochronology on the mineralized quartzmonzonite porphyry at Milpillas yielded a crystallization age of 63.9 ± 1.3 Ma. Re-Os analyses in molybdenite yielded an age of 63.0 ± 0.4 Ma for the mineralization. These age dates show that Milpillas is the oldest known deposit in the Cananea district. In addition they suggest a very restricted period of magmatism and hypogene mineralization. The petrologic and geochemical patterns for volcanic and plutonic rocks at Milpillas confirm a tectonic environment of converging continental margin, with type I, calc-alkaline, metaluminous, hydrated, oxidized, iron poor, and depleted in heavy REE magmatism, that also shows adakitic affinity. Furthermore, some influence of the host basement in the chemical composition of the mineralizing plutons is suggested, which may also explain the regional variations in the nature and quality of related ores and likely determine their dominant metallic content. The geochronologic, petrologic and geochemical evidence confirms the close genetic link of the hydrothermal ore-forming system to the porphyries. The possible low angle of subduction is the most likely tectonic feature that better explains the distinctive complex petrogenesis and geochemistry of the magmas in this province and the associated mineralization at Milpillas and in the whole Cananea district.

The oxidation and sulfidation states, as well as total sulfur content of the system are similar to the rest of the deposits in the district. Although the primary copper concentration at Milpillas is quite low, the hypogene mineralization and alteration are analogous to the other deposits; however, the nature of the primary mineralization is poorly preserved in this case, due to the intense weathering. The

dominant pervasive alteration is supergene and overprints the original hypogene alteration patterns that are potassic-propylitic, followed by intense phyllic-argillic assemblages. The hypogene mineralization is weak (~0.1–0.15 % Cu) and dominated by chalcopyrite with minor covellite-digenite and trace bornite. The supergene mineralization is characterized by chalcocite and minor covellite in blankets, with their upper portions being oxidized to Cu sulphates. The alteration in the leached capping is dominated by kaolinite-alunite-silica-sericite, and hematite-jarosite, with minor goethite. The supergene processes are the only responsible for the copper concentrations of economic interest at Milpillas.

The structural restoration and the recognized events allow the understanding of the various reactivations undergone by the preexisting structures during the post-Laramide extensional tectonics, and the control that such structures played in the supergene redistribution of copper. The geologic evidence gathered for the post-mineral supergene stages indicates that there were four possible episodic cycles of enrichment (~35–28 Ma, ~19–17 Ma, ~13–11 Ma, and ~9–7 Ma). The second cycle is the most certain and perhaps better developed, and the last was an incomplete cycle (interrupted by burial) responsible for both, the partial destruction of the existing mineralized blankets, and escape from the system of supergene solutions. The preservation of the ore deposit was attained by subsidence and further burial under gravels when the Milpillas (Cuitaca Norte) regional semi-graben formed.

The results of the chemical mass balance study indicate the possibility that part of the mineralized zone was displaced by a fault, and also yield a negative copper budget. The latter demonstrates that there was escape of solutions and a substantial lost of copper from the supergene system. It is clear that during the various cycles of oxidation, leaching and enrichment, the system did not always

behave as a closed one. Therefore, it is permissible to speculate the possible development and existence of a significant exotic copper concentration (~250–400 Kt Cu) in the neighboring area around Milpillas. The petrogenetic, geochemical, and structural characterization performed for the distinct phases of evolution, recognized in the formation of the Milpillas ore deposit, including the subsequently undergone tectonic and supergene modifications, have validity not only for this deposit, but also for the Cananea district. In addition, they facilitate a better understanding on their genetic relationship, and may contribute in the regional metallogenesis.

Í N D I C E

	Página
INTRODUCCIÓN	
Antecedentes	1
Enfoque y definición del área de estudio	7
Contenido e importancia del trabajo	8
Definición del problema y estado actual del conocimiento	10
Hipótesis de trabajo	11
Metodología	11
PARTE I. MARCO TECTÓNICO Y METALOGÉNÉTICO DEL NORESTE DE SONORA Y SURESTE DE ARIZONA	16
I.1 Generalidades del marco tectónico cordillerano	17
I.1.1 La orogenia Larámide	21
I.1.2 Sedimentación y magmatismo Larámide	23
I.1.3 Estructuras y deformación Larámide	26
I.2 Metalogénesis de los pórfidos cupríferos	28
I.2.1 Evolución del sistema magmático y fuentes de fluidos y metales	31
I.2.2 Factores favorables para concentración de Cu y tamaño de los depósitos	34
I.3 La franja de pórfidos cupríferos del noreste de Sonora-sureste de Arizona	35
I.3.1 El magmatismo jurásico y pórfidos cupríferos asociados	35
I.3.2 El arco magmático Larámide y principales distritos de pórfido cuprífero	36

	Página
I.3.2.1 Petrología y geoquímica del magmatismo	39
I.3.2.2 Isotopía e inclusiones fluidas	42
I.3.3 Geocronología del magmatismo y la mineralización	44
I.4 Tectónica extensional del Terciario medio y tardío	46
I.4.1 Fase extensional de complejos de núcleo metamórfico	51
I.4.2 Fases extensionales <i>Basin and Range</i> y Golfo de California	51
PARTE II. PETROLOGÍA, GEOQUÍMICA Y MINERALIZACIÓN HIPOGÉNICA	56
II.1 Geología y mineralización del distrito Cananea	57
II.1.1 Geología del yacimiento Milpillas	67
II.1.2 Magmatismo	69
II.1.3 Estructuras	70
II.2 Petrología y geoquímica de rocas y menas	73
II.2.1 Estudios de Petrografía y geoquímica de rocas	75
II.2.2 Estudios petrológicos y geoquímicos de menas y alteraciones	78
II.2.3 Elementos mayores y traza	80
II.2.4 Geoquímica de isótopos radiogénicos	95
II.2.4.1 Geocronología Re-Os, U-Pb y ^{40}Ar - ^{39}Ar	95
II.2.4.2 Estudios isotópicos Sr y Nd	99
II.3 Alteración y mineralización hipogénica	101
II.3.1 Evolución hipogénica	105
II.3.1.1 Fases tempranas	105
II.3.1.2 Alteración transicional y fase de mineralización principal	108
II.3.1.3 Fase de alteración tardía	110

	Página
II.3.2 Modelo genético hipogénico	111
PARTE III. ENRIQUECIMIENTO SUPERGÉNICO	113
III.1 El perfil de intemperismo	119
III.1.1 Zona de lixiviación o capote lixiviado (<i>gossan</i>)	121
III.1.2 La zona de óxidos y concentraciones exóticas de Cu	122
III.1.3 La zona de enriquecimiento supergénico	124
III.1.4 La zona de sulfuros hipogénicos y sub-zonas mixtas	128
III.1.5 Alteración supergénica en la roca encajonante y espectrometría infrarroja	131
III.2 Estudios del capote lixiviado	135
III.2.1 Tipos y distribución de de limonita y su significado	138
III.2.2 Otros métodos indirectos de evaluación	139
III.2.2.1 Patrones de alteración y factor metálico	143
III.2.2.2 Intensidad de fracturamiento y vetillas	145
III.2.2.3 Zoneamiento de menas y sulfuros relictos	148
III.2.3 Parámetros del enriquecimiento: ritmos y proporciones	156
III.3 Eventos supergénicos	157
PARTE IV. ANÁLISIS Y MODELADO POR BALANCE DE MASA QUÍMICO	162
IV.1 Principios del modelado	164
IV.1.1 Premisas y criterios de análisis para el modelado	166
IV.1.2 Parámetros, procedimiento y selección de área de modelado	169

	Página
IV.2 Modelación de primer orden	172
IV.2.1 Fase I. Estimación asumiendo un sistema cerrado	174
IV.2.2 Fase II. Estimación del flujo lateral de Cu y su redistribución	177
IV.3 Presentación de resultados	184
IV.3.1 Utilidad en la exploración	190
IV.3.2 Determinación de fuentes y conductos de soluciones supergénicas	191
IV.3.4 Predicción de sitios favorables para concentración exótica de Cu	194
 PARTE V. MODELO DE EVENTOS HIPOGÉNICOS Y EVOLUCIÓN SUPERGÉNICA POST-MINERAL	
	197
V.1 Evolución estructural y su ubicación en el contexto del distrito Cananea	199
V.2 Ciclos de enriquecimiento supergénico y edades relativas	205
V.3 Reconstrucción de eventos hipogénicos y evolución post–mineral	209
V.3.1 Modelo de evolución hipogénico	209
V.3.2 Modelo de evolución supergénico post–mineral	213
DISCUSIÓN	217
Resultados, limitaciones y trabajo futuro propuesto	223
CONCLUSIONES	226
BIBLIOGRAFÍA	235

LISTA DE FIGURAS

	Página
<p>Figura 1. Provincias circumpacíficas de pórfidos cupríferos (PC). La provincia del SW de Norte América es la segunda concentración de pórfidos cupríferos más importante del mundo. Las cifras son toneladas x 10⁶ de Cu fino, incluyendo producción + reservas (Camus, 2003)</p>	2
<p>Figura 2. Localización de Milpillas en el noreste de Sonora, México. Esta región es parte del metalotecto de pórfidos cupríferos Larámide de Sonora-Arizona-Nuevo México, el cual se ubica en la porción sur de la provincia <i>Basin and Range</i>.</p>	4
<p>Figura 3. Lineamiento Cananea, que incluye la franja mineralizada Larámide del noreste de Sonora: minas Milpillas, Mariquita, Cananea, Pilares y La Caridad; y los depósitos El Pilar, El Alacrán, La Florida y El Barrigón (Modificado de Hollister, 1978).</p>	6
<p>Figura 1.1. La franja Cordillerana del oeste de los USA y noroeste de México. Se muestra la distribución de las principales provincias. Adaptado y modificado de Stern <i>et al.</i> (1979). Resalta la ubicación de la gran provincia cuprífera Larámide (rojo) bordeando hacia el suroeste a la meseta del Colorado (elemento rígido) y al lado opuesto, al noreste, la zona de máxima deformación Larámide (verde) en el concepto original.</p>	19
<p>Figura 1.2. Ubicación de la gran Provincia Larámide de Pórfidos Cupríferos de Arizona-Sonora y Nuevo México. Se muestran los principales lineamientos estructurales conocidos en el basamento Precámbrico y otros pre-laramídicos, en relación con los principales <i>trends</i> metalogénicos y los conjuntos o <i>clusters</i> de yacimientos tipo pórfido. Lineamientos estructurales: MMS = <i>Megashear</i> Mojave Sonora, BA = Bright Angel-Mesa Butte, HL = Holbrook Line, CB = Cananea-Bisbee, LN = Lineamiento Nacozari, CN = discontinuidad Comobabi-Nogales, SC = falla Sawmill Canyon, y SB = discontinuidad Silver Bell-Bisbee. Estos lineamientos se describen con detalle en el Apéndice A.3. Información tomada principalmente de Lowell (1974); Tittley (1982a); Keith y Swan (1996).</p>	25
<p>Figura 1.3. Etapas en el emplazamiento y la cristalización de un pórfido y desarrollo de brechas: A) Intrusión del pórfido e incremento de presión de vapor al iniciar la cristalización del magma. B) Expansión (refusión) debido a ebullición retrógrada, la cual tiene el efecto de crear una fase acuosa separada (i.e., una solución hidrotermal). C) Cristalización, brechamiento resultante y fracturamiento en <i>stockwork</i> (no ilustrado), tanto en el pórfido como en la roca encajonante (Modificado de Burnham, 1979).</p>	32
<p>Figura 1.4. Provincia Basin and Range del suroeste de los EUA y noroeste de México. Límites y elementos estructurales principales de esta notable provincia de extensión continental tipo <i>rifting</i> difuso (tomada de de Twiss y Moores, 1992). NM = núcleo metamórfico</p>	48

	Página
Figura 2.1. Plano geológico resumido del distrito minero de Cananea, mostrando las principales minas y depósitos de tipo pórfido cuprífero conocidos. Al centro, nótese las fallas que delimitan los afloramientos de rocas del Precámbrico (granito Cananea) y del Paleozoico (explicación adjunta). El área cercana a Cananea fue tomada de Valentine (1936) y Mulchay y Velasco (1954).	.60
Figura 2.2. Columna geológica del distrito de Cananea, modificada de Wodzicky (1995). Datos de Valentine (1936), Damon <i>et al</i> (1983), Anderson y Silver (1977) y Carreón-Pallares (2002).	.62
Figura 2.3. Planta simplificada de la geología de superficie y zonas de alteración en Milpillas, mostrando la ubicación de la sección de la Figura 3.3. Los contornos tanto del cuerpo mineralizado, como de los pórfidos están proyectados del subsuelo, ya que no afloran.	68
Figura 2.4. Proyección estereográfica compósito que muestra la frecuencia de ocurrencia (%) para los polos de los distintos patrones de estructuras menores (<i>i.e.</i> , actitud de fracturas, fallas, y vetillas de distintos tipos) que ocurren en Milpillas. Este patrón radial de bajo ángulo dominante se interpreta controlado por la intrusión del <i>stock</i> porfídico.	72
Figura 2.5. Diagrama tipo Harker para granitoides y pórfidos, mostrando las variaciones de los elementos mayores con respecto a SiO ₂ (%). ■ = granitoides frescos, rombo = granito Cananea; Δ = pórfidos alterados hidrotermalmente. Casi todos los elementos muestran modificaciones por los efectos de la alteración. Los más notables son el fuerte empobrecimiento en Na ₂ O, CaO y MgO respecto a las muestras frescas, y en menor grado K ₂ O, así como cierto enriquecimiento en SiO ₂ y Al ₂ O ₃ , y en menor grado Fe ₂ O ₃ , TiO ₂ y P ₂ O ₅ . La muestra CN-02 es de los diques campana relativamente frescos.	82
Figura 2.6. Diagrama TAS (<i>Total Alcalis vs Sílica</i>) para muestras de las distintas litologías. Cuadros grises = granitoides relativamente frescos; rombos grises = granito Cananea; los triángulos oscuros son los pórfidos alterados; el triángulo negro es de los diques Campana; los triángulos blancos son rocas volcánicas alteradas (excepto las dos hacia el centro del diagrama). Las rocas alteradas presentan un claro empobrecimiento en Na ₂ O y K ₂ O y también cierto enriquecimiento en SiO ₂ . Los campos se tomaron de Le Bas <i>et al.</i> (1986). El graficado de puntos se realizó en el <i>software</i> Kware Magma.	84
Figura 2.7. Diagrama de correlación A.I. (<i>alkalinity index</i>) vs Al ₂ O ₃ para muestras de las distintas litologías. ■ = son granitoides relativamente frescos (excepto la granodiorita Cuitaca CN-01 que esta ligeramente alterada); ♦ = granito Cananea; ▲ = pórfidos alterados; = pórfidos productivos; = diques Campana; Δ = rocas volcánicas alteradas (excepto las dos superiores en el diagrama). Se observan dos poblaciones, la superior son rocas más frescas. Las rocas alteradas (inferior) presentan un claro empobrecimiento en alcalis: Na ₂ O y K ₂ O, y también cierto enriquecimiento en Al ₂ O ₃ (por alteración argílica avanzada tanto hipogénica como supergénica).	84

	Página
<p>Figura 2.8. Diagrama ternario AFM para los granitoides. ■ = granodiorita y monzodiorita El Chivato (esta última la menos diferenciada); ○ = granodiorita Milpillas; □ = granodiorita Cuitaca y María que presentan ligera alteración hidrotermal; ◆ = granito Cananea. A = álcalis (Na₂O + K₂O); F = óxidos de Fe (FeO + 0.8998 Fe₂O₃) expresado como FeOTOTAL; y M = MgO. El límite entre los campos calcialcalino y toleítico es el de Irvine y Baragar, 1971, tomado de Rollinson, 1993.</p>	86
<p>Figura 2.9. Diagrama ternario TiO₂-MnOx10-P₂O₅x10 para discriminación de ambientes tectónicos de las distintas litologías. Cuadros grises = granitoides; asteriscos = granito Cananea; rombos grises = pórfidos; Δ = rocas volcánicas. OIT = toleítas de islas o montañas oceánicas; OIA = basaltos alcalinos de islas o montañas oceánicas; CAB = basaltos calcialcalinos de arco insular; IAT = toleítas de arco insular. Los campos ilustrados son los definidos para basaltos y basalto-andesitas por: Mullen, (1983).</p>	86
<p>Figura 2.10. Diagrama multielemental (<i>spidergram</i>) normalizado a condrita para los pórfidos incluyendo los productivos (10-740 y 11-536), los moderadamente favorables (74-534 y 83-687), y los poco favorables (130-245 y 184-655). El pórfido tonalítico productivo 11-536 es anómalo en Ba, Sr y Tierras Raras, respecto al resto de los pórfidos, ya que su respuesta es similar al Granito Cananea (diagrama adjunto de los granitoides) en estos dos primeros elementos. El pórfido feldespático poco favorable 184-655 tiene una respuesta en Sr similar al Granito Cananea. La mayoría de los pórfidos presentan una marcada anomalía negativa de Zr y Hf, similar a la granodiorita Milpillas y a la monzodiorita El Chivato (en diagrama adjunto), así como una pronunciada anomalía negativa de Nb y Ta.</p>	88
<p>Figura 2.11. Relaciones de La/Sm vs Sm/Yb en pórfidos, granitoides y rocas volcánicas. Este diagrama es de utilidad para revelar engrosamiento cortical durante el magmatismo. ■ = pórfidos productivos; □ = granodiorita Cuitaca ligeramente alterada; ◆ = pórfidos moderadamente favorables; ◇ = diques Campana; ○ = pórfidos poco favorables; ▲ = andesitas; Δ = riolita. De acuerdo con estos datos, los pórfidos 130-245, 83-687, 13-379, 150-692 (pórfido Joven) y 74-534, presentan firmas indicativas de un mayor engrosamiento cortical y por tanto poseen una mayor favorabilidad para mineralización que el resto de los pórfidos.</p>	88
<p>Figura 2.12. Diagrama para discriminación de ambientes tectónicos según las variaciones de Th/Yb en función de Ta/Yb. = <i>suite</i> de muestras que incluye los pórfidos y las rocas volcánicas alterados, así como una muestra de la granodiorita Cuitaca (GC) y otra de los diques Campana (DC) con ligera alteración. CA = calcialcalino; Th = Toleítico; S = Shoshonítico. Este diagrama relaciona los elementos de traza, especialmente LILE / HFSE, y es útil para distinguir basaltos relacionados a subducción de los de ambiente intraplaca (después de Wood <i>et al.</i>, 1979).</p>	91

Figura 2.13. Diagrama de Elementos Tierras Raras (REE) normalizado a condrita, de los pórfidos productivos de mineralización. Los tonalíticos son pórfidos tempranos y tanto el cuarzomonzonítico como el monzonítico son intraminerales. La característica de estos magmas es que han sufrido mayor diferenciación, por eso muestran fraccionamiento de plagioclasa y de hornblenda (hidratación). Lo anterior está evidenciado por la mayor concentración de tierras raras ligeras, la anomalía negativa de Eu y la concavidad de la curva de tierras raras pesadas respectivamente. Además la pendiente del patrón de curvas es más fuerte indicando posible afinidad adakítica. En este caso el pórfido monzonítico proviene de un magma más hidratado y sería el más favorable a la mineralización. Todos los pórfidos están afectados por alteración hidrotermal pervasiva hipogénica (potásica, filica y argílica) y por alteración supergénica superpuesta a la primera en grado variable.

94

Figura 2.14. Diagrama de Elementos Tierras Raras (REE) normalizado a condrita, para los pórfidos moderadamente favorables. Los dos pórfidos tonalíticos son pórfidos tempranos poco diferenciados, pero con buen fraccionamiento de plagioclasa y una posible proveniencia de un magma muy hidratado. Los dos pórfidos monzoníticos marcados con J son muy tardíos (pórfido joven) y casi estériles, con poco fraccionamiento de plagioclasas y posible proveniencia de magma con hidratación moderada. Los pórfidos monzoníticos restantes, salvo el 10-412, muestran fraccionamiento moderado de plagioclasa, y una proveniencia de un magma con hidratación moderada. La pendiente del patrón de curvas es entre moderada a fuerte indicando una buena diferenciación salvo las muestras 11-402 y 11-536. Todos los pórfidos están afectados por alteración hidrotermal pervasiva hipogénica (potásica, filica y argílica) y por alteración supergénica superpuesta a la primera en grado variable.

94

Figura 3.1. Perfil simplificado de intemperismo de Milpillas. Las distintas zonas se caracterizan por su mena-ganga-alteración y contenido metálico. Se ilustra una columna de control para análisis de balance de masa y las abreviaciones son las mismas que se utilizan y explican en el texto. Eh o potencial de óxido reducción: ++ alto (positivo), + moderado (positivo), - bajo, = negativo; pH o potencial de hidrógeno: = muy bajo (ácido), ~ neutro, ~+ neutro o alcalino moderado; Entre paréntesis se indican los distintos minerales arcillosos. Adaptado y modificado de Anderson (1983) y Brimhall *et al.* (1985).

117

Figura 3.2. Sección idealizada del perfil intemperizado de Milpillas, mostrando las paragénesis de alteración para los ambientes supergénico e hipogénico. En el capote lixiviado y la zona de oxidación, las alteraciones hipogénicas (porción inferior), están superpuestas y obliteradas por las paragénesis supergénicas (porción superior). Las distintas flechas indican el flujo principal de las soluciones ácidas. Adaptada y modificada de Gilmour (1995).

120

	Página
Figura 3.3. Sección transversal E-06 norte-sur de Milpillas que ilustra las concentraciones de óxidos de Cu, los cuerpos de sulfuros secundarios (calcocita), el capote o zona de lixiviación (Lix), los sulfuros hipogénicos (SulP), y la cubierta de gravas recientes (Qal). Nótese el espesor del capote lixiviado respecto al espesor de la zona de calcocita, y el control de las fallas (líneas punteadas color gris) sobre la geometría de los cuerpos. Las fallas están proyectadas de los barrenos y de superficie, y no se ilustran sus relaciones de corte porque no se conocen aun. Los números corresponden a los barrenos. Elevaciones en msnm.	123
Figura 3.4. Fotomicrografías de mena de la zona de enriquecimiento de Milpillas en microsonda electrónica de barrido (SEM), mostrando distintos grados de reemplazamiento de pirita por calcocita: (a) El cristal de pirita está reemplazado en su periferia por calcocita, el grado de reemplazamiento es inferior a 10%; (b) La pirita está reemplazada en un grado superior a 60% por calcocita. Nótese remanentes de pirita encapsulados en calcocita (arriba) y remanentes de galena (derecha). Pi = pirita, Cc = calcocita, Ga = galena. Centro de investigación y desarrollo tecnológico (CIDT) de Peñoles (2001).	123
Figura 3.5. Ejemplo de los resultados de la interpretación de los espectros SWIR para las muestras del barreno M-15, desde 280 m de profundidad hasta el fondo a más de 672 m. En la columna de la derecha se indica la profundidad y el tipo de alteración interpretado a partir de la paragénesis detectada para cada tramo. La mineralogía es como sigue: cal = calcita, pyr = pirofilita, kao= caolinita, hall = halloysita, mon = montmorillonita (esmeclita), dic = dickita, mus = muscovita, ill = illita (sericita), alu = alunita, y jar = jarosita.	132
Figura 3.6. Espectro de reflectancia SWIR para dos intervalos del barreno M-013, mostrando en el tramo superior un espectro típico para caolinita. En tanto que en el tramo inferior el espectro corresponde con una mezcla de alunita y dickita.	354
Figura 3.7. Plano de factor metálico o configuración de espesor–ley % Cu, para la zona de enriquecimiento en el yacimiento Milpillas. Las zonas de ley económicamente importante están representadas por la envolvente del factor 6 (amarillo); las de alto espesor–ley por la envolvente del factor 50 (rojo), y las de muy alto espesor–ley por la envolvente del factor 100 (magenta-azul). Estas últimas, con poca duda también representan centros de mineralización hipogénica (<i>feeders</i>) asociados al núcleo potásico, en la periferia de los pórfidos productivos, caracterizadas por altas densidades de fracturamiento + intensidad de vetillas de cuarzo (índices $>30 \text{ cm}^{-1}$), y a zonas de brechas <i>pipe</i> o a brechas intrusivas.	145

	Página
<p>Figura 3.8. Sección transversal de alteraciones y configuración de intensidad de fracturamiento y vetillas de cuarzo tipo A y D, principalmente. El límite entre los ambientes de oxidación, donde las paragénesis de alteración supergénica son predominantes, y el ambiente reductor donde dominan las paragénesis de alteración hipogénica, se encuentra en asociación muy cercana a la base de los cuerpos de calcocita (rojo tenue). En línea roja se muestra la configuración de índices de densidad de fracturamiento e intensidad de vetillas de cuarzo. El centro de mineralización hipogénica evidente está marcado por las dos áreas delimitadas por la línea del isoíndice $>50 \text{ cm}^{-1}$ (centro de la sección) y por dos halos verticalmente sucesivos (pulsos) de alteración argílica avanzada, los cuales son periféricos a dicho centro.</p>	147
<p>Figura 3.9. Plano que resume la zonalidad mineralógica hipogénica del yacimiento Milpillas, la cual se reconstruyó por medio del conteo de sulfuros relictos y sulfuros totales, en compósito de tres niveles. Del interior hacia la periferia, destaca el amplio núcleo potásico definido por contactos de cpy-bn, bordeado hacia el exterior por una zona envolvente de contactos py-bn (zona filíca). La zona potásica temprana está delimitada por la biotita secundaria (línea verde), la cual hacia el exterior cambia a la zona propilítica. La zona núcleo de cpy-bn coincide con las mayores concentraciones de cobre, indicadas por los contornos (en línea gris) del Factor Metálico (espesor en m x ley en % Cu) que delimitan al yacimiento. Los puntos y los números son los barrenos perforados hasta 1999. También para comparación se muestra la envolvente $>10 \text{ cm}^{-1}$ para los conteos de vetillas de cuarzo tipos A + D (línea naranja).</p>	151
<p>Figura 3.10. Patrones básicos de intercrecimiento de cristales en minerales de mena y sus interrelaciones de contacto. En los estudios de sulfuros totales y de sulfuros relictos al microscopio mineragráfico, la determinación de estas relaciones en un agregado de sulfuros de mena, ya sea libres o encapsulados, permite establecer las especies que pertenecen a la misma fase (y agruparlas) y las que son de una fase distinta, sea esta más temprana o más tardía (superpuesta) y/o supergénica en la evolución del sistema de tipo pórfido cuprífero.</p>	153
<p>Figura 3.11. Ejemplo de un formato de reporte de conteo de sulfuros relictos. Nótese en la parte media izquierda las asociaciones de contacto encontradas entre distintas fases de sulfuros encontradas ocluidas en cuarzo (e.g., tal como aparecen: Bn, Dg = bornita, digenita; py-Bn = pirita-bornita; Dg, cp = digenita, calcopirita; Dg-cp-Bn = digenita-calcopirita-bornita; cv, cp = covelita, calcopirita; cv, Dg = covelita-digenita; etc.). En el centro, un gráfico de pastel muestra la abundancia relativa de estas especies y en la porción inferior izquierda las ilustraciones de sus relaciones de contacto.</p>	154
<p>Figura 3.12. Ejemplo de formato de reporte de conteo de sulfuros totales. Obsérvese el detalle de las ilustraciones de vetillas y de relaciones de contacto. En la porción inferior se registran y dibujan los granos de sulfuros encapsulados en cuarzo (<i>locked in quartz</i>), y en el gráfico de pastel los porcentajes volumétricos relativos de sulfuros y óxidos.</p>	155

	Página
<p>Figura 3.13. Descripciones calcográficas para la interpretación en un plano o sección en los cuales estas figuras constituyen parte de su simbología. (a) Discriminación por tamaño de la gráfica según sea la cantidad de granos totales de sulfuros por cm²; (b) la posición de colores representan cada mineral y deben mantener el orden con respecto al sentido de las manecillas del reloj: py = pirita, bn = bornita, cp = calcopirita, en = enargita, cc = calcocita anisotrópica, cc-iso = calcocita isotrópica, cv covelita, bl = esfalerita o blenda, dg = digenita, ten = tenorita, mr = marcasita, mo = molibdenita , ga = galena; y (c) ejemplo de diagramas de pastel para los barrenos M-093 y M-105, donde se representan: la muestra, número de granos del mineral por cm², tipo de mineral por color asignado, porcentaje y tipo de estudio (T= conteo de sulfuros totales; R= conteo de sulfuros relictos). Esta información se toma de los registros mineragráficos como los ilustrados en las Figuras 3.11 y 3.12.</p>	155
<p>Figura 4.1. Planta indicando área barrenada y límites de los cuerpos mineralizados en Milpillas (línea puntada lados norte y este). La línea punteada, lados noreste y noroeste, indica el límite del área del modelo de bloques para análisis de balance de masa, la cual ha sido rotada 50° respecto al eje X.</p>	171
<p>Figura 4.2. Modelado de primer orden Fase I. Sección N 27 con la curva SLT⁰ (sistema cerrado), que representa el techo original de los sulfuros hipogénicos. Nótese la zona de flujo negativo (área fuente) dentro de la columna lixiviada preservada. La interpretación de la curva por arriba de la superficie rocosa actual es sin flujo lateral, y sus irregularidades pueden ser causadas tanto por la fijación diferencial del Cu en la zona enriquecida, como por fuerte redistribución de este metal producto de ciclos supergénicos repetidos.</p>	175
<p>Figura 4.3. Modelado de primer orden Fase II. Sección N 27 con las curvas de las superficies SLT⁰ calculada (sin flujo lateral), y SLT interpretada con criterios geológicos. Las zonas fuente (flujo negativo) están representadas por las áreas bajo la curva SLT y limitadas por encima de los bajos de la curva SLT⁰. Las zonas de acumulación son sectores del horizonte enriquecido con alta fijación del Cu (flechas gris), redistribuido por fluidos canalizados estructuralmente.</p>	178
<p>Figura 4.4. Modelado de Primer Orden. (a) Modelo isométrico Fase I, configuración topográfica 3D de la superficie SLT⁰ (sin flujo lateral), o techo original de los sulfuros hipogénicos; (b) Modelo isométrico Fase II, configuración topográfica 3D de la superficie SLT, interpretada asumiendo pérdida de Cu por posible flujo lateral, con criterios principalmente geológicos. Ambas son superficies TDM (<i>wireframes</i>) generadas en Datamine.</p>	181

	Página
Figura 4.5. Modelo tridimensional Fase II, combinando las dos superficies de la Figura 4.4. El volumen circunscrito debajo de la superficie SLT, y por encima de la superficie SLT ⁰ , corresponde a zonas fuente (flujo negativo); mientras que el volumen delimitado encima de la superficie SLT y por debajo de la superficie SLT ⁰ , corresponde a zonas de acumulación o áreas de no flujo.	183
Figura 4.6. Configuración topográfica del contacto aluvión-roca (curvas gris claro), para la zona modelada por balance de masa. □ columnas de zonas fuente con la mayor aportación de Cu. ▲ columnas de zonas de fijación o mayor acumulación de Cu. ● columnas de zonas donde hubo una redistribución mínima de Cu. Las flechas señalan las posibles trayectorias de redistribución o de fuga de soluciones. La orientación y ubicación de las distintas zonas demuestran el control estructural en la redistribución del Cu. Las zonas de mínimo cambio son de baja capacidad de fijación y/o generación de ácido.	185
Figura 5.1. Afloramiento de los diques Campana (58.4 ± 0.6 Ma, K-Ar en biotita) ubicado unos ~6 km al SW del puerto de María sobre la carretera que baja a Cuitaca (Figura 4). Están encajonados en la granodiorita Cuitaca (color ocre claro) y tienen un rumbo N45°W con echado al SW y un arreglo subparalelo. Estos diques se emplazaron muy cercanamente con los pórfidos mineralizados cuando la granodiorita encajonante todavía se estaba enfriando.	200
Figura 5.2. Afloramiento de la Fm. Baúcarit cerca del contacto (por falla) en el borde SW del batolito Cuitaca-Chivato. Se observan capas basculadas ~20-25° con clastos intercalados de la granodiorita Cuitaca, la cual estaba ya expuesta al inicio del depósito de estos sedimentos.	202
Figura 5.3. Afloramiento de un “dique” clástico sobre una falla extensional <i>Basin and Range</i> orientada aproximadamente N-S, en capas de arenisca volcánica de la Fm. Mesa, sobre la carretera, en el tramo del puerto de María hacia Cananea.	202
Figura 5.4. Isométrico del relieve y la geología del substrato rocoso debajo de las gravas en el yacimiento Milpillas, reconstruido con datos de barrenos. La zona mineralizada coincide, muy cercanamente, con la distribución de los pórfidos. Esta topografía, ahora sepultada, corresponde con el relieve que existía hace ~7-9 Ma antes de la formación del semi-graben Milpillas, y muy probablemente con el último ciclo de enriquecimiento. El nivel de erosión observado es moderado y se estima que la cúpula del <i>stock</i> de pórfidos pudo haber estado unos 750 m por encima de esta superficie.	208
Figura 5.5. Modelo de evolución hipogénica del yacimiento Milpillas. Secciones idealizadas mostrando la reconstrucción secuencial para las cuatro etapas principales descritas en el texto. La escala aproximada representada en los esquemas es de 2.0 km en la horizontal y 1.5 km en la vertical. La profundidad calculada (Parte 4) del techo del pórfido productivo (b) a la paleosuperficie estuvo entre 1.0 y 1.5 km, como mínimo.	210

	Página
Figura 5.6. Afloramiento del capote lixiviado jarosítico encajonado en la granodiorita Cuitaca sobre la mina María, ubicado sobre la carretera. Se observan numerosas vetillas tipo B (conjugadas) y D (verticales subparalelas), afectadas (desplazadas) ligeramente por los efectos extensionales <i>Basin and Range</i> .	212
Figura 5.7. Modelo de evolución post-mineral que detalla las etapas evolutivas que produjeron la mineralización supergénica del yacimiento Milpillas.	216

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Reservas y recursos distrito minero de Cananea, Sonora	2
Tabla I.1. Intervalos de magmatismo Larámide en el SE de Arizona, resumida con base en edades isotópicas publicadas en diversos estudios (Damon y Shafiqullah, 1983; Titley, 1993; Drewes, 2001).	45
Tabla I.2. Intervalos de magmatismo Larámide en el noreste de Sonora, elaborada con base en edades isotópicas publicadas en diversos estudios (Roldán-Quintana, 1991; Sedlock <i>et al.</i> , 1993; González-León <i>et al.</i> , 2000; Wodzicky, 2001; Valencia <i>et al.</i> , 2005).	46
Tabla I.3. Relaciones de traslape en los eventos extensionales del Terciario medio y tardío en Sonora, el magmatismo y sedimentación asociados. Los eventos del Neógeno se indican en color amarillo y los del Paleógeno en rosado. B&R = <i>Basin and Range</i> ; SMO = Sierra Madre Occidental. Datos tomados principalmente de McDowell y Clabaugh (1979), McDowell <i>et al.</i> , (1997, 2001), Gans (1997), Stewart (1998), Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana (1998), y González-León <i>et al.</i> , (2000).	50
Tabla I.4. Magmatismo y sedimentación durante los eventos extensionales del Terciario medio y tardío en Sonora. Los eventos del Neógeno se indican en amarillo y los del Paleógeno en rosado; SMO = Sierra Madre Occidental; SVI = Serie Volcánica Inferior SMO. Datos tomados principalmente de McDowell y Clabaugh (1979), Vega-Granillo (1996), Gans (1997), McDowell <i>et al.</i> (1997 y 2001), Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana (1998), Miranda-Gasca <i>et al.</i> (1998); Stewart (1998), Calles-Montijo (1999), González-León <i>et al.</i> (2000).	54
Tabla II.1. Resultados de análisis por elementos mayores (óxidos) en roca total para las 29 muestras de interés (dos están duplicadas*). Las muestras de núcleo de barrenos de Milpillas son 21, de estas 16 son de los pórfidos y 5 de rocas volcánicas encajonantes. Las muestras de granitoides son de afloramientos en la región adyacente intermedia hacia Cananea. Czo. = cuarzo, Feld. = feldespático, (g) = grano grueso, (f) = grano fino, Gd = granodiorita, Diq. = dique, Mzd. = monzodiorita, G. = granito. Análisis efectuados en ALS Chemex, y LUGIS-UNAM.	79

	Página
Tabla II.2. Comparación entre las tres clasificaciones de las 29 muestras de interés: La de campo ⁽¹⁾ , la de microscopía en lámina delgada ⁽²⁾ , y la IUGS a partir de la norma CIPW ⁽³⁾ . El efecto de la alteración hidrotermal pervasiva intensa, sobre todo en los pórfidos y rocas volcánicas, causó una similitud en su composición química tendiendo a uniformizarla, como se aprecia en la columna de clasificación a partir de la normativa IUGS para estos dos grupos de rocas. La petrografía fue validada por al menos un petrógrafo especialista en cada grupo de rocas, y es como sigue: ° de publicaciones, * Dr. Lucas Ochoa L., ~ Dr. Sid Williams, + Dr. Lew Gustafson. ** Muestra duplicada, Feld. = feldespático, (g) = grano grueso, (f) = grano fino.	81
Tabla II.3. Resultados de análisis para el grupo seleccionado de elementos de traza. Feld. = feldespático, (g) = grano grueso, (f) = grano fino, Gd = granodiorita, Diq. = dique, Mzd. = monzodiorita, G. = granito. Análisis efectuados en ALS Chemex, y LUGIS-UNAM.	90
Tabla II.4. Resultados de análisis para el grupo de los elementos tierras raras (REE). Feld. = feldespático, (g) = grano grueso, (f) = grano fino, Gd = granodiorita, Diq. = dique, Mzd. = monzodiorita, G. = granito. * muestras duplicadas. Análisis efectuados en ALS Chemex y LUGIS-UNAM.	93
Tabla II.5. Relación de muestras de los estudios isotópicos realizados, directa o indirectamente para este trabajo. ⁽¹⁾ mineral fechado. ⁽²⁾ resultados geocronológicos obtenidos, la mayoría no han sido publicados°. Pd. = pórfido, Feld. = feldespático, (g) = grano grueso, (f) = grano fino, Gd = granodiorita, G. = granito, bno = barreno, CzoMnz = cuarzomonzonita. *Las edades previas a 2006 son solo para referencia.	96
Tabla II.6. Composición isotópica de rocas intrusivas Laramídicas en distritos mineros de la provincia sureste de Arizona y noreste de Sonora. Se muestran los valores iniciales del ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr y los actuales para ε _{Nd} . Grupo 1: Datos de 11 complejos Laramide; Grupo 2: Pórfido mineralizado; Grupo 3: Pε Granito anorogénico (~1.44 Ga) fresco° y alterado*. Los colores iguales en las dos columnas de datos son correspondientes. Las muestras son: GC-1 = granito Cananea (1.41 Ga) fresco, BN-003 = granodiorita Milpillas, M-120 = Pórfido cuarzofeldespático de grano grueso, PD-28 = cuarzomonzonita Florida-Barrigón.	100
Tabla II.7. Etapas de evolución, fases y zonas hipogénicas de mineralización-alteración reconstruidas para Milpillas. El zoneamiento mostrado fue reconstruido con base en petrografía y mineragrafía de vetillas y sulfuros relictos y/o encapsulados (subinciso III.2.2.3). ⁽¹⁾ Los datos de temperatura de formación son tomados de Beane, 1982; Clark, 1993; Titley, 1993. ⁽²⁾ vetillas de cuarzo-clorita ± epidota (albita, calcita, esmectita-illita).	103
Tabla III.1. Especies minerales de Cu, y Fe (limonita), comunes en la zona de oxidación y capote lixiviado de Milpillas. No todas estas especies están presentes; algunas (según se indica) son de origen exótico. *mineraloides (mezclas); +mineral de aridez extrema. Características mineralógicas tomadas principalmente de: Anderson (1982), Thornber (1985), Guilbert y Park (1986), Münchmeyer (1996) y Chávez (2000).	125

	Página
Tabla III.2. Principales minerales del sistema Cu-S en Milpillas con sus equivalentes supergénicos. S.s. = solución sólida; cc = calcocita; colores bajo el microscopio: mdgcc = cc color gris oscuro medio; dg = color gris oscuro; mgw = color blanquecino gris medio; bg = color gris azulado. Los datos de sus fases y datos termoquímicos se tomaron principalmente de Craig y Scott (1974), Guilbert y Park (1986) y Enders (2000).	127
Tabla III.3. Principales grupos de minerales de alteración hidrotermal y supergénica, refiriendo los controles del pH y temperatura en la depositación, así como los minerales asociados y ambientes. La espectrometría de rayos X y la espectrometría infrarroja son las técnicas más adecuadas para el estudio de la mayoría de sus agregados. Se incluyen los minerales de ganga* más comunes. Datos principalmente de Rimstidt (1997) y Corbett y Leach (1998).	134

A P É N D I C E S

Apéndice A (Parte I):

A1. Componentes de la franja orogénica Cordillerana.	252
A2. Tectónica Larámide.	254
A3. Estructuras Larámide: zonas de cizalla, fallamientos y lineamientos principales.	259
A4. Deformación compresional Larámide.	262
A5. Características favorables y modelo de emplazamiento de los complejos magmáticos productivos.	263
A6. Etapas de evolución y zonas de alteración-mineralización en sistemas de tipo pórfido cuprífero.	266
A7. Características de los fluidos, su fuente y la de los metales en los yacimientos de tipo pórfido cuprífero.	273
A8. El efecto de los volátiles y el agua en los fluidos hidrotermales.	279
A9. Origen, transporte y fraccionamiento de metales.	280
A10. Factores favorables para la formación de yacimientos tipo pórfido cuprífero gigantes (y referencias).	285
A11. Principales fases reconocidas del magmatismo Larámide en Arizona y Sonora.	290

	Página
A12. Geoquímica de los magmas laramídicos.	293
A13. Características de la fase extensional de complejos de núcleo metamórfico.	295
A14. Características de las fases extensionales <i>Basin and Range</i> y Golfo de California.	298
Apéndice B (Parte II):	
B1. Estudios petrográficos	300
B2. Técnicas de microscopía, espectrometría y geoquímica.	302
B3. Metodología de preparación de muestras y protocolos de análisis.	312
B4. Otros diagramas de aplicación de elementos mayores.	319
B5. Otros diagramas de aplicación de elementos de traza.	322
B6. Fechamiento Re-Os en molibdenita procedimiento de preparación y análisis.	328
B7. Fechamiento U-Pb en circones—procedimiento de preparación y análisis.	329
B8. Tablas y diagramas de las isócronas Ar-Ar, y espectros, K-Ar.	331
B9. composiciones iniciales de Sr y Nd y edades modelo.	337
Apéndice C (Parte III):	
C1. Movilidad geoquímica en el ambiente supergénico: comportamiento supergénico de los metales y otros iones.	339
C2. Procesos supergénicos: la lixiviación y generación de fluidos ácidos.	343
C3. Significado de los depósitos de cobre exótico y ferricretas.	345
C4. La importancia de la pirita y los microorganismos en los procesos supergénicos.	348
C5. Estudio de minerales de alteración por espectrometría infrarroja.	352
C6. Procesos de alteración supergénica.	355
C7. Fundamentos y técnicas de estudio e interpretación de la limonita en capotes lixiviados.	357
C8. Ciclos de enriquecimiento, ritmos y proporciones.	365

Apéndice D (Parte IV):

D1. Procedimiento para el recorte de coordenadas.	370
D2. procedimiento para ordenar y procesar la información	371
D3. Efecto supergénico y su compensación para la ley de Cu en el dominio Sulp.	381

DEDICATORIA

La obtención del grado doctoral que culmina con este trabajo, representa concretar una etapa muy significativa de mi carrera profesional, lo cual siempre tuve en mente, pero no me fue posible conseguir en años tempranos de mi desarrollo. La oportunidad se vio favorecida ahora, gracias a la acertada y oportuna iniciativa de la UNAM de establecer en 2002 el programa de postgrado en Hermosillo. En el tiempo cuando terminé la licenciatura solo se tenía acceso a este tipo de estudios en el extranjero.

Este trabajo va dedicado a mi familia, en primer término a mis padres Andrés Noguez Maldonado (qepd) y Ángela Alcántara Arciniega, quienes con su incondicional apoyo, sabiduría y firmeza, desde mi niñez supieron transmitirme los valores morales y espirituales necesarios, y estimular la conciencia de buscar siempre el mejor nivel posible de educación y perseguir objetivos elevados de vida personal y profesional. Con su ejemplo, ellos me alentaron siempre para aprender a enfrentar con firmeza y superar cualquier dificultad o adversidad. A ellos toda mi gratitud y reconocimiento, al igual que a mi esposa y compañera Gracia Luz Estrada Valle, con quien he compartido una etapa primordial de nuestras vidas y la felicidad de ver crecer y formarse a nuestros amados hijos Benito, María de los Ángeles, Javier Francisco y Juan Pablo. Una dedicatoria también muy especial a mis apreciados hermanos Carmen, Emigdio, Rafael, José, Fausto, Armando, Marcos y Marina, que integran nuestra familia, un privilegio y un orgullo personal.

También lo dedico a mi *alma mater* la Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura (ESIA) del Instituto Politécnico Nacional (IPN), donde cursé mis estudios de licenciatura en geología. A la Universidad de McGill en Montreal Canadá, donde curse un diplomado en geología económica y una maestría en

exploración minera. Dedico también este trabajo en particular a mis diversos mentores profesionales: Ing. José Manuel López Rubio (qepd), Ing. Leovigildo Cepeda Dávila, Ing. José Gaytán Rueda, Ing. Pedro Sánchez Mejorada (qepd), Dr. W. H. McLean, Mr. James N. Mayor y Mr. Donald Hammer, cuya convivencia, personalidad y actuación profesional me proporcionaron un magnífico ejemplo, además de disfrutar de su amistad y recibir orientación y consejos para superarme. A ellos mi especial gratitud y reconocimiento. Una dedicatoria muy especial a todos mis colegas, colaboradores y directivos de Peñoles[®]. A todos los aquí mencionados dedico este trabajo con mi profundo agradecimiento, respeto y reconocimiento.

AGRADECIMIENTOS

Deseo manifiestar mi agradecimiento principalmente a mi comité tutorial del Postgrado ERNO – UNAM encabezado por el Dr. Jaime Roldán Quintana, como tutor, por sus revisiones y acertados consejos, quien siempre me alentó para desarrollar y concretar este trabajo. A mis asesores, en especial al Dr. Martín Valencia Moreno quien aportó las ideas iniciales para el planteamiento de este trabajo y me apoyó constantemente con sus revisiones y con los estudios geoquímicos e isotópicos de Sr y Nd, como parte de los fondos de los proyectos otorgados a el, incluyendo el proyecto CONACYT I29887T y del proyecto PAPIIT-DGAPA (UNAM) IN106603-3. También a mi asesor el Dr Thierry Calmus por su atinada revisión de los trabajos técnicos y todo el apoyo proporcionado durante el desarrollo del programa. Al Dr. Carlos Gonzalez León, quien inicialmente me invitó al programa de Postgrado ERNO – UNAM, y después a participar como co-autor en el mapa geológico de Sonora Esc: 1:1'000 000. Al Dr. Víctor A. Valencia por su valioso apoyo en los estudios geocronológicos de Re-Os y U-Pb, efectuados en el

laboratorio W. C. Keck de la Universidad de Arizona, con el soporte analítico proporcionado por la concesión (*grant*) de la NSF (EAR-0443387), a quien también agradezco sobremanera su invitación a participar como co-autor en tres publicaciones sobre temas relacionados con este trabajo. Al Dr. Alexander Iriondo por su apoyo en fechamientos U-Pb y su participación como revisor y sinodal externo en mi examen de candidatura. A todos ellos les agradezco su amable y desinteresado apoyo.

Agradezco a la empresa que me ha empleado durante la mayor parte (~32 años) de vida profesional, Servicios Industriales Peñoles[®] S.A. de C.V., y en especial a los directivos en mi cadena de mando, Ings. David Giles C., Octavio Alvidrez C., y Jaime Lomelín G., cuyo invaluable apoyo hizo posible mi participación en este programa. A las compañías Mexicana de Cananea (Grupo México) y Minera María S.A. de C.V. (FRISCO), por las visitas de campo a las diferentes unidades mineras y prospectos de su propiedad en este importante distrito. Agradezco igualmente a mis compañeros de trabajo y colaboradores en especial a los Ings. Eduardo Salvatierra D., Hector Gutiérrez M., Noel Carreón P., Gonzalo Berrocal L., y Francisco Quintanar R., por su atinada y permanente colaboración y su contribución en parte de la cartografía, muestreo y determinación de minerales arcillosos; a la Lic. Francisca López O., la C.P. Ana María Encinas A., e Ing. Martín Casillas V., por su valioso apoyo en la preparación de una parte del material gráfico durante el desarrollo del postgrado.

A los profesores investigadores de la UNISON, en particular el Dr. Lucas Ochoa L. y al Dr. Efrén Pérez S., por su contribución en gran parte de los estudios petrográficos y mineragráficos, así como su participación como revisores y sinodales externos. Además, este trabajo se ha beneficiado significativamente de

los comentarios y observaciones de los consultores especialistas, Donald F. Hammer, Lewis W. Gustafson, Erich U. Petersen, Stanton W. Caddey (qepd), y Juan C. Marquardt L. El trabajo también se benefició de los estudios petrográficos del Dr. Sydney A. Williams, e informes técnicos previos de la empresa Cyprus – Cuicuilco. Finalmente agradezco mucho la amable participación de los Dres. Miguel Ángel Miranda Gasca y Antoni Camprubí Cano, como sinodales y revisores externos del trabajo de tesis, y por sus observaciones y acertados comentarios que me permitieron mejorar el manuscrito. A todas aquellas personas que de alguna forma colaboraron y que por inexcusable omisión no se mencionan, les agradezco igualmente su apoyo.

INTRODUCCIÓN

Antecedentes

Los depósitos de tipo pórfido cuprífero (PC) se caracterizan por su baja ley de cobre, con sub-productos de Mo y/o Au, y se desarrollan dentro y alrededor de complejos intrusivos a los que se asocian amplias zonas de alteración hidrotermal (Lowell, 1974; Gustafson y Hunt, 1975). Milpillitas es un clásico yacimiento diseminado de tipo pórfido cuprífero laramídico enriquecido que se localiza en la región noreste de Sonora, México, y que forma parte del distrito minero de Cananea. Este importante distrito se ubica en la porción sur de la provincia metalogenética cuprífera de Sonora–Arizona–Nuevo México, conocida como el *Gran Cluster* de yacimientos de tipo pórfido cuprífero del suroeste de Norte América (Titley, 1993; Keith y Swan, 1996). La provincia muestra una evolución geológica pre-mineral semejante con otras regiones de la cordillera de Norteamérica, desde la acreción del basamento proterozoico, y durante la formación de las secuencias supracorticales del Paleozoico y Mesozoico. Sin embargo, la petrogénesis magmática particular del arco laramídico originó la metalogénesis de yacimientos tipo pórfido cuprífero, concentrados anómalamente en esta provincia, respecto a las otras franjas de la cordillera. En contraste, la evolución post-laramídica, caracterizada por la tectónica extensional de la provincia *Basin and Range*, se produjo en una región bastante más extensa que el metalotecto cuprífero.

La producción de Cu más el contenido en reservas de este metalotecto colectivamente rebasa los 205 millones de toneladas (Mt) de cobre fino (Camus, 2003; Singer *et al.*, 2005; Figura 1). Las cifras de producción y reservas tan solo para el distrito de Cananea, alcanzan ~30 Mt de Cu fino (Tabla 1), lo cual resalta su

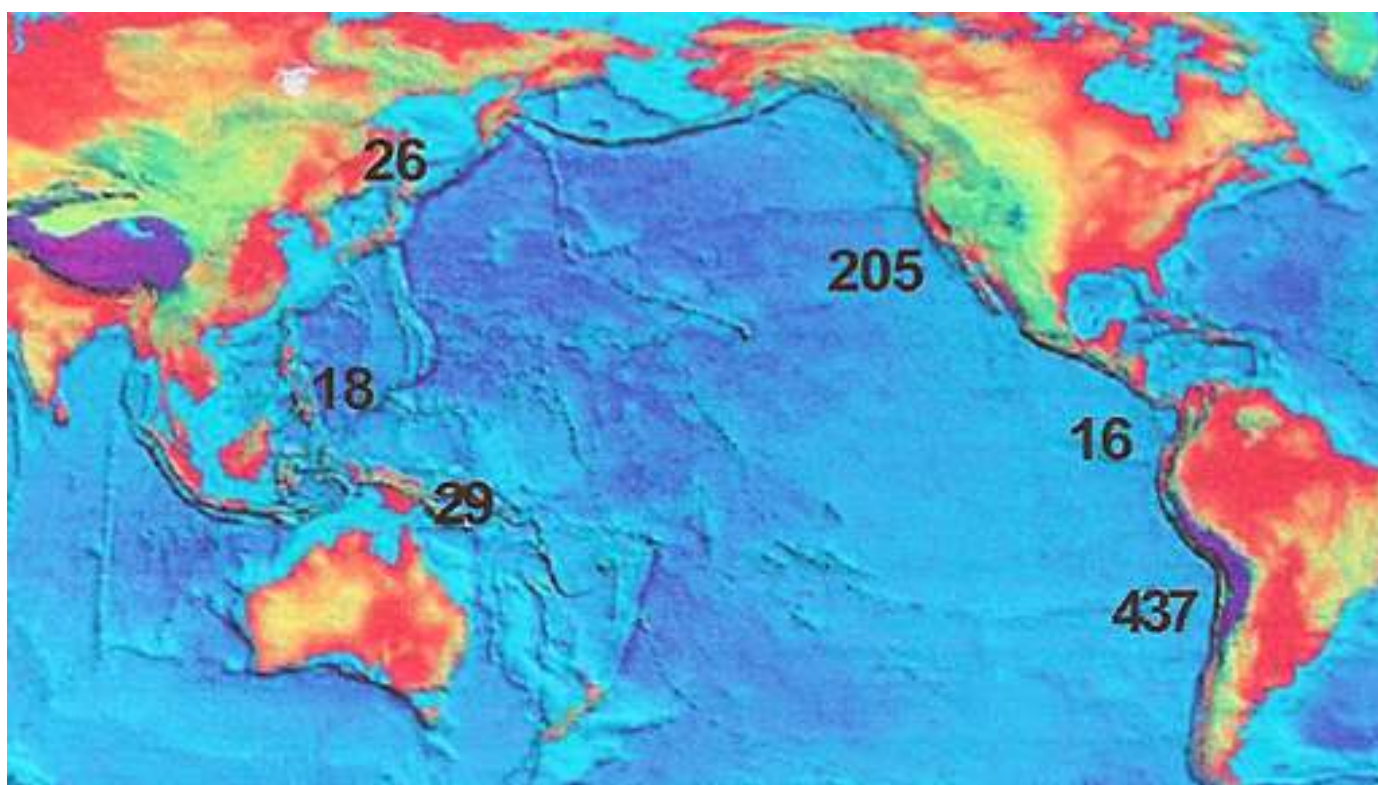


Figura 1. Provincias circumpacíficas de pórfidos cupríferos (PC). La provincia del SW de Norte América es la segunda concentración de PC más importante del mundo. Las cifras son toneladas x 10⁶ de Cu fino, incluyendo producción + reservas (Camus, 2003)

**Tabla 1. RESERVAS Y RECURSOS
DISTRITO MINERO DE CANANEA, SONORA**

Mina o prospecto	Pórfidos	Chimenea	Skarn	Toneladas (MT)	Leyes	Recurso	Tipo de mineral	Minería
Cananea	X	X	X	3,700	0.61% Cu	Reserva	Sulfuros	Tajo
				800	0.25% Cu	Reserva	Oxidos	Tajo
			X	25	1.5 % Cu	Reserva	Sulfuros	Subterráneo
La Colorada		X		7	9.0% Cu, 0.40% Mo			
Mariquita	X			100	0.40%	Reserva	Sulfuros	Tajo
Maria		X		1.6	6% Cu, 0.36 % Mo y 31 gr/T Ag	Minado	Sulfuros	Subterráneo
Milpillas	X			30	2.5% Cu	Reserva	Sulfuros	Subterráneo
Lucy		X		4	1.3% Cu	Reserva	Sulfuros	Subterráneo
Capote			X	35	0.6 % Cu y 4.7% Zn		Sulfuros	
Democrata	X		X	~140	1.5 % Cu	Reserva	Sulfuros	
Buenavista				>100(25Mt, 1987)	1.6 % Zn, 0.6% Cu	Reserva	Sulfuros	
Puertecitos			X	15 (1987)	1.2% Cu		Sulfuros	

Fuente: Informe Anual Grupo México

importancia económica y justifica su estudio. Además, el contenido potencialmente minable de cobre, conocido actualmente para el yacimiento Milpillas es del orden de 1 Mt de Cu fino, y todo proviene de menas enriquecidas por procesos supergénicos.

La mina Milpillas se ubica muy cerca de la frontera con Arizona, en el municipio de Santa Cruz, Sonora (Figura 2). Está localizada a 20 km al noroeste de Cananea y alrededor de 6 km al norte de la mina Mariquita. El acceso a la mina es por un camino de terracería de 17 km que parte del poblado de Cuitaca hacia el norte. Este poblado se ubica sobre la carretera federal No. 2 en el tramo Ímuris-Cananea. La zona pertenece a la cuenca hidrográfica del río Cocospera en la porción alta de su nacimiento. La elevación media de Milpillas es de ~1450 m sobre el nivel del mar (msnm), sobre un valle aluvial limitado por montañas altas, tales como la Sierra del Chivato de ~1,600 msnm y la Sierra Mariquita con más de 2200 msnm.

Industrias Peñoles® desarrolló la mina Milpillas para explotación por minado subterráneo con beneficio por lixiviación en montones y depositación electrolítica (proceso ESDE). La capacidad instalada es para producir Cu en cátodos a un ritmo de alrededor de 60,000 toneladas por año (tpa), por un mínimo de diez años a partir de 2006. Las reservas actuales del yacimiento son de alrededor de 35 Mt de mineral con ley media de 2.2% de Cu para una ley de corte de 1.2% Cu. El distrito minero de Cananea y el yacimiento Milpillas forman parte de la importante franja de yacimientos de tipo pórfido cuprífero denominada 'Lineamiento Cananea' (Hollister, 1978) que se extiende desde Silver Bell a Red Mountain en Arizona y continua al sur hacia Cananea y La Caridad, en Sonora (Figura 3). Esta franja regional mineralizada presenta el mismo marco geológico y tectónico que el resto del

metalotecto cuprífero, particularmente durante el evento orogénico Larámide (ca. 75–55 Ma) y durante su evolución supergénica post-laramídica.

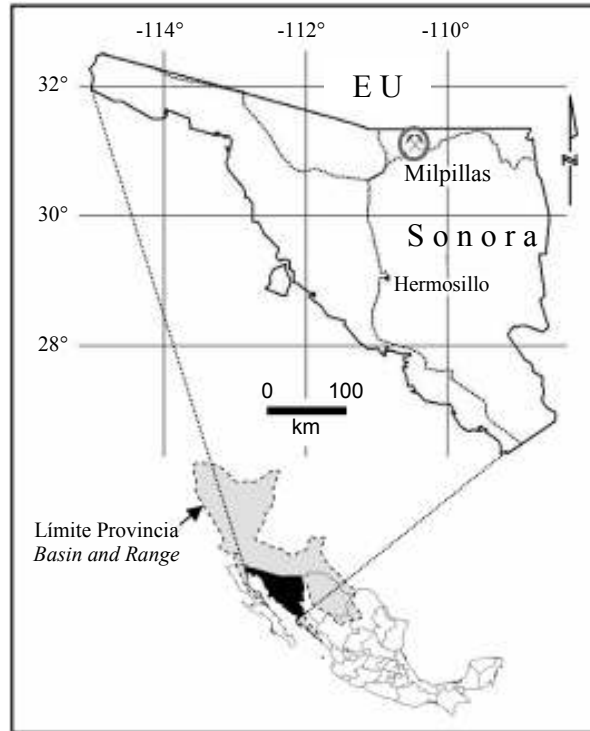


Figura 2. Localización de Milpillas en el noreste de Sonora, México. Esta región es parte del metalotecto de yacimientos de tipo pórfido cuprífero Larámide de Sonora-Arizona-Nuevo México, el cual se ubica en la porción sur de la provincia *Basin and Range*.

Trabajos Previos. Las operaciones mineras en el distrito de Cananea inician en 1860 aunque el primer trabajo publicado sobre la geología del distrito es presentado por Emmons (1910), seguido por otros como los de geología y estratigrafía de Valentine (1936), Mulchay y Velasco (1954) y Velasco (1966). Entre los estudios sobre la metalogenia del área destacan trabajos como los de Perry (1933, 1961) sobre geología en detalle y etapas en las brechas, Dean (1975) sobre alteración-mineralización de la zona El Alacrán, el de Bushnell (1988) sobre paragénesis y zoneamiento en las brechas *pipe*, y sobre las menas y el modelo de skarn-reemplazamiento de Meinert (1982) y Einaudi (1982). Trabajos más recientes

del modelo de skarn incluyen los de Córdoba–Hage (1986) en Puertecitos y Farfán-Panamá (2002) en Buenavista. Otros trabajos recientes son los de Viveros, 1995 sobre la descripción de Milpillás, Virtue (1996) y Woodburne, (2000), sobre el enriquecimiento supergénico en Cananea y Mariquita respectivamente; los de Gustafson (2000) sobre sulfuros relictos y modelo del yacimiento Milpillás, y los estudios estructurales de Caddey *et al.* (1999). Además, Wodzicki (1995, 2001) estudió la evolución del magmatismo Larámide en Cananea, desde la perspectiva de la petrogénesis, geoquímica y mineralización. Finalmente, Carreón-Pallares, 2002, realizó la reconstrucción estructural de Milpillás, y Valencia *et al.*, 2006a, la geocronología de los pórfidos y mineralización.

Sobre el yacimiento Milpillás, desde su descubrimiento en ~1978, no se había publicado ningún trabajo detallado sobre la geología y mineralización de este importante yacimiento. Entre los trabajos más recientes existe un resumen de la exploración inicial efectuada por la empresa Cuicuilco (Viveros, 1995); el estudio estructural de Carreón-Pallares (2002), y el estudio geocronológico de Valencia *et al.* (2006a). Este último estudio fue realizado, en parte, como apoyo a este trabajo.

Es de notarse la poca cantidad de trabajos de investigación en temas de actualidad (*i.e.*, petrogénesis, geoquímica, isotopía y metalogénesis) realizados a la fecha para un distrito tan importante como Cananea, un yacimiento súper-gigante, según clasificaciones de Clark (1993) y Laznicka (1998). Adicionalmente, en este distrito se han documentado poco los efectos o manifestaciones de los eventos extensivos del Terciario medio y tardío. La evolución tectónica post-mineral de la región tiene una importante influencia es los fenómenos del enriquecimiento supergénico del Cu así como la destrucción parcial y preservación de los cuerpos enriquecidos.

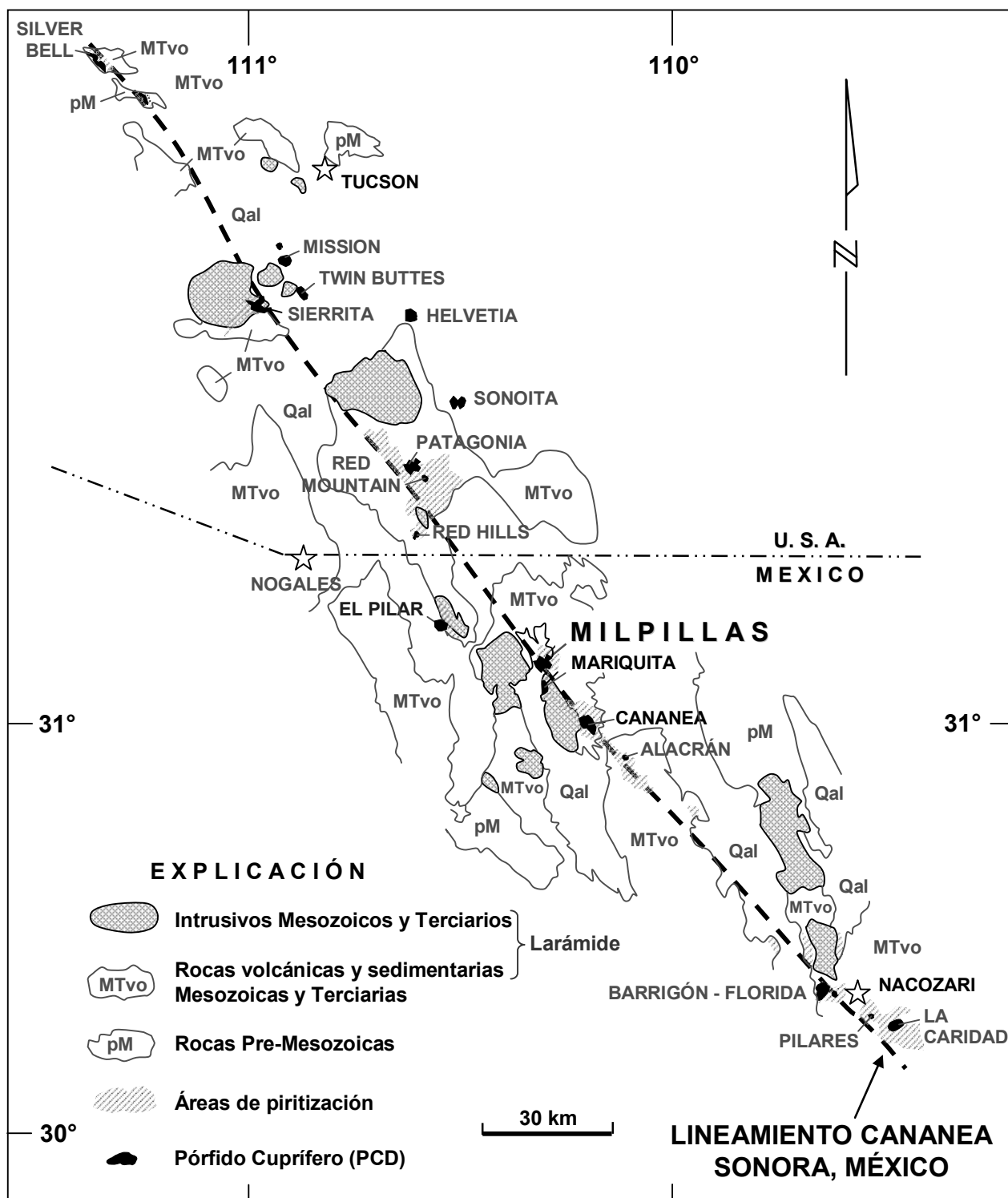


Figura 3. Lineamiento Cananea, que incluye la franja mineralizada Larámide del noreste de Sonora: minas Milpillas, Mariquita, Cananea, Pilares y La Caridad; y los depósitos El Pilar, El Alacrán, La Florida, y El Barrigón (Modificado de Hollister, 1978)

Como consecuencia de lo anterior, tampoco se ha documentado en detalle la dinámica, procesos y efectos de los fenómenos supergénicos (*i.e.*, intensidad, ciclos, ritmos, proporciones, balance de masa del enriquecimiento, y ritmos de erosión): *e.g.*, Brimhall *et al.* (1985), Titley y Marozas (1995). Dichos estudios son necesarios para evaluar la posibilidad de otras concentraciones no conocidas y/o fuga de soluciones supergénicas y eventual formación de concentraciones exóticas de Cu en la vecindad de todos estos yacimientos (*cf.* Münchmeyer, 1996).

Enfoque y definición del área de estudio

Este proyecto de investigación se orientó a realizar estudios de reconstrucción de eventos geotectónicos, petrogenéticos y procesos mineralizantes que formaron el actual yacimiento Milpillas. La reconstrucción incluyó las etapas principales pre-mineral (magmática) e intra-mineral (hipogénica), post-mineral (supergénica), así como los eventos posteriores de preservación del depósito.

El área de estudio comprende la mayor parte del distrito de Cananea. Se seleccionó de manera que incluyera el área de Milpillas y su vecindad inmediata, abarcando los afloramientos del basamento y estructuras relacionadas del distrito de Cananea y sus límites exteriores. También se extendió hacia el W para incluir el afloramiento completo del batolito Milpillas-Cuitaca, que muy probablemente es el productor del depósito hipogénico. Así, el área de estudio comprende un cuadrángulo que circunscribe a todo el distrito de Cananea, en sus porciones central-norte (sierras del Cobre, Elenita y Mariquita) y toda la franja batolítica al este (sierras Cuitaca y Chivato) y, en forma particular el área del yacimiento Milpillas.

Contenido e Importancia del trabajo

Se describe en detalle la ubicación del distrito de Cananea y Milpillas en el contexto geológico del metalotecto y éste dentro del marco tectónico cordillerano. Asimismo se tratan las bases teóricas geoquímicas, petrológicas y metalogénicas de los pórfidos cupríferos (Parte I). El contexto y marco regionales, así como los fundamentos teóricos, son de primordial importancia para realizar la reconstrucción de eventos. También se detalla la geología del distrito Cananea en general y del yacimiento Milpillas en particular, su petrología y geoquímica de rocas y menas, así como los procesos y los modelos de alteración-mineralización, tanto hipogénico (Parte II) como supergénico (Parte III).

Después, el análisis de balance de masa (Parte IV) caracteriza y cuantifica los efectos, sobre las concentraciones supergénicas iniciales, producidos por los eventos post-minerales subsecuentes, antes de su preservación. Finalmente, se plantea el modelo de reconstrucción de eventos formadores del yacimiento hasta su estado actual (Parte V).

Algunos aspectos del yacimiento Milpillas que lo hicieron particularmente interesante para este estudio son:

a) La escasez de ejemplos de menas enriquecidas de Cu en esta provincia, puesto que la mayoría de los yacimientos conocidos están inaccesibles o ya han sido minados extensivamente y en gran medida agotados.

b) El alto factor de enriquecimiento supergénico del Cu, es decir, la alta ley (~2.5% Cu) del horizonte enriquecido comparada con la ley hipogénica marcadamente baja (menos de 0.15% Cu).

c) El extenso y completo perfil intemperizado preservado (~650 m), con zoneamiento típico de los pórfidos enriquecidos bien desarrollados, desde el capote lixiviado (0–300 m), hasta la porción hipogénica profunda (más de 600 m).

d) Una gran proporción de la mena de Cu es fácilmente soluble (óxidos y sulfatos). Actualmente estas menas resultan de mayor interés que el mineral hipogénico, ya que la lixiviación y extracción por solventes tiene ventajas económicas: una inversión y costos de proceso más bajos que la concentración y fundición, así como un menor impacto ambiental.

e) La pertenencia al distrito Cananea permite aprovechar y complementar los trabajos previos, y también abre la oportunidad de aportar nuevo conocimiento a la geología y yacimientos minerales de este importante distrito.

f) El contenido metálico potencialmente minable en Milpillas (~1.0 Mt Cu) es significativo, y califica entre las mineralizaciones de tamaño importante en el estándar internacional.

El estudio integral de un yacimiento de tipo pórfido cuprífero como Milpillas representa un avance importante al conocimiento del tema en el noreste de Sonora. En esta región existen contados estudios orientados al entendimiento integral de la geotectónica, petrogenésis y procesos mineralizantes de los pórfidos cupríferos existentes. Los estudios actualizados, que incorporen los avances científicos y tecnológicos disponibles, son muy escasos. Por otro lado, los datos y productos que aporta este trabajo no solamente tienen interés para la comunidad científica sino que también resultan de importancia para la industria minera que está explorando y operando en la región.

Definición del problema y estado actual del conocimiento

El ambiente geológico en que se ubica el yacimiento Milpillas y la mineralización existente son muy representativos de este metalotecto. El aporte del modelo de Milpillas, en particular, y la contribución al estudio de la metalogénesis del distrito Cananea en general, representan un avance al conocimiento de este tipo de depósitos a escala local y regional.

La metalogénesis de los yacimientos de tipo pórfido cuprífero en el metalotecto Sonora-Arizona comprende varias áreas de conocimiento, con aspectos poco entendidos aún (o poco estudiados) y en continuo debate. La investigación científica reciente y actual, así como el interés de la exploración, se han encauzado a encontrar, estudiar y entender los factores que originan y controlan la formación y la ubicación de estas notables concentraciones de Cu. En especial encontrar aquellos factores que determinan la generación de yacimientos gigantes o *giant ore deposits* (GOD) y las mega-concentraciones (yacimientos de tamaño descomunal o *behemothian*; Keith y Swan, 1996). Se busca principalmente: (a) determinar las fuentes de metales (corteza vs manto), (b) conocer la edad y la duración de los procesos, (c) los factores detonadores de estos, (d) la formación y evolución de los fluidos mineralizantes, (e) su relación con el tipo de corteza y el basamento, (f) el régimen tectónico favorable, y (g) definir el ambiente propicio regional y local (*i.e.*, controles y guías de mineralización). La mayoría de estos factores, su problemática y los conceptos en controversia se tratan con detalle en los Capítulos I.2 y I.3 y en las conclusiones (Parte V).

Hipótesis de trabajo

La hipótesis en este trabajo de investigación es resolver o plantear un modelo genético integral sobre la secuencia de eventos que formaron al yacimiento Milpillas. El problema consistió en reconstruir las etapas pre-mineral, intra-mineral (fases hipogénicas), y post-mineral (fases supergénicas) del yacimiento a partir de estudios sobre su estado actual alterado y modificado. El enfoque se dio en resolver las principales incógnitas identificadas en el yacimiento y en el distrito.

El modelo de mineralización, se determinó a través del estudio e interpretación de información, principalmente de barrenos y obra minera. También se consideraron afloramientos cercanos e información publicada de estudios previos del yacimiento y del distrito Cananea. Se realizaron además los estudios suficientes (e.g., mineralogía, petrología, geoquímica, isotopía, y estructurales) en el yacimiento para identificar y caracterizar cada evento del modelo.

La reconstrucción incluyó desde el inicio del magmatismo regional laramídico hasta la formación del sistema mineralizante (*i.e.*, posible fuente de metales, concentración de estos, mecanismos de transporte, conductos, sitios de acumulación y sus controles). Comprendió al modelo hipogénico resultante y su posterior evolución post-mineral (*i.e.*, erosión, oxidación, enriquecimiento y preservación).

Metodología

Este estudio incluye el análisis de la extensa base de datos existente en el proyecto Milpillas que comprende información tanto de barrenos como estudios especiales varios -internos de Peñoles®- tales como petrografía, caracterización de los minerales de mena, geoquímica multielemental y de iones móviles, geofísica y

espectrometría infrarroja. También el estudio de los trabajos previos del distrito referidos antes.

Entre los trabajos adicionales se realizaron levantamientos de campo, estudio de núcleos de barrenos, estudios litológicos y estratigráficos locales, estructurales, mineralógicos, y geoquímicos que incluyen: (a) la cartografía geológica del área de interés, en varias escalas; (b) geoquímica de elementos mayores y traza en 29 muestras, que comprenden todas las unidades litológicas locales (y 3 regionales) y alteraciones reconocidas; (c) trabajos adicionales de petrografía de rocas y menas en las mismas 29 muestras, apoyándose en microscopía óptica y electrónica (SEM), en estudios de espectrometría infrarroja (SWIR) y en difracción de rayos X (XRD); (d) mineragrafía y conteos de sulfuros, mediciones de intensidad de vetillas y análisis multielementales, para las menas y alteraciones; y (e) geoquímica de suelos, de compósitos y de iones móviles.

Los trabajos de investigación petrológica y de geoquímica isotópica incluyeron: (f) análisis isotópicos de 9 muestras, en las que se efectuaron 9 análisis geocronológicos y 4 estudios de isótopos radiogénicos (Rb-Sr, y Sm-Nd); (g) fechamientos de U-Pb en zircones en 2 muestras de los pórfidos de Milpillas, y en 2 muestras del basamento regional (granito Cananea); (h) fechamiento de una muestra de la granodiorita Milpillas y una de Nacozari (para comparar) por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; (i) fechamiento de una muestra de alunita supergénica de la región por K-Ar; y (j) fechamiento directo a la mineralización hipogénica de Milpillas por Re-Os en molibdenita en dos muestras. Estos estudios se tratan en la Parte II.

Trabajo desarrollado. Dentro de las unidades teóricas cursadas en el postgrado, y adicionalmente al desarrollo de los conceptos teóricos necesarios para completarlas, se presentaron algunos trabajos y/o capítulos en preparación al tema

de tesis, incluyendo: (a) una revisión de la tectónica compresiva Larámide con énfasis en el magmatismo y estructuras regionales; (b) petrogénesis, geoquímica y geocronología del magmatismo Larámide en la región de tesis; (c) metalogénesis de yacimientos de tipo pórfido cuprífero en la provincia Sonora–Arizona y en el distrito Cananea en particular; (d) un estudio de la tectónica extensiva post-mineral en la región de tesis, así como su relación con los varios eventos de enriquecimiento supergénico asociados a esta; y (e) Un estudio de balance de masa químico del yacimiento Milpillas. Adicionalmente a éstos, y durante el transcurso de los estudios de postgrado se participó en diez publicaciones científicas, la mayoría relacionadas al tema de tesis.

Técnicas utilizadas. El trabajo se desarrolló haciendo uso de numerosas herramientas y técnicas aplicadas a yacimientos minerales, comprendiendo principalmente:

a) Cartografía geológica. Los afloramientos en el área de Milpillas son muy escasos y fueron cartografiados en suficiente detalle litológico–estructural, incluyendo estratigrafía local y estructuras a varias escalas (*i.e.*, 1: 10,000, 1: 5,000 y sectores de interés en aun más detalle). También se realizó cartografía geológica preliminar 1:50,000 del distrito de Cananea–Milpillas en la mayor parte de las localidades de interés que contienen los afloramientos más significativos de pórfidos productivos, roca de caja y halos de alteración. La cartografía se apoyó en datos compilados e interpretaciones de imágenes Landsat TM y aeromagnéticas de alta resolución tanto regionales como locales.

b) Geología de detalle y estudios megascópicos (*e.g.*, litología, estructuras, petrología de alteraciones y menas del yacimiento), estudios del capote lixiviado (*e.g.*, minerales arcillosos, tipos de limonitas, geoquímica de suelos, sulfuros

relictos; y balance de masa con el método de Brimhall *et al.*, 1985). Todos estos trabajos se realizaron a partir de observaciones, mediciones y muestreo del núcleo de numerosos barrenos existentes (*i.e.*, 223 barrenos a profundidad de hasta 750 m, con un total >115 km perforados).

c) Estudios de laboratorio, geoquímicos y microscópicos de investigación aplicada que incluyen: ensayos y análisis multielementales; análisis químicos secuenciales, estudios petrográficos de rocas, alteraciones, menas, vetillas y de sulfuros relictos ocluidos en cuarzo.

d) Otros estudios geoquímicos como elementos mayores y traza (*i.e.*, REE), incluyendo ME-MS61(Multielemental) con equipo Elan 9000; ME-ICP06 (Roca Total), con equipo Varian Vista Pro–radial; ensaye geoquímico de oro Au-AA23, con equipo de absorción atómica Varian 240, la mayoría de estos análisis se realizaron en el laboratorio comercial CHEMEX en Canadá.

e) Se incluyeron también estudios isotópicos (*i.e.*, Sr y Nd), y otros geoquímicos, los cuales fueron realizados en LUGIS, UNAM, utilizando un espectrómetro de masa de ionización termal (TIMS). La geocronología de U-Pb en pórfidos se efectuó en la Universidad de Arizona, utilizando un espectrómetro de masa ICP-MS con sistema multicolector y ablación por láser, y también los fechamientos por Re-Os en molibdenita. La caracterización sistemática de minerales de alteración y de mena se realizó con apoyo en microscopía óptica y electrónica (SEM), y espectrometría de infrarrojo de onda corta (SWIR), con equipo del centro de investigación y desarrollo tecnológico (CIDT) de Peñoles.

f) Análisis estructural regional y local, y otros estudios varios: geohidrológicos, geofísicos, geotécnicos y metalúrgicos.

Los nuevos estudios referidos se desarrollaron bajo la dirección y revisión continua del comité tutorial y otros especialistas de la ERNO. Se apoyaron en trabajos propios y utilizando la información previa y enfocándose en complementarla y/o confirmarla. Todos los estudios actuales y previos en Milpillas contaron también con contribuciones especializadas y apoyo de numerosos consultores de Peñoles y otros especialistas principalmente de CODELCO. Ellos proporcionaron orientación e información complementaria para reconstruir y modelar en detalle este yacimiento.

PARTE I. MARCO TECTÓNICO Y METALOGENÉTICO DEL NORESTE DE SONORA Y SURESTE DE ARIZONA

El noreste de Sonora y sureste de Arizona presentan una tectónica compleja desde la integración progresiva del basamento precámbrico que dio lugar al gran continente de Laurentia. La mayor parte del Fanerozoico se caracteriza por la acumulación de gruesas secuencias supracorticales que han sufrido deformaciones múltiples para conformar una amplia franja orogénica de margen continental en el borde oeste Pacífico del cratón de Norte América (Burchfiel y Davis, 1975; Dickinson, 1989; Drewes, 1991). El basamento precámbrico en la región se caracteriza por varios bloques o terrenos de edades diversas y carácter petrotectónico distintivo, ensamblados por acreción durante el Proterozoico Temprano, y limitados por zonas de sutura (Iriondo, 2005; Shaw *et al.*, 2002; Nourse *et al.*, 2005).

El metalotecto Larámide es un importante productor de cobre en Arizona, Sonora y Nuevo México. Este se ubica en el sur de la Cordillera de Norte América, en una franja tectónicamente inestable que bordea al SW a la Meseta del Colorado (Titley, 1982a). El marco tectónico de esta provincia productiva de yacimientos tipo pórfido cuprífero presenta las características siguientes: (a) la presencia de la amplia franja orogénica multideformada, subyacida por el basamento precámbrico, que está situada sobre el borde del cratón; (b) el profuso magmatismo Larámide de petrogénesis particular, y la deformación de tipo capa gruesa, relacionados ambos rasgos a la subducción de bajo ángulo (English *et al.*, 2003); y (c) un prolongado período de tectónica extensional post-laramídica.

I.1 GENERALIDADES DEL MARCO TECTÓNICO CORDILLERANO

El borde occidental de Norte América es conocido como región o franja Cordillerana y presenta una cadena montañosa que se extiende desde Alaska hasta Guatemala, paralelamente a la costa del Pacífico (Figura 1.1). Durante gran parte de su historia, este borde ha sido un margen continental convergente, establecido en parte sobre el límite del cratón de Norte América. A lo largo de la mayor parte de su longitud, la franja Cordillerana alcanza más de 1000 km de ancho a partir de la costa del Pacífico (1600 km de ancho entre San Francisco y Denver). Se trata de un margen continental con una historia geológica compleja, desde Paleozoico medio y tardío hasta la actualidad (Burchfiel y Davis, 1975). Durante los últimos 1000 Ma las placas Norte Americana y del Pacífico han estado interactuando, sobre todo a partir de los últimos ~370 Ma. La subducción de la Placa Farallón, y hasta 1000 km de placa del Pacífico, bajo la placa de Norte América ha provocado varias fases de deformación y de magmatismo que, en el caso de la orogenia Larámide, afectaron una franja de 2000 km de ancho (Bird, 1984, 1998; Cather, 2002).

El magmatismo Larámide que se presentó en el metalotecto cuprífero de Arizona-Sonora es contrastante con el magmatismo contemporáneo de las otras franjas de la Cordillera cuya metalogénesis fue menos favorable. También el tectonismo asociado a este evento dio lugar a un estilo particular de deformación en dicho metalotecto, afectando principalmente la región sur de la Cordillera y sierras mexicanas.

La franja orogénica Cordillerana. La franja cordillerana de Norte América es la cadena montañosa de tipo andino más vieja y más profundamente erosionada que se conoce. Esta franja estuvo activa desde el Paleozoico (Montañas Rocallosas Ancestrales), pero su principal desarrollo lo alcanzó entre el Mesozoico y

Cenozoico. Es una zona orogénica muy ancha (*i.e.*, superior a 1000 km) que se distribuye paralelamente al margen del oeste o margen Pacífico de los Estados Unidos. Múltiples terrenos, ya sea exóticos o desplazados, conforman hasta el 70% de dicha franja, separados unos de otros por zonas estructurales corticales. La evidencia paleomagnética consistentemente indica que entre 90 y 55 Ma, se produjeron traslaciones de gran magnitud de terrenos alóctonos a lo largo de este margen continental (Mahoney, 1999). Evidencias geológico-estructurales más recientes, principalmente por marcas de control (*piercing lines*), indican un grado menor de desplazamiento para los mismos terrenos (Cather, 2002).

Eventos orogénicos compresivos. La tectónica compresiva, acrecional y de traslación de terrenos ha dominado el margen continental Pacífico de Norte América en forma episódica, principalmente a partir de fines del Devónico. En este tiempo se produjo la orogenia Antler (alóctono Roberts Mountains de Nevada), que corresponde a una franja de pliegues y cabalgaduras, en un estilo tectónico de capa delgada (*thin skinned*), desarrollado sobre gruesas secuencias miogeoclinales (~10–12 km de espesor), con involucramiento mínimo del basamento. Este evento fue seguido por la orogenia Sonoma (alóctono Golconda) en el Permo-Triásico, superpuesto al anterior y con una menor penetración al interior del continente que su precedente. La convergencia y la deformación continuaron intermitentemente durante el Mesozoico (orogenias Nevadiana y Sevier-Larámide), prolongándose hasta el comienzo del Eoceno. El frente del alóctono Sevier, o franja de pliegues y cabalgaduras del Cretácico medio, penetró al interior del continente unos 300 km más al Este que la deformación asociada a la orogenia Antler del Devónico-Carbonífero.

La evolución de México durante el Paleozoico estuvo relacionada a los eventos tectónicos del margen oriental de Norteamérica. En particular los relacionados a la apertura y el cierre del proto-océano Atlántico, principalmente la orogenia Herciniana de este continente (Ouachita-Marathon-Sonora). Esta fue una colisión entre continentes, que estuvo localizada en la margen SE de Laurentia, y es

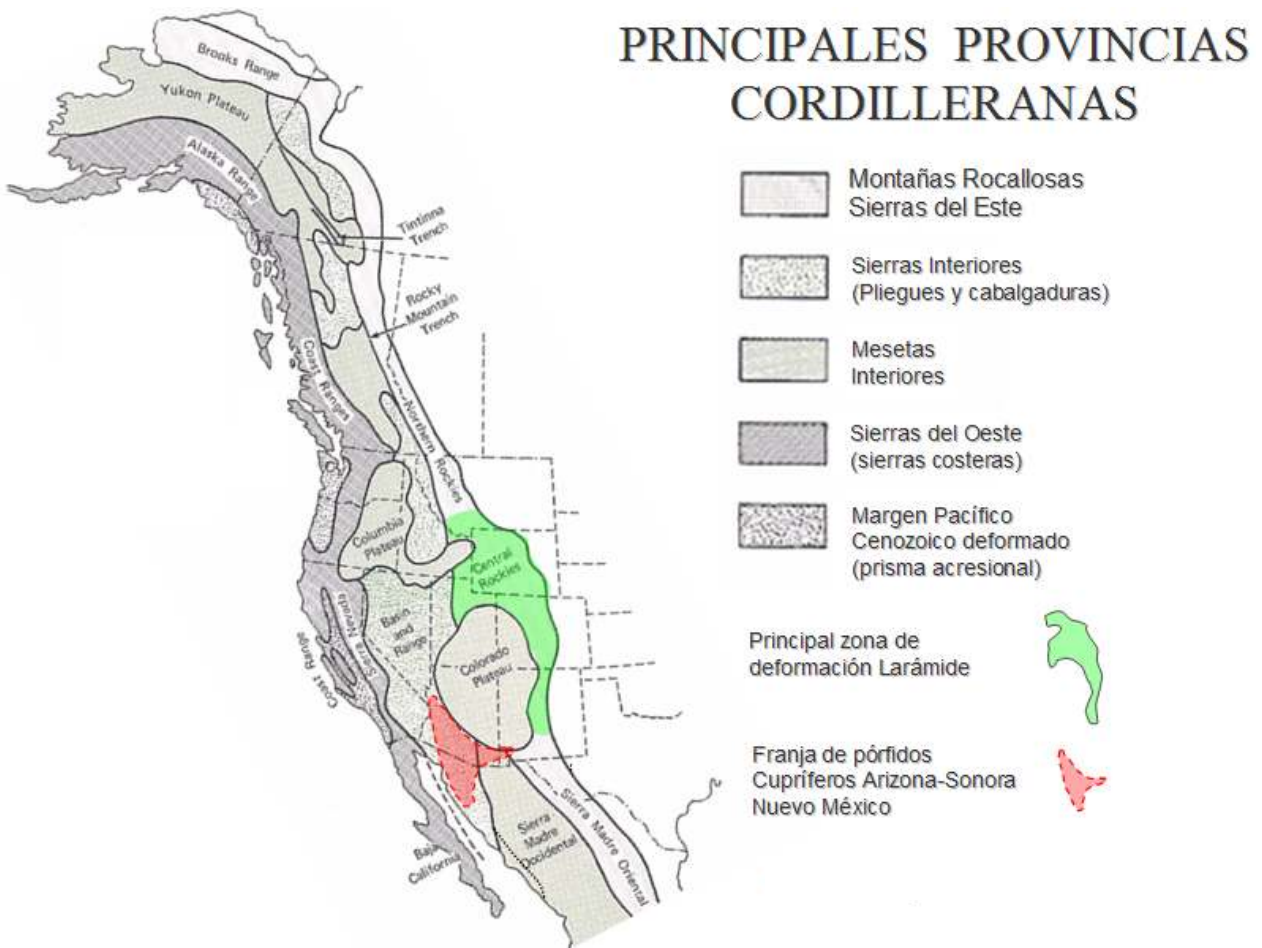


Figura 1.1. Franja cordillerana del oeste de los Estados Unidos de Norteamérica y noroeste de México. Se muestra la distribución de las principales provincias. Adaptado y modificado de Stern *et al.* (1979). Resalta la ubicación de la gran provincia cuprífera Larámide (rojo) bordeando hacia el suroeste a la meseta del Colorado (elemento estable rígido) y al lado opuesto, al noreste, la zona de máxima deformación Larámide (verde) en el concepto original.

intermedia en tiempo entre las orogenias Antler y Sonoma (Dickinson, 1989; Poole *et al.*, 2005). Por el contrario, la evolución mesozoica de México está mucho más relacionada a los eventos tectónicos cordilleranos. El cambio de dominio ocurrió después del Devónico pero antes del Pérmico como lo sugiere la geoquímica de los granitoides permo-triásicos y las rocas del basamento de esta región (Ruiz *et al.*, 1994).

La configuración actual de la franja orogénica cordillerana fue modelada principalmente durante la deformación Larámide de fines del Cretácico la cual imprimió nuevos patrones superpuestos a los de deformaciones anteriores. Los componentes actuales o provincias de la Franja Orográfica Cordillerana (Figura 1.1) son: el margen Pacífico, la región Central (Sierra Nevada), desiertos de Sonora y Mojave, franja de pliegues y cabalgaduras, y Montañas Rocallosas. Estas provincias se describen en el Apéndice A1.

Magmatismo. El magmatismo favorable a la metalogénesis de pórfidos cupríferos en la región cordillerana de Norte América estuvo activo durante ~150 millones de años. Comenzó hace ca. 200 Ma en la región de British Columbia y fue migrando gradualmente hacia el sur hasta alcanzar el noreste de Sonora entre 65 y 50 Ma (evento Larámide) y el sur de México entre 45 y 32 Ma. Esto lo indican los numerosos fechamientos isotópicos de plutones en distritos de tipo pórfido cuprífero de esa franja (Damon *et al.*, 1983). El plutonismo ha sido muy abundante a todo lo largo y ancho de la Cordillera durante todo ese tiempo, aunque solo en condiciones particulares hubo metalogénesis asociada. El magmatismo del Permo–Triásico entre 287 y 232 Ma, pertenece a un arco continental ubicado al este de México (Torres-Vargas *et al.*, 1999) el cual no fue propicio para mineralización tipo pórfido cuprífero. Las rocas volcánicas y sedimentarias del arco Jurásico están fechadas

entre ca. 205 y 150 Ma en el sur de Arizona, al igual que las rocas plutónicas con edades entre 210 y 165 Ma (Tosdal *et al.*, 1989; Drewes, 1991, 2001; Riggs *et al.*, 1993). Dichas rocas están asociadas a la tectónica extensional o *rifting* pasivo en ambiente de subducción, y fueron poco propicias para mineralización tipo pórfido cuprífero.

Entre 90 y 40 Ma la subducción consumió ~400 km de la placa Farallón. La dorsal del Pacífico Este cuando se estaba aproximando al margen continental provocó una disminución del ángulo de subducción y causó la migración del arco magmático hacia el interior del continente (Coney y Reynolds, 1977; Gutscher *et al.*, 2000). El cambio de ángulo se debió a que las porciones jóvenes y calientes, y por lo tanto menos densas de la placa, poseen una alta flotabilidad. En consecuencia y progresivamente se desarrolló un mayor acoplamiento, que el previo, con la corteza continental, provocando la deformación Larámide tipo capa gruesa (*thick skinned*) e hidratación de la cuña del manto (Humphreys *et al.*, 2003). Conjuntamente a la deformación se produjo la migración progresiva del magmatismo hacia el interior, siendo ambos fenómenos característicos del evento Larámide. El cambio de posición del arco magmático ocurrió conjuntamente con una migración del frente de deformación. Esta migración provocó traslape en las franjas previas de la Cordillera e imprimió nuevos patrones, magmáticos y estructurales, reactivando y/o modificando sustancialmente los anteriores (Burchfiel y Davis, 1975).

1.1.1 La orogenia Larámide

El nombre de orogenia Larámide proviene de la Formación Laramie del sur de Wyoming y el norte de Colorado que en el área tipo consiste de depósitos sintectónicos de cuenca de retroarco (*foreland*), adyacente a bloques levantados

por fallas profundas de cabalgadura (Burchfiel y Davis, 1975). Se considera que la orogenia Larámide abarca un intervalo de tiempo bastante amplio (~40 Ma), afectando distintas regiones. Comprende además varios episodios de deformación, sedimentación asociada y magmatismo y, se manifiesta de distintos estilos e intensidad en cada región. Actualmente se entiende por orogenia Larámide a un destacado evento tectónico principalmente compresivo, relacionado a la subducción en el margen pacífico, que modificó la región Cordillerana del oeste de Norte América. En particular, se presentó en las Montañas Rocallosas de Estados Unidos, Canadá y sierras Mexicanas en un intervalo geocronológico más amplio: comenzó entre 80 y 75 Ma y finalizó entre ca. 55 y 39 Ma, que abarca del Campaniano medio al Eoceno Tardío (Miller *et al.*, 1992).

El evento Larámide consiste de una orogenia multiepisódica desarrollada en numerosos pulsos de deformación, plegamiento y fallamiento, actuando con dirección del suroeste hacia el noreste (~40° en Arizona y Sonora) (Bird, 1998). Esta dirección se conservó por mucho tiempo sobre un sector de más de 2000 km de anchura de la franja Cordillerana (English *et al.*, 2003). La deformación es contemporánea con un abundante magmatismo, caracterizado por gruesas secciones de rocas volcánicas andesíticas y voluminosas intrusiones. Entre dichas intrusiones destacan los grandes batolitos cordilleranos de Sonora y Arizona, comparables en extensión con los de la Sierra Nevada (Burchfiel y Davis, 1975). En el borde oeste de la margen de Norte América no se conocen terrenos ni otros bloques corticales que hayan sido acrecionados al continente durante la orogenia Larámide, por lo que un origen colisional está descartado (English *et al.*, 2003). Las secuencias volcánicas, las rocas intrusivas, y los yacimientos minerales asociados que se formaron o emplazaron durante este evento son comúnmente denominados

Larámide o laramídicos. En el Apéndice A2 se presenta un resumen de la Tectónica Larámide y se comenta sobre la acreción del Terreno Guerrero.

I.1.2 Sedimentación y magmatismo Larámide

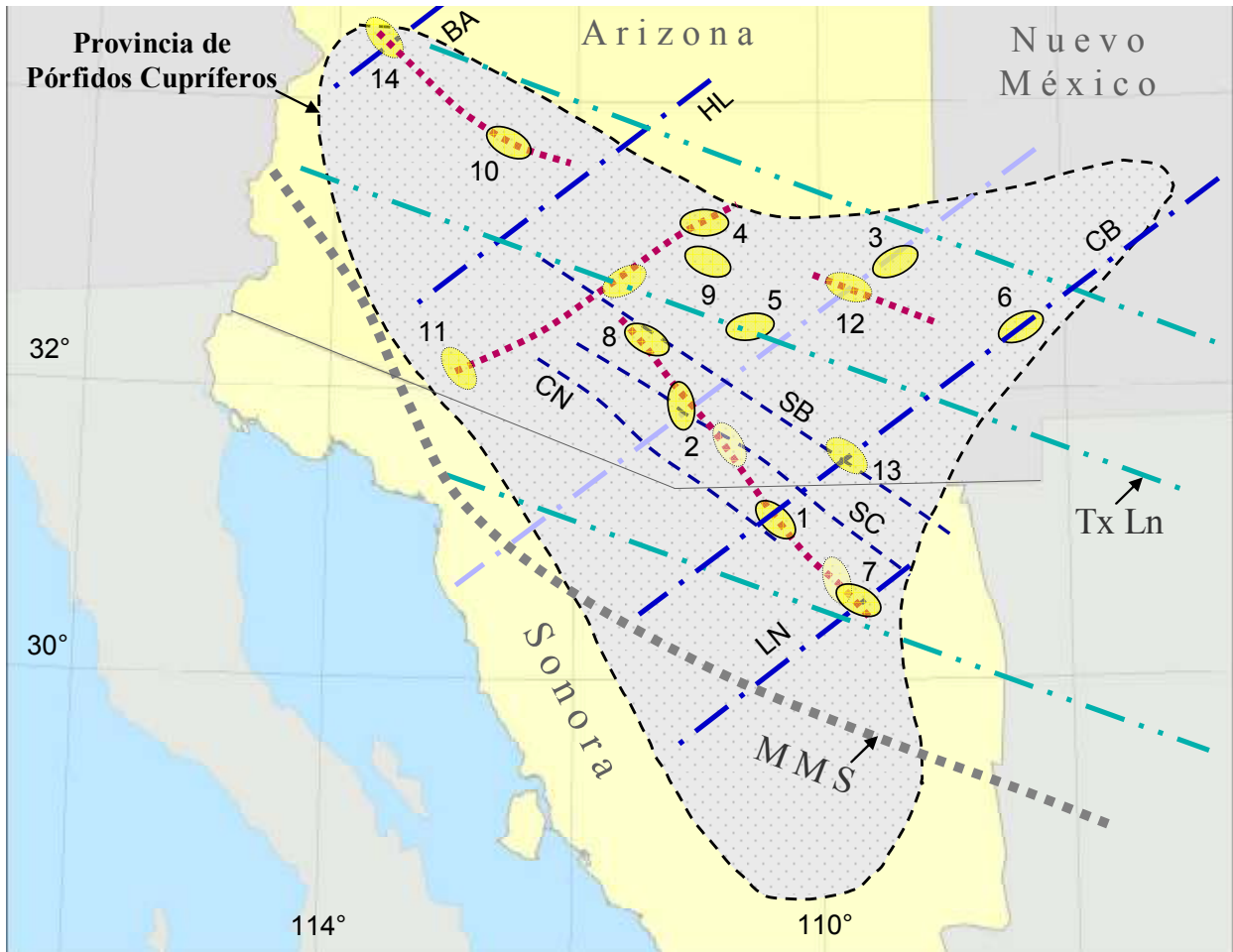
En Arizona y Sonora el comienzo de la deformación Laramídica quedó registrado en las secuencias clásticas volcanosedimentarias sinorogénicas localmente de gran espesor, con flujos andesíticos intercalados. Estas fueron depositadas en cuencas asociadas a fallas inversas de crecimiento como la Cuenca Cabullona, o en depresiones causadas por plegamiento generalmente homoclinal (González-León, 1994). Dicha sedimentación comenzó en Arizona entre ~80 y 75 Ma. De acuerdo con Hayes (1987) la Formación Fort Crittenden del sureste de Arizona y sus equivalentes del noreste de Sonora y suroeste de Nuevo México incluyen más de 1700 m de estratos no marinos depositados en cuencas sintectónicas. En las montañas Santa Rita y Canelo Hills, Arizona, esta formación está constituida por conglomerados y areniscas con estratificación cruzada, lodolitas y flujos de 'escombros' (*debris*) que representan ambientes de depósito de abanicos aluviales de planicie de inundación. Las direcciones de las paleo-corrientes son hacia el noroeste en estas localidades.

Magmatismo. El arco magmático Larámide en el metalotecto cuprífero migró gradualmente alrededor de 2000 km hasta el interior del continente desde una posición inicial cercana a la trinchera (Titley, 1992, 1993). La migración ocurrió en un intervalo de ~50 millones de años, con una dirección al NE estable para la mayor parte de la orogenia, como resultado de la subducción sub-horizontal, (Bird, 1998; English *et al.*, 2003). El arco magmático Larámide incluye copioso plutonismo calciocalino y gruesas secuencias de rocas volcánicas cogenéticas, principalmente

andesíticas (e.g., lavas, domos, flujos piroclásticos, aglomerados y escombros) y volcanosedimentarias. La depositación fue sintectónica, episódica y ocurrió alternada con el plutonismo, en cuencas intra-arco, como en la zona del arco frontal y cuencas laterales de retroarco (*piggy-back basins*).

La asociación frecuente de complejos plutónicos y volcánicos con zonas de fallamiento regional implica que el magma para su ascenso se canaliza por fallas profundas que afectan el basamento y se concentra en zonas de deformación (Damon *et al.*, 1983). Las fallas en gran medida activan o canalizan el ascenso del magma y es posible que la deformación sea crucial para su emplazamiento (Tosdal y Richards, 2001). También es posible que el magma asista al proceso de deformación, el cual a su vez facilita su ascenso a niveles corticales superiores. El tectonismo y la deformación resultante pueden crear episódicamente zonas de presión reducida o de tensión en la corteza, tales como zonas de extensión tipo *pull-apart* en intersecciones de fallas, o rombos de dilatación a lo largo de fallas con deslizamiento a rumbo.

La magmagénesis en el metalotecto cuprífero Larámide es distintiva de esta región, ya que el magma tuvo que ascender a través de una litosfera hidratada y anómalamente engrosada, de entre 100–200 km de espesor (Humphreys *et al.*, 2003; English *et al.*, 2003), que incluyó más de 50 km de corteza (Bird, 1984). Además, las rocas ígneas de esta región también manifiestan cierto grado de contaminación cortical (Tittley, 1992, 2005; Keith y Swan, 1996). Estas condiciones sugieren un ambiente de subducción sub-horizontal tipo andino, para el magmatismo. En otras regiones metalogénicas de la cordillera, la petrogénesis ígnea equivalente, se presentó en provincias de tamaño más restringido y con mineralización generalmente menos importante que en ésta.



EXPLICACIÓN

Trend Mineral	
Zona de Cizalla PЄ	
Discontinuidad Pz	
Lineamiento Texas PЄ	
Grupo de Yacimientos	

PRINCIPALES AGRUPAMIENTOS

- | | |
|------------------------|--------------------------|
| 1. Cananea | 8. Silver Bell-C. Grande |
| 2. Sierrita-Misión | 9. Ray |
| 3. Morenci-Metcalf | 10. Bagdad |
| 4. Miami-Resolution | 11. Ajo-Cornelia |
| 5. San Manuel-Cu Creek | 12. Safford |
| 6. Chino (SR)-Tyrone | 13. Bisbee |
| 7. Nacozari | 14. Mineral Park |

Figura 1.2. Ubicación de la gran Provincia Larámide de Pórfidos Cupríferos de Arizona-Sonora y Nuevo México. Se muestran los principales lineamientos estructurales conocidos en el basamento Precámbrico y otros pre-laramídicos, en relación con los principales *trends* metalogénicos y los conjuntos o *clusters* de yacimientos tipo pórfido. Lineamientos estructurales: MMS = Megashear Mojave Sonora, BA = Bright Angel-Mesa Butte, HL = Holbrook Line, CB = Cananea-Bisbee, LN = Lineamiento Nacozari, CN = discontinuidad Comobabi-Nogales, SC = falla Sawmill Canyon, y SB = discontinuidad Silver Bell-Bisbee. Estos lineamientos se describen con detalle en el Apéndice A.3. Información tomada principalmente de Lowell (1974); Titley (1982a); Keith y Swan (1996).

I.1.3 Estructuras y deformación Larámide.

Las estructuras Larámide y posteriores que afectan la corteza superior (secuencias paleozoicas y mesozoicas) muestran una fuerte similitud en su orientación con las cizallas y lineamientos dominantes que limitan o seccionan el basamento precámbrico. Dicha similitud puede deberse muy posiblemente a reactivaciones de las estructuras subyacentes. Varias de las zonas de cizalla en el basamento antiguo sufrieron reactivaciones y modificación importante por transpresión (Caddey *et al.*, 1999; Bump, 2003). La reactivación de rasgos tectónicos antiguos es una característica importante en la deformación continental (Mayer, 1986).

Estructuras laramídicas. La intersección de las estructuras profundas antiguas en el basamento (Apéndice A3) con aquellas reactivadas y/o causadas por la orogenia Larámide (orientación dominante NW 40°–50° SE), es la condición más favorable para el emplazamiento de los pórfidos (Rehrig y Heidrick, 1972; Tittley, 1982a; Rehrig, 1993; Keith y Swan, 1996; Tosdal y Richards, 2001). En estas intersecciones se ubica la mineralización de los grandes depósitos de cobre diseminado en la región (Figura 1.2).

En años recientes, en la región de norte de Nuevo México, Colorado, y sureste de Wyoming (*i.e.*, la localidad tipo), que forma parte principal de la provincia Larámide, se ha incrementado la investigación sobre la deformación y la sedimentación laramídicas. Las estructuras de deformación contraccional y cuencas laramídicas asociadas con sedimentación sintectónica han adquirido relevancia para la exploración de hidrocarburos y gas natural (Cather, 2002). Estas cuencas se ubican adyacentes a bloques de basamento precámbrico deformado y levantado

por plegamiento y fallas inversas de bajo ángulo de origen profundo. Los levantamientos están, por lo general, limitados por estas fallas y son de tamaño, orientación y relieve estructural variables. Sin embargo muchas de las estructuras no afloran y se manifiestan solamente como flexiones en las rocas de la cubierta sedimentaria, pero su presencia ha sido detectada tanto por estudios sísmicos como por pozos (Bump, 2003). Según este autor, aunque existe poca duda del carácter contraccional de estas fallas, su origen todavía es un tanto controvertido y se han considerado dos posibles alternativas para explicarlas:

a) Las fallas se formaron durante la orogenia Larámide como nuevos rasgos producidos por la contracción, o bien,

b) Éstas se formaron como fallas normales en alguna fase previa y fueron reactivadas como fallas inversas durante la contracción laramídica.

La orientación de las fallas laramídicas es dispersa, comúnmente entre nortesur y de noroeste-sureste a este-oeste, la cual muestra similitudes con la orientación de los *rifts* precámbricos conocidos en el suroeste de Norte América. También su orientación es muy similar a diques o zonas de cizalla precámbricos lo cual sugiere cierto control por zonas de debilidad preexistentes en el basamento (Bump, 2003). Según este autor estas fallas presentan una vergencia opuesta en cada lado de la provincia (doble vergencia), lo que asemeja las fallas que limitan las provincias de *rift* antiguas (muy posible inversión tectónica). Los trabajos realizados por Cather (2002) en varias cuencas de Nuevo México y el sur de Colorado, utilizando termocronología y trazas de fisión en apatita (AFT), encontró desplazamientos verticales importantes para las fallas inversas y bloques del basamento del orden de varios kilómetros. En la región referida también se han

documentado desplazamientos laterales importantes (hasta de 100 km o más) con evidencia estratigráfica y estructural (*piercing lines*).

En el modelo estructural *trishear*, que desarrolla Bump (2003) para explicar el origen de las fallas inversas de desplazamiento vertical, con base en la evidencia observada, concluye que lo que en realidad sucede es una combinación de las dos posibles alternativas planteadas. Existe un espectro entero de fallas en un rango de 100% de nueva formación y hasta un 100% de fallas reactivadas, pero las combinaciones son comunes. Las fallas antiguas pueden ser reactivadas a profundidad, en el basamento, pero forman nuevos caminos hacia superficie, a partir del contacto de dicho basamento con la cubierta sedimentaria supracortical. Un resumen con antecedentes de la deformación compresional Larámide se presenta en el Apéndice A4.

I.2 METALOGÉNESIS DE LOS PÓRFIDOS CUPRÍFEROS

Existen muy pocos casos de yacimientos minerales hidrotermales donde la relación espacial y genética de la mineralización con los intrusivos ígneos (ortomagmática) sea tan directa y clara como en los de tipo pórfido cuprífero (Tittley, 1993). La asociación genética entre los cuerpos porfídicos productivos de la mineralización y los batolitos de donde estos se derivan es también ampliamente reconocida (Damon *et al.*, 1983). Las menas de Cu se consideran parte integral de la evolución, ambiente de formación y cristalización (emplazamiento y enfriamiento) de las intrusiones porfídicas que las contienen (Tittley, 1982a). Los numerosos yacimientos del metalotecto cuprífero de Arizona y Sonora son un buen ejemplo de esto, incluyendo a Cananea y Milpillas. Los estudios petrogenéticos, geoquímicos y edades isotópicas indican que, en los complejos magmáticos laramídicos de éste

metalotecto, existe también una relación cogenética entre los intrusivos y las rocas volcánicas intrusionadas por ellos (Damon, 1986; Tittley, 1992; Wodzicky, 2001; Roldán-Quintana, 2002).

Durante la principal fase de deformación compresional Larámide, la ausencia general de volcanismo en esta provincia pudo evitar el escape de gases (SO_2 , H_2O , CO_2 y otros volátiles con metales), de los magmas altamente oxidados y ricos en azufre (Candela y Picoli, 2005; Williams-Jones y Heinrich, 2005). Dicha ausencia es provocada cuando el magma permanece atrapado en la corteza superior, donde forma granitos y evoluciona. En este caso, si el volumen de magma involucrado y el tiempo de residencia son suficientes, se produce la acumulación abundante de metales y subsecuente formación de yacimientos muy grandes de tipo pórfido cuprífero. Recientemente se han documentado condiciones similares (*i.e.*, ausencia de volcanismo activo durante la etapa mineralizante) en importantes provincias cupríferas del Eoceno Medio-Pleistoceno en Chile y Perú, ubicadas en la zona de subducción de las cordilleras oceánicas asísmicas Juan Fernández, Nazca e Iquique, y en la cordillera Cocos en Panamá (Hollings *et al.*, 2004; Cooke *et al.*, 2005) La ausencia de volcanismo activo en estas zonas se atribuye a la subducción plana y la consecuente migración del arco magmático al interior del continente (Rosenbaum *et al.*, 2005). En estas condiciones la fase de enfriamiento final de los batolitos se relaciona con la mineralización tipo pórfido.

Caracterización de los centros magmáticos. Las dimensiones de los complejos volcanoplutónicos normalmente varían en área entre 10–20 km^2 y algunos pueden llegar hasta 50 ó 100 km^2 , y pueden presentar varios centros a partir de un solo foco principal (Philpotts, 1990). Las características más importantes, comunes a los complejos mineralizados, son: (a) los centros

magmáticos favorables para desarrollar mega-sistemas mineralizados (de Cu y metales asociados) son de gran tamaño, multifásicos y de larga duración (Gustafson *et al.*, 2001). Los centros porfídicos múltiples son resultado de esos factores de tipo episódico y en alguna de las fases profídicas derivadas de ellos; (b) la composición de los plutones (batolitos y pórfidos) muestra distintos grados de diferenciación: gabro-diorita → monzonita–cuarzomonzonita → granodiorita (cuarzodiorita) → tonalita–granito); (c) en cada centro magmático mineralizado por lo general se presenta más de una fase del batolito y pórfidos derivados de igual composición. Los equivalentes extrusivos de este magmatismo anteceden ligeramente o son algo posteriores a la primera y última actividad.; (d) comúnmente coexisten una actividad intrusiva anterior, una simultánea (productiva) y una posterior a las fases mineralizantes.

Todos estos rasgos característicos sugieren que esos centros magmáticos son alimentados episódicamente por una fuente de duración prolongada (*i.e.*, de 5 a ~20 millones de años o más), hacia receptáculos en la corteza superior donde evoluciona el magma (Damon, 1986; Stern, 2002). Durante la fase de cristalización de los grandes plutones, bajo ciertas condiciones geoquímicas y termodinámicas, se dan lapsos en que se propicia la concentración de elementos incompatibles (por fraccionamiento), incluyendo los metales (Keith y Swan, 1996; Sillitoe, 1996; Mungall, 2002).

Otras características importantes de estos complejos, son: (a) las rocas encajonantes principales pueden ser las secuencias volcánicas cogenéticas, las sedimentarias infrayacentes a estas, o los batolitos mismos (en ese orden de importancia) o cualquier combinación; (b) la profundidad de emplazamiento es relativamente somera, con un rango de ~1.5 y 4 km entre la cima (techo) de los

sistemas mineralizados y su base, con poca frecuencia mayor que esto. En el Apéndice A5 se describen detalles adicionales sobre los centros magmáticos.

I.2.1 Evolución del sistema magmático y fuentes de fluidos y metales

En ambientes donde se produce un extenso magmatismo se intrusionan grandes cuerpos de magma en niveles altos de la corteza, y de estos se desprenden cuerpos subvolcánicos menores (pórfidos). Se considera que estos intrusivos calientes más pequeños son someros (cúpula entre ~0.5–2.0 km de profundidad), donde encuentran las condiciones favorables para fraccionar los metales contenidos en el magma (Sillitoe, 1981, 1996). De acuerdo con Burnham (1979, 1981), las principales etapas reconocidas en la evolución de estos sistemas magmáticos son tres (Figura 1.3) las cuales se caracterizan como sigue:

a) Intrusión, incremento de presión e inicio de la cristalización. A medida que comienza la cristalización del intrusivo la presión de vapor en la cámara magmática aumenta. También se incrementa la incorporación de elementos incompatibles (incluyendo los metales) hacia la fase de vapor. Al cristalizar la roca pierde capacidad para almacenar el volumen de agua originalmente contenido en el magma.

b) Expansión (refusión) debido a ebullición retrógrada. Cuando la presión de vapor en el magma excede la presión litostática confinante ocurre una ebullición retrógrada en el intrusivo parcialmente cristalizado. Esta última provoca que el intrusivo se refunda por el confinamiento forzado lo cual invierte el proceso. El proceso de ebullición ocurre en el magma durante la descompresión, causando exsolución de los volátiles ya que al bajar la presión disminuye la solubilidad de éstos. En consecuencia los volátiles se reconcentran aumentando la presión y

provocando una segunda ebullición retrógrada, como resultado de la cristalización. Así, la refusión tiene el efecto de crear una fase acuosa separada (i.e., una solución hidrotermal-magmática), que concentra los metales en solución y altera las rocas huésped.

c) Cristalización, brechamiento y fracturamiento. De la fase fundida de silicatos se separa un líquido en ebullición rápida que eventualmente vence la presión litostática y la resistencia a la tensión de la roca encajonante, causando un extenso brechamiento y un fracturamiento tipo *stockwork*. Por ejemplo, el agua a 500°C y 2.0 kbar de presión podría incrementar su volumen en ~10%, por lo menos

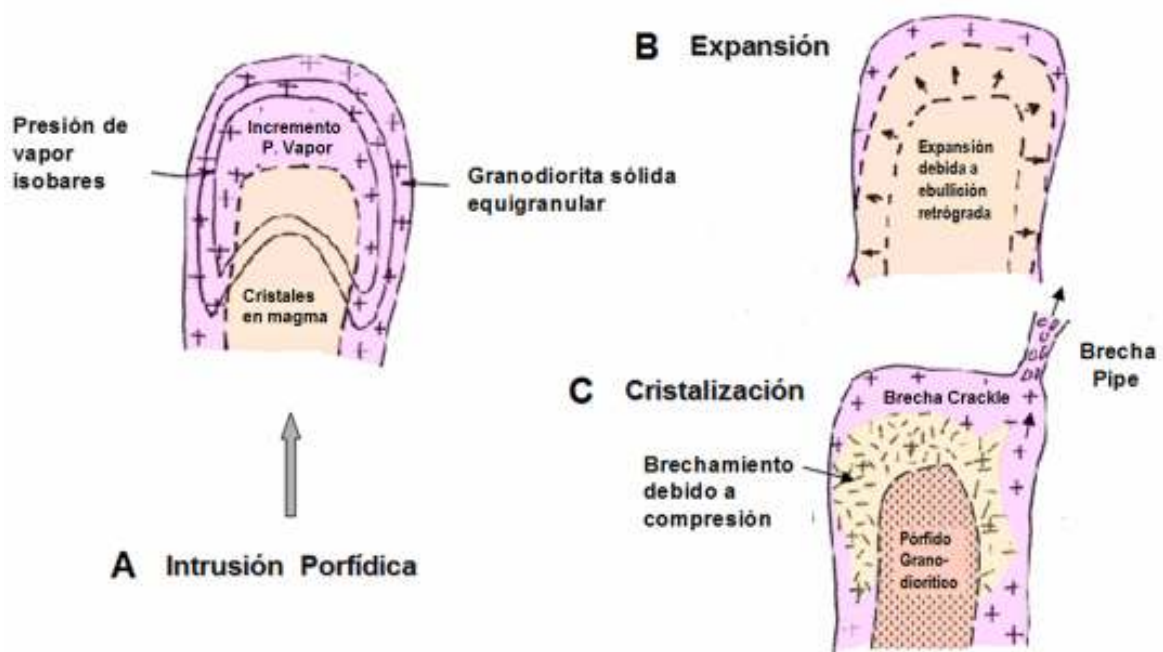


Figura 1.3. Etapas en el emplazamiento y la cristalización de un pórfido y desarrollo de brechas: **A)** Intrusión del pórfido e incremento de presión de vapor al iniciar la cristalización del magma; **B)** Expansión (refusión) debido a ebullición retrógrada, la cual tiene el efecto de crear una fase acuosa separada (i.e., una solución hidrotermal); **C)** Cristalización, brechamiento resultante y fracturamiento en *stockwork* (no ilustrado), tanto en el pórfido como en la roca encajonante (Modificado de Burnham, 1979).

solo por causa de la ebullición. Además la ebullición es una reacción endotérmica que requiere de calor, el cual es tomado del magma a medida que éste se expande. El vapor que escapa propicia la disminución rápida de temperatura en la cámara magmática, produciendo así la textura porfídica central en el cuerpo intrusivo. En el Apéndice A6 se describen características adicionales de estas etapas y el zoneamiento que producen.

Los fluidos acuosos que se separan de los magmas cuando están cristalizando, por lo general se canalizan a través de sistemas de fracturas desarrolladas en las porciones superiores de los cuerpos intrusivos y/o en las rocas encajonantes circundantes.

Características de los fluidos. Los estudios de inclusiones fluidas han permitido determinar que, en la mayoría de los depósitos de tipo pórfido, se observa un líquido hipersalino (entre 500°–700 °C y 40–60% en peso eq. NaCl). Se estima que el líquido hipersalino de alta temperatura comprende únicamente ~10% en peso del total del fluido separado del magma; sin embargo, esta salmuera contiene el total de los complejos de cloruros metálicos. Este líquido comúnmente coexiste con vapor de baja densidad, y está asociado con un período temprano de alteración potásica (Beane y Bodnar, 1995). Esta condición se explica en términos de exsolución o desmezcla de un fluido acuoso supercrítico originalmente homogéneo, separado del magma con salinidades de 2–10 % en peso eq. NaCl, y presiones de 1–1.5 Kbar (Hedenquist y Richards, 1998). Estas últimas son equivalentes a profundidades de 4–6 km a presión litostática. En contraste, una fase líquida tardía en la evolución de la mayoría de los sistemas de pórfido, es de más baja temperatura (*i.e.*, <350 °C), y más baja salinidad (5–20% en peso eq. NaCl), que las

precedentes, y es la causante de la alteración fílica comúnmente superpuesta en estos depósitos (Roedder y Bodnar, 1997).

Aunque cada sistema mineralizado individual exhibe diferentes complejidades, se acepta en general que los fluidos, y probablemente la mayoría de (si no es que todos) los metales requeridos para formar los depósitos cupríferos, fueron derivados del batolito que produjo la intrusión porfídica encajonante (Halter *et al.*, 2004). Las características de estos fluidos, su fuente, y la de los metales se resumen en el Apéndice A7. El efecto de los volátiles y el agua, en los fluidos hidrotermales se resumen en el Apéndice A8. Los factores característicos del origen, el transporte y fraccionamiento de metales se tratan en el Apéndice A9.

1.2.2 Factores favorables para concentración de Cu y tamaño de los depósitos.

Titley (1993) plantea tres de las principales características de la provincia de pórfidos cupríferos Sonora-Arizona y las interrogantes para continuar investigando: (1) que causas o factores propiciaron que el cobre se haya concentrado tan fuertemente en esta región y sólo en la fase magmática laramídica; (2) cuales rasgos o fenómenos, entre los identificados en la provincia, pueden haber controlado la localización específica de los yacimientos en los distritos mineros; (3) el origen o fuente de los metales, particularmente Cu y Mo.

De acuerdo con la mayoría de los especialistas del tema, entre los factores determinantes para favorecer la metalogénesis de los yacimientos de tipo pórfido cuprífero, y en especial las mega-concentraciones, destacan los siguientes: (a) magmatismo en ambiente de borde del cratón o de bloques de basamento; (b) corteza anómalamente engrosada en margen convergente (magmatismo calciocalino) y régimen compresional (subducción sub-horizontal); (c) anomalías

térmicas y topográficas en la placa subducida y ausencia de volcanismo activo en la fase mineralizante; (d) agrupamiento (*clustering*) asociado a un magmatismo multifásico; y (e) otros como: estructuras regionales profundas (e.g., cizallas en el basamento), profundidad epizonal de emplazamiento para los plutones productivos, y enriquecimiento supergénico post-mineral suficiente. En el Apéndice A10 se explica el efecto de cada uno de estos factores favorables y los trabajos más destacados sobre metalogénesis hipogénica de pórfidos cupríferos.

I.3 LA FRANJA DE PÓRFIDOS CUPRÍFEROS DEL NORESTE DE SONORA Y SURESTE DE ARIZONA

El metalotecto cuprífero de Sonora-Arizona es la segunda concentración conocida más importante, y una de las más antiguas, de yacimientos de este tipo en el mundo (Titley, 1993; Camus, 2003). El evento tectónico Larámide representa la deformación y el magmatismo más intensos que afectaron esta región desde el Proterozoico. La agrupación de numerosos yacimientos (producidos por este magmatismo fértil), su destacado tamaño, y el anómalo contenido global de Cu en el metalotecto, son únicos en esta región de la Cordillera de Norteamérica, (Valencia-Moreno *et al.*, 2007).

I.3.1 El magmatismo Jurásico y pórfidos cupríferos asociados

Asociadas al extenso evento magmático del Jurásico se conocen escasas mineralizaciones importantes de tipo pórfido cuprífero, las cuales son por lo general pequeñas. Destacan solo dos agrupamientos o distritos: Yerrington (Ann–Mason: 495 Mt @ 0.4% Cu), en Nevada (Dilles *et al.*, 2000), y Bisbee (Copper Queen–Lavender: 62 Mt @ 5.4% Cu, y Cochise) en Arizona (Stegen *et al.*, 2005), aunque

en este último dominan los depósitos de reemplazamiento de alta sulfurización. El depósito del pórfido El Arco (>600 Mt @ 0.6% Cu y 0.2 g/t Au) en Baja California (Valencia *et al.*, 2007) también se formó durante el Jurásico, probablemente en un ambiente de arco insular, previamente a la acreción de éste al continente norteamericano. Las rocas del arco jurásico afloran en una extensa franja sobre casi todo el norte de Sonora, pero hacia la porción central dicha franja ya no continúa, aparentemente por desplazamiento siniestral, a lo largo de la hipotética megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 2005).

1.3.2 El arco magmático Larámide y principales distritos de pórfido cuprífero

El arco magmático Larámide en el NE de Sonora abarca una ancha franja (~50 km) orientada NW-SE y se extiende desde la frontera con Arizona hasta el borde W de la Sierra Madre Occidental en el área de la mina La Caridad (Figura 3). El magmatismo es típico de un margen continental convergente y comprende varios complejos volcanoplutónicos focalizados a lo largo de la franja. Estos complejos presentan extensas edificaciones volcánicas (1.5 a > 4 km de espesor) con batolitos granodioríticos-monzodioríticos asociados, así como numerosos *stocks* de composición similar a éstos. Incluye grandes levantamientos dómicos (*e.g.*, Sierra San Antonio, Sierra de Cananea, Sierra de los Ajos, etc.) con cuencas adyacentes intra-arco. En éstas se desarrollaron secuencias volcanosedimentarias sinorogénicas de gran espesor (~1.7 y hasta 5 km), principalmente andesíticas (*e.g.*, Cabullona, El Manzanal, El Tuli, etc.; McDowell *et al.*, 2001; Gonzalez-León *et al.*, 2004).

Volcanismo. En el noreste de Sonora (región de Cananea-Nacozari y porciones adyacentes de Sonora centro-norte), la secuencia volcanosedimentaria

muestra un rango de edades de ca. 75 a 69 Ma (ver Tabla I.2 en Inciso 1.3.3), y se denomina Formación Mesa (Valentine, 1936). En Sonora este-central las rocas volcanosedimentarias del evento Larámide presentan edades entre 90 y 70 Ma y son parte de una secuencia correlativa con la Formación Mesa que se denomina Formación Tarahumara, (Wilson y Rocha, 1949; McDowell *et al.*, 2001). Estas secuencias son calcialcalinas de composición andesítica a riolítica de ambiente intrarco y arco frontal desarrolladas en y/o alrededor de centros complejos eruptivos reactivados. A estos centros se asocian complejos menores de domos riolíticos y diatremas con flujos tobáceos asociados de igual composición. La existencia de batolitos cogenéticos en estos complejos es característica, así como los *stocks* porfídicos derivados o asociados con ellos.

Las rocas volcánicas y volcanosedimentarias laramídicas afloran también en el sureste de Arizona. En las Montañas Patagonia, Santa Rita, y Canelo Hills se conocen espesores considerables superiores a 1500 m. Localmente los espesores pueden llegar hasta cerca de 2500 m (*e.g.*, Safford y Copper Creek, Arizona, y región de Cananea-Nacozari, Sonora). En el resto de Arizona estas rocas son menos abundantes ya que el nivel de erosión es más profundo. Sin embargo, en algunas localidades afloran todavía secciones volcánicas aisladas, como la unidad Demetrie *volcanics* en Sierrita de ~67 Ma (Anthony y Titley, 1988), y en el sector sur de Silver Bell (López y Titley, 1995).

Plutonismo y mineralización. Tanto en Arizona como en Sonora las unidades volcánicas y volcanosedimentarias presentan intrusiones cogenéticas que incluyen (1) grandes batolitos calcialcalinos principalmente granodioríticos, cuarzomonzoníticos y monzoníticos, así como numerosos *stocks* de composición variada; (2) cuerpos porfídicos de diverso tamaño (algunos mineralizados); (3)

conjuntos de diques y *sills* por lo general máficos y (4) eventualmente algunos conjuntos de domos félsicos, diatremas y flujos piroclásticos de igual composición. Los *stocks* y pórfidos derivados de las intrusiones batolíticas, o afines a estas, presentan edades similares o ligeramente más jóvenes. Los diques máficos y *sills* son por lo general tempranos, respecto a los batolitos y pórfidos, aunque también hay algunos conjuntos de diques máficos tardíos que pueden representar una reactivación del sistema magmático.

Las edades isotópicas de las rocas ígneas indican que los períodos de actividad plutónica abundante son intermedios en edad a las fases volcánicas principales. Esto significa que en ambas regiones los períodos de máxima actividad del volcanismo y plutonismo parecen excluirse mutuamente en tiempo. Es decir que los eventos eruptivos tienden a presentarse en ciclos tempranos, intermedios y tardíos respecto al evento orogénico (ca. 80–45 Ma), pero con tendencia alternativa dominante: e.g., volcanismo temprano → batolitos y *stocks* → pórfidos ± mineralización → volcanismo intermedio → nuevamente batolitos, etc., y así sucesivamente. Así, es posible que se presenten dos o más ciclos completos en una región determinada con cierto traslape entre uno y otro (ver Inciso I.3.3). Las distintas fases de magmatismo Larámide reconocidas para Arizona y Sonora son tres: fase inicial (arco Sevier-Larámide), fase Intermedia o arco principal Larámide (ca. 65–56 Ma) a la que se asocia la mineralización importante, y fase final. Estas se describen en el Apéndice A11.

Principales Distritos. En el sur de Arizona las localidades identificadas con agrupamientos de yacimientos gigantes de tipo pórfido cuprífero son numerosas, incluyendo al menos dos súper-gigantes (Morenci y Resolution). Se conocen al menos once agrupamientos: Globe-Miami-Superior (Resolution); Ray; San Manuel-

Copper Creek; Morenci–Metcalf; Safford (Dos Pobres–Lone Star–Sanchez y Sol Dos); Silver Bell; Sierrita–Twin Buttes; Misión–Pima; Ajo; Bisbee; y Red Mountain–Hardshell. Dentro del segmento sonoreño de esta provincia, en la misma franja favorable que se extiende hacia el sur de la frontera, y que además comparte el mismo marco geológico, se conoce un número muy escaso de agrupaciones con mineralizaciones importantes de este tipo. Los principales son: Cananea (Milpillas–Lucy, Mariquita–María, Conjunto Cananea y El Alacrán); Florida–Barrigón–Batamote; y Nacozari–Pilares. Esto no significa que no existan más, los cuales pueden estar ocultos por rocas post-minerales.

El distrito Cananea y el yacimiento Milpillas se ubican en la franja magmática mineralizada de Silver Bell–Cananea–Nacozari, que forma parte del conocido lineamiento Cananea (Hollister, 1978) y es una de las dos más importantes del metalotecto (Figura 1.2). En este lineamiento ocurren yacimientos importantes ya sea por la magnitud de su producción y/o sus reservas de Cu y Mo. Las localidades principales, del noroeste al sureste son las siguientes: Silver Bell, Sierrita, Twin Buttes, Misión–Pima, Helvetia–Rosemont y Red Mountain, en el sureste de Arizona. El Pilar, Milpillas, Cananea, Florida–Barrigón, Pilares y La Caridad, en el sector noreste de Sonora (Figura 3).

I.3.2.1 Petrología y geoquímica del magmatismo

El magmatismo en esta provincia sugiere una fuente en la astenósfera superior para los plutones cupríferos, posiblemente de eclogita de cuarzo–cianita con flogopita alta en alúmina. Esta fuente, en presencia de volátiles, puede producir una fusión parcial primaria, elevada (~23%), calcialcalina gabroica (Keith y Swan, 1996; White, 2000). Esta, en su trayecto ascendente por la corteza puede

evolucionar hacia los magmas generadores de mineralización, por procesos de cristalización fraccionada y asimilación. Los plutones mineralizados presentan las siguientes características geoquímicas y petrogenéticas: (a) composición calciocalina (media y alta en K) tipo I metaluminosa (pobre en Al) indicativa de una fuente relacionada al manto; (b) afinidad adakítica; (c) oxidados (pobres en Au, Ti, Fe, e Y), lo que indica cristalización bajo condiciones hidratadas y de alta oxidación (*i.e.*, alto cociente Fe_2O_3/FeO generalmente mayor a 0.9), que propician la estabilidad de magnetita y esfena; (d) muy hidratados (superior a 4–5% agua), que permite la estabilidad de la hornblenda y la biotita; y (e) ricos en fluor que indica contaminación con fluidos corticales.

Entre las principales características de los cuerpos de pórfido asociados a mineralización se tienen las siguientes:

1) *Forma y dimensiones*. Los cuerpos porfídicos productivos individuales presentan formas de *stocks* pequeños o ‘troncos’ cilíndricos muy elongados en la vertical, con dimensiones variables. Normalmente tienen secciones horizontales circulares o elípticas, que pueden medir desde unas cuantas decenas hasta varios cientos de metros de diámetro. Por lo general se emplazan en varios cuerpos yuxtapuestos que en conjunto pueden acumular un tamaño importante, hasta ~1.5 km de diámetro o más. En la vertical pueden alcanzar longitudes desde unos cientos de metros hasta 2–3 km.

2) *Textura*. La textura característica de los intrusivos productivos más favorables es la porfídica de grano medio con fenocristales más o menos equidimensionales, generalmente entre 2 y 6 mm por lado, sostenidos en una masa o matriz aplítica. Los pórfidos con texturas de grano más fino pueden ser muy favorables si la masa fundamental también es aplítica (Gustafson, 2000). El tamaño

de grano de la matriz revela el carácter de emplazamiento en un ambiente subvolcánico. La textura es producto de un enfriamiento rápido por liberación de presión cuando el sistema magmático está próximo y/o por conectar con la superficie (Williams y Forrester, 1995). En contraste, las texturas de grano grueso, aunque en algunos casos llegan a ser productivas, generalmente son poco favorables. En el mismo caso están las texturas muy afaníticas, indistintamente del tamaño de los fenocristales. Las brechas de diversos tipos y vetilleos de enfriamiento, indicativas de pulsos múltiples (Gustafson y Hunt, 1975), son comunes sobre todo hacia los contactos entre distintas fases.

3) *Composición mineralógica (modal)*. En cada centro porfídico múltiple la composición de los pórfidos puede evolucionar desde diorita hasta granito, pudiendo haber o no repetición de ciclos. Entre las series calciálicas las composiciones más frecuentes favorables para mineralización son las intermedias: cuarzo-monzonita (adamelita), la monzonita y la granodiorita–cuarzolatita (riodacita); seguidas por cuarzodiorita (tonalita), y algunos pórfidos dacíticos (cuarzo-andesíticos), aunque estos son menos favorables. Los pórfidos de ambos extremos, *i.e.*, graníticos y dioríticos, son poco favorables.

4) *Paragénesis ígnea*. Las asociaciones minerales que pueden ser diagnósticas para establecer favorabilidad en los sistemas tipo pórfido cuprífero, incluyendo al batolito productivo son: (a) el feldespatos potásico usual es la ortoclasa, pues la microclina es indicativa de batolitos *meso* y *catazonales*, de gran profundidad y no favorables (Williams y Forrester, 1995); (b) la presencia de biotita y hornblenda, tanto en los pórfidos como en los plutones mayores, indica condiciones de cristalización muy hidratadas. En los pórfidos la biotita, la hornblenda y en ocasiones la plagioclasa son reemplazadas por biotita secundaria, lo cual es un

rasgo alentador, aunque esto también ocurre en algunos casos en sistemas mineralizados no productivos. Sin embargo, en sistemas productivos la biotita, además de contener Cu muy anómalo, es rica en Mg, Mn, SiO₂ y F, y es pobre en Ti, Al, y Cl, y la hornblenda, que también contiene alto Cu, exhibe cantidades anómalas de fluor (Keith y Swan 1996); (c) la magnetita y esfena ricas en vanadio son accesorios hacia el centro y a profundidad en los pórfidos productivos y batolitos generadores, e indican condiciones de cristalización oxidadas, favorables para remover metales; (d) el rutilo anómalo en Cu, es accesorio y ocurre hacia el exterior de las intrusiones, tanto en zonas someras como profundas, donde sustituye a la esfena rica en vanadio; y (e) la apatita accesoría es anómala en Cu, y crece y se lixivia a profundidad, por debajo de la zona de rutilo y biotita-ortoclasa, formando zonas externas enriquecidas en apatita. Estas últimas se forman tanto en el borde externo del intrusivo como en la roca encajonante, pudiendo contener apatita en vetillas hasta 500 m alejadas del contacto (Williams y Forrester, 1995).

5) *Zoneamiento metálico*. El patrón característico ampliamente reconocido es el de zonas de mineralización-alteración más o menos concéntricas descritas en el Inciso I.2.1. Geoquímicamente los depósitos tipo pórfido cuprífero zoneados se caracterizan por las zonas centrales de Cu-Mo (pobres en Au), rodeadas por mineralizaciones periféricas con Zn-Cu-Pb, As, Ag, y escasos Au, W, Se, Sb, Hg, Ce, Be y U (Keith y Swan, 1996). La geoquímica de los magmas laramídicos se detalla en el Apéndice A12.

I.3.2.2 Isotopía e inclusiones fluidas

Los estudios isotópicos y de inclusiones fluidas han tenido un papel importante en la investigación y entendimiento de los yacimientos de tipo pórfido

cuprífero. Por su parte, la geoquímica isotópica tiene aplicación notable en petrogénesis para la caracterización de los magmas productores, particularmente con los trazadores. Estos últimos dan indicación sobre su fuente y evolución, incluyendo posible mezcla o asimilación y/o contaminación (Lang y Tittley, 1998; Tosdal *et al.*, 1999).

Isótopos estables. Los isótopos estables son una poderosa herramienta de geotermometría, basada en los factores de fraccionamiento isotópico los cuales poseen una clara dependencia en la temperatura, al igual que los geotermómetros químicos (White, 1997). Una temperatura puede ser calculada del fraccionamiento isotópico entre fases minerales cualquiera, siempre que se hayan formado en equilibrio y se conozca la dependencia en temperatura del factor de fraccionamiento (White, 1998; Best, 2003). Los elementos O, H, C, S, son los de principal interés en geotermometría porque son abundantes en los fluidos hidrotermales y tienen utilidad en el estudio de varios procesos geológicos (Pirajno, 1992).

Geotermometría. Los geotermómetros isotópicos ofrecen varias ventajas sobre los geotermómetros químicos convencionales, entre las principales se tienen dos (1) No existe cambio de volumen en reacciones de intercambio isotópico, por eso la constante de equilibrio tiene poca dependencia a la presión; (2) Mientras que los geotermómetros químicos convencionales se basan, por lo general, en soluciones sólidas, los geotermómetros isotópicos pueden utilizar fases puras (*i.e.*, SiO₂, etc.). Una herramienta indispensable en la caracterización de los sistemas hidrotermales es el estudio de inclusiones fluidas en minerales transparentes, principalmente de ganga (*e.g.*, cuarzo, calcita, etc.). Esta técnica ha facilitado mucho el entendimiento de la naturaleza de los fluidos mineralizantes (temperatura, presión y composición), así como la importancia relativa en espacio y tiempo del

involucramiento de aguas magmáticas, meteóricas y/o formacionales en los fluidos referidos (Wilkinson, 2001; Bodnar, 2003). La alta salinidad y alto contenido de Cu en las inclusiones fluidas en cuarzo es característico de los depósitos tipo pórfido cuprífero (Sawkins y Sherkenbach, 1981; Sherkenbach *et al.*, 1985). Las características de los fluidos mineralizantes en yacimientos de tipo pórfido cuprífero, determinados por el estudio de inclusiones fluidas, se resumen en el Apéndice A7.

I.3.3 Geocronología del magmatismo y la mineralización

En Arizona entre 75 y 50 Ma, la migración del magmatismo y mineralización asociada ocurrió del noroeste al sureste (Lowell, 1974; Coney y Reynolds 1977; Titley, 1993). La fase de migración principal del magmatismo se interpreta como el final de la deformación intensa. Las determinaciones isotópicas de edades, de las rocas intrusivas y mineralización asociada en varios yacimientos de esta provincia, indican que la edad de la mineralización es indistinguible de la edad del plutón que la contiene (Damon *et al.*, 1983; Valencia *et al.*, 2004). En el sureste de Arizona se pueden identificar, a grandes rasgos, los intervalos principales de edades para los eventos magmáticos laramídicos. Cuatro para el plutonismo principal (batolitos y *stocks*), tres para los intrusivos pequeños y pórfidos, y al menos dos intervalos para los eventos volcánicos cogenéticos (Tabla I.1). Asimismo por medio de geocronología Re-Os principalmente en molibdenita se tienen identificados al menos dos eventos asociados con mineralización tipo pórfido cuprífero, uno más antiguo de 74 a 70 Ma y otro más reciente de 60 a 55 Ma (McCandless y Ruiz, 1993; Valencia *et al.*, 2006b).

En Sonora, en un intervalo similar al de Arizona (*i.e.*, entre 75 y 50 Ma), el magmatismo migró también de oeste a este, en franjas de actividad ígnea cada vez

más jóvenes, orientadas sensiblemente norte-sur (Valencia-Moreno *et al.*, 2001, 2006). La franja batolítica Larámide se extiende desde Arizona hacia el sur de Sonora y, de ahí paralela a la costa actual del Pacífico de México, hasta Oaxaca (Damon *et al.*, 1983).

INTERVALOS		MAGMATISMO SURESTE DE ARIZONA
60 – 51 Ma		Intrusivos granitoides, granodiorita y cuarzo monzonita, con algunas cuarzodioritas y pórfidos subvolcánicos asociados.
64 – 58 Ma	60 - 56 Ma	Pórfidos y diques de cuarzo latita con mineralización asociada.
	64 – 58 Ma	Intrusiones granitoides, granodiorita y cuarzo monzonita.
70 – 61 Ma	65 – 61 Ma	Pórfidos latíticos cuarzo monzoníticos y dacíticos con mineralización asociada.
	70 - 67 Ma	Plutones de cuarzo monzonita, diorita y cuarzodiorita.
73 – 60 Ma		Volcanismo de tobas y tobas soldadas riodacíticas.
76 – 70 Ma		Intrusivos de granodiorita y cuarzo monzonita.
> 75 Ma		Volcanoclásticos andesíticos y dacíticos, en un intervalo indiferenciado (Sevier-Larámide).

TABLA I.1. Intervalos de magmatismo Larámide en el SE de Arizona, resumida con base en edades isotópicas publicadas en diversos estudios (Damon *et al.*, 1983; Titley, 1993; Drewes, 2001).

En el noreste de Sonora se pueden identificar también a grandes rasgos los intervalos principales para los eventos magmáticos laramídicos, dos para el plutonismo batolítico, tres para los pórfidos derivados de cada uno de estos, y dos principales para el volcanismo cogenético en cada centro volcano-plutónico multifásico. También se tienen identificados al menos dos eventos porfídicos con mineralización asociada, agrupados en intervalos principales del más antiguo al más joven (Tabla I.2). Los principales intervalos de edades para la mineralización, determinados con Re-Os son, uno de 63 a 59 Ma para la región de Cananea, y otro de 55 a 53 Ma para la región de Nacozari (Valencia *et al.*, 2006b).

INTERVALOS		MAGMATISMO NORESTE DE SONORA
45–43 Ma		Volcanismo andesítico flujos y tobas
57–48 Ma	56–48 Ma	Pórfidos cuarzo monzoníticos con mineralización asociada, principalmente en La Caridad y Cumobabi
	57–52 Ma	Batolitos de granodiorita, cuarzo monzonita y cuarzodiorita en la región de Nacozari, Cumobabi y el Jaralito
56–52 Ma		Pórfidos riolíticos, flujos y domos principalmente en la región de Cananea y El Manzanal
68–56 Ma	62–56 Ma	Pórfidos monzoníticos y cuarzo monzoníticos con mineralización asociada y diques andesíticos
	68–61 Ma	Batolitos de granodioritas, dioritas y cuarzo monzonitas en la región de Cananea y El Manzanal
75–69 Ma		Volcanismo con flujos y sills de andesita basáltica, traquiandesita, dacita y riocacita; volcánoclasticos y complejos de domos (Formación Mesa–Tarahumara)

TABLA I.2. Intervalos de magmatismo Larámide en el noreste de Sonora, elaborada con base en edades isotópicas publicadas en diversos estudios (Roldán–Quintana, 1991; Sedlock *et al.*, 1993; González-León *et al.*, 2000; Wodzicky, 2001; Valencia *et al.*, 2005).

I.4 TECTÓNICA EXTENSIONAL DEL TERCIARIO MEDIO Y TARDÍO

La tectónica extensional que afectó la provincia cuprífera durante el Terciario favoreció los fenómenos supergénicos y modificó la naturaleza y geometría de los sistemas tipo pórfido cuprífero en la región. Dicha tectónica post-laramídica y la erosión causaron la exposición al intemperismo de las menas hipogénicas, iniciando los procesos supergénicos. El clima propicio y la persistencia en el tiempo de estos procesos favorecieron la formación de menas supergénicas enriquecidas en Cu. La preservación de éstas en el Mioceno Tardío fue también resultado de la tectónica extensional.

La provincia *Basin and Range*. Esta provincia del suroeste de Norte América también es denominada provincia de Cuencas y Sierras, y ocupa una vasta región en la cual se ubica el metalotecto cuprífero. Dicha región ha sido repetidamente deformada por eventos extensivos desde finales de la orogenia

Larámide (alrededor de 40 Ma) y hasta la actualidad (McDowell *et al.*, 1997; Stewart, 1998). Esta provincia ha sido muy bien estudiada ya que los rasgos expuestos son notables y dominan la fisiografía actual. La extensión litosférica provoca subsidencia de los bloques corticales, creando depresiones alargadas que forman cuencas sedimentarias intracontinentales. Aunque éste no es el único mecanismo de formación de cuencas, si es uno de los principales. El fenómeno de extensión en esta provincia es el ejemplo más representativo de *rifting* continental difuso (ó pasivo), que por lo general no progresa hacia formar una cuenca oceánica. Este tipo de extensión se caracteriza por bloques levantados y basculados delimitados por fallas normales, formando sierras y valles subparalelos.

La provincia ocupa una franja entre 500 y 800 km de amplitud (Furlong y Londe, 1986). Está limitada en el oeste por la Sierra Nevada, al este por la Meseta del Colorado que es un terreno relativamente inafectado, al norte por la Meseta de Columbia, y hacia el sur se prolonga hasta la región central de México o Provincia *Basin and Range* del Sur (Figura 1.4). Al igual que la mayoría de otras regiones de extensión continental difusa, la Provincia *Basin and Range* ocupa un área que previamente fue deformada compresivamente por el evento orogénico Larámide.

Aun cuando la provincia *Basin and Range* actualmente se encuentra anómalamente elevada (*i.e.*, topográficamente), en algunas áreas la base de la litosfera coincide con la base de la corteza. Este rasgo indica un adelgazamiento extremo del manto litosférico el cual ha sido reemplazado por material del manto de densidad cortical (Okaya y Thompson, 1986). Dicho reemplazamiento fué causado por el influjo de masa de una densidad menor a la del manto y por intrusión o subadherencia (*underplating*) en la base de la corteza. Las variaciones regionales,

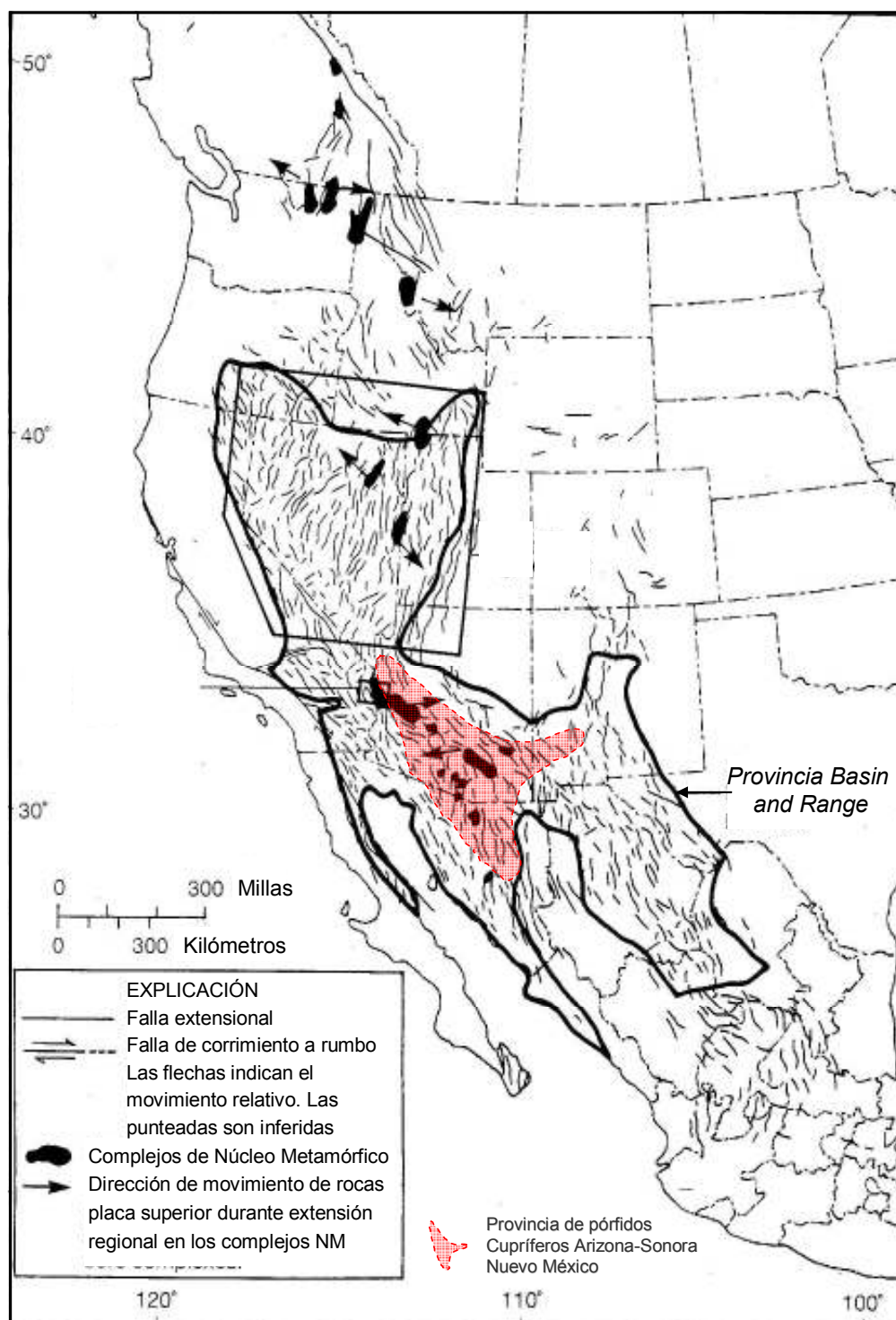


Figura 1.4. Provincia *Basin and Range* del suroeste de los EUA y noroeste de México. Límites y elementos estructurales principales de esta notable provincia de extensión continental tipo *rifting* difuso (tomada de Twiss y Moores, 1992). NM = núcleo metamórfico.

en los límites y estilos de la deformación de la provincia *Basin and Range* fueron fuertemente influenciadas por los eventos tectónicos previos a la extensión. La provincia se ha extendido al doble en área (100%) en los últimos ~20 Ma (Thatcher *et al.*, 1999). Previamente, durante el Terciario medio, derivado del desarrollo de complejos cordilleranos de núcleo metamórfico, algunas áreas fueron afectadas localmente por una tasa de extensión superior a 200% (Davis, 1983). Sin embargo, la extensión previa al evento extensivo de menos de 20 Ma (*Basin and Range sensu stricto*), corresponde a un adelgazamiento cortical de ~50%. Se han propuesto varios mecanismos, aparentemente sucesivos, para explicar la extensión en esta provincia, los tres principales son:

a) Un mecanismo infiere la resurgencia (*upwelling*) o diapirismo del manto hacia la litósfera, con las consecuentes incursiones térmicas. La extensión provocada por flujo en el manto debió haber ocurrido primero en un ambiente de intra-arco (Coney, 1980), después en un ambiente de post-arco, ya sea: (1) sobre una pluma del manto (Okaya y Thompson, 1986); o (2) por arriba de una ventana creada por el hundimiento del segmento subducido de la placa Farallón (Dickinson, 2002), y/o por extensión oblicua.

b) El segundo mecanismo de extensión propuesto es cizallamiento oblicuo (transtensión), en respuesta a esfuerzos transmitidos del sistema transforme San Andreas y sus fallas de desplazamiento lateral dextral, por interacción entre las placas del Pacífico y de Norteamérica. Los esfuerzos pueden ser transmitidos a grandes distancias debido a debilitamiento térmico o reblandecimiento de la litósfera.

c) El tercero, y más favorecido actualmente, es el retroceso (*roll-back*), de la placa subducida, ocurrido entre el Paleoceno y Mioceno Medio, que desencadenó la

migración o regreso del arco magmático hacia la paleo-trinchera. A este evento debió estar asociada la denudación tectónica de los *Metamorphic Core Complexes* (Dickinson, 2002). En consecuencia, la distinción entre la extensión pre-*Basin and Range* (ca. 40–15 Ma) y la extensión *Basin and Range* propiamente (ca. 15–10 Ma), en Arizona y Nevada, se reconoce por diferencias en estilos de fallamiento, direcciones inferidas de esfuerzo regional, volcanismo, sedimentación y ambiente tectónico (Mayer, 1986). Sin embargo, el traslape en espacio y tiempo (simultaneidad) de varios procesos tectónicos hace difícil, si no imposible, atribuir el proceso de *rifting* pasivo a un solo mecanismo (Tabla I.3).

TIEMPO (Ma)	PROVINCIA Y ESTILO DE DEFORMACIÓN		TIPO DE MARGEN	EVENTO MAGMÁTICO O SEDIMENTARIO		
5.5–0	PROVINCIA B&R SONORA Y ARIZONA	PROVINCIA EXTENSIONAL DEL GOLFO	RIFTING	TRASLACIONAL	FALLA SAN ANDREAS Y APERTURA GOLFO DE CALIFORNIA	
9–5.5		TRANSICIÓN	ETAPA PRE-RIFT	TRANSTENSION	APERTURA INICIAL DEL GOLFO	
12.5–10			PROVINCIA EXTENSIONAL BASIN AND RANGE	CONVERGENCIA LENTA EXTENSIÓN	TRANSICIÓN	ARCO COMONDÚ (13.6–6.6 Ma)
24–11.5		BASIN AND RANGE			CUENCAS SINTECTÓNICAS	ARCO PRE-COMONDÚ
27–19		CORE COMPLEX				VOLCANISMO ALCALINO
36–27	PROVINCIA SMO	EXTENSIÓN INICIAL	DENUDACIÓN	SERIE VOLCÁNICA SUPERIOR	PLUTONES DOS MICAS	
45–37	TRANSICIÓN					
75–43	COMPRESIONAL		CONVERGENCIA RÁPIDA	ARCO LARÁMIDE		

TABLA I.3. Relaciones de traslape en los eventos extensionales del Terciario medio y tardío en Sonora, el magmatismo y sedimentación asociados. Los eventos del Neógeno se indican en color gris claro y los del Paleógeno en gris oscuro. B&R = *Basin and Range*; SMO = Sierra Madre Occidental. Datos tomados principalmente de McDowell y Clabaugh (1979), McDowell *et al.* (1997, 2001), Gans (1997), Stewart (1998), Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana (1998), y González-León *et al.* (2000).

Entre los eventos tectónicos post-Larámide, que tuvieron efectos importantes sobre los depósitos minerales tipo pórfido cuprífero en esta provincia, destacan dos fases extensionales sucesivas, caracterizadas por un adelgazamiento cortical y un

fallamiento normal asociado, las cuales se traslapan en tiempo. La primera son los complejos de núcleo metamórfico y la segunda la extensión *basin and range*.

I.4.1 Fase extensional de complejos de núcleo metamórfico

La extensión extrema del Terciario medio, tipo *Metamorphic Core Complex* (Coney, 1980; Banks, 1980; Davis *et al.*, 1981; Nourse *et al.*, 1994), involucra la corteza profunda (dúctil), y se caracteriza por levantamientos dómicos bordeados por fallas normales de bajo ángulo. En las cuencas locales adyacentes se produjo una sedimentación sintectónica con un volcanismo asociado. Ésta comenzó a manifestarse en Sonora a partir de ~37 Ma y su desarrollo principal se produjo entre 27–16 Ma. Incluye un volcanismo bimodal calciocalino en mesetas ignimbríticas, fechadas para el noreste de Sonora entre 28 y 24 Ma, y posterior volcanismo alcalino entre 23–19 Ma (Miranda-Gasca *et al.*, 1998), en el *core complex* metamórfico de Magdalena. Las principales características de este evento extensional se detallan en el Apéndice A13.

I.4.2 Fases extensionales *Basin and Range* y Golfo de California

El segundo evento extensional es de origen similar al anterior, con menor tasa de extensión, menos localizado, más somero (frágil), y se denomina extensión tipo *Basin and Range* (Mayer, 1986; Furlong y Londe, 1986; Gans y Miller, 1993). Esta última se caracteriza por un patrón topográfico distintivo, con depresiones alargadas (cuencas) alternando con bloques corticales levantados (sierras) y basculados, limitados ambos por fallas normales de alto ángulo. En ambos casos (a) y (b) se produjo sedimentación sintectónica en cuencas locales adyacentes a los

levantamientos, y un volcanismo bimodal con petrogénesis dominante de ambiente de subducción (McDowell *et al.*, 1997).

En Sonora el fallamiento de tipo *Basin and Range* comenzó hacia ~19 Ma y alcanzó su principal desarrollo entre 17 y 13 Ma (Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana, 1995). Después ocurrió un período transicional que coincide con el cese de la subducción, entre 12.5 y 9 Ma, con volcanismo intraplaca (circungolfo). La extensión continuó durante un lapso corto *pre-rifting*, entre 9 y 5.5 Ma, durante el cual se produjo el cambio a régimen traslacional, caracterizado por fallas regionales de corrimiento lateral derecho cuyo desplazamiento posterior dio lugar a la separación de la península de Baja California (Gastil *et al.*, 1979; Gans, 1997). Las principales características de este evento extensional se detallan en el Apéndice A14.

Fase extensional Golfo de California. Cerca del final del Mioceno, un límite longitudinal en el margen Pacífico se convierte en la proto-falla de San Andrés, la que por la expansión hacia el norte de la placa Pacífico inicia un deslizamiento lateral-derecho a lo largo de la falla transforme Mendocino. En consecuencia desde hace ~5.5 Ma el segmento desde Los Ángeles hasta la península de Baja California se están separando de Norte América a lo largo de la falla San Andrés, formando la Provincia Extensional del Golfo de California (Martín-Barajas, 2000) y el propio Golfo de California (Oskin *et al.*, 2001). La magnitud de la extensión producida durante los últimos 5.5 Ma en la región del Golfo de California (evento traslacional) ha sido superior al 100%. Ésta magnitud contrasta notablemente con la extensión global en la provincia *Basin and Range* para el evento de 15–10 Ma (*rifting* pasivo), la cual fue de entre 20 y 30%.

Magmatismo asociado. Cuando la litósfera es extendida decrece en espesor, disminuyendo la presión litostática en la astenósfera subyacente, la cual se sobrecalienta y se propicia la fusión parcial y en consecuencia el magmatismo (Van der Pluijm y Marshak, 1997). El magmatismo es producido por tres posibles mecanismos: (1) incremento en la temperatura del manto posiblemente por liberación de presión durante la extensión; (2) levantamiento astenosférico y descompresión debajo de la litósfera adelgazada; y (3) posible reducción del punto de fusión, quizá debido al involucramiento profundo de fluidos corticales acuosos. En cualquier caso la cantidad de magma generado se incrementa al aumentar la cantidad de extensión. En zonas de extensión continental la producción de magma provoca una disminución en la subsidencia, a pesar de tratarse de áreas con un régimen térmico anómalamente elevado. Esto se debe a la nueva adición de material ígneo a la corteza, con el consecuente empobrecimiento de la astenósfera subyacente. El magma producido por fusión parcial en la astenósfera es menos denso que la litósfera sobreyacente por lo cual tiende a subir. Las fusiones ascendentes pueden, ya sea subadherirse en la base de la corteza e intrusionarla, aumentando significativamente su espesor, o bien salir a superficie como erupciones volcánicas basálticas.

Las zonas de *rift* operan bajo una extensión horizontal y el magma se emplaza en conjuntos (enjambres) de diques paralelos subverticales, de igual orientación que el eje de *rifting*. En contraste a niveles corticales someros la componente de menor esfuerzo σ_3 puede ser vertical y el magma que se intrusiona en estos niveles tiende a formar *sills* subhorizontales (Walker, 1999). Cuando el magma máfico no sale a superficie, queda atrapado en o cerca de la base de la corteza continental. La alta temperatura del magma basáltico (1100°–1200°C)

propicia la fusión parcial de la corteza, la cual consiste de minerales con punto de fusión menor a 1000°C (Best, 2003). De esta forma, en conjunto con procesos de diferenciación magmática, se genera también un magma félsico que ya sea (1) asciende y forma plutones graníticos y diques de riolita a profundidad o domos riolíticos cerca de la superficie, (2) o erupciona explosivamente por estructuras de caldera, formándose extensas capas de ignimbritas. La alternancia de volcanismo máfico y félsico (volcanismo bimodal), sin componentes intermedios, es característica de las zonas de extensión (Wilson, 1989).

TIEMPO (Ma)	PROVINCIA Y FASE		MAGMATISMO		UNIDAD SEDIMENTARIA O VOLCÁNICA				
5.5–0	PROVINCIA EXTENSIONAL DEL GOLFO	PROVINCIA EXTENSIONAL DEL GOLFO	ALCALINO	BASALTOS Y ANDESITAS BASÁLTICAS	GRUPO MOCTEZUMA				
9–5.5					GRUPO SONORA (~10–5.5 Ma) GRUPO EMPALME SUPERIOR (10–8.5 Ma) Fm. COMONDÚ (ARCO; 13.6–6.6 Ma)				
12.5–9					TRANSICIÓN	TOLEÍTICO	BASALTOS Y RIOLITAS		
24–11.5	PROVINCIA BASIN & RANGE	BASIN AND RANGE (FRAGIL)	CALCICALCINO	VOLCANISMO BIMODAL	GRUPO RIO YAQUI (27–10.4 Ma)	Fm. LISTA BLANCA (POSTARCO; 13–10.4 Ma) UNIDAD EL PARIAN (13–11.5 Ma)			
27–19						CORE COMPLEX (DÚCTIL)	DIQUES RIOLÍTICOS (20 Ma)	GRUPO EMPALME INFERIOR (23.5–11.4 Ma) ARCO PRE-COMONDÚ	Fm. BÁUCARIT SUPERIOR (17–13 Ma); (CONGLOMERADO GILA, en Arizona)
							VOLCANISMO ALCALINO	EXPLOSIÓN IGNI-MBRÍTICA ARCO SMO	Fm. BÁUCARIT INFERIOR (22–17 Ma) (Fm QUIBURIS, en Arizona)
36–27	PROVINCIA SMO	GRANITOS DOS MICAS (41–26 Ma)	GRUPO RIO YAQUI (27–10.4 Ma)	Fm. EL TORREÓN (19.6 Ma) Fm. BELLEZA (~21 Ma) Fm. MAGDALENA (~22–20 Ma) Fm. TUBUTAMA (~23–17 Ma) Fm. CUESTA (>27–23 Ma) (Fm. PANTANO, 34–25 Ma; en Arizona)					
45–37	TRANSICIÓN			SERIE VOLCÁNICA SUPERIOR					
75–43	ARCO LARÁMIDE			TRANSICIÓN					
				ANDESITAS GRANODIORITA	GRUPO NACUZARI (52–43 Ma) – SVI Fm. TARAHUMARA; Fm MESA (55–73.4 Ma)				

TABLA I.4. Magmatismo y sedimentación durante los eventos extensionales del Terciario medio y tardío en Sonora. Los eventos del Neógeno se indican en color gris claro y los del Paleógeno en gris oscuro; SMO = Sierra Madre Occidental; SVI = Serie Volcánica Inferior SMO. Datos tomados principalmente de McDowell y Clabaugh (1979), Vega-Granillo (1996), Gans (1997), McDowell *et al.* (1997 y 2001), Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana (1998), Miranda-Gasca *et al.* (1998); Stewart (1998), Calles-Montijo (1999), González-León *et al.* (2000).

En la Tabla I.4 se muestran las relaciones y algunas equivalencias entre el magmatismo y la sedimentación, para las distintas fases extensionales del Terciario medio y tardío en Sonora. El evento extensional entre 15-10 Ma en sonora se caracteriza por estructuras que presentan una orientación NS en el centro-norte y NW-SE en el borde oeste de la provincia. La extensión en esta región es muy probable que continúe en el presente, evidenciadas por las fallas activas Pitaycachi-Otates, al sur de Agua Prieta, y en el Rio Yaqui cerca de la presa el Novillo. También por analogía con la provincia *Basin and Range* del Norte donde la máxima deformación actual (calibrada) está ubicada cerca de los límites W y E de la provincia, con un mínimo de deformación en los 500 km centrales (Thatcher *et al.*, 1999).

Efectos en la franja de pórfidos cupríferos de Sonora y Arizona. Las dos fases extensionales post-Larámide, alteraron y modificaron significativamente las características de la mineralización original tipo pórfido cuprífero. Por un lado, y en conjunto con la erosión, causaron la exposición rápida de los sistemas mineralizados a los fenómenos supergénicos, favoreciendo el enriquecimiento supergénico del Cu en ambiente reductor, y los procesos exóticos en ambiente oxidante. Por otro lado los desplazamientos a lo largo de las fallas de extensión, incluyendo las reactivadas, tanto de bajo como de alto ángulo, provocaron la fragmentación y la rotación de muchos de los depósitos de tipo pórfido cuprífero, ya sea hipogénicos o supergénicos. A causa de esos efectos muchos depósitos no se encuentran completos, sino en porciones (o fragmentos) desplazadas y aisladas entre sí (Wilkins y Heidrick, 1995).

PARTE II. PETROLOGÍA, GEOQUÍMICA Y MINERALIZACIÓN HIPOGÉNICA

Los estudios petrológicos y geoquímicos efectuados anteriormente en el distrito de Cananea (Wodzicki, 1995, 2001) y recientemente en Milpillas (este trabajo) corroboran la relación genética directa, temporal y espacial de la mineralización cuprífera con el magmatismo Larámide (Damon *et al.*, 1983; Titley, 1993). Dichos estudios indican que la petrogénesis del magmatismo es característica de margen continental de tipo andino, relacionada a subducción de bajo ángulo y a una corteza anómalamente engrosada. El arco volcano-plutónico laramídico se desarrolló sobre un basamento precámbrico (y paleozoico) geoquímicamente fértil en esta región. Su fertilidad se debió a una larga historia tectónica, metamórfica y magmática, que involucró acreción de terrenos oceánicos y corteza continental retrabajada, causándole un contenido metálico anómalo. Además, dicho basamento tiene numerosas debilidades estructurales (*i.e.*, fallas antiguas, zonas de cizalla, pliegues, contactos litológicos y bordes de plutones) que fueron reactivadas por la deformación larámide y actuaron como conductos para los magmas y fluidos mineralizantes de ese evento.

La composición de los batolitos y los *stocks* porfídicos laramídicos en Milpillas es infracortical dominante (tipo I), calciocalina (y moderada a rica en K), metaluminosa, con alta hidratación y oxidación, pobre en hierro, empobrecida en tierras raras pesadas y de afinidad adakítica. La geoquímica de estas rocas muestra cierto grado de contaminación del magma con fluidos corticales. La mineralización cuprífera hipogénica es disseminada, multietapa, y es típica de un pórfido cuprífero encajonado en rocas volcánicas, al igual que su zoneamiento.

II.1 GEOLOGÍA DEL DISTRITO CANANEA

La región donde se localiza Milpillas es parte del distrito Cananea y pertenece a la subprovincia fisiográfica de Sierras y Valles Paralelos (provincia *Basin and Range*). La orientación de las sierras y valles es casi norte-sur en Sonora y noroeste-sureste en Arizona. Esta región se ubica en el borde suroeste del cratón de Norte América (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993) (Figuras 2 y 1.1). En la región noreste y este de Sonora, la subprovincia referida es subparalela a la provincia de la Sierra Madre Occidental del norte de México.

El distrito de Cananea es un gran complejo magmático volcano-plutónico, con actividad prolongada desde el Jurásico, pero principalmente en el evento Larámide (entre *ca.* 69–52 Ma). Esta última incluye varios centros porfídicos multifásicos, de composición dominante monzonítica y cuarzo–monzonítica, mineralizados, siendo Milpillas el más antiguo de todos ellos. Sin embargo, la edad de la mineralización principal, según determinaciones recientes, está restringida a un período mucho menor de ~4 millones de años, en tres pulsos discretos a ~63 Ma, a ~61 Ma y a ~59 Ma, representando todo el distrito (Valencia *et al.*, 2006a). Este rango de edades coincide muy cercanamente (y es posterior) con las edades de cristalización y enfriamiento del complejo batolítico Cuitaca-Tinaja, siendo el más antiguo la monzodiorita El Chivato con ~69 Ma, y el más reciente la granodiorita Cuitaca de ~64 Ma (Anderson y Silver, 1977). Las edades de otras intrusiones laramídicas importantes en el distrito Cananea (*i.e.*, granodiorita Milpillas, cuarzo–monzonita Tinaja, dioritas y gabros) también se ubican dentro de ese mismo rango.

La importancia del distrito de Cananea se debe a que posee la concentración de cobre conocida más grande de México, y además es uno de los dos distritos

más grandes del metalotecto del suroeste de Norte América, y el 6° nivel mundial (Cooke *et al.*, 2005). La metalogénesis en este distrito consiste de un conjunto de yacimientos de tipo pórfido cuprífero que comprende dos agrupaciones: sector Cananea Sur ó zona de El Alacrán (Dean, 1975), sector Cananea Central (el principal), y sector Cananea Norte (donde se ubica Milpillas). En este conjunto de importantes yacimientos la mineralización presenta tres variedades, ya sea de forma independiente o, más comúnmente, en combinación: (a) cuerpos de reemplazamiento en skarn con Cu y Zn, asociados a pórfido, como Puertecitos (Córdoba–Hage, 1986), Buenavista (Farfán–Panamá, 2002), Demócrata (Einaudi, 1982; Meinert, 1982), La Colorada y El Kirk (Ayala–Fontes, 2005, comunicación personal); (b) complejos de brechas mineralizadas y ‘truncos’ de pórfido asociados, que son centros alimentadores con sulfuros masivos de alta ley de Cu-Mo, como los cuerpos La Colorada, Kino, Cananea-Duluth, América-Bonanza, Oversight (Perry, 1961; Bushnell, 1988), y María (Wodzicki, 1995); y (c) zonas de mineralización diseminada asociadas a pórfidos y roca encajonante circundante, generalmente de baja ley de Cu, con grado variable de enriquecimiento supergénico, como las minas Colorada, Kino y Cananea (Wodzicki, 2001), Mariquita (Woodburne, 2000) y Milpillas (Viveros, 1995; Carreón-Pallares, 2002; Valencia *et al.*, 2006a).

El sector Cananea Central es con mucho el que presenta los yacimientos más grandes e importantes del distrito, tanto diseminados, brechas *pipe*, y los de reemplazamiento en skarn. Está integrado por un conjunto de varias minas (la mayoría activas), siendo las principales La Colorada, Kino, Cananea, Cananea–Duluth, América-Bonanza, Oversight–Kirk, Demócrata, Buenavista, Capote, Elisa y los prospectos Las Catalinas y Cananea Western (*sic*). Por otro lado, el conjunto de

yacimientos del Distrito Cananea Norte comprende las minas Puertecitos y Catalinas, María, Mariquita (Cananeita–Palo Verde), Lucy y Milpillas, así como los prospectos El Toro, La Piedra y los Alisos. Todas estas minas y prospectos se distribuyen a lo largo de los bordes este y oeste del graben de Cuitaca, y la gran mayoría se localizan a lo largo del borde este del batolito Cuitaca-Tinaja. Los tonelajes y leyes de reservas y recursos de los distintos yacimientos se muestran en La Tabla 1. La secuencia estratigráfica del distrito es la siguiente:

Precámbrico. Las rocas más antiguas de la región son del basamento pre-mesozoico y están formadas por el Esquisto Pinal (~1.68 Ga), que forma parte del terreno Mazatzal de Norte América, el cual está intrusionado por granitos anorogénicos meso-proterozoicos (~1.44 Ga) (Anderson y Silver, 1981). El Esquisto Pinal no aflora en Cananea, pero se conocen varias localidades cercanas hacia el este y sureste, como son la vecindad de la Sierra de Los Ajos y cerca de Bacoachi. El Granito Cananea (1.41–1.48 Ga; Anderson y Silver, 1977) es alcalino de tipo anorogénico y aflora en la porción central del distrito en un bloque estructuralmente elevado el cual está limitado por fallas de orientación NW ~70° SE (Figura 2.1).

Paleozoico. En ambos extremos del bloque estructural elevado aflora una secuencia sedimentaria predominantemente calcárea y clástica del Paleozoico, en un área conocida localmente como Capote. Estas secuencias del noreste de Sonora pertenecen a la porción sur de de la plataforma y el miogeoclinal Cordillerano (Campa y Coney, 1983; González-León, 1986; Stewart, 1988) y reposan discordantemente sobre el Precámbrico. Hacia su base yace la Cuarcita Capote o Formación Bolsa del Cámbrico, seguida por las formaciones calcareoarcillosas Abrigo del Cámbrico, Martín del Devónico, y Escabrosa del Misisípico.

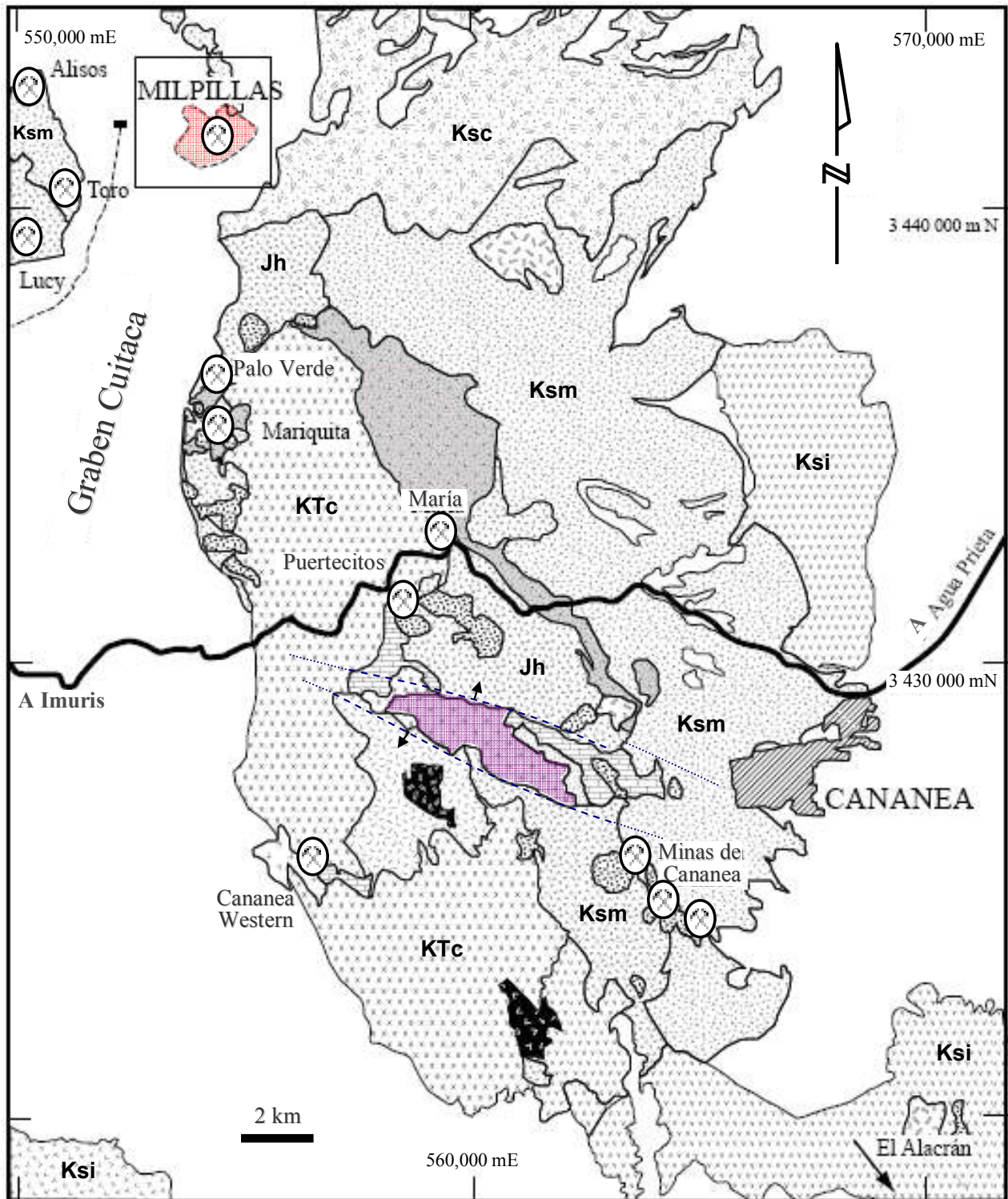


Figura 2.1. Plano geológico del distrito minero de Cananea, mostrando las principales minas y depósitos de tipo pórfido cuprífero conocidos. Al centro, nótese las fallas que delimitan los afloramientos de rocas del Precámbrico (granito Cananea) y del Paleozoico. El área cercana a Cananea fue tomada de Valentine (1936) y Mulchay y Velasco (1954).



Estratigráficamente por arriba de esas formaciones ocurre la Caliza Puertecitos que forma parte del Grupo Naco del Pérmico (Meinert, 1982; Córdoba-Hage, 1986; Wodzicki, 1995, 2001). Estas unidades afloran localmente en sectores limitados, en las sierras de El Cobre y la Elenita, pero en áreas cercanas afloran extensamente, como en las sierras del Tule y Los Ajos ubicadas al norte y sureste de Cananea, respectivamente. La importante mineralización de tipo skarn del distrito se desarrolló en esas unidades calcáreas de gran espesor (Einaudi, 1982; Meinert, 1982; Córdoba-Hage, 1986; Farfán-Panamá, 2002). Ninguna de las unidades referidas aflora en la vecindad inmediata a Milpillas, y tampoco han sido interceptadas con los barrenos profundos.

Mesozoico. Las unidades del Mesozoico están representadas por el conjunto volcanoplutónico del arco jurásico y por el arco magmático Larámide del Cretácico Tardío-Terciario temprano. La columna geológica del distrito Cananea se muestra en la Figura 2.2.

El Arco magmático del Triásico-Jurásico. Descansando discordantemente sobre el basamento proterozoico y encima de la secuencia calcárea del Paleozoico, se tiene la secuencia volcanosedimentaria continental de edad Triásico-Jurásico, la

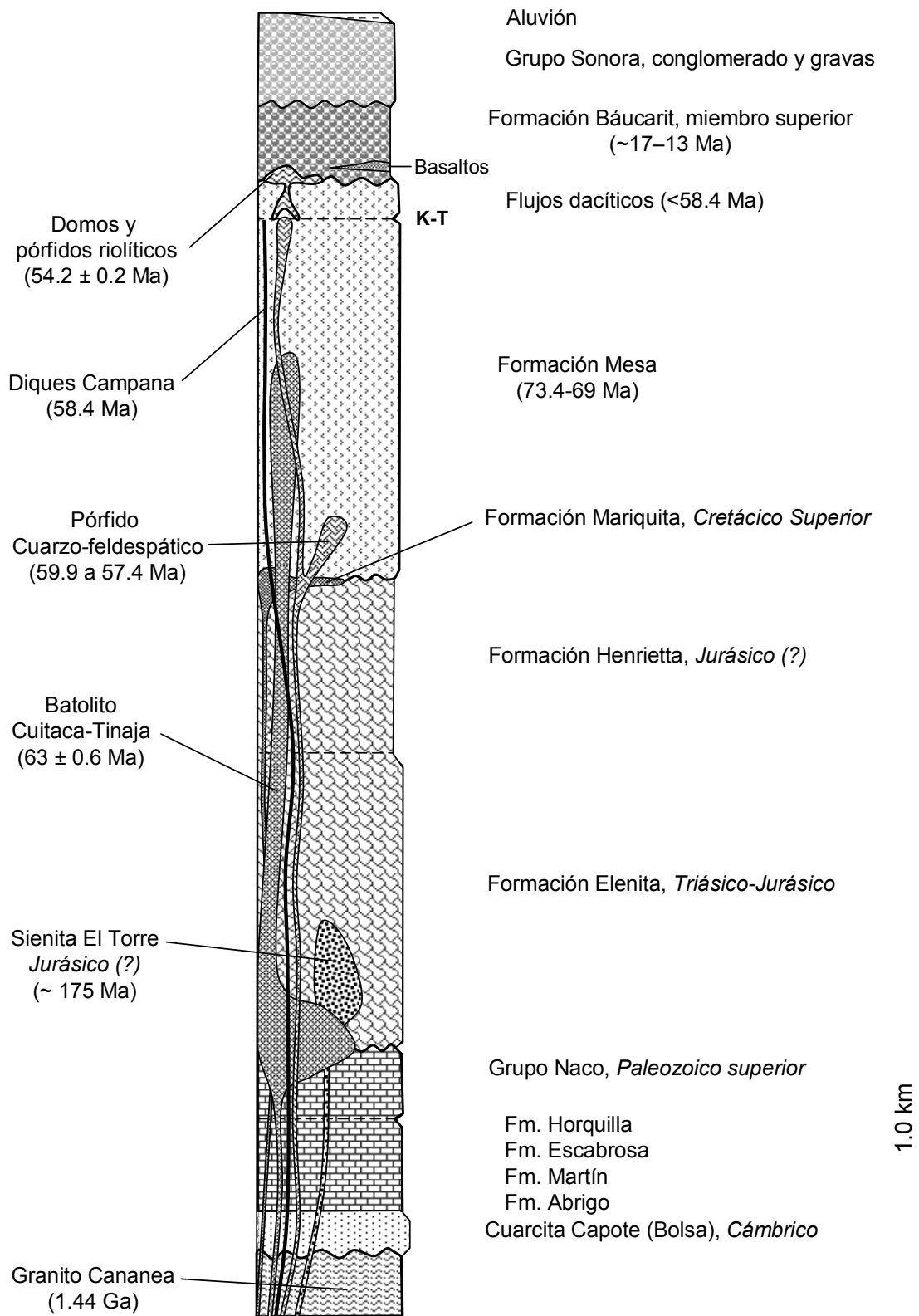


Figura 2.2. Columna geológica del distrito de Cananea, modificada de Wodzicky (1995). Datos de Valentine (1936), Anderson y Silver (1977), Damon *et al* (1983), y Carreón-Pallares (2002)

cual esta intrusionada por rocas plutónicas del Jurásico. Estas rocas son parte de un arco continental volcánico que se extiende desde Nevada y California en Estados Unidos hasta Durango en México (Anderson y Silver, 1978; Tosdal *et al.*, 1989; Jones *et al.*, 1995). La secuencia comprende en la base a la Formación Elenita sobreyacida por la Formación Henrietta (Valentine, 1936) que se describen adelante. Estas rocas afloran ampliamente las sierras La Elenita y El Cobre y en las zonas más restringidas sobre los bordes sur y oeste del graben de Cuitaca-Milpillas. Se ha sugerido que la Formación Elenita, constituida por riolitas, rocas volcanoclásticas y cuarcitas, puede ser correlacionable con la Formación Mount Wrightson del Triásico Tardío (ca. 205–150 Ma) del sureste de Arizona (Riggs *et al.*, 1993). Su porción superior también podría ser correlacionable con la Formación Fresno Canyon del Jurásico Medio, con edades de ~180 a 170 Ma (Anderson y Silver, 1978), y de 178 a 160 Ma (Stewart *et al.*, 1990), para la región de Nogales, Sonora. La Formación Henrietta sobreyacente, constituida por latitas y andesitas, se presume que puede corresponder al Jurásico Tardío, correlativa con la secuencia Artesa (ca. 165-150 Ma) de Arizona (Tosdal *et al.*, 1989). En Cananea estas unidades están intrusionadas por un *stock* de sienita, denominado El Torre, con edad de ~175 Ma (Wodzicky, 1995).

El Cretácico. En la región noreste de Sonora, el Cretácico está representado principalmente por el Grupo Bisbee del Cretácico Temprano. Esta unidad aflora extensamente en la Sierra de San José de Naco, al noreste del área y también al sur cerca de Bacanuchi, pero está ausente en el distrito de Cananea, sugiriendo que esta área fue un alto paleogeográfico durante el Mesozoico (McKee and Anderson, 1998).

El arco magmático Larámide. Las rocas volcánicas y plutónicas del arco continental del Cretácico Tardío–Eoceno afloran extensamente en la región sur de Arizona y el noreste de Sonora coincidiendo con la gran provincia cuprífera (Valencia-Moreno *et al.*, 1999). La secuencia volcanosedimentaria predominante es del Mesozoico tardío y comprende volcanismo y sedimentación en cuencas sintectónicas, de intra-arco continental y de arco frontal proximal (fuente muy cercana), depositadas simultáneamente a los levantamientos contraccionales intermitentes del evento Larámide.

En la región de Cananea el magmatismo Larámide se presentó en dos fases volcanoclásticas (ca. 73 a 68 Ma y 57 a 52 Ma). El lapso intermedio (~10 millones de años) fue ocupado por nutrido plutonismo mayor (batolitos y *stocks* de pófidos), y aunque ambos tipos de rocas son cogenéticos no se han reconocido remanentes de rocas volcánicas con edades en ese lapso. Por tanto, muy probablemente no hubo volcanismo durante el tiempo de emplazamiento de los plutones y la mineralización (~68–58 Ma). En el área de influencia del distrito Cananea no se han reconocido rasgos de estratovolcanes erosionados (*i.e.*, patrones de fracturas o diques radiales a centros de cuello volcánico, o anulares, etc.). Además, las inclinaciones de las capas volcanoclásticas laramídicas son generalmente muy suaves y uniformes, normalmente de 10 a 12° al NE y al SW y, con muy pocas excepciones, 15° o más. Así, el complejo volcano-plutónico de Cananea no se asemeja al popular modelo genético, para sistemas de tipo pórfido cuprífero, que involucra un estratovolcán por arriba de un pórfido mineralizado (Sillitoe, 1981, 1997, 2000a; Titley, 1982a,b, 1993) ni inmediatamente antes o después del evento mineralizante.

Formación Mesa (Valentine 1936). Esta formación consiste de rocas volcánicas y volcanoclásticas con edad de 69.0 ± 0.2 Ma (Wodzicki, 1995) en el sector central de Cananea. En otros sectores adyacentes de éste distrito, las edades de esta formación varían entre ca. 72–68 Ma (Anderson y Silver, 1973; Gray *et al.*, 1997, reporte no publicado del USGS) y de ca. 56 Ma para los complejos de tobas y domos ríolíticos ubicados en su cima. Esta unidad yace discordantemente sobre las unidades jurásicas, y comprende una secuencia volcanosedimentaria sinorogénica con flujos y material piroclástico grueso mal clasificado (escombros), con más de 1500 m de espesor. En estos flujos abunda el material epiclástico de proveniencia volcánica predominante, derivado de las unidades jurásicas infrayacentes y laramídicas tempranas (*i.e.*, Formaciones Elenita, Henrietta, Mariquita y Mesa inferior). La unidad también incluye aglomerados con matriz volcánica, areniscas y conglomerados volcanoclásticos, con horizontes de tobas y domos riolíticos-dacíticos, así como basaltos subvolcánicos intercalados, *e.g.*, la Diabasa Mariquita (Anderson y Silver, 1973, 1977; Damon *et al.*, 1983).

La composición andesítica, calcialcalina, con contenido medio y alto en potasio es dominante en esta formación. Sin embargo, su composición gradúa de traquibasalto hacia su base, a una andesita basáltica en las porciones intermedias, y a dacita y traquidacita en la porción superior de la unidad (Wodzicki, 1995, 2001). Esta formación tiene unidades correlativas en las montañas Santa Rita de Arizona y al sur de Cananea en el cuadrángulo de Arizpe y Bacanuchi (González-León *et al.*, 2000), y también en gran parte del norte y centro de Sonora, donde se conoce como Formación Tarahumara.

La Diabasa Mariquita es un complejo de diques y principalmente *sills* basálticos porfídicos de grano muy grueso (textura característica de ‘pata de gallo’ o *turkey track*) y espesor variable desde ~15 m hasta más e 300 m, emplazados cerca de la base de la Formación Mesa. Esta unidad comprende la mayor parte de la Sierra Mariquita (Figura 2.1) y presenta una edad similar a las porciones superiores de La Formación Mesa.

Plutonismo Larámide. Las unidades volcanoclásticas preminerales del evento Larámide están intrusionadas por un complejo plutónico de batolitos, *stocks*, pórfidos y diques, cuyo carácter petrogenético es productivo de mineralización cuprífera. Estos cuerpos fueron emplazados en un lapso entre ca. 68–58 Ma y entre los principales destacan: el complejo batolítico constituido por la Granodiorita Cuitaca (64 ± 3 Ma, Anderson y Silver, 1977) y la Diorita Tinaja, así como la Monzodiorita El Chivato (69 ± 1.0 Ma; Anderson y Silver, 1977), que incluye voluminosas fases de granodiorita. Además se tienen *stocks* de gabro y diques máficos como los diques Campana (58.4 ± 0.6 Ma; Carreón-Pallares, 2002) y el importante conjunto de pórfidos monzoníticos, cuarzomonzoníticos, tonalíticos y dacíticos, con edades entre ~63 y 58 Ma (Wodzicky, 2001; Valencia *et al.*, 2006b) que presentan afinidad adakítica y son productivos de mineralización. Los plutones batolíticos afloran extensivamente en el borde oeste del graben de Cuitaca y también en el mismo borde del semi-graben de Milpillas. Existen otras intrusiones ígneas menores de carácter félsico, que forman parte del complejo y son algo más jóvenes que las anteriores (ca. 55–57 Ma; Wodzicki, 1995).

Terciario. Sobreyaciendo a la secuencia laramídica ocurren depósitos post-minerales sintectónicos de origen volcánico del Terciario medio y tardío, intercalados con gravas y aluvión. Un período post-laramídico transicional de

quietud, de alrededor de 20 millones de años, fue causado por la migración al este del arco magmático (Coney y Reynolds, 1977; Damon *et al.*, 1983). Después, a causa del retorno de este último, en la región de Nacozari y Cananea se produjo un magmatismo intenso de tipo extensional representado por las vastas secuencias ignimbríticas del Oligoceno (ca. 30 a 25 Ma) (Damon *et al.*, 1981; Roldán–Quintana, 1981). Durante el Mioceno se produjo un importante período de extensión que en Sonora tuvo lugar entre ca. 27–12 Ma (Gans, 1997), cuyo fallamiento, sedimentación (e.g., Formación Báucarit, etc.), y magmatismo asociados modelaron gran parte de la fisiografía actual en el distrito.

II.1.1 Geología del yacimiento Milpillas

El yacimiento Milpillas forma parte del extremo noroeste del distrito de Cananea y comparte el mismo marco geológico general (Figura 2.1). El depósito mineral se ubica dentro de una zona de cuenca extensional terciaria (semi-graben de Milpillas ó Cuitaca Norte) característica del evento *Basin and Range*. Las colinas dentro del graben son morfológicamente suaves y arredondadas y están constituidas por gravas poco consolidadas del grupo Sonora. En la porción centro oriental del semi-graben se encuentra un pequeño bloque levantado o *horst*, donde afloran parcialmente rocas de la Formación Mesa alteradas y oxidadas, que constituyen la única expresión superficial del yacimiento mineral que se encuentra a profundidad. Las minas de Mariquita, María y Puertecitos (Figura 2.1) se localizan al sur y SE de Milpillas en las faldas de las sierras Mariquita, Del Cobre, y Elenita, las cuales están ubicadas en el borde oriente del graben Cuitaca. Las unidades que afloran en el área mineralizada y alterada de Milpillas corresponden a la Formación Mesa. Subyaciendo a ésta se encuentran latitas y andesitas, que probablemente se

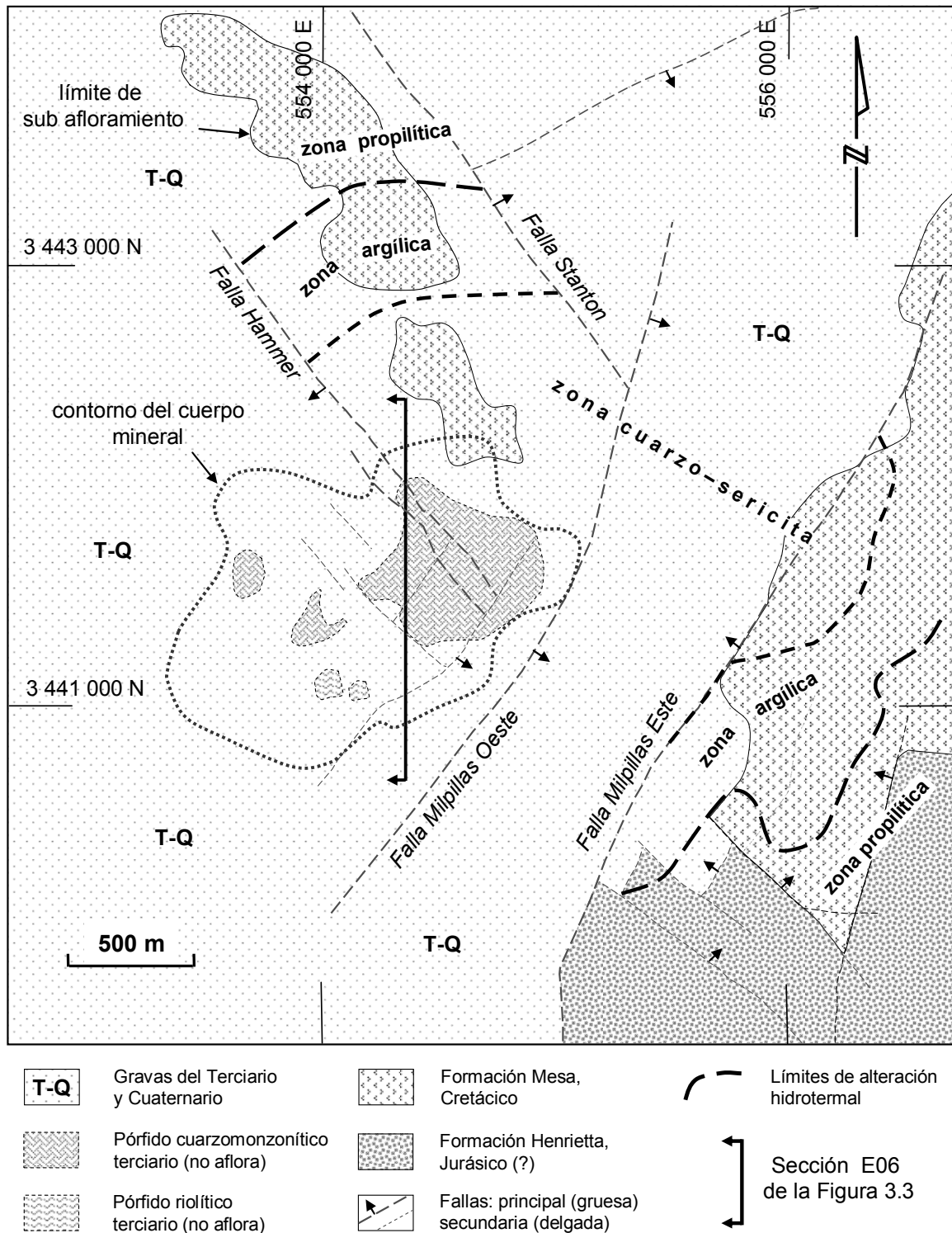


Figura 2.3. Planta simplificada de la geología de superficie y zonas de alteración en Milpillas, mostrando la ubicación de la sección de la Figura 3.3. Los contornos tanto del cuerpo mineralizado, como de los pórfidos están proyectados del subsuelo, ya que no afloran.

correlacionen con la Formación Henrietta del Jurásico. Estas unidades afloran extensivamente en ambos bordes del semi-graben Milpillas, tanto en el borde oeste, como en el borde sur y sureste cerca del yacimiento (Figura 2.3). Además, ambas unidades han sido interceptadas y reconocidas en los barrenos perforados en las cercanías del yacimiento, ya que hacia su porción central están intensamente alteradas e intemperizadas y son irreconocibles.

El batolito productivo o granodiorita Milpillas aflora en la Sierra El Chivato sobre el borde oeste del semi-graben Milpillas, sin embargo, este batolito no ha sido interceptado por ninguno de los numerosos barrenos profundos (más de 700 m) en la zona del yacimiento. El yacimiento está asociado a un conjunto de pórfidos cuarzofeldespáticos de composición variada, relacionados con el batolito cercano. Ninguno de los intrusivos (batolitos y pórfidos) aflora localmente, solo existen afloramientos lixiviados menores de la roca volcánica encajonante (Figura 2.3). La zona mineralizada está sepultada por una secuencia post-mineral de conglomerados y gravas sintectónicas del Mioceno y Plioceno con espesores localmente entre 50 y 250 m, llegando en partes del semi-graben a más de 350 m. En la porción inferior de esta secuencia yace un paquete de rocas conglomeráticas que pudieran pertenecer a la Formación Báucarit, la cual en su base tiene intercalados derrames volcánicos, principalmente de basaltos. Cubriendo la secuencia yacen espesores mayores a 70 m de gravas del Grupo Sonora (Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana, 1998).

II.1.2 Magmatismo

En Milpillas la mineralización está relacionada con un *stock*, compuesto por un conjunto de pórfidos de composición variada, que constituye el extremo norte

del distrito de Cananea. Es un *stock* complejo de pórfidos feldespáticos ± cuarzo, de ~2 km² en total, que intrusión las rocas volcánicas andesíticas y volcanoclásticas del arco jurásico y del arco laramídico. Las edades isotópicas de U-Pb en circones para el pórfido cuarzomonzonítico mineralizado y de Re-Os para la mineralización tienen un rango muy pequeño, entre ~63.9 y ~63.1, respectivamente (Valencia *et al.*, 2006a). Existen al menos otras tres fases porfídicas aun no fechadas de composición similar. Los pórfidos varían en composición de feldespático a cuarzofeldespático (monzonítico, cuarzomonzonítico y tonalítico), con brechas de contacto en los bordes (Williams, 1990; Pérez-Segura, 1999).

Se reconocen un mínimo de cuatro pulsos distintos de emplazamiento de pórfidos, uno monzonítico, dos cuarzomonzoníticos y uno tonalítico. Por sus relaciones de intersección, al menos dos de estos preceden a la mineralización; los otros dos son el pórfido productor, cuarcífero (intramineral) y un pórfido tardío monzonítico o pórfido joven (Gustafson, 2000) que es post-mineralización hipogénica. El conjunto de pórfidos no aflora, pero ha sido interceptado extensamente con la barrenación y sus variedades han sido reconocidas y descritas por geólogos de Peñoles (reportes internos no publicados 1999-2003). En los centros porfídicos cercanos de este distrito, Wodzicki (1995) distingue dos grupos principales de pórfidos feldespáticos, las variedades cuarcíferas y las escasas en cuarzo, siendo las primeras las más favorables a mineralización al igual que en Milpillas.

II.1.3 Estructuras

Localmente se presentan varios patrones de estructuras preminerales y reactivaciones recientes tanto de éstas como de otras presentes en el basamento

precámbrico. Las principales son (a) un patrón regional de fallas N40°W sub-paralelo al arco magmático laramídico, (b) un patrón de fallas N35°E que coincide con la orientación del lineamiento Ímuris-Milpillas, (c) un patrón de estructuras mineralizadas entre N70°E y casi este-oeste, y (d) fallas inversas de desplazamiento dextral con orientación N35°W, 50° NE. Todos estos elementos estructurales estuvieron activos principalmente durante la deformación Larámide, y fueron sometidos a varias reactivaciones posteriores por extensión (Caddey *et al.*, 1999). Los tres sistemas de fallas más recientes que afectan al yacimiento son N05°E ± 25°, 75° ± 15° W, Este-Oeste ± 25°, 80° ± 10° S y un debil sistema de fallamiento normal de bajo ángulo N50°W ± 20°, 30° ± 10° NE y SW (Carreón-Pallares, 2002). Las orientaciones de reactivación observadas (Figura 2.3) pueden correlacionarse con las estructuras que se produjeron durante las deformaciones anteriores (a) la del *rifting* en la Cuenca Pedregosa a fines del Paleozoico (Dickinson y Lawton, 2001b), (b) las de la hipotética megacizalla Mojave-Sonora del Jurásico (Anderson y Silver, 2005), (c) la del *rift* de la Cuenca Bisbee del Cretácico Temprano (Dickinson y Lawton, 2001a), y (d) la transpresión del evento Larámide.

El yacimiento se ubica en la porción media del semi-graben Milpillas, y particularmente en medio de una zona de transferencia o acomodamiento en el extremo sur del mismo (Figura 2.1). Los patrones de fallas, principalmente las de orientación NW y NE dominan los rasgos del semigraben y también afectan a las gravas recientes del grupo Sonora. El semi-graben de Milpillas está limitado al oeste por el las fallas Los Alisos-La Yegua y en el borde este por una falla regional paralela. Hacia el sureste el graben esta interrumpido por una zona de acomodamiento donde la falla Milpillas Este (Mariquita Oeste) marca el limite con los afloramientos de rocas mesozoicas (Figura 2.3). El bloque elevado (*horst*),

donde se ubica el yacimiento, se caracteriza por estar parcialmente confinado entre dos grandes fallas de orientación noroeste-sureste, que son la falla Hammer y la falla Stanton. Hacia el suroeste dicho bloque está limitado por la falla Milpillas Oeste, la cual limita también el afloramiento del *horst* y la mineralización conocida.

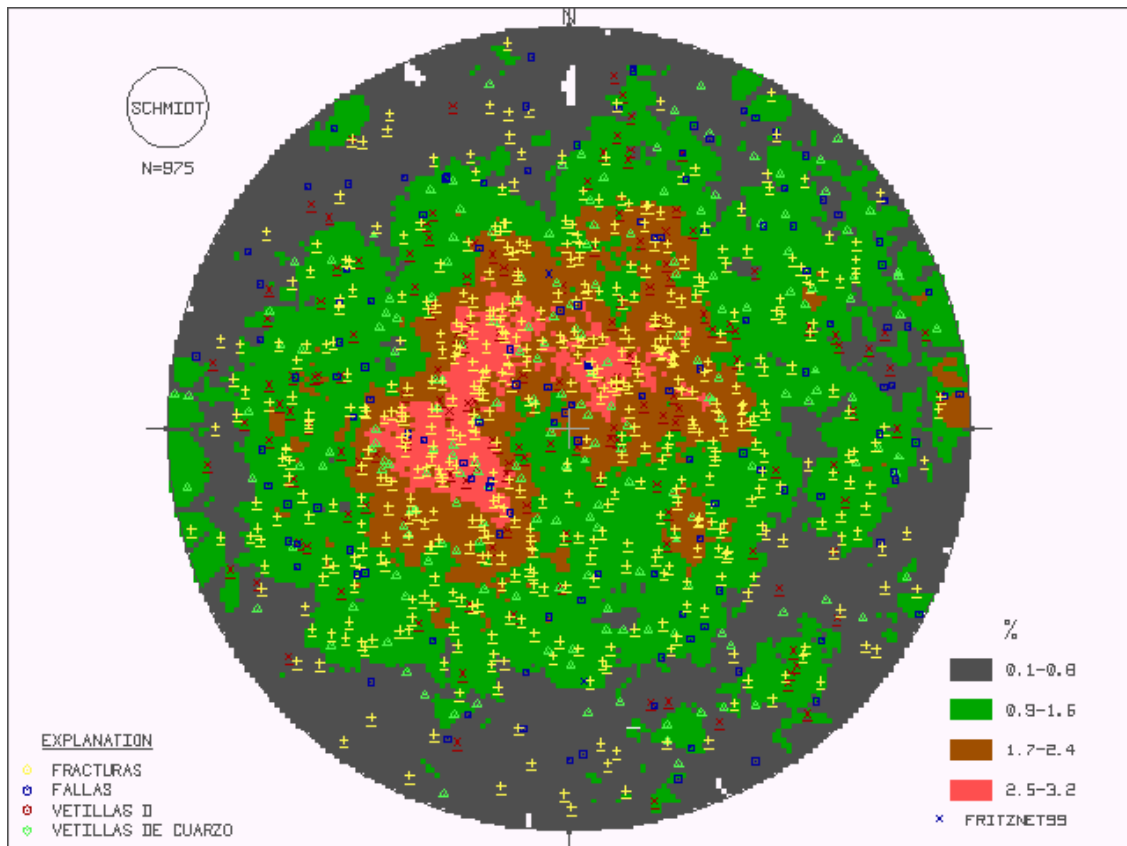


Figura 2.4. Proyección estereográfica compósito que muestra la frecuencia de ocurrencia (%) para los polos de los distintos patrones de estructuras a pequeña escala (*i.e.*, actitud de fracturas, fallas, y vetillas de distintos tipos) que ocurren en Milpillas. Este patrón radial de bajo ángulo dominante se interpreta como controlado por la intrusión del *stock* porfídico.

La actitud estructural de la Formación Mesa, la cual hospeda a los pórfidos en esta área, es sub-horizontal con una ligera rotación $\sim 10^{\circ}$ – 12° al oeste. Dicha rotación afecta también al eje vertical de los distintos *stocks* pequeños (troncos) de pórfido y a las brechas mineralizadas. En el sector de María, Puertecitos, Mariquita

y Lucy dicha rotación ocurre en sentido contrario es decir $\sim 10^{\circ}-12^{\circ}$ al este. En Milpilllas y en todo el distrito de Cananea no se conocen casos de mineralización estructuralmente controlada importante (*i.e.*, vetas cordilleranas), asociada a los pórfidos. Es probable que esta no se desarrollara a causa de un sistema de esfuerzos con una componente extensiva, limitada en la profundidad de emplazamiento de estos yacimientos.

A una menor escala que las fallas principales, en la vecindad de los pórfidos y en los cuerpos minerales de Milpilllas, los plutones y la roca encajonante presentan un importante conjunto de fracturas y vetillas. Estas fueron provocadas por esfuerzos mecánicos centrados en el complejo de plutones porfídicos. Los principales sistemas de vetillas de cuarzo y fracturas son $N75^{\circ}W \pm 15^{\circ}$, $80^{\circ} \pm 10^{\circ}$ N y S; otras de bajo ángulo $N30^{\circ}W \pm 45^{\circ}$, $20^{\circ} \pm 15^{\circ}$ NE, y $N25^{\circ}E \pm 5^{\circ}$, $80^{\circ} \pm 15^{\circ}$ E y W. Las actitudes de estas estructuras se ilustran en la Figura 2.4.

II.2. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS Y MENAS

El yacimiento Milpilllas es un caso típico de continuidad genética entre las rocas, las menas y la ganga, así como con las alteraciones hipogénicas tempranas. Su estudio representó una complejidad mayor que otros casos, ya que el yacimiento actual está casi totalmente oxidado o afectado por intemperismo muy profundo y su zoneamiento ha sido modificado por varios tipos de alteración. El estudio de las litologías se efectuó en muestras de la zona adyacente menos alterada que la zona central. La caracterización de la zona mineralizada y el zoneamiento fue necesario determinarlos indirectamente a partir de varias técnicas combinadas microscópicas, espectroscópicas y geoquímicas. Se emplearon técnicas petrográficas (incluyendo conteos de sulfuros relictos y totales), difracción

de rayos X, y espectroscopia infrarroja SWIR (19 muestras). También estudios geoquímicos variados como geoquímica de elementos mayores, de traza, tierras raras, geocronología e isotopía, efectuados en un conjunto de muestras representativo del yacimiento mineral y su vecindad.

Muestras estudiadas. Las muestras se seleccionaron en series representativas del conjunto de pórfidos, de variedades litológicas principales de roca encajonante, el batolito granodiorítico, los diques máficos, y las distintas paragénesis mineralizadas y alteradas. Se colectaron y estudiaron un total de 33 muestras de roca fresca y alterada o mineralizada, distribuidas como sigue: (a) 23 muestras de núcleos de barrenos, (b) 4 muestras de afloramientos cercanos de variedades del batolito productor en los bordes del semi-graben Milpillas (2 de la granodiorita Milpillas y 2 de la granodiorita y monzodiorita El Chivato), y (c) 6 muestras de algunas localidades clave en el distrito (3 del granito Cananea, 2 de la granodiorita Cuitaca y María, y 1 de los diques Campana). Estas últimas se seleccionaron para referencia o comparación y con objeto de completar el modelo petrológico y geoquímico del yacimiento.

Geocronología. Los estudios geocronológicos se efectuaron en 9 muestras distribuidas en los grupos siguientes: (1) En la Universidad de Arizona se realizaron cuatro fechamientos, dos por U-Pb en circones de los pórfidos productivos de Milpillas con ICPMS-MC, y dos de la mineralización con Re-Os en molibdenita fresca (Valencia *et al.*, 2006a); (2) en la Universidad de Stanford, California se realizaron otros dos fechamientos del granito Cananea, por U-Pb en circones con SHRIMP; (3) en el CICESE se efectuaron dos fechamientos con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de una muestra de La granodiorita Milpillas y otra de la cuarzomonzonita Nacozari; (4) en el SNGM de Chile fue fechada una muestra de alunita supergénica de la toba

Zacatón con K-Ar, auspiciada por la compañía Codelco. La relación de los distintos grupos de muestras analizadas se detalla en las Tablas II.5 y II.6 (Inciso II.2.4).

Banco de datos. Se contó con acceso a los archivos de Peñoles en el proyecto Milpillas, el cual consta de varios miles de muestras (~40,000). En éstas, además de los registros estructurales y litológicos se incluyen análisis geoquímicos, láminas delgadas, superficies pulidas y determinaciones petrológicas de rocas, menas, alteraciones, y vetillas, del yacimiento. Las muestras son principalmente de núcleos de barrenación, pero también se tiene algunas de los afloramientos típicos. Esta información (previa) se complementó en este trabajo con los estudios selectos mencionados antes, para la reconstrucción evolutiva del yacimiento.

II.2.1 Estudios de petrografía y geoquímica de rocas

Petrográficos. Para estos estudios se contó con la colección de Peñoles del yacimiento Milpillas que consiste de ~300 muestras, estudiadas previamente en sección delgada con distintos propósitos. A partir de dicha colección se seleccionaron y revisaron 98 muestras indicativas para este trabajo, incluyendo 35 muestras petrográficas estudiadas previamente por Williams (1990) y 63 muestras estudiadas por Pérez-Segura (1999 y 2001) (reportes internos no publicados, archivo Peñoles), que se resumen en el Apéndice B1a. Además, en este trabajo se estudió un conjunto de 29 muestras representativas de las litologías estudiadas mediante geoquímica elemental. Entre estas últimas, 15 muestras fueron validadas con un estudio adicional efectuado en la Universidad de Sonora por Ochoa-Landín (2003), las cuales se resumen en el Apéndice B1b.

La petrografía y caracterización de menas se realizó con la asesoría del Dr. Lew Gustafson y el apoyo de los petrógrafos del laboratorio de Codelco, Chile

(Enrique Tidy y Miriam Tapia), y del CIDT de Peñoles en Monterrey, así como del Dr. Efrén Perez de la Universidad de Sonora. Los estudios petrográficos de rocas alteradas intensa y pervasivamente poco pudieron aportar respecto a la clasificación de la roca original. La mayoría de las muestras estudiadas presentaron este problema parcial o totalmente. Sin embargo, si resultaron de utilidad para conocer algunos aspectos texturales preservados y para la mineralogía de ganga y alteración, así como para establecer algunas relaciones de contacto con los minerales opacos.

Las diferentes rocas plutónicas y volcánicas se clasificaron petrográficamente con el sistema IUGS, a partir de su textura y abundancia estimada de minerales modales y por conteo de puntos. A partir de los análisis químicos de elementos mayores también se realizó la determinación cuantitativa de especies normativas y se compararon con las determinadas con microscopía óptica, considerando las limitaciones de ambos métodos. Para realizar la evaluación petrogenética de estas rocas todos estos estudios se complementaron con estudios geoquímicos.

Geoquímica de rocas. comprendió análisis multielementales, tanto de elementos mayores y traza, así como análisis de tierras raras (REE). Estos análisis se efectuaron principalmente en el laboratorio comercial ALS Chemex de Vancouver Canadá y en LUGIS, en cinco grupos, como sigue:

- 1) La determinación de los óxidos de elementos mayores (10 óxidos) en roca total se realizó por el método ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectroscopy*) en un equipo Varian Vista Pro-radial con el paquete comercial ME-ICP06.

2) Para los análisis multielementales (48 elementos) de elementos menores y traza (incluyendo 14 del grupo de tierras raras) se utilizó el método de ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*) con un equipo Elan 9000 y el paquete comercial ME-MS61 y también ICP-AES.

3) el ensaye de oro y el paquete comercial Au-AA23 multielemental que incluye Au+23 elementos se realizó con un espectrómetro Varian 240 de absorción atómica.

4) Los 17 elementos con alto potencial de ionización fueron analizados separadamente (principalmente tierras raras). Estos fueron tratados por fusión con metaborato de litio y análisis con ICP-MS utilizando un equipo Elan 9000, lo cual corresponde al paquete comercial ME-MS82.

5) Cuatro de las 4 muestras fueron analizadas con fluorescencia de rayos X, por elementos mayores y traza, y ocho por tierras raras REE con el método ICP-MS. Estos análisis fueron realizados en el laboratorio LUGIS de la UNAM.

Los datos obtenidos de estos estudios se procesaron y analizaron en las distintas gráficas y diagramas de variación geoquímicos tanto para elementos mayores como para elementos traza. La metodología que fue utilizada en la preparación y digestión de las muestras para cada grupo de elementos, así como sus protocolos de análisis se describen con mayor detalle en el Apéndice B3.

Geoquímica de isótopos radiogénicos. Para evaluar la naturaleza de las fuentes del magma (plutones de Milpillas) con isótopos radiogénicos de Rb-Sr y Sm-Nd en roca total, se realizaron análisis isotópicos a cuatro muestras. Éstas fueron determinadas en el laboratorio LUGIS de la UNAM, utilizando un espectrómetro de masa Finnigan MAT 262 de ionización termal (TIMS).

II.2.2 Estudios petrológicos y geoquímicos de menas y alteraciones

Entre los principales estudios efectuados en las menas y alteraciones se incluyen: (a) la mineragrafía por conteo de sulfuros totales y de sulfuros relictos, (b) la microscopía electrónica de barrido SEM; (c) la espectrometría por difracción de rayos-X; (d) la espectrometría infrarroja SWIR y la difracción de rayos X se utilizaron para la determinación de la mineralogía de alteración y de ganga en mezclas de grano muy fino (no determinables en sección delgada); (e) las mediciones sistemáticas de intensidad de vetillas de cuarzo en unidades de longitud x área (cm^{-1}); (f) análisis geoquímicos multielementales tanto de rocas como de muestras del substrato rocoso (paleosuelos); (g) geoquímica de compósitos a distintos niveles en el yacimiento; h) también se realizó un estudio geoquímico de iones móviles en suelos. En el Apéndice B2, se resumen las técnicas utilizadas y los principios de estos estudios.

Estudios mineralógicos. Las asociaciones minerales y su orden paragenético de precipitación fueron determinados en muestras alteradas con base en mineragrafía de superficies pulidas, y por conteo de sulfuros relictos encapsulados en cuarzo. Los estudios se practicaron en muestras representativas de los varios tipos de vetillas de las zonas de mena. Además, fueron complementados con una lámina delgada de la misma superficie, para determinar la ganga y sus relaciones de contacto con los sulfuros. Con estos estudios se determinaron las asociaciones de minerales de formación temprana, intermedia o principal y tardía, así como su abundancia relativa en los distintos tipos de vetillas (principalmente de tipo A, B, y D, y escasas tipo EB, y M; ver Gustafson y Hunt, 1975; Clark, 1993). El orden de aparición y tipo de vetillas se estableció por las relaciones de corte, su mineralogía, la presencia de halos de reacción, sutura central y forma.

ROCA	MUESTRA No.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL
------	-------------	------------------	--------------------------------	---------------------------------	-----	-----	-------------------	------------------	------------------	-----	-------------------------------	-----	-------

Pórfidos

Tonalítico	10-238	72.6	15.4	1.87	0.1	0.34	0.26	3.65	0.53	<0.01	0.13	3.27	98.3
Productivo	10-412	72.7	12.9	0.98	0.1	0.21	0.19	3.17	0.47	<0.01	0.15	7.18	98.2
Productivo	10-740	68.1	14.3	5.51	0.06	0.22	0.21	3.62	0.49	<0.01	0.13	5.46	98.2
Tonalítico	11-402	75.4	11.5	0.77	0.02	0.02	0.29	3.02	0.17	0.01	0.05	6.71	98.0
Tonalítico	11-536	70	13.6	2.55	0.03	0.18	0.27	3.72	0.27	<0.01	0.12	8.12	98.9
Tonalítico	13-265	69.3	18.5	1.2	0.18	0.05	0.11	0.47	0.61	<0.01	0.27	7.99	98.8
Productivo	13-379	77.1	13.2	0.98	0.07	0.42	0.14	2.37	0.48	0.01	0.15	4.09	99.1
Tonalítico	13-651	60.6	19.4	6.03	0.15	1.78	0.11	2.53	1.03	0.07	0.18	6.61	98.6
Czo.feld Joven	74-534	66.8	16.5	3.41	0.05	0.28	0.17	3.94	0.45	<0.01	0.16	6.93	98.9
Czo.feld.	83-687	62.8	18.1	4.94	0.07	0.26	0.12	4.52	0.61	<0.01	0.2	6.5	98.3
Feldespático	89-723	66.5	16.3	4.67	0.05	0.22	0.17	3.93	0.45	0.01	0.15	7.04	99.8
Czo.feld. (g)	120-549	61.9	20.6	2.39	0.05	0.69	0.18	6.31	0.92	<0.01	0.09	6.48	99.7
Feldespático	126-410	67.1	16.8	3.17	0.06	0.37	0.24	3.59	0.53	0.01	0.21	6.13	98.4
Feldespático	130-245	72.9	14.4	1.87	0.11	0.08	0.13	2.25	0.62	<0.01	0.23	6.35	99.1
Czo.feld Joven	150-692	62.6	22.5	1.12	0.02	0.02	0.06	0.49	0.46	<0.01	0.16	10.75	98.4
Feldespático	184-655	66.5	14.35	6.97	0.06	0.39	0.11	2.36	0.94	0.01	0.09	6.79	98.6

Volcánicas

Andesita	22-427	70.5	16.05	2.70	0.08	0.21	0.21	1.84	0.51	0.01	0.15	6.26	98.6
Andesita	73-420	57.0	16.4	9.39	0.69	2.83	0.88	5.48	0.71	0.08	0.13	6.35	100.0
Andesita	78-392	57.3	16.3	6.50	0.59	5.28	0.14	4.97	0.89	0.14	0.23	6.73	99.1
Riolita	191-694	76.6	11.0	3.83	0.02	0.35	0.12	3.13	0.20	0.01	0.04	3.72	99.1
Riolita	203-533	78.7	12.1	0.86	0.03	0.40	0.08	3.36	0.17	0.03	0.02	3.51	99.3

Granitoides

Gd. Cuitaca	CN-01	68.1	15.3	3.16	0.12	0.67	0.12	6.68	0.37	0.02	0.07	4.02	98.8
Diq. Campana	CN-02	65.0	16.2	3.55	3.77	1.10	4.23	3.17	0.50	0.05	0.19	0.80	98.8
Gd. El Chivato	BN-001	59.2	17.0	6.51	5.18	2.88	3.79	3.12	0.87	0.08	0.23	0.46	99.4
Gd. María	BN-002	66.4	16.3	3.37	3.92	1.12	4.26	3.28	0.51	0.05	0.19	0.76	100.5
Gd. Milpillás	BN-003	66.0	15.0	4.57	2.51	1.78	3.36	4.01	0.58	0.09	0.15	1.85	100.0
Gd. Milpillás-2	BN-003*	65.5	14.8	4.78	2.51	1.83	3.36	4.15	0.56	0.07	0.14	1.29	99.1
Mzd El Chivato	BN-004	54.8	17.0	8.34	6.82	3.85	3.27	2.17	1.07	0.13	0.25	0.95	98.8
G. Cananea (f)	BN-11	73.7	12.7	2.25	0.60	0.28	2.48	5.32	0.27	0.05	0.03	1.49	99.2
G. Cananea (g)	GC-01	71.2	13.6	2.24	0.40	0.70	2.65	5.43	0.52	0.07	0.14	1.69	98.7
G. Cananea-2	GC-1*	70.4	15.0	1.52	0.42	1.65	1.83	6.65	0.70	0.07	0.14	1.19	99.6

Tabla II.1. Resultados de análisis por elementos mayores (% en peso) en roca total para las 29 muestras de interés (dos están duplicadas*). Las muestras de núcleo de barrenos de Milpillás son 21, de estas 16 son de los pórfidos y 5 de rocas volcánicas encajonantes. Las muestras de granitoides son de afloramientos en la región adyacente intermedia hacia Cananea. Czo. = cuarzo, Feld. = feldespático, (g) = grano grueso, (f) = grano fino, Gd = granodiorita, Diq. = dique, Mzd. = monzodiorita, G. = granito. Análisis efectuados en ALS Chemex, y LUGIS-UNAM.

II.2.3 Elementos mayores y traza

La naturaleza original pobremente preservada de la mayoría de las rocas estudiadas permitió anticipar que los análisis de elementos mayores resultarían de utilidad solo para la caracterización de las rocas frescas, y solo parcialmente en las rocas relativamente frescas. En muestras alteradas los resultados de los elementos mayores no resultaron representativos. Sin embargo, los análisis de elementos traza si fueron consistentes y confiables, sobre todo los de alto potencial iónico (*i.e.*, tierras raras, Zr, Y, Nb, Ti, etc.) por su relativa inmovilidad. Además, estos últimos fueron (casi) la única opción viable para la clasificación de las rocas alteradas y resultaron de mucha utilidad para realizar su caracterización petrogenética.

Elementos mayores

Los resultados de los análisis de roca total para las 29 muestras de interés (Tabla II.1), fueron ordenados y procesados para adaptarlos a su respectiva configuración gráfica. En ésta se utilizó el *software* petrogenético apropiado en cada caso (*e.g.*, Norma CIPW, Norman-QuickBasic, KwareMagma, ACNK-FeOt-TAS, Ternplot, Tridraw, GeoqDiag.Az., SigmaPlot, e Igpet). Las gráficas y los diagramas de variación obtenidos fueron los siguientes: estudios normativos, diagramas Harker, álcalis totales contra sílice (TAS), correlación A.I. (índice de alcalinidad), correlación SiO_2 vs FeOT/MgO, correlación $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, ternario AFM, y ternario $\text{TiO}_2\text{-MnOx10-P}_2\text{O}_5\text{x10}$. Las variaciones que se observan y comentan en las siguientes gráficas y diagramas de variación geoquímicos tienen validez para las muestras frescas, y solo parcialmente en rocas poco alteradas. Su utilidad en rocas alteradas pervasivamente es de limitada a nula.

ROCA ⁽¹⁾		C L A S I F I C A C I Ó N	
Pórfidos	MUESTRA	PETROGRAFÍA ⁽²⁾	Normativa IUGS ⁽³⁾
Pórfido tonalítico	10-238	Pórfido tonalítico ~	Granitoide cuarcífero
Pórfido productivo	10-412	Pórfido cuarzolático bx +	Granitoide cuarcífero
Pórfido productivo	10-740	Pórfido cuarzolático +	Granitoide cuarcífero
Pórfido tonalítico	11-402	Pórfido andesítico-dacítico ~	Granitoide cuarcífero
Pórfido tonalítico	11-536	Pórfido dacítico +	Granitoide cuarcífero
Pórfido tonalítico	13-265	Pórfido andesítico-dacítico ~	Cuarzolita (silexita)
Pórfido productivo	13-379	Pórfido andesítico-dacítico ~	Granitoide cuarcífero
Pórfido tonalítico	13-651	Pórfido cuarzolático +	Granitoide cuarcífero
Pórfido cuarzo-feld. Joven	74-534	Pórfido cuarzo-monzonítico*	Granitoide cuarcífero
Pórfido cuarzo-feldespático	83-687	Pórfido cuarzo-monzonítico*	Tonalita
Pórfido feldespático	89-723	Pórfido cuarzo-monzonítico*	Granitoide cuarcífero
Pórfido cuarzo-feld. (g)	120-549	Pórfido cuarzo-monzonítico	Tonalita
Pórfido feldespático	126-410	Pórfido monzonítico*	Granitoide cuarcífero
Pórfido feldespático	130-245	Pórfido monzonítico*	Granitoide cuarcífero
Pórfido cuarzo-feld. Joven	150-692	Pórfido cuarzo-monzonítico*	Cuarzolita (silexita)
Pórfido feldespático	184-655	Pórfido monzonítico*	Granitoide cuarcífero

Volcánicas

Andesita	22-427	Dacita-andesita*	Riolita alcalina
Andesita	73-420	Andesita-dacita*	Riolita alcalina
Andesita	78-392	Andesita-dacita*	Andesita cuarcífera
Riolita	191-694	Riolita-dacita*	Dacita
Riolita	203-533	Dacita-andesita*	Andesita cuarcífera

Granitoides

Granodiorita Cuitaca	CN-01	Cuarzo-monzonita*	Tonalita
Diques Campana	CN-02	Dique de kersantita - alt.hid*	Cuarzo-monzonita
Granodiorita El Chivato	BN-001	Granodiorita °	Sienita feld.-alcalino
Granodiorita María	BN-002	Cuarzo-monzonita °	Monzogranito
Granodiorita Milpillas	BN-003	Granodiorita °	Monzogranito
Granodiorita Milpillas**	BN-003-2	Granodiorita °	Monzogranito
Monzodiorita El Chivato	BN-004	Monzodiorita °	Diorita
Granito Cananea (f)	BN-11	Cuarzo-monzonita °	Granito feld.-alcalino
Granito Cananea (g)	GC-01	Cuarzo-monzonita °	Granito feld.-alcalino
Granito Cananea (g)**	GC-1	Cuarzo-monzonita °	Granito feld.-alcalino

Tabla II.2. Comparación entre las tres clasificaciones de las 29 muestras de interés: La de campo⁽¹⁾, la de microscopía en lámina delgada⁽²⁾, y la IUGS a partir de la norma CIPW⁽³⁾. El efecto de la alteración hidrotermal pervasiva intensa, sobre todo en los pórfidos y rocas volcánicas, causó una similitud en su composición química tendiendo a uniformizarla, como se aprecia en la columna de clasificación a partir de la normativa IUGS para estos dos grupos de rocas. La petrografía fue validada por al menos un petrógrafo especialista en cada grupo de rocas, y es como sigue: ° de publicaciones, * Dr. Lucas Ochoa L., ~ Dr. Sid Williams, + Dr. Lew Gustafson. ** Muestra duplicada, Feld. = feldespático, (g) = grano grueso, (f) = grano fino.

Clasificación normativa IUGS. Los minerales normativos CIPW en los pórfidos y rocas volcánicas alteradas hidrotermalmente difieren bastante en sus proporciones, con la mineralogía determinada por petrografía, y por eso la clasificación de las rocas también difiere (Tabla II.2). Esto se debe a que su composición química original fue modificada por los diversos tipos de alteración, cuyos efectos tendieron a uniformizar la composición de los distintos tipos de roca. Los resultados obtenidos en las rocas alteradas reflejan la redistribución global de los elementos, causada por dicha modificación, si se compara su distribución con la

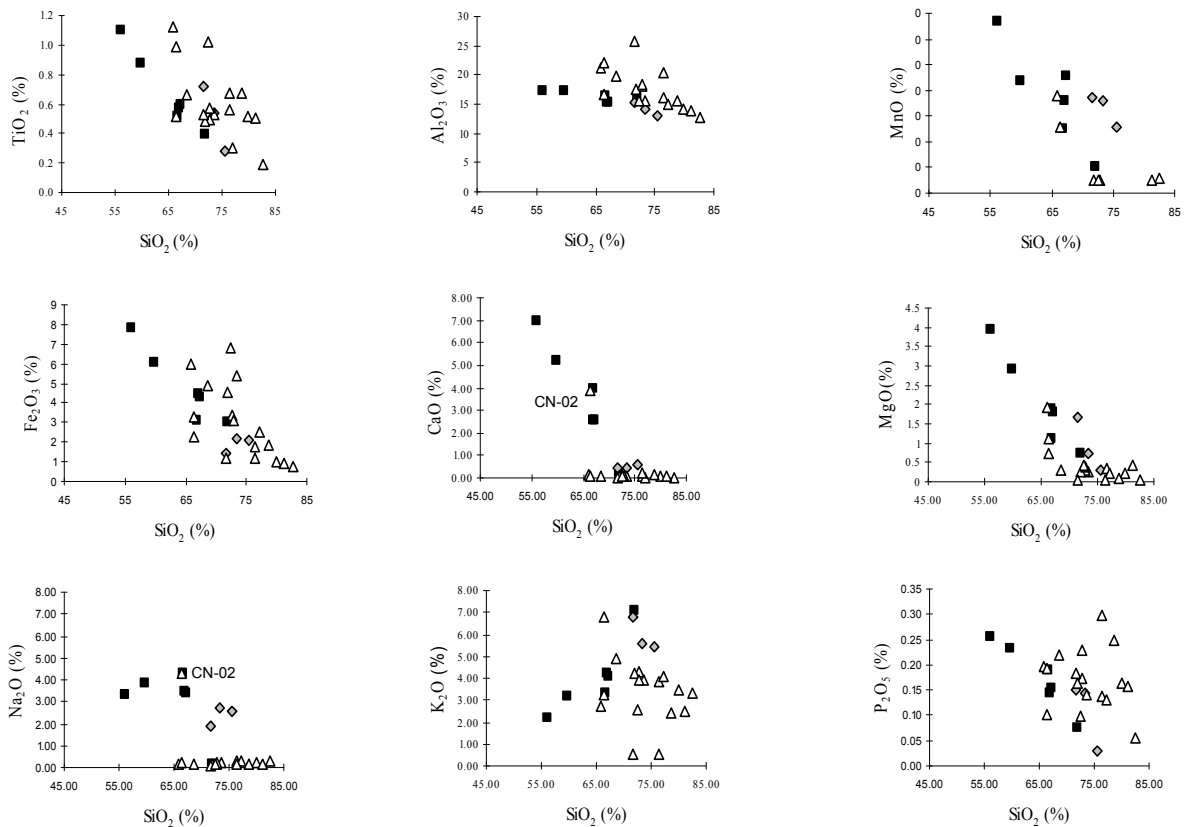


Figura 2.5. Diagrama tipo Harker para granitoides y pórfidos, mostrando las variaciones de los elementos mayores con respecto a SiO_2 (%). ■ = granitoides frescos, ◇ = granito Cananea; △ = pórfidos alterados hidrotermalmente. Casi todos los elementos muestran modificaciones por los efectos de la alteración. Los más notables son el fuerte empobrecimiento en Na_2O , CaO y MgO respecto a las muestras frescas, y en menor grado K_2O , así como cierto enriquecimiento en SiO_2 y Al_2O_3 , y en menor grado Fe_2O_3 , TiO_2 y P_2O_5 . La muestra CN-02 es de los diques campana relativamente frescos.

original de las rocas frescas, y es una indicación parcial del grado de alteración de esas rocas.

Diagramas tipo Harker. Las gráficas de variación (dispersión o *scatter plot*) de elementos mayores con respecto a SiO_2 indican que casi todos los elementos fueron modificados en grado variable. En el diagrama de la Figura 2.5, las muestras de los pórfidos y las rocas volcánicas presentan fuerte empobrecimiento en Na_2O , CaO y MgO , un poco menor en K_2O , enriquecimiento en SiO_2 y Al_2O_3 , y en menor grado Fe_2O_3 , TiO_2 y P_2O_5 , al compararse con las muestra frescas correspondientes. En las variaciones referidas se observa cierta influencia en los elementos causada por su movilidad característica en la alteración hipogénica. El efecto de la alteración supergénica es todavía más pronunciado que el hipogénico. Estos elementos revelan una marcada tendencia característica de la movilidad de estos iones en el ambiente de intemperismo (Apéndice C.3).

Diagramas TAS (sílice vs álcalis totales). En estos gráficos también se observa un fuerte y lógico contraste en el comportamiento entre las rocas alteradas y las más frescas (Figuras 2.6, y B.4.1 en el Apéndice B4). Las rocas alteradas (pórfidos y volcánicas) no son representativas, ya que presentan un evidente empobrecimiento en Na_2O y K_2O , así como también cierto enriquecimiento en SiO_2 . Estos efectos desplazan y modifican su clasificación petrológica original en forma similar a lo que ocurre en la normativa IUGS. En contraste, las rocas menos alteradas presentan un comportamiento más consistente en este tipo de diagramas de correlación y su clasificación es más cercana. En la Figura 2.6 nótese la dispersión en la clasificación de los granitoides de los más alterados a los frescos.

Índice de alcalinidad (A.I.) vs Al_2O_3 . En el diagrama de correlación (Figura 2.7) las muestras frescas, o con ligera alteración, presentan una marcada tendencia

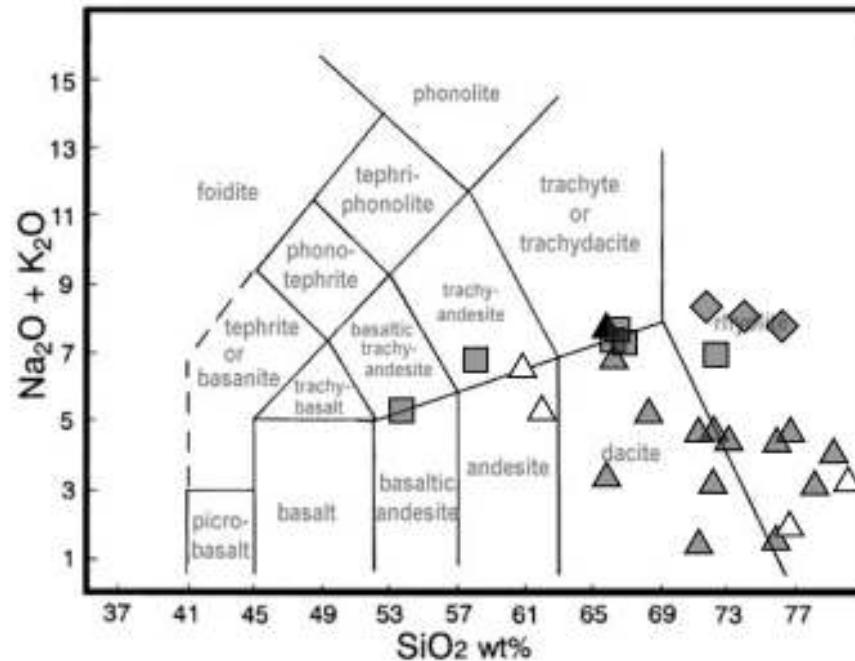


Figura 2.6. Diagrama TAS (*Total Alkalies vs Silica*) para muestras de las distintas litologías. ■ = granitoides relativamente frescos; ◆ = granito Cananea; los triángulos oscuros son los pórfidos alterados, el triángulo negro es de los diques Campana; los triángulos blancos son rocas volcánicas alteradas (excepto las dos hacia el centro del diagrama). Las rocas alteradas presentan un claro empobrecimiento en Na_2O y K_2O y también cierto enriquecimiento en SiO_2 . Los campos se tomaron de Le Bas et al. (1986). El graficado de puntos se realizó en el software *Kware Magma*.

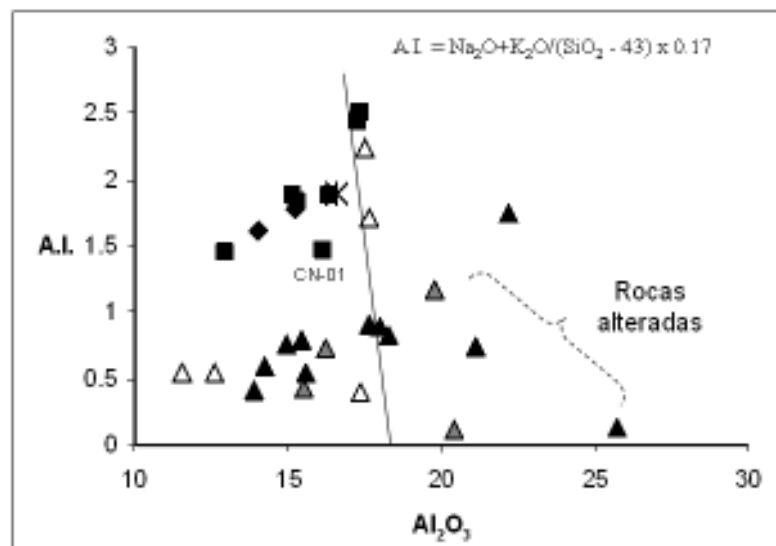


Figura 2.7. Diagrama de correlación A.I. (*alkalinity index*) vs Al_2O_3 para muestras de las distintas litologías. ■ = son granitoides relativamente frescos (excepto la granodiorita Cuitaca CN-01 que está ligeramente alterada); ◆ = granito Cananea; ▲ = pórfidos alterados; △ = pórfidos productivos; * = diques Campana; △ = rocas volcánicas alteradas (excepto las dos superiores en el diagrama). Se observan dos poblaciones, la superior son rocas más frescas. Las rocas alteradas (inferior) presentan un claro empobrecimiento en alcalis: Na_2O y K_2O , y también cierto enriquecimiento en Al_2O_3 (por alteración argílica avanzada tanto hipogénica como supergénica).

metaluminosa y subalcalina. En éste se observan dos poblaciones: una de las rocas más frescas, y la de rocas alteradas, las cuales presentan un claro empobrecimiento en álcalis (Na_2O y K_2O), y también cierto enriquecimiento en Al_2O_3 , muy probablemente por alteración argílica avanzada y removilización supergénica. El diagrama A/CNK vs SiO_2 (Figura B.4.2 en el Apéndice B4) las muestras de rocas frescas o con ligera alteración se comportan con una clara tendencia subalcalina. En este diagrama también se presentan dos poblaciones con un comportamiento muy parecido al observado en la Figura 2.7.

Distinción entre rocas de las series calcialcalina y toleítica. Las principales observaciones para los respectivos diagramas son: (a) el conjunto de rocas ígneas se comporta predominantemente calcialcalino, según los diagramas de SiO_2 vs FeOT/MgO , y K_2O vs SiO_2 (Figuras B.4.3 y B.4.4 en el Apéndice B4). Sin embargo, cuanto mayor es el grado de alteración hidrotermal en pórfidos y rocas volcánicas, la posición de dichas rocas tiende hacia el campo de las series toleíticas; (b) el diagrama ternario AFM (álcalis-hierro-magnesio) indica que las rocas más frescas son calcialcalinas (Figura 2.8) lo cual es consistente con su ambiente real. En tanto que las rocas relativamente frescas (granitoides) pertenecen, en apariencia, a los límites entre las series calcialcalina y toleítica, cuando en realidad son también calcialcalinas; (c) En contraste, en el diagrama de la Figura B.4.5 (en el Apéndice B4) la mayoría de los pórfidos y rocas volcánicas alterados aparecen desplazados totalmente hacia el campo toleítico. Esta conducta es también engañosa, a causa de la movilización geoquímica acrecentada en los elementos incompatibles. Además, ambos grupos de rocas aparentan un avanzado

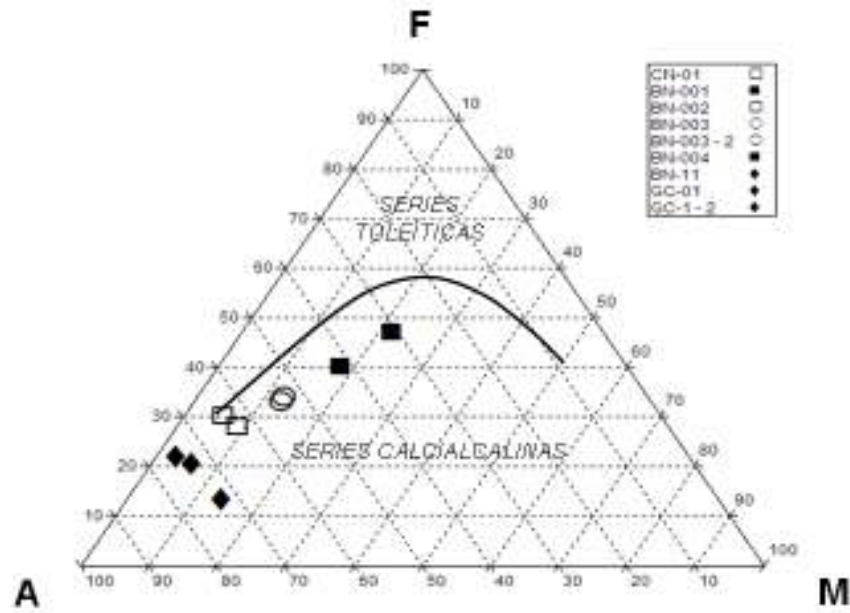


Figura 2.8 Diagrama ternario AFM para los granitoides. ■ = granodiorita y monzodiorita El Chivato (esta última la menos diferenciada), ○ = granodiorita Mijillas, □ = granodiorita Cutaca y María que presentan ligera alteración hidrotermal; ♦ = granito Cananea. A = álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$); F = óxidos de Fe ($\text{FeO} + 0.8998 \text{Fe}_2\text{O}_3$) expresado como $\text{FeO}_{\text{TOTAL}}$; y M = MgO. El límite entre los campos calcialcalino y toleítico es el de Irvine y Baragar, 1971, tomado de Rollinson, 1993.

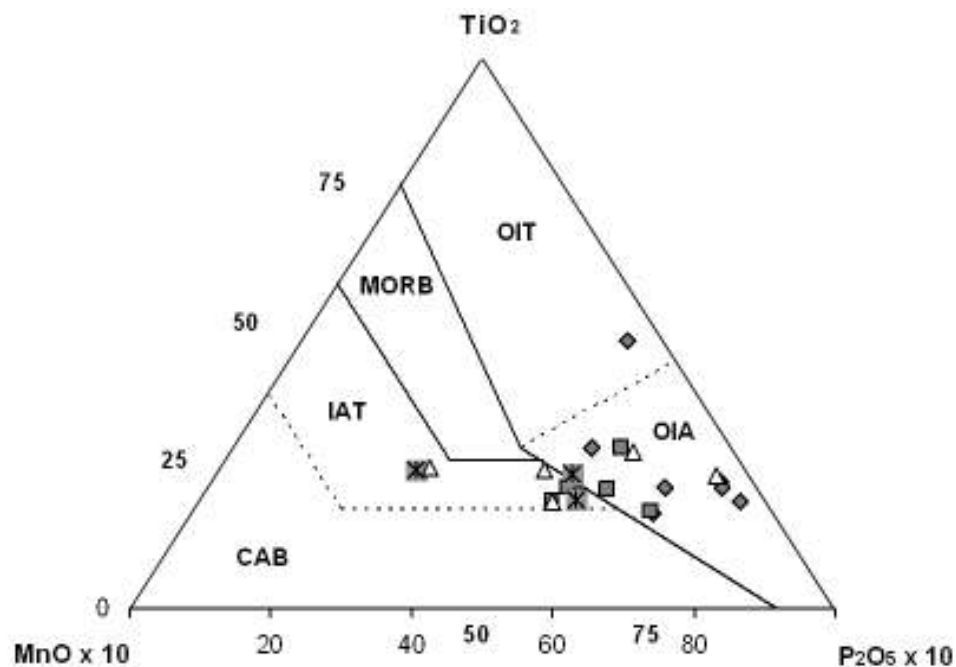


Figura 2.9. Diagrama ternario $\text{TiO}_2\text{-MnOx}10\text{-P}_2\text{O}_5\text{x}10$ para discriminación de ambientes tectónicos de las distintas litologías. □ = granitoides; ✱ = granito Cananea; ♦ = pórfidos; Δ = rocas volcánicas. OIT = toleitas de islas o montañas oceánicas; OIA = basaltos alcalinos de islas o montañas oceánicas; CAB = basaltos calcialcalinos de arco insular; IAT = toleitas de arco insular. Los campos ilustrados son los definidos para basaltos y basaltoandesitas por Mullen (1983).

grado de diferenciación magmática (*i.e.*, tienden a ser más ricas en $A = Na_2 + K_2O$, respecto a F y M), que no corresponde con el de las rocas frescas.

Ambiente tectónico. Para la determinación de ambiente tectónico se seleccionó el diagrama ternario TiO_2 - $MnO \times 10$ - $P_2O_5 \times 10$. En este gráfico casi todas las rocas frescas aparecen en los límites de los ambiente intraplaca oceánico (OIA) y toleítas de arco insular (IAT) (Figura 2.9), mostrando dispersión hacia otros campos. La posición del conjunto de rocas en este diagrama no es realista, y causa confusión, por lo que estos elementos y/o el diagrama utilizado no parecen de utilidad para clasificar ambientes en rocas intrusivas de este tipo.

Elementos traza

Los elementos traza son de gran utilidad como trazadores geoquímicos en el magma por su comportamiento consistente durante los procesos de alta temperatura (White, 2000). El contenido absoluto de estos elementos puede sufrir variaciones durante los cambios, pero las proporciones relativas de unos con respecto a otros (*i.e.*, sus cocientes) tienden a mantenerse. Además, los elementos con alto potencial de ionización REE, Ti, Zr, Y, Nb, Ta, Hf, U, Pb, Th, Ce y Sc, son menos móviles (que otros) y por tanto más resistentes a los procesos de alteración hidrotermal e intemperismo. La alteración hidrotermal, que afecta a las rocas magmáticas bajo estudio, le impuso limitaciones a los elementos mayores para reflejar confiablemente la información petrogenética requerida. A partir de los resultados de análisis de los laboratorios para las 29 muestras de interés, se seleccionaron los elementos traza mostrados en la Tabla II.3, considerados entre los que mejor reflejan la petrogénesis de estas rocas. Para su interpretación se construyeron los gráficos y diagramas de variación respectivos, utilizando *software*

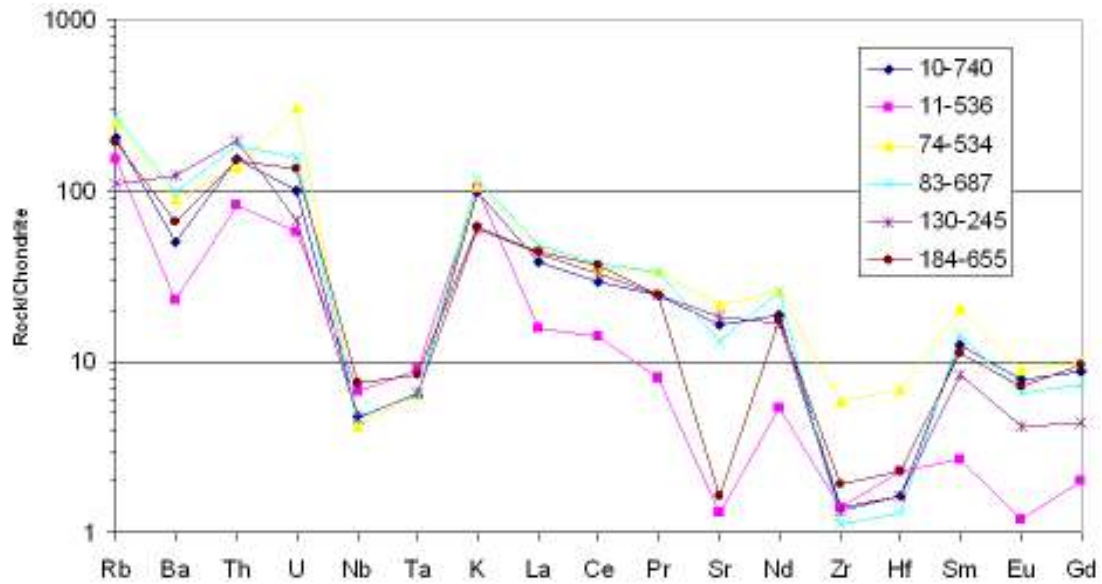


Figura 2.10. Diagrama multielemental (*spidergram*) normalizado a condrita, para los pórfidos incluyendo los productivos (10-740 y 11-536), los moderadamente favorables (74-534 y 83-687), y los poco favorables (130-245 y 184-655). El pórfido tonalítico productivo 11-536 es anómalo en Ba, Sr y Tierras Raras, respecto al resto de los pórfidos, ya que su respuesta es similar al Granito Cananea (diagrama adjunto de los granitoides) en estos dos primeros elementos. El pórfido feldespático poco favorable 184-655, tiene una respuesta en Sr similar al Granito Cananea. La mayoría de los pórfidos presentan una marcada anomalía negativa de Zr y Hf, similar a la granodiorita Milpillas y a la monzodiorita El Chivato (en diagrama adjunto), así como una pronunciada anomalía negativa de Nb y Ta.

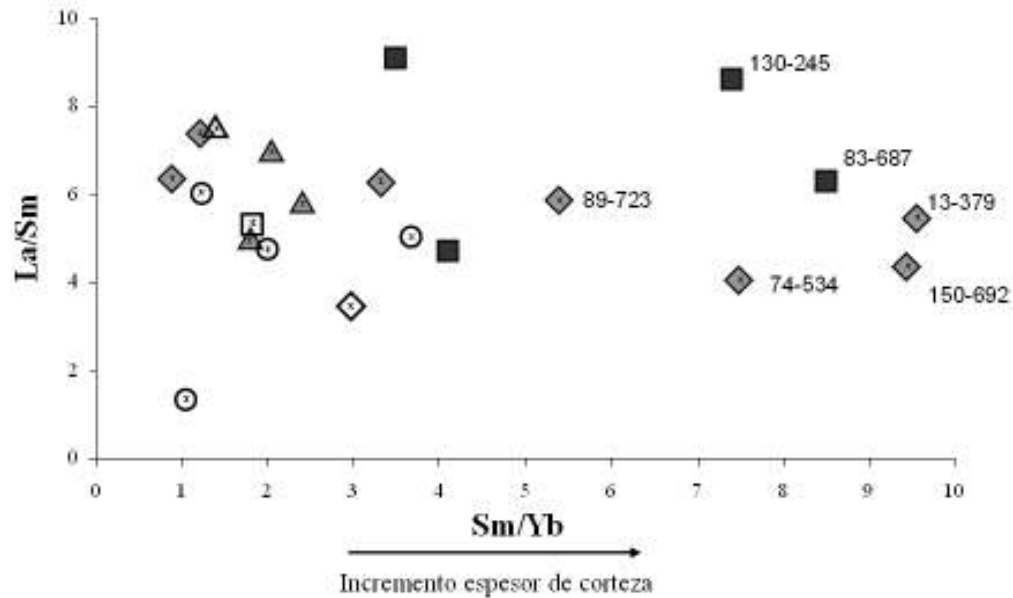


Figura 2.11. Relaciones de La/Sm vs Sm/Yb en pórfidos, granitoides y rocas volcánicas. Este diagrama es de utilidad para revelar engrosamiento cortical durante el magmatismo. ■ = pórfidos productivos; □ = granodiorita Cuitaca ligeramente alterada; ◇ = pórfidos moderadamente favorables; ◊ = diques Campana; ○ = pórfidos poco favorables; ▲ = andesitas; △ = niolita. De acuerdo con estos datos, los pórfidos 130-245; 83-687; 13-379; 150-692 (pórfido Joven) y 74-534, presentan firmas indicativas de un mayor engrosamiento cortical y por tanto poseen una mayor favorabilidad para mineralización que el resto de los pórfidos.

como el Ternplot, Tridraw, MV.REE, GeoqDiag.Az., SigmaPlot, e Igpet. Las principales observaciones son:

Variación multielemental (*spidergrams*). Los valores de los 17 elementos traza seleccionados fueron normalizados a los valores condriticos de Sun y McDonough (1989) y graficados por separado para el grupo de rocas alteradas (Figura 2.10), que incluye pórfidos y rocas volcánicas, y para los granitoides relativamente frescos (Figura B.5.1 en el Apéndice B5). Es claro que ambos grupos de rocas presentan una pendiente y un patrón típico de magmatismo calcialcalino (*i.e.*, un patrón enriquecido en elementos incompatibles) con anomalías negativas características en Nb y Ta y en Zr y Hf y en menor grado Sr. Esta respuesta típica y consistente (sesgo mínimo) es evidencia del menor efecto que la alteración provoca en la mayoría de los elementos traza configurados en los arcnigrámas.

Espesor de corteza y afinidad adakítica. La gráfica de relaciones de La/Sm vs Sm/Yb (Figura 2.11) revela un engrosamiento cortical considerable (margen tipo Andino) durante el magmatismo para los pórfidos favorables a mineralización. Esto sugiere que el emplazamiento de dichos pórfidos fué coincidente con la máxima deformación (*i.e.*, un engrosamiento en mayor grado que con el resto de los pórfidos y los granitoides no favorables) y/o pudo suceder también en una corteza más caliente (y dúctil) que la de estos últimos. Por otro lado la gráfica de variaciones de La/Yb vs Sr/Y (Figura B.5.2 en el Apéndice B5) presenta dos poblaciones para el grupo de rocas en estudio. La población (línea punteada) en la porción superior izquierda de la gráfica corresponde a la gran mayoría de los pórfidos y los diques Campana. Esta población presenta altos cocientes de La/Yb y Sr/Y, y es de muy probable afinidad adakítica, ya que también presenta contenidos altos de SiO₂, con Al₂O₃ (>15%) y concentraciones de MgO, Cr

ROCA	No.	Ba	Ce	Hf	K	La	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	Ti	U	Y	Zr
------	-----	----	----	----	---	----	----	----	----	----	----	----	---	---	----

Pórfidos

Tonalítico	10-238	720	89.8	0.2	3.1	43.4	5.4	174	450	0.32	9.8	0.21	0.9	3.3	6.9
Productivo	10-412	520	148.5	0.4	2.6	53.6	4.7	102	474	0.33	11.6	0.16	1.2	16.2	10.6
Productivo	10-740	350	52.2	0.5	3.0	26.4	3.4	130	346	0.26	12.9	0.15	2.1	20.6	15.8
Tonalítico	11-402	440	15.8	0.4	3.1	7.3	7.7	72	97	0.57	2.7	0.08	0.5	1.4	11.0
Tonalítico	11-536	160	24.7	0.7	3.1	10.8	4.8	96	28	0.37	6.9	0.09	1.2	3.6	15.8
Tonalítico	13-265	580	57.1	0.3	0.4	26.4	5.3	15	495	0.34	14.9	0.17	1.0	2.9	10.0
Productivo	13-379	820	65.4	0.4	2.0	28.1	4.5	83	267	0.31	12.1	0.18	3.5	2.4	11.1
Tonalítico	13-651	510	79.4	1.1	2.0	36.3	7.3	157	89	0.51	14.3	0.47	4.7	21.7	36.1
Czofeld. Joven	74-534	630	62.5	2.1	3.2	31.3	3.0	159	456	0.26	11.6	0.12	6.4	11.2	66.1
Cuarzofeld.	83-687	680	65.9	0.4	3.5	32.5	3.4	172	275	0.26	15.5	0.18	3.3	10.4	12.4
Feldespático	89-723	160	93.1	1.6	3.2	41.6	4.5	145	421	0.33	10.9	0.14	4.1	10.5	51.8
Feldespático	126-410	740	232.0	1.7	2.8	73.6	3.1	142	300	0.32	19.2	0.15	8.5	>500	41.7
Feldespático	130-245	860	57.8	0.5	1.8	29.5	3.3	69	390	0.27	16.5	0.17	1.4	2.8	14.9
Czofeld, Joven	150-692	1340	78.3	1.8	0.4	35.8	7.2	13	281	0.59	13.0	0.26	4.0	7.8	54.1
Feldespático	184-655	460	65.5	0.7	1.8	30.0	5.3	121	35	0.34	12.8	0.35	2.8	12.2	21.2

Volcánicas

Andesita	22-427	670	38.2	0.9	1.5	18.2	3.6	73	102	0.31	16.9	0.11	2.0	3.1	25.0
Andesita	73-420	1280	62.2	1.7	4.2	28.2	9.1	231	88	0.60	9.7	0.34	10.9	14.1	60.6
Andesita	78-392	330	53.3	0.8	4.0	23.7	8.2	341	66	0.49	8.6	0.47	2.5	46.2	27.8
Riolita	191-694	320	69.0	0.9	2.6	31.8	6.9	173	47	0.53	14.5	0.08	13.2	8.4	26.1
Riolita	203-533	230	43.9	1.5	2.6	24.0	11.5	128	62	0.85	16.7	0.09	7.7	6.1	42.2

Granitoides

Gd. Cuitaca	CN-01	990	54.2	2.5	5.5	28.2	7.6	362	48	0.52	10.2	0.21	4.3	7.9	78.4
Diq. Campana	CN-02	1010	50.6	0.5	2.8	24.3	8.1	112	611	0.63	9.8	0.32	3.7	9.7	8.8
Gd. María	BN-002	990	50.4	0.5	2.8	24.3	8.1	106	611	0.57	10.1	0.31	3.8	9.2	8.8
Gd. Milpillás	BN-003	830	71.7	1.0	3.5	35.1	12.1	243	337	1.14	36.0	0.35	11.0	21.2	26.1
Mzd El Chivato	BN-004	680	50.6	0.5	1.9	22.2	8.8	62	588	0.63	8.9	0.66	2.9	18.7	7.9
G. Cananea (f)	BN-11	260	164.5	3.5	4.4	85.0	20.1	352	37	1.93	47.6	0.14	9.0	89.1	84.5
G. Cananea (g)	GC-01	800	73.6	1.2	4.3	32.5	10.6	271	69	0.97	23.4	0.17	4.9	30.0	27.5

Tabla II.3. Resultados de análisis para el grupo seleccionado de elementos traza (en ppm, a excepción del K y Ti que están dados en %). Czofeld. = cuarzofeldespático, (g) = grano grueso, (f) = grano fino, Gd = granodiorita, Diq. = dique, Mzd. = monzodiorita, G. = granito. Análisis efectuados en ALS Chemex y LUGIS-UNAM.

Ni, y Sr generalmente altas (Tablas II.1 y II.3).

Discriminación de ambiente tectónico. Según la gráfica de variaciones de Th/Yb vs Ta/Yb las rocas estudiadas se ubican en los límites de los campos calcialcalino y shoshonítico (Figura 2.12). Esta gráfica y la gráfica de variaciones de Zr/Y vs Zr, así como el diagrama ternario Th- Hf/3-Ta (Figuras B.5.3 y B.5.4 en el Apéndice B5) indican que todas las rocas estudiadas pertenecen a un margen continental destructivo. Los diagramas de variación de Ti-Zr, Ti-Zr-Sr y Zr/Y-Zr (Figuras B.5.5, B.5.6 y B.5.7 en el Apéndice B5) respectivamente, ubican al conjunto de rocas en forma dispersa, dentro y fuera de los campos calcialcalino y de toleítas de arco insular.

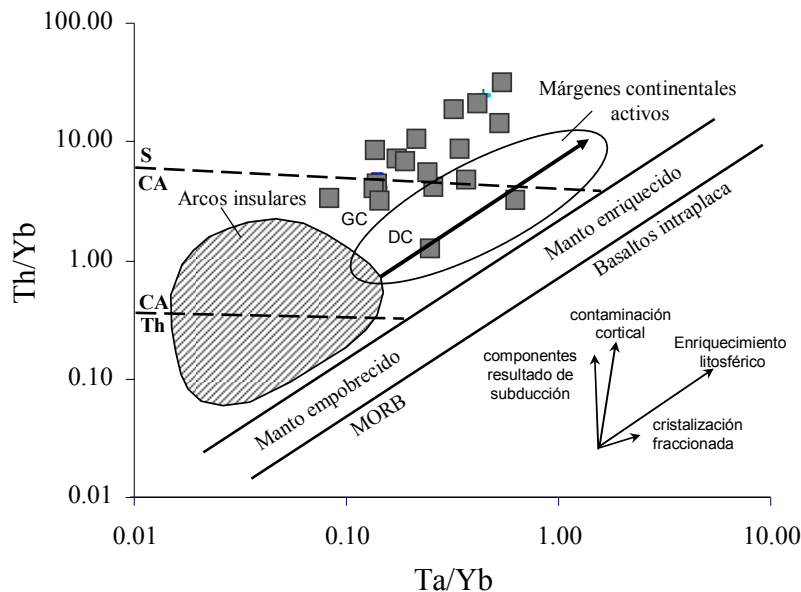


Figura 2.12. Diagrama para discriminación de ambientes tectónicos según las variaciones de Th/Yb en función de Ta/Yb. □ = grupo de muestras que incluye los pórfidos y las rocas volcánicas alterados, así como una muestra de la granodiorita Cuitaca (GC) y otra de los diques Campana (DC) con ligera alteración. CA = calcialcalino; Th = Toleítico; S = Shoshonítico. Este diagrama relaciona los elementos de traza, especialmente LILE / HFSE, y es útil para distinguir basaltos relacionados a subducción de los de ambiente intraplaca (adaptado de Wood *et al.*, 1979).

Por otro lado, las variaciones de Zr/Y vs Ti/Y (Figura B.5.8 en el Apéndice B5) sólo indican un ambiente de margen de placa. La posición de las rocas menos alteradas, en varios de estos diagramas, sugiere un cierto grado de contaminación cortical, revelado por el sesgo hacia los campos contiguos que presentan los datos en los gráficos.

Tierras Raras (REE). Los 14 elementos de este grupo, debido al elevado estado de oxidación que normalmente presentan (y radio iónico relativamente pequeño) están entre los elementos traza menos móviles a la alteración hidrotermal e intemperismo. En algunos casos, cuando la alteración involucra gran cantidad de fluidos estos elementos llegan a ser movilizados, aunque en distancias muy pequeñas respecto a su fuente. Los resultados de las 29 muestras analizadas (Tabla II.4), fueron normalizados a condrita, con base en los mejores valores para el meteorito de Orgueil (condrita carbonosa del tipo CI1). Así, cada grupo de rocas fue interpretado por separado (*i.e.*, pórfidos, granitoides, rocas volcánicas) en los respectivos diagramas de variación binarios.

En general, la configuración de los distintos patrones normalizados indica que los pórfidos productivos son los que muestran el mayor grado de diferenciación magmática junto con evidencia de fraccionamiento (*i.e.*, separación por cristalización) de plagioclasa, hornblenda y biotita. Esto lo indican conjuntamente tres rasgos distintivos (1) las fuertes pendientes de los patrones, producidas por una mayor concentración de elementos incompatibles (LREE) respecto a las tierras raras pesadas (HREE), y (2) las anomalías negativas de Eu causadas por fraccionamiento de plagioclasa, y (3) la concavidad negativa típica, mostrada en los HREE, producida por el fraccionamiento de especies minerales hidratadas y ricas en aluminio. Estos rasgos distintivos indican que los pórfidos productivos proceden

ROCA	MUESTRA No.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
------	-------------	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

Pórfidos Productivos

Tonalítico	13-265	19.4	42.0	5.1	20.0	4.1	0.8	3.2	0.4	1.5	0.3	0.8	0.1	1.0	0.2
Feldespático	130-245	32.1	60.0	6.7	22.8	3.7	0.7	2.6	0.2	0.8	0.1	0.5	0.1	0.5	0.1
Cuarzofeld. (f)	83-687	39.8	80.8	9.3	34.5	6.3	1.1	4.4	0.5	2.5	0.5	1.8	0.3	1.9	0.3
Tonalítico	10-238	53.8	117.0	13.4	43.3	5.9	1.0	4.7	0.5	2.2	0.4	1.5	0.2	1.7	0.3

Pórfidos Favorables

Feldespático	89-723	31.7	64.1	7.5	26.8	5.4	1.1	4.6	0.6	2.4	0.4	1.1	0.1	1.0	0.2
Czo.feld. Joven	74-534	36.7	75.5	9.2	34.9	9.0	1.5	5.9	0.7	2.6	0.4	1.2	0.2	1.2	0.2
Productivo	10-412	43.0	91.4	11.2	40.0	6.8	0.9	4.6	0.5	1.7	0.3	0.9	0.1	0.8	0.1
Productivo	13-379	36.7	78.2	9.6	35.7	6.7	1.2	4.2	0.4	1.4	0.2	0.8	0.1	0.7	0.1
Czo.feld. Joven	150-692	45.5	92.1	10.4	36.7	10.4	2.3	7.5	0.6	1.7	0.3	1.0	0.1	1.1	0.2
Tonalítico	11-402	5.1	11.2	1.2	4.4	0.8	0.1	0.6	0.1	0.4	0.1	0.5	0.1	0.9	0.2
Tonalítico	11-536	8.9	18.7	2.2	7.3	1.2	0.2	1.2	0.2	1.0	0.2	0.8	0.1	1.0	0.2

Pórfidos poco Favorables

Cuarzofeld. (g)	120-549	18.6	40.6	4.3	18.1	5.5	2.1	4.6	0.7	3.2	0.6	1.1	0.2	1.0	0.2
Productivo	10-740	27.7	56.8	6.8	25.2	5.5	1.3	5.2	0.7	3.5	0.6	1.8	0.2	1.5	0.2
Feldespático	184-655	30.3	60.6	6.8	23.5	5.0	1.2	5.7	1.0	6.3	1.4	4.1	0.6	4.1	0.6
Tonalítico	13-651	33.3	70.4	8.6	31.6	7.0	1.5	6.7	1.0	5.7	1.2	3.7	0.5	3.5	0.6
Feldespático	126-410	73.0	236.0	38.2	160.0	53.8	13.7	82.9	18.1	121.0	24.0	68.3	9.0	51.7	6.9

Rocas Volcánicas

Riolita	07-392	17.6	30.1	2.8	8.3	1.1	0.2	1.4	0.2	1.4	0.4	1.4	0.3	2.1	0.4
Andesita	22-427	32.8	65.0	7.7	26.3	4.7	0.8	3.8	0.5	2.4	0.5	1.9	0.3	2.3	0.4
Andesita	73-420	34.9	71.5	8.5	30.0	6.0	1.2	5.4	0.8	4.3	0.8	2.6	0.4	2.5	0.4
Andesita	78-392	30.2	62.9	7.7	28.2	6.1	1.4	6.6	1.1	6.4	1.3	3.9	0.5	3.4	0.5
Riolita	191-694	39.0	82.4	9.5	30.6	5.2	0.4	5.1	0.8	4.9	1.0	3.4	0.5	3.7	0.6
Riolita	203-533	26.1	47.5	5.3	15.1	2.4	0.3	3.4	0.6	4.3	1.0	3.2	0.5	3.3	0.5

Granitoides

Gd. Cuitaca	CN-01	37.0	79.3	9.4	33.3	6.9	1.4	6.5	1.0	5.9	1.2	3.8	0.6	3.8	0.6
Gd. Cuitaca*	CN-1	29.8	55.3	6.2	23.3	4.3	1.6	3.2	0.4	2.0	0.4	0.8	0.1	0.8	0.1
Diq. Campana*	CN-2	31.3	59.7	6.6	24.5	4.3	1.7	3.3	0.4	2.2	0.4	1.0	0.2	0.9	0.2
Diq. Campana	CN-02	25.6	70.3	9.4	36.4	7.4	1.7	6.7	0.9	5.0	1.0	2.8	0.4	2.5	0.4
Gd. María	BN-002	29.8	56.6	6.1	22.4	3.9	1.4	2.9	0.4	2.0	0.4	0.8	0.1	0.8	0.1
Gd. Milpillás	BN-003	32.2	64.7	7.2	27.1	5.4	1.4	4.4	0.6	3.8	0.8	1.9	0.3	2.0	0.3
Mzd El Chivato	BN-004	27.9	57.8	6.7	27.0	5.6	1.7	4.5	0.7	3.9	0.8	1.9	0.3	1.8	0.3
G. Cananea (g)	GC-1	32.7	71.8	8.3	31.4	6.8	1.6	5.5	0.9	5.8	1.3	3.2	0.5	3.6	0.6

Tabla II.4. Resultados de análisis para el grupo de las tierras raras (REE) en ppm. Czo. = cuarzo, Feld. = feldespático, (g) = grano grueso, (f) = grano fino, Gd = granodiorita, Diq. = dique, Mzd. = monzodiorita, G. = granito. * muestras duplicadas. Análisis efectuados en ALS Chemex, y LUGIS-UNAM.

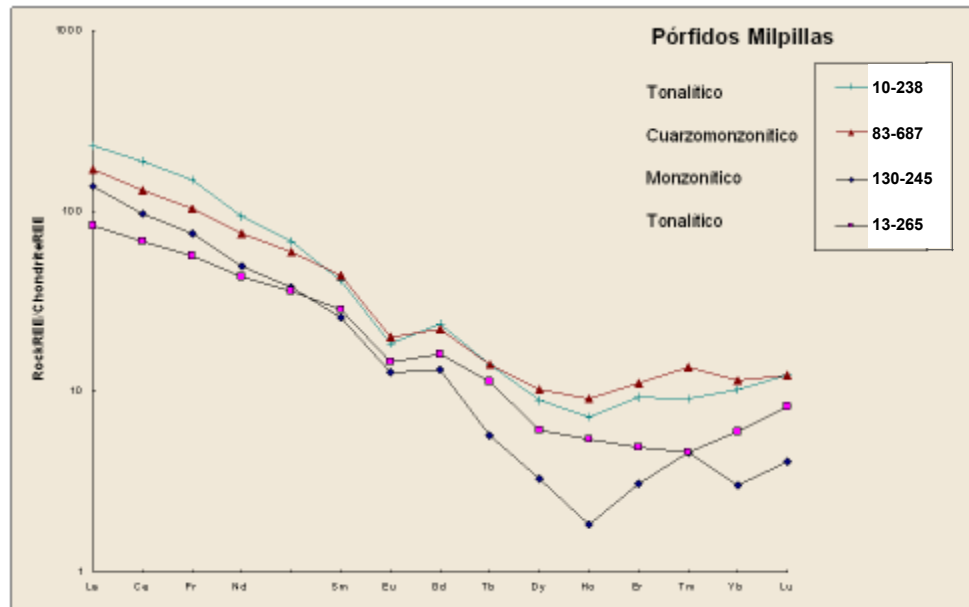


Figura 2.13. Diagrama de Elementos Tierras Raras (REE) normalizado a condrita, de los pórfidos productivos de mineralización. Los tonalíticos son pórfidos tempranos y tanto el cuarzomonzonítico como el monzonítico son intramnerales. La característica de estos magmas es que han sufrido mayor diferenciación, por eso muestran fraccionamiento de plagioclasa y de hornblenda (hidratación). Lo anterior está evidenciado por la mayor concentración de tierras raras ligeras, la anomalía negativa de Eu y la concavidad de la curva de tierras raras pesadas respectivamente. Además la pendiente del patrón de curvas es más fuerte indicando posible afinidad adakítica. En este caso el pórfido monzonítico proviene de un magma más hidratado y sería el más favorable a la mineralización. Todos los pórfidos están afectados por alteración hidrotermal pervasiva hipogénica (potásica, filica y argílica) y por alteración supergénica superpuesta a la primera en grado variable.

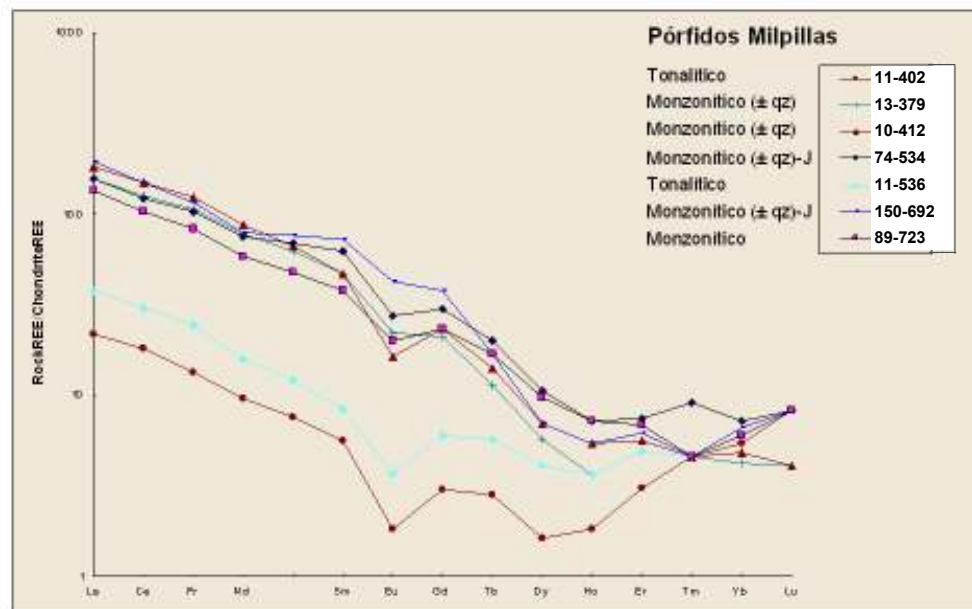


Figura 2.14. Diagrama de Elementos Tierras Raras (REE) normalizado a condrita, para los pórfidos moderadamente favorables. Los dos pórfidos tonalíticos son pórfidos tempranos poco diferenciados, pero con buen fraccionamiento de plagioclasa y una posible proveniencia de un magma muy hidratado. Los dos pórfidos monzoníticos marcados con J son muy tardíos (pórfido joven) y casi estériles, con poco fraccionamiento de plagioclasas y posible proveniencia de magma con hidratación moderada. Los pórfidos monzoníticos restantes, salvo el 10-412, muestran fraccionamiento moderado de plagioclasa, y una proveniencia de un magma con hidratación moderada. La pendiente del patrón de curvas es entre moderada a fuerte indicando una buena diferenciación salvo las muestras 11-402 y 11-536. Todos los pórfidos están afectados por alteración hidrotermal pervasiva hipogénica (potásica, filica y argílica) y por alteración supergénica superpuesta a la primera en grado variable.

de magmas metaluminosos muy hidratados. Dichas características se atenúan gradualmente en los pórfidos favorables (Figura 2.13), los pórfidos poco favorables (Figura 2.14), y los granitoides (Figura B.5.9 en el Apéndice B5), en ese orden. En contraste, los pórfidos poco favorables (Figura B.5.10 en el Apéndice B5) y las rocas volcánicas (Figuras B.5.11 en el Apéndice B5) muestran los patrones con menor pendiente, y por tanto se interpreta que provienen de un magma menos diferenciado y con poca hidratación.

II.2.4 Geoquímica de isótopos radiogénicos

Los isótopos radiogénicos constituyen el método más confiable en geocronología y como indicadores petrogenéticos, además de tener aplicaciones de utilidad en la exploración minera (Wilson, 1989; Zentilli, 1996). Los estudios isotópicos realizados comprendieron análisis de U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en rocas intrusivas y de Re-Os en minerales de mena. También se realizaron estudios de isótopos radiogénicos de Sr y Nd para caracterizar la petrogénesis de los intrusivos. En total se realizaron fechamientos en nueve muestras de Milpillas y de la región colindante con Cananea, y estudios isotópicos de Sr–Nd en cuatro muestras. Los detalles de las muestras analizadas referidas y otras disponibles en la literatura se muestran en la Tabla II.5.

II.2.4.1 Geocronología: Re-Os, U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Fechamientos con Re-Os en molibdenita. El renio y el osmio presentan un marcado fraccionamiento entre la corteza y el manto. El Os es altamente compatible ya que escasamente particiona hacia la fase fundida y se mantiene en el manto, por lo cual la corteza tiene una concentración de Os mucho menor que el

manto. El Re es moderadamente incompatible por lo que particiona con relativa facilidad del manto hacia la fase fundida (Stein *et al.*, 1998). Debido a estas características el sistema de Re-Os tiene mucho potencial como herramienta geocronológica y para estudios geoquímicos de formación de menas, petrogénesis de magmas y evolución del manto (Ruiz y Mathur, 1999). La mineralización de molibdeno en Milpillás se presenta frecuentemente asociada a vetillas de la etapa freatomagmática (tipo B) de cuarzo-muscovita (4–5 mm espesor).

ROCA	No.	MUESTRA	MINERAL ⁽¹⁾	EDAD(Ma) ⁽²⁾	REFERENCIA
Geocronología Re-Os					
Pd cuarzofeld. (f)	M098-514	núcleo bno	molibdenita	63.07 ± 0.35	Valencia <i>et al.</i> (2006a)
Pd cuarzofeld. (g)	M120-540	núcleo bno	molibdenita	63.04 ± 0.35	
Geocronología ⁴⁰Ar/³⁹Ar⁽³⁾ y K-Ar⁽⁴⁾					
Gd Milpillás	BN-003	afloramiento	biotita	63.7 ± 0.8	López-Martínez (2007) ^{(3)°}
Toba Zacatón	18204	afloramiento	alunita	18.0 ± 0.9	Frutos y Tidy (2003) ^{(4)°}
Geocronología U-Pb					
Pd cuarzofeld. (f)	098-512	núcleo bno	circón	63.9 ± 1.3	Valencia <i>et al.</i> (2006a)
Pd cuarzofeld. (g)	120-549	núcleo bno	circón	63.9 ± 1.3	
G. Cananea (g)	MV-BN-011A	afloramiento	circón	1411 ± 9	Iriondo (2007) ^{(5)°}
				1440 ± 15	Anderson y Silver (1977)*
G. Cananea (f)	MV-BN-011B	afloramiento	circón	1407 ± 9	Iriondo (2007) ^{(5)°}
				1440 ± 15	Anderson y Silver (1977)*
Isótopos Sr-Nd					
Gd Milpillás	BN-003	afloramiento	biotita	63.7 ± 0.8	López-Martínez (2007) [°]
			circón	64 ± 3.0	Anderson y Silver (1977)*
G. Cananea (g)	GC-1	afloramiento	circón	1411 ± 9	Iriondo (2007) [°]
Pd cuarzofeld. (g)	M-120	núcleo bno	circón	63.9 ± 1.3	Valencia <i>et al.</i> (2006a)
CzoMnz Nacozaari	PD-28(3)WR	núcleo bno	microclina	40.3 ± 0.5	López-Martínez (2007) [°]

Tabla II.5. Relación de los estudios isotópicos realizados, directa o indirectamente para este trabajo. ⁽¹⁾ mineral fechado. ⁽²⁾ edades isotópicas referidas en este trabajo, la mayoría no han sido publicadas^(°). Pd. = pórfido, Feld. = feldespático, (g) = grano grueso, (f) = grano fino, Gd = granodiorita, G. = granito, bno = barreno, CzoMnz = cuarzomonzonita. *Las edades previas a 2006 son solo para referencia.

La molibdenita en las vetillas está intercrecida con los sulfuros, principalmente calcopirita y pirita. Este intercrecimiento en conjunto con el método Re–Os facilitaron la determinación directa de la edad de la mineralización, con errores muy bajos (entre 0.33% a <1% de la edad). Esta característica también permite identificar con precisión distintos pulsos de mineralización en períodos de tiempo relativamente cortos. Para realizar estos fechamientos se seleccionaron dos muestras de molibdenita inalterada proveniente de los barrenos M–098 (a ~514 m de profundidad) y M–120 (a ~540 m). La roca encajonante de las vetillas tipo B es el pórfido cuarzomonzonítico, el cual está afectado por alteración cuarzo-sericita moderada a fuerte que oblitera y reemplaza tanto a los silicatos primarios de la roca como a los minerales de alteración potásica temprana. Los procedimientos de preparación y analítico se describen en el Apéndice B6.

Fechamientos con ICPMS-MC U-Pb en circones. El circonio es con mucho el mineral más importante y ampliamente utilizado para fechamientos U–Pb porque es un mineral común que excluye al Pb, concentra el U y retiene al Pb radiogénico. También posee alta resistencia al intemperismo, tanto mecánico como químico, así como al metamorfismo, por lo que el sistema tiene mayor probabilidad de conservar la integridad de la información isotópica original (Dickin, 1995). A diferencia de otras técnicas geocronológicas, dadas las temperaturas de cierre del circonio (>800 °C), esta técnica permite determinar edades de emplazamiento y cristalización, especialmente en rocas ígneas ácidas e intermedias. Para fechar los pórfidos mineralizados de Milpillas se seleccionaron dos muestras de núcleos de barrenos, una del M–089 (a ~512 m) y otra del M–120 (a ~549 m) de profundidad. Las muestras fueron procesadas y analizadas según los procedimientos descritos en el Apéndice B7. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla II.5.

Fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y K-Ar en alunita. Con base en las temperaturas de cierre de varios minerales, la termocronometría Ar/Ar puede reconstruir la historia térmica de una muestra sobre un rango de temperatura entre 100-550 °C (White, 1999). La biotita posee una temperatura de cierre de ~280 °C, la cual es representativa de la edad del enfriamiento tardío de un plutón. La edad de K-Ar en alunita se realizó para precisar la edad de las distintas fases de enriquecimiento supergénico, las cuales se desconocen en este distrito, habiéndose logrado al menos una edad confiable para una de las fases principales.

Para precisar con exactitud el tiempo de emplazamiento de la granodiorita Milpillas, generadora de los pórfidos y mineralización, así como su historia de enfriamiento, se utilizó la termocronometría $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. De acuerdo con la edad de enfriamiento obtenida (63.7 ± 8 Ma) hay una coincidencia en tiempo entre la edad de enfriamiento de la granodiorita Milpillas y el emplazamiento de los pórfidos mineralizados (63.9 ± 1.3 Ma). Otra posibilidad es que se trate de una edad reestablecida (*resetting*) por el magmatismo cercano o adyacente a dichos pórfidos. Las edades obtenidas con estos métodos se muestran en la Tabla II.5, y las figuras con el espectro de edades y las gráficas de la isócrona de los fechamientos se anexan en el Apéndice B8. Las edades de cristalización con U-Pb de localidades muy cercanas para el mismo batolito son de 64 ± 3.0 Ma (granodiorita Cuitaca) y 69 ± 1.0 Ma (monzodiorita El Chivato) (Anderson y Silver, 1977). La edad más probable de cristalización para la granodiorita Milpillas sería intermedia entre dichas edades, por lo que puede interpretarse un período de ~2.5 millones de años entre el emplazamiento del batolito productivo (granodiorita Milpillas) y la formación de los pórfidos mineralizados.

II.2.4.2 Estudios isotópicos Sr y Nd

En el sistema isotópico Rb-Sr, la movilidad relativa de estos elementos (en particular, el Rb) puede ser una desventaja en geocronología, ya que comúnmente el sistema se abre aún en rocas jóvenes debido al intemperismo o alteración hidrotermal. Dicha movilidad puede resultar en edades imprecisas o cocientes iniciales incorrectos (Dickin, 1995). Respecto al sistema Sm-Nd, ambos elementos pertenecen al grupo de las tierras raras (REE), por lo que presentan un comportamiento geoquímico similar entre sí, aunque el Nd es ligeramente más incompatible que el Sm. Para evaluar la naturaleza de las fuentes del magma (plutones de Milpillas) con isótopos radiogénicos en roca total de Rb-Sr y Sm-Nd, se realizaron análisis isotópicos a las tres muestras indicadas en la Tabla II.6, y una de Nacozari para comparación. El reporte de los resultados isotópicos del laboratorio se anexa en el Apéndice B9. También se presentan los cálculos realizados para determinar las composiciones iniciales y edades modelo (Tabla B.9)

Estos datos isotópicos con relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tan elevadas y de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ relativamente bajas, sugieren un ambiente tectónico de margen continental subyacente por un basamento antiguo anómalamente engrosado (*cf.* relaciones de La/Sm vs Sm/Yb en gráfico de la Figura 2.11) para los pórfidos y batolitos estudiados en Milpillas y Cananea. Los datos de los granitos alcalinos anorogénicos (tipo-A) de ~1.4 Ga, tanto de Arizona como de Sonora, (Tabla II.6; grupo 3 y GC-1WR), señalan un ambiente continental intraplaca. La isopleta 0.706 de valores iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, convencionalmente se utiliza para marcar el borde del basamento proterozoico norteamericano. Se ha determinado que las regiones

subyacidas por este tipo de basamento, normalmente exhiben relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.706$ y valores negativos de ϵ_{Nd} (DePaolo, 1988).

LOCALIDAD	COMPOSICIÓN ISOTÓPICA		REFERENCIAS
	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$	ϵ_{Nd}	
Complejos Laramide grupo 1, Arizona	0.7040 – >0.710	0 a -14	Lang y Titley (1998)
Sierrita, Arizona	0.7069 – 0.7092	- 4.3 a -8.5	Anthony y Titley (1988)
San Manuel, Arizona	grupo 2	0.7087 – 0.7149	- 6.6 a -5.6
	grupo 3	0.7156* – 0.7829°	- 9.2* a -11.8°
Cananea, Sonora	grupo 4	0.7057 – 0.7103	+ 0.7 a -5.7
	GC-1 WR	0.5872°	- 13.26°
Milpillas, Sonora	BN-003 WR	0.7065	- 6.57
	M-120 WR	0.7079	- 6.46
Nacozari, Sonora	PD-28(3) WR	0.7074	- 6.89
		0.7062 – 0.7070	
			Damon <i>et al.</i> (1983)

Tabla II.6. Composición isotópica de rocas intrusivas Laramídicas en distritos mineros de la provincia sureste de Arizona y noreste de Sonora. Se muestran los valores iniciales del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y los actuales para ϵ_{Nd} . Grupo 1: Datos de 11 complejos Laramide; Grupo 2: Pórfido mineralizado; Grupo 3: Pε Granito anorogénico (~1.44 Ga) fresco° y alterado*. Los colores iguales en las dos columnas de datos son correspondientes. Las muestras son: GC-1 = granito Cananea (1.41 Ga) fresco, BN-003 = granodiorita Milpillas, M-120 = Pórfido cuarzofeldespático de grano grueso, PD-28 = cuarzomonzonita Florida-Barrigón.

En el distrito de Cananea, los valores de ϵ_{Nd} , entre +0.7 y –5.7, e iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.70570 y 0.71037, muestran una correlación inversa, y sugieren una importante contaminación cortical para los intrusivos laramídicos emplazados en este distrito (Wodzicky, 2001). Esto, en conjunto con la geoquímica de elementos mayores y traza indican que los magmas del evento Larámide evolucionaron a partir de un magma inicial derivado del manto, modificado después por procesos de cristalización fraccionada y asimilación (AFC). Los estudios practicados en rocas plutónicas laramídicas en la provincia Arizona-Sonora (Tabla II.6) en general indican una correlación similar a la descrita. Dicha correlación es indicativa de que los magmas primitivos se mezclaron con un componente cortical

(Anthony y Tittley, 1988; Bennett *et al*, 1993) más específicamente, con el basamento proterozoico metamórfico (1.7 a 1.65 Ga) y granítico de ~1.4 Ga de afinidad alcalina (Keith y Swan, 1996). También indican que el contenido de Sr muestra cierta movilidad en roca alterada por fluidos hidrotermales, mientras que el Nd no sufrió una gran perturbación (Farmer y DePaolo, 1987).

En el caso de la dualidad en la formación de granitos, por fusión parcial de corteza continental o por diferenciación de un magma basáltico, existe una buena probabilidad de que algunos granitos tipo I hayan sido derivados del manto por diferenciación de magmas basálticos. Sin embargo, muchos otros granitos con altas relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sugieren un claro origen a partir de la fusión o asimilación de rocas pertenecientes a basamentos antiguos (Tittley, 1992). Puesto que los intrusivos pequeños de textura porfídica están asociados al enfriamiento de los batolitos laramídicos (Damon, 1986), es de esperarse que dichos pórfidos contengan las mismas firmas geoquímicas e isotópicas que dichos batolitos. Esto último es sostenido por los datos existentes de Valencia-Moreno *et al.* (2006) aunque las firmas referidas en los pórfidos, por ser más tardíos, pueden haber sido afectadas en menor o mayor grado por la acción de los fluidos hidrotermales (*e.g.*, Farmer y DePaolo, 1984).

II.3 ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN HIPOGÉNICA

El modelo de alteración-mineralización de Milpillas es muy similar a otros sistemas porfídicos clásicos, se manifiesta en forma zonal concéntrica a los plutones generadores y es de carácter multietapa. Dicho modelo se puede separar en dos tipos principales: la mineralización hipogénica asociada espacial y genéticamente a los pórfidos y la mineralización supergénica post-mineral,

superpuesta (Parte III). La mineralización hipogénica es diseminada de baja ley (entre 0.1 y 0.15% Cu) la cual es menor al promedio de los yacimientos conocidos en este metalotecto (>0.3% Cu). La concentración de cobre en la zona hipogénica varía en un rango entre <0.1% hasta 0.2%, que es inferior a la del distrito Cananea. A diferencia de otros depósitos en el distrito, que presentan control estructural o litológico, en Milpillas el zoneamiento mineral está centrado en el stock porfídico, muy semejante al clásico modelo de domo (o de 'huevo duro') de Lowell y Gilbert (1970). Este zoneamiento se debe a la similitud entre la composición de los pórfidos y la roca encajonante, que tendió a homogeneizarse por las alteraciones tempranas. La mineralogía hipogénica se muestra en la Tabla II.7, y las distintas zonas se describen en el Apéndice A6.

Mineralogía. Las principales especies de minerales metálicos, identificadas en las vetillas de las zonas de mena hipogénicas, pertenecen a los sistemas Fe-S (pirita), Cu-S (calcocita, covelita), y Cu-Fe-S (calcopirita, bornita). Además, se encontraron asociados otros sulfuros menores o traza como molibdenita (mo), digenita (dg), enargita (en), galena (gal), esfalerita (esf), etc. De acuerdo con los conteos de sulfuros relictos y sulfuros totales, las paragénesis de mena hipogénica, en orden de abundancia en volumen aproximado (en escala del 0–10), son: pirita (≥ 10), calcopirita (<1.0), calcocita+covelita (<1.0), molibdenita (<0.5), bornita (<0.4), galena + esfalerita (~0.3), digenita (0.1), y enargita (0.1). A grandes rasgos esta mineralogía se presenta como sigue: (a) la pirita es el sulfuro más abundante ($\geq 10\%$ en volumen) y se presenta diseminada y en vetillas en dos generaciones, una predominante de grano fino a medio, y otra de grano grueso más escasa que la primera; (b) el sulfuro hipogénico de Cu más importante es la calcopirita y se presenta diseminada de grano muy fino variando su volumen desde <0.3% en el

núcleo hasta ~0.5% en el borde del stock mineralizado; (c) la bornita, esta presente en la zona núcleo del depósito, aunque en cantidad global muy baja (~0.15% en volumen), y ocurre en grano muy fino y/o en intercrecimientos con la calcopirita por

ETAPA MINERAL (TIEMPO)		ZONA PRINCIPAL	MINERALES DE MENA	MINERALOGÍA DE ALTERACIÓN y (T°) ⁽¹⁾
GEOTERMAL (Tardía)	FREÁTICA	'Litocapa'	Pirita ± esfalerita, galena, tenantita	Argílica: sílice pervasivo-caolinita ± sericita. Brechas freáticas. (~100–250 °C). Vetillas D ₃ , sulfuros ± cuarzo-illita-caolinita.
	HIDROLÍTICA		Pirita-digenita ± enargita	Argílica avanzada: Caolinita, alunita, sílice pervasivo ± (dickita, pirofilita). Vetillas D ₂ , sulfuros ± (alunita, anhídrita)
TRANSICIONAL	HIDROLÍTICA	Transición zona potásica y propilítica	Calcopirita-pirita ± covelita-bornita	Fílica: Vetillas D ₁ , pirita-calcopirita, cuarzo-sericita. Brechamiento hidrotermal. (200–350 °C).
	FREATO MAGMÁTICA			Fílica: Vetillas B, cuarzo-sericita, pirita. (400–550 °C) escasas
ORTO MAGMÁTICA	CRISTALIZACIÓN	Borde y Periferia del núcleo	Molibdenita ± pirita y calcopirita	Brechas freato-magmáticas, vetillas B con turmalina-cuarzo-muscovita.
	EXPANSIÓN	Núcleo	Pirita-bornita ± digenita	Potásica: biotitización pervasiva y vetillas A, cuarzo ± ortoclasa y muscovita, ± anhídrita). (500–700 °C). Externamente la alteración es de tipo Propilítica de menor temperatura ⁽²⁾ .
	INTRUSIÓN ÍGNEA	Pórfido productivo	Bornita-calcopirita ± magnetita	Potásica: Vetillas tipo M ó EB (Fe, Na, Au), cuarzo ± magnetita, y biotita ± actinolita-albita en la base. (>650 °C)

Tabla II.7. Etapas de evolución, fases y zonas hipogénicas de mineralización-alteración reconstruidas para Milpillás. El zoneamiento mostrado fue reconstruido con base en petrografía y minerografía de vetillas y sulfuros relictos y/o encapsulados (subinciso III.2.2.3). ⁽¹⁾Los datos de temperatura de formación son tomados de Beane, 1982; Clark, 1993; Titley, 1993. ⁽²⁾vetillas de cuarzo-clorita ± epidota (albita, calcita, esmectita-illita).

exolución; y (d) la molibdenita se presenta sola o intercrecida con calcopirita o pirita y, aunque es muy escasa (~0.04% en volumen), es muy notoria por su grano grueso y su presencia concentrada principalmente en vetillas; (e) la covelita y la calcocita primaria (digenita), enargita y tenantita son escasas (colectivamente

<0.05% en volumen), y se encuentran en diseminaciones de grano muy fino asociadas a pirita, bornita o calcopirita; y (f) por último, la galena y la esfalerita son regularmente de grano grueso principalmente en vetillas en la periferia del depósito y son escasas (<0.05% en volumen). También se encuentran magnetita y hematita muy escasas, en parte intercrecidas, e ilmenita y rutilo, a veces intercrecidos con hematita.

Asociaciones minerales. La secuencia paragenética aproximada (la más probable) para las asociaciones hipogénicas, de sulfuros, ganga, y alteración, de la temprana a la tardía (con cierta predominancia del interior hacia la periferia del depósito) son como sigue:

1) Calcopirita ± bornita en ganga dominante de cuarzo ± magnetita y biotita (a veces con actinolita y albita accesorias en cantidad variable), una asociación que corresponde con alteración potásica.

2) pirita ± bornita (a veces con digenita o calcocita) en ganga dominante de cuarzo-turmalina (con muscovita y/o ortoclasa ocasional), que pertenecen a la alteración potásica tardía (o transicional temprana).

3) Molibdenita (pirita y calcopirita menor) en ganga predominante de cuarzo-turmalina, y muscovita frecuente, que corresponden con alteración freatomagmática transicional.

4) Pirita-calcopirita (a veces con covelita o bornita) en ganga de cuarzo-sericita-pirita con dickita-alunita menor, que representa la alteración hidrotermal principal.

5) Pirita-digenita-enargita en ganga de cuarzo-caolinita y sericita variable, que corresponde a la alteración geotermal temprana.

6) Pirita con escasa molibdenita, galena y/o esfalerita en ganga de cuarzo-clorita con epidota variable, y ocasionales calcita y/o esmectita-illita, que pertenece a la alteración geotermal (generalmente estéril).

II.3.1 Evolución hipogénica

Al igual que en otros yacimientos de tipo pórfido cuprífero, la evolución del sistema mineralizado hipogénico consiste de varias etapas, que a grandes rasgos se pueden separar en tres fases principales: (1) una fase temprana de tipo potásica-propilítica (fluidos magmáticos) que aporta la mayoría del Cu hipogénico; (2) una fase subsecuente transicional, seguida de una fase de mineralización principal (hidrotermal) tipo filica-argílica, con fluidos mucho más ácidos (mezcla de fluidos magmáticos y meteóricos). Esta etapa, que posee mucha energía por presión de volátiles, se superpone a la primera en tiempo y espacio y está caracterizada por paragénesis pervasivas de sulfuros y minerales hidratados (de tipo arcilloso); y (3) una fase de alteración Tardía de tipo geotermal donde dominan los fluidos meteóricos, los cuales no tienen contacto con el magma (Tabla II.7).

II.3.1.1 Fases tempranas

Etapa ortomagmática. Se caracteriza por la intrusión del pórfido productivo y su evolución interna que consiste de expansión por refusión y cristalización con brechamiento, y alteración temprana asociada en la roca encajonante. En esta etapa se interpreta que una vez emplazado el batolito granodiorítico Milpillascuitaca, durante su historia de enfriamiento inicial de ~2.5 millones de años (y sobre todo en el primer ~1.0 millón de años de residencia del magma), los metales calcófilos, principalmente el Cu y Mo, se concentraron y separaron del magma.

Luego fueron transportados en condiciones oxidantes por la fracción del magma rico en minerales hidratados (hornblenda y biotita) que se intrusionó para formar los *stocks* porfídicos mineralizados de Milpillás. Esta etapa de mineralización es la que, con mayor probabilidad, aportó al sistema mineralizado la mayor parte del Cu hipogénico el cual se estima que pudo contribuir hasta un 70% o más del contenido total. Los pórfidos productivos de mineralización cuprífera, en estos *stocks*, fueron antecidos y sucedidos por otras fases de pórfidos (Tabla II.4), tanto los moderadamente favorables, como los poco o no favorables a la mineralización, los cuales en conjunto aportaron al sistema mineralizado cantidades poco significativas de Cu hipogénico.

Alteración-mineralización potásica. La mineralización en esta zona se origina simultáneamente con la cristalización del pórfido, y éste último constituye la zona núcleo de alteración del sistema mineralizado. Dicha alteración-mineralización se extiende hacia los bordes y la periferia (de la zona núcleo), sobre la roca encajonante. En esta zona se desarrollaron sistemas de vetillas tipo A que se emplazaron en condiciones de baja acidez de los fluidos (poca reactividad), y a una temperatura en equilibrio térmico (y químico) con la roca encajonante, por lo que no presentan halos de alteración. Como el pórfido aun estaba caliente y dúctil las vetillas A se deformaron plásticamente con los últimos pulsos del emplazamiento del pórfido, adquiriendo formas sinuosas. Se observaron dos pulsos distintos de estas vetillas, uno temprano y otro principal que se superpone al primero (Tabla II.7), que se distinguen como sigue:

(a) *Alteración temprana.* Ésta se caracteriza por vetillas tipo M con cuarzo ± magnetita, y vetillas tipo EB (*early biotite*) con biotita secundaria ± actinolita-albita, estas dos últimas hacia la base del pórfido. La mineralización de sulfuros asociada,

tanto en estas vetillas como diseminada en el pórfido es: bornita-calcopirita \pm magnetita en la zona núcleo, y pirita-bornita \pm digenita hacia el borde exterior de ésta.

(b) *Alteración potásica principal*. Es la más evidente e intensa (*i.e.*, extensa y penetrante) y se caracteriza por biotitización pervasiva en toda la zona núcleo y sus bordes hacia la roca encajonante. También incluye abundantes vetillas tipo A (índices de intensidad de hasta $>40 \text{ cm}^{-1}$), con cuarzo predominante (sin sutura central simétrica), con ortoclasa y muscovita accesorias, y anhidrita muy escasa.

Todos estos rasgos, relacionados con la alteración potásica, se repitieron en intensidad variable, superponiéndose unos a otros con cada nuevo pulso de pórfido que se emplazó. La identificación y separación de eventos es compleja; sin embargo, fue posible distinguir hasta tres distintos eventos de vetillas tipo A (aunque pueden ser cuatro o más). En el caso de los pórfidos moderadamente favorables y los poco favorables (a la mineralización), el vetilleo que produjeron es menos intenso (a escaso), y la alteración-mineralización asociada es significativamente menor respecto a los pórfidos productivos.

Alteración propilítica. En exterior de la zona potásica la alteración gradúa a la zona propilítica periférica, que es de menor temperatura y contemporánea con la alteración potásica, y es químicamente neutra (la calcita es estable). Esta alteración está en equilibrio químico con la zona potásica, siendo muy similar a esta en composición global, pero distinta en mineralogía. En la zona propilítica, la alteración es menos pervasiva (estructuralmente controlada), y la cantidad de vetillas producidas es bastante menor, que en la zona potásica. Las vetillas consisten de cuarzo-albita-clorita, o cuarzo-calcita-epidota y/o clorita albita-epidota, con contenidos de pirita variables pero bajos ($\sim 1\text{--}4\%$ en volumen). Los minerales

arcillosos dominantes son esmectita e illita. En la zona potásica, la cantidad original de potasio aumentó a expensas del sodio desplazado de los feldespatos por sustitución, formando una zona deficiente en sodio. Por su parte el sodio desplazado se depositó en la zona propilítica, al borde del sistema mineralizado, la cual se enriqueció en este elemento que se concentró en las vetillas descritas.

II.3.1.2. Alteración transicional y fase de mineralización principal

Etapa freatomagmática. También se denomina transicional ó mixta, y aunque es posterior, esta etapa se traslapa espacialmente con la zona potásica. Se caracteriza por presentar escasas vetillas tipo B pobremente desarrolladas, con sutura central simétrica. Consisten de turmalina-cuarzo-muscovita y cantidades mínimas o nulas de sulfuros (molibdenita, piritita ± calcopiritita en trazas). Se interpreta que estas vetillas fueron producidas en la etapa final de enfriamiento del pórfido o etapa tardimagmática. Ésta última, además de vetilleo produjo escaso brechamiento por presión de vapor, generado éste posiblemente por la mezcla de fluidos magmáticos e hidrotermales de alta temperatura, baja acidez (poca reactividad) y aun en equilibrio térmico con la roca de caja, ya que estas vetillas no presentan halo sericítico. Conjuntamente con las vetillas tipo B, existe una segunda etapa de abundantes vetillas tipo A con una sutura pobremente desarrollada y no simétrica. En una vasta área, sobre el borde oeste del graben Cuitaca-Milpillas, y encajonadas principalmente en la granodiorita Milpillas, aflora un conjunto de decenas de brechas de cuarzo-turmalina-muscovita. Éstas presentan una intensa mineralización-alteración, y son típicas de esta etapa freatomagmática. Entre las principales están, la de la mina Lucy (Cu ± Mo) y las brechas Tara, El Toro (Cu-

Mo), Soto (Mo), Los Venados y los Alisos, todas cercanas (~2–3 km) al yacimiento Milpillas.

Etapas hidrotermales principales. Esta fue la etapa de alteración-mineralización más energética del sistema mineralizado de Milpillas, y se caracteriza por haberse formado a temperaturas menores que las etapas anteriores (Tabla II.7). Se formó a partir de fluidos hidrotermales muy ácidos (reactivos), que causaron brechamiento más intenso que en etapas anteriores, por presión de volátiles. La alteración se caracteriza por ser pervasiva con cuarzo-sericita-pirita, y por abundantes vetillas tipo D con sutura central simétrica y halo sericítico de reacción. Esta alteración sucede en tiempo y se traslapa sobre los otros tipos de alteración preexistentes, modificándolas. Esta etapa produjo dos tipos de alteración principales: la alteración fílica y la alteración argílica avanzada.

Alteración fílica. Ocurre bordeando a la zona núcleo con alteración potásica y es más intensa hacia los contactos externos del pórfido mineralizado, afectando a este y a las rocas volcánicas encajonantes. Se caracteriza por paragénesis de ambiente de acidez moderada, como cuarzo-sericita-pirita (de grano fino) pervasivas superponiéndose a las alteraciones preexistentes, y por un sistema de vetillas tipo D₁ abundantes (índices de intensidad ~35 a >40 cm⁻¹) de pirita masiva ± calcopirita ± cuarzo con halo de sericita, o bien vetillas de calcopirita-pirita ± covelita-bornita, y/o delgadas fracturas rellenas con sericita.

Alteración argílica avanzada. Se desarrolló en las porciones externas de la zona fílica, produjo paragénesis pervasivas, de ambientes de alta acidez, con caolinita, alunita y sílice (± dickita, pirofilita). Estas zonas presentan un sistema de vetillas tipo D₂ con pirita-digenita ± enargita, y vetillas de alunita abundante (± pirita) y anhidrita en trazas, ambas con sutura central simétrica y halo de sericita. En el

subinciso III.2.2.2, se ilustra un ejemplo de una sección mostrando la configuración de grados de intensidad de vetillas y estas alteraciones.

Mineralización. En la etapa hidrotermal se obliteraron casi completamente las alteraciones preexistentes. Con base en la distribución de sulfuros reconstruida, se interpreta que en esta etapa también se removilizaron los metales de las porciones inferiores (e internas) del yacimiento y se redepositaron más arriba, adicionando cantidades importantes de Cu sobre las paragénesis precedentes. Como resultado de ello, se produjo un nuevo zoneamiento en la mineralización, presentando un centro pobre en sulfuros de Cu (y Fe) en la zona núcleo y una envolvente concéntrica más rica en Cu hacia sus bordes externos. Las paragénesis del interior del núcleo hacia a la periferia (en sucesión) son las descritas al inicio de este capítulo. Hacia el borde exterior de la zona argílica se formó un halo pirítico (*pyrite shell*) de baja ley (<0.3% Cu), donde el contenido de pirita es máximo (~10% en volumen o más) el cual disminuye gradualmente hacia fuera del sistema hasta la roca de caja fresca (<1% en volumen de pirita).

II.3.1.3. Fase de alteración tardía

Etapa tardía o freática. En la porción sureste profunda del yacimiento Milpillás esta etapa, además de un pórfido joven post-mineral (Gustafson, 2000), produjo cinco cuerpos de brechas freáticas (tipo diatrema) de poco diámetro (~40 a 100 m) pero extensas verticalmente. En éstas brechas los metales (Cu, Mo, ± Zn-Pb) fueron removilizados parcialmente y redepositados a lo largo de las mismas verticalmente en baja concentración (menor a la roca huésped). La removilización fue tanto química como física. La alteración asociada es argílica caracterizada por silicificación y caolinita pervasivas ± sericita, y un sistema de vetillas tipo D₃ con

sulfuros: pirita ± esfalerita, galena, tenantita, o bien vetillas de cuarzo con illita y caolinita con esmectita. Dentro de las brechas la mineralización supergénica, es más débil (y de mucho mayor espesor) que en su periferia inafectada por el brechamiento. Esta etapa está poco desarrollada y parece coincidir con el final del emplazamiento del pórfido joven. Podría haber estado relacionada, al menos en parte, con los primeros efectos de la deformación *Basin and Range* y actividad volcánica asociada de tipo geotermal (Hammer, 1999).

II.3.2. Modelo genético hipogénico

Las distintas etapas hipogénicas de evolución del yacimiento corresponden con un sistema mineralizado multifásico bien evolucionado de origen magmático-hidrotermal. Las relaciones de intersección de vetillas y contactos entre los varios tipos de alteración-mineralización hipogénica permiten distinguir entre las distintas etapas, las cuales se confirmaron con los estudios petrológicos, mineralógicos y geoquímicos efectuados. El sistema mineralizado desarrolló un zoneamiento muy completo el cual correlaciona adecuadamente con varios sistemas semejantes en esta y otras provincias de yacimientos tipo pórfido cuprífero.

La superposición de distintos tipos de alteración y mineralización son evidencia de una evolución de los fluidos desde puramente magmáticos (temperatura y salinidad altas) en las etapas tempranas, pasando por una transición a una mezcla de fluidos magmáticos con un componente menor meteórico (y/o formacional). Esta etapa esta representada por el brechamiento freatomagmático, el cual aflora extensivamente en el área adyacente (e.g., El Toro, Lucy). Posteriormente, en su etapa madura, el sistema mineralizado fue dominado por fluidos hidrotermales de menor salinidad y temperatura, causando una

redistribución de los metales y un nuevo patrón de zonas de alteración. Finalmente, en su etapa tardía (freática) el sistema hidrotermal colapsa por brechamiento, propiciando la invasión, mezcla inmediata y predominio de fluidos meteóricos que provocan alteración argílica avanzada en las zonas de alta temperatura y alteración argílica intermedia en zonas de baja temperatura en el sistema mineralizado preexistente. El modelo de mineralización y alteración hipogénica consiste de las cuatro etapas principales ya descritas que se muestran en la Tabla II.7. Estas etapas se integran al modelo evolutivo y se ilustran en la Parte V.

PARTE III. ENRIQUECIMIENTO SUPERGÉNICO

La alta concentración de cobre en las menas supergénicas de Milpillas (~2.5% Cu y hasta más de 10%) contrasta notablemente con la baja ley de la mineralización hipogénica en este yacimiento de ~0.04 a 0.16% Cu (promedio 0.1% Cu). Ésta última es inferior al promedio de ~0.3% Cu en el metalotecto (e.g., la ley hipogénica en Cananea esta entre 0.35–0.5% Cu). También contrasta con la concentración supergénica en Cananea (~0.7% Cu) y en Mariquita (~0.4% Cu). Lo anterior sugiere que los procesos de enriquecimiento supergénico se produjeron en condiciones especiales, favorecidas por la evolución tectónica post-mineralización hipogénica. Los cuerpos hipogénicos fueron enriquecidos progresivamente en varios ciclos, producto de fuertes oscilaciones del paleo-nivel freático, durante los sucesivos eventos tectónicos extensionales del Terciario medio y tardío en la región.

La evolución tectónica post-mineral de Milpillas involucró la exhumación de la mineralización hipogénica por fallamiento y la erosión de una columna importante de roca (~2.2 km) sobreyacente a los cuerpos de mineral. El fallamiento del Terciario medio y tardío estuvo acompañado por basculamiento de bloques y por sedimentación continental sintectónica, principalmente conglomerados (Formación Báucarit). Localmente se presentan horizontes volcánicos de tipo bimodal intercalados en esta formación (McDowell *et al*, 1997; González-León *et al*, 2000). Al quedar expuesta la mineralización hipogénica se favoreció la oxidación de los sulfuros por la acción sobre ellos de fluidos meteóricos, y consecuente lixiviación de los metales contenidos en éstos (Thornber, 1985; Titley y Marozas, 1995). Dichos

fluidos percolaron en forma descendente por fracturas y zonas permeables de la roca, y precipitaron su contenido metálico debajo del nivel freático (Chávez, 2000; Xu *et al.*, 1999).

Posteriormente, a partir del final del Mioceno, se desarrollo otro importante evento de fallamiento y relleno aluvial sintectónico, que terminó de formar el semi-graben Milpillas (Cuitaca Norte). Por debajo del material de relleno suelto y semiconsolidado se preservaron los cuerpos formados por el enriquecimiento supergénico. El relleno clástico corresponde al Grupo Sonora (Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana, 1998). Actualmente parte de este relleno aparece disectado en el semi-graben Milpillas, y presenta algunas terrazas de entre 15 a 50 m de altura. Éstas son evidencia de exhumación, ya sea por levantamiento regional o descenso del nivel base de erosión, posiblemente asociados a la apertura reciente del Golfo de California.

Factores favorables al ambiente supergénico

Durante los procesos de intemperismo las reacciones de hidratación causaron el reequilibrio de la mineralogía preexistente a las condiciones oxidantes que prevalecían por encima del nivel freático. La oxidación por intemperismo produjo cambios geoquímicos significativos en esa mineralogía transformándola por completo a especies oxidadas. También estas reacciones redujeron el pH del agua meteórica percolante produciendo soluciones ácidas que fueron el principal reactivo y agente de redistribución de metales. Los fenómenos de lixiviación, el pronunciado zoneamiento vertical, la notable extensión del capote lixiviado, el volumen de óxidos, la depositación de Cu y el espesor de la zona de enriquecimiento supergénico resultantes, dependieron de los siguientes factores:

1) *La mineralogía del medio*. La roca encajonante del yacimiento es de naturaleza poco reactiva (no neutralizante) debido a la alteración hipogénica previa de tipo potásica y fílica pervasivas. Éste factor y la permeabilidad fueron determinantes para controlar el desarrollo y movilidad de los fluidos supergénicos ácidos.

2) *Permeabilidad del medio*. La permeabilidad de la roca encajonante propició la percolación de fluidos ácidos. Ésta fue producto del fracturamiento, vetilleo intenso, y la baja reactividad de las rocas alteradas. La densidad y extensión del fracturamiento en la roca encajonante (que oscila entre $>10\text{--}45\text{ cm}^{-1}$) en las zonas mineralizadas, determinaron la permeabilidad e influyeron indirectamente en la baja reactividad de las rocas alteradas.

3) *Potencial de óxido-reducción (Eh)*. La influencia del oxígeno fue muy importante en el desarrollo de todos los procesos supergénicos. El alto potencial Eh de los fluidos supergénicos fue acrecentado por los factores 1) y 2) ya descritos. La mayoría de las asociaciones de sulfuros (de Fe y Cu principalmente), en estado reducido, son inestables en condiciones oxidantes y se descomponen (meteorizan) para originar una nueva mineralogía oxidada estable a las nuevas condiciones (*cf.* Chávez, 2000).

4) *Potencial de hidrógeno (pH)*. El alto potencial de hidrógeno de los fluidos capilares fue determinado por la abundancia de los sulfuros hipogénicos formadores de ácido (SFA) al reaccionar con el agua meteórica. Estas reacciones incrementaron la acidez de los fluidos meteóricos. También influyó la composición química de la roca encajonante, en particular su reactividad con los fluidos. La persistencia en el tiempo de las reacciones indicadas involucró el paso de grandes

cantidades de fluidos ácidos (principalmente H_2S y H_2SO_4) que alteraron la roca y lixiviaron sus contenidos metálicos depositándolos a profundidad.

5) *Nivel freático*. Las fluctuaciones regionales en el nivel base de erosión, los cambios climáticos del área, y la tectónica, causaron fluctuaciones del paleo-nivel freático. Estos cambios intermitentes controlaron el paleo-régimen del agua subterránea, la extensión de la zona freática y condicionaron los ciclos de oxidación. El primer ciclo comienza con la simple exposición de las zonas alteradas y/o mineralizadas a los agentes del intemperismo, por erosión o destechamiento tectónico. El segundo-ciclo de oxidación pudo haberse iniciado por un descenso relativo del nivel freático que expuso sulfuros adicionales a los ambientes oxidantes (Figura 3.1). Estos procesos pudieron llegar a terminarse por cualquier causa que haya provocado el ascenso del nivel freático colocándolo por encima de la zona de sulfuros (también por sepultamiento en rocas volcániclasticas o gravas aluviales).

6) *Clima*. Los factores del clima determinaron la naturaleza del intemperismo regional y local, y su permanencia en el tiempo. La naturaleza de éste fue dependiente de las condiciones climáticas como la temperatura y cantidad de precipitación. La prolongación en el tiempo del clima favorable (al intemperismo químico) dependió de la estabilidad tectónica y fue muy importante en la efectividad de los procesos de enriquecimiento (*cf.* Anderson, 1982). Estos factores del clima controlaron en gran medida: (a) la proporción de enriquecimiento o profundidad de oxidación respecto al espesor de la zona de calcocita, (b) la tasa o ritmo de enriquecimiento, que es la ley de Cu inicial respecto a ley de Cu final y, en consecuencia, (c) el grado de reemplazamiento, o proporción en volumen, de pirita que es reemplazada por la calcocita. La oxidación de los sulfuros, pudo suceder en

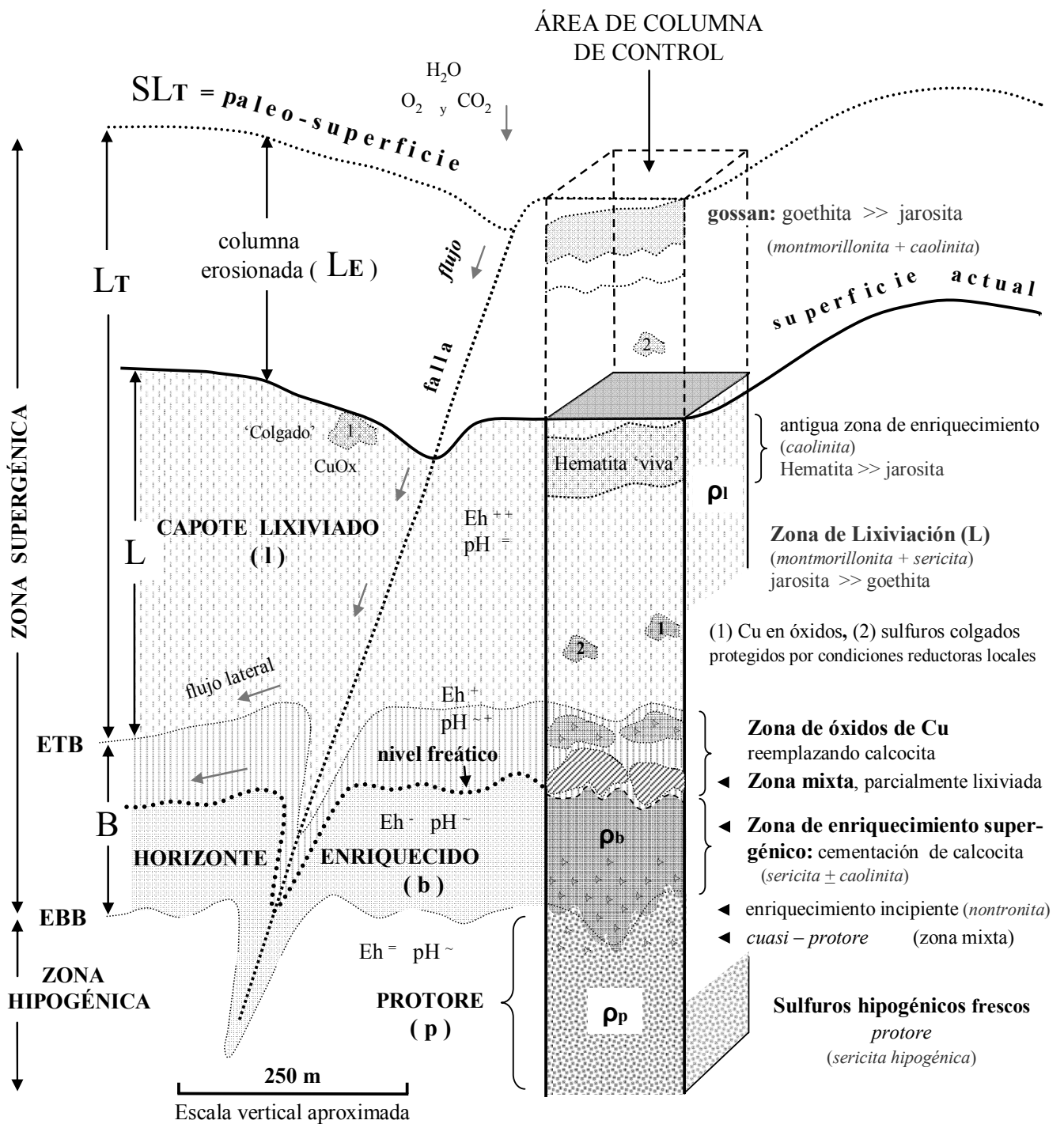


Figura 3.1. Perfil simplificado de intemperismo de Milpillas. Las principales zonas se distinguen por su mena-ganga-alteración y contenido metálico. Se ilustra una columna de control para análisis de balance de masa, cuyos símbolos y abreviaciones son las mismas que se utilizan y explican posteriormente en el texto. Eh o potencial de óxido reducción: ++ alto (positivo), + moderado (positivo), - bajo, = negativo; pH o potencial de hidrógeno: = muy bajo (ácido), ~ neutro, ~+ neutro o alcalino moderado; Entre paréntesis se indican los distintos minerales arcillosos. Adaptado y modificado de Anderson (1983) y Brimhall *et al.* (1985).

cierta proporción tanto en el clima húmedo, anterior a ~22 Ma, como en el árido posterior. Los climas húmedos mantuvieron el nivel freático somero con perfiles de lixiviación limitados, mientras que los climas semiáridos tropicales favorecieron la oxidación profunda, la lixiviación, y el enriquecimiento.

7) *Ciclos*. Otros factores que también favorecieron el enriquecimiento en la región fueron la repetición de los ciclos de oxidación, causada por efectos de la tectónica extensional, y por la permanencia del clima predominantemente árido a partir de ~22 Ma hasta la fecha. El enriquecimiento supergénico pudiera no haberse desarrollado o pudo detenerse en los casos siguientes: (a) en unidades de roca altamente permeables el agua subterránea circula activamente y los metales disueltos se dispersan; (b) en unidades de roca encajonante impermeables las aguas meteóricas no penetran y las rocas y minerales no se pueden oxidar, ni lixiviar, ni las aguas redepositan sus contenidos metálicos; (c) cuando el ritmo de erosión es muy rápido la interfase de óxido-reducción baja tan rápido que, ni la oxidación ni la disolución química de los sulfuros son eficientes ni suficientes; y (d) cuando el nivel freático se mantiene muy superficial y el paleo-nivel freático no desciende sobre la mineralización diseminada, entonces el relieve es estable, el proceso supergénico se detiene y el enriquecimiento concluye. Así, el desarrollo de una concentración importante de calcocita en los cuerpos supergénicos se presentó cuando los ritmos de oxidación y de erosión estuvieron balanceados conjuntamente con un régimen compatible del agua subterránea.

8) *Preservación*. La interrupción de la oxidación y el enriquecimiento se produjo por primera vez en la región de Cananea entre ~27 y 25 Ma, cuando se depositaron ignimbritas que cubrieron y sepultaron las zonas de lixiviación (una primera preservación temporal). Sin embargo, la tectónica extensional reexpuso rápidamente

dichas zonas a la oxidación. El volcanismo, acompañado de sedimentación clástica sintectónica al fallamiento normal se presentó al menos en otras dos ocasiones, causando nuevos ciclos de oxidación y enriquecimiento. El horizonte supergénico, quedó finalmente sepultado por gravas aluviales, dentro del semi-graben Milpillas, entre 9 y 7 Ma, y preservado hasta hoy.

III.1. EL PERFIL DE INTEMPERISMO

La reconstrucción del perfil de intemperismo, con zonificación vertical, del yacimiento (Figura 3.1) se realizó con base en la información recabada de las descripciones mineralógicas, texturales, y estructurales de núcleos de barrenos, así como en los análisis químicos y estudios metalúrgicos. El perfil con efectos de intemperismo incluye desde la superficie rocosa (base de las gravas) hasta la profundidad alcanzada por los barrenos más profundos (~750 m). La mineralogía supergénica predomina sobre la hipogénica en el zoneamiento vertical, y controla la distribución actual de la mineralización de cobre de interés económico. Las litologías observadas son, en gran medida, productos de la alteración supergénica que se superpuso a la hipogénica (Figuras 2.3 y 3.2). Los cuerpos de mineral se ubican entre 150 y 700 m de profundidad (De la Garza *et al.*, 2003) y se presentan hacia la base de la zona oxidada, cuyo espesor preservado es variable (~150 a >600 m), en el perfil intemperizado. Éste a su vez está cubierto por gravas recientes de entre 20 y más de 350 m de espesor.

Desde la superficie hasta la transición entre la zona de enriquecimiento y los sulfuros hipogénicos, el perfil intemperizado comprende cuatro zonas principales. Una zona de lixiviación y otra de óxidos por arriba del nivel freático, y una zona de enriquecimiento supergénico y otra hipogénica por debajo del nivel freático. Los

contactos son transicionales entre dichas zonas (Figura 3.1) constituyendo subzonas mixtas. Esta configuración se reprodujo con cada nuevo ciclo, lixiviándose los cuerpos superiores y redepósito del Cu en horizontes cada vez más profundos, con mayor espesor y de más alta ley (cf. Anderson, 1982; Titley y Marozas, 1995). Cada zona del perfil intemperizado se caracteriza (y se distingue de las otras) por las asociaciones mineralógicas de mena, ganga y alteración, generalmente pervasivas, que se ilustran en las Figuras 3.1 y 3.2. Dicha mineralogía supergénica en cada zona se derivó parcialmente, y estuvo condicionada por la reactividad (composición) de las paragénesis hipogénicas preexistentes de la roca alterada.

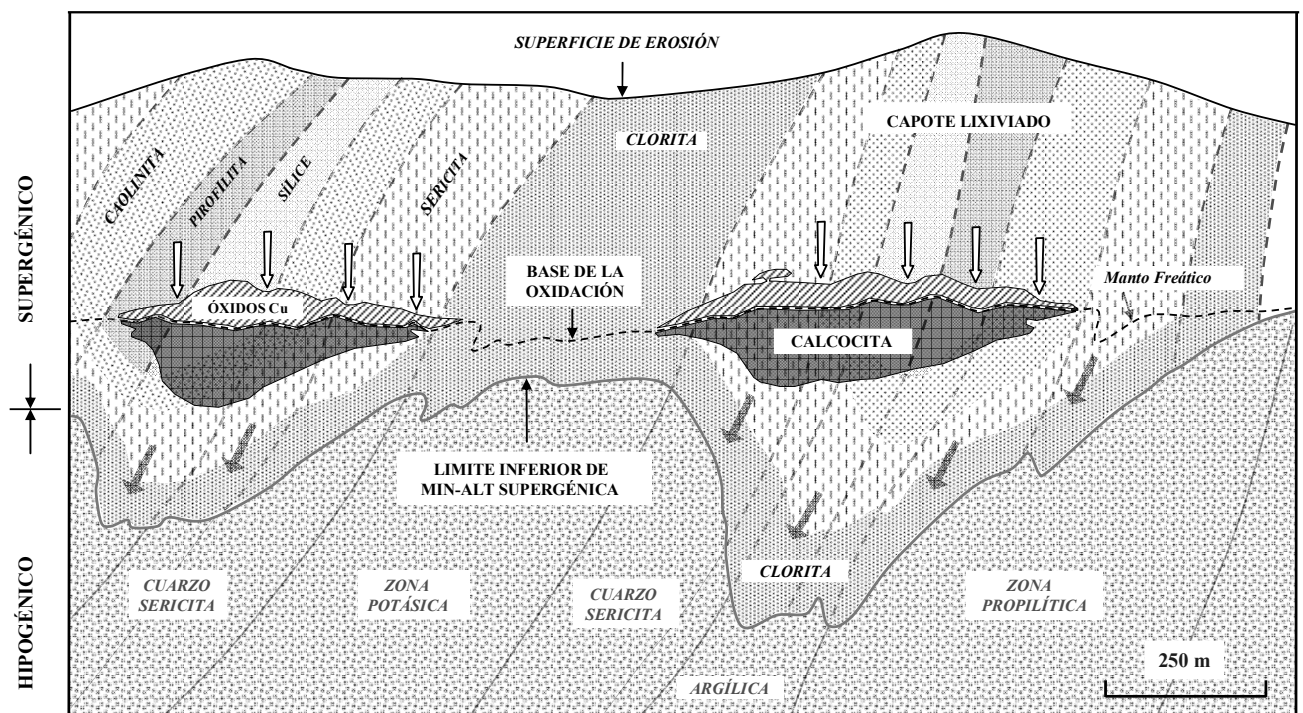


Figura 3.2. Sección idealizada del perfil intemperizado de Milpillas, mostrando las paragénesis de alteración para los ambientes supergénico e hipogénico. En el capote lixiviado y la zona de oxidación, las alteraciones hipogénicas (porción inferior), están superpuestas y obliteradas por las paragénesis supergénicas (porción superior). MIN-ALT = mineralización-alteración. Las distintas flechas indican el flujo principal de las soluciones ácidas. Adaptada y modificada de Gilmour (1995).

III.1.1 Zona de lixiviación

Esta zona y el 'sombrero' de hierro (*gossan*), son las porciones rocosas superficiales (oxidadas y lixiviadas) más intensamente modificadas en el perfil de intemperismo de Milpillas (Figura 3.1). Los afloramientos lixiviados son muy escasos ya que la mayor parte del capote oxidado está sepultado por las gravas (Figura 3.2). Se trata de un capote jarosítico-hematítico típico, el cual de acuerdo con Anderson (1982), representa la fuente de metales y de los fluidos oxidados, así como de generación de ácido (Eh alto positivo y pH muy bajo). En esta zona es donde se producen la mayor parte de las reacciones que liberan metales (*e.g.*, Cu, Al, K) y otros iones en solución (*e.g.*, Si, S) y fijan otros (*e.g.*, Fe). El comportamiento de los principales metales y otros iones movilizados en el ambiente supergénico se describen en el Apéndice C1.

Esta zona es casi completamente estéril, con leyes remanentes menores a ~0.05% Cu, y alcanza profundidades entre 100 y 300 m debajo del substrato rocoso (*i.e.*, contacto aluvión-roca). En casos extremos como zonas de falla puede llegar hasta cerca de 500 m. En el capote lixiviado se encuentran pequeñas bolsadas de óxidos de Cu y mineral mixto (*e.g.*, mezcla de sulfuros y óxidos) (Figura 3.1). La alteración supergénica en esta zona consiste de montmorillonita, sericita y caolinita pervasivas, con zonas localizadas de silicificación y vetillas de alunita supergénica. Además presenta contenidos importantes de óxidos de Fe en forma de limonita típica, que consiste de hematita (dominante), jarosita (abundante), y goethita (menor). Las estimaciones realizadas en los núcleos de barrenos indican un contenido variable para los óxidos de Fe (totales), desde alrededor de 1% en volumen, hasta más de 15% (en antiguos horizontes), pero normalmente varía entre 3 y 8%.

III.1.2 La zona de óxidos y concentraciones exóticas de Cu

La zona de óxidos se ubica hacia la porción más baja de la zona lixiviada (Figura 3.1). Ésta es una zona de acumulación en ambiente oxidante (Eh moderado positivo, y pH moderado a bajo). Como en esta zona la ganga no es reactiva, las especies de Cu son residuales en su mayoría, formadas por oxidación *in situ* de cuerpos de calcocita preexistentes. En esta zona, las concentraciones de óxidos y sulfatos de Cu son cuerpos mantiformes y bolsadas ricas en Cu dispuestas sub-horizontalmente (Figura 3.3). Estos cuerpos, además de los óxidos presentan residuos (sin reaccionar) tanto de sulfuros hipogénicos como supergénicos, constituyendo zonas mixtas, donde los minerales oxidados reemplazan parcialmente tanto a unos como a otros.

Los cuerpos oxidados pudieron formarse en parte por neutralización de soluciones en rocas reactivas, en condiciones oxidantes, y/o por oxidación *insitu* de cuerpos de calcocita preexistentes. Este último caso es el dominante en el capote lixiviado. La formación de los cuerpos de óxidos de Cu en la porción superior del horizonte de calcocita (Figura 3.3), se debe a que la cantidad de pirita remanente en este horizonte fue insuficiente (y la calcocita no contiene suficiente azufre) para movilizar el Cu. La oxidación de calcocita pura resulta en la fijación de la mitad del Cu como cuprita, tenorita o sulfatos de Cu (Titley y Marozas, 1995). Así, gran parte del Cu precipitó *in situ* como minerales oxidados reemplazando a la calcocita. Los procesos supergénicos, incluyendo la lixiviación y generación de fluidos ácidos se describen en el Apéndice C2.

En la porción superior del horizonte supergénico la calcocita está reemplazada principalmente por brocantita, mezclada ésta con cantidades bajas de

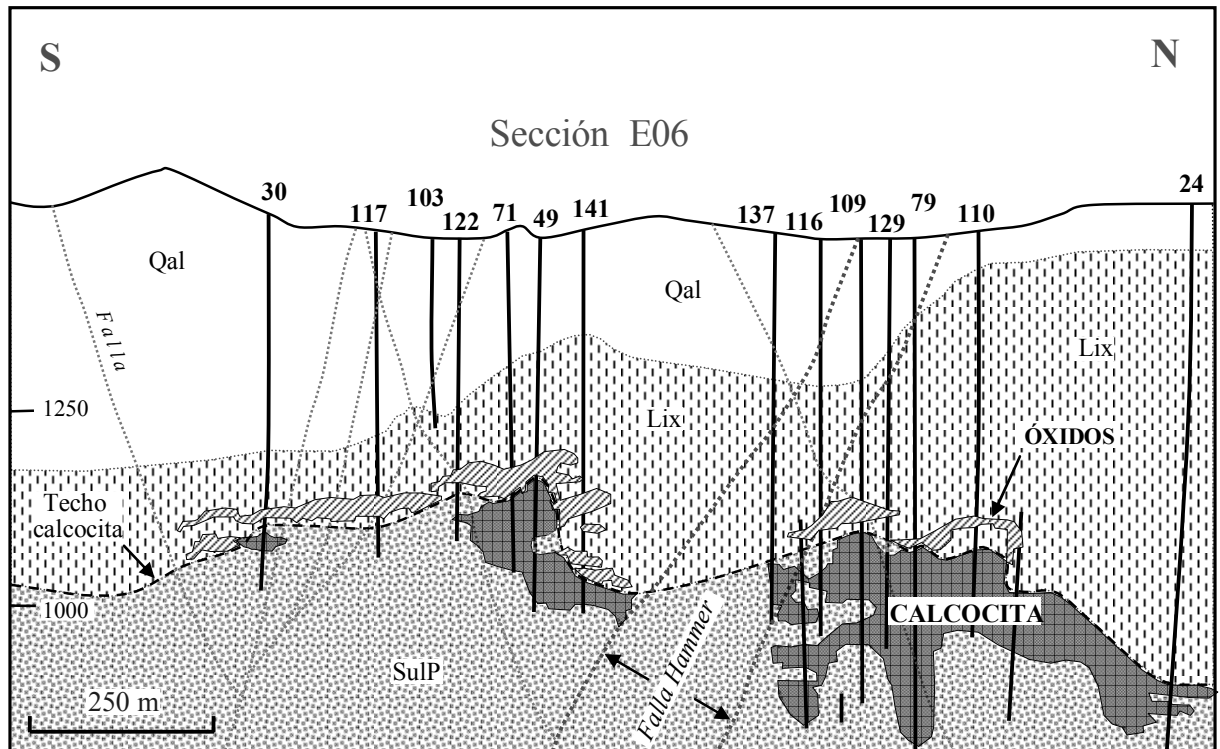


Figura 3.3. Sección transversal E-06 norte-sur de Milpillas que ilustra las concentraciones de óxidos de Cu, los cuerpos de sulfuros secundarios (calcosita), el capote o zona de lixiviación (Lix), los sulfuros hipogénicos (SulP), y la cubierta de gravas recientes (Qal). Nótese el espesor del capote lixiviado respecto al espesor de la zona de calcosita, y el control de las fallas (líneas punteadas color gris) sobre la geometría de los cuerpos. Las fallas están proyectadas de los barrenos y de superficie, y no se ilustran sus relaciones de corte porque no se conocen aun. Los números corresponden a los barrenos. Elevaciones en msnm.

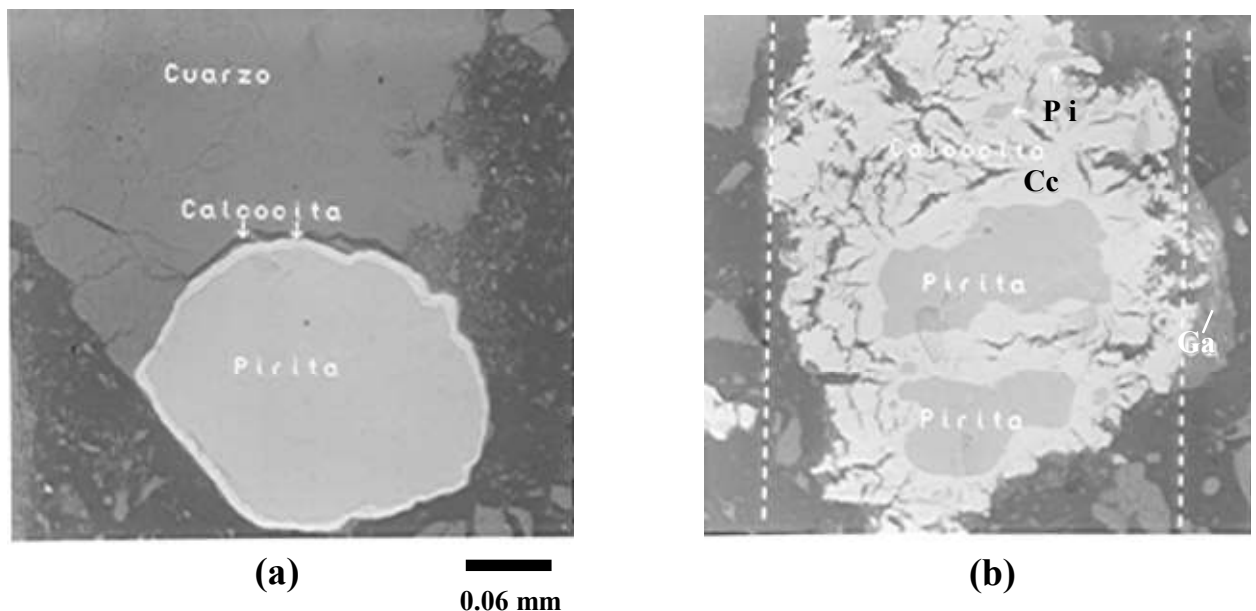


Figura 3.4. Fotomicrografías de mena de la zona de enriquecimiento de Milpillas en microsonda electrónica de barrido (SEM), mostrando distintos grados de reemplazamiento de pirita por calcosita: (a) El cristal de pirita está reemplazado en su periferia por calcosita, el grado de reemplazamiento es inferior a 10%; (b) La pirita está reemplazada en un grado superior a 60% por calcosita. Nótese remanentes de pirita encapsulados en calcosita (arriba) y remanentes de galena (derecha). Pi = pirita, Cc = calcosita, Ga = galena. Centro de investigación y desarrollo tecnológico (CIDT) de Peñoles (2001).

malaquita, tenorita y cuprita. Dicha mezcla es evidencia de cambios y traslape de ambientes durante al menos tres eventos sucesivos, en los que primeramente se reemplazó la calcocita por los sulfatos (en ambiente ácido), y después se neutralizó a carbonatos de Cu (en ambiente alcalino). Finalmente las soluciones supergénicas ácidas terminaron oxidando y destruyendo parcialmente los cuerpos de calcocita originales y los sulfatos iniciales.

La alteración supergénica consiste de sericita y caolinita-alunita pervasivas, con algo de silicificación. Las especies de minerales oxidados de Cu y óxidos de Fe (limonita), más comunes se muestran en la Tabla III.1. Dichas especies son características de las zonas de oxidación y lixiviación de Milpillas y muchos otros depósitos tipo pórfido cuprífero intemperizados. Dichas especies también pueden encontrarse en concentraciones exóticas derivadas de estos depósitos. En el Apéndice C3 se describe el significado de los depósitos de Cu exótico.

III.1.3 La zona de enriquecimiento supergénico

La zona de sulfuros supergénicos (también denominada zona de cementación o zona de calcocita) se ubica hacia la base del perfil de intemperismo, y representa el techo del ambiente reductor por debajo del paleo-nivel freático (Figura 3.1). En este ambiente, el Cu pierde su solubilidad por reacción con los sulfuros hipogénicos y se redeposita sustituyendo al hierro contenido en ellos. De ese modo los sulfuros supergénicos que resultan de esa sustitución presentan una concentración mayor de Cu que sus correspondientes hipogénicos. Contrariamente al Cu, el Fe es soluble bajo condiciones de Eh bajo y pH bajo a neutro (Garrels y Christ, 1990). Dicha conducta favorece la sustitución o intercambio entre los dos elementos, como se explica en el Apéndice C2.

Óxidos “Verdes” de Cu	Composición	~ pH	Características
Antlerita	$\text{Cu}_3\text{SO}_4(\text{OH})_4$	< 5	59.7% Cu
Azurita	$\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$		Azul, 55% Cu
Atacamita+ (~ exótico)	$\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$		Paratacamita y botallaquita
Brocantita	$\text{CuSO}_4(\text{OH})_6$	5–6	56% Cu; oxidación de calcocita (cc)
Calcantita	$\text{Cu}_3\text{SO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	< 4	35% Cu; soluble en H_2O
Crisocola* (~ exótico)	$\text{Cu}(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Ox} \cdot \text{SiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$		Contenido de ~20–40% Cu
Calcosiderita	$\text{CuFe}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$		Del grupo de la turquesa
Malaquita	$\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$	6–8	57.3% Cu
Pseudomalaquita	$\text{Cu}_5(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4$		Similar a libetenita
Turquesa+ (~ exótico)	$\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$		5.5–7.8% Cu, y 28–35% P_2O_3
Óxidos “Rojos” de Cu			
Cuprita	Cu_2O	> 4–12	88.8% Cu residuo oxidación de cc
Cobre nativo	Cu^0	> 4–12	Del grupo de la cuprita
Delafosita	CuFeO_2		
Limonita “pitch” (“Cu-Pitch”)	$\text{H}(\text{Fe}, \text{Cu})\text{O}_2$		Conocida como: <i>beer bottle oxide</i> , residuo de oxidación ⁽¹⁾ de calcopirita.
Óxidos “Negros” De Cu			
Melaconita* (“Cu-wad”)	Mezcla (crisocola + tenorita)		Puede ser exótico
Neotocita* ⁽¹⁾	CuMnFeSiO_2		~mezcla de tenorita + paramelaconita + FeOx + MnOx . < ~ 21% Cu
Cu-wad* (~ exótico)	Hidróxidos de Mn y CuO		25–48% Mn, (criptomelano + bimesita)
Paramelaconita	Cu_4O_3		Familia de cuprita y tenorita
Tenorita	CuO	8 > 12	79.9% Cu oxidación de cc y cuprita
Óxidos de Hierro	Fórmula	~ pH	Observaciones
Alunita	$\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$	< 4	Mezcla común con jarosita
Borgstromita	$(\text{H}_3\text{O})\text{Fe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$	< 2.2	Del grupo de la jarosita
Copiapita+ (raro)	$\text{Fe}_5(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$		Con $17\text{H}_2\text{O}$ es soluble en agua.
Escorodita	$\text{Fe}^{+3}\text{AsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$		Similar a chenevixita
Jarosita	$\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$	< 2.2	Limonita residuo de oxidación de pirita y silicatos–K.
Goethita	$\alpha\text{-FeOOH}$ ó HFeO_2	3 - 6	Limonita común, por oxidación de jarosita ó cualquier óxido y/o silicato de Fe.
Lepidocrosita (~ exótico)	$\text{FeO}(\text{OH})$	3 - 6	En suelos, del grupo de la goethita.
Hematita (‘viva’ ó ‘liberada’)	Fe_2O_3 (Igual a martita y especularita)		Limonita viva (“ <i>live o relief limonite</i> ”) cuando es derivada de calcocita.
Hematita (± exótico)	Fe_2O_3 (maghemita)		Derivación diversa. Estable en suelos lateríticos a partir de goethita.

Tabla III.1. Especies minerales de Cu y Fe (limonitas), comunes en la zona de oxidación y capote lixiviado de Milpilllas. No todas estas especies están presentes; algunas (según se indica) son de origen exótico. *mineraloides (y mezclas); +mineral de aridez extrema. Características mineralógicas tomadas principalmente de: Anderson (1982), Thornber (1985), Guilbert y Park (1986), Münchmeyer (1996), y Chávez (2000).

El principal sulfuro supergénico de esta zona es la calcosita y en particular la djurleíta, las cuales predominan en las porciones superiores del horizonte. También se presenta covelita supergénica, pero en menor proporción (que la calcosita) y principalmente hacia la base de dicho horizonte. Esto sucede porque ahí el enriquecimiento es débil, ya que los cocientes de $\text{Cu}^{+2}/\text{HS}^-$ son más bajos (Xu *et al.*, 1999) y la permeabilidad también desciende. Las especies supergénicas referidas resultan del reemplazamiento de sulfuros hipogénicos preexistentes (principalmente calcopirita y, en menor grado, pirita) con proporción de enriquecimiento variable (*i.e.*, del sulfuro supergénico respecto al hipogénico; Figura 3.4). Otras especies supergénicas de Cu identificadas en esta zona, además de la calcosita y la djurleíta, fueron digenita, anilita, y covelita, esta última hacia la base del horizonte.

La alteración supergénica consiste de caolinita y alunita pervasivas, con zonas discretas de silicificación y de sericitización, con dickita, muscovita, pirofillita y minamita ocasionales, así como nontronita hacia la base del horizonte. El modelo esquemático de esta alteración se ilustra en la Figura 3.2. En la Tabla III.2 se muestran los minerales comunes de la zona supergénica y algunas de sus características mineralógicas. En los cuerpos mineralizados la calcocita puede estar diseminada y/o en vetillas. Dichos cuerpos presentan forma de bolsadas con disposición sub-horizontal o son mantiformes. Su extensión varía desde unas decenas hasta cientos de metros y sus espesores son variables, desde alrededor de 10 m hasta más de 100 m (Figura 3.3).

El horizonte enriquecido alcanza sus mayores profundidades, espesores y concentraciones de cobre, en aquellas porciones donde éste presenta el contenido original de pirita más elevado y alta permeabilidad (*i.e.*, zonas de falla, fracturamiento, y/o vetillas) (Figura 3.3). Las más altas concentraciones de calcocita

MINERAL Y COMPOSICIÓN	ESTABILIDAD TÉRMICA (°C) MÁX. / MÍN.	TIPO ESTRUCTURAL	CARACTERÍSTICAS
Calcocita Cu ₂ S	103 / x	Monoclínica. Se invierte a forma hexagonal	<u>Supergénica</u> , comúnmente es blanda y pulverulenta, negra untuosa al tacto, se denomina calcocita "sooty" (ceniza). No siempre es ceniza, puede también ser masiva y megascópicamente indiferenciable de la calcocita hipogénica. Color gris oscuro medio al microscopio. (mdg-cc)
	~435 / 103	Hexagonal. Se invierte a forma cúbica	<u>Hipogénica</u> , cristalina gris masiva llamada calcocita "steely" (acerada). Bajo el microscopio es de tamaño de grano más grueso que la supergénica y muestra fracciones de exsolución de bomita y digenita en superficie pulida
	1129 / ~435	Cúbica. S.s.* completa con digenita (Cu ₉ S ₅)	
	500 / x	Tetragonal. Es estable solo a P > 1kbar	
Djurleíta Cu _{1.96} S	93 / x	Rómbica	<u>Supergénica</u> , llamada 'calcocita' gris +oscuro, por su color al microscopio (dg-cc)
Digenita Cu _{1.80} S ó Cu ₉ S ₅	83 / x	Cúbica. Es estabilizada por Fe (?)	<u>Supergénica</u> , llamada también 'calcocita' blanquecina gris medio, por su color al microscopio (mgw-cc).
	1129 / 83	Cúbica. S.s. completa con calcocita (Cu ₂ S)	Hipogénica
Anilita Cu _{1.75} S ó Cu ₇ S ₅	70 / x	Rómbica	<u>Supergénica</u> , llamada 'calcocita' gris azulado, por su color metálico bajo el microscopio. (bg-cc)
Covelita Cu _{1+x} S (<i>blaubleibender</i>)	157 / x	Hexagonal. Termodinámicamente estable (?)	<u>Supergénica</u> , color azul índigo oscuro, submetálica
Covelita CuS	507 / x	Hexagonal	Hipogénica
Covelita CuS ₂	550 / x	Cúbica	Sintética de alta P, seudocúbica (?)

Tabla III.2. Principales minerales del sistema Cu-S en Milpillas con sus equivalentes supergénicos. S.s. = solución sólida; cc = calcocita; colores bajo el microscopio: mdg = color gris oscuro medio; dg = color gris oscuro; mgw = color blanquecino gris medio; bg = color gris azulado. Los datos de sus fases y datos termoquímicos se tomaron principalmente de Craig y Scott, 1974; Guilbert y Park, 1986; Enders, 2000.

en el horizonte adoptaron la morfología que presentaban las zonas con el más elevado contenido de sulfuros hipogénicos, particularmente las zonas de brecha y de *stockwork*. La distribución del Cu en el horizonte de calcosita también pudo estar controlada por la densidad de los fluidos supergénicos. Las aguas descendentes cargadas con sustancias disueltas (e.g., iones pesados) tienden a fluir hacia niveles de equilibrio correspondientes con su densidad (Guilbert y Park, 1986). Esta tendencia resulta en una estratificación rigurosa del agua. Por ejemplo, aguas supergénicas densas, conteniendo metales y otros compuestos en solución (y quizá oxigenadas), pueden asentarse a veces a niveles muy por debajo de los razonables respecto del nivel freático, donde la circulación profunda del agua es dudosa. El enriquecimiento actual en Milpillás se desarrolló a partir de un espesor de más de un kilómetro (Capítulo IV.3) de mineralización hipogénica, suficientemente permeable (fracturada). Debido a la buena permeabilidad existente, es frecuente encontrar zonas enriquecidas que se extienden actualmente entre 50 y 200 m o más debajo del paleo-nivel freático final (~750–800 m de profundidad actual). La importancia de la pirita y los microorganismos en los procesos supergénicos se tratan en el Apéndice C4.

III.1.4 La zona de sulfuros hipogénicos y sub-zonas mixtas

El límite inferior del enriquecimiento es una superficie irregular debajo de la cual predomina la mineralogía hipogénica, y se reconoce ya sea como base del enriquecimiento o techo de la zona hipogénica. La zona hipogénica se denomina también zona primaria o *protore* y aparece a profundidades que varían entre 450 y 700 m. En esta zona predomina la pirita fina, diseminada y en vetillas, y se caracteriza por concentraciones de Cu muy bajas (0.1-0.15%) que provienen de

calcopirita con trazas de bornita y covelita hipogénica que en conjunto alcanzan <0.6% en volumen. Un estudio metalúrgico efectuado por flotación selectiva de sulfuros remanentes (como centros de calcosita) en las menas enriquecidas de Cu indicó que después de la pirita la calcopirita es el sulfuro hipogénico más común, y sólo hay escasas bornita. La relación proporcional encontrada de py a cpy y de cpy a bn fue ~10:1 en ambos casos. También se encontraron otros sulfuros hipogénicos remanentes en cantidades traza, como covelita, digenita, enargita, cubanita y tetrahedrita. Las asociaciones de alteración en esta zona son cuarzo-sericita y/o cuarzo-dickita o caolinita hipogénica (Figura 3.2). Las altas concentraciones de Cu ocurren en las porciones mineralizadas con la más alta intensidad de vetillas (entre 20 y 45 cm⁻¹) y en zonas de *stockwork* o de brecha, aunque las variaciones de concentración no son muy grandes (*i.e.*, 0.1–1.0% Cu). Además, a gran escala, la distribución de leyes de Cu tiende a ser muy uniforme lateralmente y sobre todo a profundidad. Ambas condiciones resultaron particularmente favorables para facilitar una base razonablemente confiable para el cálculo del balance de masa (Parte IV).

Sub-zonas Mixtas. Las zonas mixtas (o de mezcla) son frecuentes en perfiles supergénicos con desarrollo cíclico y/o considerable desarrollo vertical. En Milpillas ocurren ambas condiciones, por eso se presentan distintas zonas mixtas sobre los límites de las zonas principales del perfil intemperizado (Figura 3.1). Los repetidos descensos en el nivel freático causaron que los límites de las zonas del perfil de intemperismo se ajustaran gradualmente a las nuevas condiciones (de cada ciclo), al igual que su mineralogía de mena-alteración. El ajuste involucró la redistribución de los metales y otros iones, en cada nuevo ciclo, lo cual provocó

traslapes en las asociaciones mineralógicas características (e.g., nuevas zonas mixtas, etc.).

Las siguientes combinaciones son comunes para estas zonas: (a) mezcla entre minerales oxidados de diferentes tipos (Tabla III.1), (b) mezcla entre minerales oxidados y calcocita, (c) mezcla entre los distintos minerales oxidados y los sulfuros hipogénicos (sulfuros colgados o *perched sulfides*) y, (d) mezcla entre los sulfuros supergénicos y los sulfuros hipogénicos. Los límites de las zonas mixtas son irregulares y transicionales a causa de las variaciones físico-químicas cambiantes (Eh y pH) entre los medios dominantes de cada zona principal del perfil intemperizado. Las zonas mixtas son frecuentes en éste perfil y se repiten verticalmente provocando traslape y complejidad en el zoneamiento supergénico normal (Figura 3.1). La adecuada determinación de las zonas mixtas fue muy importante en la reconstrucción de los distintos ciclos identificados.

Las zonas mixtas, normalmente ocupan volúmenes comparativamente poco importantes respecto a las zonas principales del perfil intemperizado. La transición entre la zona de oxidación y los sulfuros supergénicos (techo de la zona de calcocita), fue un ambiente favorable para la formación de cobre nativo con cuprita ± delafosita asociados (óxidos rojos de Cu). Esta zona también se caracteriza por presentar asociaciones de estos óxidos con tenorita ± neotocita (óxidos negros de Cu), en conjunto con proporciones variables de brocantita o antlerita y malaquita (óxidos verdes de Cu). Éstos últimos reemplazan *in situ* a la calcocita y, en ocasiones, a la cuprita. Los óxidos y minerales oxidados de Cu suelen contener remanentes de calcocita que, a su vez, contiene remanentes internos de piritita y otros sulfuros hipogénicos.

Los cuerpos ricos en Cu, especialmente los más someros del yacimiento (predominantemente de óxidos y mineral mixto) están parcialmente destruidos por lixiviación, a causa del descenso general del nivel freático. Dichos cuerpos forman bolsadas de mineral mixto cuyas envolventes son las zonas lixiviadas controladas por fallas o por zonas de fracturamiento intenso (Figura 3.3).

III.1.5 Alteración supergénica en la roca encajonante y espectrometría infrarroja

La zona central del yacimiento, dentro y alrededor del *stock* de pórfidos (Figura 2.3), actualmente esta dominada por las alteraciones y mineralización supergénicas que obliteran a las hipogénicas preexistentes (Figura 3.2). Las alteraciones se originaron por la reacción de los fluidos ácidos que transformaron a los minerales de la roca y de alteración previos, a minerales arcillosos hidratados. En zonas originalmente reducidas y de alta acidez (con sulfuros formadores de ácido o SFA >5–10% en volumen), se produjeron alunita y caolinita supergénicas y silicificación pervasiva, además de la limonita (hematita y jarosita). En zonas de acidez moderada (SFA <5% en volumen), prevalece la sericitización supérgenica y la goethita. En las zonas cercanas a la neutralización de los fluidos (SFA <3% en volumen), domina la cloritización supérgenica con mínima goethita. Hacia las porciones superficiales del capote oxidado los minerales dominantes son la esmectita y la halloysita. Todos estos minerales de alteración fueron determinados sistemáticamente en los núcleos de los barrenos, en forma semicuantitativa, e identificados con ayuda de un espectrómetro infrarrojo portátil comercial PIMA II (*Portable Infrared Mineral Analyser*). Los análisis por espectrometría infrarroja o SWIR (*short wave infrared*) son muy confiables para determinar las mezclas de

minerales arcillosos de alteración (hipogénicos y supergénicos) asociados con óxidos e hidróxidos de hierro. La mayoría de éstos minerales son agregados de grano fino o muy fino. Los fundamentos de la técnica y la metodología de análisis se describen en el Apéndice C5.

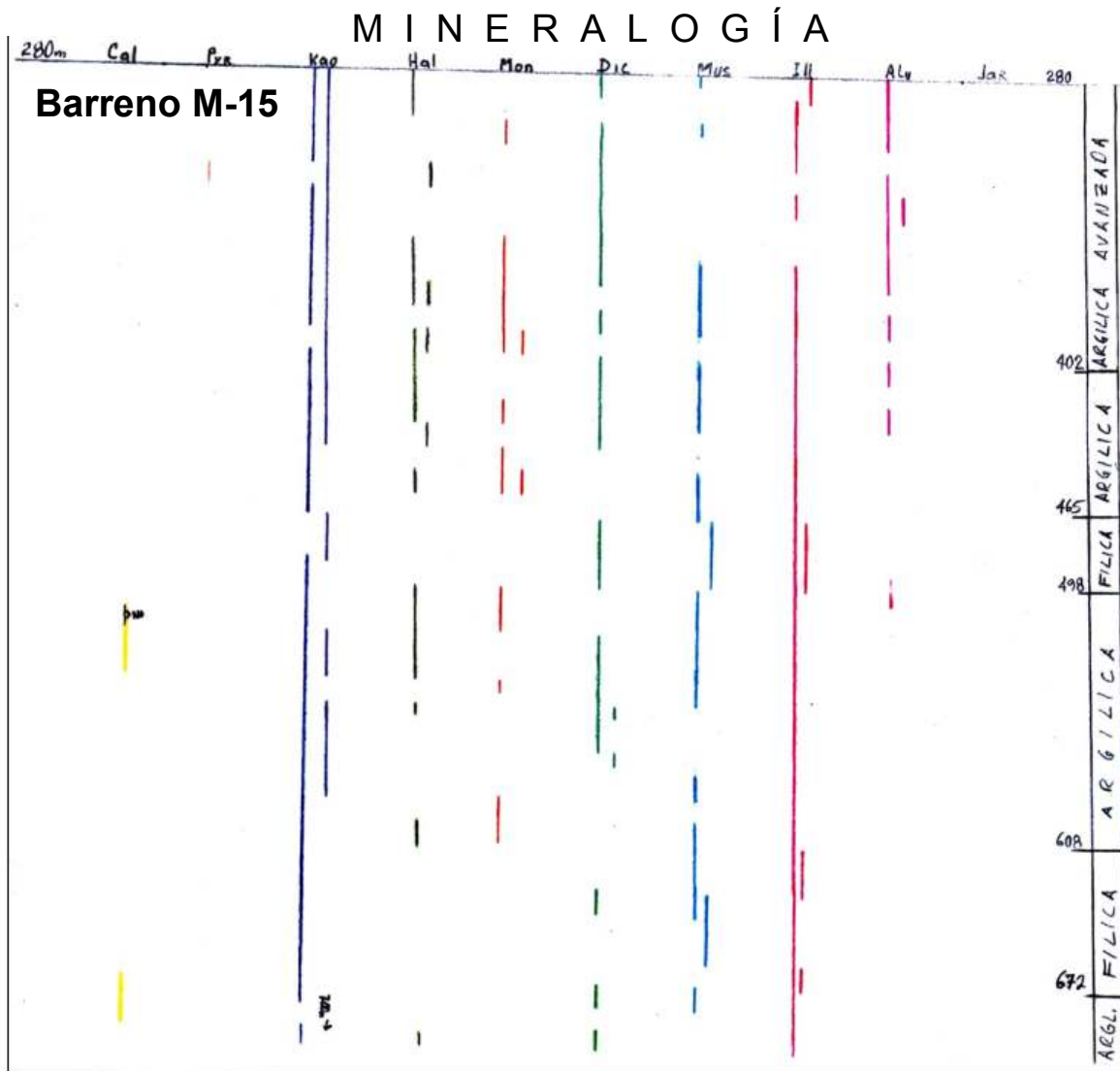


Figura 3.5. Ejemplo de los resultados de la interpretación de los espectros SWIR para las muestras del barreno M-15, desde 280 m de profundidad hasta el fondo a más de 672 m. En la columna de la derecha se indica la profundidad y el tipo de alteración interpretado a partir de la paragénesis detectada para cada tramo. La mineralogía es como sigue: cal = calcita, pyr = pirofilita, kao= caolinita, hal = halloysita, mon = montmorillonita (esmeclita), dic = dickita, mus = muscovita, ill = illita (posible sericita), alu = alunita, y jar = jarosita (en ese orden).

De todas las muestras estudiadas de los barrenos (>10 mil) se seleccionaron y se repitieron los estudios en solo 20 muestras representativas de los distintos tipos de alteración del yacimiento. Los minerales determinados fueron principalmente arcillosos, como caolinita, illita, dickita, montmorillonita (en particular esmectita) y halloysita, así como jarosita y alunita. También se determinaron en menor proporción micas, epidota, pirofilita, clorita, zeolitas, así como malaquita, siderita y calcita escasos. Un ejemplo de la mineralogía interpretada para las muestras sistemáticas de un barreno se ilustra en la Figura 3.5. Para la preparación de la muestra se procedió al simple secado de la misma, lo cual debe ser realizado a temperatura ambiente y por exposición directa a la luz solar. No se debe realizar secado en un horno, ya que las temperaturas utilizadas (si >40°C) alteran la estructura cristalina de las arcillas. Las determinaciones en los barrenos de Milpillas fueron realizadas en forma sistemática en todos los núcleos de barrenos (en tramos cada ~5 m) y en muestras de superficie para construir el modelo de alteración del yacimiento. Los procesos de alteración supergénica se describen en el Apéndice C6.

Productos de alteración supergénica. En muchos capotes lixiviados las litologías observadas son en gran medida productos de alteración supergénica, que se traslapa sobre la alteración hipogénica, produciendo asociaciones minerales muy complejas (mezclas). Los principales grupos de minerales de alteración y algunas de sus características se detallan en la Tabla III.3. Milpillas es un caso típico, en donde los efectos supergénicos difieren en proporción, tipo e intensidad de un lugar a otro dentro del yacimiento, pero en gran parte de la zona mineralizada de interés son pervasivos (Figura 3.2). En la zona oxidada superior del perfil intemperizado (antiguos horizontes de enriquecimiento) las alteraciones hipogénicas están superpuestas, y son obliteradas

GRUPO MINERAL	pH (FLUIDO)	ESPECIES	TEMPERATURA	ASOCIACIONES Y AMBIENTE
SÍLICE ^(*)	<2-3	Sílice opalina, amorfo cristobalita, tridimita	<100 °C	Rutilo Ti-Fe. Sistemas geotermales saturados en SiO ₂
		Calcedonia	100-200 °C	Epitermal a mesotermal
	>2	Cuarzo	<300-350 °C	
ALUNITA	>2 (<3-4)	Alunita supergénica	Ambiente	Intemperismo de sulfuros
		Alunita producida por vapor caliente (con H ₂ S)	<350 °C	Sulfato ácido (<1-1.5 Km profundidad)
		Alunita magmática, vetas, brechas	~350-400 °C	Andalucita, muscovita. cristalina, grano grueso
CAOLÍN	~3-4	Halloysita (supergénica)	ambiental o muy baja	Intemperismo e hidrotermal
		Caolinita	<150-200 °C	Alunita y diáspora
		Dickita, pirofilita	<200-250 °C	Más cristalinas y de mayor T y profundidad que la caolinita
ILLITA	4-5	Esmectita	<100-150 °C	Grupo del caolín, en sistemas geotermales
	5-6	Illita-esmectita	100-200 °C	Clorita. Epitermal
		Illita, Sericita hipogénica	200-250 °C muscovita (>250 °C)	Clorita y paragonita (Na). Mesotermal
	~4-6	Corindón	>400-450 °C	Muscovita y andalucita
CLORITA	5-6	Clorita-esmectita	<100-150 °C	Illita. Sistemas geotermales
	~7	Clorita-carbonato	>100-250 °C	Epitermal a mesotermal
CARBONATOS ^(*)	4-6	Siderita-rodocrosita	~150-200 °C o más	Caolín e illita
	5-6	Rodocrosita-ankerita - kutnahorita-dolomita		Illita y clorita. Pórfidos y skarns
	5-7	Dolomita-calcita	~ >200 °C	Clorita y calco-silicatos. Skarns y pórfidos
SULFATOS ^(*)	>3-4	Yeso	<100- 50 °C	Supergénico
		Jarosita		Supergénica, geotermal
		Anhidrita, barita	>100-150 °C	Epitermal. En pórfidos mayor temperatura
		Zeolita-clorita-carbonato	<150-200 °C	
CALCO-SILICATOS	~7-8	Epidota-Actinolita	>180-250 °C >280-300 °C	Skarn y pórfido cuprífero
		Granates-clinopiroxeno	>325-350 °C 250-300 °C (con H ₂ O)	
		Biotita secundaria	>300-325 °C	
OTROS	~7-8	Adularia (Feld-K)	~150-250 °C	Clorita y calco-silicatos
		Albita (Na)	~200-300 °C	
		Ortoclasa secundaria	~ >300 °C	
	5-6	Turmalina, apatita		Sericita, muscovita

Tabla III.3. Principales grupos de minerales de alteración hidrotermal y supergénica, refiriendo los controles del pH y temperatura en la depositación, así como los minerales asociados y ambientes. La espectrometría de rayos X y la espectrometría infrarroja son las técnicas más adecuadas para el estudio de la mayoría de sus agregados. ^(*) minerales de ganga más comunes. Datos principalmente de Rimstidt (1997) y Corbett y Leach (1998).

por minerales supergénicos: (a) a las asociaciones de cuarzo-ortoclasa, biotita secundaria, y cuarzo-sericita, se superponen abundante caolinita y hematita, (b) en la zona enriquecida (y el *protore* en menor proporción) se superponen la caolinita y alunita. La montmorillonita está presente en toda la zona de lixiviación, donde se asocia con jarosita, pero es muy escasa en la zona de enriquecimiento, en la cual la sericita es dominante. La clorita se concentra hacia la base de la zona enriquecida, algunas veces con nontronita asociada. La sericita está presente en todas las zonas del perfil intemperizado, pero su composición, determinada con microscopio electrónico de barrido (SEM), indica que el Al se incrementa y el SiO₂, Fe y Mg disminuyen con la profundidad. Así su composición cambia, desde similar a la celadonita en la zona enriquecida y *protore*, a muscovita en la zona de oxidación.

III.2 ESTUDIOS DEL CAPOTE LIXIVIADO

El capote lixiviado preservado en el yacimiento se encuentra por encima de los horizontes actuales de calcocita, y tiene un espesor vertical entre ~150–500 m o más (Figura 3.3). Los efectos provocados por los procesos supergénicos quedaron registrados en las rocas alteradas, formando extensas zonas (~12–17 km²) de capotes oxidados sobre y alrededor de la zona principal del yacimiento, en cuyos afloramientos quedó poco vestigio de la roca original. Los complejos patrones preexistentes de alteración hipogénica y supergénica superpuesta añadieron complicación para reconstruir el modelo del sistema mineralizado. La caracterización de los afloramientos lixiviados apoyó y complementó la reconstrucción del modelo del yacimiento. Además, tuvo un significado práctico en establecer guías de exploración para el área circundante y prospección de otros yacimientos en la región.

Características y tipo de capote lixiviado. El capote lixiviado es de tipo predominante jarosítico (y hematítico local) y se desarrolló a partir de la oxidación de la zona filica (cuarzo-sericita-pirita). En sus porciones periféricas alejadas el capote oxidado cambia a zonas predominantemente goethíticas (Figura C.3 en Apéndice C7). En su porción central, dicho capote es entre poco y no-reactivo o inerte (a los fluidos ácidos), con una proporción de enriquecimiento alta, de ~11 (cociente de columna lixiviada vs enriquecida). Se caracteriza por el predominio de minerales de alteración supergénicos como sericita, caolinita, alunita, calcedonia y cuarzo principalmente, con menor cantidad de dickita, pirofilita y diáspora. Esta asociación es común debido al alto contenido de pirita (~5.5% y $\geq 10\%$ en volumen de SFA). Verticalmente, en el capote lixiviado se pueden distinguir al menos 3 gruesos horizontes irregulares de hematita viva y caolinita preservados (Figura 3.1). Estos últimos son residuos de la lixiviación de anteriores horizontes enriquecidos con calcocita. La repetición vertical es evidencia de las oscilaciones que se produjeron en el paleo-nivel freático, durante el enriquecimiento de este yacimiento, las cuales provocaron distintos ciclos supergénicos.

Los factores principales que determinaron la naturaleza (tipo) y formación del capote oxidado incluyen: (a) la composición mineralógica sílicoaluminosa original del sistema, (b) la permeabilidad, tanto de la roca encajonante fracturada y alterada, como de las menas y ganga hipogénicas, (c) una historia tectónica post-mineral propicia, de tipo extensional multifásica, (d) condiciones ambientales favorables (e.g., clima desértico), y (e) la persistencia de las condiciones particulares de intemperismo por suficiente tiempo (intermitentemente durante ~25–28 millones de años).

Estudios realizados. La interpretación del capote lixiviado del yacimiento comprendió estudios de minerales de alteración diversos, así como sulfuros

residuales y relictos presentes en afloramientos de la zona de lixiviación del perfil de intemperismo. Estos estudios directos e indirectos se realizaron para determinar o predecir, lo mejor posible, la distribución, cantidad, tipo y concentración de sulfuros hipogénicos y/o supergénicos de Cu, presentes debajo de la zona de intemperismo y oxidación. El capote oxidado difícilmente muestra evidencia obvia de la presencia de Cu, ni en volumen ni en contenido. Un primer paso en la determinación de los factores característicos del capote lixiviado fue la distinción entre ambientes geoquímicos reactivos y no-reactivos en afloramientos y zonas del capote oxidado (en núcleos de barrenos) y su correlación con el *protore*. En zonas del yacimiento cuyos afloramientos están dominados por rocas reactivas es improbable que a profundidad contengan cuerpos enriquecidos en Cu. En cambio, las zonas del capote lixiviado en que las rocas alteradas son poco o no-reactivas, la posibilidad de tener enriquecimiento importante en profundidad es grande. Los estudios realizados permitieron establecer parámetros cualitativos y semicuantitativos de interés económico (*i.e.*, volumen y concentración) para el yacimiento.

Técnicas utilizadas. Entre los estudios realizados en los afloramientos lixiviados y núcleos de barrenos se incluyeron técnicas megascópicas, microscópicas y geoquímicas. A partir de los estudios megascópicos de núcleos y afloramientos, se obtuvo una estimación cualitativa de las proporciones de sulfuros formadores de ácido o SFA (*i.e.*, pirita, calcopirita y bornita), así como mediciones de intensidad y tipo de vetillas. Los estudios microscópicos incluyeron petrografía (*e.g.*, alteración, sulfuros relictos) y la determinación de minerales oxidados de mena (Cu) y ganga asociados, así como minerales arcillosos. También se realizaron estudios geoquímicos diversos y de espectrometría infrarroja y de rayos X (ver Incisos III.1.5 y Apéndice B2). Los análisis geoquímicos de muestras, y las determinaciones por rayos

X de limonita, permitieron estimaciones semi-cuantitativas de concentraciones de Cu primarias y/o secundarias, y obtener la configuración del factor metálico. Los análisis químicos secuenciales y de solubilidad fueron de especial utilidad para conocer la proporción de las especies cupríferas presentes.

III.2.1 Tipos y distribución de limonita y su significado

La limonita residual, y otros productos del intemperismo a partir de sulfuros con Fe (y algunas veces carbonatos), han sido por mucho tiempo las guías más confiables para indicar mineralización en áreas de intemperismo profundo y capotes oxidados residuales. La abundancia y textura de los granos de limonita son una guía para reconstruir la proporción e identidad de los sulfuros originales y las condiciones geoquímicas de la oxidación.

Tipos de limonita. En el capote lixiviado, la hematita viva de origen residual, y algunas mezclas de ésta con jarosita, son la limonita más abundante, directamente encima de los cuerpos actuales de calcosita. La hematita viva fue producida por la lixiviación de calcocita, en un ambiente donde el contenido de pirita residual fue alto. En zonas directamente por encima de los cuerpos de mineral, la goethita está prácticamente ausente sobre todo porque la lixiviación del Cu fue muy eficiente en este sector (*i.e.*, hubo suficiente pirita para lixiviar casi todo el Cu) y quedaron solo cantidades traza de óxidos de cobre residuales en dicho capote (<0.05% Cu). Sin embargo, la goethita se incrementa ligeramente hacia la periferia del yacimiento, donde el contenido de pirita fue de ~3.5% o menos, hasta llegar a ser predominante en las zonas de borde más alejadas. Una descripción de los fundamentos y técnicas utilizadas en el estudio e interpretación de la limonita se presenta en el Apéndice C7.

Estimación visual de limonita. Los criterios para la estimación visual del tipo de limonita y su abundancia relativa en el capote oxidado se basan en el reconocimiento de los residuos de lixiviación de los sulfuros hipogénicos. La utilidad de las estimaciones permite reconstruir el porcentaje en volumen global de SFA. Los procesos de oxidación en los minerales, frecuentemente, comienzan a lo largo de clivajes o fracturas, dejando como residuo un *boxwork* celular o ‘esponja’ de forma y patrón distintivo que se correlaciona con los sulfuros específicos de los que se derivan (Blanchard, 1968). Las texturas de los residuos lixiviados de minerales (e.g., sílice, limonita, etc.) también son diagnósticas, pues se pueden identificar formas conocidas como huecos automorfos, agregados de hábito conocido y/o patrones residuales de clivaje, etc. Además, con las morfologías características de las incrustaciones de limonita se puede identificar la presencia previa de sulfuros como pirita, galena, calcopirita, esfalerita, pirrotita y muchos otros minerales. Otro método visual para determinar la composición de la limonita (*i.e.*, distintos tipos y porcentaje de sulfuros primarios que la produjeron) consiste de identificar el color característico de la raya. Éste método se explica en el Inciso III.2.1, más adelante. Las indicaciones de ambiente (Eh y pH, etc.) y del tipo de alteración supergénica (y posible hipogénica anterior) y su grado de intensidad (Inciso III.1.5) son confirmadas y/o reconciliadas con los estudios de limonita.

III.2.2 Otros métodos indirectos de evaluación

En la evaluación del capote oxidado es necesario identificar y correlacionar las especies hipogénicas de Cu presentes debajo de la zona lixiviada. Para esto, además de los tipos de limonita, se realizó la identificación megascópica de los minerales oxidados de Cu (Tabla III.1) preservados en el capote lixiviado. Los estudios de

reconstrucción que se describen más adelante (*i.e.*, alteración y factor metálico, medición de intensidad de vetillas y sulfuros relictos, etc.) permitieron realizar una evaluación semi-cuantitativa de estas especies.

Determinación de sulfuros hipogénicos y contenido de Cu. El porcentaje en volumen total de SFA fue estimado por cuatro métodos: (1) estudios microscópicos por identificación y conteo de sulfuros relictos y sulfuros totales, así como casos de encapsulamiento (subinciso III.2.2.3); (2) estimación visual directa de las cavidades rellenas de limonita; (3) la composición de la limonita, o sea, proporciones relativas de goethita, hematita y jarosita en limonita (Inciso III.2.1); y (4) el grado o intensidad de alteración supergénica de los núcleos y afloramientos (Inciso III.1.5). Sin embargo, estas estimaciones tuvieron que enfrentar tres factores problemáticos que eventualmente causan imprecisiones, como son: (a) las variaciones en las proporciones mineralógicas hipogénicas precursoras, las cuales fueron muy difíciles de estimar debido a lo pervasivo de la alteración supergénica superpuesta; (b) una cuidadosa distinción entre la limonita indígena y la limonita transportada: la limonita indígena es un residuo *insitu* que normalmente llena los huecos dejados por minerales cuya morfología externa es reconocible (*e.g.*, pirita) o, en vetillas características de cuarzo y/o sulfuros (tipo A, B o D, etc.), asociadas a los sectores mineralizados con intensidad. La limonita transportada son óxidos de Fe con impurezas (SiO₂, MnO, alunita, arcillas, etc.) que se presenta superficialmente en delgadas películas (como “pintura”) cubriendo superficies intemperizadas de fracturas y juntas; y (c) la dificultad para interpretar afloramientos intemperizados que contienen baja proporción de SFA (~1.5–2.0% en volumen), pues casi no contienen limonita, y la alteración supergénica es mínima o no evidente. El bajo contenido de sulfuros significa baja producción de fluidos ácidos durante la oxidación, lo cual

implica que el Cu movilizado se precipita sin mucha reconcentración como hidróxidos, óxidos, carbonatos, sulfatos y/o silicatos. Algunas manifestaciones de alteración en afloramientos (e.g., óxidos de hierro, arcillas, etc.) pueden parecer engañosamente atractivas, sin serlo (como indicio de mineralización de Cu), y otras bien pudieron haberse subestimado.

Criterios diagnósticos. En capotes oxidados reactivos, por regla general la concentración de Cu en afloramientos lixiviados es similar a la que se puede encontrar a profundidad, ya que no hay movilización de Cu y el enriquecimiento es insignificante. En rocas no reactivas, se requiere de un cociente de 16:1 de pirita a calcopirita para ceder todo el Cu como sulfato soluble, de manera que con una proporción menor, parte del Cu permanecería como cuprita, malaquita o crisocola. Un mineraloide de Cu muy significativo en la zona oxidada es la neotocita, la cual se cree que resulta de la oxidación directa de calcopirita. Es de color negro, brillo vítreo a gris-negro, blando, raya y lustre negra a negro-olivo oscuro y graso. La neotocita cristaliza como puntos negros o dendritas punteadas características las cuales son indicativas de zonas mineralizadas entre 100 y 500 ppm de Cu. En tanto que, concentraciones entre 500 y 1000 ppm de Cu quedan frecuentemente evidenciadas por la presencia de 'óxidos verdes' visibles. La limonita *pitch*, es otro mineraloide producto de la oxidación directa de calcopirita (cuando esta domina sobre la pirita a razón de ~9:1), pero ésta no ocurre en la porción central de Milpillás. Estos criterios en combinación con las proporciones de limonita, su composición, textura, la mineralogía oxidada de Cu, y la geoquímica resultaron de utilidad para discriminar áreas potenciales (de otras menos favorables) para mineralización en los afloramientos oxidados de la vecindad del yacimiento.

Métodos Geoquímicos. El uso de la geoquímica permitió afinar las determinaciones mineralógicas megascópicas. Los análisis químicos secuenciales se realizaron sistemáticamente en las muestras de núcleo de los barrenos para determinar la proporción de las distintas especies de Cu (e.g., calcocita, sulfatos, carbonatos, silicatos, sulfuros primarios, etc.). En particular, los análisis secuenciales de Cu soluble en ácido son contrastados con los de Cu soluble en cianuro, y ambos respecto al Cu total, para la misma muestra. El porcentaje de Cu soluble en ácido es una indicación del contenido de este metal en el total de especies oxidadas de Cu (i.e., óxidos, sulfatos, carbonatos, silicatos, etc.) en una muestra. Sobre el residuo del análisis ácido se determina el porcentaje de Cu soluble en cianuro, siendo éste último una indicación muy aproximada de este metal contenido en los sulfuros supergénicos. Estos análisis permitieron definir con exactitud los contactos entre las distintas zonas o dominios minerales. Los análisis diferenciales de solubilidad (con varios tipos de ácidos) se realizaron en pocos casos, para distinguir las proporciones de especies oxidadas de Cu, y para aclarar casos donde los resultados de los análisis secuenciales fueron ambiguos.

Geoquímica en limonita. En los capotes lixiviados, Anderson (1982) y Gilmour (1995) encontraron ciertas relaciones semicuantitativas entre las proporciones o composición de la limonita y las concentraciones de Cu. Los análisis del Cu contenido en muestras de los afloramientos intemperizados y las determinaciones de la composición de la limonita (principalmente proporciones de goethita y hematita), se pueden relacionar como sigue: los porcentajes de goethita en limonita igualan el porcentaje de Cu original que todavía permanece en el capote oxidado. También el porcentaje de hematita en limonita se relaciona a la proporción de calcocita en el manto supergénico precedente (antiguo). Estas relaciones pueden aplicarse mediante

nomogramas derivados empíricamente, que permiten realizar predicciones semi-cuantitativas del Cu contenido, ya sea en sulfuros primarios o en sulfuros enriquecidos, las cuales tiene mucha utilidad como criterios de prospección, por ejemplo: (1) cuando existe abundante pirita en ganga no-reactiva, casi todo el Cu es lixiviado para dejar menos de 100 ppm Cu en capotes oxidados que sobreyacen horizontes de mena enriquecida de alta ley (éste es el caso de Milpillas). Además, en estos capotes lixiviados se retienen cantidades anómalas de Mo distintivas y algunas veces Au. Los trabajos de este tipo realizados en Milpillas se describen en el Apéndice B2; y (2) Por otro lado, cuando en un distrito ocurre intemperismo relativamente uniforme, el cociente de aquellos metales de mena con movilidad similar (contenidos en los afloramientos lixiviados o *gossans*) puede proporcionar una guía aproximada de las proporciones de estos mismos metales, en el mineral primario subyacente (Rose *et al.*, 1979).

III.2.2.1 Patrones de alteración y factor metálico

El estudio de los patrones de alteración en el sistema mineralizado permitió reconstruir, en forma aproximada, el modelo de circulación de fluidos, lo cual tiene además utilidad para establecer guías de exploración. El estudio del patrón de alteraciones partió de la cartografía de superficie y descripción de los núcleos de los barrenos, y se complemento con los estudios mineralógicos (microscópicos y espectroscópicos) del capote oxidado. Los halos de alteración identificados se extienden sobre un área muchas veces mayor que los cuerpos de mena cuprífera, que se asocian cercanamente al *stock* de pórfidos. Esto confirma que la circulación de fluidos mineralizantes invadió un volumen considerable de roca encajonante e indica que las menas hipogénicas se concentraron preferentemente hacia el centro

del sistema mineralizado (*i.e.*, en el *stock* de pórfidos y sus bordes). Lo anterior es sugerido porque las mejores concentraciones de Cu, y con el mayor espesor, dentro del horizonte de calcosita (Figura 3.7) se asocian a la periferia de la zona potásica. Las zonas de mineralización hipogénica de máxima intensidad en el depósito se sitúan en y sobre los bordes del *stock* de pórfidos y se asocian a las zonas de máxima intensidad de fracturamiento y vetillas (Figura 3.8). Estas últimas, espacialmente corresponden con el halo de alteración hipogénica cuarzo-sericita-pirita (zona fílica), paragénesis que con frecuencia es traslapada por la asociación supergénica de sericita-caolinita-sílice. La mineralización supergénica sigue una distribución similar aunque más amplia en área (por redistribución del Cu) que la hipogénica.

Factor metálico de Cu. El factor metálico (FM) del horizonte supergénico de mena muestra la configuración de isovalores, interpolados del producto espesor del horizonte de mena por su ley de Cu, para cada barreno. En esta configuración destacan las zonas de alto espesor y ley de Cu dentro de éste horizonte y también las de poco espesor y ley. Además, los altos valores pueden corresponder aproximadamente con los centros mineralizados hipogénicos y otras zonas favorables, así como indicar vectores o tendencias de mineralización a partir de los bajos. Se trata de una configuración del factor espesor (m) y ley (% Cu), ya sea de la zona de enriquecimiento (óxidos o sulfuros) y/o zona hipogénica. En el yacimiento esta última no presenta leyes de Cu suficientemente altas para considerarse en el FM, por lo que este factor solo refleja el Cu supergénico redistribuido.

El FM se construye utilizando el espesor del intervalo mineralizado (sólo el de interés económico) en cada barreno, multiplicado por el porcentaje (en peso) promedio de ley de Cu correspondiente, y configurando los resultados (Figura 3.7). La

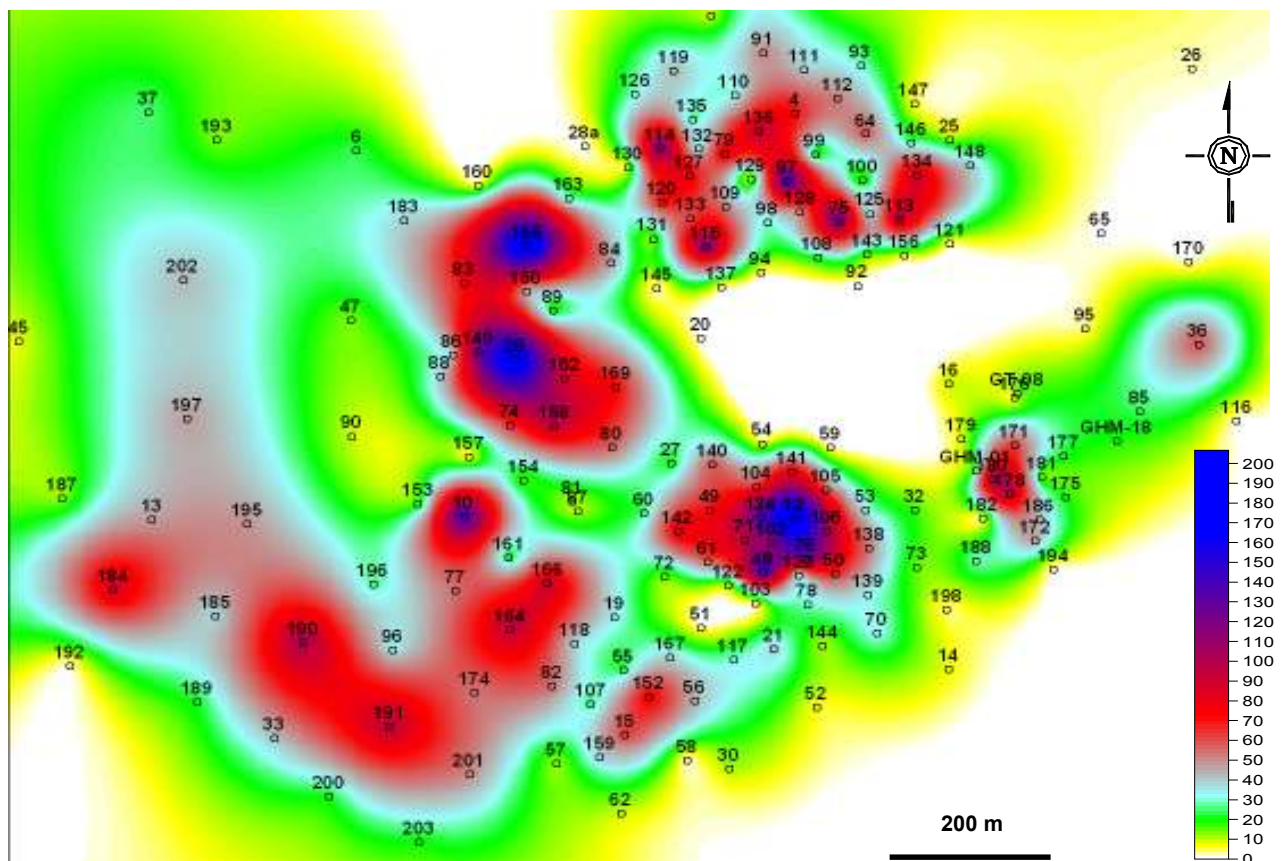


Figura 3.7. Plano de factor metálico o configuración de espesor-ley % Cu, para la zona de enriquecimiento en el yacimiento Milpillas. Las zonas de ley económicamente importante están representadas por la envolvente del factor 6 (amarillo); las de alto espesor-ley por la envolvente del factor 50 (rojo), y las de muy alto espesor-ley por la envolvente del factor 100 (magenta-azul). Estas últimas, con mucha probabilidad, también representan centros de mineralización hipogénica (*feeders*) asociados al núcleo potásico, en la periferia de los pórfidos productivos, caracterizadas por altas densidades de fracturamiento + intensidad de vetillas de cuarzo (índices $>30 \text{ cm}^{-1}$), y a zonas de brechas *pipe* o a brechas intrusivas.

selección de los compósitos sobre el barreno (DTH ó *down the hole*) para realizar los cálculos debe considerar, de preferencia, el espesor y ley (ambos) mínimos minables, así como los criterios de dilución por minado preestablecidos.

III.2.2.2 Intensidad de fracturamiento y vetillas

La intensidad del fracturamiento y la abundancia (y tipo) de vetillas, son una medida directa del grado de alteración en el sistema mineralizado. Las mediciones

de estos parámetros se realizaron en forma sistemática (en tramos de 5 m) en el núcleo de todos los barrenos. En esta forma se tiene una regularidad en áreas, dadas las dimensiones uniformes del núcleo partido por mitad (con disco de diamante). La intensidad de vetillas de cuarzo es también una indicación indirecta de la cantidad de energía derivada de los fluidos hidrotermales (principalmente presión de vapor), que en algunos casos llegó a desarrollar brechamiento. Una concentración de vetillas y fracturamiento muy alta (índices $>30 \text{ cm}^{-1}$) generalmente representan centros de mineralización hipogénica (alimentadores o *feeders*) situados alrededor o cercanos a zonas de brechamiento. Dichos centros se asocian espacialmente al borde del intrusivo porfídico mineralizante, y a la periferia del núcleo potásico. Hacia el centro principal de estas zonas hipogénicas también se desarrollaron brechas *pipe* y/o brechas intrusivas, intra-minerales y post-minerales.

El patrón de zoneamiento reconstruido con éste método, para la mineralización hipogénica muestra que, en general, la media integrada de intensidad de vetillas y fracturas disminuye gradualmente al alejarse del centro del sistema mineralizado. Las mediciones sistemáticas indican que éstos parámetros, y la alteración filica asociada, se comportan como sigue: (a) la densidad de vetillas y fracturas es baja cerca del núcleo del *stock* de pórfidos, (b) alcanza un máximo en la zona de cuarzo-sericita-pirita o zona filica, formando una especie de envolvente al núcleo potásico, y (c) decrece otra vez gradualmente hacia la zona distal de alteración de clorita-epidota-calcita (Figura 3.8). En afloramientos lixiviados, las mediciones de intensidad de vetillas para la fase hipogénica se estimaron sumando las longitudes de todas las fracturas hidrotermalmente mineralizadas en un área dada (*i.e.*, un cuadrado de 30 x 30 cm) y dividiendo esta suma por dicha área.

Este tipo de cálculos determina la densidad integrada de las fracturas mineralizadas en unidades recíprocas de centímetros (cm^{-1}). Dichos valores pueden dar indicios de paleo-permeabilidad y resultar en guías útiles hacia centros mineralizados de Cu (López y Titley, 1995). Algunas limitantes a éste método se podrían presentar donde las vetillas primarias son obliteradas completamente por un grado muy intenso de alteración supergénica. Este caso es poco frecuente en el yacimiento y para la configuración de las intensidades se tomaron como válidos los valores de tramos adyacentes con buena preservación.

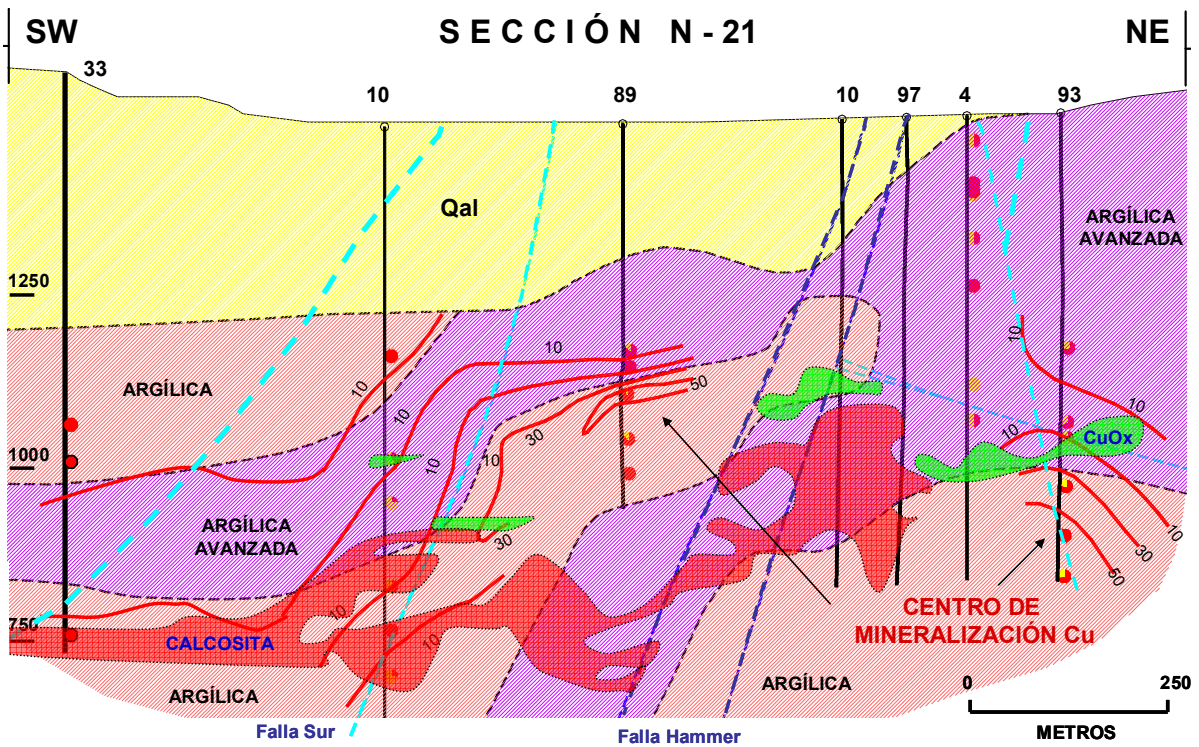


Figura 3.8. Sección transversal de alteraciones y ejemplo de configuración de intensidad de fracturamiento y vetillas de cuarzo (tipos A y D, principalmente). El límite entre los ambientes de oxidación, donde las paragénesis de alteración supergénica son predominantes, y el ambiente reductor donde dominan las paragénesis de alteración hipogénica, se encuentra en asociación muy cercana a la base de los cuerpos de calcocita (rojo tenue). En línea roja se muestra la configuración de índices de densidad de fracturamiento e intensidad de vetillas de cuarzo. El centro de mineralización hipogénica evidente está marcado por las dos áreas delimitadas por la línea del isoíndice $>50 \text{ cm}^{-1}$ (centro de la sección) y por dos halos verticalmente sucesivos (pulsos) de alteración argílica avanzada, los cuales son periféricos a dicho centro.

La mineralización supergénica presenta un comportamiento similar al ya descrito respecto a la permeabilidad o intensidad del fracturamiento y vetillas. Antes que los procesos supergénicos tuvieran lugar, el medio era mineralógicamente isotrópico, conteniendo feldespatos, minerales máficos, clorita y cuarzo, distribuidos más o menos uniformemente, en las distintas rocas alteradas por las paragénesis hipogénicas. Las zonas del horizonte con enriquecimiento supergénico intenso penetraron a mayor profundidad, son de mayor espesor y tienen mejor ley de Cu (respecto a zonas más pobres del mismo horizonte), en zonas donde coincidieron un fracturamiento intenso (alta permeabilidad) y un alto contenido de pirita. La distribución de la mineralización supergénica, adicionalmente a los factores fisico-químicos del agua subterránea, puede estar controlada por la densidad del fracturamiento y por la interacción de los fluidos con el medio rocoso (*i.e.*, la abundancia de sulfuros hipogénicos formadores de ácido o SFA y ganga reactiva).

III.2.2.3 Zoneamiento de menas y sulfuros relictos

Los conteos de sulfuros relictos, conjuntamente con la interpretación de limonita y las paragénesis de ganga y alteración en núcleos y afloramientos constituyen la herramienta más poderosa para evaluar y discriminar afloramientos oxidados y anomalías de borde (*i.e.*, zonas adyacentes a zonas cubiertas). El zoneamiento así reconstruido indica tendencias (vectores) hacia otros centros mineralizados, o proximidad a depósitos de tipo pórfido cuprífero desconocidos u ocultos. Sobre esta técnica no existen publicaciones, ni sobre su metodología e interpretación en pórfidos cupríferos.

Los estudios de mineragrafía por conteo de sulfuros relictos y sulfuros totales, así como casos de encapsulamiento se efectuaron bajo la asesoría del Dr.

L.W. Gustafson (Gustafson, 2000), quien es el desarrollador original de esta técnica para menas de cobre diseminado. Su participación en Milpillas fue de apoyo en el diseño del estudio y muestreo, incluyendo protocolos de preparación, reportes de conteo de puntos y asesoría en el análisis de resultados. Las superficies pulidas y láminas delgadas fueron preparadas en la Universidad de Sonora y el trabajo de laboratorio se efectuó con el apoyo del laboratorio de la empresa CODELCO de Chile (Tidy, E., y Tapia, M., 2000), (reporte interno no publicado, archivo Peñoles). El muestreo, tanto de rocas mineralizadas, como de menas y/o vetillas de cuarzo, se realizó en tres niveles (15 muestras del nivel 700; 26 muestras del nivel 800; y 35 muestras del nivel 1200) con objeto de representar las paragénesis de las tres zonas principales del perfil intemperizado: las zonas lixiviada y supergénica (y mixtas) y la zona hipogénica. Las dos primeras zonas se estudiaron solo por medio del conteo de los sulfuros relictos (5 a 100 μm en diámetro) encapsulados principalmente en cuarzo. La zona hipogénica se estudió también por sulfuros totales.

El estudio mineragráfico por conteo de sulfuros relictos se aplicó prioritariamente en el capote lixiviado, donde la obliteración de la roca original es casi completa. El propósito fue determinar la mineralogía hipogénica de sulfuros y así reconstruir la zonalidad original del perfil de intemperismo y establecer tendencias (*i.e.*, hacia zonas mineralizadas desconocidas o desplazadas), por ejemplo: (a) determinar tanto centros mineralizantes caracterizados por cpy-bn, así como distintos niveles del sistema hidrotermal (cpy-bn, py-bn, y py-cpy), y su periferia (halo pirítico), y (b) obtener una aproximación de la abundancia relativa de especies minerales en las menas de cobre. La proporción de especies de sulfuros en la zona hipogénica (y su zonalidad) se obtuvieron directamente por mineragrafía

contando las distintas especies presentes en la muestra (sulfuros totales) y se correlacionaron con los datos de sulfuros relictos en la misma muestra. El resumen del zoneamiento obtenido como resultado de este estudio se ilustra en el plano de la Figura 3.9.

Diseño del estudio y muestreo. El estudio se diseñó y las muestras se seleccionaron con los siguientes criterios: (a) en la horizontal, la distribución de muestras abarcó toda el área mineralizada (bajo el criterio de factor metálico) y su periferia inmediata, incluyendo así las principales zonas hipogénicas. En la vertical se muestrearon tres niveles, a diferentes profundidades, representando las tres principales zonas del perfil intemperizado (zoneamiento supergénico); (b) los especímenes colectados se escogieron de material mineralizado y en lo posible conteniendo vetillas de cualquier tipo (M, EB, A, B o D), preferentemente con halos de alteración visibles, según cada caso. Las vetillas predominantes resultaron de los tipos A y D; (c) el corte de la sección, para preparar la superficie pulida y la sección delgada, se realizó en sentido transversal a la vetilla, de manera que incluyera el halo de alteración de la vetilla y parte de la roca encajonante (también alterada); (d) en los estudios mineragráficos se reportaron por separado las proporciones (volumétricas) de las distintas especies de sulfuros metálicos (mena y ganga) encontrados en cada muestra. Para eso, se separaron las especies de sulfuros expuestos (centros relictos no lixiviados) de aquellos relictos encapsulados en cuarzo; y (e) los estudios también incluyeron las asociaciones y relaciones mineralógicas de contacto (Figura 3.10) y texturales de las distintas especies de sulfuros entre sí, y con la ganga. Esta última determinación, además de la superficie pulida, se realizó en sección delgada del mismo corte.

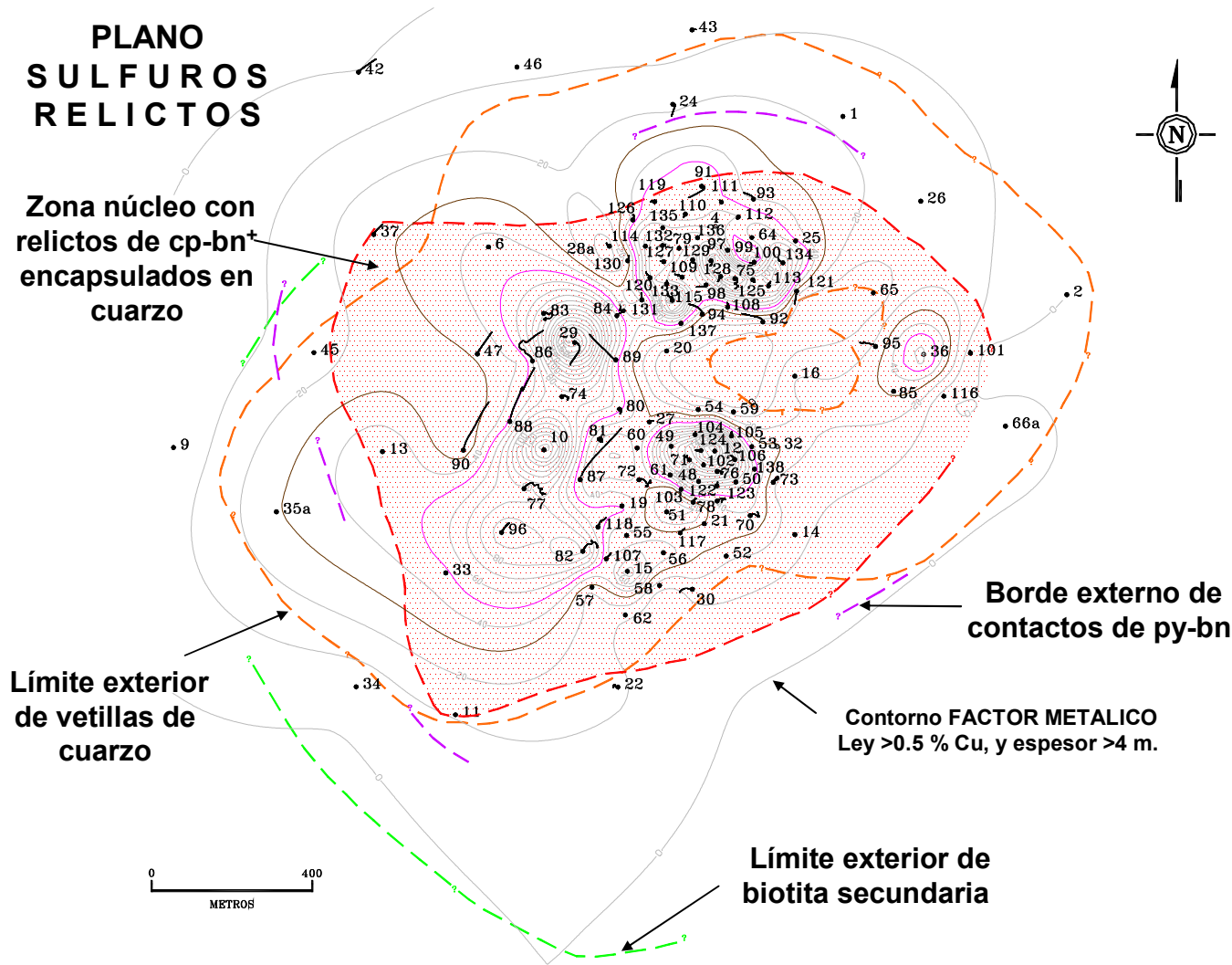


Figura 3.9. Plano simplificado del zoneamiento mineral hipogénico del yacimiento Milpillas. Las zonas se reconstruyeron por medio del conteo de sulfuros relictos y sulfuros totales, integrando los datos de los tres niveles del perfil intemperizado. Del interior hacia la periferia, destaca el amplio núcleo potásico definido por contactos de cpy-bn, bordeado hacia el exterior por una zona envolvente de contactos py-bn (zona filica). La zona potásica temprana está delimitada por la biotita secundaria (línea verde), la cual hacia el exterior cambia a la zona propilítica. La zona núcleo de cpy-bn coincide con las mejores concentraciones supergénicas de cobre, indicadas por los contornos (en línea gris) del Factor Metálico que delimitan al yacimiento. Los puntos y los números son los barrenos perforados hasta 1999. También para comparación se muestra la envolvente >10 cm⁻¹ para los conteos de vetillas de cuarzo tipos A + D (línea naranja).

Las principales especies minerales cuantificadas en este estudio de sulfuros relictos fueron: (1) entre los sulfuros se encontraron pirita, bornita, calcopirita, enargita, calcocita anisotrópica, calcocita isotrópica, covelita, esfalerita, digenita, tenorita tetrahédrica, marcasita, molibdenita y galena, cuya abundancia y relación

paragenética aproximada se describió en el Inciso II.2.2; (2) entre los óxidos asociados se encontraron: magnetita, hematita, intercrecimiento magnetita-hematita, ilmenita, rutilo e intercrecimiento de hematita-rutilo y limonita (goethita, jarosita, hematita viva).

La interpretación de los datos del conteo de puntos en sulfuros incluyó los criterios siguientes: (1) para establecer el zoneamiento mineral únicamente se consideraron las asociaciones entre los siguientes minerales (por separado): calcopirita-bornita sin pirita, pirita-bornita \pm digenita o calcocita, minerales encapsulados en cuarzo (*locked in quartz*) y minerales contenidos como inclusiones en la pirita. De esta forma se aseguró que el mismo evento potásico temprano, el cual aportó la mayor parte del cobre inicial, pudiera correlacionarse a través de todo el yacimiento; (2) las especies se agruparon en pares o ternas cuando se observó con claridad que están asociadas entre sí por sus contactos (Figura 3.10). También se separaron y señalaron las especies cuyos contactos no están bien definidos; (3) las especies o agregados que están encapsulados en cuarzo se describieron por separado (como se explica en el punto anterior), indicando sus proporciones, contactos y asociaciones (Figuras 3.11 y 3.12); y (4) también se describieron por separado y se señalaron los minerales que están contenidos en la pirita, indicando sus proporciones, contactos y asociaciones. La información proporcionada por los estudios de conteos de sulfuros al microscopio se graficaron en pequeños diagramas de pastel, especialmente diseñados en su tamaño relativo y distribución de minerales (Figura 3.13). Los diagramas se utilizaron para la ubicación de las muestras en planos y secciones, y con esta información se interpretó el zoneamiento mineral hipogénico (Figura 3.9). Éste último se determinó para cada sector del yacimiento tomando en cuenta conjuntamente: (a) los distintos tipos y las

CLASIFICACION GEOMETRICA DE PATRONES BASICOS DE INTERCRECIMIENTO DE CRISTALES		
TIPO 1a	Intercrecimiento simple, límites rectilíneos o enlazados con curva. El tipo más común en muchas muestras fragmentadas.	
TIPO 1b	Intercrecimiento moteado o manchado. Patrón simple y común en muestras fragmentadas.	
TIPO 1c	Gráfico, mimético o tipo eutéctico. Común. Ejem: calcopirita con estanita, cuarzo con feldespatos, etc.	
TIPO 1d	Inclusiones diseminadas, parecidas a una emulsión gota o del tipo rociado (pecoso). Común. Ejem: calcopirita en esfalerita o estanita, sericita en feldespatos, tetraedrita en galena, etc.	
TIPO 2a	Reemplazamiento o cubierta de bordes. Común; Ejem: calcosita o covelita rodeando a la calcopirita, pirita, bornita, esfalerita, galena, etc.	
TIPO 2b	Esferulítico concéntrico o coloforme. Común; Ejem: uranita con galena; cerusita-limonita; óxidos de hierro y manganeso.	
TIPO 3a	Parecido a vetillas tipo sandwich o crustiforme; Ejem: molibdenita-pirita; sulfuros metálicos en silicatos, carbonatos y fosfatos, etc.	
TIPO 3b	Laminar, lamelas estrato o tipo polisintético, poco común; Ejem, pirrotita-pentlandita, clorita-arcillas, etc.	
TIPO 3c	Red, caja o tipo Widmanstatter. Poco común; Ejem. hematita - ilmenita-magnetita, bornita en calcopirita; milerita-lineita.	

Figura 3.10. Patrones básicos de intercrecimiento de cristales en minerales metálicos y sus relaciones de contacto. En los estudios mineragráficos de sulfuros totales y de sulfuros relictos, la determinación de estas relaciones entre sulfuros (ya sea libres o encapsulados), permite establecer las especies que pertenecen a la misma fase (y agruparlas) y las que son de una fase distinta, sea esta más temprana o más tardía (superpuesta) y/o supergénica, en la evolución del sistema de tipo pórfido cuprífero.

abundancias relativas de las vetillas identificadas (A, B o D, etc.); (b) las paragénesis reconocidas de alteración (potásica, fílica, argílica, etc.); y (c) las asociaciones de sulfuros presentes y sus proporciones (conteos de relictos). De

este modo se establecieron y confirmaron las distintas etapas para la mineralización de interés económico y su distribución espacial o modelo de mineralización.

MIRIAM TAPIA RODRIGUEZ
DESCRIPCIONES CALCOGRAFICAS
FONO 2266934

Proyecto: **Milpillas, Sonora (Peñoles: B. Noguez)**

CUENTAS SULFUROS RELICTOS

Fecha: 1/4/97 Ubicación: M-12 D. - SUP Muestra: _____
 Geólogo: _____ Observador: Miriam Tapia R Ampliación: (63%) 04.40 -

Total de granos: 458
 Granos de sulfuros: _____

SULFUROS	Py	Bn	Cp	Luz	En	Calcosina		Cv	Mo	Bl	Dg	Ten	Ga
						ANISOTROPIA	ISOTROPIA						
PUNTOS	64	102	119					61			114		
VOL%	14	22	26					13			25		
BRUCES CRISTAL OCLUIDO	50	80	42					48			90		

OXIDOS	Mg	Hm	ESTRUCTURAMIENTO		LL	Ru	ESTRUCTURAMIENTO	
			Mg	hm			Hm	Ru
PUNTOS					✓	✓		
VOL%								
BRUCES CRISTAL OCLUIDO								

Lennoxita Coth.

MINERALES EN CONTACTO Y ASOCIACIONES

Bn, Dg ✓
Py-Bn ✓
Dg, cp
Dg-cp-Bn ✓
Cv, cp
cu, Dg
Py-cu
Bn, cp ✓
Bn, cp, cu
Bn, cu

NOTAS Y DIAGRAMAS

>31.3 granos/cm²

OBSERVACIONES

Escala: 1:500
 Esc. 1:2000 = >125 granos/cm²

Figura 3.11. Ejemplo de un formato de reporte de conteo de sulfuros relictos. Nótese en la parte media izquierda las asociaciones de contacto entre distintas especies de sulfuros encontradas ocluidas en cuarzo (e.g., tal como aparecen: Bn, Dg = bornita, digenita; py-Bn = pirita-bornita; Dg, cp = digenita, calcopirita; Dg-cp-Bn = digenita-calcopirita-bornita; cv, cp = covelita, calcopirita; cv, Dg = covelita-digenita; etc.). En el centro, un gráfico de pastel muestra la abundancia relativa de estas especies y en la porción inferior izquierda las ilustraciones de sus relaciones de contacto.

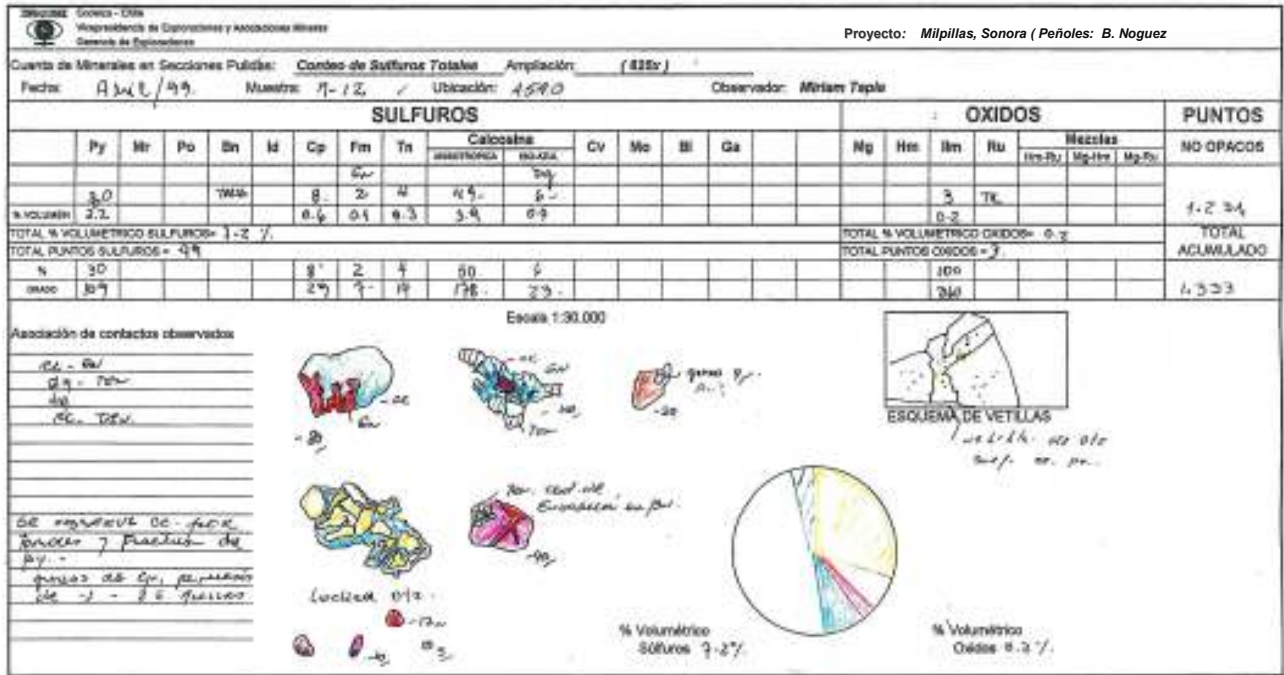


Figura 3.12. Ejemplo de formato de reporte de conteo de sulfuros totales. Obsérvese el detalle de las ilustraciones de vetillas y de relaciones de contacto. En la porción inferior se registran y dibujan los granos de sulfuros encapsulados en cuarzo (*locked in quartz*), y en el gráfico de pastel los porcentajes volumétricos relativos de sulfuros y óxidos.

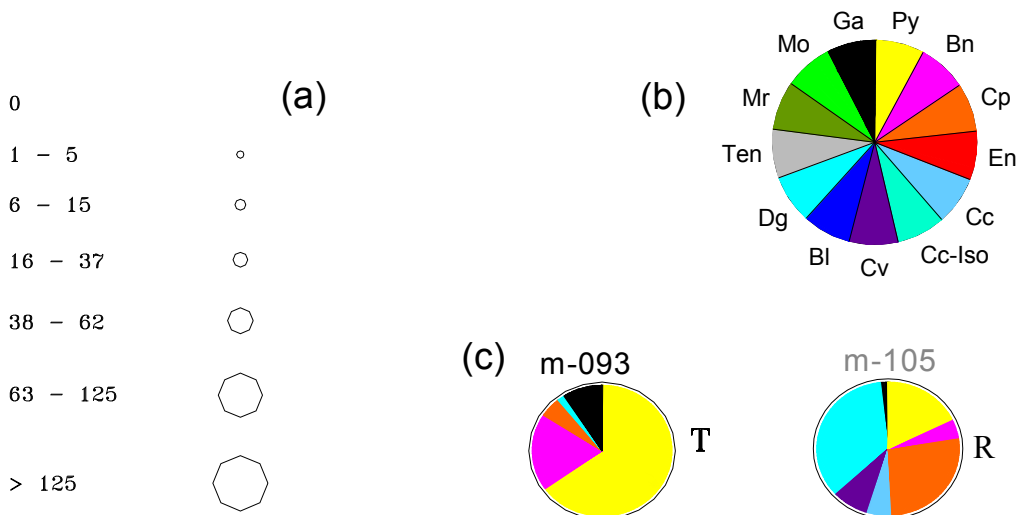


Figura 3.13. Descripciones calcográficas para la interpretación en un plano o sección en los cuales estas figuras constituyen parte de su simbología. (a) Discriminación por tamaño de la gráfica según sea la cantidad de granos totales de sulfuros por cm^2 ; (b) la posición de colores representan cada mineral y deben mantener el orden con respecto al sentido de las manecillas del reloj: py = pirita, bn = bornita, cp = calcopirita, en = enargita, cc = calcocita anisotrópica, cc-iso = calcocita isotrópica, cv covelita, bl = esfalerita o blenda, dg = digenita, ten = tenorita, mr = marcasita, mo = molibdenita, ga = galena; y (c) ejemplo de diagramas de pastel para los barrenos M-093 y M-105, donde se representan: la muestra, número de granos del mineral por cm^2 , tipo de mineral por color asignado, porcentaje y tipo de estudio (T= conteo de sulfuros totales; R= conteo de sulfuros relictos). Esta información se toma de los registros mineragráficos como los ilustrados en las Figuras 3.11 y 3.12.

Sulfuros totales. Las técnicas microscópicas empleadas para los conteos de sulfuros totales fueron muy semejantes a las descritas para sulfuros relictos. Sin embargo, los sulfuros totales se determinan solamente en muestras no oxidadas de las zonas del horizonte supergénico y *protore*. Estos conteos son representativos de las porciones preservadas del yacimiento y tienen importancia en la validación del zoneamiento determinado con sulfuros relictos en las contrapartes oxidadas del mismo. Una aplicación importante de estos conteos fue en la caracterización de los afloramientos de rocas plutónicas (e.g., granodiorita Milpillas) para verificar su potencialidad como rocas generadoras. Un batolito generador de mineralización normalmente presenta entre 4 y 9 granos microscópicos de calcopirita por cm². Una cantidad menor de 5 granos por cm² puede ser considerada *background* regional en una provincia de pórfidos cupríferos.

III.2.3 Parámetros del enriquecimiento: ritmos y proporciones

El resultado final del evento supergénico multicíclico fue el desarrollo de un perfil de intemperismo de gran alcance vertical (alrededor de 700 m). Cada ciclo incrementó progresivamente tanto la profundidad del nuevo horizonte supergénico como su contenido de Cu y su espesor: (1) cada descenso del nivel freático causó que el horizonte preexistente se oxidara y lixiviera (parcial o totalmente) dando lugar a un nuevo horizonte enriquecido, ubicado a mayor profundidad que el anterior; (2) en cada nuevo ciclo la ley de Cu del horizonte enriquecido resultante aumentó respecto a la ley hipogénica (también respecto a la ley del horizonte enriquecido previo), incrementando el ritmo de enriquecimiento (y el grado de reemplazamiento de los sulfuros hipogénicos). El ritmo de enriquecimiento global del horizonte supergénico de Milpillas es ~16 veces (resultado del cociente 2.5/0.15% Cu) el cual

es comparativamente alto respecto a otros depósitos en la región; y (3) los descensos progresivos del nivel freático en cada ciclo aumentaron el espesor de la columna lixiviada respecto al espesor medio de la zona de calcocita. Este factor se denomina proporción de enriquecimiento. La proporción global de enriquecimiento en Milpillas es ~11 veces (resultado del cociente ~1100/100 m) y también es notablemente alta. En el Apéndice C8 se describe en detalle los factores que condicionan los ciclos y se definen el ritmo y proporción del enriquecimiento.

III.3. EVENTOS SUPERGÉNICOS

Los factores importantes a determinar sobre los procesos episódicos de oxidación y enriquecimiento supergénico en la región son: (a) el evento que los inició y las edades relativas o absolutas de actividad y la duración de los procesos; (b) los factores que produjeron la interrupción (o terminación) y su origen, (c) el número de ciclos intermedios, las causas y duración de la inactividad; (d) el tiempo en que ocurrió el cambio de clima y sus causas; y (e) su relación con la tectónica del margen continental. Localmente no se colectaron datos suficientes para resolver todas estas incógnitas y fue necesario correlacionar estos eventos con la información regional de otras localidades cercanas mejor estudiadas del metalotecto. De este modo, los distintos ciclos supergénicos identificados para Milpillas y sus probables edades se describen en detalle en el Capítulo V.2.

Eventos regionales. En la región sureste de Arizona el enriquecimiento pudo haber comenzado localmente en el Paleoceno (Livingston *et al.*, 1968) y haber sido interrumpido por la sedimentación, asociada a la extensión, en el Oligoceno temprano. Después pudo haber continuado episódicamente de ahí en adelante. Sin embargo, la evidencia geológica y geocronológica en la misma región sugiere que el

los procesos supergénicos principales comenzaron en el Terciario medio coincidiendo con el inicio de la extensión. Estos se produjeron hasta que las zonas mineralizadas quedaron expuestas, por fallamiento y basculamiento, a los agentes del intemperismo. Por ejemplo, en los gigantescos yacimientos Resolution y Superior East, ubicados en el distrito de Superior-Miami, Arizona, la depositación del conglomerado Whitetail comenzó entre 35–40 Ma y terminó en 32 Ma (Sell, 1995). Este conglomerado yace directamente encima de un importante horizonte supergénico de calcocita (que está sepultado profundamente), el cual se formó un poco antes que el conglomerado lo cubriera. Su depositación interrumpió los procesos supergénicos por sepultamiento, pero al mismo tiempo preservó los cuerpos mineralizados.

En el distrito de San Manuel-Kalamazoo, Arizona, el horizonte supergénico San Manuel, ya explotado a tajo abierto, debió haberse formado entre ~34–25 Ma, cuando hubo condiciones de exposición y cambio a clima árido en esa región (e.g., Formación Pantano; ver Tabla I.4). Esto ocurrió previamente al desplazamiento de la falla San Manuel de tipo normal de bajo ángulo, activa alrededor de 27 y 20 Ma (Wilkins y Heidrick, 1995), que causó poco más de 30° de rotación en el cuerpo de calcosita San Manuel previamente enriquecido (Lowell, 1974). La Formación Cloudburst, que consiste de rocas volcánicas y fanglomerados, se comenzó a depositar en ca. 28 Ma (Sandbak y Alexander, 1995) y sepultó o preservó el horizonte supergénico mencionado, el cual está yuxtapuesto a la falla San Manuel de tipo *detachment*.

En Sonora los eventos tectónicos y las condiciones favorables a los procesos del enriquecimiento supergénico son muy similares en naturaleza y edad a los de

Arizona, aunque iniciaron un poco después en la región de Cananea, y todavía más tarde en Nacozari y la región central del estado.

El cambio de clima húmedo a clima predominantemente árido (este último favorable a los procesos supergénicos) en el norte de Sonora puede haber ocurrido entre *ca.* 22–20 Ma. Este rango de edades corresponde con la depositación de las primeras evaporitas (yesos y boratos) en el ambiente lagunar de las cuencas de Magdalena (Miranda-Gasca *et al.*, 1998) y sus correlativas Tubutama y Cocóspera Norte. El fechamiento proviene de los derrames de basaltos alcalinos que están intercalados en los sedimentos de la cuenca de Magdalena. Dichas cuencas presentan sedimentación sintectónica, entre 27–22 Ma (ver Tabla I.4), en cuencas adyacentes a las fallas de despegue o *detachment* asociadas a los complejos de núcleo metamórfico. Las subsecuentes condiciones de aridez causaron el abatimiento progresivo de los acuíferos, y simultáneamente la tectónica extensional provocó levantamientos y hundimientos diferenciales. Esta combinación de condiciones provocó fluctuaciones de nivel en los mantos acuíferos, las cuales causaron interrupciones (grandes y pequeñas) y reanudación episódica en los procesos supergénicos y, en consecuencia, los diversos ciclos de enriquecimiento identificados.

Distrito de Cananea y Milpillas. En esta región el enriquecimiento inicial debe haberse desarrollado con la primera exposición de las zonas mineralizadas a la oxidación. En Cananea y Mariquita dicha exposición aparentemente sucedió más tarde que en Milpillas ya que el perfil intemperizado en ambos depósitos presenta solo dos ciclos de enriquecimiento. Estos últimos es probable que coincidan con los dos ciclos más recientes observados en Milpillas (Capítulo V.2). Lo anterior tiene sentido ya que en la tectónica *Basin and Range* es frecuente que cada cuenca de

graben o zona de *horst* se desarrollen y evolucionen en forma independiente al principio, y solo en sus fases finales presentan coincidencias. El proceso de enriquecimiento terminó definitivamente en Milpillas cuando el bloque hundido (que contiene el yacimiento) fue sepultado por las gravas, elevándose el nivel freático relativamente desde ~650 m de profundidad, hasta menos de 50 m debajo de la superficie actual. En contraste, en Cananea y Mariquita los procesos supergénicos no han terminado y continúan activos hasta la fecha, ya que los capotes oxidados de ambos yacimientos se ubican en un bloque estructural elevado y están aflorando.

Región de Nacozari. El fanglomerado rojo del área de la mina La Caridad contiene clastos de los pórfidos mineralizados y ferricretas producto de erosión del capote lixiviado de un primer ciclo de oxidación (>32 Ma) o fase principal de enriquecimiento. Esta unidad epiclástica debe haberse depositado antes de ~32 Ma, ya que entre ca. 34–28 Ma se formó la unidad de ignimbritas (Saegart *et al.*, 1974; Barra *et al.*, 2005) que sepultaron la zona e interrumpieron la oxidación. El primer proceso de enriquecimiento se desarrolló, en parte, simultáneamente con la formación de las ferricretas que están intercaladas en los fanglomerados. El fallamiento normal de bajo ángulo, tipo *detachment*, de la falla La Caridad, debe haber ocurrido previamente a la extrusión de la riolita El Globo de ~24 Ma (Berchenbriter, 1976; Valencia *et al.*, 2005). Esta falla expuso nuevamente la zona mineralizada a un posible segundo ciclo de oxidación y enriquecimiento (entre ca. 28–24 Ma) el cual fue interrumpido por el depósito de la riolita El Globo. Esta riolita preservó al horizonte enriquecido ya formado, ya que sobreyace al fanglomerado rojo y es posterior a la falla La Caridad.

Los horizontes supergénicos de los yacimientos en las distintas regiones antes referidas comparten las características siguientes: (a) todos los horizontes de

calcocita anteceden a las gravas (y/o rocas volcánicas) que los cubren preservándolos; los conglomerados rojos son frecuentemente simultáneos con el enriquecimiento; (b) muchos de los capotes oxidados (tardíos) aportaron por erosión parte de los fragmentos contenidos en dichas gravas, y algunos horizontes enriquecidos en Cu fueron totalmente destruidos; (c) dichos capotes, y los horizontes enriquecidos, comenzaron a formarse durante los periodos iniciales del fallamiento extensional en bloques; y (d) los procesos supergénicos fueron interrumpidos por hundimiento (con elevación del nivel freático) y sepultamiento en sedimentos o material volcánico sintectónicos a la extensión; (d) los procesos supergénicos ocurrieron casi simultáneamente al período erosivo iniciado por el fallamiento extensional que suministró a las cuencas de falla los sedimentos fluviales y aluviales sintectónicos; y (e) en varios casos, dichos sedimentos terminaron cubriendo a los horizontes de calcocita en las fases finales de cada período extensivo. En otros casos los procesos supergénicos fueron interrumpidos por depositación de rocas volcánicas piroclásticas asociadas a la extensión.

PARTE IV. ANÁLISIS Y MODELADO POR BALANCE DE MASA QUÍMICO

El análisis o modelado por balance de masa químico permitió evaluar en Milpillás el fenómeno de redistribución de las concentraciones metálicas, por transferencia de masa, durante el intemperismo del sistema mineralizado. Los principios del balance de masa proporcionan la evidencia más directa sobre la naturaleza, mecanismos y magnitud de este fenómeno. La redistribución de los elementos metálicos por transferencia química de masa es de magnitud considerable en los sistemas de tipo pórfido cuprífero. La ley media hipogénica de Cu en estos depósitos generalmente está enriquecida entre 100 a 1000 veces (factor de concentración metálica), comparada con la concentración de rocas porfídicas de origen similar no-mineralizadas. Además, el índice de acumulación (*i.e.*, tonelaje total de Cu, contenido en los depósitos, entre la concentración media de Cu en la corteza o *clarke*) fluctúa en un rango de 1×10^{10} hasta 7×10^{12} (Laznicka, 1999). El balance de masa químico aplicado a metales es útil para evaluar la fuente, el transporte y los mecanismos de depositación para el Cu y otros metales asociados (*i.e.*, Mo, Au, W, Ag, Zn, Pb, As, Te, Ni, Co, Cr, etc.), tanto en sistemas hipogénicos como en supergénicos.

Los estudios de balance de masa resultan de mucha utilidad en la exploración y el modelado de yacimientos (Brimhall *et al.*, 1985), principalmente cuando un sistema se conoce solo parcialmente, como en este caso, y puede presentar zonas mineralizadas adyacentes de interés. En forma similar pueden detectarse casos de migración lateral significativa de fluidos supergénicos con Cu y, anticipar la formación de posibles concentraciones exóticas importantes en espacios

cercanos a la fuente (Münchmeyer, 1996; Mote *et al.*, 2001). La solución de las ecuaciones de balance de masa químico (Ague y Brimhall, 1989) representa un paso adelante en la relación mineralógica-geoquímica del contenido de limonitas en los capotes y la concentración de Cu en la roca, las cuales solo permiten estimar la cantidad de enriquecimiento (Anderson, 1982; Gilmour, 1995). La técnica desarrollada tiene aplicación directa para estudiar la redistribución de metales en cualquier sistema supergénico, incluyendo los desarrollados sobre depósitos de tipo pórfido cuprífero cuya disposición original hipogénica haya sido afectada por transferencia de masa y modificada por los procesos químicos naturales. La principal ventaja que ofrecen este tipo de análisis es que no existe ninguna duda sobre la fuente del agua involucrada (exclusivamente de origen meteórico), ni sobre la fuente pre-supergénica de los metales que sufren transporte y redistribución (*i.e.*, sulfuros hipogénicos). El balance de masa es un método simple y directo que permite determinar los controles geológicos en la lixiviación superficial (*i.e.*, las fuentes y trayectos de las soluciones supergénicas), y los sitios de precipitación o acumulación del enriquecimiento.

Características del yacimiento y su modelado. El yacimiento Milpillas presenta un caso idóneo para realizar el modelado de balance de masa. La ley promedio de Cu en la mineralización hipogénica o *protore* es de ~0.1% Cu, mientras que en los horizontes supergénicos de calcocita, el Cu ocurre enriquecido entre 10 y 20 veces o más, respecto a la ley hipogénica. Esta relación corresponde al volumen de los cuerpos de mineral que constituyen las reservas. Sin embargo, varios otros elementos (*i.e.*, Fe, S, K, Al, Si, Mn, Mg, Ca, Na, Ti, etc.), también fueron redistribuidos (enriquecidos o empobrecidos) dentro de un volumen mucho mayor de roca alterada que el volumen de los cuerpos de mena. Así, en este sistema de

tipo pórfido cuprífero, la transferencia de masa total fue muchas veces mayor que la masa concentrada en las menas existentes: *e.g.*, el volumen de roca alterada es de ~75 veces mayor que el volumen ocupado por los cuerpos mineralizados. Los procesos mineralizantes supergénicos son un fenómeno redistributivo que, bien desarrollado como en este caso, modificó sustancialmente el estado original del yacimiento hipogénico y sus rocas encajonantes.

El modelado de balance de masa químico del yacimiento se realizó con el apoyo de un programa computarizado, que fue esencial en la reconstrucción de la columna erosionada. Como resultado, se pudo estimar la cantidad de cobre que se fugó del sistema después que se completó la fase principal del enriquecimiento, y se evaluó la formación y preservación o destrucción de posibles concentraciones exóticas de Cu. Para estimar magnitudes de columna mineralizada erosionada, antes y durante las etapas del enriquecimiento supergénico, se asumieron ritmos de erosión ya sea prefijados o deducidos con apoyo sedimentológico, geocronológico y reconstrucción estructural.

IV.1 PRINCIPIOS DEL MODELADO

El análisis de balance de masa se basa en el principio geoquímico fundamental de la conservación de la masa de los elementos químicos. Dicho análisis se aplica a perfiles intemperizados zonificados de pórfidos cupríferos y sirve para estudiar la redistribución de los metales (en las distintas zonas) producida por los fluidos supergénicos. El balance de masa químico permite establecer las relaciones entre la concentración de metales, el espesor de zonas y la densidad de las rocas, para columnas específicas del perfil supergénico. Además, los análisis e interpretación de datos permiten establecer la posición aproximada de la paleo-

superficie, determinar ritmos de erosión posibles, e identificar y cuantificar los posibles flujos laterales de metales entre distintas zonas de estos sistemas. Las ecuaciones de balance de masa establecen ciertas relaciones de dependencia entre varios de los parámetros del enriquecimiento (e.g., ritmos, proporciones y ciclos de enriquecimiento; ver Inciso III.2.3). Éstas también consideran cocientes para las principales zonas del perfil actual, partiendo de mediciones en cada una, de concentración de Cu, espesores, niveles de oxidación-reducción y densidad global de la roca.

El análisis de balance de masa se realizó partiendo de la distribución de la masa de Cu que presentan actualmente las zonas principales del perfil intemperizado (i.e., zona hipogénica, horizonte supergénico, zona lixiviada, etc.). La masa metálica en cada zona estudiada es función de: (1) la concentración metálica dada en % en peso de Cu para cada zona; (2) el espesor en metros correspondiente a cada zona del perfil intemperizado; y (3) la densidad global de la roca en g/cm^3 para cada zona. Se consideró una columna de referencia, en una sección vertical del perfil de intemperismo (Figura 3.1), donde se presenta la redistribución supergénica de metales. Para simplificar los cálculos, la columna de referencia considerada tiene una sección de 1 cm^2 de área, y su volumen estaría dado al multiplicar esta área por la altura de columna. Así, la masa de roca por cm^2 de columna es igual a la densidad de la roca, multiplicada por la altura de columna.

Las variables necesarias con las cuales se describió la masa del metal en la zona lixiviada, el horizonte enriquecido y la zona hipogénica o *protore*, que se muestran en la Figura 3.1, son: (a) tres leyes de metal en % en peso, que son l, b y p, para zona lixiviada, horizonte enriquecido y *protore* respectivamente; (b) sus tres valores de densidad correspondientes (ρ_l , ρ_b , y ρ_p) en g/cm^3 ; y (c) dos parámetros

de distancia o espesor (L_T y B), donde L_T se refiere a la zona lixiviada total (porción preservada y porción erosionada) de columna por arriba de la cima de sulfuros supergénicos (ETB), y B se refiere al espesor del horizonte enriquecido.

Para proceder con el modelo más simple, o modelado de primer orden, se asumió que los valores de ley metálica y densidades para las distintas zonas son constantes en cada columna vertical calculada (se utiliza el promedio), pero que pueden variar lateralmente en columnas adyacentes. Esto permitió representar mejor la heterogeneidad lateral debida al zoneamiento de este yacimiento, la cual es comparativamente menor en la vertical.

IV.1.1 Premisas y criterios de análisis para el modelado

El análisis de balance de masa químico en su primera aproximación o modelado de primer orden (Fase 1), se basó en tres premisas fundamentales. Aunque la validez de estos supuestos pudiera ser limitada (en algunos casos) esta fundamentada en la observación de varios perfiles reales que se aproximan bastante al postulado, y es el caso de Milpillás. Las premisas son:

1) se asumió un sistema cerrado (*i.e.*, sin flujo lateral supergénico, ni pérdida de metales por descarga basal de fluido). Dada la muy alta eficiencia de fijación del Cu en la zona de saturación de agua, cualquier descarga basal de Cu es muy improbable, aun en períodos de tiempo geológico extremadamente largos, debido a la baja solubilidad de los sulfuros de Cu en las condiciones reductoras y un tanto alcalinas del *protore* (Ague y Brimhall, 1989).

2) se presume que las características originales del perfil fueron similares a las actuales medidas para la zona hipogénica o *protore*, donde este todavía existe.

Así, se pueden restablecer los posibles parámetros del perfil completo en condiciones antes de la lixiviación y el enriquecimiento.

3) además el modelado de primer orden consideró que la ley del *protore*, y la densidad originales de la roca, fueron verticalmente constantes (pero lateralmente cambiantes) a través del capote lixiviado, antes de la lixiviación.

Ecuaciones de balance de masa. Las soluciones analíticas de estas ecuaciones proporcionan expresiones que describen trayectorias de evolución de la concentración de Cu: en el horizonte de enriquecimiento b ; en términos de concentración de Cu del *protore* original p ; concentración de Cu en la zona lixiviada l ; y la relación (cociente) de altura total de columna de la zona lixiviada respecto a espesor del horizonte L_T^0/B . Expresando lo anterior en su forma más simple, sin considerar la densidad, la función resulta: $b = p + L_T^0/B (p-l)$.

Las siguientes expresiones fueron derivadas por Brimhall *et al.* (1985), para balance de masa en perfiles verticales de intemperismo: $B (b\rho_b - p\rho_p) = L_T (p\rho_p - l\rho_l) + \text{FLUJO}$, donde: B representa el espesor en metros de la zona enriquecida; b , p , y l representan el promedio de leyes de metal en las zonas del horizonte de enriquecimiento, *protore* y capote lixiviado respectivamente; ρ_b , ρ_p , y ρ_l representan la densidad global promedio (en g/cm^3) de las zonas correspondientes; L_T indica el espesor total de la zona del capote lixiviado, incluyendo la columna erosionada (Figura 3.1); y flujo se refiere a los flujos laterales de metales (en g/cm^2), ya sea hacia dentro o hacia fuera de la columna de control.

Esta expresión se puede denominar como la 'ecuación general de balance de masa'. En un sistema cerrado donde el flujo = 0, la ecuación se simplifica a la siguiente: $B (b\rho_b - p\rho_p) = L_T^0 (p\rho_p - l\rho_l)$, donde L_T^0 indica la altura de columna lixiviada total, asumiendo que no hay flujo lateral. Despejando b en esta ecuación se

tiene: $b = \rho_p/\rho_b + (L_T^0/B) [(p_p - l_i)/\rho_b]$, expresión que puede servir para expresar, la interrelación de leyes de metal, densidades y espesores de zonas en un sistema supergénico evolucionado. Si el término ρ_p/ρ_b conjuntamente con cualquiera de los otros dos términos de la ecuación, se asume que son constantes con el tiempo, entonces esta expresión se reduce a la ecuación de una línea recta. De lo anterior se derivan dos casos posibles:

a) Modelo IBT o incremento del espesor del horizonte enriquecido, el cual involucra una disminución progresiva de la ley promedio del capote lixiviado. Si se mantienen constantes los términos ρ_p/ρ_b , y (L_T^0/B) , implicaría que el espesor del horizonte supergénico se incrementará (por adición de masa), en forma directamente proporcional al incremento acumulativo en espesor de la zona lixiviada (L_T^0) (Figura C.4 en Apéndice C6).

b) Modelo de lixiviación incremental o CIL, que implica el incremento completo de la lixiviación. Si los términos ρ_p/ρ_b , y $(p_p - l_i)/\rho_b$, se mantienen constantes, significaría que la ley de la zona lixiviada se mantiene constante con el tiempo.

Estos dos casos representan diferentes alternativas de análisis de balance de masa. En sistemas naturales es muy posible que estos dos modelos puedan aplicar en diferente tiempo durante la evolución de un sistema supergénico simple, y sobre escalas de tiempo distintas (Alpers y Brimhall, 1989). Sin embargo, es muy posible que, en climas áridos dominantes, el modelo de lixiviación incremental (CIL) sea el favorecido; y que los climas húmedos dominantes sean propicios para el modelo de incremento de espesor del horizonte enriquecido (IBT).

IV.1.2 Parámetros, procedimiento y selección de área de modelado

El procedimiento antes descrito de modelado por balance de masa se aplicó al perfil vertical de intemperismo de Milpillás, considerando el modelo IBT de incremento de espesor del horizonte enriquecido. Esta evaluación permitió ubicar las zonas fuente (de pérdida de cobre o flujo negativo) y trazar los trayectos aproximados de las soluciones supergénicas. Esto último sirvió para definir los sitios principales de precipitación y acumulación (*i.e.*, las zonas reactivas de fijación del Cu). También permitió encontrar los canales de probable fuga de soluciones hacia fuera del sistema mineralizado y señalar los sitios favorables para posibles concentraciones exóticas de cobre en las áreas cercanas.

Según Brimhall *et al.* (1985), la función más simple que refleja las relaciones entre los cambios de masa y la concentración metálica, en las distintas zonas de un perfil de intemperismo, sin considerar la densidad, se expresa como sigue: $b = p + LT^0 / B (p-l)$; pero considerando la densidad, la ecuación general de balance de masa queda: $B (b\rho_b - p\rho_p) = LT (\rho_p - \rho_l) + \text{FLUJO}$. Las principales variables que se encuentran en esta expresión y otras relacionadas, se ilustran en el esquema de la Figura 3.1 y son:

b = Ley promedio de Cu (% peso) del horizonte enriquecido (sulfuros y óxidos)*

p = Ley promedio de Cu (% peso) original del *protore* o protomena*

l = Ley promedio de Cu (% peso) de la zona lixiviada* o Lix

LT^0 = Altura total (espesor calculado) de columna de la zona lixiviada, asumiendo un sistema cerrado (*i.e.*, sin flujo lateral)

B = Espesor del horizonte enriquecido*

LT^0/B = Relación o cociente que expresa el ritmo de enriquecimiento, el cual, en condiciones geológicas propicias, tiende a mantenerse constante, indicando que la profundización de la zona de oxidación ocurre simultánea con el aumento de espesor en el horizonte de enriquecimiento supergénico al descender el nivel freático

ρ_b = Densidad global promedio del horizonte enriquecido (en g/cm^3)*

ρ_p = Densidad global promedio de la zona *protore* (en g/cm^3)*

ρ_l = Densidad global promedio de la zona lixiviada (en g/cm^3)*

LT = Espesor o altura total de la zona del capote lixiviado, incluyendo $L + LE$, en un sistema abierto

LE = Espesor o altura de columna erosionada.

L = Espesor o altura preservado de la zona lixiviada*

SLT^0 = Superficie topográfica construida de alturas calculadas de columna LT^0 más elevación de la cima del horizonte (ETB)

SLT = Superficie topográfica construida de alturas interpretadas de columna LT , más la elevación de la cima del horizonte (ETB), es decir $L+LE$, este último estimado con criterios geológicos (limonitas, arcillas, y sulfuros relictos)

ETB = Elevación de cima del horizonte enriquecido*

EBB = Elevación de base del horizonte enriquecido*

EBG = Elevación en la base de las gravas (ó cima del substrato rocoso)*

W = Posición del nivel freático actual*

Nota: Los datos marcados con (*) son conocidos en Milpillás, principalmente a partir de barrenos.

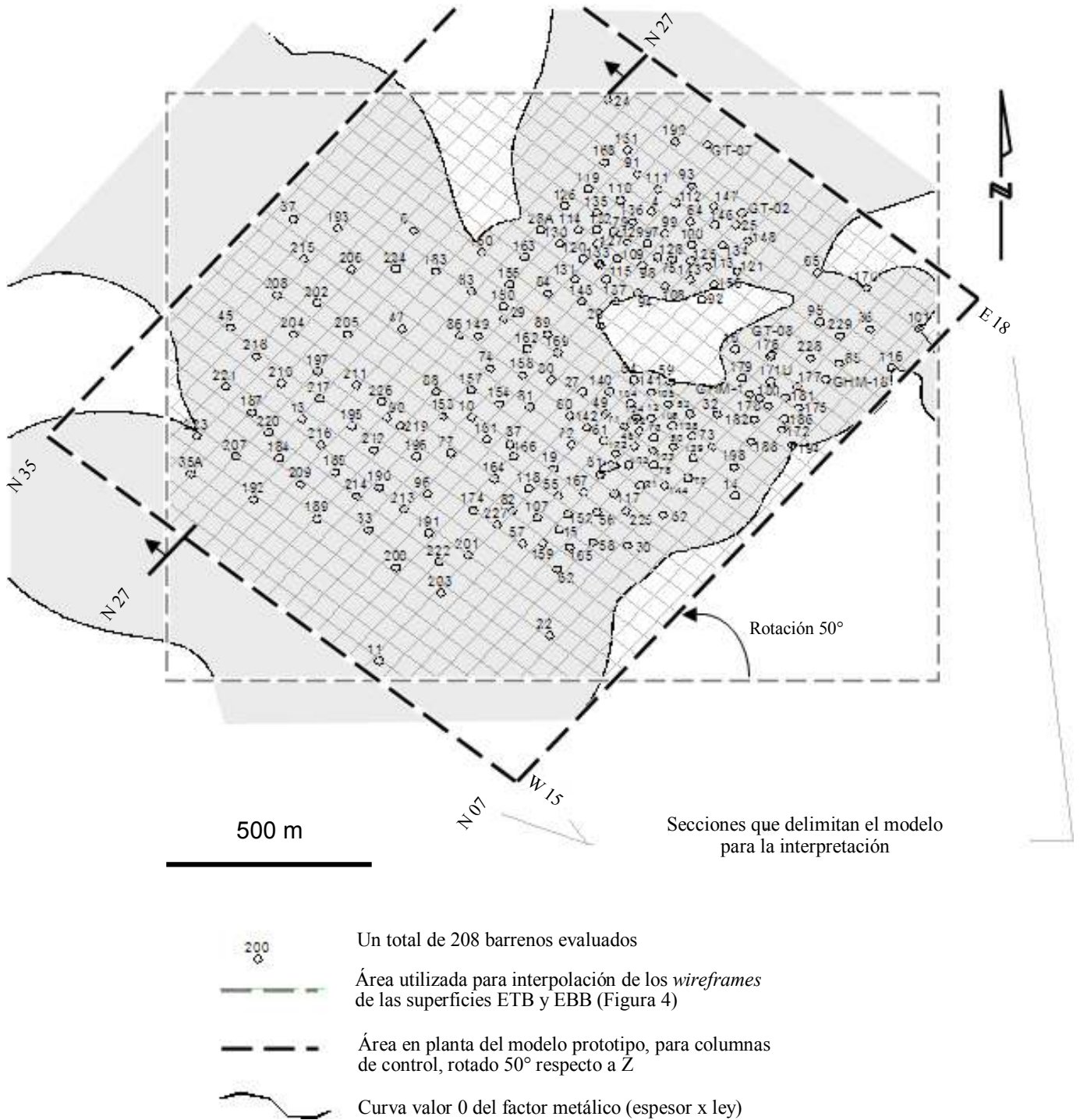


Figura 4.1. Planta indicando el área barrenada y límites de los cuerpos mineralizados en Milpillas (línea puntada lados norte y este). La línea punteada, lados noreste y noroeste, indica el límite del área del modelo de bloques para análisis de balance de masa, la cual ha sido rotada 50° respecto al eje X.

Para realizar el modelado de primer orden fue necesario conjuntar todos los parámetros arriba anotados para el yacimiento. Éstos se obtuvieron a partir de la base de datos general del proyecto Milpillás, la cual consiste principalmente de información de la barrenación existente, principalmente de diamante. Dentro del área a evaluar se consideraron 202 barrenos, con un total de 110,385 m perforados. Este dato incluye los antepozos de circulación inversa (CI), hasta alcanzar el horizonte rocoso, y después de ahí la profundización que continuó con diamante (BDD). El espaciamiento medio de la barrenación es generalmente de 40 a 70 m, aunque en algunas áreas existen barrenos separados más de 130 m.

Para la selección del área a modelar se consideró un polígono que circunscribe los cuerpos (Figura 4.1) e incluye todos los barrenos existentes con mineralización supergénica significativa. Esta última se delimita aproximadamente con la curva de valor 0 del factor metálico (espesor x ley de Cu). Para simplificar el manejo de ubicación X Y de los barrenos se efectuó un recorte *ad hoc* a cada una de las coordenadas de brocales y puntos espaciales de desviaciones a lo largo de cada barreno. El mismo recorte se aplicó a los vértices del polígono que encierra el área mineralizada (Figura 4.1), cubriendo las secciones W15 a la E18 y de la N07 a la N35. Las dimensiones del modelo elegido fueron: eje X = 1700 m, eje Y = 1450 m, y eje Z = 900 m. El procedimiento utilizado para el recorte de coordenadas se describe en el Apéndice D1.

IV.2 MODELACIÓN DE PRIMER ORDEN

Los estudios de modelado por balance de masa químico de primer orden realizados en Milpillás buscaron investigar y resolver cuatro aspectos principales: (1) confirmar si el sistema está completo, como sugieren los estudios geoquímicos y

de sulfuros relictos realizados. En caso contrario, si éste se conoce solo parcialmente, y puede haber segmentos del sistema hipogénico desplazados por fallas que permanecen aun sin descubrir, como han sugerido algunos autores (Carreón-Pallares, 2002); (2) determinar la altura original de columna mineralizada hipogénica (LT), antes de que ésta fuera afectada por lixiviación y enriquecimiento. Con este dato fue posible reconstruir la geometría de la superficie original del techo de sulfuros (SLT), sobre la zona modelada; (3) evaluar la cantidad de columna mineralizada erosionada (LE), al comparar la altura de la superficie original reconstruida con la altura de columna lixiviada aun preservada (L), en distintas partes del yacimiento. Con esta información fue posible inferir ritmos de erosión y apoyar la reconstrucción de los distintos ciclos supergénicos asociados a la tectónica extensional del Terciario medio y tardío en la región; y (4) predecir posibles casos de migración lateral (o vertical) significativa de fluidos supergénicos con Cu y anticipar la posible formación de concentraciones exóticas importantes en espacios cercanos a los horizontes conocidos (Apéndice C1).

Procedimiento utilizado

El modelo numérico del balance de masa de primer orden en sistemas supergénicos, en su forma más simple, se expresa en la ecuación siguiente: $LT^0 (pp_p - lp_l) = B (bp_b - pp_p)$, donde el primer término es el volumen de Cu removido del capote lixiviado (izquierda), y el segundo termino (derecha), es la cantidad de Cu agregado al horizonte enriquecido (Mote *et al.*, 2001). En la reconstrucción del sistema hipogénico se requiere obtener una estimación de la altura total de columna (LT), incluyendo el material erosionado (LE), como sigue: $LT = L + LE$, (Figura 3.1). Para obtener estos datos, las leyes y densidades contenidas en el

horizonte enriquecido se redistribuyeron verticalmente, constantes hacia arriba, a través del capote lixiviado hasta agotar su contenido. En este caso se asumió que las características del perfil original de Milpillás fueron similares a las actuales medidas para el *protore*. Así se restauraron los parámetros del perfil completo en sus posibles condiciones originales antes de la lixiviación y el enriquecimiento. En el Apéndice D2 se describe el procedimiento utilizado para ordenar y procesar la información, con objeto de construir una base de datos apropiada para realizar el balance masa requerido. Con base en esos datos se realizó el modelado de primer orden, que consistió de dos fases como sigue:

IV.2.1. Fase I. Estimación asumiendo un sistema cerrado (*i.e.*, sin flujo lateral).

Para realizar esta estimación se construyó un modelo de leyes y densidades por celdas integradas a partir de columnas de control verticales (área de 50x50 m, y longitud L+B). Las superficies DTM (configuraciones en estructura de malla o *wireframe* construidas en el software Datamine) utilizadas como límites de interpolación del modelo fueron cuatro: la topografía del terreno, el techo del sustrato rocoso (EBG), la base del capote lixiviado (ETB), y el techo de los sulfuros hipogénicos (EBB) (Figura 3.1). En este modelo, las leyes de Cu y densidades para cada celda de las columnas de control se estimaron interpolando los resultados de las muestras de los barrenos con ancho promedio de 2.0 m (o menor), dentro de cada dominio mineral. El volumen de éstos últimos fue definido por las estructuras de malla, construidas para los tres dominios minerales principales (*i.e.*, LIX = lixiviado, SULS = sulfuros supergénicos, y Sulp = sulfuros hipogénicos). La ley de Cu se interpoló con el método *Kriging* ordinario en cada dominio por separado, y la densidad por el inverso de la distancia al cuadrado.

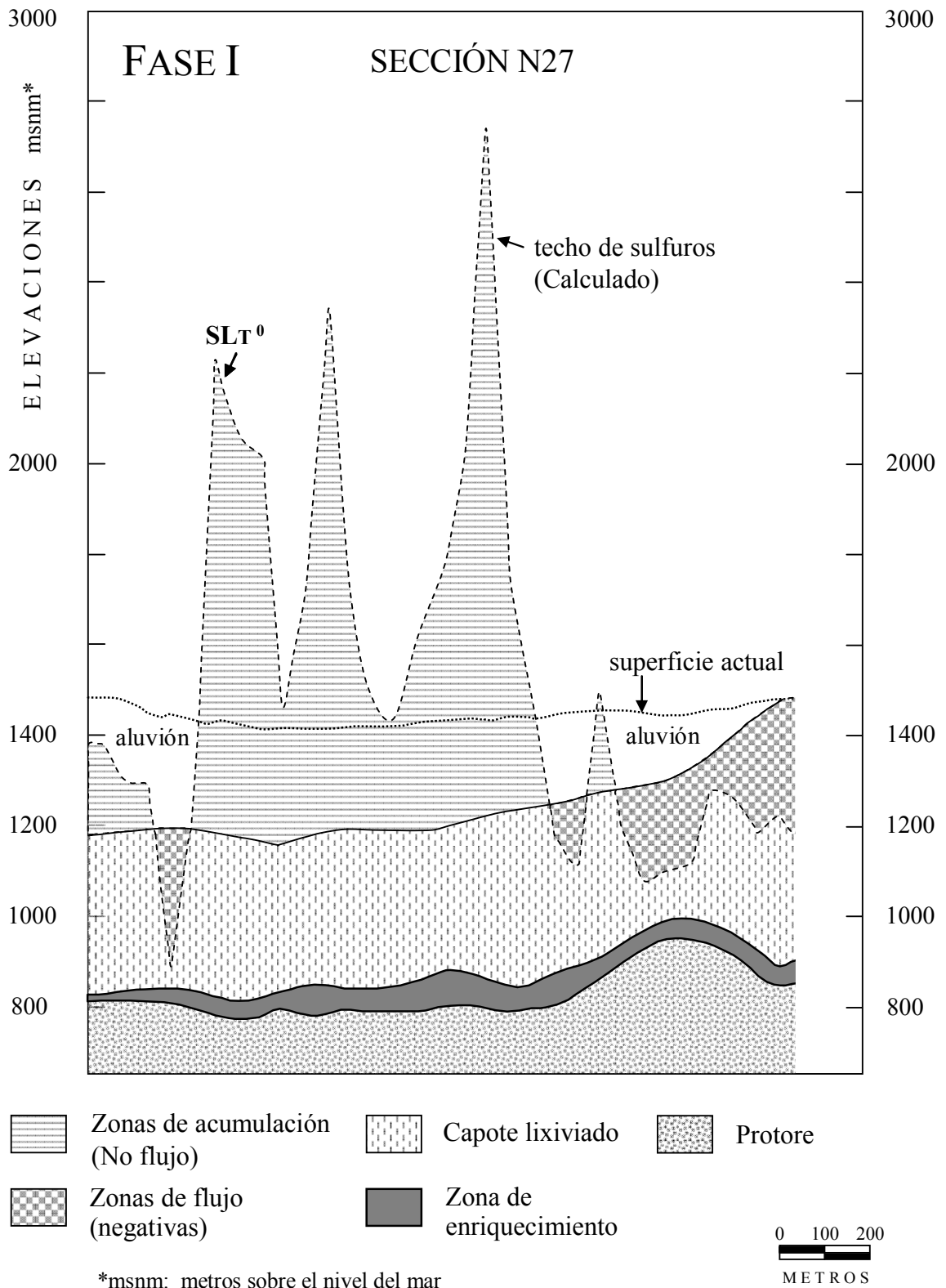


Figura 4.2. Modelado de primer orden Fase I. Sección N 27 con la curva SLT^0 (sistema cerrado), que representa el techo original de los sulfuros hipogénicos. Nótese la zona de flujo negativo (área fuente) dentro de la columna lixiviada preservada. La interpretación de la curva por arriba de la superficie rocosa actual es sin flujo lateral, y sus irregularidades pueden ser causadas tanto por la fijación diferencial del Cu en la zona enriquecida, como por fuerte redistribución de este metal producto de ciclos supergénicos repetidos.

En la interpolación se utilizaron 3 radios de búsqueda (*i.e.*, proximal, medio y distal), los cuales fueron de 90x90x10 m el primero; 150x150x16 m el segundo; y 210x210x23 m el tercero. El número mínimo de muestras fue de 2, 3 y 4, respectivamente, con máximo de 10 muestras en los 3 casos. A partir de las estructuras en malla del Datamine, se generaron los modelos de bloques para cada tipo de dominio y roca, con celdas padres de 50x50x10 m. Estas celdas al integrarse verticalmente completaron un total de 844 columnas, de las cuales solo 799 presentaron suficientes datos para el cálculo de LT^0 . Para obtener la superficie SLT^0 se procedió como sigue:

(a) se efectuó una configuración topográfica de la base del capote lixiviado (ETB) y otra del techo de los sulfuros hipogénicos (EBB), las cuales sirvieron como fronteras o límites para el modelo de bloques; (b) con esas fronteras se generaron por interpolación: la ley de Cu hipogénico original, el PE (peso específico o densidad, ρ) y la UGM (dominio mineral); (c) una vez interpolados los valores de Cu y PE para cada una de las unidades, se interpolaron los atributos de leyes de Cu (ρ , b , l), PE (ρ_p , ρ_b , ρ_l), UGM (SULP, SULS, LIX), para bloques de X, Y, Z de 50 m x 50 m x 10 m; (d) se realizaron los cálculos de promedios por columna de las densidades y leyes de Cu para los tres dominios minerales, así como el cálculo de anchos para B del horizonte supergénico, y L de la zona lixiviada; (e) subsecuentemente, con las ecuaciones de balance de masa se realizaron los cálculos para un sistema cerrado (flujo lateral = 0). Así se calculó un campo LT^0 para cada columna del modelo, es decir, se estimó la altura total de la zona lixiviada original, incluyendo la parte erosionada LE (Fase I); (f) posteriormente, con el *software* Datamine, se generó la superficie DTM (*wireframe*), denominada SLT^0 , o superficie topográfica configurada de las alturas calculadas de columna LT^0 más

elevación de la cima del horizonte (ETB); y (g) finalmente se construyeron los perfiles geoquímicos balanceados de SLT^0 , en juegos de secciones sistemáticas ortogonales (e.g., Figura 4.2). La superficie regular (SLT^0) se modeló ignorando el efecto distorsionante de flujos laterales y se interpretó como la paleo-topografía de la superficie de oxidación al inicio de la lixiviación (Brimhall *et al.*, 1985).

IV.2.2. Fase II. Estimación del flujo lateral de Cu y su redistribución

En la Fase II se buscó determinar la superficie original SLT, o superficie topográfica construida a partir de alturas interpretadas de columna LT, más la elevación de la cima del horizonte (ETB). Es decir, L+LE, este último dato fue estimado con criterios geológicos del capote lixiviado (*i.e.*, tipos de limonita, arcillas, vetillas y sulfuros relictos). La superficie SLT representa el techo original de los sulfuros hipogénicos y pretende ser una aproximación más cercana a la verdadera, que SLT^0 . Ésta última es en realidad un cálculo directo de la distribución actual del Cu fijado en el horizonte enriquecido, y representa una redistribución vertical simple de este metal, utilizando la ley del *protore*. El procedimiento para obtener la superficie SLT se efectuó a partir de los perfiles que representan los siguientes cuatro horizontes: TOPO (topografía actual); QAL (configuración del substrato rocoso con elevaciones EBG); B o *Blanket* (definido por ETB-EBB), y SLT^0 . Utilizando en cada perfil la curva resultante de SLT^0 , se realizó una interpretación del perfil SLT con criterios geológicos, buscando reconstruir la posible geometría del techo original de los sulfuros hipogénicos. La interpretación consideró tres factores: (a) la posición de zonas de flujo negativo, tanto las conocidas en las porciones preservadas de la columna lixiviada (Figura 4.2), como otras interpretadas en zonas significativamente hundidas (o valles en la superficie SLT^0);

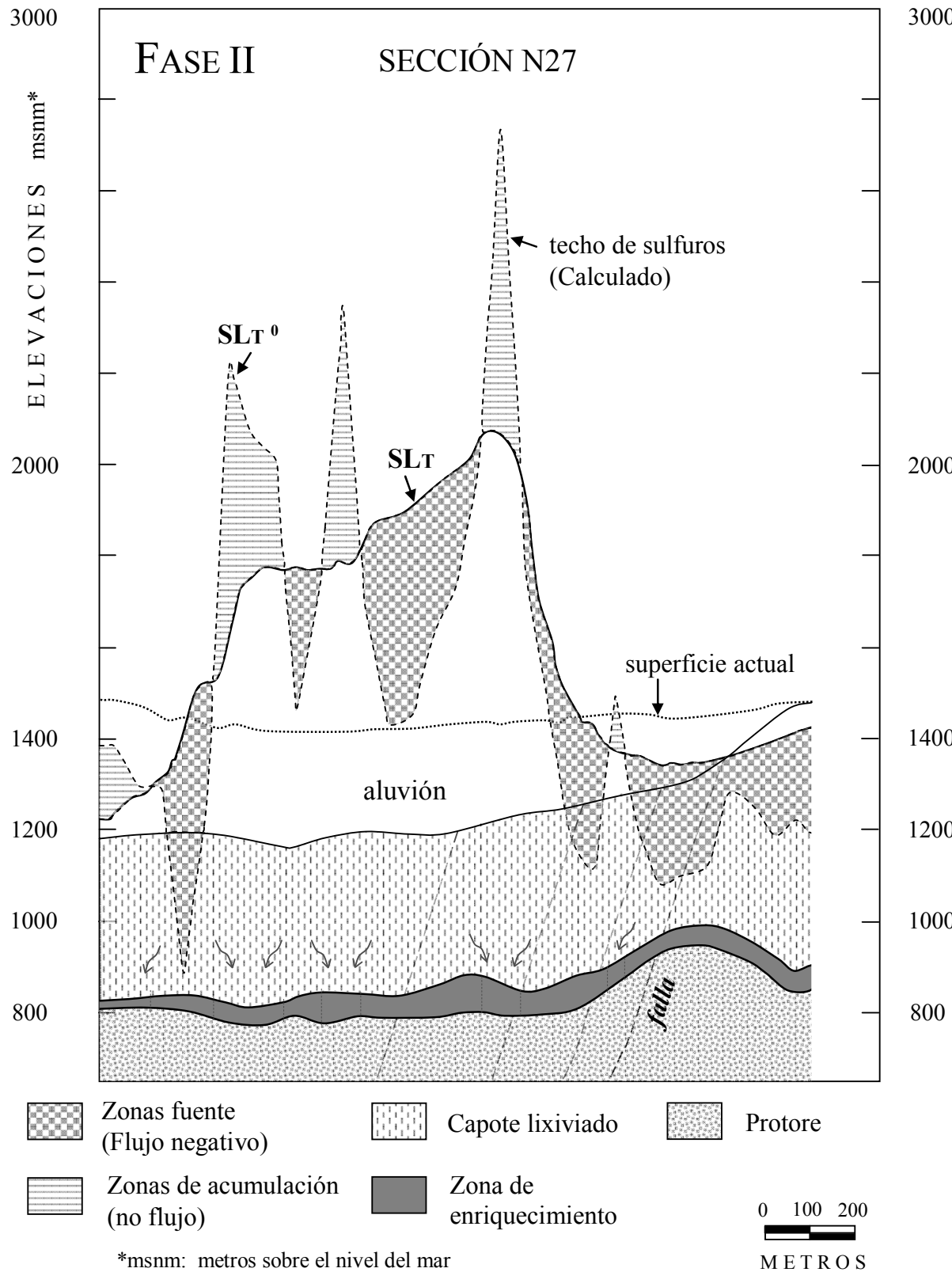


Figura 4.3. Modelado de primer orden Fase II. Sección N 27 con las curvas de las superficies calculada (sin flujo lateral), y SLT interpretada con criterios geológicos. Las zonas fuente (flujo negativo) están representadas por las áreas bajo la curva SLT y limitadas por encima de los bajos de la curva. Las zonas de acumulación son sectores del horizonte enriquecido con alta fijación del Cu (flechas redistribuido por fluidos canalizados estructuralmente).

(b) la posición de las zonas de alta fijación de Cu (o no flujo) están representadas por los picos más elevados de la curva SLT^0 . Éstos picos coinciden en general con zonas dentro del horizonte enriquecido donde el reemplazamiento de los sulfuros hipogénicos por calcocita fue muy efectivo y completo, señalando condiciones de buena fijación de Cu (Figura 4.2); y (c) consideraciones geológicas de la geometría del sistema hipogénico, el cual se interpretó con la posición del pórfido productivo, con el zoneamiento de intensidad de vetillas y halos de alteración hipogénica. Este último caso apoyado con la distribución de limonitas y sulfuros relictos. La curva fue primero interpretada en cada sección, ajustándola después en tres dimensiones para generar la superficie SLT (Figura 4.3).

Cálculo de volúmenes y balance de masa: contenidos de Cu. La comparación de las curvas de las dos superficies generadas SLT^0 y SLT permitió identificar las áreas fuente (zonas de flujo negativo), y las áreas de acumulación (zonas de no flujo). Para calcular los volúmenes respectivos, previamente se definió un nuevo modelo de bloques, en este caso de 5,000 m de altura (lo que se estimó suficiente para alcanzar el techo original del sistema mineralizado). Se procedió en la misma forma y con la misma base del modelo anterior (*i.e.*, de interpolación de leyes y densidades) extendiéndolo en la vertical. En este modelo se delimitaron y se separaron los volúmenes de ambas áreas y se cubicaron para cada columna los volúmenes respectivos bajo las superficies de referencia (*i.e.*, SLT^0 y SLT). Después se procedió a calcular por separado los correspondientes volúmenes de Cu para las dos zonas así definidas. Tanto los volúmenes y tonelajes, como los contenidos de Cu, se calcularon utilizando los mismos promedios de ley de Cu (*protore* menos Lix) y densidades respectivas para cada columna, que fueron utilizados para el cálculo de LT^0 . Estos cálculos se realizaron para los volúmenes por arriba (negativos) y por

debajo (positivos) de la superficie SLT^0 , dividida ésta por la superficie SLT (Figura 4.4). Estas superficies delimitaron las dos zonas de interés (*i.e.*, fuente y acumulación) y circunscribieron los volúmenes en cuestión como sigue: (1) el volumen circunscrito debajo de la superficie SLT , y por encima de la superficie SLT^0 , corresponde a zonas fuente (flujo negativo); y (2) el volumen delimitado por encima de la superficie SLT , y por debajo de la superficie SLT^0 , corresponde a zonas de acumulación o áreas de no flujo, donde la fijación del Cu, a partir de los fluidos supergénicos, fue eficiente, y por lo general alta.

Para obtener los contenidos de Cu respectivos se procedió como sigue: (a) se calculó el volumen de zonas de acumulación o positivo = $V^{(+)} = A (LT^0 - LT)$, donde A = área de columna de control 50x50 m, y (b) se calculó el volumen de zonas fuente o negativo = $V^{(-)} = A (LT - LT^0)$. A partir de estas relaciones y datos se calcularon los respectivos contenidos, los cuales fueron sumados algebraicamente o balanceados. Esto último con objeto de dilucidar si los movimientos de masa (Cu) ocurrieron solo dentro del sistema (*i.e.*, si permaneció cerrado), o bien si hubo escape de fluidos y contenidos fuera del sistema (en este caso el área de control del modelo). Se obtuvieron dos resultados, uno positivo y otro negativo, como sigue; (1) contenido de Cu positivo o $Cu^{(+)} = V^{(+)} (\rho_p p - \rho_l l)$; y (2) contenido de Cu negativo o $Cu^{(-)} = V^{(-)} \rho_p p - \rho_l l$. Al balancear estos contenidos se pudo confirmar que, en el caso de Milpillas, si existió pérdida significativa de Cu (el balance resulta negativo) y significa que el área modelada no se comportó siempre como un sistema cerrado y que sí hubo fuga de soluciones.

Modelos 3D y secciones. En la preparación de los modelos, y para interpretar la información, se construyeron los perfiles sistemáticos ortogonales a cada 50 m, en los sentidos noreste y noroeste, según la cuadrícula mostrada en la

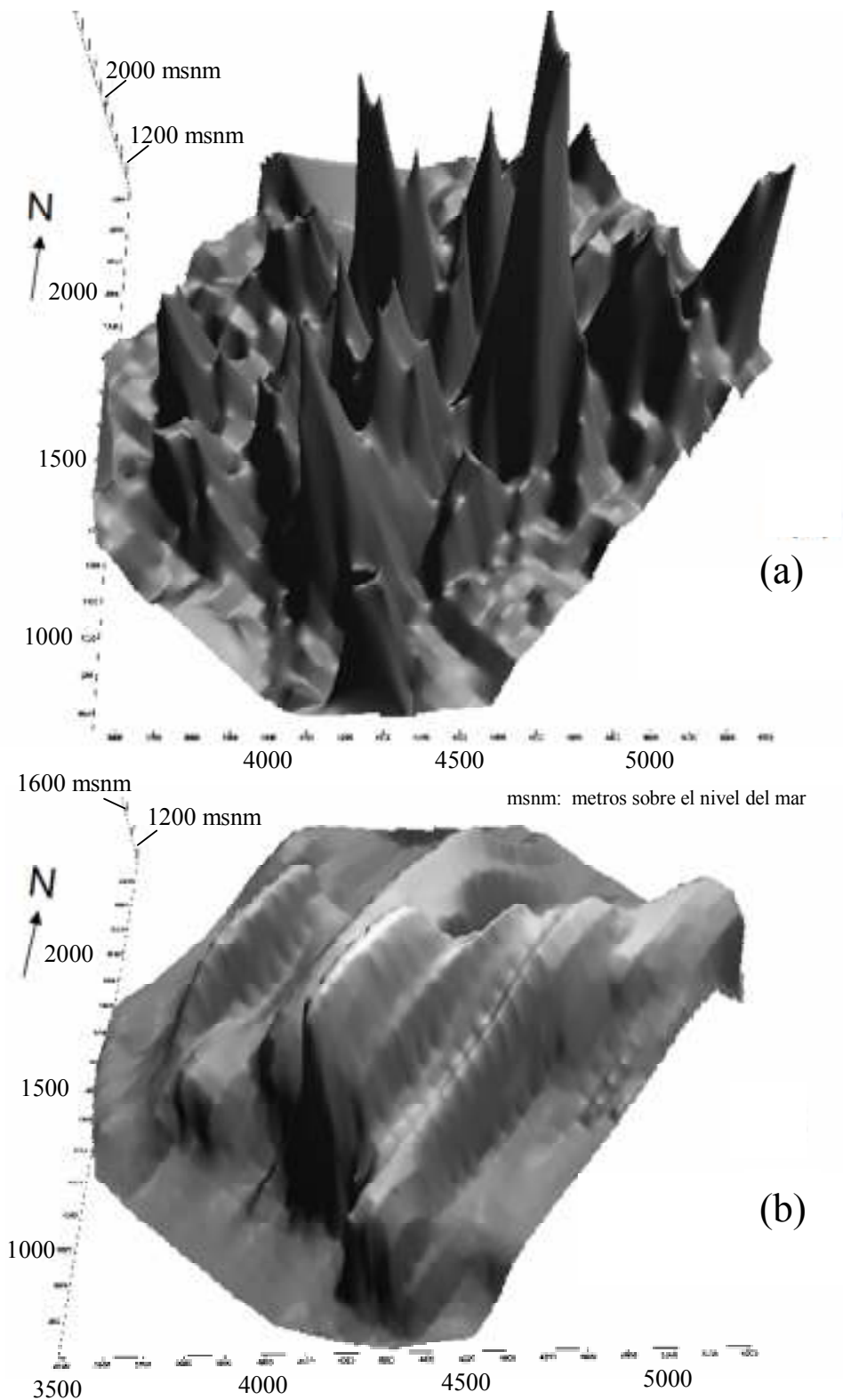


Figura 4.4. Modelado de Primer Orden. (a) Modelo isométrico Fase I, configuración topográfica 3D de la superficie SLT^0 (sin flujo lateral), o techo original de los sulfuros hipogénicos; (b) Modelo isométrico Fase II, configuración topográfica 3D de la superficie SLT , interpretada asumiendo pérdida de Cu por posible flujo lateral, con criterios principalmente geológicos. Ambas son superficies TDM (*wireframes*) generadas en Datamine.

Figura 4.1. Para cada uno de los perfiles se confeccionaron tres tipos de secciones como sigue: (1) una sección que ilustra la curva de la superficie SLT^0 (Fase I) sobre las principales zonas del perfil de intemperismo, destacando el horizonte supergénico (Figura 4.2); (2) en otra sección se dibujó la curva de la superficie SLT^0 (Fase I) sobre la litología y las estructuras para determinar y mostrar relaciones y controles (*i.e.*, una sección geológica-estructural con SLT^0 ; no ilustrada). Ambas secciones sirvieron como base para la interpretación de la curva SL_T de la Fase II subsiguiente; y (3) en la sección correspondiente a la Fase II (Figura 4.3), se ilustran las curvas de ambas superficies SLT^0 y SLT combinadas con el zoneamiento del perfil de intemperismo, incluyendo el horizonte enriquecido. Ambas superficies SLT^0 y SLT se ilustran también en forma tridimensional en los esquemas de la Figura 4.4.

Las irregularidades que presenta la superficie SLT^0 , y que se reflejan también en la SLT , se deben a los cambios en la redistribución de los contenidos de Cu por la combinación de tres factores: (a) variaciones por contenido original de sulfuros hipogénicos y Cu en el horizonte enriquecido, y fijación diferencial de este metal a partir de los fluidos supergénicos; (b) la redistribución del Cu producto de ciclos episódicos (al menos tres), de oxidación y enriquecimiento supergénico; y (c) la destrucción parcial por lixiviación que presenta el horizonte enriquecido actual, la cual se estima en una pérdida de alrededor de 15% en volumen (o más) del Cu contenido originalmente. Una combinación de las dos superficies arriba referidas se muestra en forma también tridimensional en el esquema de la Figura 4.5, de donde se obtienen los datos para construir los perfiles como el mostrado en la Figura 4.3.

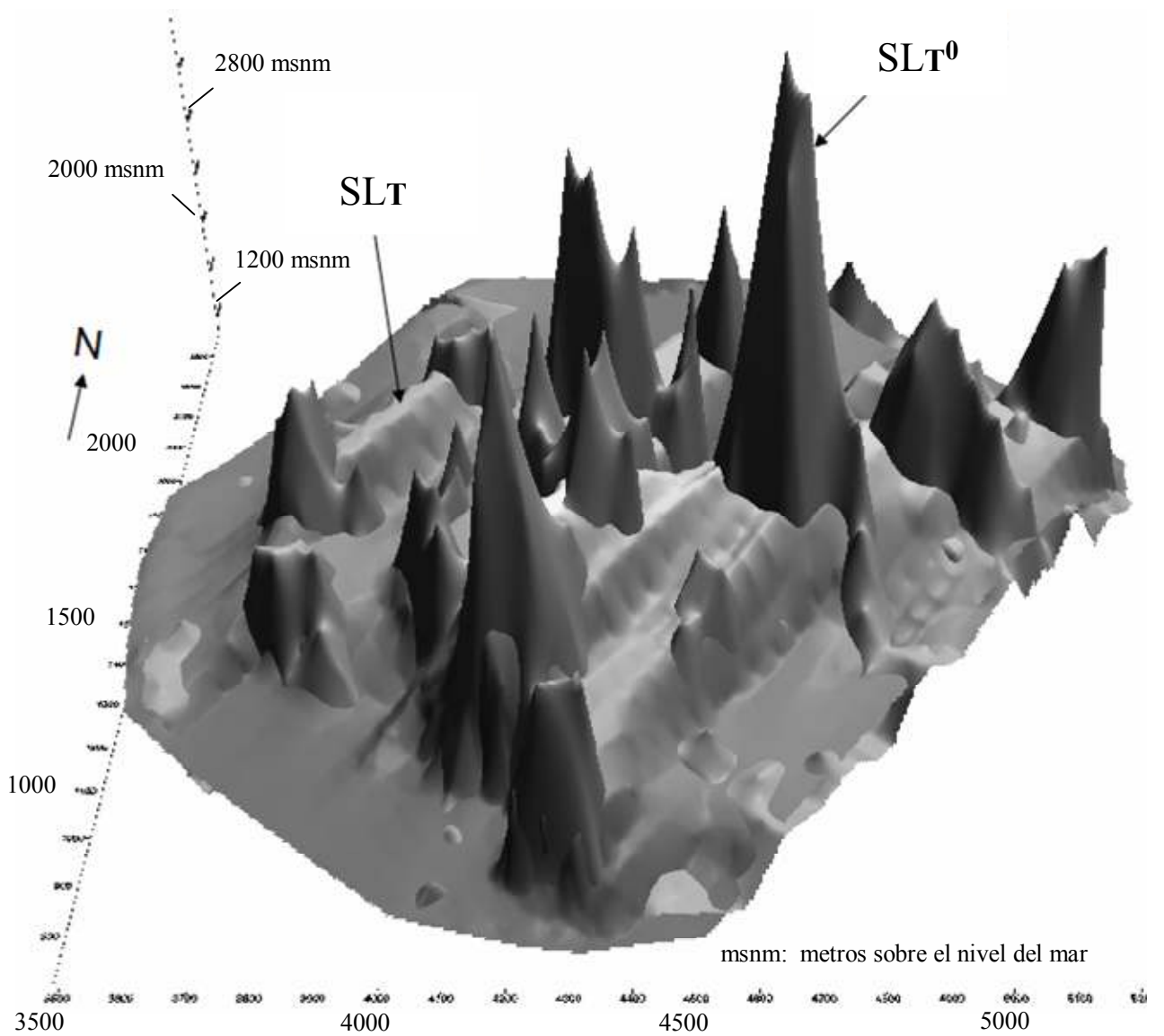


Figura 4.5. Modelo tridimensional Fase II, combinando las dos superficies de la Figura 4.4. El volumen circunscrito debajo de la superficie SLT, y por encima de la superficie SLT⁰, corresponde a zonas fuente (flujo negativo); mientras que el volumen delimitado encima de la superficie SLT y por debajo de la superficie SLT⁰, corresponde a zonas de acumulación o áreas de no flujo.

IV.3 PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

El análisis de balance de masa estableció un zoneamiento de la ley de Cu hipogénica o *protore*, ésta última calculada a partir de los ensayos por debajo de la zona de enriquecimiento. Asimismo se reconocieron en detalle sus variaciones laterales subdividiendo el volumen de roca del *protore* en columnas verticales discretas. Para comparar la lixiviación con el enriquecimiento se calculó el balance de masa en cada columna por separado, y cada columna fue asumida como un perfil geoquímico balanceado. Así, se calculó el flujo de Cu completo para determinar si todo el Cu liberado del capote lixiviado se fijo en la columna subyacente de horizonte supergénico.

El análisis y modelado combinado de las Fases I y II del yacimiento, dieron como resultado los volúmenes para las áreas fuente (flujo negativo) y para las áreas de acumulación (flujo positivo) o no flujo. Estos volúmenes resultaron de las siguientes magnitudes: (1) contenido de Cu positivo o en zonas de acumulación: 302,239 Tm; (2) contenido de Cu negativo (con flujo), en áreas fuente: 575,403 Tm. Estos contenidos representan solo una parte del sistema, y corresponden a aquellos sectores que han sufrido movilización de Cu, sea esta fijación (+) o pérdida (-) (Figura 4.3). En la planta de la Figura 4.6, se ilustra la ubicación más probable de las zonas de acumulación y las zonas fuente, así como y las direcciones de flujo más probables de los fluidos supergénicos que redistribuyeron la masa metálica en el último ciclo activo. También se interpretan e ilustran las posibles trayectorias de fuga de fluidos fuera del sistema.

El balance de masa de las zonas fuente y de acumulación resultó negativo en 273,163 Tm de Cu. Esto significa que, según el modelo hubo una pérdida de Cu

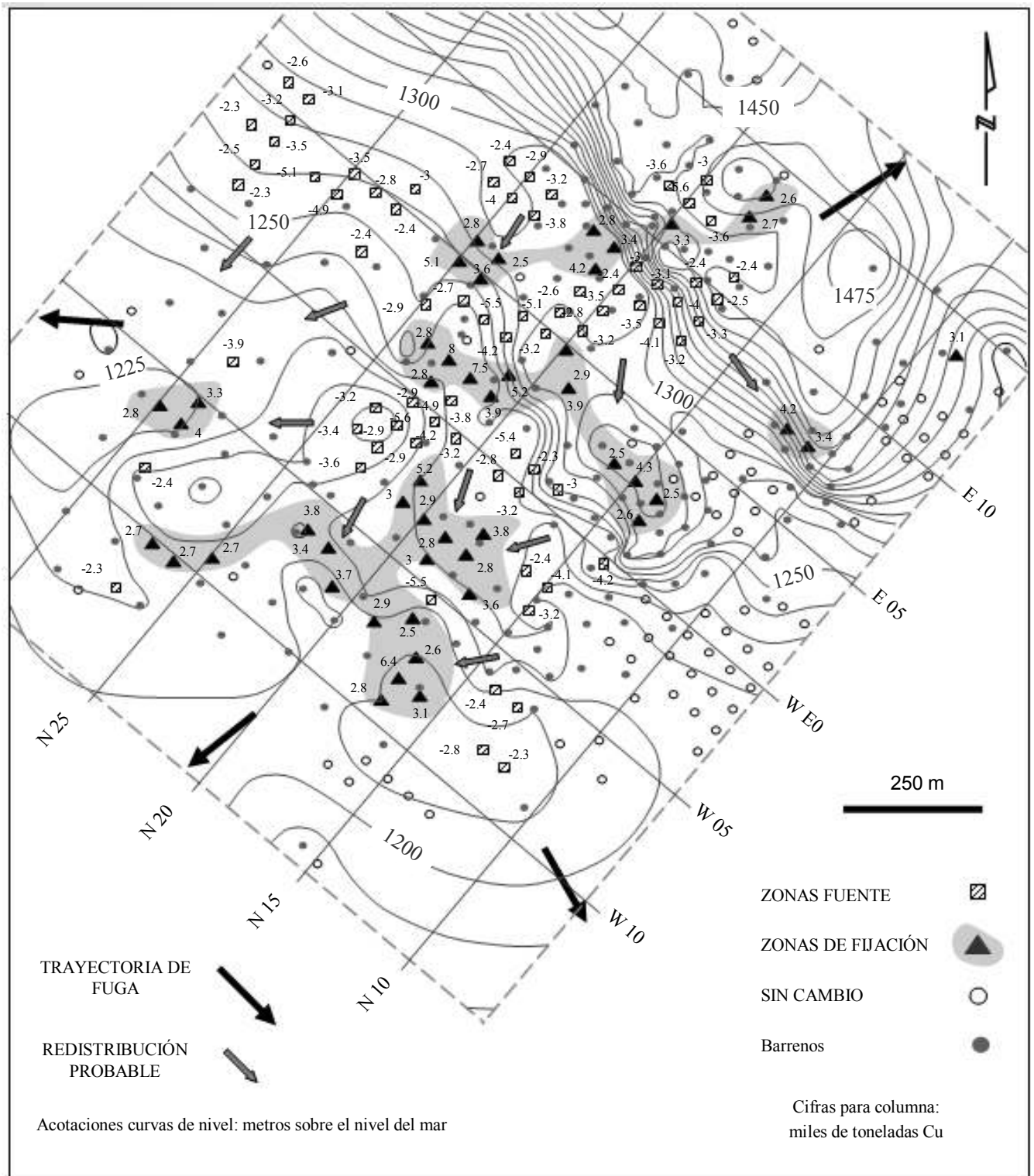


Figura 4.6. Configuración topográfica del contacto aluvión-roca (curvas gris claro), para la zona modelada por balance de masa. □ columnas de zonas fuente con la mayor aportación de Cu. ▲ columnas de zonas de fijación o mayor acumulación de Cu. ○ columnas de zonas donde hubo una redistribución mínima de Cu. Las flechas señalan las posibles trayectorias de redistribución o de fuga de soluciones. La orientación y ubicación de las distintas zonas demuestran el control estructural en la redistribución del Cu. Las zonas de mínimo cambio son de baja capacidad de fijación y/o generación de ácido.

del sistema de una magnitud considerable. Esta pérdida de Cu es evidencia de que, durante sus múltiples ciclos de oxidación y enriquecimiento, el sistema no se comportó siempre como un sistema cerrado. El balance negativo, con mucha probabilidad, indica que el sistema permaneció abierto intermitentemente, en o después de la madurez de cada ciclo. El escape lateral se favorece por rebosamiento de fluidos y/o cuando disminuye la permeabilidad. También la alteración supergénica pervasiva puede llegar a bloquear (al menos parcialmente) el flujo del Cu hacia abajo del nivel freático.

Los estudios mineralógicos, geoquímicos y de alteraciones en el zoneamiento hipogénico del yacimiento indican que el sistema pudiera estar completo, ya que no se encontró evidencia clara de interrupciones bruscas en la geometría zonal que indiquen que algún segmento importante pudo desplazarse por falla. Sin embargo, en este estudio de balance de masa, la reconstrucción realizada de la geometría en 3D de la zona mineralizada original (Figura 4.4b), sugiere que es posible que una porción significativa en el sector sureste del yacimiento esté desplazada y aún se ignore su ubicación. Los límites de la zona supergénica mineralizada en esta porción sureste son muy rectilíneos y abruptos, coincidiendo además con la ubicación de la traza de la Falla Milpillas Oeste. Con esta evidencia queda abierta la posibilidad de un desplazamiento de parte del sistema mineralizado. Dicha posibilidad fue analizada y sostenida en la tesis de Carreón-Pallares (2002).

Este estudio también demuestra que el perfil de intemperismo de Milpillas no siempre se comportó como un sistema cerrado y que sí hubo fuga significativa de Cu. La magnitud estimada para la columna vertical mineralizada, reconstruida para el sistema original es de alrededor de 1100 m (promedio), por arriba del techo

actual del horizonte enriquecido. Considerando que en el capote lixiviado actual están preservados alrededor de 350 m, significa que se ha erosionado una columna mineralizada de al menos 750 m de altura, la cual contribuyó con sus contenidos de Cu al sistema supergénico. Con un modelado de SL_T menos conservador, que el realizado en este caso, la cantidad de Cu que se fugó del sistema estudiado podría resultar mayor que las alrededor de 270,000 Tm calculadas, por lo que esta cifra representa un mínimo.

Las zonas de flujo negativo son claramente zonas fuente de Cu, cuyos fluidos continúan migrando hacia abajo y lateralmente. De este modo pueden formar concentraciones anómalas dentro del horizonte supergénico (zonas de acumulación), o bien escapar más allá de los límites de dicho horizonte y formar depósitos de Cu exótico. Las trayectorias del flujo son definidas empíricamente desde las zonas fuente, más próximas hacia las zonas de acumulación importantes más cercanas (Figura 4.6). Las anomalías locales que muestra esta superficie se interpretaron como causadas por flujos laterales subsuperficiales de fluidos con metales (*i.e.*, Cu), desde las áreas fuente a las áreas de acumulación. Tales áreas se identificaron por coincidencia y proximidad de pares de anomalías en la superficie calculada SL_T^0 .

Comparación con otros estudios en la región. En Milpillas, la disposición de las zonas de hematita en el capote lixiviado, y la geometría de los cuerpos de calcocita y óxidos de Cu actuales, indican al menos cuatro posibles ciclos intermitentes de lixiviación, redistribución y enriquecimiento supergénico de Cu (ver Capítulo III.3). Las estructuras *Basin and Range* ejercieron algún control sobre la redistribución del cobre durante cada ciclo. El último ciclo es el que pudo haber tenido el gradiente geohidrológico más pronunciado, y es el responsable de la

destrucción parcial de los horizontes mineralizados previamente formados, y de la fuga de soluciones cupríferas supergénicas.

Un estudio de balance de masa efectuado para Cananea (Virtue, 1996), reporta solamente dos ciclos principales de enriquecimiento que dieron como resultado una ley enriquecida promedio de ~0.7% Cu en ese yacimiento. Además estimó que antes de la exposición del techo de la zona mineralizada hipogénica al intemperismo, se tuvo que erosionar una columna vertical de roca estéril entre 1.0 y 2.0 km (tal vez un mínimo). También calculó que una columna original mineralizada de 400 m de altura fue lixiviada, de los cuales 300 m ya fueron erosionados y solo 100 m están preservados. El resultado de su estudio indica que el cobre que se fugó del sistema es insignificante (<1% Cu movilizado por los fluidos supergénicos). Casi la totalidad del Cu redistribuido por los procesos de intemperismo fue fijada eficientemente en el horizonte supergénico (*i.e.*, un sistema cerrado).

Por otro lado, un estudio de balance de masa para Mariquita (Woodburne, 2000), indica también dos ciclos de enriquecimiento para este yacimiento. El resultado obtenido sugiere que la zona supergénica actual de Cu pertenece al segundo ciclo, el cual fue incompleto y dio como resultado una ley enriquecida promedio de ~0.4% Cu para los cuerpos enriquecidos en este yacimiento. Esta zona pudiera correlacionarse con el último ciclo (que fue incipiente) en la zona más profunda de Milpillas, ambos con ley semejante (baja). Claramente los niveles de preservación y de erosión en los tres yacimientos son distintos. También es probable que los dos ciclos principales reportados en Cananea y en Mariquita correlacionen con los dos últimos ciclos de Milpillas. Por tanto, no se descarta que los dos primeros yacimientos fueran expuestos al intemperismo tardíamente.

Limitaciones del método empleado. La debilidad principal de los estudios

de balance de masa es que se basan en premisas que son burdamente representativas de la realidad de los yacimientos, y en algunos casos pueden llegar a no serlo. La principal limitación es que se asume uniformidad vertical en la ley hipogénica, y pocos yacimientos se aproximan a esa configuración, siendo Milpilllas un buen ejemplo de aproximación cercana. La premisa inicial de un sistema cerrado también representa un factor de incertidumbre. Sin embargo los resultados globales, obtenidos apropiadamente, representan hasta ahora las mejores aproximaciones posibles para determinar los parámetros de interés (alturas de columna y volúmenes de Cu removilizado).

Una limitación importante en este estudio es que el balance de masa resultante en Milpilllas se calculó a partir del Cu retenido en el horizonte supergénico actual, asumiendo que está completo, cuando en realidad está parcialmente destruido; *i.e.*, está lixiviado en más de 15% de su volumen original, lo cual representa al menos unas 150,000 Tm de Cu adicionales a lo considerado. Esta masa perdida pudiera agregarse a las alrededor de 270,000 Tm de Cu fugadas del sistema, calculadas antes. También permite suponer que el Cu que escapó del sistema, en caso de haber sido retenido en alguna concentración exótica, agregaría al tamaño potencial de los posibles blancos, e incrementar el interés por explorarlos. Además, el balance realizado no considera la porción de Cu supergénico del *quasi-protore* que fue compensada (descontada) de las leyes del *protore*, para hacer a este último representativo de la ley de Cu original. Dicha compensación fue realizada siguiendo las reglas del balance de masa químico. En el Apéndice D3 se describe la forma en que se calculó el efecto supergénico y como se realizó su compensación en la ley de Cu en sulfuros hipogénicos (dominio mineral SULP) del yacimiento. Aunque dicha porción representa una cantidad poco

importante de Cu, de cualquier modo implica que este estudio es un balance conservador y refuerza la idea de una cifra mínima.

IV.3.1 Utilidad en exploración

Los estudios de balance de masa químico tienen mucha utilidad en el modelado de yacimientos supergénicos de Cu y también sirven como una herramienta eficaz en exploración. En particular, la interpretación de las superficies SLT⁰ y SLT sirvió para conocer las trayectorias de posible redistribución del Cu y los sitios de acumulación en el yacimiento Milpillas. El análisis de balance de masa realizado partió de un modelo numérico para comparar la masa total de Cu contenida en el estado inicial u original del yacimiento, con el Cu redistribuido en su estado final (químicamente diferenciado, lixiviado, y enriquecido) subdividido por el paleo-nivel freático. En el caso de un sistema cerrado (y completo) el balance de masa debió arrojar un resultado muy cercano a cero. Sin embargo, al comparar el Cu contenido en el sistema hipogénico original, con el retenido en zonas de acumulación dentro del sistema supergénico, se obtuvo la cantidad de Cu faltante.

Este tipo de análisis es de particular importancia en exploración cuando algún sistema se conoce solo parcialmente, como en este caso, o cuando no se tiene acceso a una porción del mismo yacimiento, que contiene mineralización adicional. El volumen de Cu faltante puede interpretarse como una porción desplazada del yacimiento o puede ser una porción oculta, aun sin descubrirse. Otra posibilidad es que la migración lateral de fluidos supergénicos con Cu haya sido significativa y, que el resultado negativo del balance de masa, implique la formación de posibles concentraciones exóticas importantes en el área cercana. Un criterio de exploración en otros casos es: cuando la suma total del Cu contenido en el sistema supergénico

y los depósitos exóticos conocidos, sea menor que el Cu total contenido en el *protore*, entonces hay buenas posibilidades de encontrar depósitos exóticos adicionales, y/o sectores ocultos del sistema.

La migración del Fe normalmente es muy limitada debido a que los hidróxidos de Fe (goethita) son por lo general muy insolubles. Sin embargo, en perfiles supergénicos los fluidos reducidos son capaces de movilizar Fe a cierta distancia de la fuente y provocar zonas con altos en densidad, en las áreas de precipitación. Así, los estudios gravimétricos detallados, sobre capotes lixiviados expuestos, pueden servir para definir áreas fuente y zonas con densidad relativamente altas. Este criterio de exploración también puede servir para la búsqueda de cuerpos exóticos (Mote *et al.*, 2001).

IV.3.2 Determinación de fuentes y conductos de soluciones supergénicas

Los estudios de balance de masa de los sistemas supergénicos consideran las fuentes y trayectorias de redistribución de Cu, así como sus sitios de acumulación, de manera análoga a la estrategia utilizada en la exploración petrolera. Es decir, identificando la roca generadora, la trayectoria de migración y el receptáculo final o trampa (zona de acumulación). La principal diferencia es que en los estudios de sistemas supergénicos, en lugar de indicadores orgánicos, se utilizan cálculos geoquímicos y balances que involucran ensayos, densidades y la geometría en el espacio, los cuales definen volúmenes de subsistemas interrelacionados (Mote *et al.*, 2001). Para determinar todos esos parámetros se construyen modelos geoquímicos tridimensionales a nivel de distrito con ayuda del *software* apropiado, comprendiendo información principalmente de mallas de barrenos (Figura 4.1).

Áreas fuente y acumulación. Las áreas fuente se caracterizan por fijación imperfecta (deficiente) del Cu, así como por reemplazamiento limitado de sulfuros hipogénicos y/o fuga de Cu del sistema. En contraste, las zonas de acumulación son porciones del horizonte enriquecido donde la fijación del Cu es alta. Cuando en un capote lixiviado la ley de Cu es muy baja (<0.1%) y relativamente constante, es indicación que la lixiviación de Cu fue casi completa. Esto se presenta en las áreas fuente cuando la mineralogía existente es poco reactiva y/o presenta alto potencial de generación de ácido.

En un análisis estadístico de ley de Cu del horizonte enriquecido (b) y la magnitud del flujo lateral tiende a aparecer una correlación directa entre ambos parámetros. Es decir, entre menor es la ley del horizonte, más grande es el flujo lateral negativo y viceversa. Esto es indicación que en las áreas fuente el Cu movilizado no fue fijado en el horizonte enriquecido y escapó por la red de trayectorias de fuga y/o el paleo-drenaje circundante. Las leyes bajas del horizonte enriquecido tienden marcadamente a corresponder a las áreas fuente. Según los lineamientos del balance de masa, en las zonas sin flujo lateral se considera que todo el Cu movilizado fue fijado causando que las leyes del horizonte sean altas. Una correlación similar se observa al analizar los espesores delgados del horizonte enriquecido los cuales coinciden con las bajas leyes de Cu y viceversa. En las áreas fuente existe una correspondencia espacial de la ley del horizonte (b) baja, y su espesor (B) delgado. Esto indica que el desarrollo incompleto del horizonte en términos de espesor-ley, está relacionado a fijación imperfecta y, en consecuencia, al transporte lateral del Cu (Mote *et al.*, 2001).

Los análisis microscópicos de texturas de reemplazamiento en las zonas fuente muestran solo delgados y débiles bordes de calcocita reemplazando a

bornita, calcopirita y pirita (Figura 3.4a). Esta observación confirma el criterio de fijación imperfecta (limitada) mencionado. En contraste, en las zonas de acumulación, las texturas indican un reemplazamiento de los sulfuros por calcocita ya sea completo o de bordes gruesos (Figura 3.4b), indicando una perfecta fijación de Cu. Un incremento en la permeabilidad podría incrementar las velocidades de los fluidos supergénicos y, como resultado, disminuir el tiempo de residencia de los iones de Cu en contacto con los sulfuros hipogénicos. Como consecuencia, en las áreas fuente, las soluciones escaparán del área hipogénica del depósito antes de que el Cu en solución acuosa sea fijado. En contraste, en las zonas de acumulación la permeabilidad es menor, propiciando un movimiento más lento de los fluidos cupríferos, suficiente para provocar un reemplazamiento más completo de los sulfuros hipogénicos.

Trayectorias de flujo. Las trayectorias de flujo son determinadas por correlación (asociación espacial) entre las áreas fuente y los sistemas estructurales que controlan la permeabilidad. Para confirmar este criterio se verifican estos últimos sitios en los bordes del yacimiento, buscando evidencia mineralógica de escape de fluidos ácidos fuera del sistema, en ambientes de paleo-manantiales. La mineralogía indicativa pueden ser vetillas de alunita y jarosita supergénicas de grano fino y textura porcelanacea. También la presencia de vetillas rellenas con laminaciones de goethita, jarosita y alunita. En este último caso, cada banda se interpreta como resultado de diferentes eventos de escape de fluidos con un pH distinto que condiciona la especie mineral que precipita (Alpers y Brimhall, 1989).

Una unidad de roca encajonante, ubicada en la periferia del sistema de pórfido que esta alterada (debiendo estar casi fresca) a minerales arcillosos (e.g., caolinita-sericita supergénicas) es evidencia de bastas cantidades de fluidos

supergénicos, de bajo pH, que pasaron a través de ella. Las áreas del capote lixiviado, con altos en la densidad global de la roca, se interpretan que fueron causadas por la acción de fluidos ácidos reducidos, ricos en Fe, que se movieron (o escaparon) a través de estas áreas. Dichos fluidos, al oxidarse, precipitaron goethita, sulfatos de K (*i.e.*, jarosita, alunita) en vetas y ferricretas que aumentan la densidad original de la roca. Una vez construido el modelo de balance de masa y configurada la superficie SLT^0 , un criterio que define las trayectorias dentro del sistema es la correspondencia espacial entre la zona fuente, y la acumulación importante más cercana dentro de las porciones adyacentes a la primera. En la Figura 4.6 se muestra un plano con la definición de ambos tipos de zonas, que resultaron de este estudio en Milpillás.

IV.3.4 Predicción de sitios favorables para concentración exótica de Cu

El modelado por balance de masa permite correlacionar las concentraciones exóticas periféricas al sistema mineralizado con la fuente de éstas (*i.e.*, el yacimiento). Dicha correlación se obtiene en términos de volumen de Cu removilizado (estimaciones semi-cuantitativas), y dirección de transporte, comparando los contenidos de la zona fuente con las zonas de acumulación (Figura 4.6). La mineralización de óxidos exóticos de Cu se precipita y concentra a lo largo de paleocauces, a partir de fluidos supergénicos que precipitan su contenido metálico. Esto último se produce cuando en esos sitios se alcanzan las condiciones requeridas de Eh, pH, por neutralización y/o saturación. Las concentraciones se alojan en diversas rocas reactivas incluyendo roca fresca fracturada o alterada y aluviones. Los sitios naturales de acumulación importante son la proximidad del contacto aluvión-roca (substrato rocoso) e incluyendo ambos medios (*e.g.*, La

Exótica o Mina Sur, Damiana, e Ichuno, en Chile). También se pueden formar concentraciones solamente en aluvión (e.g., El Tesoro, Chile; y El Pilar, Sonora) o solamente en roca fracturada (e.g., Carlota, Arizona).

La predicción de sitios favorables para formación de acumulaciones exóticas de Cu y la determinación de probabilidades requiere el modelado de balance de masa del sistema completo. Las áreas fuente conocidas, de magnitud significativa (dentro del sistema) resultan de particular utilidad cuando no hay una relación demostrable con áreas de acumulación conocidas en el horizonte supergénico. El modelado de balance de masa fase II (ver Capítulo IV.3) permite cuantificar el flujo lateral de Cu liberado del capote lixiviado, pero no fijado en el horizonte supergénico (*i.e.*, igual a la magnitud del flujo negativo), y disponible para mineralización exótica. Si como resultado de las estimaciones se identifica una o más áreas fuente, y alguna de estas representa un contenido importante del Cu que pudo escapar, entonces los paleo-drenajes derivados de dicha área, constituyen el mejor potencial de exploración por depósitos exóticos. Las zonas favorables se pueden distribuir sobre estos paleo-cauces y presentar un zoneamiento de distintas paragénesis exóticas características de proximidad (o distales) a la fuente (Apéndice C1). Así, la mineralización exótica puede extenderse casi continuamente hasta distancias entre 6 y 8 km de dicha fuente.

Las estimaciones realistas (de tamaño del objetivo), para depósitos exóticos aún no descubiertos, requieren utilizar los medios más conservadores (e.g., el mínimo de Cu transportado lateralmente). En la práctica el descubrimiento de un depósito exótico nuevo, utilizando la metodología del balance de masa, proporciona un medio de validar las premisas, tales como extender la ley del *protore* constante hacia arriba y hasta las distancias involucradas. Por ejemplo, en el caso del

descubrimiento reciente del depósito Quebrada Turquesa en Chile (Mote *et al.*, 2001), una predicción de este tipo resultó acertada tanto en volumen mínimo posible de Cu contenido, como en señalar la ubicación más favorable del depósito.

PARTE V. MODELO DE EVENTOS HIPOGÉNICOS Y EVOLUCIÓN SUPERGÉNICA POST-MINERAL

El modelo reconstruido de los eventos que dieron lugar al yacimiento Milpillas comprende desde los inicios del magmatismo favorable a la mineralización cuprífera, hasta su estado actual. Estos eventos incluyen los magmáticos preminerales inmediatos y los intra-minerales (o simultáneos) que formaron la mineralización hipogénica, así como su evolución posterior supergénica (post-mineral). Los factores geológicos y tectónicos que favorecieron la evolución del magmatismo favorable (*i.e.*, evento Larámide) y dieron lugar a los yacimientos en Milpillas y Cananea pertenecen y son comunes a la metalogénesis regional en la gran provincia Larámide de pórfidos cupríferos de Arizona-Sonora-Nuevo México (Parte I). Entre dichos factores los más importantes fueron: (a) la subducción de bajo ángulo tipo andino y deformación asociada en la franja continental adyacente, (b) el engrosamiento cortical consecuente y la hidratación en la cuña astenosférica, y (c) el magmatismo asociado, oxidado y muy hidratado, de afinidad adakítica, cuyo emplazamiento y evolución (batolito Cuitaca-Tinaja y *stocks* de pórfidos, respectivamente) sucedieron en porciones someras de la corteza superior (Parte II) y teniendo cierto control estructural. Por otro lado la evolución post-mineral (etapa supergénica y su preservación; Parte III) fue resultado de la tectónica extensional del Terciario medio y tardío.

Etapas premineral e hipogénica. La mineralización hipogénica se desarrolló, espacial y temporalmente, ligada a la evolución del batolito polifásico Milpillas–Cuitaca. De acuerdo con las edades isotópicas disponibles (Parte II), el

proceso dio inició en alrededor de 68 Ma, cuando se comenzó a intrusionar dicho batolito. El emplazamiento tuvo lugar en varias fases de composición variada, durante poco más de 5 millones de años, y su evolución continuó a lo largo de su historia de enfriamiento, durante otro lapso de por lo menos igual duración. El evento mineralizante más relevante fue el desarrollo del *stock* polifásico de pórfidos, derivado del batolito, entre 64 y 58 Ma. Las condiciones de derivación (e.g., incremento de la presión de vapor y expansión por ebullición retrógrada) en las fases cuarzomonzónicas de pórfidos, fueron especialmente favorables para el fraccionamiento del Cu y Mo. Este último dio lugar a la mineralización-alteración temprana en su fase potásica, en por lo menos dos pulsos, evidenciados por la presencia de vetillas tipo A y EB. El *stock* de pórfidos al evolucionar en condiciones hidratadas, propició la reconcentración del Cu, Mo y otros metales afines (Zn, Pb, Ag, Au, etc.), dando como resultado las fases de mineralización-alteración (y brechamiento) fílica y argílica (Incisos I.2.1 y II.3.1) que marcaron el final del evento hipogénico. Es muy probable que este evento coincida con la etapa de máximo levantamiento y volcanismo asociado, sucedida en esta región en alrededor de 54 Ma (Capítulo II.1) ya que las rocas de esta edad presentan alteración argílica en su base.

Etapas post-mineral, enriquecimiento y preservación. La evolución post-mineral, a partir de ca. 53 Ma hasta el presente, fue determinante para lograr concentraciones de Cu importantes en este yacimiento. Destaca un período erosivo durante los ~18 millones de años subsecuentes, que fue interrumpido a los 34 Ma, cuando se comenzaron a depositar las ignimbritas de la Sierra Madre Occidental, evento que continuó hasta 25 Ma en la región de Cananea (Tabla I.4). Este intervalo de tiempo coincide con el inicio de la extensión en la provincia *Basin and*

Range (Capítulo I.4). Los sistemas de fallamiento extensivo, además de la erosión, facilitaron la exposición al intemperismo de los sistemas de pórfido mineralizados, lo cual dio lugar a los procesos de oxidación y enriquecimiento supergénico.

En el depósito mineral, los procesos supergénicos continuaron activos episódicamente entre ~28 y 7 Ma, asociados a las distintas fases extensionales del Oligoceno Tardío y del Mioceno. Estas últimas agudizaron las oscilaciones del nivel freático, y también contribuyeron al cambio regional a clima árido entre ~22–20 Ma. Bajo estas condiciones el nivel freático se abatió progresivamente, hasta llegar a una profundidad promedio total de ~500 m. Durante ese lapso, los procesos referidos fueron interrumpidos varias veces por volcanismo y sedimentación continental, y reanudaron otras tantas veces por exposición (de la zona mineralizada) asociada a nuevos pulsos de fallamiento extensional. Los procesos supergénicos finalizaron entre ~9–7 Ma cuando se formó el semi-graben Milpillás (Cuitaca Norte), provocando el hundimiento (por lo menos ~1 km) del bloque que contiene al yacimiento. Así, el yacimiento quedó sepultado en gravas sintectónicas del Grupo Sonora (Inciso II.1.1), con espesores entre 50 m y superior a 350 m, preservándolo hasta la fecha. Además del sepultamiento, los procesos supergénicos se suspendieron al elevarse el nivel freático, hasta cerca de la superficie actual, cubriendo casi todo el capote lixiviado preservado.

V.1 Evolución estructural y su ubicación en el contexto del distrito Cananea

Los análisis estructurales efectuados en el distrito (Caddey *et al.*, 1999; Carreón-Pallares, 2002) y las aportaciones de este trabajo muestran que el emplazamiento de los batolitos y pórfidos mineralizados, presenta un control estructural importante. Las estructuras son fallas regionales preexistentes, que fueron reactivadas principalmente por la deformación Larámide (Inciso I.1.3, y

Apéndices A.3 y A.4). Las estructuras post-minerales, entre ellas las que constituyeron el semi-graben Milpillas, también presentan una actitud semejante a las grandes estructuras precedentes, principalmente las identificados en el basamento (Capítulo I.4), lo que sugiere un posible control por reactivación.



Figura 5.1. Afloramiento de los diques Campana (58.4 ± 0.6 Ma, K-Ar en biotita), ubicado unos ~ 6 km al SW del puerto de María sobre la carretera que baja a Cuitaca (Figura 4). Están encajonados en la granodiorita Cuitaca (color ocre claro) y tienen un rumbo $N45^{\circ}W$ con echado al SW, y un arreglo subparalelo. Estos diques se emplazaron muy cercanamente con los pórfidos mineralizados, cuando la granodiorita encajonante todavía se estaba enfriando.

Los conjuntos de estructuras regionales pre-Larámide, Larámide, y *Basin and Range* que se han identificado, y que presentan cierta asociación espacial y tal vez genética con la ubicación del yacimiento Milpillas son cuatro evidentes: (a) el lineamiento Cananea de orientación NW-SE; (b) el conjunto de fallas de orientación N-S que delimita el graben Cuitaca; (c) el lineamiento Ímuris-Milpillas de

orientación NE–SW, que separa transversalmente las cuencas (de graben) Cuitaca y Milpillas; y (d) las fallas de orientación NW–SE que delimitan el semi-graben Milpillas (Cuitaca Norte).

Lineamiento Cananea. Este lineamiento regional tiene orientación NW35°–40°SE y corresponde a un patrón estructural claramente premineral (e intramineral) que controló, al menos en parte, el emplazamiento de los batolitos Cuitaca-Tinaja y Milpillas–Cuitaca (El Chivato). En el sector central del distrito Cananea (Figura 2.1), el conjunto de pórfidos y otros cuerpos subvolcánicos laramídicos (*i.e.*, Fm. Mariquita) presentan una clara tendencia a lo largo de este lineamiento regional, que se extiende desde Nacozari, Sonora, hasta Silver Bell, en Arizona (Figura 3). Esta estructura regional se mantuvo activa durante el emplazamiento de los *stocks* de pórfidos mineralizantes en Cananea y Milpillas, y estuvo activo aun posteriormente, como lo evidencia la edad y la orientación del conjunto subparalelo regional de los diques Campana (Figura 5.1).

Conjunto de fallas N–S: graben Cuitaca. Las fallas post-minerales de orientación N–S se formaron entre ~22–17 Ma (Tabla I.4) y pertenecen al evento extensional *Basin and Range*. Dichas fallas limitan ambos bordes del graben Cuitaca (Figuras 4 y 2.1) y son anteriores a (y están desplazadas por) las fallas del lineamiento Imuris. Estas fallas se formaron simultáneamente con el depósito de la Formación Báucarit, cuya base contiene clastos de la granodiorita Cuitaca (Figura 5.2). Esta formación, cerca de su base, tiene intercalados derrames basálticos alcalinos que afloran en el borde noreste del semi-graben Milpillas, controlados por fallas de orientación N–S (Figura 2.1). Este patrón de fallas aflora ampliamente en todo el noreste de Sonora, delimitando las numerosas y amplias cuencas de graben con orientación común N–S. En Cananea las fallas con esta orientación son



Figura 5.2. Afloramiento de la Fm. Baúcarit cerca del contacto (por falla) en el borde SW del batolito Cuitaca-Chivato. Se observan capas basculadas $\sim 20\text{-}25^\circ$ con clastos intercalados de la granodiorita Cuitaca, la cual estaba ya expuesta al inicio del depósito de estos sedimentos.



Figura 5.3. Afloramiento de un “dique” clástico sobre una falla extensional *Basin and Range* orientada aproximadamente N-S, en capas de arenisca volcánica de la Fm. Mesa, sobre la carretera, en el tramo del puerto de María hacia Cananea.

frecuentes en la sierra del Cobre y porciones adyacentes (Figura 5.3). Las fallas que localmente bordean y desplazan al yacimiento Mariquita (Figura 2.1) en su parte oriental, también pertenecen a este conjunto de estructuras. Dichas fallas limitan a este yacimiento con la granodiorita Cuitaca al este (falla Este), y al oeste con el relleno del graben Cuitaca (falla Oeste). En Milpillas este patrón estructural, aunque está presente, no es predominante por la obliteración causada por los otros conjuntos de fallas más recientes y conspicuas.

Lineamiento Ímuris-Milpillas. Este lineamiento pertenece a un conjunto estructural regional de orientación NE-SW que afecta a todo el distrito Cananea y se repite en áreas vecinas formando zonas de acomodamiento que truncan las principales cuencas de graben *Basin and Range* de orientación aproximada N-S. Las fallas con orientación NE-SW claramente desplazan a las estructuras de orientación N-S, pero localmente están a su vez cortadas, y en parte desplazadas, por otras estructuras de orientación NW-SE recientes, que afloran sobre el borde sur del semi-graben Milpillas (Figura 2.3). Las cuencas del graben Cuitaca y Milpillas están separadas por una zona de acomodamiento delimitada por las fallas del lineamiento Ímuris-Milpillas. El yacimiento Milpillas está ubicado en la porción central de esta zona de acomodamiento, la cual está circunscrita por dos fallas orientadas NE-SW (Figura 2.1). Las fallas de este conjunto estructural afloran localmente dentro del área mineralizada, las principales son: la falla Milpillas Oeste, la falla Horcones y la falla La Cruz, las cuales presentan reactivaciones muy recientes, probablemente en el Plioceno, que cortan a las capas de gravas del Grupo Sonora (Inciso II.1.1).

Semi-graben Milpillas. Esta estructura de graben tiene una orientación NW-SE y en sus inicios parece haber correspondido con una prolongación del graben

Cuitaca hacia el norte. Posteriormente, cambió su rumbo hacia el NW, y después fueron separadas ambas cuencas por el lineamiento Ímuris-Milpillas. Tanto los afloramientos de la Formación Báucarit en los bordes de la cuenca Milpillas como los basaltos alcalinos intercalados en su base son parte de la evidencia de esta posible evolución. Dichos basaltos están asociados a estructuras de orientación aproximada N-S (Figuras 2.1 y 2.3). El semi-graben Milpillas se formó más recientemente que esos eventos, probablemente a partir del Mioceno Tardío (~9–7 Ma), con una orientación NW35°–40°SE a partir de la zona de acomodamiento Ímuris–Milpillas y con desarrollo hacia el noroeste de dicha zona. La orientación de las fallas de esta cuenca coincide con las del evento compresional Larámide, sugiriendo una posible reactivación (e inversión tectónica), al menos parcial, de ese conjunto estructural. Localmente, las fallas Hammer y Stanton, que delimitan ambos bordes del bloque estructural de *horst* (que aflora parcialmente) donde ocurre el yacimiento Milpillas (Figura 2.3), pertenecen a este conjunto de fallas.

Tanto las estructuras del semi-graben Milpillas, así como las correspondientes al lineamiento Ímuris–Milpillas, muestran evidencia de desplazamientos previos a los descritos, aunque difíciles de precisar con los datos disponibles. Sin embargo, ambos conjuntos de estructuras si muestran una clara evidencia de haber sufrido pequeñas reactivaciones, más recientes a las descritas, que están cortando a las gravas del Grupo Sonora.

Efectos del fallamiento post-mineral en los yacimientos. Muchos yacimientos de pórfido cuprífero de la provincia Arizona-Sonora actualmente se encuentran segmentados por fallas y separados en dos o más fracciones. Las fallas son frecuentemente de bajo ángulo y sus desplazamientos alcanzan desde cientos de metros hasta >5 km, principalmente al echado. Las edades relativas de los

desplazamientos comprenden casos post-mineralización hipogénica y post-mineralización supergénica, así como otros simultáneos con el enriquecimiento. Se tienen casos bien documentados en Arizona como Twin Buttes–Mission, San Manuel–Kalamazoo y Sacaton–Santa Cruz (Wilkins y Heidrick, 1995), y otros en Sonora como San Felipe (Calmus *et al.*, 1996) y La Caridad (Barra *et al.*, 2005; Valencia *et al.*, 2005). También se conocen casos de fallas de alto ángulo, de corrimiento a rumbo (*strike-slip*), que separaron fracciones de un mismo yacimiento, y actualmente se encuentran retiradas unas de otras por distancias que pueden alcanzar varios kilómetros, como los casos de Pinto Valley–Copper Cities y Sierrita–Twin Buttes, en Arizona (Wilkins y Heidrick, 1995) y, posiblemente Mariquita, Milpillas y Lucy en la región de Cananea (Carreón-Pallares, 2002). Por otro lado, existen evidencias que la actividad intermitente de muchas de estas fallas tuvo una influencia importante en los procesos de enriquecimiento observados y sus productos.

V.2 Ciclos de enriquecimiento supergénico y edades relativas

La mineralización supergénica del yacimiento se formó por procesos de lixiviación episódicos de larga duración a través de varios eventos de oxidación y enriquecimiento. Para efectuar la reconstrucción de esos eventos, además de la evaluación del capote lixiviado y de obtener los parámetros finales del enriquecimiento (Inciso III.2.3), se identificaron cada uno de los ciclos presentes en el perfil de intemperismo del yacimiento. También se determinaron sus tiempos relativos de inicio, la duración y la terminación de cada ciclo y sus posibles causas (y la evidencia), así como los probables factores que produjeron las interrupciones y su reanudación.

Durante la evolución supergénica post-mineral, los procesos de enriquecimiento, así como el zoneamiento vertical resultante, fueron progresivos, ubicándose en espacios cada vez más profundos del perfil de intemperismo. La reconstrucción de los posibles ciclos de enriquecimiento se realizó con base en la siguiente información: (a) la presencia de varios horizontes residuales, verticalmente superpuestos (repetidos) de antigua calcocita (*i.e.*, hematita viva + caolinita) en el capote lixiviado, (b) relaciones estratigráficas y geológicas de corte, asociación o superposición observadas en el perfil, respecto a la vecindad del yacimiento donde afloran rocas menos alteradas o frescas de edad conocida, (c) determinación geocronológica en alunita supergénica del área Zacatón adyacente, (d) relaciones entre esos datos y los eventos geológicos regionales de edad conocida, y (e) correlación con fechamientos de mineralización supergénica en otros yacimientos de este metalotecto.

Ciclos de enriquecimiento. En el perfil intemperizado y afloramientos de Milpillas existe evidencia de al menos cuatro posibles ciclos de enriquecimiento: *e.g.*, >35 a 28 Ma (en clima húmedo) y 19–17 Ma; ~13–11 Ma; y ~9–7 Ma (en clima árido). La duración de estos ciclos estuvo muy probablemente condicionada por las fases de tectónica extensiva (levantamiento y subsidencia), y por el volcanismo y sedimentación asociados en cada fase. Las varias estructuras *Basin and Range* pudieron controlar parcialmente la redistribución del cobre durante cada ciclo.

El primer ciclo supergénico es probablemente el de mayor duración, quizá el mejor desarrollado de todos, y parte de su evidencia quedó preservada en los afloramientos del capote lixiviado. Este ciclo pudo ocurrir entre *ca.* 35–28 Ma, cuando la parte superior de las zonas mineralizadas del depósito quedó expuesta por primera vez a los agentes del intemperismo, ya sea: (a) por erosión continuada desde el final del emplazamiento de los pórfidos y mineralización, y/o (b) por ‘destechamiento’

tectónico (*i.e.*, fallamiento de bajo ángulo) coincidente con el inicio de la extensión de tipo *Metamorphic Core Complex*. Este ciclo se desarrolló antes de ser interrumpido por sepultamiento en las ignimbritas de ~27–25 Ma, fechadas por el USGS (Gray *et al.*, 1997, reporte no publicado), que afloran en el área adyacente al norte de Milpillas.

El segundo ciclo corresponde con el horizonte de hematita viva-caolinita-jarosita (\pm alunita) que aflora en el área. La edad de este ciclo es de 19 a ~17 Ma, y fue determinada por geocronología de K-Ar en una muestra de alunita supergénica en afloramiento del área vecina del Zacatón (Inciso II.2.4). El enriquecimiento de este ciclo debió restablecerse cuando se terminó de erosionar la cubierta ignimbrítica sobreyacente, y pudo haber sido interrumpido brevemente por una nueva emisión de tobas. Éstas afloran, en la porción norte del área, como una delgada capa intercalada en un depósito aluvial.

El tercer ciclo es intermitente (Inciso II.2.3) y pudiera corresponder con las fases finales de la tectónica *Basin and Range* (*ca.* 13–11 Ma). En el perfil intemperizado existen varios lentes de hematita viva-caolinita-jarosita (\pm alunita), intercalados en la porción central (en columna vertical) del capote lixiviado. Dichos lentes, verticalmente superpuestos, conjuntamente forman un paquete irregular y su alternancia pudo deberse a un levantamiento intermitente, que provocó fluctuaciones en el nivel freático local, durante las fases finales de la tectónica *Basin and Range* (*ca.* 13–11 Ma). Es probable que como resultado final de este ciclo se haya formado el horizonte de mineralización supergénica actual.

El cuarto y último ciclo supergénico es muy reciente (*ca.* 9 a 7 Ma) y es incipiente (incompleto). Este probablemente coincide con un levantamiento previo a la apertura del Golfo de California, y fue desarrollado probablemente como resultado de ese levantamiento. Se trata de un ciclo incompleto que se asume fue interrumpido por

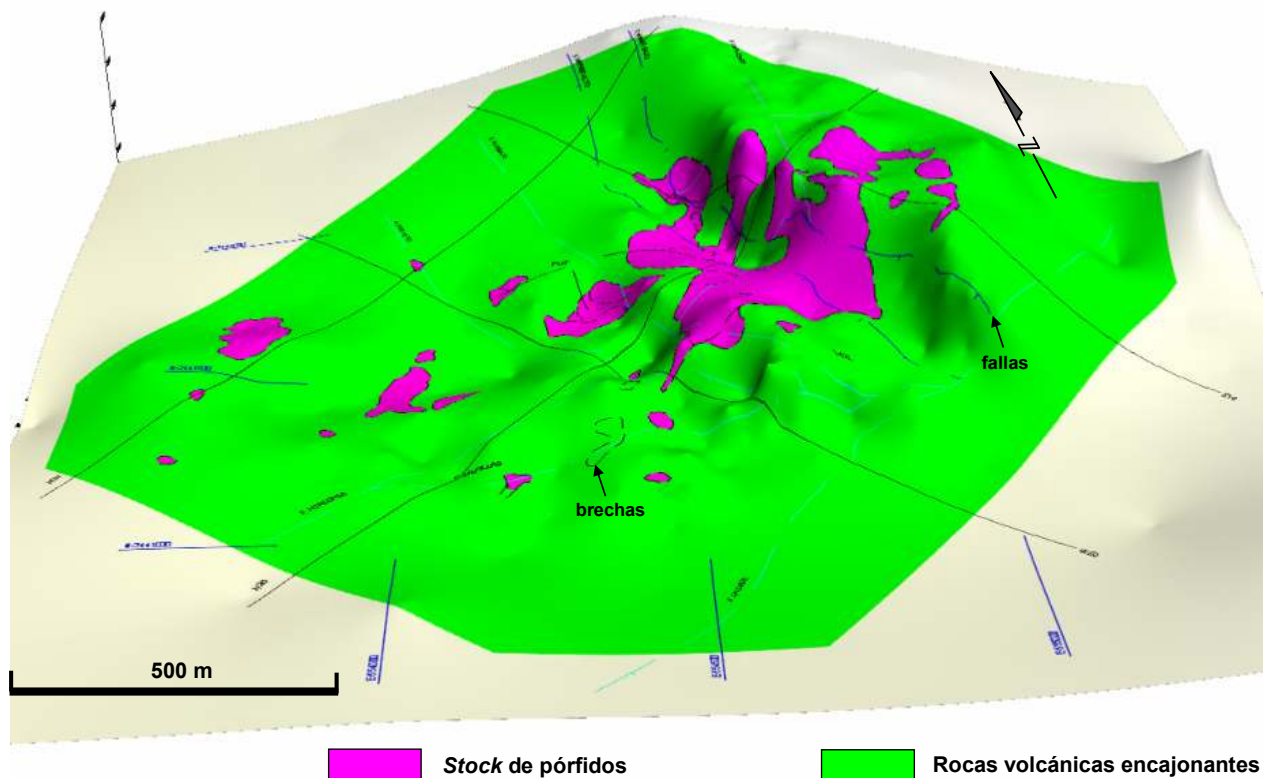


Figura 5.4. Isométrico del relieve y la geología del substrato rocoso debajo de las gravas en el yacimiento Milpillas, reconstruido con datos de barrenos. La zona mineralizada coincide muy cercanamente con la distribución de los pórfidos. Esta topografía, ahora sepultada, corresponde con el relieve que existía hace ~7-9 Ma antes de la formación del semigraben Milpillas, y muy probablemente con el último ciclo de enriquecimiento. El nivel de erosión observado es moderado, se estima que la cúpula del stock de pórfidos pudo haber estado unos 750 m por encima de esta superficie.

hundimiento (o colapso) y sepultamiento del yacimiento en las gravas sintectónicas al formarse el semi-graben Milpillas (Figura 5.4). Este último ciclo supergénico es el que pudo haber presentado el mayor gradiente hidrológico de todos. Por lo mismo, este ciclo es muy probable que haya sido incompleto, ya que los cuerpos de calcocita actuales están parcialmente destruidos (*i.e.*, en parte oxidados y en parte lixiviados). Dicho gradiente y destrucción también pudieron favorecer la fuga de soluciones del sistema supergénico (confirmada en el estudio de balance de masa; Parte IV). Además, por debajo de los cuerpos minerales supergénicos, existen delgados horizontes incipientes (~0.3–0.8% Cu) de calcocita verticalmente

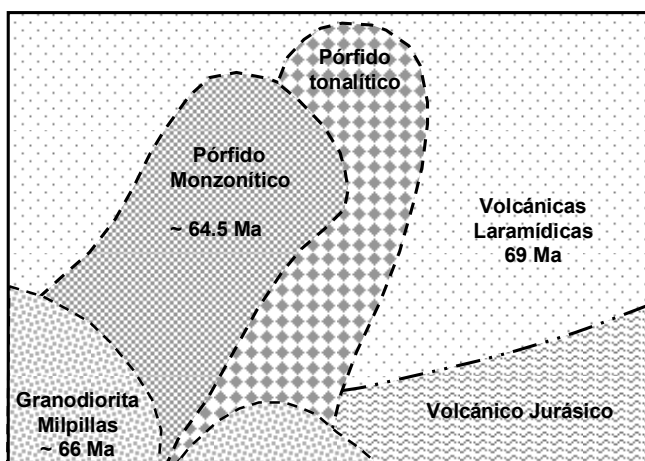
superpuestos entre sí. El Cu depositado en dichos horizontes pudo provenir de la destrucción parcial de los cuerpos supergénicos principales. Estos eventos necesariamente debieron suceder previamente al sepultamiento en gravas que, además, pudo coincidir con la elevación del nivel freático por posible hundimiento. Éste último causó la sumersión total de los cuerpos minerales (ya que el nivel freático está a sólo ~50 m de la superficie actual) y la terminación definitiva del proceso supergénico en este sector del graben.

V.3 Reconstrucción de eventos hipogénicos y evolución post-mineral

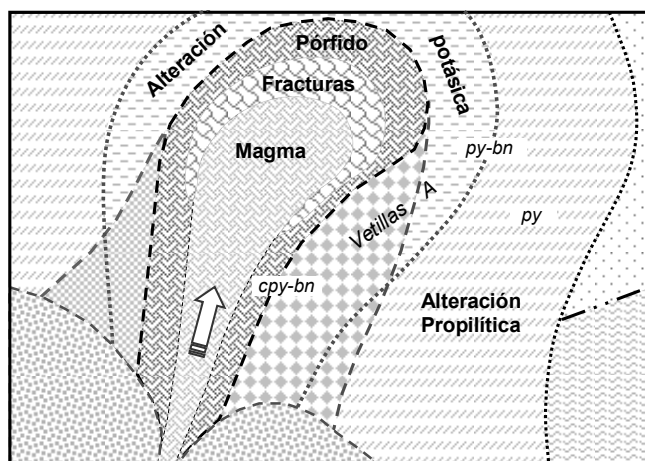
La evolución hipogénica del yacimiento Milpillas estuvo íntimamente ligada a la naturaleza del magmatismo Larámide y a la tectónica. Implica a la fuente del magma, el emplazamiento de batolitos y pórfidos mineralizados derivados de estos, así como el volcanismo cogenético precedente y posterior. En particular, la integración y progreso del sistema termodinámico hidrotermal que se generó en y alrededor del stock de pórfidos mineralizados. Los factores más útiles a determinar para reconstruir la evolución hipogénica fueron los distintos pulsos magmáticos, reflejados en el *stock* de pórfidos, así como las distintas relaciones de corte entre estos, las vetillas, y las brechas, al igual que las vetillas de distintos tipos entre sí y con las brechas, así como la mineralogía asociada de mena-ganga y alteraciones. La mayoría de estos factores se analizaron en los Incisos II.3.1 y II.3.2, y en los capítulos precedentes.

V.3.1. Modelo de evolución hipogénica

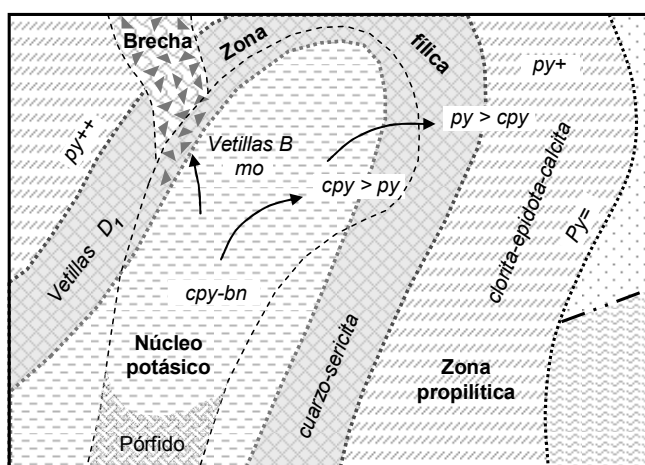
La mineralización primaria en el yacimiento Milpillas comparte la misma petrogénesis magmática, posición estratigráfica, y evolución tectónica pre-mineral e



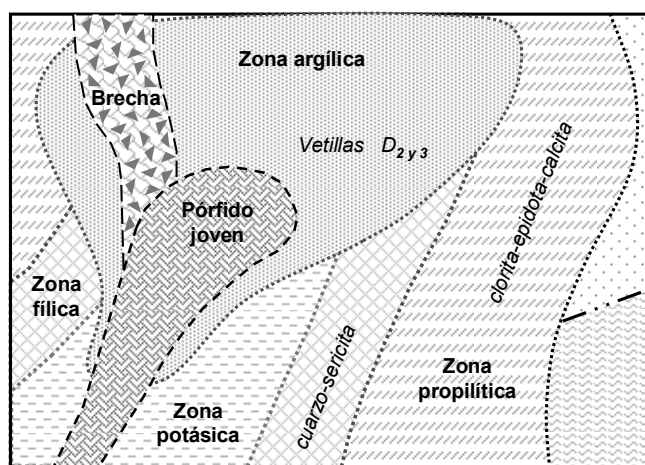
(a) Etapa magmática pre-mineral
Roca encajonante y plutonismo



(b) Etapa transicional intra-mineral (~64 Ma)
Pórfido productivo y alteración temprana



(c) Etapa hidrotermal intra-mineral (~63 Ma)
Brechamiento, mezcla de fluidos y alteración



(d) Etapa tardía, intra y post-mineral. Alteración argílica, pórfido joven y brechas freáticas

Figura 5.5. Modelo de evolución hipogénica del yacimiento Milpillas. Secciones idealizadas mostrando la reconstrucción secuencial para las cuatro etapas principales descritas en el texto. La escala aproximada representada en los esquemas es de 2.0 km en la horizontal y 1.5 km en la vertical. La profundidad calculada (Parte 4) del techo del pórfido productivo (b) a la paleosuperficie estuvo entre 1.0 y 1.5 km, como mínimo.

intra-mineral, que formó los grandes yacimientos en el distrito de Cananea. Asimismo, el carácter petrogenético de los pórfidos productivos (Capítulo II.2), su evolución y modelo de alteración-mineralización son semejantes a los de otros depósitos laramídicos en esta provincia metalogenética. Por otro lado, las etapas evolutivas de la formación del yacimiento también son similares en naturaleza,

tamaño e intensidad (y muy completas) respecto a las de otros yacimientos cordilleranos típicos como El Salvador en Chile (Clark, 1993; Gustafson y Quiroga, 1995). Milpillás solamente presenta algunas variantes menores al modelo tipo (ver Tabla II.7). Las etapas principales (Figura 5.5) son las siguientes:

Etapas I, magmática (premineral). En esta etapa el arco magmático larámide se ubicó sobre la región de Cananea (ca. 73–68 Ma) dando lugar a una gruesa secuencia volcánica que es la principal roca encajonante de los pórfidos. Entre 69 y 65 Ma esta secuencia fue intrusionada por el batolito monzodiorítico a granodiorítico Milpillás–Cuitaca, el cual posee características petrogenéticas favorables a la mineralización cuprífera. Durante la etapa temprana de su evolución estimada en ~2.5 millones de años, dicho batolito produjo en Milpillás al menos dos fases de pórfidos moderadamente y poco favorables de composición tonalítica y monzonítica respectivamente (Figura 5.5a). A esta etapa están asociadas escasas vetillas tipo A y EB (tempranas).

Etapas II transicional (intra-mineral). Durante esta etapa el batolito Milpillás–Cuitaca produjo un pórfido cuarzomonzonítico (con afinidad adakítica) productivo de mineralización cuprífera, el cual se emplazó sobre los dos primeros a 64 Ma. Este *stock* de pórfido, una vez emplazado, evolucionó (en ~64 Ma) por expansión (refusión) y cristalización, y causó un patrón de alteración potásica-propilítica con mineralización hipogénica de Cu diseminado predominante. Esta última se concentró en y alrededor del núcleo del sistema mineralizante (Figura 5.5b), asociada con algunas vetillas superpuestas tipo B (transicionales) con molibdenita, casi de la misma edad (Figura 5.6).

Etapas III hidrotermal (intra-mineral). En esta etapa el pórfido productivo continuó su evolución, y produjo brechamiento freatomagmático (por presión de los



Figura 5.6. Afloramiento del capote lixiviado jarosítico encajonado en la granodiorita Cuitaca sobre la mina María, ubicado sobre la carretera. Se observan numerosas vetillas tipo “B” (conjugadas) y “D” (verticales subparalelas), afectadas (desplazadas) ligeramente por los efectos extensionales *Basin and Range*.

volátiles) que causó la ruptura del techo del sistema magmático, iniciando así la penetración y mezcla de agua meteórica al sistema mineralizado. De este modo se formaron las soluciones hidrotermales ácidas, capaces de removilizar, concentrar y redepositar los metales (de las etapas previas) y provocar la alteración filica-argílica (con vetillas tipo D) en la roca encajonante (Figura 5.6). Sus efectos reconfiguraron el zoneamiento mineralógico, creando una nueva distribución superpuesta a la original (Figura 5.5c).

Etapas IV. Tardía (intra y post-mineral). Durante esta etapa la acidez se incrementó en el sistema hidrotermal con nuevo y abundante influjo de agua meteórica, causando la alteración argílica avanzada principal (y pervasiva). Ésta etapa evolucionó con el tiempo, al enfriarse el sistema, hacia una fase geotermal todavía ácida, que produjo las brechas freáticas ya descritas antes (Inciso II.3.1.3). En esta fase terminal también se emplazó un pórfido tardío (o pórfido joven) poco favorable a la mineralización y con escasas vetillas (*i.e.*, por energía mínima) (Figura 5.5d).

V.3.2. Modelo de evolución supergénico post-mineral

Los eventos reconstruidos para el modelo de evolución post-mineral, estuvieron condicionados y en gran medida controlados por la tectónica extensional del Terciario medio y tardío (Capítulo I.4). Las distintas fases extensivas indujeron la exposición del yacimiento y el inicio de los procesos supergénicos, su interrupción o reanudación, y la preservación del horizonte ya formado. Para realizar una reconstrucción fundamentada fue necesario definir, con una certeza adecuada, los cinco aspectos siguientes: (a) determinar si el sistema mineralizado original de tipo pórfido cuprífero está completo, o si fue fragmentado y separado,

conociéndose actualmente solo una parte; (b) precisar el nivel de erosión actual del sistema mineralizado, determinando la altura original reconstruida de la columna mineralizada (superficie SL τ); (c) aclarar si el yacimiento se comportó como un sistema cerrado o si hubo fugas significativas de Cu, y cuantificarlas; (d) realizar una estimación de la columna total erosionada (balance de masa rocosa), y así poder determinar cantidad y la tasa de erosión; y (e) establecer el tiempo de inicio de los procesos supergénicos, duración y terminación, así como los de interrupciones y posibles repeticiones (ciclos subsecuentes). La gran mayoría de estos aspectos se trataron con detalle en los capítulos precedentes y en la Parte IV. Las principales etapas evolutivas reconocidas son:

a) **Etapla post-mineral temprana.** Esta etapa es posterior al evento mineralizante principal (ca. 64–55 Ma) y alteración hipogénica asociada en Milpilllas y Cananea. En esta región el volcanismo continuó con domos y pórfidos riolíticos (54.2 \pm 0.2 Ma) que intrusionaron una unidad de flujos tobaceos (y domos) dacíticos de menos de 58.4 Ma (Capítulo II.1). Estas emisiones piroclásticas, con varios cientos de metros de espesor, cubrieron y sepultaron aun más a la mineralización hipogénica previa.

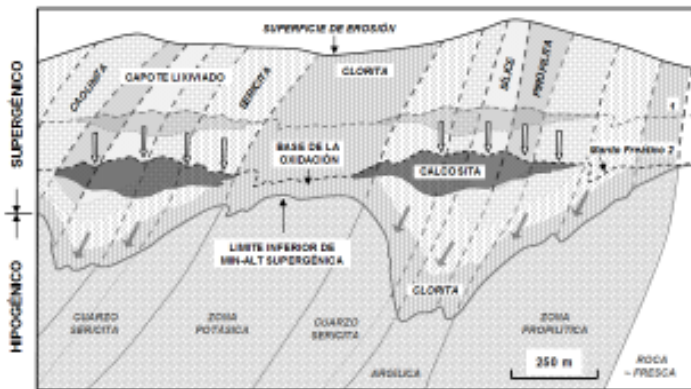
b) **Etapla transicional–levantamiento y erosión.** Inmediatamente después de la depositación y del levantamiento compresivo final, la erosión debió comenzar a denudar la columna volcánica que cubrió los pórfidos mineralizados. Se considera un período erosivo porque en ese lapso (entre ca. 45–37 Ma) no se conocen rocas de estas edades en esta región. Se considera transicional porque marca el cambio entre la tectónica compresiva Laramídica y la extensiva relacionada a la Sierra Madre Occidental. Para exponer la cima de la zonas

mineralizadas al intemperismo fue necesaria la erosión de una columna sobreyacente de roca encajonante de por lo menos 2 km (y hasta 2.5 km o más).

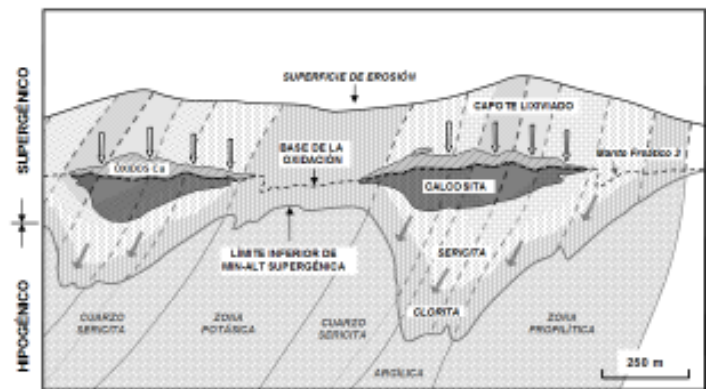
Aunque en la región de Cananea y Milpillas no se ha probado la existencia de la fase extensiva dúctil, si existe evidencia de ella en áreas adyacentes muy cercanas (Inciso I.4.1). Además, las fallas normales de alto ángulo preexistentes fueron reactivadas por la extensión (Caddey *et al.*, 1999; Carreón-Pallares, 2002). Así, es probable que la denudación tectónica, por efecto de las fallas normales de bajo y/o alto ángulo, contribuyera a la rápida exhumación y exposición (por primera vez) de la mineralización hipogénica a condiciones oxidantes.

c) **Enriquecimiento supergénico.** En esta etapa la mineralización hipogénica se enriqueció por procesos progresivos de intemperismo activos, en forma episódica, durante un amplio intervalo de tiempo. Se estima que dichos procesos se establecieron entre ~35 y 28 Ma y culminaron entre ~9 y 7 Ma (Capítulo V.2). En la Figura 5.7 se muestran esquemas que ilustran las fases principales o ciclos evolutivos reconstruidos para esta etapa supergénica post-laramídica del yacimiento. A través de dichos ciclos, los minerales de cobre hipogénicos de baja ley del depósito se concentraron substancialmente en el horizonte final de enriquecimiento supergénico. Las características principales de cada ciclo, sus causas y sus edades más probables se trataron en detalle en los Capítulos III.3 y V.2.

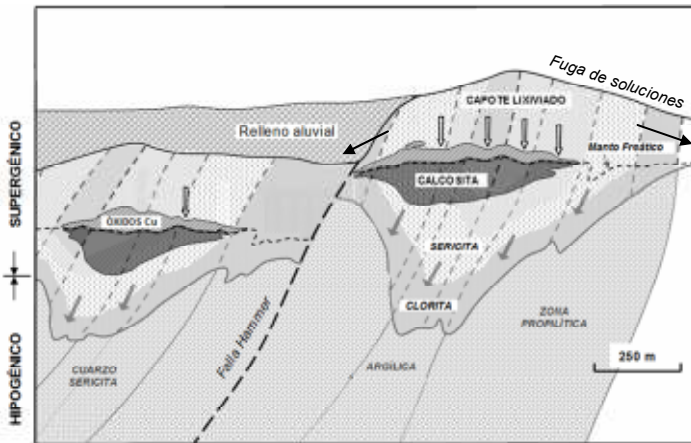
d) **Fallamiento y rotación.** Después de los primeros ciclos (Figura 5.7a y b) asociados a la extensión *Basin and Range*, se desarrolló una nueva e importante fase de fallas extensionales y relleno aluvial sintectónico, probablemente asociada a la etapa de pre-apertura del Golfo de California. Ese relleno fue depositado en las cuencas de graben, así formadas (Figura 5.7c) y cubrió parcialmente los horizontes



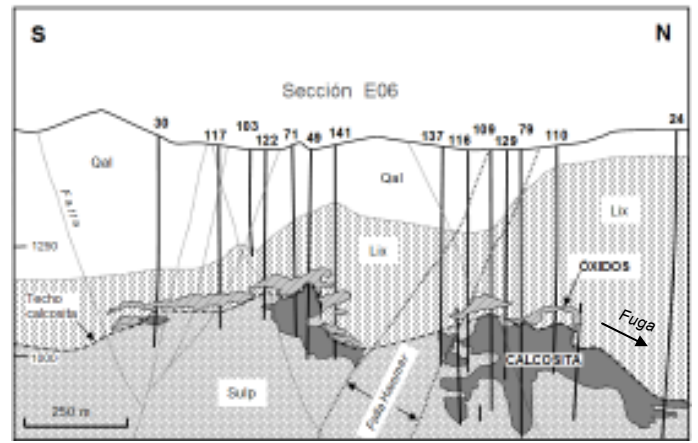
(a) Erosión, exposición a lixiviación, y enriquecimiento de calcosita. Desarrollo de nuevo patrón superpuesto de alteración supergénica por interacción con los fluidos ácidos. El descenso del paleo-nivel freático del 1er ciclo (> 35-28 Ma), causó el 2º ciclo (19-17 Ma).



(b) Erosión subsecuente y mayor descenso del nivel freático. Se propició un tercer ciclo (~13-11 Ma), el nuevo manto de calcosita fué de mejor ley de Cu y mayor espesor. La porción superior del manto de calcosita se reemplazó a óxidos de Cu (sulfatos).



(c) Cuarto ciclo de enriquecimiento (~ 9-7 Ma). El sector sepultado en gravas se preservó de mayor oxidación. La lixiviación y erosión continúan en el sector aflorante, iniciando un nuevo ciclo.



(d) Fallamiento y relleno aluvial. Mayor desarrollo del sector norte y destrucción parcial de horizontes de óxidos y calcosita. Los cuerpos se preservaron por sepultamiento total en gravas (Qal).

Figura 5.7. Modelo de evolución post-mineral que detalla las etapas evolutivas que produjeron la mineralización supergénica del yacimiento Milpillás.

de calcocita. El nuevo relieve (bloques elevados) causó un gradiente geohidrológico pronunciado que facilitó la fuga de soluciones (Figuras 5.7c y d) y destrucción de los cuerpos preexistentes.

Los desplazamientos por fallas, tanto las reactivaciones de las preexistentes como las de nueva formación, causaron el desmembramiento de muchos de los yacimientos en el distrito, y cierta rotación (10 a 12°) de los mismos (Caddey *et al.*,

1999; Carreón-Pallares, 2002). Este fallamiento, en algunos casos, también causó la exposición inmediata de los depósitos minerales a la erosión y la subsiguiente destrucción parcial o total de esos yacimientos. Por ejemplo, el depósito de Cu exótico (o fuente) de donde se derivó el yacimiento El Pilar (Figura 3), dejando como remanente solo las raíces profundas de ese depósito, expuestas en los bordes del afloramiento.

e) **Sepultamiento y/o preservación.** En Milpillas los bloques mineralizados fueron solo ligeramente rotados y desplazados considerablemente hacia abajo por las fallas post-minerales. El último desplazamiento vertical fue de un mínimo de ~600 m. Los cuerpos mineralizados ya enriquecidos, y una porción remanente del capote lixiviado, quedaron sepultados por debajo del material de relleno aluvial reciente semiconsolidado (gravas del Grupo Sonora), siendo preservados de una erosión avanzada y/o destrucción (lixiviación) por el hundimiento y sepultamiento antes referidos (Figura 5.7d).

DISCUSIÓN

La tectónica cordillerana de fines del Mesozoico, en la provincia cuprífera Sonora–Arizona, tuvo una influencia importante en la metalogénesis de yacimientos de tipo pórfido cuprífero. Esta influyó desde que produjo la columna de rocas volcánicas encajonantes, en la generación y emplazamiento de los plutones generadores, durante el evento mineralizante, y en el desarrollo post-mineral que alteró y modificó los yacimientos. La problemática vigente sobre este tema incluye varias líneas de investigación:

(a) determinar los factores geológicos favorables que condicionan o favorecen las mega-concentraciones de Cu en algunos distritos de tipo pórfido cuprífero. Parece definitivo que el ambiente tectónico convergente, el régimen compresivo, la petrogénesis magmática asociada, su persistencia en el tiempo, el espesor y tipo de corteza, y las estructuras preexistentes están entre los más importantes.

(b) confirmar el origen magmático para la fuente de los metales como el Cu, Mo, y Au. La forma como se incorporan los metales al magma fértil y su generación, así como las aportaciones proporcionales del manto y la corteza terrestre en su composición, son todavía controvertidas. Aun cuando ambos medios aportan material al magma, en la mayoría de los yacimientos estudiados, la evidencia geoquímica e isotópica en los plutones se inclina hacia una fuente dominante en el manto, tanto para el magma como los metales Cu y Au.

(c) definir el tipo de régimen tectónico preponderante (*i.e.*, compresión vs extensión) tanto durante la petrogénesis fértil como el emplazamiento de los pórfidos cupríferos grandes. La evidencia petrológica, geoquímica y estructural se inclina hacia un ambiente predominantemente compresivo de alta deformación, con ausencia general de volcanismo cogenético durante el plutonismo favorable. Por ejemplo, el magmatismo pre-Larámide (99 a 92 Ma) que produjo el batolito del Este de las Sierras Peninsulares de Baja California y la Costa de Sonora (Apéndice A2), no fue favorable para mineralización tipo pórfido cuprífero. La nula favorabilidad puede deberse a que ese magmatismo se generó en un tiempo relativamente corto, en un ambiente convergente pero de baja deformación (corteza relativamente delgada con posible extensión en el post-arco), y con fusión importante de corteza. Esto último porque los plutones son ligeramente

peraluminosos, muy bajos en potasio, moderados en hierro y reducidos (con ilmenita), poco hidratados, y altos en sílice (tonalíticos).

(d) el tiempo involucrado entre el emplazamiento de los plutones fértiles y la evolución de los pórfidos mineralizados (fraccionamiento de metales y alteración–mineralización) es aun controvertido. En el origen de los mega-yacimientos de tipo pórfido cuprífero, algunas líneas de investigación aseguran que se requiere un tiempo de residencia prolongado (en la cámara magmática) para la diferenciación y recolección eficiente (y suficiente) de metales. Los estudios isotópicos en geocronología han permitido precisar en detalle la duración de los procesos magmatico–hidrotermales que generan la mineralización de tipo pórfido cuprífero. Los fechamientos recientes en mega-yacimientos (e.g., Cananea, Sonora, El Salvador y El Teniente, Chile) sugieren que la diferencia de edad entre el pórfido y la mineralización asociada suele ser pequeña (<1 millón de años) para un solo centro mineralizado. No obstante, la diferencia de edad, entre el batolito generador y los pórfidos cogenéticos mineralizados, llega a ser de hasta 6 millones de años en el distrito de Cananea.

La información anterior sugiere que el tiempo de residencia de los magmas generadores de los yacimientos súper-gigantes no necesariamente es prolongado en todos los casos. Por otro lado, los estudios de balance de masa hipogénicos revelan que si se requiere un volumen considerablemente mayor de magma, que el del pórfido productivo, para balancear el Cu contenido en los yacimientos. El anterior balance se calcula a partir de la concentración media de Cu en los batolitos generadores. Este hecho indica que tal vez no sea (solo) el tiempo de residencia el factor importante para disponer de suficiente contenido de Cu, y que más bien

podría ser el volumen de magma involucrado en los procesos de refusión por ebullición retrógrada (Capítulo 1.2.1).

El magmatismo multifásico se revela como un rasgo muy favorable de la petrogénesis fértil. Los complejos magmáticos se focalizan en un solo distrito y permanecen activos episódicamente durante lapsos prolongados (entre 5 y hasta de 20 millones de años o más) relacionados a la historia de enfriamiento de los grandes plutones. El magmatismo en estos complejos se distribuye en múltiples centros porfídicos (e.g., los distritos de Cananea, El Salvador y El Teniente). Claramente este magmatismo es más favorable que el monofásico (simple). En un sistema complejo, dada la coexistencia de múltiples pulsos magmáticos de composición cambiante, existe una buena probabilidad que, en alguno o más pulsos, se desarrollen el volumen suficiente, la petrogénesis, el fraccionamiento de metales, y la fisicoquímica propicias a la metalogénesis cuprífera.

Los avances tecnológicos en estudios de geoquímica isotópica en petrogénesis, así como microtermometría de inclusiones fluidas, microscopía, petrología y geoquímica de las rocas han permitido estudiar y comprender, mejor que antes, los procesos metalogenéticos. Así, los mecanismos de formación de los depósitos de tipo pórfido cuprífero, como sus distintas etapas y zoneamiento, al igual que las paragénesis minerales en vetillas y diseminadas son rasgos diagnósticos que cada vez son mejor comprendidos. Dichas técnicas también han contribuido en el estudio y entendimiento de los fenómenos de oxidación y enriquecimiento supergénico de estos depósitos.

Comparaciones a nivel distrito. Es muy probable que los mismos eventos evolutivos reconstruidos en este trabajo, tanto para la mineralización hipogénica como para el enriquecimiento supergénico (con ligeras variantes locales), afectaran

al distrito de Cananea y gran parte del metalotecto. No obstante, el yacimiento Milpillas localmente tiene sus propias características, un contexto y un desarrollo evolutivo post-mineral particular. Uno de los contrastes más marcados, respecto a los yacimientos de la porción central de Cananea, es la columna litológica afectada por la mineralización hipogénica. En Cananea los pórfidos afectaron primero a una potente secuencia de rocas carbonatadas (reactivas) del Paleozoico, y después, en su ascenso, quedaron alojados en las rocas volcanosedimentarias sobreyacentes del Jurásico y del evento laramíde. En Milpillas, en contraste, los pórfidos y mineralización asociada solo se alojaron en la columna de las rocas volcanosedimentarias jurásicas y laramídicas. En este último caso se ignora si a profundidad existe o no la columna carbonatada del Paleozoico, y si se desarrolló o no el mismo reemplazamiento tipo skarn con sulfuros semi-masivos, presentes en Cananea. Sin embargo, en cuanto a la columna volcánica, el nivel estratigráfico de emplazamiento es muy similar para ambos yacimientos de Cu disseminado. En ambos, este tipo de mineralización se hospeda en o muy cerca de la discordancia entre las rocas del arco Jurásico y la secuencia volcanosedimentaria laramídica sobreyacente.

Las alturas de columna mineralizada reconstruidas para la zona central de Cananea y para Milpillas son comparativamente similares. Sin embargo, un importante elemento de contraste son los horizontes supergénicos en ambos yacimientos, en particular, su concentración, extensión y el número de ciclos de enriquecimiento. La mayoría de los estudios de Cananea sugieren que el bloque donde se ubican los centros de mineralización y los *stocks* de pórfidos productivos es un alto estructural (incluso paleogeográfico), una especie de domo u *horst*. Este elemento estructural positivo, después de la formación del yacimiento hipogénico,

parece haber permanecido muy estable y solamente haber sufrido erosión durante menos de la mitad del tiempo transcurrido (respecto a los ritmos de erosión conocidos). Además, en ese bloque no hay evidencia (como en Milpillas) que sugiera destechamiento tectónico ocurrido por fallas normales, ni sepultamiento episódico significativo.

La columna estratigráfica de Cananea presenta un nivel de exposición más profundo que la de Milpillas, aunque la ausencia general de vetas mineralizadas en apunta a un nivel de erosión importante (~2 km como mínimo) para el distrito en general. Sin embargo, el nivel de exposición de los pórfidos cupríferos mineralizados y del zoneamiento hipogénico asociado no es tan distinto en ambos yacimientos. El único contraste es que los pórfidos productivos en Cananea son de grano grueso, lo que sugiere que su nivel de formación fue algo más profundo que en Milpillas, donde los pórfidos productivos tienen masa fundamental aplítica. El enriquecimiento supergénico en Milpillas, no obstante haber permanecido inactivo durante los últimos 7–9 Ma, está mucho más desarrollado que en Cananea. Estos hechos sugieren que el bloque de Milpillas, antes de su hundimiento, se encontraba en un nivel paleo-topográfico considerablemente más elevado que el de Cananea. Estos factores conjuntamente explican las marcadas diferencias en sus respectivos horizontes supergénicos.

El caso de los yacimientos Mariquita-María-Puertecitos es también un poco distinto de los de Cananea y de Milpillas. Estos yacimientos poseen características de ambos, con similitudes y diferencias, también entre sí. Puertecitos es un depósito de skarn y pórfido muy similar a la porción profunda de Cananea. Mientras que María (que se ubica adyacente a Puertecitos) es una zona de brecha muy rica, asociada a un pórfido y similar a las brechas someras de Cananea, pero

encajonada en el batolito. No obstante la proximidad a Cananea, de estos dos yacimientos, Mariquita ofrece un contexto más parecido a la parte profunda de Milpillas aunque con ley supergénica de Cu ligeramente menor en Mariquita.

En el distrito de Cananea cada yacimiento parece ser único, aun cuando todos comparten un origen hipogénico muy similar entre si, ligado a un mismo tipo de magmatismo, y al emplazamiento de pórfidos polifásicos similares (entre si), en niveles cercanos de una misma secuencia estratigráfica. Sin embargo, cada uno posee sus propias características en la etapa post-mineral, en distintos dominios estructurales (*i.e.*, ubicación espacial) respecto a las cuencas de graben o depocentros y elementos positivos (*horsts*), que hacen difícil una comparación directa para el modelo supergénico.

Resultados, limitaciones y trabajo futuro propuesto

Este trabajo presenta una investigación y compilación de los conocimientos acumulados a la fecha, primordialmente para el yacimiento Milpillas, pero importante para la región de Cananea. El yacimiento en su estado actual de preservación ofreció un caso muy especial para su estudio detallado, y en particular para el estudio del capote lixiviado y de la zona de óxidos, así como del horizonte de calcocita. La caracterización del yacimiento muestra una evolución compleja de la cual quedan algunas etapas por precisar.

Productos. Los estudios presentados son los primeros realizados para este yacimiento, como lo son la petrogénesis, la geoquímica isotópica, el estudio del perfil intemperizado, su zoneamiento y el balance de masa químico, entre otros. Estos trabajos y sus productos estuvieron, en buena medida, basados en los múltiples datos e interpretaciones colectados entre 1998 y 2005, existentes en el

archivo del proyecto Milpillas de Peñoles® a cargo del autor. Comprenden cartografía propia complementaria, apoyada en compilación de trabajos previos y en varios trabajos no-publicados de geólogos, contratistas y consultores de Peñoles. Entre las principales aportaciones de este trabajo se cuentan las siguientes:

1) Compilación y complemento cartográfico de la geología regional esc. 1:250,000 y compilación de la estratigrafía de la franja Cananea desde la frontera con EUA hasta la región de Nacozari.

2) Elaboración de la carta geológica Cananea esc. 1:50,000 (anexa), que circunscribe al yacimiento Milpillas o área de tesis.

3) Carta de la geología de Milpillas esc. 1: 20,000 y plano esc. 1: 5000.

4) Modelo geológico y de alteración–mineralización del yacimiento Milpillas para las varias fases hipogénicas y supergénicas. Reconstrucción de eventos pre-minerales e intra-minerales.

5) Estudios de petrografía de rocas, menas, alteraciones y sulfuros relictos, con apoyo de microscopía, difracción de rayos X, espectrometría infrarroja SWIR y análisis geoquímicos.

6) Estudios petrogenéticos de los pórfidos e intrusiones batolíticas con geoquímica de rocas y alteraciones, que comprenden elementos mayores, elementos de traza (incluyendo REE) y geoquímica isotópica en 4 muestras por Sr y Nd.

7) Nuevos fechamientos en 9 muestras tanto de los pórfidos, diques y rocas batolíticas, como rocas volcánicas y alteraciones de Milpillas y Cananea con geocronología U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar, así como fechamiento de la mineralización con Re-Os en molibdenita.

8) Estudios mineralógicos zonales del perfil intemperizado que incluyen la evaluación detallada del capote lixiviado y del horizonte de enriquecimiento supergénico.

9) Estudio de balance de masa supergénico de Milpillas y reconstrucción de los eventos post-minerales con validez regional.

Este estudio integral del yacimiento Milpillas aporta nuevos datos básicos para el entendimiento de su génesis y formación, su evolución posterior, y su anatomía actual, así como para orientar la exploración adicional por otros cuerpos y nuevos yacimientos. Además, estos datos contribuyen en aclarar la estrecha relación metalogénica que guardan estos sistemas con el magmatismo y tectónica laramídica en la provincia cuprífera. Asimismo, la reconstrucción de la compleja evolución post-mineral de este depósito, que fue determinante para la formación de sus menas, es un aporte importante a la metalogénesis de la región.

Limitaciones y trabajo futuro. Las principales áreas de oportunidad y factores que pudieron haber perfeccionado este trabajo son: (a) la geología regional y local se puede mejorar sustancialmente con mayor detalle estratigráfico y petrológico, que el realizado. Un número adicional de fechamientos isotópicos de las rocas permitiría dar certeza a la edad de algunas litologías no determinadas aun. También se podrían precisar con mayor claridad (que la actual) las relaciones temporales entre estas litologías y los distintos sistemas estructurales; (b) los estudios del magmatismo y la petrogénesis se podrían ampliar estudiando muestras frescas adicionales del distrito, *e.g.*, fechamientos, geoquímica multielemental e isotópica, y así, obtener representatividad y validez estadística; (c) en éste y otros centros mineralizados del distrito hacen falta estudios más completos y detallados, que los que se tienen, de las menas y ganga hipogénicas, así como de las vetillas y

las brechas, e.g., texturales, geotermometría de inclusiones fluidas, isótopos estables, etc.; (d) el grado de obliteración causado por los procesos supergénicos no permitió obtener suficiente detalle sobre las relaciones paragenéticas hipogénicas. Se necesitaría incrementar la validez estadística de los estudios petrográficos de sulfuros relictos y totales, con muestras adicionales (por lo menos el doble que el actual) representativas, para resolver adecuadamente ese problema; y (d) sería muy valioso contar con una definición más completa y confiable (que la que se tiene) de los ciclos de enriquecimiento, para esto se necesitan fechamientos adicionales, representativos de la variedad mineralógica supergénica de Milpillas (principalmente alunita, jarosita, illita y caolinita), y de los yacimientos circundantes, e.g., María, Mariquita, Puertecitos y Cananea.

CONCLUSIONES

Marco tectónico y metalogénico. La provincia *Basin and Range* abarca una región continental muy extensa, con un marco tectónico compartido y una historia geológica post-larámide común. La orogenia Larámide fue producto de una tectónica cordillerana de tipo andino que localmente dio lugar a la petrogénesis magmática fértil para yacimientos de tipo pórfido cuprífero en el metalotecto de Arizona-Sonora.

Los principales factores tectónicos con influencia en la petrogénesis fértil son: (a) la convergencia rápida con subducción de bajo ángulo; (b) el régimen compresivo que dio lugar a una corteza anómalamente engrosada, con su base hidratada, y que evitó el escape y dispersión de fluidos, volátiles y metales; (c) el estilo de deformación de capa gruesa que favoreció el engrosamiento cortical y la canalización de magmas por estructuras de cizalla preexistentes en el basamento

precámbrico, las cuales aportaron fluidos al magma y lo mantuvieron oxidado durante su ascenso; (d) la época metalogenética para concentración anómala de Cu ocurrida entre 75 y 55 Ma, coincidente con la orogenia Larámide; (e) la ubicación del magmatismo fértil sobre corteza continental precámbrica en o cerca del borde del cratón de Norte América; (f) las características del basamento del Proterozoico Temprano, *i.e.*, anómalamente engrosado, con cizallas (que contenían fluidos oxidantes), formado por secuencias acresionadas de arco insular intrusionadas por granitos anorogénicos alcalinos de 1.44 Ga; (g) la presencia de estructuras profundas, ya sea creadas o reactivadas por el evento larámide, que exhumaron el basamento en más de 10 km. Estas estructuras orientaron la formación de las varias franjas o *trends* de distritos mineros (o *clusters*) conocidos en la provincia; (h) la petrogénesis favorable, resultado de magmatismo asociado a subducción. El magma fértil fue generado en el manto astenosférico, con probable estancamiento en la base de la corteza y alguna proporción de contaminación cortical durante su ascenso a la corteza superior donde se emplazó; y (i) la focalización a escala de distrito del magmatismo y su persistencia en el tiempo. Esto dio lugar a centros magmáticos complejos con plutonismo intenso tipo multifasíco.

Durante el Terciario medio y tardío, los distintos eventos de tectónica extensional y magmatismo post-laramídico, así como la sedimentación asociada en la Provincia *Basin and Range*, tuvieron todos una fuerte influencia para favorecer (o interrumpir) el enriquecimiento supergénico de la mineralización hipogénica previa. Las fallas extensionales nuevas y reactivadas también tuvieron fuerte influencia en los sistemas mineralizados referidos rotándolos, desplazándolos, y canalizando los fluidos supergénicos.

Petrología, geoquímica y mineralización hipogénica. El magmatismo laramídico regional formó un complejo volcánico-plutónico polifásico entre ca. 69–58 Ma en el distrito de Cananea, con centros múltiples mineralizados. Un centro corresponde al yacimiento Milpillas, el cual se ubica en el extremo noroeste del distrito. Los fechamientos geocronológicos efectuados mostraron que Milpillas es el depósito de tipo pórfido más antiguo del distrito Cananea. También mostraron que el lapso entre el emplazamiento del pórfido productivo y la mineralización de molibdeno es menor a 1 millón de años, y entre el batolito generador Milpillas y el pórfido productivo está entre ~1 y 2.5 millones de años.

En Milpillas se reconocieron al menos cuatro eventos de intrusiones porfídicas: (a) dos preminerales, moderadamente y poco favorables a mineralización de Cu, de composición tonalítica y monzonítica, respectivamente, (b) uno productivo de mineralización de composición cuarzomonzonítica, y (c) uno post-mineral monzonítico poco favorable a mineralización. Las clasificaciones normativa y modal de las rocas del yacimiento, a partir de estudios geoquímicos y petrográficos respectivamente, fueron solo aproximadas, ya que su composición química y mineralogía original fueron obliteradas por la alteración. Por otro lado, las técnicas utilizadas de microscopía óptica y electrónica, así como espectrometría, fueron muy útiles para caracterizar los minerales de mena, ganga y alteración hipogénicos, así como para determinar las paragénesis y reconstruir el zoneamiento.

La geoquímica de elementos mayores, interpretada por medio de distintas aplicaciones gráficas y diagramas de variación, permitió confirmar la naturaleza calciocalina para la *suite* magmática en las muestras frescas. Sin embargo, en las rocas alteradas resultó más efectivo utilizar aplicaciones gráficas y diagramas de

variación geoquímica de elementos traza y tierras raras. Los elementos de alto potencial iónico (HFSE) en diversas combinaciones permitieron confirmar la naturaleza calcialcalina, el ambiente tectónico de margen continental y la corteza engrosada durante el magmatismo asociado a mineralización. Lo anterior, dada la relativa inmovilidad geoquímica de dichos elementos ante la alteración. Las tierras raras (REE) resultaron de particular utilidad para discriminar entre los pórfidos productivos de mineralización de aquellos menos o poco favorables.

Los estudios isotópicos de Sr y Nd sugieren un ambiente tectónico de margen continental, subyacente por basamento antiguo anómalamente engrosado, para los magmas en el distrito Cananea. Dichos estudios también proporcionan evidencia de cierta contaminación con un componente cortical metasomatizado (anfíbolita) para estos magmas laramídicos. Los datos de elementos mayores y traza (incluyendo REE), en conjunto con la conducta isotópica observada, indican que los magmas del evento laramídico evolucionaron de un magma fuente derivado del manto por procesos de cristalización fraccionada y asimilación.

El modelo de mineralización-alteración y el zoneamiento hipogénico reconstruidos son característicos de un sistema multifásico, evolucionado y maduro (etapas y zonas completas) de tipo pórfido cuprífero, característico del metalotecto. Las relaciones espaciales, petrogenéticas y temporales del yacimiento con el batolito generador Milpillitas-Cuitaca, además de la petrogenesis, y edad de los *stocks* porfídicos, y anatomía (*i.e.*, el zoneamiento, tamaño y forma), confirman a Milpillitas como parte integral del Distrito Cananea.

Enriquecimiento supergénico. Los procesos de enriquecimiento supergénico en Milpillitas ocurrieron en condiciones especiales, durante un largo período de tiempo y fueron favorecidas por la evolución tectónica post-mineral. Esta última facilitó la

exposición al intemperismo, dio lugar al clima árido propicio, causó fluctuaciones del nivel freático (principalmente abatimiento) y produjo las condiciones de preservación de los cuerpos enriquecidos.

La abundante pirita en la zona de oxidación favoreció los procesos de lixiviación que fueron causados por soluciones ácidas, mediante reacciones geoquímicas inorgánicas. Sin embargo, muy probablemente fueron las bacterias acidofílicas oxidantes del hierro (*Thiobacillus-ferrobacillus*) las que jugaron un papel muy significativo en los procesos de oxidación de los sulfuros, catalizando tales reacciones.

Los estudios mineralógicos y paragenéticos efectuados de menas, ganga, alteraciones, vetillas y minerales residuales para las distintas zonas del perfil supergénico, permitieron definir el zoneamiento mineral actual y reconstruir el hipogénico original. Fue indispensable definir estos dos zoneamientos para determinar los centros de mineralización más probables, identificar el nivel de erosión en el sistema mineralizado, reconocer su periferia y establecer tendencias.

La interpretación del capote lixiviado se facilitó debido a que el intemperismo químico fue muy intenso. En este ambiente la capacidad de generación de ácido fue alta y la reactividad de la roca encajonante muy baja. Estos fueron los dos factores principales que controlaron la movilidad supergénica de los elementos y la naturaleza de los productos residuales. La abundancia y textura de los granos de limonita representaron una guía para reconstruir la cantidad e identidad de los sulfuros originales. Las paragénesis arcillosas asociadas a la limonita y la repetición vertical de los horizontes residuales (e.g., hematita después de calcocita) apoyaron en el reconocimiento de los ciclos, y esto último contribuyó a determinar los ritmos y proporciones del enriquecimiento. Estos factores fueron determinantes para reconstruir la historia tectónica del área (Parte V), especialmente sus variaciones locales.

El enriquecimiento ocurrió en forma intermitente a través de al menos cuatro ciclos principales, cuyos inicios, duración, e interrupciones, estuvieron relacionados a la tectónica extensional, sedimentación y volcanismo asociado del Terciario medio y tardío. El primer horizonte de calcocita secundaria que se había formado quedó expuesto a oxidación por agua de recarga. Este efecto se produjo a causa de la erosión y el abatimiento del nivel freático, esto último por levantamiento tectónico y el cambio a clima árido. Así, se produjo el segundo ciclo que formó un nuevo horizonte de calcosita debajo del nivel freático abatido. La repetición de estos procesos (ciclos) integró un marcado zoneamiento vertical en el perfil de intemperismo del yacimiento.

El arte (o habilidad) y ciencia utilizados en la evaluación del capote lixiviado es una tecnología que fue desarrollada desde hace ~40 años. La justificación para utilizar estos métodos, ahora que ya se cuenta con avanzados instrumentos analíticos muy precisos, reside en mantener actualizada esta herramienta de utilidad probada, especialmente en el campo. Su potencial de predicción no ha sido posible de reemplazar con otras tecnologías, y más bien se ha perfeccionado a la par de los avances instrumentales, isotópicos y analíticos actuales.

El estudio detallado del capote lixiviado y sus parámetros en cada zona, resultó de mucha utilidad en el modelaje del yacimiento y para la exploración de sus extensiones. Esto resultó de particular utilidad debido a que el sistema mineralizado se conoce solo parcialmente y puede presentar zonas de mineral adyacentes de interés, aun desconocidas. Además, el estudio referido sirvió como base esencial para el análisis de balance de masa químico.

Balance de masa. El estudio realizado permitió reconstruir y visualizar la probable geometría original del techo del sistema mineralizado antes de la erosión y el enriquecimiento supergénico, para evaluar si el actual sistema mineralizado está

completo o incompleto. La evidencia encontrada indica que muy probablemente el sistema mineralizado está incompleto en su porción sureste, ignorándose aún hacia donde se desplazó: e.g., ya sea vertical o lateralmente o en ambos sentidos.

También fue posible reconstruir la altura de la columna mineralizada hipogénica (*i.e.*, la total y su porción erosionada) y su geometría original, antes de que ésta fuera afectada por lixiviación y enriquecimiento. Estos datos hicieron posible tanto la evaluación de la masa del Cu redistribuida, como la determinación de fugas significativas de fluidos con Cu ocurridas en el sistema mineralizado.

Una comparación directa entre los resultados de los estudios de balance de Milpillas con los previamente efectuados en Mariquita y en Cananea no es recomendable porque no sería representativa. Esto último debido principalmente a las diferencias en nivel de erosión y su distinta ubicación respecto a la cuenca extensional Cuitaca y al batolito generador de los pórfidos, en los tres yacimientos. También porque la metodología utilizada, para el balance de masa, fue distinta en los tres casos.

La posibilidad de formación de concentraciones exóticas de Cu en la vecindad de Milpillas fue factible. Los resultados del modelado indican que existieron las condiciones propicias (fuga de soluciones y gradiente), por lo que la probabilidad es buena, ignorándose su tamaño y concentración. Sin embargo, la formación de concentraciones exóticas de ese metal depende también de otros factores, como sitios propicios y condiciones de acumulación (incluyendo estabilidad) coincidiendo con el aporte por fuga de fluidos mineralizados.

La evidencia observada en el capote lixiviado preservado es muy posible que la fuga de soluciones supergénicas haya ocurrido también en varias fases, siendo la principal quizá la última, previa al sepultamiento. La relativa inestabilidad que este

factor cíclico está indicando que al menos alguna parte de los fluidos pudo haberse dispersado y no necesariamente contribuyó a formar parte de las concentraciones referidas.

Con los resultados de este estudio aún es posible especular sobre dos temas de utilidad práctica: (1) una porción significativa del sistema mineralizado pudo haber sido desplazada y aún no se conoce hacia donde, lo cual justifica su exploración; (2) el área vecina circundante a Milpillás podría contener alguna(s) concentración(es) de Cu exótico de importancia (más de 270,000 Ton de Cu).

Una limitante de este estudio, además de las ya señaladas antes (Capítulo IV.3), es que no proporcionó evidencia sobre si todo el Cu que se fugó haya sido canalizado por un solo paleo-drenaje y/o concentrado en un solo lugar (según la planta de la Figura 4.6 existieron varios paleo-drenajes posibles). Además, el estudio tampoco da indicación de la posible dirección de movimiento del segmento desplazado por falla.

Modelo de reconstrucción de eventos y evolución. El yacimiento Milpillás es uno de los modelos más completos (*i.e.*, tamaño, litología, alteraciones, mineralización, etapas, etc.) entre los del distrito Cananea. Esto, también respecto a los clásicos yacimientos diseminados de tipo pórfido cuprífero cordilleranos con enriquecimiento en sus menas. Sus particularidades principales son su baja ley hipogénica, su alta concentración supergénica, el vasto capote lixiviado preservado, y el hecho de que ocurre sepultado.

Los estudios geoquímicos de las distintas rocas confirmaron el tipo de corteza engrosada e hidratada para el evento magmático generador de mineralización. También contribuyeron a validar la influencia que el tipo de

basamento proterozoico y sus estructuras pueden ejercer en la naturaleza del magmatismo asociado y la mineralización resultante.

El nivel de preservación del capote lixiviado y el perfil de enriquecimiento supergénico son notables por su extensión, tipo y grado de preservación. La ubicación del yacimiento en una zona de acomodamiento estructural (aunque ésta forma parte de un evento post-mineral) es una característica que revela indirectamente el grado de control de las estructuras regionales subyacentes para focalizar el magmatismo y la mineralización.

La naturaleza del horizonte supergénico, la preservación del capote lixiviado, y el acceso a la zona hipogénica razonablemente representativa, fueron condiciones favorables para efectuar el estudio de balance de masa químico, en el cual se utilizó la mejor metodología desarrollada a la fecha. El estudio de balance de masa fue efectuado con buena aproximación para este yacimiento y se lograron resolver y/o clarificar la mayoría de los objetivos planteados, con la precisión y las limitaciones que este tipo de estudios permite y las propias del yacimiento.

La reconstrucción de las fases hipogénica y supergénica logro su meta de plantear modelos evolutivos estructurados para cada fase, los cuales servirán de base para estudios futuros más detallados que los confirmen, complementen, o los corrijan. Muchos de los yacimientos conocidos importantes, afectados por la extensión Terciaria, quedaron expuestos por la denudación tectónica y erosión. De otra manera estos yacimientos quizá aún no se conocerían, permaneciendo sepultados y ocultos. Es muy probable que en la provincia todavía existan bloques sepultados con algunos grandes yacimientos ocultos, aún pendientes por descubrir.

BIBLIOGRAFÍA

- Ague, J.J., y Brimhall, G.H., 1989, Geochemical Modeling of Steady State Fluid Flow and Chemical Reaction during Supergene Enrichment of Porphyry Copper Deposits: *Economic Geology*, 84, 506–528.
- Alpers, C.N., y Brimhall, G.H., 1989, Paleohydrologic Evolution and Geochemical Dynamics of Cumulative Supergene Metal Enrichment at La Escondida, Atacama Desert, Northern Chile: *Economic Geology*, 84, 229–255.
- Alsleben, H., Wetmore, P.H., Schmidt, K.L., y Paterson, S.R., 2005, Factors controlling along-strike variations in a fold-thrust belt formed during collision of the Alisitos arc, Peninsular Ranges, Baja California, México, *en* González Yajimovich, O., ed., VII International Meeting on the Geology of the Baja California Peninsula: Ensenada, Baja California, México. Resumen, 1p.
- Anderson, J.A., 1982, Characteristics of Leached Capping and Techniques of Appraisal, *en* Tittley, S.R., (ed.), *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits: Southwestern North America: The University of Arizona Press*, 275–295.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1973, The Cananea granite: implications of its Precambrian age: *Geological Society of America. Abstracts with Programs*, 5, 534.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1977, U-Pb Isotope Ages of Granitic Plutons Near Cananea, Sonora: *Economic Geology*, 72, 827–836.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., 1978, Jurassic magmatism in Sonora, Mexico: *Geological Society of America, Annual Meeting: Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 10, 359.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1981, An overview of Precambrian rocks in Sonora: *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología*, 5, 131–139.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 2005, The Mojave–Sonora Megashear–Field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis, *en* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., y Steiner, B.M., (eds.), *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assesment, and Alternatives: The Geological Society of America Special Paper 393*, 1–49.
- Anthony, E.Y., y Tittley, S.R., 1988, Progressive mixing of isotopic reservoir during magma genesis at the Sierrita porphyry copper deposit, Arizona: *Inverse solutions: Geochemica et Cosmochemica Acta*, 52, 2235–2249.
- Banks, N.G., 1980, Geology of a zone of metamorphic core complexes in southeastern Arizona, *en* Crittenden, Jr, M.D., Coney, P.J., y Davis, G.H., (eds.), *Cordilleran Metamorphic Core Complexes: The Geological Society of America, Memoir 153*, 177–216.
- Barra, F., Ruiz, J., Valencia, V.A., Ochoa-Landín, L., Chesley, J.T., Zurcher, L., 2005, Laramide porphyry Cu-Mo mineralization in northern Mexico: Age constraints from Re-Os geochronology in molybdenite: *Economic Geology*, 100, 8, 1605–1616.
- Beane, R.E., 1982, Hydrothermal Alteration in Silicate Rocks: Southwestern North America, *en* Tittley, S.R., (ed.), *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits: Southwestern North America: The University of Arizona Press*, 117–135.
- Beane, R.E., y Bodnar, R.J., 1995, Hydrothermal Fluids and Hydrothermal Alteration in Porphyry Copper Deposits, *en* Pierce, F.W., y Bolm, J.G., (eds.),

- Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest, 20, 83–93.
- Benammi, M., Centeno-García, E., Martínez-Hernández, E., Morales Gámez, M., Tolson, G., y Urrutia-Fucugauchi, J., 2005, Presencia de dinosaurios en la Barranca Los Bonetes en el sur de México (Región de Tiquicheo, Estado de Michoacán) y sus implicaciones cronoestratigráficas: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 3, 429–435.
- Bennett, V.C., Nutman, A.P., y McCulloch, M.T., 1993, Nd Isotopic evidence for transient, highly depleted mantle reservoirs in the early history of the Earth: *Earth and Planetary Science Letters*, 119, 299–317.
- Berchenbriter, D.K., 1976, The Geology of La Caridad Fault, Sonora, México: Tesis de Maestría no publicada, University of Iowa, 127 p.
- Best, M.G., 2003, *Igneous and metamorphic petrology: Texto por Blackwell Sciences, Inc. U.K., 2nd ed.* 729 p.
- Bird, P. 1984, Laramide crustal thickening event in the Rocky Mountain foreland and Great Plains: *Tectonics*, 3, 741–758.
- Bird, P. 1998, Kinematic history of the Laramide orogeny in latitudes 35°–49° N, Western United States: *Tectonics*, 17, 780–801.
- Blanchard, R., 1968, Interpretation of leached outcrops: Nevada Bureau of Mines Bulletin, 66, 196 p.
- Bodnar, R.J., 2003, Interpretation of Data from Aqueous-Electrolyte Fluid Inclusions, *en* Samson, I., Anderson, A., y Marshall, D., (eds), *Fluid Inclusions Analysis and Interpretation: Mineralogical Association of Canada*, 32, 81–100.
- Brimhall, G.H., Alpers, C.N., y Cunningham, A.B., 1985, Analysis of Supergene Ore-Forming Processes and ground Water Solute Transport Using Mass Balance Principles: *Economic Geology*, 80, 5, 1227–1256.
- Bump, A.P., 2003, Reactivation, trishear modeling, and folded basement in Laramide uplifts: Implications for the origin of intra-continental faults: *Geological Society of America Today*: 13, 3, 4–10.
- Burchfiel, B.C., y Davis, G.A., 1975, Nature and controls of Cordilleran orogenesis, Western United States: extensions of an earlier synthesis: *American Journal of Sciences*, 272, 97–118.
- Burnham, C.W., 1979, Magmas and hydrothermal fluids, *en* Barnes, H.L., (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits: 2nd ed.*, New York, J. Wiley and Sons, 71–136.
- Burnham, C.W., 1981, Physicochemical constraints on porphyry mineralization, *en* Dickinson, W.R., y Payne, W.D., (eds.), *Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera: Arizona Geological Digest*, XIX, 71–77.
- Bushnell, S.E., 1988, Mineralization at Cananea, Sonora, Mexico, and the paragenesis and zoning of breccia pipes in quartzo-feldspathic rock: *Economic Geology*, 83, 1760–1781.
- Caddey, S.W., Murillo, E., Carreon, N., 1999, Structural Investigation of the Milpillas Copper Project, Cananea District, Northern Sonora, Mexico: Reporte interno de Peñoles, no publicado, 22 p.
- Calles-Montijo, R., 1999, Evolución tectonosedimentaria de las cuencas terciarias: Porción sur cuenca de Ures y Punta de Agua, Sonora Central, México: Tesis de Maestría no publicada, Universidad de Sonora, 67 p.
- Calmus, T., Pérez-Segura, E., y Roldán-Quintana, J., 1996, The Pb-Zn ore deposits of San Felipe, Sonora, Mexico: “Detached” mineralization in the Basin and Range Province: *Geofísica Internacional*, 35, 2, 115–124.

- Campa, M., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040–1051.
- Campbell, J.L., y Czamanske, G.K., 1998, Micro-PIXE in Earth Science, *en* McKibben, M.A., Shanks, III, W.C., y Ridley, W.I., (eds.), *Application of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes: Reviews in Economic Geology*, 7, 169–184.
- Camus, F., 2003, Geología de los Sistemas Porfíricos en los Andes de Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago Chile, 267 p.
- Candela, P.A., 1989, Felsic Magmas, Volatiles, and Metallogenesis, *en* Whitney, J. A., y Naldrett, A. J., (eds.), *Ore deposits associated with magmas: Reviews in Economic Geology*, 4, 223–233.
- Candela y Holland, 1984, The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids: *Geochemica and Cosmochemica Acta*, 48, 373–380.
- Candela and Holland, 1986, A Mass Transfer Model for Copper and Molybdenum in Magmatic Hydrothermal Systems: The origin of Porphyry-Type Ore Deposits: *Economic Geology*, 81, 1–19.
- Candela, P.A., y Picoli, P.M., 2005, Magmatic Processes in the Development of Porphyry Type Ore Systems: *Economic Geology*, 100, 25–37.
- Carreón-Pallares, N., 2002, Structure and Tectonic History of the Milpillas Porphyry Copper District, Sonora, Mexico: Tesis de Maestría no publicada, The University of Utah, 72 p.
- Cather, S.M., 2002, Laramide orogeny in central and northern New México and southern Colorado, *en* New Mexico Geological Society Special Publication 11, *en* Mack, G.H., y Giles, K.A., (eds.), *The Geology of New Mexico, A Geologic History*, 203–248.
- Chavez, W.X. Jr., 2000, Supergene Oxidation of Copper Deposits: Zoning and Distribution of Copper Oxide Minerals: *Society of Economic Geologists Newsletter*, April, 10–22.
- Clark, A.H., 1993, Are outsize Porphyry Copper Deposits Either Anatomically or environmentally distinctive? *en* Whiting, B.H., Hodgson, C.J. y Mason, R., (eds.), *Giant Ore Deposits: Society of Economic Geologists Special Publication 2*, 213–283.
- Cline, J.S., 1995, Genesis of Porphyry Copper Deposits: The Behaviour of Water, Chlorine, and Copper in Crystallizing Melts, *en* Pierce, F.W., y Bolm, J.G., (eds.), *Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Digest*, 20, 69–82.
- Coney, P.J., y Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran Benioff zones: *Nature* 270, 403–406.
- Coney, P.J., 1980, Cordilleran metamorphic core complexes: An overview, *en* Crittenden, Jr, M.D., Coney, P.J., y Davis, G.H., (eds.), *Cordilleran Metamorphic Core Complexes: The Geological Society of America, Memoir* 153, 7–34.
- Cooke, D.R., Hollings, P., y Walshe, J.L., 2005, Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls: *Economic Geology*, 100, 801–818.
- Corbett, G.J., y Leach, T.M., 1998, Southwest pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization: *Society of Economic Geologists, Special Publication 6*, 31–67.

- Córdoba-Hage, J.A., 1986, Características geológicas del área de Puertecitos en el distrito minero de Cananea, Sonora: Tesis de Licenciatura no publicada, Universidad de Sonora, 86 p.
- Cox, K.G., Bell, J.D., y Pankhurst, R.J., 1979, The interpretation of igneous rocks. Unwin Hyman Ltd., Londres, 450 p.
- Craig, J.R., y Scott, S.D., 1974, Sulfide Phase Equilibria, en Ribbe, P.H., (ed.), Sulfide Mineralogy: Mineralogical Society of America Short Course Notes, 1, 104 p.
- Damon, P.E., 1986, Batholith-volcano coupling in the metallogeny of porphyry Copper deposits, en Fiedrich G.H., *et al.*, (eds.), Geology and metallogeny of copper deposits: Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, 216–234.
- Damon, P., Shafiqullah, M., y Clark, K., 1981, Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología UNAM, 5, 223–228.
- Damon, P.E., Clark, K.C., y Shafiqullah, M., 1983, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1052–1071.
- Davis, G.H., 1983, Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes: Geology, 11, 342–347.
- Davis, G.H., y Reynolds S.J., 1984, Structural Geology of rocks and regions: John Wiley and Sons Inc., 2nd ed., 776 p.
- Davis, G.H., Gardulski, A.F., y Anderson, T.H., 1981, Structural and Structural-Petrological Characteristics of some Metamorphic Core Complex Terranes in Southern Arizona and Northern Sonora, en Ortlieb, L., y Roldán-Quintana, J., (eds.), Geology of Northwestern México and Southern Arizona: Geological Society of America Cordilleran Section, Annual Meeting, 323–365.
- Dean, D.A., 1975, Geology, alteration, and mineralization of the El Alacran area, northern Sonora, Mexico: Tesis de Maestría no publicada, University of Arizona, Tucson, 222 p.
- De la Garza, V., Noguez-Alcántara, B., y Carreón, N., 2003, Geology, Mineralization and Emplacement of the Milpillas Secondary-Enriched Porphyry Copper Deposit, Sonora, Mexico: XXV Convención internacional AIMMGM, Acapulco, Guerrero, 11 p.
- DePaolo, D.J., 1988, Neodymium Isotope Geochemistry: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York, 498 p.
- Dickin, A.P., 1995, Radiogenic Isotope Geology: Cambridge University Press, U.K., 452 p.
- Dickinson, W.R., 1981, Plate tectonic evolution of the southern Cordillera, en Dickinson, W.R., y Payne, W.D., (eds.), Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest, 14, 113–135.
- Dickinson, W.R., 1989, Tectonic Setting of Arizona Through Geologic time, en Jenny, J.P., y Reynolds, S.J., (eds.), Geologic evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest 17, 1–16.
- Dickinson, W.R., 2002, The Basin and Range Province as a Composite Extensional Domain: International Geology Review, 44, 1–38.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001a, Tectonic setting and sandstone petrofacies of the Bisbee Basin (USA - Mexico): Journal of South American Earth Sciences 14, 475–504.

- Dickinson, W.R., y Lawton, T.F., 2001b, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*; 113; 9; 1142–1160.
- Dilles J.H., Einaudi, M.T., Proffett, J.M. y Barton, M.D., 2000, Overview of the Yerrington Porphyry Copper District: Magmatic to Nonmagmatic sources of Hydrothermal Fluids: Their Flow Paths and Alteration effects on Rocks and Cu-Mo-Fe-Au Ores: *Society of Economic Geologists Guidebook Series*, 32, 55–66.
- Drewes, H., 1991, Description and development of the Cordilleran Orogenic Belt in the southwestern United States and northern México: *United States Geological Survey Professional Paper 1512*, 85 p.
- Drewes, H., 2001, Tectonic Map of Southern Arizona: A digital Database for the west part: *United States Geological Survey, Series Map I-1109*.
- Einaudi, M.T. 1982, Description of Skarns Associated with Porphyry Copper Plutons, South-western North America, *en* Titley, S. R. (ed.), *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, South-western North America: The University of Arizona Press*, 139–175.
- Effimoff, I., y Pinezich, A.R., 1986, Tertiary structural development of selected basins: Basin and Range Province, northeastern Nevada, *en* Mayer, L., (ed.), *Extensional Tectonics of the Southwestern United States: A perspective on Processes and Kinematics: Geological Society of America Special Paper 208*, 31–42.
- Emmons, S.F., 1910, Cananea mining district of Sonora, México: *Economic Geology*, 5, 312–356.
- Enders, M.S., 2000, The Evolution of Supergene Enrichment in the Morenci Porphyry Copper Deposit, Greenly County, Arizona: Tesis de Doctorado no publicada, University of Arizona, Tucson, 234 p.
- English, J., Johnston, S.T., y Wang, K., 2003, Thermal modeling of Laramide magmatism: Testing of the flat-subduction hypothesis: *Earth and Planetary Science Letters*, 214, 619–632.
- Farfán-Panamá, J.L., 2002, Caracterización de los Yacimientos en Skarn de Buenavista en Cananea, Sonora: Tesis de Maestría no publicada, Universidad de Sonora, 113 p.
- Farmer, G.L., y DePaolo, D.J., 1984, Origin of Mesozoic and Tertiary Granite in the Western United States and Implications for Pre-Mesozoic Crustal Structure. Nd and Sr Isotopic Studies of Unmineralized and Cu and Mo Mineralized Granite in the Precambrian Craton: *Journal of Geophysical Research*, 89, B12, 10141–10160.
- Farmer, G.L., DePaolo, D.J., 1987, Nd and Sr Isotope Study of Hydrothermally Altered Granite at San Manuel, Arizona: Implication for Element Migration Paths during the formation of Porphyry Copper Ore Deposits: *Economic Geology*, 82, 1142–1151.
- Farmer, G.L., y DePaolo, D.J., 1997, Sources of Hydrothermal Components: Heavy Isotopes, *en* Barnes, H.L., (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits: John Wiley and Sons, Inc.*, 3th ed., 31–57.
- Furlong, K.P., y Londe, M.D., 1986, Thermal-mechanical consequences of Basin and Range extension, *en* Mayer, L., (ed.), *Extensional Tectonics of the Southwestern United States: A perspective on Processes and Kinematics: Geological Society of America, Special Paper 208*, 23–30.

- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in Southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, 16, 3, 388–408.
- Gans, P.B., y Miller, E.L., 1993, Extension of the Basin and Range Province: Late orogenic collapse or something else?: *Proceedings, International Conference on Late Orogenic Extension in Mountain Belts*, Montpellier, France.
- Garrels, R.M., y Christ, C.L., 1990, *Solutions, Minerals and Equilibria*: Boston, U.S., Jones and Bartlett Publishers, 450 p.
- Gastil, G., Krummenacher, D., y Minch, J., 1979, The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, Part I, 90, 839–857.
- Gilbert, J.M., y Park, Jr. C.F., 1986, *The Geology of Ore Deposits*: New York, W.H. Freeman, 985 p.
- Gilmour, P., 1995, A Field Guide to Leached Capping Interpretation, *en* Pierce, F.W., y Bolm, J.G., (eds.), *Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera*: Arizona Geological Society Digest 20, 169–179.
- González-León, C., 1986, Estratigrafía del Paleozoico de la Sierra del Tule, noreste de Sonora: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 6, 117–135.
- González-León, C., 1994, Stratigraphy, depositional environments, and origin of the Cabullona Basin, northeastern Sonora, Mexico: Tesis de Doctorado, University of Arizona, Tucson, 144 p.
- González-León, C., McIntosh, W.C., Lozano-Solorzano, R., Valencia-Moreno, M., y Rodríguez-Castañeda, J.L., 2000, Cretaceous and Tertiary sedimentary, magmatic, and tectonic evolution of north-central Sonora (Arizpe and Bacanuchi Quadrangles), northwest México: *Geological Society of América Bulletin*, 112, 600–610.
- González-León, C., Roldán-Quintana, J., y Rodríguez, E.P., 1992, Deformaciones Sevier y Larámide: Su presencia en Sonora, *Boletín del Departamento de Geología, UNISON*, 9, 1, 1–18.
- González-León, C. Valencia-Moreno, M., Noguez-Alcántara, B., y Salvatierra-Domínguez, E., 2004, El Mapa Geológico Sonora escala 1:1'000,000: IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Centenario de la SGM, Juriquilla, Querétaro, Mexico. Libro de resúmenes, 2 p.
- Grijalva-Noriega, F.J., y Roldán-Quintana, J., 1998, An Overview of the Cenozoic tectonic and magmatic evolution of Sonora, North-western México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15, 2, 145–156.
- Gustafson, L.B., 1978. Some Major Factors of Porphyry Copper Genesis: *Economic Geology*, 73, 600–607.
- Gustafson, L. B., 2000, Milpillas Geologic Model: Reporte interno no publicado de Servicios Industriales Peñoles, 21 p.
- Gustafson, L.B., y Hunt, J.P., 1975, The Porphyry Copper Deposit at El Salvador, Chile: *Economic Geology*, 70, 5, 857–913.
- Gustafson, L.W., y Quiroga-G., J., 1995, Patterns of Mineralization and Alteration below the Porphyry Copper Orebody at El Salvador, Chile: *Economic Geology*, 90, 2–16.
- Gustafson, L.B., Orquera, W., McWilliams, M., Castro, M., Olivares, O., Rojas, G., Maluenda, J., y Mendez, M., 2001. Multiple Centers of Mineralization in El Indio Muerto District, El Salvador, Chile: *Economic Geology*, 96, 2, 325–350.

- Gutscher, M.A., Maury, R., Eissen, J.P., y Bourdon, E., 2000, Can slab melting be caused by flat subduction?: *Geology*, 28, 6, 335–338.
- Halter, W.E., Heinrich, C.A., y Pettke, T., 2004, Formation of Porphyry copper-gold ore fluids: evidence from silicate and sulphide melt inclusions: Society of Economic Geologists Annual Meeting: Predictive Mineral Discovery Under Cover, Perth, Australia, 370–373.
- Hammer, D., 1999, Evaluation of the Milpillas Copper Deposit: Reporte interno inédito de Servicios Industriales Peñoles, 16 p.
- Haxel, G., Tosdal, R.M., May, D.J., y Wright, J.E., 1984, Latest Cretaceous and early Tertiary orogenesis in south-central Arizona; thrust faulting, regional metamorphism, and granitic plutonism: *Geological Society of America Bulletin*, 95, 631–653.
- Hayes, M.J., 1987, Depositional history of upper Cretaceous Fort Crittenden Formation in Southeastern Arizona, *en* Dickinson, W.R., y Klute, M.A., (eds.), *Mesozoic Rocks of Southern Arizona and adjacent areas: Arizona Geological Society Digest*, 18, 315–325.
- Hedenquist, J.W., y Lowenstern, J.B., 1994, The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits: *Nature*, 370, 519–527.
- Hedenquist, J.W., y Richards, J.P., 1998, The Influence of Geochemical techniques on the Development of Genetic Models for Porphyry Copper Deposits, *en* Richards, J.P., y Larson, P.B., (eds.), *Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology: Reviews in Economic Geology*, 10, 235–256.
- Heinrich, C. A., Guenther, D., Audetat A., Ulrich, T., y Frischknecht, R., 1999, Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions: *Geology*, 27, 8, 755–758.
- Hollings, P., Cooke, D.R., y Walshe J.L., 2004, The Characteristics, Distribution and Controls of Giant Porphyry Copper Deposits: The Gange, 82, GAC-MAC Annual Meeting, Brock University, Ontario, 7p.
- Hollister, V.F., 1978, *Geology of the Porphyry Copper Deposits of the Western Hemisphere: Texto publicado por la SME y el AIME, y el American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, Inc.*, New York, 219 p.
- Humphreys, E., Hessler, E., Dueker, K., Farmer, G.L., Erslev, E., y Atwater, T., 2003, How Laramide-Age Hydration of North American Lithosphere by the Farallon Slab Controlled Subsequent Activity in the Western United States: *International Geology Review*, 45, 575–595.
- Iriondo, A., 2001, Proterozoic Basements and their Laramide Juxtaposition in NW Sonora, México: Tectonic Constraints on the SW margin of Laurentia, Tesis de Doctorado no publicada, Faculty of the Graduate School of the University of Colorado, 222 p.
- Iriondo, A., Martinez-Torres, L.M., Kunk, M.J., Atkinson Jr., W.W., Premo, W.R., y McIntosh, W.C., 2005, Northward Laramide thrusting in the Quitovac Region, northwestern Sonora, México: Implications for juxtaposition of Paleoproterozoic basement rocks of the Mojave-Sonora megashear hypothesis, *en* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., y Steiner, B.M., (eds.), *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assesment, and Alternatives: The Geological Society of America Special Paper 393*, 631– 670.
- Irvine, T. y Baragar, W., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523–548.

- Jain, C.J., Field, M.P., Neal, C.R., Ely, J.C., y Sherrel, R.M., 2000, Determination of the REE in geological reference materials DTS-1 (dunite) and PCC-1 (peridotite) by ultrasonic and microconcentring and desolvating nebulization ICP-MS, *Geostandards Newsletter: The Journal of Geostandards and Geoanalysis*, 24, 1, 65–72.
- Jones, N.W., McKee, J.W., Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1995, Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico; A possible remnant of a Cordilleran magmatic arc, *en* Jacques-Ayala, C., González-León, C., Roldán-Quintana, J. (eds.), *Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper*, 301, 179–190.
- Kimbrough, D.L., Smith, D.P., Mahoney, J.B., Moore, T.E., Gastil, R.G., Ortega Rivera, M.A., y Fanning, C.M., 2001, Forearc basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Ranges of southern and Baja California: *Geology*, 29, 491–494.
- Keith, S.B., y Swan, M.M., 1996, The great Laramide porphyry copper cluster of Arizona, Sonora, and New México: The tectonic setting, petrology and genesis of the world class metal cluster, *en* Coyner, A.R., y Fahey, P.L., (eds.), *Geology and Ore deposits of the American Cordillera: Geological Society of Nevada Symposium Proceedings*, Reno/Sparks, Nevada, 1667–1747.
- Kesler, S.E., 1973, Copper, molybdenum and gold abundances in porphyry copper deposits: *Economic Geology*, 68, 106–112.
- Kesler, S.E., 1997, Metallogenic evolution of convergent margins: Selected ore deposits models: *Ore Geology Reviews* 12, 153–171.
- Kesler, S.E., Chryssoulis, S.L., y Simon G., 2002, Gold in porphyry copper deposits: its abundance and fate: *Ore Geology Reviews*, 21, 103–124.
- Krantz, R.W., 1989, Laramide Structures in Arizona, *en* Jenney, J.P., y Reynolds, S.J., (eds.), *Geologic evolution of Arizona: Tucson, Arizona Geological Society Digest* 17, 463–483.
- Lang, J.R. y Titley, S.R., 1998, Isotopic and Geochemical Characteristics of Laramide Magmatic Systems in Arizona and Implications for the genesis of Porphyry Copper Deposits: *Economic Geology*, 93, 138–170.
- Larocque, A.C.L., y Cabri, L.J., 1998, Ion Microprobe Quantification of Precious Metals in Sulfide Minerals, *en* McKibben, M.A., Shanks, III, W.C., y Ridley, W.I., (eds.), *Application of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes: Reviews in Economic Geology*, 7, 155–167.
- Laznicka, P., 1999, Quantitative Relationships among Giant Deposit of Metals: *Economic Geology, Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 94, 455–473.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., y Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, 27, 745–750.
- Livingston, D.E., Mauger, R.L., y Damon, P.E., 1968, Geochronology of the emplacement, enrichment, and preservation of Arizona porphyry copper deposits: *Economic Geology*, 63, 30–36.
- Lopez, J.A., y Titley, S.R., 1995, Outcrop and Capping Characteristics of the Supergene Sulfide Enrichment at North Silver Bell, Pima County, Arizona, *en* Pierce, F.W., and Bolm, J.G., (eds.), *Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest*, 20, 424–435.

- Lovstrom, K.A., 1978, Rosemont Deposit, Pima County, Arizona, *en* Lovering, T.G., y McCarthy, Jr., J.H., (eds.), *Conceptual Models in Exploration Geochemistry, The Basin and Range Province of the Western United States and Northern Mexico: Journal of Geochemical Exploration*, 9, 2/3, 232–235.
- Lowell, J.D., 1974, Regional characteristics of the porphyry copper deposits of the southwest: *Economic Geology*, 69, 5, 601–617.
- Lowell, J.D., y Gilbert, J.M., 1970, Lateral and Vertical Alteration-Mineralization Zoning in Porphyry Ore Deposits: *Economic Geology*, 65, 4, 373–408.
- Mahoney, B.J., 1999, Terrane Accretion along the Western Cordilleran Margin: Constraints on Timing and Displacement: Geological Society of America–Penrose Conference, Abstract 3 p.
- Martín-Barajas, A., 2000, Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII, 72–73.
- Mayer, L., 1986, Topographic constraints on models of lithospheric stretching of the Basin and Range province, western United States, *en* Mayer, L., (ed.), *Extensional Tectonics of the Southwestern United States: A perspective on Processes and Kinematics: Geological Society of America Special Paper* 208, 1–14.
- McCandless, T.E., y Ruiz, J., 1993, Rhenium-osmium evidence for regional mineralization in southwestern North America: *Science*, 261, 1282–1286.
- McDowell, F. W. y Clabaugh, S. E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their Relation to the Tectonic History of Western Mexico: *Geological Society of America Special Paper* 180, 113–123.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J. y Amaya-Martínez, R., 1997, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 109, 1349–1360.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., y Connelly, J.N., 2001, Duration of Laramide magmatic arc development in east-central Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 521–531.
- McKee, M.B., y Anderson, T.H., 1998, Mass-gravity deposits and structures in the Lower Cretaceous of Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 110, 1516–1529.
- Meinert, L.D., 1982, Skarn, manto, and breccia pipe formation in sedimentary rocks of the Cananea mining district, Sonora, Mexico: *Economic Geology*, 77, 919–949.
- Miller, D.M., Nielsen, T.H., y Bilodeau, W.L., 1992, Late Cretaceous to early Eocene geologic evolution of the U.S. Cordillera: The Cordilleran Orogen: *Conterminous U.S., The Geology of North America: Geological Society of America*, 205–260.
- Miranda-Gasca, M.A., Gómez-Caballero, J.A., y Eastoe, C.J., 1998, Borate Deposits of Northern Sonora, México: *Stratigraphy, Tectonics, Stable Isotopes, and Fluid Inclusions: Economic Geology*, 93, 510–523.
- Miyashiro, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274, 321–355.
- Mote, T.I., Brimhall, G.H., Tidy-Finch, E., Muller, G., y Carrasco, P., 2001, Application of Mass-Balance Modeling of Sources, Pathways, and Sinks of Supergene Enrichment to Exploration and Discovery of the Quebrada Turquesa Exotic Copper Orebody, El Salvador District, Chile: *Economic Geology*, 96, 2, 367–386.

- Mulchay, R.B., y Velasco, J.R., 1954, Sedimentary rocks at Cananea, Sonora, México, and tentative correlation with the sections at Bisbee and the Swisshelm Mountains, Arizona: *Mining Engineering*, 6, 628–631.
- Mullen, E.D. 1983, MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis: *Earth and Planetary Science Letters*, 62: 53–62.
- Münchmeyer, C., 1996, Exotic Deposits—Products of Lateral Migration of Supergene Solutions from Porphyry Copper Deposits, *en* Camus, F., Sillitoe, R.H., y Petersen, R., (eds.), *Andean Copper deposits: New discoveries, mineralization, styles and metallogeny*: Society of Economic Geologists, Special Publication 5, 43–58.
- Mungall, J.E., 2002, Oxidation of the mantle wedge: Goldschmidt conference Australia, Abstracts, A535.
- Nourse, J.A., Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern México: *Tectonics*, 13, 5, 1161-1182.
- Nourse, Jonathan A., Premo, W. R., Iriondo, A., y Stahl, E. R., 2005, Contrasting Proterozoic basement provinces near the truncated margin of Laurentia, northwestern Sonora-Arizona border region, *en* Anderson, T. H., Nourse, J. A., McKee, J., and Steiner, M., (eds.), *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives*, Geological Society of America Special Paper 393, 4, 123-182.
- Ochoa-Landín, L., 2003, Reporte de estudios petrográficos de Milpillas: Reporte interno de Peñoles no publicado, 36 p.
- Okaya, D.A., y Thompson, G.A., 1986, Involvement of deep crust in extension of Basin and Range province; *en* Mayer, L., (ed.), *Extensional Tectonics of the Southwestern United States: A perspective on Processes and Kinematics*: Geological Society of America Special Paper 208, 15–22.
- Oskin, M. J., Stock, A., y Martin-Barajas, A., 2001, Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California: *Geology* 29, 5, 459–462.
- Pearce, J.A., y Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290–300.
- Pearce, J.A., y Gale, G.H., 1977, Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks: *Geological Society of London Special Publication*, 7, 14–24.
- Pearce, J.A., y Norry, M.J., 1979, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33–47.
- Pérez-Segura, E., 2001, Reportes Petrográficos de rocas del Proyecto Milpillas (1999-2001): Reportes internos de Peñoles no publicados, 65 p.
- Pérez-Segura, E., 2006, Estudio metalogenético de los yacimientos de Ni-Co (Cu-Zn) de La Esperanza, Sonora Central: Caracterización de los depósitos y relaciones con el magmatismo iaramídico: UNAM, Postgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Tesis de Doctorado no publicada, 214 p.
- Perry, V.D., 1933, Applied geology at Cananea, Sonora: Ore deposits of the Western States (Lindgren volume), *AIMME*, 701–709.
- Perry, V.D., 1961, The significance of mineralized breccia pipes: *Mining Engineering*, 13, 367–376.
- Philpotts, A.R., 1990, *Principles of Igneous and Metamorphic petrology*: Texto por Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J., 235–274.

- Pirajno, F., 1992, Hydrothermal Alteration: Hydrothermal Mineral Deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologist: Springer-Verlag, Berlin, 101–152.
- Poole, F.G., Perry Jr. W.J., Madrid, R.J., y Amaya-Martínez, R., 2005, Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model, *en* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., y Steiner, B.M., (eds.), The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assesment, and Alternatives: The Geological Society of America Special Paper 393, 543–596.
- Rehrig, W.A., 1993, Arizona–Sonora Project, Description of maps and overlays interpretation and exploration targeting: Applied Geologic Studies Inc. Reporte privado no publicado, 19 p.
- Rehrig, W.A., y Heidrick, T.R., 1972, Regional Fracturing in Laramide Stocks of Arizona and its Relationship to Porphyry Copper Mineralization: *Economic Geology*, 67, 192–213.
- Richards, J., 2003, Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation: *Economic Geology*, 98, 1515–1533.
- Riggs, N., Mattison, J.M., y Busby, C.J., 1993, Correlation of Jurassic eolian strata between the magmatic arc and the Colorado Plateau: New U-Pb geochronologic data form southern Arizona: *Geological Society of America Bulletin*, 105, 1231–1246.
- Rimstidt, J.D., 1997, Gangue Minerals Transport and Deposition, *en* Barnes, H.L., (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*: John Wiley and Sons, Inc. 3th ed., 487–516.
- Roedder, E., y Bodnar, R.J., 1997, Fluid Inclusion Studies of Hydrothermal Ore Deposits, *en* Barnes, H.L., (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*: John Wiley and Sons, Inc., 3th ed., 657–687.
- Roldán-Quintana, J., 1981, Evolución tectónica del Estado de Sonora: *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología*, 5, 178–185.
- Roldán-Quintana, J., 1991, Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, Mexico, *en* Pérez-Segura, E., y Jacques-Ayala, C. (eds.), *Studies of Sonoran Geology*: Geological Society of America Special Paper 254, 69–80.
- Roldán-Quintana, J., 2002, Caracterización geológico-geoquímica y evolución del arco magmático Mesozoico-Terciario entre San Carlos y Maycoba, Sur de Sonora: *Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis Doctoral*, 199 p.
- Roldán-Quintana, J., González-León, C., y Amaya-Martínez, R., 1993, Geologic Constraints of the Northern Limit of the Guerrero Terrane in Northwestern México: *en* Ortega-Gutierrez, F., Coney, P.J., Centeno-García, E., y Gómez-Caballero A., (eds.), *Proceedings of the First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*: Instituto de Geología UNAM, Guanajuato México, 124–127.
- Rollinson, H., 1993, *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*: Longman House, Burnt Mill, Harlow England, First ed., Reprinted 1995, 352 p.
- Rose, A.W., Hawkes, H.E., y Webb, J.S., 1979, *Geochemistry in Mineral Exploration*: London - New York, Academic Press, 2nd ed., 657 p.

- Rosenbaum, G., Giles, D., Saxon, M., Betts, P.G., Weinberg, R.F., y Duboz, C., 2005, Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru: *Earth and Planetary Science Letters* 239, 18-32.
- Ruiz, J., y Mathur, R., 1999, Metallogensis in Continental Margins: Re-Os Evidence from Porphyry Copper Deposits in Chile, *en* Lambert, D.D., y Ruiz, J., (eds.), *Application of Radiogenic Isotopes to Ore deposit Research and Exploration: Reviews in Economic Geology*, 12, 59–72.
- Ruiz, J., Centeno-García, E., Coney, P.J., Torres-Vargas, R., Patchett, P.J., y Yanez, P., 1994, Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of México based on geochemistry of basement rocks: *USGS Research on Mineral Resources: United States Geological Survey Circular* 1103–A.
- Saegart, W.E., Sell, J.D., y Kilpatrick, B.E., 1974, Geology and copper mineralization of La Caridad porphyry copper deposit, Sonora, México: *Economic Geology*, 69, 1060–1077.
- Sandbak, L.A., y Alexander, G.H., 1995, Geology and Rock Mechanics of the Kalamazoo Orebody, San Manuel, Arizona, *en* Pierce, F.W., y Bolm, J.G., (eds.), *Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest*, 20, 396–423.
- Sawkins, F.J., y Sherkenbach, D.A., 1981, High copper content of fluid inclusions in quartz from northern Sonora: Implications for ore genesis theory: *Geology*, 9, 37–40.
- Schürmann, E., 1888, Ueber die Verwandtschaft der Schwermetalle zum Schwefel: *Justis Liebig's Ann., Chemie*, 249, 326–350.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutierrez, F., y Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of México: *Geological Society of America Special Paper* 278, 153 p.
- Sell, J.D., 1995, Discovery of a Deep (3500 feet) Unexposed Porphyry Copper Deposit at Superior East, Pinal County, Arizona, *en* Pierce, F.W., y Bolm, J.G., (eds.), *Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest*, 20, 373–395.
- Shaw, C.A., Karlstrom, K.E., McCoy, A., Williams, M.L., Jercinovic, M.J., y Dueker, K., 2002, Proterozoic Shear Zones in the Colorado Rocky Mountains: From Continental Assembly to Intracontinental Reactivation: *GSA Field Guide* 3: *Science at the Highest Level*, 102–117.
- Sherkenbach, D.A., Sawkins, F.J., y Seyfried, Jr., W.E., 1985, Geologic, Fluid Inclusion, and Geochemical Studies of the Mineralized Breccias at Cumobabi, Sonora, México: *Economic Geology*, 80, 1566–1592.
- Sillitoe, R.H., 1976, A reconnaissance of the Mexican porphyry copper belt: *Trans. Inst. Mining and Metallurgy*, B170-B189.
- Sillitoe, R.H., 1981, Ore deposits in Cordilleran and Island–Arc settings, *en* Dickinson, W.R., y Payne, W.D., (eds.), *Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest* 14, 49–69.
- Sillitoe, R.H., 1996, Granites and metal deposits; Special issue on the geology of granites: *Episodes*, 19, 4, 126–133.
- Sillitoe, R.H., 1997, Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region: *Australian Journal of Earth Sciences*, 44, 373–388.

- Sillitoe, R.H., 1998, Major regional factors favouring large size, high hypogene grade, elevated gold content and supergene oxidation and enrichment of porphyry copper deposits, *en* Porter, T.M., (ed.), *Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits a global perspective: Australian Mineral Foundation, Adelaide*, 21–34.
- Sillitoe, R.H., 2000a, Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. *Reviews in Economic Geology*, 13, 315–345.
- Sillitoe, R.H., 2000b, Styles of high-sulphidation gold, silver and copper mineralisation in porphyry and epithermal environments: *The Australian IMM Proceedings No 1*, 16 p.
- Singer, D.A., Verger, V.I., y Moring, B.C., 2005, *Porphyry copper deposits of the world: database, map and grade and tonnage models: U.S. Geological Survey Open-File Report 1060*.
- Smoliar, M., Walker, R., y Morgan, J., 1996, Re-Os of group IIA, IIIA, IVA and IVB iron meteorites: *Sciences*, 271, 1099–1102.
- Staude, J-M.G., y Barton, M.D., 2001, Jurassic to Holocene tectonics, magmatism, and metallogeny of northwestern México: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1357–1374.
- Stegen, R.J., Wright, E., y Bryant, D.G., 2005, *The Warren (Bisbee) Mining District Cochise County, Arizona: Arizona Geological Society Spring Field Trip*, 33 p.
- Stein, H.J., Morgan, J.W., Markey, R.J., y Hannah, J.L., 1998, *An Introduction to Re-Os, What's in it for the Mineral Industry ?*: *Society of Economic Geologists Newsletter No. 32*.
- Stern, W.C., Carrol, R.L., y Clark, T.H., 1979, *Geological Evolution of North América*, 3rd ed. John Wiley and Sons, New York, 566 p.
- Stern, R.J., 2002, *Subduction Zones: The American Geophysical Union: Reviews of Geophysics*, 40, 4.
- Stewart, J.H., 1988, Latest Proterozoic and Paleozoic southern margin of North America and the accretion of Mexico: *Geology*, 16, 186–189.
- Stewart, J.H., 1998, Regional characteristics, tilt domains, and extensional history of the late Cenozoic Basin and Range province, western North America: *Geological Society of America Special Paper 323*, 47–69.
- Stewart, J.H., Poole, F.G., Ketner, K.B., Madrid, R.J., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., 1990, Tectonics and Stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, México, *en* Gehrels, G.E., y Spencer, J.E. (eds.), *Geologic excursions through the Sonora desert region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Society Special Paper 7*, 183-202.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. (1989), *Magmatism in the Ocean Basins*, *en* Saunders, A.D., y Norry, M.J., (eds.): *Blackwell Scientific Publications*, 313–345.
- Takagi, T., y Tsukimura, K., 1997, Genesis of Oxidized and Reduced-Type Granites: *Economic Geology*, 92, 81–86.
- Taylor, H.P. Jr., 1997, Oxygen and Hydrogen Isotope Relationships in Hydrothermal Mineral Deposits, *en* Barnes, H.L., (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3th Ed. John Wiley and Sons, New York, 229–288.

- Thatcher, W., Foulger, G.R., Julian, B.R., Svarc, J., Quilty, E., y Bawden, G.W., 1999, Present Day Deformation Across the Basin and Range Province, Western United States: *Science* 282, 1714–1718.
- Thornber, M.R., 1985, Supergene Alteration of Sulphides, VII: Distribution of Elements During the Gossan-Forming Processes: *Chemical Geology*, 53, 279–301.
- Titley, S.R., 1982a, Geologic Setting of Porphyry Copper Deposits, Southeastern Arizona, *en* Titley, S.R., (ed.), *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits: Southwestern North America: The University of Arizona Press*, 37–58.
- Titley, S.R., 1982b, The Style and Progress of Mineralization and Alteration in Porphyry Copper Systems: American Southwest, *en* Titley, S.R., (ed.), *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits: Southwestern North America. The University of Arizona Press*, 93–114.
- Titley, S.R., 1990, Contrasting Metallogenesis and Regional Settings of Circumpacific Cu-Au Porphyry Systems: Pacific Rim 90 Congress, *Proceedings*, 2, 127–133.
- Titley, S.R., 1992, Evidence for crustal controls of metallogenesis in epigenetic ores of the Southern Cordillera, United States and Mexico: SME Annual Meeting, Phoenix Arizona. Preprint Number, 92–210.
- Titley, S.R., 1993, Characteristics of Porphyry Copper Occurrence in the American Southwest, *en* Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., y Duke, J.M., (eds.), *Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40*, 433–464.
- Titley, S.R., 2005, Crustal Affinities in Metallogenesis in the American Southwest: *Economic Geology*, 96, 323, 342.
- Titley, S.R., y Marozas, D.C., 1995, Processes and Products of Supergene Copper Enrichment, *en* Pierce, F.W., y Bolm, J.G., (eds.), *Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest 20*, 156–168.
- Torres-Vargas, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., y Grajales, J.M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern México: Tectonic implications for reconstruction of Southern North America, *en* Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central México: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 340*, 191–196.
- Tosdal, R.M., y Richards, J.P., 2001, Magmatic and Structural Controls on the Development of Porphyry Cu ± Mo ± Au Deposits: *Society of Economic Geologists Reviews*, 14, 6, 157–181.
- Tosdal, R.M., Haxel, G.B., y Wright, J.E., 1989, Jurassic Geology of the Sonoran Desert region, Southern Arizona, Southeastern California, and Northernmost Sonora: Construction of a continental magmatic arc: Tectonic Setting of Arizona Through Geologic time, *en* Jenny, J.P., y Reynolds, S.J., (eds.), *Geologic evolution of Arizona: Tucson, Arizona Geological Society Digest 17*, 397–434.
- Tosdal, R.M., Wooden, J.L., y Bouse, R.M., 1999, Pb Isotopes, Ore Deposits, and Metallogenic Terranes, *en* Lambert, D.D., y Ruiz, J., (eds.), *Application of Radiogenic Isotopes to Ore deposit Research and Exploration: Reviews in Economic Geology*, 12, 1–28.

- Turner, R.L., Raines, G.L., Kleinkopf, M.D., Lee-Moreno, J.L., 1982, Regional Northeast-Trending Structural Control of Mineralization, Northern Sonora, Mexico: *Economic Geology*, 77, 25-37.
- Turner, R.M., 1974, Map showing the vegetation in the Tucson Area, Arizona, Map I-844-H, USGS.
- Twiss, R.J., y Moores, E.M., 1992, *Structural Geology*: W.H. Freeman and Co. Nueva York, 532 p.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., y Roldán-Quintana, J., 1999, Geochemistry of Laramide granitic rocks across the southern margin of the Paleozoic North American Continent, central Sonora, Mexico: *International Geology Review* 41, 845–857.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M.D., Patchet, P.J., Zürcher, L., Hodkinson, D.G., y Roldán-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern México: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 11, 1409–1422.
- Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L., Noguez-Alcántara, B., Ruiz, J., y Pérez-Segura, E., 2006, Características metalogénicas de los depósitos de tipo pórfido cuprífero en México y su situación en el contexto mundial: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario. Revisión de Algunas Tipologías de Depósitos Minerales en México. Tomo LVIII, 1, 1–26.
- Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L., Noguez-Alcántara, B., Ruiz, J., y Pérez-Segura, E., 2007, Geological and metallogenetic characteristics of the porphyry copper deposits of México and their situation in the world context, *en* Alaniz-Álvarez, S.A., y Nieto-Samaniego, Á.F., (eds.), *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper 422*, 0, 433-458.
- Valencia, V.A., Barra, F., Ruiz, J., Quintanar, F., y Noguez-Alcántara, B., 2004, Milpillas porphyry copper deposit, the oldest Laramide porphyry copper in México?: Insights from Re-Os systematics. *Congreso Nacional de Geoquímica*, Hermosillo, Sonora, México, *Actas INAGEQ*, 10, 1, 1 p.
- Valencia, V.A., Ruiz, J., Barra, F., Gehrels, G., Ducea, M., Titley, S.R., y Ochoa-Landin, L., 2005, U–Pb zircon and Re–Os molybdenite geochronology from La Caridad porphyry copper deposit: insights for the duration of magmatism and mineralization in the Nacozari District, Sonora, Mexico: *International Journal for Geology, Mineralogy and Geochemistry of Mineral Deposits*, Springer-Verlag, *Mineralium Deposita*, 40, 2, 175–191.
- Valencia, V.A., Noguez-Alcántara, B., Barra, F., Ruiz, J., Gehrels, G., Quintanar, F., y Valencia-Moreno, M., 2006a, Re-Os molybdenite and LA-ICPMS-MC U–Pb zircon geochronology for the Milpillas porphyry copper deposit: insights for the timing of mineralization in the Cananea District, Sonora, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23, 39–53.
- Valencia, V.A., Ruiz, J., Gehrels, G., Noguez-Alcántara, B., y Barra, F., 2006b, Late Cretaceous porphyry copper mineralization in Sonora, Mexico and the implications for the evolution of the Southwest North America porphyry copper deposit Province: *Goldschmidt Conference, Australia*, Abstract, 2 p.
- Valentine, W.G., 1936, *Geology of the Cananea Mountains, Sonora, México: Geological Society of America Bulletin*, 47, 53–63.

- Van der Pluijm, B.A., y Marshak, S., 1997, Extensional Tectonics: Earth Structure, An introduction to Structural Geology and Tectonics: McGraw Hill, 323–342.
- Vega-Granillo, R., 1996, La Sierra de Mazatán, Sonora, México: Geología y Análisis Estructural de un Complejo Metamórfico en la Parte Sur de la Provincia de *Basin and Range*: Tesis de Maestría no publicada, Universidad de Sonora, 128 p.
- Velasco, J.R., 1966, Geology of the Cananea district, *en* Titley, S.R., y Hicks, C.L., (eds.), Geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America: The University of Arizona Press, Tucson, 245–249.
- Virtue, T.L., 1996, Geology, Mineralogy, and Genesis of Supergene Enrichment at the Cananea Porphyry Copper Deposit, Sonora, Mexico: Tesis de Maestría no publicada, The University of Texas at El Paso, 261 p.
- Viveros, M.A., 1995, Proyecto Milpillas: Análisis del descubrimiento de un pórfido cuprífero en el estado de Sonora: Seminario Minero Sonora 2000, AIMMGM, AC., Memorias Técnicas, 87–105.
- Walker, G.P.L., 1999, Volcanic rift zones and their intrusion swarms: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 1-4, 21–34.
- White, W.M., 1997, Stable Isotope Geochemistry: Geochemistry, Chapter 9: Texto disponible en red (www) no publicado, 370–420.
- White, W.M., 1999, Radiogenic Isotope Geochemistry: Geochemistry, Chapter 8: Texto disponible en red (www) no publicado, 308–352.
- White, W.M., 1998, Stable Isotope High Temperature Applications I, II y III: Isotope Geochemistry: Texto disponible en red (www) no publicado, 196–218.
- White, W.M., 2000, Trace Elements in Igneous Processes: Geochemistry, Chapter 7: Texto disponible en red (www) no publicado, 273–323.
- Wilkinson, J.J., 2001, Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits: *Lithos* 55, Elsevier, 229–272.
- Williams, S.A., 1990, Report on microscopic thin section studies of samples from Milpillas project: Reporte interno de Peñoles no publicado, 32 p.
- Williams, S.A., y Forrester, J.D., 1995, Characteristics of Porphyry Copper Deposits, *en* Pierce, F.W., y Bolm, J.G., (eds.), Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest, 20, 21–34
- Williams-Jones, A.E., y Heinrich, C.A., 2005, Vapor Transport of Metals and the Formation of Magmatic-Hydrothermal Ore Deposits: *Economic Geology*, 100, 7, 1287–1312.
- Wilkins, Jr., J., y Heidrick, T.L., 1995, Post Laramide Extension and rotation of Porphyry Copper Deposits, Southwestern United States, *en* Pierce F.W., y Bolm, J.G., (eds.), Porphyry Copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest 20, 156-168.
- Wilson, F.I., y Rocha, S.V., 1949, Coal deposits of the Santa Clara district near Tonichi, Sonora, México: United States Geological Survey Bulletin, 962A, 80 p.
- Wilson, M., 1989, Igneous Petrogenesis, A Global Tectonic Approach: Texto publicado por Chapman and Hall, 1st ed., 466 p.
- Wodzicki, W.A., 1995, The Evolution of Laramide Igneous Rocks and Porphyry Copper Mineralization in the Cananea District, Sonora Mexico: The University of Arizona, Tucson, Tesis de Doctorado, 181 p.
- Wodzicki, W.A., 2001, The Evolution of Magmatism and Mineralization in the Cananea District, Sonora, México: Society of Economic Geologists Special Publication 8, 243–263.

- Woodburne, K.L., 2000, Post-mineral structural controls on supergene enrichment at the Mariquita porphyry copper deposit, Sonora, Mexico: The University of Arizona, Tucson, Tesis de Maestría no publicada, 61 p.
- Wood, D.A., Joron, J.L., y Treuil, M., 1979, A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings: *Earth and Planetary Science Letters*, 45, 326–336.
- Xu, T., Pruess, K., y Brimhall, G., 1999, Reactive chemical transport in fractured rock: supergene copper enrichment: *Proceedings of the International Symposium on Dynamics of Fluids in Fractured Rocks Concepts and Recent Advances*, Lawrence Berkeley National Laboratory, Ed. Faybishenko, California, E.U.A., 385–389
- Zentilli, M., 1996, Applications of Isotope Geology to Mineral Exploration: 39th Brazilian Geological Congress, *Proceedings*, 7, 504–506.

APÉNDICE A1. COMPONENTES DE LA FRANJA OROGÉNICA CORDILLERANA

Las provincias o regiones de la Franja Orogénica Cordillerana de Norte América se distinguen, unas de otras, por diferencias en las secuencias litológicas, intensidad y estilos de deformación y magmatismo. Durante la deformación orogénica larámide en la Cordillera de Norte América, cuyo estilo dominante es tectónica de capa gruesa (*thick skinned*) –una deformación y estructuras que si involucran al basamento-, se desarrollaron nuevos patrones superpuestos a los anteriores (Sevier y previos), y sus efectos penetraron más de 1000 km (que el frente Sevier) al interior del continente (Bird, 1998).

En este contexto, se pueden distinguir cinco regiones principales de deformación para la Cordillera, a partir del borde W y hacia el continente: el margen Pacífico; el arco magmático; los desiertos Sonorense y Mojave; la franja Cordillerana de pliegues y cabalgaduras (*fold and thrust belt*); y La zona de retroarco pretierra (*foreland*) de las Montañas Rocallosas (Miller *et al.*, 1992). Los nuevos patrones desarrollados por la deformación larámide (Figura 1.1) incluyen las siguientes cinco sub-franjas o regiones:

a) Margen Pacífico. Son cuencas de prearco tipo andino (e.g., Valle de San Joaquín California y las cuencas Vizcaino y Purísima Iray en Baja California), o cuencas sedimentarias *pull apart* por corrimiento a rumbo (*strike-slip*), y complejos de prisma acrecional (*mélange*) con fragmentos tectónicos de distintas litologías.

b) Región Central del arco magmático. En esta región las zonas de magmatismo previo se enfriaron y se desarrolló levantamiento y erosión. El

magmatismo principal migró hacia el este y hacia el sur abarcando Arizona y, también al norte hacia Idaho y Montana.

c) Región de los desiertos Sonorense y Mojave. En ésta región ocurrió plutonismo metaluminoso y poco después metamorfismo con plutones peraluminosos asociados, sobre flexiones dúctiles de bloques corticales y cabalgamientos de secciones del basamento sobre rocas del arco Jurásico (Haxel *et al.*, 1984; Iriondo *et al.*, 2005).

d) Franja cordillerana de pliegues y cabalgaduras (*fold and thrust belt*). En la porción este, existe una franja frontal de cabalgaduras de capa delgada (*thin skinned*) ubicada sobre el límite del miogeoclinal y el cratón. En el oeste hay una franja de cabalgaduras de raíz profunda en sedimentos del miogeoclinal y también en el cratón. Para fines del Cretácico, la franja metamórfica del oeste se enfrió y la deformación en esta región fue acompañada por extenso volcanismo Eoceno.

e) Región de las Montañas Rocallosas. Está dominada por deformación de tipo capa gruesa (*thick skinned*) ubicada al este de la cuña miogeoclinal y del borde del cratón, con cubierta sedimentaria delgada sobre un basamento cratónico anisotrópico pre-fracturado (Bump, 2003). La deformación está caracterizada por fallas de cabalgadura de raíz profunda, localizadas sobre zonas de debilidad previa en la región del cratón, levantamiento de bloques por cabalgaduras con sedimentación localizada y gruesa acumulación sedimentaria adyacente (Burchfiel y Davis, 1975; Dickinson, 1981; Drewes, 1991).

Todas estas franjas tectónicas de la Cordillera del suroeste de los Estados Unidos, debido a su orientación y proximidad, en gran medida se proyectan hacia el sur sobre porciones adyacentes de México. Principalmente

tres de ellas: la franja de los desiertos de Mojave-Sonora, la franja de pliegues y cabalgaduras y la franja de las Montañas Rocallosas continúan hacia el sur afectando gran parte del territorio del norte y noroeste de México, principalmente el noreste de Sonora y norte y noroeste de Chihuahua, Coahuila y Nuevo León.

APÉNDICE A2. TECTÓNICA LARÁMIDE

Antecedentes. Hace 40 años se aceptaba la idea que la deformación y el magmatismo en la provincia occidental de la Cordillera había iniciado en el Jurásico Tardío en un evento conocido como orogenia Nevadiana (ca. 160–130 Ma). Durante ésta se formaron los gigantescos batolitos de la Sierra Nevada y los Batolitos Peninsulares del sur de California y Baja California. Este evento fue sucedido por otro evento orogénico en la provincia central de la Cordillera en el Cretácico medio y Tardío, conocido como orogenia Sevier (ca. 106-79 Ma).

Por otro lado, se consideraba que la deformación en la Cordillera oriental en las Montañas Rocallosas centrales estaba confinada al Cretácico Tardío y Cenozoico temprano, agrupando estos últimos movimientos como orogenia Larámide. Ahora se reconoce que la deformación de los depósitos de arco volcánico-trinchera ocurrió sobre un amplio intervalo de tiempo, incluyendo gran parte del Jurásico y Cretácico y, que la deformación del prisma miogeoclinal y de las cuencas de retroarco (*foreland basins*) continuó a través del Período Cretácico hasta la Era Cenozoica. Por eso los términos Nevadiana, Sevier y Larámide han perdido mucho de su significado original, pues aparentemente los tres son eventos similares de deformación, relacionados a la continuidad tectónica en el tiempo –especialmente los dos últimos– y en espacios

cambiantes, migrando (diacronismo) de occidente a oriente, y un tanto de norte a sur, a través de la Cordillera de Norte América (Dickinson, 1981; Drewes, 1991).

Existe sin embargo una diferencia fundamental entre las deformaciones compresivas Sevier y Larámide: (a) La deformación de tipo Sevier (106–79 Ma), fue provocada por tectónica de capa delgada (*thin skinned*), generada ésta por esfuerzos de borde de placas asociados a la subducción. Por lo general estos esfuerzos afectan gruesas secuencias de prismas miogeoclinales. Consiste de fallas de cabalgadura de bajo ángulo que crean y colocan bloques de rocas sedimentarias, superpuestos unos sobre otros, lo que sugiere grandes cantidades de acortamiento en la corteza superior (Mahoney, 1999). (b) En contraste, la deformación de tipo Larámide (ca. 75–55 Ma) fue el resultado de una tectónica de capa gruesa (*thick skinned*). Esta deformación es originada por una tracción basal en la placa superior causada por acoplamiento con la placa subducida. El acoplamiento se produce en una distancia mayor a 1000 km, desde la trinchera hacia el interior del continente (Bird, 1998) y es ocasionado durante un intervalo de subducción de bajo ángulo a sub-horizontal (English *et al.*, 2003). La deformación se caracteriza por afectar también el basamento con estructuras profundas principalmente de alto ángulo y en menor proporción de bajo ángulo.

En el caso de la deformación Larámide el acortamiento cortical se estima superior a 200 km, para algunas porciones de la franja, que localmente en Arizona equivaldría a ~40% de acortamiento (Davis y Reynolds, 1984). Las orogénias Sevier y Larámide, representan un solo período de deformación expresado en dos eventos caracterizados por estilos estructurales distintos en

áreas diferentes, pero que ocurrieron en espacios muy cercanos y sucesivos en el tiempo (Coney y Reynolds, 1977; Krantz, 1989).

Tectónica Larámide. De acuerdo con Damon *et al.* (1983), el evento de deformación larámide y magmatismo asociado en esta región, corresponde a efectos geodinámicos del régimen de subducción. Ésto se debió a un marcado cambio en el ángulo de inclinación de la placa de litosfera oceánica subducida (o subductada) debajo del bloque continental. Durante la mayoría del Cretácico, el alto ángulo de la subducción se manifiesta por la localización persistente - cercana a la trinchera- del magmatismo de arco, que permitió el desarrollo de la importante franja batolítica de Baja California y California, en una zona adyacente al prearco acrecional Franciscan y la paleotrinchera Pacífico (Staudé y Barton, 2001). Para finales del Cretácico (80 a 70 Ma), el ángulo de la placa subducida se redujo gradualmente hasta cerca de la horizontal por aumento en la velocidad de convergencia, e invadiendo la cuña de astenósfera. Esta invasión causó migración simultánea del magmatismo hacia el este, desde las regiones costeras (*i.e.*, la Sierra Nevada) hasta el interior del continente, alcanzando los puntos más alejados entre 55 y 40 Ma (Coney y Reynolds, 1977; Damon *et al.*, 1983; Bird, 1998).

Durante ese lapso de ~40 Ma de migración del arco hacia el este, la zona de acoplamiento entre la placa oceánica subducida y la placa continental sobreyacente, aumentó su extensión considerablemente, desde ~200 km hasta más de 1000 km (English *et al.*, 2003). La migración del arco magmático, por lo general, coincide con la fase final de la deformación más intensa. A causa de la subducción subhorizontal, los marcados esfuerzos compresivos o cizallamiento en la zona de interacción de placas, propiciaron la deformación contraccional y

el engrosamiento de la corteza continental (hasta más de 50 km). Estos efectos se presentaron en una región de anchura variable entre 1000 y 2000 km entre la trinchera más cercana y hasta el frente de deformación al interior continental (Dickinson, 1981; English *et al.*, 2003). Información reciente de tomografía telesísmica indica que el espesor actual de la litosfera de Norte América es mayor o igual a 200 km debajo de Colorado y superior a 100 km debajo de Nuevo México (Humphreys *et al.*, 2003). El inicio de la fase tardía de este evento (~65 Ma) coincide con el período de máxima deformación y engrosamiento de litosfera. También se propició el destacado plutonismo al que se asocia la notable mineralización de tipo pórfido cuprífero de la provincia del noreste de Sonora, sureste de Arizona y región adyacente de Nuevo México (Figura 1.2).

El acoplamiento o contacto durante la orogenia larámide entre la placa Farallón y la litosfera debajo de la mayor parte de la región occidente de los Estados Unidos, causó deshidratación de la placa subducida, bajo condiciones cada vez más frías por efecto del contacto con dicha placa. Ese contacto entre la placa Farallón y la placa Norte América, propició la hidratación en la base de la litosfera sub-continental y causó el levantamiento general de esa región. Las zonas de baja-velocidad sísmica en el manto superior de esta región, detectadas en imágenes de tomografía telesísmica actuales, se interpretan como fusión-litosférica inducida por hidratación (Humphreys *et al.*, 2003). El ascenso del magmatismo durante el evento laramídico pudo haber calentado y debilitado la litosfera facilitando el acortamiento y engrosamiento por efecto de la compresión.

Acreción del terreno Guerrero. Los estudios tectónicos más recientes confirman firmemente que un origen colisional para la orogenia Larámide (ca. 75 a 55 Ma) es muy improbable, ya que la edad documentada de las colisiones (acreción) fue muy anterior. Por ejemplo, la acreción del terreno Guerrero nada tuvo que ver con la orogenia Larámide, ni en el noroeste ni en el sur de México. El argumento de la edad post-Cenomaniano para la acreción del terreno Guerrero (TG) en el sur de Sonora (Roldán-Quintana *et al.*, 1993), aparentemente se sustenta con base en la edad de las facies de esquistos verdes que afectan rocas del Cretácico Temprano. Esta pudiera ser una posibilidad, pero es una evidencia indirecta y por tanto no es definitiva, ya que el metamorfismo pudiera corresponder con otros fenómenos tectónicos no relacionados.

En todo el noroeste de México, Baja California es la región mejor estudiada y con numerosa evidencia inequívoca de la edad de acreción del terreno Guerrero. La colisión del arco Alisitos (TG) ocurrió en el Cretácico Temprano (Albiano) entre 115 y 103 Ma (Alsleben *et al.*, 2005). Previamente a la colisión de este terreno, el magmatismo de arco insular produjo el batolito peninsular del Oeste entre ~140 y 105 Ma. Después de esta acreción, el margen continental Pacífico quedó completamente integrado y la subducción de inmediato produjo abundante magmatismo muy cerca de la paleo-trinchera. Como resultado, el batolito de las sierras peninsulares del Este se emplazó en un lapso muy corto entre 99-92 Ma (Kimbrough *et al.*, 2001). A partir de entonces el ángulo de la placa disminuyó, y este mismo arco comenzó a migrar al interior del continente, provocando después la orogenia Larámide (75 a 55

Ma), la cual nada tuvo que ver con el emplazamiento de los batolitos referidos ni con las colisiones previas.

La colisión del arco Pacífico al continente ocurrió con un marcado diacronismo de norte a sur, cuya antigüedad es mayor en el norte. En la costa oeste de los Estados Unidos la acreción principal del arco insular comenzó en el Jurásico Medio. En el sur de California, Estados Unidos, y en la porción norte de Baja California, México, la edad de la acreción se ubica en Cretácico Temprano (Aptiano). En el sur de México, en la región de Guerrero y Michoacán, la acreción sucedió antes del Turoniano (posiblemente en el Cenomaniano), ya que la Formación Cutzamala (~90 Ma) representa depositación sedimentaria continental post-acreción (Benammi *et al.*, 2005). Intercaladas en dicha formación se encuentran facies de arco volcánico similares a la porción más antigua de la Formación Tarahumara en Sonora Central (Roldán-Quintana, 2002), e incluso con edad similar a ésta. Por otro lado la deformación larámide en el sur de México comenzó después que en Sonora, superpuesta a los patrones de deformación compresional previos tipo 'Sevier', los cuales, con frecuencia, son atribuidos (en mi concepto erróneamente) a la deformación larámide.

APÉNDICE A3. ESTRUCTURAS LARÁMIDE: ZONAS DE CIZALLA, FALLAMIENTOS y LINEAMIENTOS PRINCIPALES

Los lineamientos estructurales que se describen a continuación están presentes principalmente en rocas del basamento de la provincia de pórfidos cupríferos Sonora Arizona-Nuevo México (Figura 1.2).

a) *Cizallas del Proterozoico*. Es el conjunto estructural más antiguo reconocido el cual presenta una orientación dominante NE 40°–50° SW, y corresponde a las zonas de sutura resultado de la acreción entre los terrenos Mojave (2.3–1.63 Ga), Yavapai (1.76–1.67 Ga), Mazatzal (1.72–1.62 Ga) y Greenville (1.25 - 1.0 Ga), al ensamblarse el cratón proterozoico de Norte América (Shaw *et al.*, 2002; Valencia-Moreno *et al.*, 2001; Iriondo *et al.*, 2005). Las zonas de cizalla en el basamento, son sensiblemente paralelas a estos rasgos tectónicos principales (suturas), confirmados con evidencia principalmente geofísica (magnetometría y gravimetría). Información reciente de tomografía telesísmica de la estructura interna debajo de las Montañas Rocallosas de Colorado y Nuevo México indica para la zona de baja-velocidad (corteza), un patrón de orientación NE, sugestivo de la influencia heredada de las suturas Precámbricas (Humphreys *et al.*, 2003). Estas zonas de cizalla parecen ejercer algún control significativo en la metalogénesis, e.g., Colorado *Mineral Belt* (Shaw *et al.*, 2002); la anomalía Bright Angel–Mesa Butte, y el lineamiento Holbrook *tear* en Arizona (Titley, 1982a), y las zonas anómalas de orientación noreste relacionadas al lineamiento Cananea–Bisbee y al lineamiento Nacozari (*Nacozari tear*), en el noreste de Sonora (Turner *et al.*, 1982).

b) *Cizalla o Lineamiento Texas*. Otro conjunto estructural destacado de cizallas es transversal al primero y más tardío, tiene una orientación preferente NW 60°–70° SE, es el llamado Lineamiento Texas (*Texas Lineament* o *Texas Transform zone*) del Proterozoico Tardío, el cual es también importante en el magmatismo larámide y metalogénesis asociada en Arizona (Keith y Swan, 1996). Este corresponde aproximadamente con zonas de cizalla en el

basamento, subparalelas a las fallas transformes del antiguo *rifting* (ca. 800–600 Ma) en el borde sur de Laurentia por disgregación del supercontinente Rodinia, al separarse Gondwana de Laurentia (Shaw *et al.*, 2002; Poole *et al.*, 2005). Esta zona de cizalla basal o lineamiento parece haber sido reactivada varias veces durante el Fanerozoico en la misma región, destacando el rift abortado de la cuenca Pedregosa del Paleozoico tardío (Dickinson, 1981, Stewart *et al.*, 1990), y posteriormente el rift también abortado de la cuenca Bisbee del Cretácico Inferior (Dickinson y Lawton, 2001a). Ambas cuencas coinciden espacialmente y en su orientación es muy similar a esta zona de debilidad en el basamento.

c) *Discontinuidades del Paleozoico-Mesozoico*. El tercer conjunto estructural reconocido en el basamento, y relevante en metalogénesis, consiste de estructuras con orientación dominante parecida al anterior pero más joven. A este conjunto estructural corresponden las discontinuidades y fallas de orientación preferente ~NW 50° SE, que parecen haber influenciado la depositación de las rocas supracorticales del Paleozoico y del Mesozoico temprano en esta región (Tittley, 1982a). Estas fallas deben haber estado intermitentemente activas durante ese tiempo como fallas de crecimiento, *e.g.*, falla Dividend NW 70°–80° SE, activa del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano, en Bisbee, Arizona (Stegen *et al.*, 2005). En Arizona entre estas estructuras destacan la discontinuidad Comobabi-Nogales, la falla Sawmill Canyon, y la discontinuidad Silver Bell-Bisbee, las cuales limitan también los afloramientos de las secuencias volcánicas del arco Triásico Tardío-Jurásico (Tittley, 1982a). Estos mismos rasgos estructurales se proyectan hacia Sonora, con orientación y relaciones similares (a las discontinuidades), *e.g.*, el

Lineamiento Imuris, Falla San Antonio, Lineamiento Cananea y Falla Pilares-Santo Domingo, entre otras.

d) *La megacizalla Mojave-Sonora*. Ésta es una controvertida estructura de aparente gran desplazamiento lateral siniestral de edad aproximada Triásico-Jurásico Medio (o Jurásico Superior), tiene una orientación ~NW 50°–60° SE y parece truncar (Anderson y Silver, 2005) o limitar (Poole *et al.*, 2005) al suroeste al cratón precámbrico de Norte América. Al mismo tiempo de su formación, parece haber reactivado (y/o causado) estructuras subparalelas preexistentes en el bloque continental adyacente hacia el NE de la megacizalla, como algunas de las ya mencionadas en el apartado (c).

APÉNDICE A4. DEFORMACIÓN COMPRESIONAL LARÁMIDE

Las estructuras atribuidas a la deformación Larámide incluyen fallas inversas y de cabalgadura, de corrimiento a rumbo (*strike-slip*), pliegues en varias escalas y cizallas del basamento reactivadas. Dada su complejidad multifase, el tiempo de esta deformación no siempre está definido con certeza. En algunas localidades de Arizona la deformación reportada bien podría ser pre-laramídica (Krantz, 1989). Los diversos modelos cinemáticos de estas estructuras han provocado una controversia centrada en las cabalgaduras de bajo ángulo, con dos interpretaciones diferentes:

a) Cabalgaduras regionales tanto al noreste como al suroeste, sobre dos grandes placas alóctonas de vergencia al noreste, con desplazamiento del orden de 100 km (Drewes, 1991); tres factores desfavorecen esta hipótesis de tectónica de capa delgada (*thin skinned*): el basamento rígido, la cubierta

delgada de plataforma y los bloques del basamento desplazados por fallas pre-Larámide de alto ángulo.

b) Levantamientos con núcleo del basamento, limitados en ambos flancos por fallas inversas reactivadas de las estructuras de alto ángulo pre-Larámide, en una dinámica regional de compresión desde el noreste al suroeste (Davis y Reynolds, 1984). Sin embargo, estudios sismológicos y termotectónicos más recientes en Nuevo México y Colorado han demostrado que las fallas inversas, que limitan los bloques levantados (con núcleo del basamento), cambian a profundidad a una actitud de bajo ángulo. También se encontró que en algunos casos existen componentes laterales, de decenas de kilómetros, en los desplazamientos de las fallas (Cather, 2002).

APÉNDICE A5. CARACTERÍSTICAS FAVORABLES Y MODELO DE EMPLAZAMIENTO DE LOS COMPLEJOS MAGMÁTICOS PRODUCTIVOS

El modelo de emplazamiento de de los complejos magmáticos productivos de mineralización tiene las características siguientes:

1) En la provincia Sonora-Arizona, las secuencias volcánicas iniciales del arco larámide, con frecuencia constituyen la roca huésped de los intrusivos productores. Los espesores medidos para estas secuencias son del orden de ~1.5 km hasta más de 3.0 km, en varios de los distritos mineros donde afloran, e.g., Sierrita, Copper Creek, Safford y Morenci en Arizona, y Cananea, Florida-Barrigón y La Caridad en Sonora (Valentine, 1936; Drewes, 2001; Enders, 2000).

2) Al reconstruir los espesores de rocas volcánicas y otras rocas de caja por arriba de las partes apicales de los pórfidos mineralizados, se tienen entre

~1.5 y 2.0 km hasta las paleosuperficies. Existe evidencia de que los cuerpos intrusivos porfídicos productivos de mineralización cuprífera (Cu–Mo) en Arizona, tienen una extensión vertical superior a 1.5 km (Williams y Forrester, 1995), y que su ambiente corresponde a profundidades epizonales entre ~0.5–5 km (Sillitoe, 1981, 1996).

3) En una reconstrucción realizada en el distrito Yerrington, Nevada (una mineralización de tipo pórfido de edad Jurásico) existe una columna vertical de más de 7.0 km del sistema mineralizado, expuesta por fallamiento extensional posterior. En ésta se determinó que la paleobatimetría del sistema porfídico de Cu-Mo se ubicó entre los 3.0 y 4.0 km (presiones ~1.0–1.3 Kbar), verticalmente por debajo de la paleo-superficie, durante su formación (Dilles *et al.*, 2000).

4) Según la evidencia de estudios de inclusiones fluidas, las mineralizaciones de tipo pórfido Cu-Mo, parecen haberse formado en un rango más amplio de profundidades (presiones de ~0.15–1.75 Kbar), para muchos yacimientos cordilleranos gigantes de tipo pórfido (Clark, 1993).

5) Con base en estas condiciones antes mencionadas (1–4), se entiende porqué en muchos de los distritos mineros mencionados en el inciso (1) arriba, el nivel favorable para el emplazamiento del sistema mineralizado porfídico se ubica en o muy cerca de la discontinuidad entre las secuencias volcánicas del arco larámide y las rocas más antiguas infrayacentes.

6) Los batolitos, asociados a los distritos de pórfidos mineralizados, son centros intrusivos múltiples, generalmente alargados y sub-paralelos a las estructuras controladoras, con dimensiones superiores a 20 x 5 km de área. En estos se tiene una mayor dificultad (que en cuerpos pequeños) para determinar sus dimensiones totales y posición durante su emplazamiento. La extensión

vertical de los batolitos es difícil de determinar, pero los estudios sísmicos y gravimétricos y las reconstrucciones (e.g., Yerrington), indican que su base es sensiblemente plana y ésta se encuentra entre 6 y 10 km de profundidad (batolitos mesozonales y catazonales), con raíces que pueden llegar hasta 15 km (Philpotts, 1990; Dilles *et al.*, 2000).

7) Esos batolitos son el resultado de varios episodios principales, comúnmente entre 3–4 (hasta 9 y excepcionalmente más) y están formados por muchos stocks y batolitos medianos, cada uno de los cuales puede contener distintos tipos de roca, mostrando evolución desde diorita hasta granito, pudiendo haber o no repetición de ciclos. Las intrusiones porfídicas pequeñas, incluyendo las mineralizadas, son de igual composición o similar a la de los batolitos, ya que provienen de estos grandes cuerpos.

8) Los conjuntos o *clusters* de pórfidos asociados a las cúpulas de estos batolitos, corresponden aproximadamente en número de episodios (3 a 9) a los batolitos de donde provienen, pero en ambos casos, normalmente sólo uno o dos episodios son los principales productores o generadores de la mineralización (Damon, 1986; Titley, 1982a).

9) Los distritos mineralizados tienen dimensiones que varían de entre 3 x 6 km², hasta 5 x 15 km², y pueden presentar varios centros (ó focos) de mineralización en cada distrito (Gustafson *et al.*, 2001). Un centro o '*cluster*' individual de pórfidos en yacimientos significativos, pueden medir desde 1.5 x 2.0 km² (Sierrita, Arizona); 2.0 x 3.5 km² (La Caridad, Sonora y El Salvador, Chile); y hasta 3.0 x 8.0 km² (Cananea, Sonora y Morenci, Arizona).

APÉNDICE A6. ETAPAS DE EVOLUCIÓN Y ZONAS DE ALTERACIÓN-MINERALIZACIÓN EN SISTEMAS DE TIPO PÓRFIDO CUPRÍFERO

En el exterior del complejo plutónico, todas las rocas circundantes se calientan, al igual que el agua contenida en poros y grietas en dichas rocas, generando sistemas convectivos acuosos. Las soluciones hidrotermales permean no solo al intrusivo progenitor, sino también a las rocas encajonantes. En estas el agua reacciona con la roca caliente, alterándola, y como resultado, modifica sustancialmente el carácter original tanto del agua como de la roca misma, por efecto de intercambio químico e isotópico (White, 1998).

La mayoría de los sistemas hidrotermales se restringen a las porciones superiores de la corteza (alrededor de 7-9 km o menos), donde las rocas se comportan frágiles y se fracturan, permitiendo la penetración de aguas meteóricas. El Cu en fases fundidas puede ser fraccionado hacia una fase de vapor magmático en magmas pobres en fenocristales. La posibilidad de fuerte partición del Cu hacia una fase de vapor temprana, previo a cristalización extensa de fases, que de otra manera removerían el Cu del magma, significa que la saturación de volátiles inducida por la cristalización (ebullición retrógrada o secundaria), no es necesaria para la creación de fluidos ricos en metales, en cámaras magmáticas silícicas someras ricas en H₂O ó CO₂ (Burnham, 1981; Williams-Jones y Heinrich, 2005).

El incremento continuo de agua en la fase residual durante la cristalización es tal que, en algún momento la presión del H₂O llega a ser igual que la presión confinante y se produce la ebullición retrógrada referida, la cual provoca el efecto de crear una fase acuosa separada o solución hidrotermal de origen magmático. La energía mecánica desarrollada por la presión de vapor en

los magmas llega a vencer la resistencia a la tensión de las rocas encajonantes, así como la presión confinante (componente vertical), resultando en una rápida expansión con fracturamiento hidráulico y brechamiento de la cúpula cristalina por arriba de la zona saturada en H₂O (Figura 1.3). Se considera que esta zona puede expandirse teóricamente, al final de la cristalización completa, hasta un 30% a una profundidad de 3 km, y no más de 5% a una profundidad de 5 km (cf. 10% a 500°C y 2.0 kbar). En este rango, domina el régimen de fracturamiento frágil y puede ocurrir la penetración de agua meteórica, situación que es frecuente en varios ambientes plutónicos de tipo pórfido. Los elementos metálicos se concentran en las fases fluidas y son transportados hacia los sistemas de fracturas donde precipitan. La mineralización se asocia con los últimos pulsos de la actividad magmático-hidrotermal, y tras repetidos pulsos, se pueden llegar a formar grandes cuerpos mineralizados (*i.e.*, depósitos de pórfido cuprífero).

Etapas y zoneamiento. Los rasgos distintivos de los depósitos de tipo PC, además de su estrecha asociación con rocas intrusivas magmáticas de textura porfídica, se agregan su gran tamaño (varios 100 x 10⁶ tons de mineral), y baja ley (0.5–1% Cu); de tal modo que algunos solo pueden resultar comercialmente aprovechables gracias al enriquecimiento secundario del Cu provocado por los procesos de intemperismo (Anderson, 1982; Titley, 1982a). Además de la naturaleza primaria de la roca huésped (*i.e.*, los pórfidos mismos), los otros dos aspectos más importantes de la mineralogía de estos depósitos son los minerales de mena, la ganga y la alteración de la roca encajonante que está invariablemente presente y es típica de estos sistemas mineralizados.

En un modelo típico cordillerano para estos depósitos (e.g., El Salvador, Chile; El Arco, Baja California, México; Bingham, Utah), se distinguen varias zonas de mena (y equivalentes de alteración), las cuales son el reflejo y resultado de las distintas etapas evolutivas. En las zonas con máxima intensidad de mineralización, el contenido total de sulfuros metálicos de Fe-Cu rara vez excede 10% en promedio (normalmente ~6% para el suroeste de Norte América). Las distintas zonas hipogénicas se distribuyen en un patrón concéntrico ubicado dentro y alrededor de la intrusión (Lowell, 1974; Tittley 1993), con la configuración mostrada en la Tabla II.7 (Inciso II.3.1), como sigue:

a) Zona interior o núcleo de baja ley en zona potásica \pm magnetita de varios cientos de metros de diámetro. Es pobre en sulfuros con pirita 2 a 5 % y cociente py/cpy \sim 3:1, con calcopirita mayor que bornita, mineralización diseminada con molibdeno alto.

b) Zona de mena bordeando al núcleo, centrada sobre los límites de la alteración potásica y fílica. La pirita varía de 5-10% y el cociente py/cpy de \sim 2.5:1. Abundan vetillas tipo D de calcopirita en *stockwork* con poca bornita, enargita y digenita, el contenido de cobre varía de 0.4–1%, con algo de molibdeno y oro.

c) Zona pirítica que ocupa la mayor parte de las zonas fílica y argílica. El contenido de pirita es muy alto (10–15%) y el cociente py/cpy es de \sim 15:1. El contenido de Cu es bajo (0.05–0.3% Cu), presente en vetillas y diseminado.

d) Zona externa que coincide con la zona propilítica hasta el límite con la roca encajonante inalterada. Es pobre en pirita y mineralización de Cu rara, la esfalerita y galena son comunes pero escasas, con valores de Ag y trazas de tetrahedrita.

e) Zonas de brecha que son alimentadores comunes con alta ley (2–5% Cu) y pueden atravesar desde el *stock* de pórfido a la roca encajonante y hasta cerca de superficie.

La mineralización hipogénica en los sistemas mineralizados de tipo pórfido está relacionada principalmente con alguna de las múltiples fases (desde 2 a más de 15, normalmente ~3–4 principales), de intrusión de pórfido o fase 'productiva' (Gustafson y Quiroga, 1995). Para distinguir y entender mejor la evolución de un centro plutónico mineralizado, además de establecer la petrogénesis fértil (y la no fértil) y la geoquímica de las múltiples fases de pórfido, también se estudian las etapas correspondientes a cada zona de alteración-mineralización (Tabla II.7, Inciso II.3.1). Se incluyen las distintas paragénesis y las vetillas asociadas, tanto en el plutón mismo como en la roca encajonante. Adicionalmente, existen otros minerales accesorios indicativos (ó guía) de zonas y etapas evolutivas (e.g., biotita, esfena, rutilo, apatita, turmalina, etc.) que se tratan brevemente más adelante. Cada fase intrusiva nueva provoca una generación de vetillas particular, formando patrones múltiples entrecruzados (*stockwork*) tanto en la intrusión que las produce como en la roca encajonante adyacente. En la evolución típica de un sistema mineralizado de pórfido cuprífero cordillerano, por lo general se tienen las 4 etapas y alteraciones hipogénicas siguientes:

1) La etapa temprana u ortomagmática que es simultánea con la intrusión de los pórfidos y alteración asociada. Las vetillas ortomagmáticas se conocen ya sea como vetillas tipo M (magmáticas o de magnetita), o vetillas tipo A (cuarzo- feldespato-K de segregación) y también las vetillas tipo EB (*early biotite*) de biotita secundaria temprana (Gustafson y Quiroga, 1995). En esta

etapa, la alteración-mineralización potásica domina dentro del pórfido, pero se extiende hacia las partes más calientes de la roca de caja y altera su mineralogía original, ya sea pervasiva o selectivamente, principalmente por biotita secundaria o biotitización. Las vetillas tipo A, se desarrollan en el pórfido mismo y en la roca circundante, y pueden ser ya sea de sólo biotita, sólo cuarzo o cuarzo- feldespato-K y/o, cuarzo-sulfuros. En los pórfidos productivos (de mineralización) estas vetillas aportan cantidades variables, por lo regular bajas (sulfuros totales o ST ~0.5%), de calcopirita-bornita o calcopirita sola en el núcleo del sistema (*i.e.*, el pórfido productivo), y pirita-bornita o calcopirita-pirita (ST ~0.5 a \leq 2.0%) en la periferia del núcleo y roca encajonante inmediata. En muchos depósitos, en esta etapa se introduce entre ~50 y 75 % del Cu.

Alteración propilítica. En los bordes adyacentes al núcleo potásico, en las porciones de más baja temperatura y con desarrollo de escasas vetillas, se forma un halo de esta alteración periférica, la cual es contemporánea y está químicamente en equilibrio con la zona potásica, siendo casi idéntica a ésta en composición total, pero distinta en mineralogía y fluidos generadores. Los fluidos predominantes en la alteración propilítica son de origen meteórico y de menor temperatura que la zona potásica, aunque relacionados al mismo centro porfídico o fuente de calor. Las asociaciones más comunes son: cuarzo-albita-clorita, cuarzo-calcita-epidota y/o clorita-albita-epidota, con cantidades variables pero escasas de pirita. En la zona potásica el K sustituye al Na de los feldespatos por intercambio de base, formando una zona deficiente en Na al centro y rica en la periferia, siendo lo opuesto para el K. En la zona propilítica también se libera Na el cual se canaliza estructuralmente en vetas y vetillas periféricas al centro de mineralización (*e.g.*, Sierrita; Anthony y Titley, 1988).

2) La etapa transicional o tardimagmática es conocida como etapa de vetillas tipo B con asociaciones de molibdenita-cuarzo, y turmalina-muscovita, acompañada frecuentemente por brechamiento freatomagmático con mineralogía similar a la de las vetillas. Esta alteración se desarrolla cuando el sistema magmático comienza a abrirse y se propicia la mezcla de fluidos magmáticos con otros fluidos hidrotermales (de origen meteórico), y produce la alteración filica temprana. Es una fase intermedia entre las vetillas tipo A potásicas y tipo D hidrotermales, denominada transicional o mixta. Está caracterizada por las vetillas tipo B, que se producen en las fases tardías de enfriamiento del pórfido o fase tardimagmática. Con la mezcla progresiva de fluido hidrotermal, además de vetilleo, se produce brechamiento freatomagmático por presión de vapor generado en mezclas de fluidos magmáticos e hidrotermales que todavía son de alta temperatura, baja acidez y en frágil equilibrio (metaestable) con la roca de caja (Clark, 1993). Las vetillas tipo B son de cuarzo con sutura longitudinal, central, simétrica, contienen cantidades mínimas o nulas de sulfuros, excepto por la molibdenita y cantidades bajas de calcopirita. Esta etapa aporta entre un 15 y 20% del Cu en las menas y sería la fase principal de mineralización en los pórfidos de Mo y pórfidos de Cu o Cu–Au ricos en Mo, u otros elementos litófilos y volátiles. La alteración y vetillas producidas en esta etapa se superponen a las paragénesis ortomagmáticas previas. Las etapas subsecuentes más hidrolíticas se superponen unas a otras, traslapando sus mineralogías respectivas y algunas veces obliterando a fases previamente formadas.

3) La etapa hidrotermal se caracteriza porque en ella se desarrolla la fase de alteración-mineralización más energética de muchos sistemas mineralizados,

de tipo pórfido cuprífero (Titley, 1993). Se caracteriza por ser de menor temperatura que las dos anteriores (Tabla II.7, Inciso II.3.1) y es rica en fluidos hidrotermales ácidos, con alta presión de vapor, los cuales provocan una notable perturbación al fracturar y reaccionar con la roca previamente alterada, produciendo nuevos vetilleos y más brechamiento. Estos procesos hidrolíticos producen las vetillas tipo D, que presentan una sutura longitudinal, central, simétrica, y bordes de reacción con la roca huésped, generalmente como halos sericíticos (hidromica blanca). Las vetillas pueden ser sólo de cuarzo o sólo de sulfuros (pirita mayor que calcopirita) y combinaciones variables, o delgadas fracturas rellenas con sericita. Esta etapa comprende dos tipos principales de alteración pervasiva:

(a) La alteración fílica, con sericitización pervasiva y cuarzo-sericita-pirita variables (ambiente de acidez moderada); y (b) la alteración argílica avanzada, con alunita pervasiva y, en vetillas, caolinita pervasiva, y mezclas con dickita, sílice oquerosa (*vuggy silica*), pirofilita, diáspora, andalucita y mucha pirita (ambiente de acidez alta). La alteración argílica intermedia incluye solo arcillas de más baja acidez y temperatura, principalmente del grupo de la caolinita (e.g., esmectita y halosita) sin alunita. En esta etapa hidrotermal no solamente se oblitera a las alteraciones preexistentes, sino que también se remobilizan y redepositan los metales. También se adiciona Cu en cantidades importantes que pueden variar entre ~5 y 15% Cu típicamente y mucho más en algunos casos. Algunas veces simultáneamente con esta etapa se producen intrusiones porfídicas tardías intraminerales (Gustafson y Hunt, 1975; Titley, 1993).

4) La etapa geotermal o freática es la etapa hipogénica más tardía del sistema mineralizante (post-mineral temprana), cuando el ambiente magmático

se abre completamente o se colapsa; la mezcla con fluidos meteóricos es cuantiosa y los fluidos ácidos llegan a ser dominantes (Beane y Bodnar, 1995). Esta etapa por lo general es estéril, aunque puede removilizar parcialmente algunos metales y aportar abundante piritita ± enargita, comúnmente asociadas con alteración argílica pervasiva, localmente avanzada. Los efectos de esta etapa son de baja temperatura y se localizan en las porciones superiores ('litocapa' argílica) más superficiales del sistema mineralizante (Sillitoe, 1996).

El colapso y la mezcla de fluidos provocan 'estallamiento' y escape de gases producto de la alta presión de volátiles, los cuales en su trayecto desarrollan brechas freáticas (diatremas) que algunas veces son intrusionadas por cuerpos subvolcánicos tardíos. Estas estructuras verticalmente extensas, con pocas excepciones, generalmente son post-minerales y en ocasiones destruyen significativamente y exponen zonas mineralizadas preexistentes.

5) Etapas subsecuentes post-minerales. Posteriormente a la etapa geotermal tienen lugar levantamientos, erosión y exposición a los procesos de intemperismo, los cuales propician alteración y mineralización supergénica de alta concentración de Cu.

APÉNDICE A7. CARACTERÍSTICAS DE LOS FLUIDOS, SU FUENTE Y LA DE LOS METALES EN LOS PÓRFIDO CUPRÍFEROS

Los rasgos característicos de los fluidos generadores de mineralización en sistemas tipo pórfido cuprífero son:

a) Las temperaturas de homogeneización en los yacimientos de tipo pórfido cuprífero generalmente varían en un rango de 200–700 °C y salinidades principalmente en el rango de 0-70% en peso eq. NaCl. El rasgo más distintivo

es la presencia común de inclusiones con alta salinidad y conteniendo una variedad de cristales incluyendo halita, y además silvita y calcopirita. Estas parecen coexistir con inclusiones de vapor de baja densidad, interpretándose estas asociaciones como producto de separación de fases líquido-vapor, un proceso que se considera paso característico de la evolución magmático-hidrotermal de estos sistemas mineralizantes (Cline, 1995; Bodnar, 2003).

b) Las inclusiones de alta salinidad se forman estrechamente asociadas con el pórfido mismo y están restringidas a una zona generalmente de menos de 300 m arriba de la cima del cuerpo intrusivo. En el caso de las inclusiones coexistentes de vapor de baja densidad las temperaturas máximas de homogeneización (294-196 °C) y bajas salinidades (~3–1.5% en peso eq. NaCl), generalmente decrecen hacia arriba y lateralmente alejándose del cuerpo de pórfido hacia la zona epitermal de alta sulfurización con enargita-Au (Wilkinson, 2001).

c) Estos cambios proporcionan la evidencia del flujo de fluidos separándose del centro de pórfido, los cuales al alejarse se mezclan progresivamente con agua subterránea fría (<50°C) de salinidad insignificante. Los fluidos en este centro (T ~350 °C; y 5% en peso eq. NaCl), se considera que representan fluidos magmáticos que no han interceptado el *solvus* para separarse en fases líquida salina y vapor, y están ligados a una etapa de alteración sericítica tardía en el sistema mineralizante de pórfido (Hedenquist y Richards, 1998). Los datos de inclusiones pueden ayudar en la investigación de la interfase entre el flujo de fluidos predominantemente magmáticos y los predominantemente meteóricos.

Fuente de los componentes hidrotermales. El magma, además de contener la solución líquida silicatada, contiene volátiles disueltos entre los que el H₂O es el más abundante (Halter *et al.*, 2004). Entre los volátiles hay cantidades menores de CO₂, SO₂ y muchos otros compuestos (H₂S, SO₃, CO, H₂, CH₄), halógenos (HCl, HF, Br), N₂, gases nobles y REE, los cuales disminuyen la viscosidad de los magmas y controlan las características de la erupción (Philpotts, 1990). Los volátiles son compuestos químicos que favorecen el estado gaseoso: la reducción de presión tiende a liberar el H₂O, porque se incrementa el efecto de la temperatura, lo cual propicia que aumente la fuerza el escape del H₂O. Estos volátiles sometidos a temperaturas magmáticas y presiones cercanas a la atmosférica son gases, en cambio a más de 1 kilómetro de profundidad, se comprimen produciendo fluidos supercríticos más densos.

La fuente de volátiles en los magmas puede venir del manto hidratado o de fuentes externas como el agua meteórica o a partir de la deshidratación de la corteza oceánica subducida. La deshidratación en la transición eclogita-esquistos azules, a profundidades de ~100 km, mas bien que la fusión es el proceso clave que se produce en la mayoría de las placas subducidas (Richards, 2003). Los fluidos acuosos ricos en solutos, liberados de la placa, metasomatizan la cuña sobreyacente del manto astenosférico peridotítico. Así, los fluidos forman anfíboles y micas que reducen la temperatura solidus en el manto, a un punto que se inicia la fusión.

Origen de los fluidos. En varios depósitos de la provincia de yacimientos tipo pórfido cuprífero de Arizona y Sonora, estudiados con isotopía de H y O, todas las biotitas parecen haber sido formadas a partir de agua con

una composición isotópica que coincide con el campo primario de las aguas magmáticas; mientras que las arcillas y sericitas generalmente parecen haberse formado a partir de aguas calentadas de derivación externa (Burham, 1979). En la mayoría de los casos el H₂O externa tiene una fuente meteórica, sin embargo las cantidades de agua meteórica son mucho menores que en los depósitos epitermales. Lo anterior implica que: (a) alrededor de los *stocks* epizonales de los pórfidos cupríferos se integraron sistemas hidrotermales convectivos muy significativos; y (b) también que las paragénesis de alteración de silicatos-K (potásica), en los núcleos de los *stocks*, en general no están relacionadas a estos sistemas acuosos externos. Sin embargo, los feldespatos y el cuarzo, que coexisten en esta alteración, consistentemente no-están en equilibrio isotópico como resultado de intercambio de ¹⁸O post-depositacional entre los feldespatos y las varias soluciones acuosas que alteraron estos depósitos (Taylor, 1997).

El modelo desarrollado por este autor para explicar las relaciones isotópicas en depósitos tipo pórfido cuprífero, indica que parte de las soluciones magmático-hidrotermales bajo presión litostática se forman durante las etapas tardías de cristalización al interior de las porciones superiores de un *stock* de pórfido. Por fuera del *stock* un sistema hidrotermal separado de circulación convectiva (por aguas de origen meteórico o conatas, o ambas), se establece bajo presiones hidrostáticas que equivalen a $\sim 1/3$ de las presiones al interior del *stock*. Los sistemas hidrotermales interno y externo están ambos presentes simultáneamente en la historia temprana del *stock*, pero no están conectados ya que la envolvente expansiva del H₂O magmática y la más alta presión litostática del H₂O del sistema interno, previenen que el sistema externo invada el *stock*

de pórfido. El sistema hidrostático externo de más baja temperatura, prevalecerá por más tiempo después que el sistema magmático se desvanece.

En la fase final cuando el sistema interno, mantenido por el *stock*, se enfría, el sistema hidrotermal externo se *colapsa* hacia adentro, invadiendo las rocas con alteración hidrotermal de más alta temperatura (potásica) formada por el sistema interno. La circulación de grandes cantidades de agua meteórica es comúnmente observada con la evidencia de isótopos estables, y ésta es resultado del colapso del sistema magmático-hidrotermal (Hedenquist y Richards, 1998). Las zonas de alteración hidrotermal-meteóricas, argílica avanzada y sericita-pirita, con su composición isotópica característica, se superponen o traslapan sobre las alteraciones preexistentes magmático-hidrotermales de feldespato K-biotita, o sobre el plutón fresco.

Las zonas ricas de deposición de calcopirita en los depósitos tipo pórfido cuprífero tienden a formarse a lo largo del límite entre los dos tipos de sistemas hidrotermales (interno y externo), sugiriendo que la interfase de mezcla puede ser importante en la deposición mineral (Lowell y Gilbert, 1970; Titley, 1982b). En algunos casos las menas primarias pueden ser disueltas y redepositadas por los fluidos hidrotermal-meteóricos de etapa tardía, los cuales típicamente tienen bajo pH. Este modelo para los depósitos tipo pórfido cuprífero implica que, aunque el H₂O de estos sistemas mineralizantes tiene al menos dos fuentes principales (1) la fuente primordial de azufre, cobre y otros metales pesados es básicamente el sistema magmático, expresado por el *stock* de pórfido mismo, y (2) una posible contribución variable (aun desconocida) de materiales lixiviados de la roca encajonante (Taylor, 1997).

Origen y partición de los metales. Los magmas son la fuente más probable de varios metales contenidos en las soluciones hidrotermales (Farmer y DePaolo, 1997; White, 1998). El magma desempeña varios papeles importantes en la metalogénesis de estos sistemas: (a) provee la fuente de calor requerida para generar celdas convectivas acuosas en torno a la masa ígnea caliente, constituyendo así sistemas hidrotermales; (b) el magma puede también ser la fuente de fluido acuoso, y/o de los metales y otros componentes en solución.

La concentración de agua en magmas félsicos varía en un rango desde 2.5 a 6.5% (en peso) H₂O, con una media de 3% (en peso) H₂O. Este contenido sería aun mayor al anotado si se considera el porcentaje en volumen, dada la relativamente baja densidad del agua. La partición de los elementos metálicos hacia las soluciones hidrotermales resulta de reacciones de intercambio entre los minerales (en el magma) que forman las rocas y los fluidos hidrotermales. Los estudios experimentales indican que elementos como el Fe, Cu, Zn, Cd, Mo y Mn particionan fuertemente hacia los fluidos hidrotermales ricos en cloro.

Las soluciones hidrotermales de origen magmático son fluidos residuales separados durante la cristalización del magma, y particionan metales y otros elementos incompatibles que no pueden alojarse dentro de los minerales que cristalizan tempranamente (Candela y Holland, 1984, 1986). En cambio, minerales tardíos tales como la biotita, clorita, hornblenda, y feldespatos pueden alojar una proporción sustancial de elementos metálicos dentro de su estructura cristalina. Se estima que entre la biotita, la hornblenda y la clorita (minerales hidratados) pueden llegar a contener hasta 50% del Cu contenido en una granodiorita asociada a un pórfido mineralizado.

APÉNDICE A8. EL EFECTO DE LOS VOLATILES Y EL AGUA EN LOS FLUIDOS HIDROTERMALES

Las fusiones silicatadas poseen estructura tetrahedral formada por Si^{+4} y Al^{+3} en coordinación con iones O^{-2} que comúnmente se comparten (ó forman 'puentes') con tetraedros vecinos. La liga a través de puentes de oxígeno constituye una estructura polimerizada la cual semeja el estado cristalino. El agua y otros volátiles rompen los puentes de oxígeno y por eso despolimerizan la estructura de las fases fundidas de silicatos. Los efectos del H_2O en fusiones silicatadas provoca cuatro efectos principales que se resumen como sigue (Best, 2003): (a) el agua despolimeriza las fusiones silicatadas reduciendo significativamente su viscosidad; (b) incrementa los ritmos de difusión; (c) disminuye las temperaturas de cristalización; y, (d) se desmezcla y se expande en el magma causando en algunos casos el volcanismo explosivo.

La adición del H_2O en la mezcla fundida no solo rompe los puentes de oxígeno, sino que también incrementa la expandibilidad del líquido, permitiendo la entrada de grandes moléculas de CO_2 . Así la solubilidad del CO_2 se incrementa al incrementar el contenido de H_2O . En el caso de la actividad hidrotermal los aspectos más importantes del H_2O es que en sistemas subsólidos ésta promueve la alteración de minerales de más alta temperatura. Además, la ebullición retrógrada y la separación de una solución acuosa en sistemas plutónicos confinados producen las pegmatitas y los depósitos minerales (Pirajno, 1992).

En la formación de los depósitos minerales hidrotermales que están asociados espacial y temporalmente con intrusiones félsicas, los constituyentes

volátiles ejercen fuertes controles en la geoquímica, cantidad, y estilo de mineralización encontrada en estos sistemas (ver Inciso I.2.1., y Figura A.1). Los modelos incluyen aspectos como la relación entre la mineralización con tipos de roca, contenido metálico, y contenido de halógenos de los plutones productores, además de parámetros termodinámicos como fugacidades (fO_2 y fH_2O), HF y HCl, que se han relacionado con la naturaleza de los depósitos asociados (Candela, 1989). Según este autor, los componentes, en conjunto con los metales y compuestos relacionados, se concentran en los magmas de diversas maneras a partir de fuentes variadas, incluyendo la corteza subducida y la lixiviación de rocas circundantes. La fuente primaria de muchos componentes de yacimientos minerales hidrotermales formados en ambientes de arco magmático (como los yacimientos tipo pórfido cuprífero), son los fluidos magmáticos, tanto vapor como líquidos hipersalinos. Sin embargo, el flujo de los fluidos hidrotermales responsable de los depósitos generados es un fenómeno menor comparado con la magnitud de la circulación de fluidos provocada por la intrusión de magma. En consecuencia se requieren condiciones especiales en la concentración de metales de un depósito mineral de este tipo. Los metales pueden introducirse en los magmas a través de una variedad de caminos, incluyendo fusión parcial del manto, fusión de la corteza y/o transferencia de fluidos de la placa subducida.

APÉNDICE A9. ORIGEN, TRANSPORTE Y FRACCIONAMIENTO DE METALES

El magmatismo en la provincia Arizona-Sonora manifiesta cierta contaminación por la asimilación de fluidos corticales formacionales

(principalmente agua en equilibrio con una corteza oxidada fuerte a moderadamente), oxidados y ricos en fluor derivados del basamento granitoide de ~1.44 Ga de composición alcalina (Keith y Swan, 1996). Después del metamorfismo inducido por volátiles en la corteza inferior y media, bajo condiciones magmáticas, y después de asimilar fluidos corticales, el magma asciende hacia la corteza superior, donde sufre una secuencia de tres eventos de desvolatilización a partir de precursores más densos, más máficos y menos viscosos. La mineralización cuprífera Cu-Mo (W, Zn, Pb, Ag, Mn, Fe, y S) aparece con el tercer evento de desvolatilización (magma con ~3.0% de CaO y 67 % de SiO₂) asociado con hidrólisis durante la cual la hornblenda desaparece de la secuencia (Keith y Swan, 1996; Candela y Picoli, 2005) y en su lugar aparece la biotita. Los factores sobresalientes son:

1) La evidencia geoquímica e isotópica encontrada en los estudios de yacimientos tipo pórfido cuprífero indica que el magma es la fuente directa más probable de muchos metales, siderófilos, litófilos y calcófilos, y entre otros particularmente el Cu, el Au y en cierto grado el Mo. En la Figura A.1, se muestran las tendencias de zoneamiento de los metales referidos, en función del estado redox, en el ambiente relacionado a intrusiones (Sillitoe, 1996; White, 2000).

2) El factor primordial que controla en la corteza la concentración (valores 'Clarke') de los elementos calcófilos Cu, Au y elementos del grupo del platino (PGE), es el flujo de estos desde su fuente en el manto. Este flujo de elementos también controla la disponibilidad y abundancia de estos para formar yacimientos minerales en la corteza superior (Mungall, 2002). Según este autor, para remover elementos calcófilos (Cu y metales afines) desde la cuña del

manto hacia los magmas de arco y concentrar cantidades significativas de estos, se requiere que no haya sulfuros en la fuente. Esto se consigue de dos formas, una puede ser que se trate de un manto tan extremadamente empobrecido que pueda formar magmas boniníticos (ricos en Ca y Mg), o bien en una cuña del manto que esté oxidado a valores de fugacidad del oxígeno fO_2 mayor que FMQ+2, (Fayalita-Magnetita-Cuarzo), que den como resultado la completa oxidación de sulfuro a sulfato.

3) El único agente, suficientemente fuerte, capaz de oxidar la cuña del manto, es el ión férrico (Fe^{+3}). Los estudios de modelación termodinámica petrogenética indican que el flujo total de Fe_2O_3 extraído a partir de fusión de la placa subducida (magmas adakíticos), en comparación con el agua aportada por ella misma es 10,000 veces mayor en contenido de Fe_2O_3 que el que pueden transportar los fluidos producto de deshidratación (Mungall, 2002).

4) La modelación también indica que los flujos a gran escala de elementos calcófilos desde la cuña del manto hacia la corteza superior, debido a la oxidación de sulfuros del manto, pueden resultar únicamente por fusión de la placa subducida, o bien por la liberación de fluidos ricos en hierro a presiones supercríticas (*i.e.*, mayor a 30 Kbar). Este último factor podría explicar la existencia de grandes sistemas mineralizantes de tipo pórfido cuprífero, con magmatismo fértil de afinidad alcalina, como en el caso del yacimiento Bingham, Utah.

5) Las rocas plutónicas de un rango amplio de composiciones, principalmente félsicas a intermedias, están relacionadas genéticamente a depósitos de metales básicos y preciosos de afinidad calcófila y litófila (Sillitoe, 1996). El tipo de metales presentes depende de la composición, grado de

fraccionamiento y estado de reducción de las intrusiones asociadas (Figura A.1). Los magmas reducidos tipo 'S' (series con ilmenita) son más favorables (que otros magmas) para contener elementos litófilos, Au y metales afines, mientras que el contenido de Cu, Mo y otros metales calcófilos se favorece en magmas oxidados Tipo 'I' (Figura A.1) de series con magnetita (Takagi y Tsukimura, 1997).

6) Por otro lado, la partición de metales calcófilos como el Cu, hacia un fluido magmático hipersalino, incluyendo tanto líquido como vapor (SO_2 , CO_2 , H_2O , etc.), se favorece en magmas hidratados (fraccionamiento de hornblenda y biotita), y es más eficiente a profundidades corticales someras (~1.0–4.0 km), a partir de magmas con altas relaciones $\text{Cl}/\text{H}_2\text{O}$ (Sillitoe, 1996).

7) Durante la separación de la fase fluida (“ebullición”) en sistemas de fluidos salinos de alta temperatura, datos recientes de micronálisis de inclusiones fluidas muestran evidencia indiscutible de atrapamiento simultáneo de una salmuera líquida y una fase de vapor coexistente. En estas fases se identifican dos grupos de elementos con una conducta geoquímica drásticamente distinta: los elementos Na, K, Mn, Zn, Rb, Cs, Ag, Sn, Pb, y Tl particionan preferentemente hacia la salmuera (probablemente como complejos de Cl), mientras que el Cu, As, Au (probablemente como complejos HS), y el B, particionan selectivamente hacia el vapor (Heinrich *et al.*, 1999). Además, las concentraciones de algunos metales, destacando el Cu y Au, son comúnmente más altas en las inclusiones de vapor que en las inclusiones del líquido hipersalino (salmuera) coexistente (Williams-Jones y Heinrich, 2005).

8) La separación de la fase fluida parece ser un proceso importante, antes subestimado, en la diferenciación química que contribuye al rango de

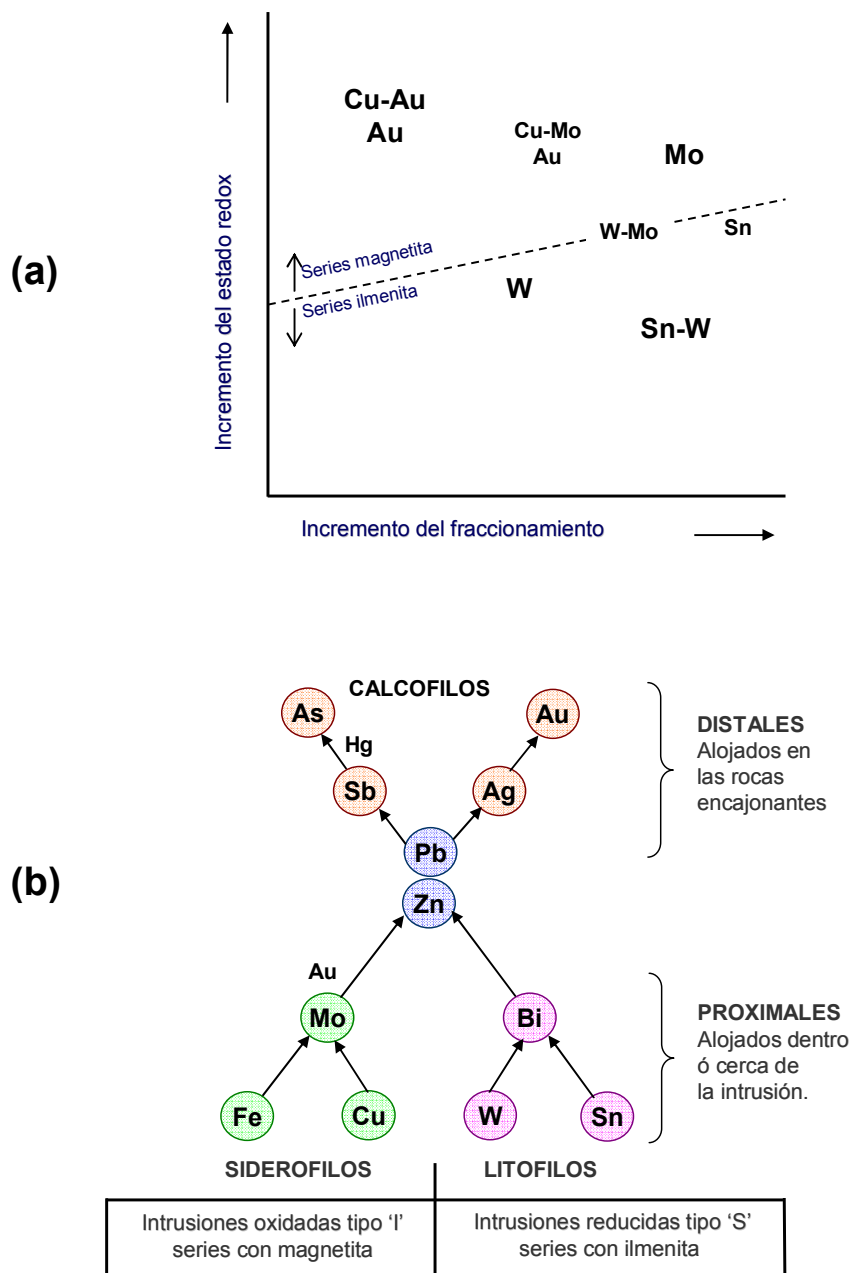


Figura A.1. Origen (fuente), transporte y partición de metales selectos, relacionados genéticamente a intrusiones ígneas. (a) Diagrama que resume el control que ejercen tanto el grado de fraccionamiento como el estado redox sobre depósitos metálicos. El tamaño relativo del símbolo de los elementos indica los metales principales y los subsidiarios. (b) Representación esquemática de las dos secuencias principales de zonamiento de metales: de siderófilos a calcófilos y de litófilos a calcófilos, mostradas por depósitos minerales y distritos relacionados. El Zn y el Pb son compartidos por ambas secuencias. (Modificado de Sillitoe, 1996).

concentración o enriquecimiento selectivo extremo de elementos metálicos en los sistemas magmático-hidrotermales. En éstos se incluyen desde los pórfidos cupríferos, skarns, greissens, y depósitos epitermales, hasta las fumarolas volcánicas.

APÉNDICE A10. FACTORES FAVORABLES PARA LA FORMACIÓN DE YACIMIENTOS TIPO PÓRFIDO CUPRÍFERO GIGANTES (Y REFERENCIAS)

I) Ubicación del magmatismo sobre el borde del cratón precámbrico en o cerca de este (cocientes iniciales de Sr ~ 0.706 y valores actuales de $\epsilon_{Nd} \sim 0-+4$), en ambiente tectónico de arco magmático producto de subducción en margen continental, compresional con corteza (o litosfera) engrosada.

II) Los magmas que alimentan los *stocks* de pórfido cuprífero evolucionan durante períodos de engrosamiento cortical (compresivos), dando lugar a ausencia de volcanismo activo (que previene el escape de volátiles y metales). También dan lugar a una petrogénesis magmática fértil muy particular: La geoquímica de los plutones mineralizados indica las siguientes características: (a) composición calcialcalina (media y alta en K) tipo I metaluminosa (pobre en Al), (b) afinidad adakítica; (c) con alta oxidación (pobre en Fe, Au, Ti, e Y); (d) alta hidratación (superior a 4 a 5% agua); y (e) rica en fluor. La fuente de los metales, principalmente Cu y metales asociados Mo, Au (Ag, W, Zn, Bi), al igual que el magma, se relaciona al manto (*cf. vs corteza*).

III) La asociación espacial de provincias de mega-yacimientos tipo pórfido cuprífero con anomalías térmicas y perturbaciones topográficas (*e.g.*, cordilleras asísmicas, cadenas de montañas y mesetas marinas) sobre la placa oceánica subducida. Estos rasgos son promotores de subducción de bajo-ángulo,

engrosamiento cortical, levantamiento y erosión, y magmatismo adakítico (fértil) simultáneo con la mineralización en esas provincias (Hollings *et al.*, 2004; Cooke *et al.*, 2005; Rosenbaum *et al.*, 2005). Estos accidentes parecen responsables de detonar la formación de grandes pórfidos mineralizados. Las adakitas son rocas volcánicas (andesitas), o plutónicas calciálicas ricas en SiO₂ y Al₂O₃ mayor a 15%, con altos cocientes de La/Yb y Sr/Y, pero bajos contenidos de Yb e Y, que presentan contenidos relativamente altos en MgO, Cr, Ni y Sr. Estas rocas pueden generarse por fusión parcial de la parte basáltica de la placa oceánica subducida debajo de arcos volcánicos (Richards, 2003).

IV) El efecto de agrupamiento (*clustering*) de yacimientos de tipo pórfido cuprífero en las provincias favorece la formación de algunos depósitos gigantes en éstas. Dicho efecto es propiciado por la focalización (estructural) y persistencia en tiempo del magmatismo en franjas y distritos favorables a mineralización en una cierta región. La formación de varios centros magmáticos grandes, con focos o centros múltiples (*clusters*) y repetición periódica de pulsos de magma (magmatismo polifásico) en estos centros, son características muy favorables para desarrollar mineralización.

Muchos magmas de arco muestran clara evidencia de la adición de componentes, tales como elementos alcalinos, S oxidado, H₂O y Cl derivados de la placa subducida. El flujo de metales estimado de las erupciones volcánicas indica que, con tiempo prolongado y un mecanismo de concentración en la degasificación de los magmas, se pueden extraer metales suficientes para crear un depósito mineral. De acuerdo con Hedenquist y Lowenstern (1994), muchos sistemas hidrotermales mineralizados derivan su energía térmica de los

magmas, pero se requieren múltiples intrusiones sucesivas para mantener la actividad por suficiente tiempo y lograr la concentración de metales encontrada.

V) Otros rasgos y factores importantes de control para el magmatismo productivo (de mineralización) son: (a) las zonas de sutura y cizallas en el basamento debajo del arco magmático; (b) procesos eficientes de fraccionamiento de los metales en el magma de batolitos epizonales y *stocks*, y (c) mecanismos eficientes de transporte, y sitios de depositación (e.g., estructuras regionales profundas, discontinuidades y otras zonas estructurales reactivadas).

La eficiencia de los procesos de enriquecimiento secundario es muchas veces el factor principal en la formación y preservación de acumulaciones gigantes de Cu. Los factores determinantes que favorecen estos procesos se revisan brevemente en la Parte III.

Referencias. Los trabajos más destacados sobre metalogénesis hipogénica de pórfidos cupríferos son los siguientes:

a) *Modelos de yacimientos.* Uno de los primeros trabajos y tal vez el mejor es el de Gustafson y Hunt (1975) que describen el modelo (anatomía detallada) tipo de pórfido cuprífero más completo y mejor estudiado a la fecha: El Salvador, Chile. Por su parte Kesler (1973, 1997) distingue por primera vez los dos modelos principales de pórfido cuprífero (Cu-Mo y Cu-Au) y su metalogénesis característica. Después, Hollister (1978) introduce el modelo cordillerano asociado a intrusiones porfídicas más básicas (yacimientos de mediano tamaño). Por su parte Sillitoe (1981) resalta las diferencias (y similitudes) entre los dos modelos principales de pórfido cuprífero, el de arco insular oceánico (Cu-Au) y el de arco continental (Cu-Mo). Finalmente,

Hedenquist y Richards (1998) caracterizan los modelos genéticos de pórfidos cupríferos contrastando la geoquímica de los magmas asociados. Recientemente, Camus (2003) describe nuevos modelos para los depósitos más destacados tipo pórfido cuprífero chilenos. En cuanto a los modelos de alteración Lowell y Gilbert (1970) plantean el modelo clásico de zoneamiento para los pórfidos de Arizona.

b) *Metalogénesis de los yacimientos.* Los factores genéticos determinantes de las provincias de pórfidos cupríferos fueron planteados inicialmente por Gustafson (1978). Posteriormente, Titley (1982a,b, 1990, 1992, 1993) describe los controles geológicos (y estructurales) regionales de los pórfidos cupríferos de Arizona, así como los patrones de alteración y mineralización, incluso la supergénica, y el involucramiento del basamento en su metalogénesis. Sillitoe (1976, 1996, 1997, 1998, 2000a) contribuye en forma importante a la magmagénesis del cobre (y metales afines) y describe las características favorables para generar los yacimientos de gran tamaño, así como las características de las cimas y fondo (raíces) de los sistemas mineralizados. Farmer y DePaolo (1987, 1997), con estudios de geoquímica isotópica, argumentan sobre la influencia o predominio de la corteza vs el manto en la metalogénesis cuprífera. Keith y Swan (1996) resaltan la importancia de las series magmáticas y la influencia de los fluidos corticales en la metalogénesis cuprífera. Recientemente, Kesler *et al* (2002), aportan a la metalogénesis del Au en sistemas tipo pórfido cuprífero y su significado; y Richards (2003) describe el ambiente tectónico favorable a metalogénesis de pórfidos cupríferos.

c) *Geocronología*. Sobre la edad y duración de los procesos metalogénicos: Lowell (1974) determinó que las edades isotópicas de los plutones laramídicos asociados a los pórfidos cupríferos disminuyen de oeste a este y de norte a sur en Arizona. Damon *et al* (1983) determinaron numerosos fechamientos isotópicos de la mayoría de los distritos y plantean la posible evolución regional para los pórfidos cupríferos de México, cuya metalogénesis se desarrolló gradualmente de de oeste a este y hacia el sur. Ruiz y Mathur (1999) aportan a la metodología isotópica para determinar directamente la edad de la mineralización en los pórfidos cupríferos, con el sistema de Re-Os en la molibdenita asociada a éstos.

d) *Aspectos genéticos*. Referente a las causas y mecanismos de formación: Burnham (1979, 1981) con bases experimentales plantea el modelo de evolución de los magmas y los distintos tipos de fluidos asociados en los sistemas de pórfido cuprífero. Hedenquist y Lowenstern (1994) dan evidencia de los aportes del magmatismo en los depósitos hidrotermales. Beane y Bodnar (1995) con microtermometría distinguen los distintos fluidos y el tipo de alteración resultante en los pórfidos cupríferos. Cline (1995) aporta sobre la conducta de las salmueras y del cobre en los magmas. Lang y Titley (1998) caracterizan los pórfidos cupríferos de Arizona con elementos traza y geoquímica isotópica. Tosdal y Richards (2001) aportan mecanismos de emplazamiento del magma aplicables a pórfidos cupríferos. Más recientemente, Halter *et al* (2004) aportan sobre la conducta del Cu y Au con base en estudio de inclusiones sólidas en pórfidos cupríferos. Candela y Picoli (2005) y Williams-Jones y Heinrich (2005) describen la partición de los metales (Au, Cu, etc.)

entre los volátiles y líquidos en los fluidos hidrotermales, resaltando la importancia de los primeros.

e) *Tamaño y agrupamiento*. En cuanto a los factores favorables para la generación de los depósitos de gran tamaño y agrupamiento de estos: Clark (1993) clasifica las varias etapas de alteración y mineralización comunes en pórfidos cupríferos cordilleranos y distingue las características favorables y comunes en los mega-yacimientos. Gustafson *et al* (2001) describen complejos magmáticos con centros múltiples de mineralización tipo pórfido cuprífero. Hollings *et al* (2004) revelan datos estadísticos sobre características favorables para la ubicación de pórfidos cupríferos gigantes. Cooke *et al* (2005) y Rosenbaum *et al* (2005) indican posibles controles tectónicos favorables para la ubicación de los pórfidos cupríferos de gran tamaño.

APÉNDICE A11. PRINCIPALES FASES RECONOCIDAS DEL MAGMATISMO LARÁMIDE EN ARIZONA Y SONORA

En la provincia del sureste de Arizona se han identificado geoquímicamente tres fases principales de magmatismo laramídico. Éstas se caracterizan por la predominancia de una sub-serie (o facies) de alguna de las series geoquímicas dominantes, aunque frecuentemente se traslapan fases distintas en una misma área. Según Keith y Swan (1996), se reconocen las siguientes tres fases:

a) Fase inicial (ca. 88–65 Ma), es parte del arco Sevier-Larámide, caracterizada por magmatismo oxidado, con contenido moderado a pobre en hierro y alto en sílice, presentando dos facies: una débilmente peraluminosa granodiorítica, baja en potasio, y otra metaluminosa tonalítica con hornblenda.

Esta fase se presentó mayormente en la costa de Sonora, Arizona y Nuevo México, representando el inicio de la migración del magmatismo laramídico metaluminoso desde su posición anterior en el batolito de las sierras peninsulares (asociación tonalita-thondjemita-granodiorita), hacia el noreste. Esta fase precede a la fase de magmatismo productivo de mineralización cuprífera.

b) Fase Intermedia, arco principal Larámide (ca. 65–56 Ma), este magmatismo se concentró en el segmento que abarca la provincia productiva de yacimientos tipo pórfido cuprífero de Arizona, Sonora y Nuevo México. Se caracteriza por magmatismo subcortical oxidado, metaluminoso, calciocalcino pobre en hierro, con mayor hidratación que los plutones laramídicos iniciales. Este es el magmatismo favorable o productivo de los yacimientos de tipo pórfido cuprífero, cuyos datos isotópicos de Sr inicial revelan rangos de 0.7065 a 0.7095, que indican una contaminación cortical de poca consideración. La mineralización se asocia al magmatismo en dos rangos principales de tiempo: ~70–67 Ma y de ~64–58 Ma, principalmente al final de cada ciclo. El volcanismo sincrónico con la mineralización de pórfidos está ausente en la región occidental del arco, está localmente presente en el centro del arco y está extensamente expuesto hacia el este del arco central. El arco magmático laramídico en esta región presenta cierto diacronismo haciéndose más joven del noroeste hacia el sureste de Arizona, y mantiene una tendencia general migrando hacia el este (Lowell, 1974).

c) Fase final Larámide (ca. 56 a 43 Ma), es posterior a la mineralización cuprífera, y en contraste con las fases anteriores este magmatismo fue derivado de la fusión de materiales corticales causada por la subducción sub-horizontal.

En la provincia de yacimientos tipo pórfido cuprífero, principalmente en Arizona y una porción del noroeste de Sonora (terreno Pápago de Haxel *et al.*, 1984), se emplazaron numerosos plutones calcialcalinos, peraluminosos (sin volcanismo equivalente), caracterizados por granitos de dos micas con granate y moscovita, que pueden estar más relacionados con mineralización de Au que de Cu. Entre los grandes batolitos laramídicos asociados a metalogénesis de Cu en el SE de Arizona están el granito Shultze en el distrito Globe-Miami-Superior y Ray; la granodiorita-cuarzodiorita Lone Star en el distrito de Safford; y la granodiorita Ruby Star en el distrito de Sierrita-Esperanza-Twin Buttes.

En Sonora este-central se reconocen dos grupos de edades para las rocas plutónicas: (a) la fase más antigua pre-larámide, o tal vez larámide (muy temprana) se encuentra en la región de Bacanora-Sierra El Novillo y Rebeico, con edades entre ~90 y 84 Ma (Pérez-Segura, 2006). Ésta se ubica en una franja batolítica orientada noreste-este a suroeste-oeste (casi E-W) que presenta cierto diacronismo haciéndose más joven hacia el oeste. La mineralización cuprífera asociada, en esta fase no es típica de yacimientos tipo pórfido cuprífero, sino más bien de yacimientos de FeOx-Cu-Au (IOCG); y (b) una fase más joven (Larámide tardía) traslapada a la primera, se presenta en franjas de orientación noroeste-sureste y edades entre ~57–52 Ma, por ejemplo el batolito de El Jaralito (Roldán-Quintana, 1991). Esta fase no es productiva de mineralización importante de tipo pórfido cuprífero en esta region; Sin embargo, se extiende, con edades muy similares a la anotada, hacia el centro-norte de Sonora, hasta la región de Cumobabi y Nacozari donde si produjo mineralización significativa entre *ca.* 57–53 Ma. En la región de Cananea los grandes batolitos favorables a la mineralización presentan edades entre 68 y 61

Ma, y los stocks y pórfidos de ~62–56 Ma (Tabla I.2). En casi todos los casos, los *stocks* y pórfidos asociados, presentan edades similares a los batolitos de donde se derivan o ligeramente menores.

APÉNDICE A12. GEOQUÍMICA DE LOS MAGMAS LARAMÍDICOS

La magmagénesis fértil es particular del metalotecto cuprífero y distinta del magmatismo en otras regiones cordilleranas (Keith y Swan, 1996; Lang y Titley, 1998). La influencia que las rocas del basamento ejercieron sobre la composición de los plutones es ampliamente reconocida (Titley, 1992, 2005; Farmer y DePaolo, 1984, 1997). La petrología de fases, la geoquímica de roca total, la composición de los minerales y la mineralogía de alteraciones indican que los contenidos de agua, metales, cloro y azufre de los magmas aumentan al incrementarse la diferenciación y alcanzan un máximo en las últimas etapas (más diferenciadas). Los pórfidos cuarzo-feldespáticos mineralizados resultan del ascenso de las fases magmáticas enriquecidas diferenciadas (Wodzicky, 2001).

La geoquímica de elementos mayores, traza, y datos isotópicos en la región de Cananea, sugieren que las rocas ígneas asociadas con la mineralización son series cogenéticas calcialcalinas, en un rango de composición de gabro a granito, y presentan un contenido medio a alto en potasio (Wodzicky, 2001). Según este autor, los valores de los isótopos de neodimio ($\epsilon_{Nd} = +0.7$ a -5.7), e isótopos de estroncio ($^{87}Sr/^{86}Sr_{inicial} = 0.70570-0.71037$), muestran una correlación inversa suave, la cual combinada con los datos de elementos mayores y traza, indican que las rocas Larámide evolucionaron de un magma fuente derivado del manto, por procesos de

cristalización fraccionada y asimilación (AFC). Estos datos isotópicos también indican una corteza anómalamente engrosada para esta región, lo cual parece representar un prerequisite para la formación de yacimientos super-gigantes de tipo pórfido cuprífero.

Serie Magmáticas. En la provincia de Arizona-Sonora los aspectos geoquímicos y mineralógicos de interés, en relación a las series magmáticas y los metales (Cu, Mo, etc.), se aprovechan para determinar la génesis de los yacimientos de tipo pórfido cuprífero y para distinguir las características de las rocas plutónicas productivas y las no productivas (Keith y Swan, 1996). Entre los principales factores reconocidos por estos autores se tienen cinco: (a) la relación tectónica y el contenido de aluminio de los granitoides con respecto a alcalinidad; (b) la alcalinidad, los yacimientos metálicos y sistemas de arco transgresivos; (c) la alcalinidad, el contenido de aluminio, valores de hierro y fuente de magma y metales respecto a niveles de la corteza y el manto; (d) el estado de oxidación de los magmas con respecto a su aplicación en la metalogena Larámide; y (e) la relación de las series magmáticas con el contenido de metales. Entre estos últimos, los más importantes son los siguientes tres:

- 1) Los contenidos de aluminio y alcalinidad describen las regiones fuente del magmatismo y los metales. Los magmas peraluminosos distinguen proveniencia por fusión de corteza, en contraste con los magmas metaluminosos cuyas fuentes provienen del manto. La fuente principal de metales calcófilos (e.g., Cu y Au) está más asociada al manto que a la corteza.

- 2) Los contenidos de hierro reflejan la cantidad de agua y otros volátiles en la fuente. Los magmas ricos en hierro son generados en una fuente anhidra

y ya no adquieren más volátiles (ni metales) durante su ascenso y emplazamiento, y son dominados por secuencias con cristalización de clinopiroxeno. En contraste, los magmas pobres en hierro (productivos de mineralización cuprífera) son muy hidratados, contienen hornblenda y son típicos de ambientes de arco continental.

3) El estado de oxidación del magma ($Fe^{+3}/Fe^{+2} > 0.9$) se puede reflejar por la adquisición de volátiles corticales (principalmente H_2O), en un magmatismo metaluminoso. En la corteza continental madura la incorporación de volátiles al magma le agrega suficiente agua para alcanzar la estabilidad de la hornblenda (y biotita), que es un pre-requisito para la metalogénesis de pórfidos cupríferos. La biotita, tanto primaria como secundaria está siempre presente en estos sistemas mineralizados.

Los contenidos metálicos de Cu, Pb, Zn, Be, Mn, Fe, U, y tierras raras ligeras (LREE), se concentran por procesos de cristalización en estado de oxidación, que favorecen la estabilidad de la magnetita y esfena. En contraste, la cristalización en estado de reducción ($Fe^{+3}/Fe^{+2} < 0.9$) que favorece la estabilidad de la ilmenita, concentra el Au, Sn, In, As, Sb, Tl, tierras raras pesadas (HREE) y elementos del grupo del platino (PGE) (Sillitoe, 1996; Takagi y Tsukimura, 1997).

APÉNDICE A13. CARACTERÍSTICAS DE LA FASE EXTENSIONAL DE COMPLEJOS DE NÚCLEO METAMÓRFICO

El evento de extensión del Terciario medio en la provincia *Basin and Range* se ubica en el período de 40–15 Ma, antes del desarrollo de la morfología actual, y mayormente entre 30–19 Ma en la región sur de la

provincia (Mayer, 1986). A partir del Oligoceno, el margen continental del suroeste de Norte América había cambiado de un prolongado régimen tectónico compresional Sevier-Larámide (ca. 105–45 Ma) a uno extensional, con levantamiento, rotación y hundimiento de bloques (Dickinson, 1989). El evento compresional prolongado provocó un engrosamiento anómalo de la litosfera, la cual fue después progresivamente adelgazándose durante la extensión post-orogénica.

El adelgazamiento cortical incrementó la flotabilidad (*buoyancy*) del manto y desarrolló los complejos de núcleo metamórfico (*Metamorphic Core Complex*) en la provincia *Basin and Range*. La ubicación espacial de la franja de estructuras tipo *Metamorphic Core Complex* en Arizona y Sonora coincide con la franja batolítica Larámide que precedió a este evento extensivo (Figura 1.4). En esta zona, la corteza fue anómalamente engrosada por la compresión orogénica previa. Una franja orogénica reciente posee un elevado régimen térmico y, por tanto, es una zona de debilidad (fácilmente deformable) en medio de corteza adyacente rígida. Adicionalmente, la reactivación de zonas de debilidad cortical antiguas es una característica importante en la deformación de los *riffts* continentales. En particular, la reactivación por extensión de zonas de cabalgadura mesozoicas, aparece como un aspecto importante revelado por la sismicidad regional asociada a zonas de despegue (*detachment*) actuales (Mayer, 1986).

Los *riffts* intra-arco continental se producen en zonas extensionales locales bajo regimenes tectónicos convergentes. Estas áreas se caracterizan por el desarrollo de complejos de núcleos metamórficos cordilleranos (Coney, 1980; Davis *et al.*, 1981). Estos complejos afectan una superficie de hasta 400

km² cada uno, y generalmente comprenden domos de rocas metamórficas de alto grado que están intensamente deformadas en relación a las rocas que las sobreyacen. El mecanismo de formación de estos complejos involucra una extensión de la litósfera de ~100%, y puede alcanzar localmente hasta 400% (Coney, 1980; Banks, 1980). Esas áreas de extensión extrema se caracterizan por zonas de despegue de orden mayor, altos gradientes térmicos provocados por la elevación de la astenósfera a profundidades someras, y alta deformación.

El evento *Core Complex* en Sonora se caracteriza por el emplazamiento temprano de granitoides peraluminosos (entre ca. 41 y 32 Ma) que intrusionan a los plutones laramídicos. A continuación, estos núcleos cristalinos del basamento evolucionaron con el calentamiento y surgieron como levantamientos dómicos. Así, desarrollaron en su porción superior una cubierta con foliación milonítica asociada a fallas regionales normales de despegue (entre ca. 34 y 19 Ma). Estas fallas son de bajo ángulo orientadas en dirección NW 50° SE inicial y NW 20° SE final; éstas desplazan lateralmente o provocan la denudación de grandes bloques de la corteza. Las fallas son sobreyacidas por bloques tectónicamente rotados de rocas inafectadas por la foliación o la circulación de fluidos hidrotermales. El evento de levantamiento y exhumación inicial estuvo acompañado (entre ca. 27-19 Ma) por la acumulación intermitente, a menudo importante en volumen, de volcanismo bimodal calciocalino, y al final por volcanismo alcalino también bimodal.

En el noreste de Sonora las cuencas sintectónicas, asociadas a las fallas de bajo ángulo, fueron formadas durante el desplazamiento, pero este último continuó simultáneo con la sedimentación (sincinemático) de ambiente

de *rift* (ca. 23–17 Ma) deformando las capas iniciales. Primero se depositaron sedimentos clásticos gruesos, después sedimentos fluviolacustres de gran espesor, con derrames y flujos tobáceos intercalados, así como algunos horizontes evaporíticos (Miranda-Gasca *et al.*, 1998). Finalmente, estas secuencias fueron cubiertas con gruesas capas de conglomerados y secuencias volcánicas (en 19.6 Ma) de la misma afinidad petrogenética inicial.

APÉNDICE A 14. CARACTERÍSTICAS DE LAS FASES

EXTENSIONALES *BASIN AND RANGE* Y GOLFO DE CALIFORNIA

La extensión típica del Cenozoico tardío en la provincia se reconoce como fallamiento *Basin and Range* (*sensu stricto*), el cual es el principal responsable de los rasgos del terreno caracterizados por sierras elevadas y valles intermedios, limitados ambos por escarpes de falla, que constituyen la parte prominente de la topografía actual (Mayer, 1986). Para el Oligoceno Tardío, la mayor parte de la placa Farallón se había consumido a lo largo de la zona de subducción del margen occidental de Norte América. Hace 28.5 Ma, la dorsal del Pacífico Este comenzó a colisionarse con la placa Norte Americana, y la placa del Pacífico se acopló a esta última (Dickinson, 1989 y 2002). Dada su orientación NW, dicha dorsal continuó acrecionándose al margen continental progresivamente hacia el sur. Los remanentes de la placa Farallón, son la placa Juan de Fuca en el norte y la placa Cocos en el sur, que continúan en el presente subduciendo bajo la placa de Norteamérica.

La provincia *Basin and Range* se denomina así por su topografía actual constituida por cuencas de extensión individuales con espaciamiento regular de alrededor de 30–40 km entre si, alternando con bloques limitados por fallas

normales. La diferencia promedio en el relieve entre cuencas y bloques levantados es de entre 1.5–2 km, y el relleno de las cuencas varía entre 1–3 km de espesor. En la región norte de la provincia, con apoyo en estudios sísmicos de reflexión, se ha estimado un salto vertical que varía entre 2.4–4.6 km para las fallas mayores, con un promedio de ~3.0 km (Effimoff y Pinezich, 1986). La cantidad de exhumación para la mayoría de las sierras expuestas se estima superior a 4 km.

La provincia *Basin and Range* se caracteriza por un alto flujo térmico regional (80-100 mW·m⁻²) y una alta elevación promedio topográfica (entre 1200 y 2000 msnm) de una región a otra. La profundidad de la discontinuidad Mohorovicic es muy uniforme bajo esta provincia y la corteza tiene un espesor que varía entre 27 y 35 km, siendo más delgada que en las regiones adyacentes a ésta, donde tiene más de 40 km de espesor. El adelgazamiento de la litósfera hasta la base de la corteza puede ocurrir ya sea por penetración diapírica de la astenósfera, o por erosión sublitosférica (*delamination*), ya que ambos producen el efecto de expansión térmica y levantamiento resultantes (Mayer, 1986). La provincia también se caracteriza por una sismicidad somera difusa, localmente intensa, y de magnitud moderada (inferior a 5, escala de Richter). Los patrones de epicentros difusos resultan de la superposición de la sismicidad somera (6–8 km) y la subyacente (hasta 15 km). Las velocidades reducidas de las ondas P (primarias) que se miden bajo la provincia *Basin and Range* indican la presencia de manto anómalamente caliente y con densidad cortical (Furlong y Londe, 1986). Esto pudiera explicar el levantamiento que precedió o coincidió con el comienzo de la extensión.

APÉNDICE B1. ESTUDIOS PETROGRÁFICOS

Apéndice B1a. A continuación se presentan resúmenes de los reportes petrográficos de rocas del proyecto Milpillás. Entre los del Dr. Sid A. Williams (Tabla B.1.I) se seleccionaron solo 7 muestras de núcleo representativas de variedades de los pórfidos. Del trabajo del Dr. Efrén Pérez Segura (Tabla B.1.II), se seleccionaron 7 muestras de núcleo representativas de variedades de la roca encajonante.

MUESTRA No.	CLASIFICACIÓN Y ORIGEN	DESCRIPCIÓN TEXTURA, MINERALOGÍA, ALTERACIÓN
M10-242	Pórfido riolítico a dacítico, hipabisal	Fenocristales de feldespato reemplazados a caolinita en una matriz microcristalina de caolinita y cuarzo (silicificación). Cuarzo (54%), caolinita (44%), (2%), trazas de sericita y rutilo.
M10-415	Brecha de fragmentos de pórfido	Fragmentos de feldespatos y hornblenda en matriz obliterada por alteración hidrotermal. Granos de cuarzo grueso reemplazan la matriz, con bordes de caolinita y alunita. Cuarzo (58%), alunita (23%), caolinita (18%), leucógeno (1%), trazas de circón y anhidrita.
M10-745	Pórfido granodiorítico, plutónico	Fenocristales anhedral de plagioclasa y biotita, escasos ojos de cuarzo. Agregado cristalino de cuarzo y feldespatos en la matriz. La sericita reemplaza a las plagioclasas y a la biotita; pirita diseminada y en vetillas de cuarzo. Cuarzo (53%), sericita (42%), pirita (3%), leucógeno (2%).
M11-404	Pórfido andesítico a dacítico, hipabisal	Fenocristales de plagioclasa, ortoclasa y biotita en matriz obliterada por la alteración hidrotermal: silicificación, las plagioclasas a sericita y la ortoclasa a sericita y caolinita. Cuarzo (74%), sericita (22%), caolinita (3%), leucógeno (0.5%), y trazas de circón.
M13-265.5	Pórfido andesítico a dacítico, hipabisal	Fenocristales de plagioclasa alterados a caolinita después de sericita. Matriz reemplazada por cuarzo policristalino a prismático fino. Cuarzo (45%), caolinita (52%), sericita (2%), leucógeno (0.5%), hematita (0.5%), trazas de alunita.
M13-380.7	Pórfido andesítico a dacítico, hipabisal	Fenocristales de plagioclasa en matriz cuarzo-feldespática, alteración hidrotermal intensa, y vetillas de cuarzo. Cuarzo (67%), sericita (32%), rutilo (0.5%), trazas de hematita.
M13-651	Pórfido diorítico hipabisal o plutónico	Fenocristales de plagioclasa reemplazados a sericita (38%) y caolinita (4%), y hornblenda reemplazada a peninita (13%) y leucógeno (0.5%) accesorio. Cuarzo (41%) policristalino en la matriz y ocasional ortoclasa, pirita (3%) y trazas de circón.

Tabla B.1.I Resumen de estudios petrográficos del Dr. Sid A. Williams. El número de muestra indica primero el No. de barreno y después del guión la profundidad en metros.

MUESTRA No.	CLASIFICACIÓN Y ORIGEN	DESCRIPCIÓN
		TEXTURA, MINERALOGÍA, ALTERACIÓN
M42-294	Toba lítica de caída (tefra), piroclástico	Fragmentos de tobas de composición riolítica y dacítica, algunos retrabajados. Cuarzo primario (8%), silicificación (70%), arcillas (10%), hematita (12%).
M43-405	Toba de flujo soldada, piroclástico	Textura de flujo con bandas de cuarzo y sericita después de feldespato, y bandas de agregado sílice-feldespático xenomorfo. Sílice + feldespatos (85%), arcillas (10%), sericita (3%), minerales opacos (2%).
M39-453	Pórfido riolítico o toba cristalina	Textura porfídica, cuarzo policristalino recristalizado (50%), cuarzo microcristalino (25%), sericita (20%), minerales opacos (3%), vetilla de cuarzo.
M21-381	Toba o lava andesítica	Silicificación y escasos ojos de cuarzo, relictos de feldespatos en la matriz y aglomerados de microcristales de biotita ferrífera. Feldespato (37%), cuarzo (35%), biotita fina (15%), sericita + caolinita (5%), clorita (5%) y minerales opacos (3%).
M42-474	Toba cristalolítica riolítica, piroclástica	Fragmentos de cristales de cuarzo en matriz cuarzofeldespática y vetilla de cuarzo. Matriz (70%), cristales (25%), arcillas-montmorillonita (20%), fragmentos de roca en parte devitrificada (5%), minerales opacos (<1%).
M93-546	Brecha hidrotermal o de falla	Fragmentos angulosos irregulares de mosaico de cuarzo recristalizado muy fino. Matriz de cuarzo microcristaloblástico muy fino y escasos ojos de cuarzo. Alteración de cuarzo + sulfuros.
M30-430	Toba andesítica o traquiandesita	Fenocristales de feldespatos (ortoclasa y plagioclasa), en matriz de aglomerados microcristalinos. Matriz (37%), biotita secundaria fina (22%), plagioclasas (20%), cuarzo secundario y primario (10% y 5%), clorita después de biotita (3%), minerales opacos y rutilo (3%).

Tabla B.1.II Resumen de estudios petrográficos del Dr. Efrén Pérez Segura. El número de muestra indica primero el No. de barreno y después del guión la profundidad en metros.

Apéndice B1b). A continuación se presenta un resumen de los reportes petrográficos de rocas del proyecto Milpillas, por el Dr. Lucas Ochoa Landín (Tabla B.1.III). Entre la variedad de rocas estudiadas se seleccionaron solo 8 muestras, y 7 de éstas son de núcleo, representativas de distintos tipos de pórfidos y roca encajonante, incluyendo tres muestras de la zona potásica profunda. También se incluyó una muestra de superficie de la sienita El Torre del sector central de Cananea.

MUESTRA No.	CLASIFICACIÓN Y ORIGEN	DESCRIPCIÓN TEXTURA, MINERALOGÍA, ALTERACIÓN
M074-534.91	Pórfido cuarzo-monzonítico, hipabisal	Fenocristales de plagioclasa y ojos de cuarzo (5%) incluidos en matriz cuarzofeldespática (60%) con alteración cuarzo y sericita-caolinita (35%) ± sulfuros y silicificación. Relictos de biotita convertidos a muscovita, trazas de esfena, y vetillas cuarzo-pirita.
M089-723.6	Pórfido cuarzo-monzonítico, hipabisal	Fenocristales de feldespato (20%) alterados a sericita-caolinita, cuarzo primario (5%), biotita (2%) alterada a sericita-muscovita. Matriz (>60%) de cuarzo y feldespatos sericitizados y moderada silicificación. Pirita (1%), trazas de esfena y circón.
M126-410.63	Pórfido monzonítico, hipabisal	Fenocristales relictos de feldespatos y escaso cuarzo (2%) en matriz microcristalina de cuarzo-sericita y arcillas. Relictos de muscovita (después de biotita), trazas de rutilo, y pirita (1%).
M184-655	Pórfido monzonítico, hipabisal	Relictos de fenocristales de feldespato en sericita+caolinita (30%) y menor biotita (5%). Matriz microcristalina cuarzo-feldespática sericitizada y caolinizada (60%). Vetillas de cuarzo-pirita con halo sericítico.
M185-639.35	Andesita subvolcánica	Roca con fuerte alteración potásica (biotita) penetrativa, con alteración fílica tardía sobrepuesta. Cuarzo (30%), arcillas (35%), biotita secundaria (20%), sericita (10%), minerales opacos (5%), clorita, esfena y circón en trazas.
M187-669.40	Toba andesítica, piroclástica	Roca totalmente reemplazada con matriz feldespatizada, fuerte alteración potásica penetrativa (Feld-K + biotita+ magnetita), con fílica superpuesta. Ortoclasa (32%), biotita secundaria (20%), cuarzo (15%), sericita + arcillas (20%), clorita (8%), y minerales opacos (5%). Vetillas de cuarzo + feld-K, y cuarzo-sericita.
M189-699.5	Toba andesítica-dacítica, piroclástica	Plagioclasa alterada a sericita (30%), biotita secundaria (25%), cuarzo (21%), arcillas (10%), clorita (7%) y minerales opacos (7%). Alteración potásica con cuarzo-sericita superpuestos. Incusiones fluidas de dos fases y polifásicas, evidencias de ebullición
BN 13	Cuarzosienita (sienita El Torre)	Roca hipidiomórfica grano medio a grueso. Feldespato potásico ortoclasa-microclina (65%) con textura perfitica, plagioclasa (20%), cuarzo anhedral (10%), hornblenda intersticial, clorita y epidota, apatita, circón y minerales opacos.

Tabla B.1.III Resumen de estudios petrográficos del Dr. Lucas Ochoa Landín. El número de muestra indica primero el No. de barreno y después del guión la profundidad en metros.

APÉNDICE B2. TÉCNICAS DE MICROSCOPIA, ESPECTOMETRÍA Y GEOQUÍMICA.

Microscopía electrónica de barrido. Algunas muestras de los distintos tipos de mena cuprífera de Milpillas fueron estudiadas al microscopio electrónico de barrido SEM (marca Carl Zeiss) en el Centro de Investigación y Desarrollo Tecnológico (CIDT) de Peñoles en Monterrey (reporte interno no publicado, archivo

Peñoles, 2003) con objeto de confirmar las especies, su composición exacta y sus interrelaciones con la ganga (Figura B.1). Esta técnica determina las características microestructurales de minerales y materiales, y además efectúa análisis químicos cuantitativos puntuales.

El microscopio electrónico de barrido (*scanning electron microscope* o SEM), produce una imagen tridimensional de la superficie del mineral. En este caso el rayo electrónico no penetra el mineral pero remueve electrones de algunos puntos en la superficie del mineral. A medida que el rayo rastrea la superficie, las distancias que los electrones deben viajar hacia los detectores son procesadas por una computadora hacia imágenes que se visualizan en una pantalla de video (Figura B.1i). Con esta técnica es posible ‘mapear’ la distribución de elementos dentro de cristales individuales y medir, rápida y exactamente, la composición química *insitu* a una escala micrónica (Larocque y Cabri, 1998).

Los principios de los análisis con la microsonda electrónica son muy similares a la fluorescencia de rayos-X, excepto que en este caso la muestra es excitada por un rayo de electrones en vez de una emisión de rayos-X. Los rayos-X secundarios que se producen son analizados de acuerdo a su longitud de onda, el área pico contada en relación a un estándar y las intensidades convertidas a concentraciones, realizando las correcciones de matriz apropiadas. La técnica implica enfocar un fino rayo de electrones sobre la superficie pulida del mineral bajo estudio y detectar los rayos-X característicos que son emitidos por cada elemento presente. Los análisis con microsonda electrónica se utilizan principalmente para elementos mayores de los minerales de interés, aunque también se usan en análisis de elementos mayores en muestras de roca fundida. La microsonda electrónica primariamente no es un instrumento para elementos traza; sin embargo, los límites de detección se pueden

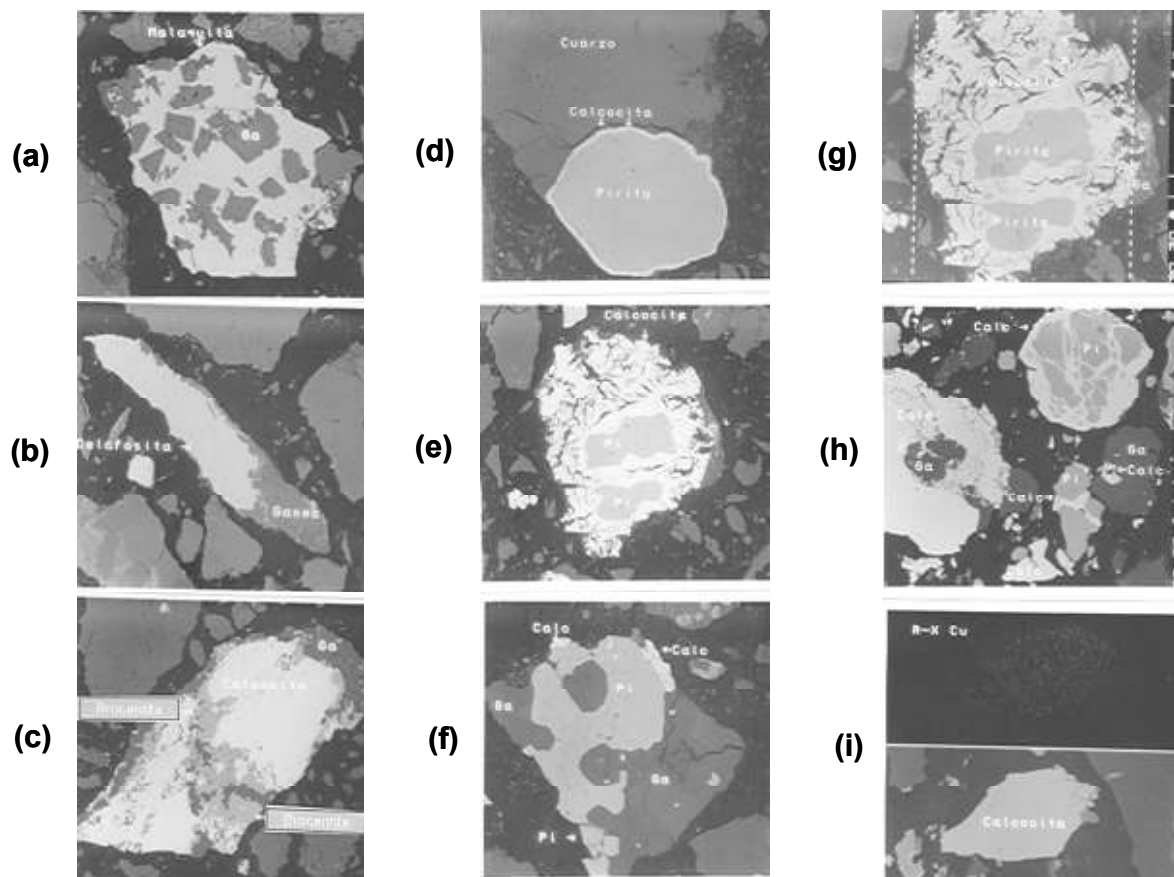


Figura B.1. Fotomicrografías de menas cupríferas hipogénicas (primarias) y supergénicas: (a) óxidos ‘verdes’ de cobre: malaquita probable reemplazamiento total de brochantita, intercrecida con ganga; (b) óxidos ‘rojos’ de Cu y Fe: delafosita (del grupo de la cuprita) probable reemplazamiento total de brochantita; (c) mineral mixto: brochantita reemplazando parcialmente a calcocita en sus bordes; (d) sulfuros primarios y supergénicos: pirita reemplazada parcialmente (~10%) por calcocita; (e) pirita reemplazada por calcocita en ~60%; (f) sulfuros primarios: pirita protegida por ganga del reemplazamiento parcial de calcocita; (g) ídem (e); (h) sulfuros secundarios: distintos grados de reemplazamiento de pirita por calcocita, desde ~20% en el grano inferior, a ~50% en el grano superior derecho (intercrecimiento por fracturas), y hasta >95% en el grano superior izquierdo; e (i) abajo: cristal de calcocita probable reemplazamiento total de pirita; arriba: mismo cristal donde el elemento Cu fue mapeado con microsonda electrónica de barrido SEM. Estudios efectuados en el CIDT de Peñoles en Monterrey, 2003.

extender al rango de los elementos de traza utilizando tiempos de conteo largos y mediciones de *background* (correcciones de matriz) precisas. Su principal mérito es que posee una excelente resolución espacial y comúnmente emplea un rayo de

electrones de entre 1 y 2 μm de diámetro. Esto significa que pueden ser analizadas áreas de muestra extremadamente pequeñas (Rollinson, 1993).

Espectrometría de rayos-X. La espectrometría por difracción de rayos-X proporciona una importante ayuda suplementaria en la identificación de minerales que no poseen propiedades ópticas distintivas. Para confirmar las especies minerales de mena, ganga y alteración, identificadas previamente mediante microscopía, se realizó un estudio por difracción de rayos X (XRD), a 45 muestras de diferentes barrenos de Milpillás. El estudio referido fue efectuado en los laboratorios del centro de investigación y desarrollo tecnológico (CIDT) de Peñoles en Monterrey (2000), utilizando un difractómetro de Rayos X marca Philips MPD1880 equipado con tubo de Rayos X con ánodo de Cu y operado a 45kv y 35mA (reporte interno no publicado). Una contribución especial de este estudio fue la determinación y confirmación de las especies de minerales oxidados de mena, como delafosita, brocantita, malaquita; sulfuros como piritita, djulerita (calcocita), covelita, digenita, enargita; y de alteración, como muscovita, ortoclasa, pirofilita, dickita, alunita-minamita, sericita (illita), jarosita, caolinita, cuarzo y calcita, presentes en Milpillás (ver tablas y espectros anexos más adelante). En las siguientes páginas ver la Tabla No. 1 (estudios CIDT, Peñoles Monterrey, en el año 2000). Además, y como referencia se construyó la Tabla III.3 que clasifica los principales grupos minerales de interés para este propósito.

Los rayos-X son una forma de radiación electromagnética de alta energía relacionado a los rayos gamma. La espectrometría por difracción de rayos-X (XRD) es el efecto que resulta del paso de electrones a través de la materia, en forma análoga a la difracción de la luz visible. Dicho efecto produce patrones o espectros de difracción, este fenómeno es un caso particular de interferencia, el cual se debe

a la naturaleza ondulatoria de la luz. La difracción de electrones es la principal evidencia de la existencia de ondas asociadas con electrones. La cristalografía de rayos-X o difracción de rayos-X permite identificar las sustancias cristalinas por observación y análisis de los patrones de difracción. Estos patrones se forman como resultado de la transmisión o paso de un rayo de rayos-X a través de un cristal. En la difracción de rayos-X o difracción de electrones, cuando estos pasan a través de cristales de minerales producen espectros característicos para cada sustancia, los cuales se utilizan como un método de investigación de la estructura cristalina de muchos minerales.

En esta técnica, una emisión de rayos-X con longitud de onda única es pasada a través de una abertura angosta en una pantalla de plomo y dirigida hacia una muestra de mineral. Los patrones de difracción que se observan en una pantalla receptora, muestran el arreglo geométrico regular de los planos atómicos dentro del mineral. La medición de las distancias entre planos y la intensidad de las deflexiones de los planos (*i.e.* la brillantez de sus puntos), permiten estimar el tamaño de los varios átomos o iones, su carga eléctrica y su arreglo dentro de los planos o simetría del patrón de puntos (Campbell y Czamanske, 1998). Esta combinación de rasgos hace que el espectro o patrón de rayos-X de un mineral sea único, como una huella digital que sirve para su identificación. Los átomos dentro de los planos atómicos pueden ser localizados dentro de una precisión de una milésima de ángstrom (10^{-13} m). Una precisión de esta naturaleza permite construir el modelo de una estructura cristalina bloque por bloque atómico. Sin embargo en muestras que consisten de mezclas complejas de minerales provocan interferencias en los espectros de rayos-X, siendo difícil de interpretar las distintas

Tabla No1.- Análisis por Difracción de Rayos X de 45 muestras de Barrenos del Proyecto Milpillas

MUESTRA	ESPECIES MINERALES												
	CUAR	CAOL	MUSC	CALC	HEMA	BROCH	ORTO	DICK	MALA	MINA	PIRI	PIROF	ALUN
Bno-075-24	30	ND	10	ND	5	ND	ND	30	5	10	ND	PIROF	10
Bno-075-25	50	ND	5	ND	10	ND	ND	15	ND	10	ND	ND	10
Bno-075-46	45	ND	ND	ND	5	ND	ND	15	ND	25	ND	ND	10
Bno-075-47	45	ND	ND	ND	10	ND	ND	15	ND	20	ND	ND	10
Bno-075-54	50	ND	10	ND	5	ND	ND	5	ND	15	5	ND	10
Bno-075-86	65	ND	10	ND	5	ND	ND	5	5	10	ND	ND	ND
Bno-075-94	55	ND	15	ND	10	ND	ND	5	5	10	ND	ND	ND
Bno-075-95	45	ND	20	5	10	ND	ND	5	5	10	ND	ND	ND
Bno-075-99	70	ND	15	ND	10	ND	ND	5	ND	10	5	ND	ND
Bno-075-100	60	ND	15	ND	10	ND	ND	5	ND	ND	ND	ND	ND
Bno-075-115	45	ND	20	ND	5	ND	ND	5	ND	5	5	ND	ND
Bno-075-116	50	ND	15	ND	5	ND	ND	5	ND	15	10	ND	ND
Bno-075-136	60	ND	15	ND	5	ND	ND	5	ND	15	10	ND	ND
Bno-075-137	70	ND	15	ND	10	ND	ND	ND	ND	ND	5	ND	ND
Bno-075-155	60	ND	15	5	5	ND	ND	10	ND	5	ND	ND	ND
Bno-076-61	45	ND	10	ND	10	ND	ND	20	ND	15	ND	ND	ND
Bno-076-14	45	ND	10	ND	10	ND	ND	30	ND	5	ND	ND	ND
Bno-076-19	60	ND	5	ND	ND	ND	ND	15	20	ND	ND	ND	ND
Bno-076-20	60	ND	ND	ND	5	ND	ND	15	20	ND	ND	ND	ND
Bno-076-25	60	ND	ND	ND	5	ND	ND	25	5	5	ND	ND	ND
Bno-076-30	70	ND	5	ND	5	ND	ND	15	5	ND	ND	ND	ND
Bno-076-32	60	ND	5	ND	5	ND	ND	25	ND	5	ND	ND	ND
Bno-076-73	50	ND	15	ND	5	ND	ND	10	ND	10	10	ND	ND

CUAR = Cuarzo, SiO₂ CAOL = Al₂Si₂O₇(OH)₂ MUSC = Muscovita, KAl₃(Si₃Al)O₁₀(OH)₂ CALC = Calcita, CaCO₃ HEMA = Hematita, Fe₂O₃
 BROCH = Brochantita, Cu₂SO₄(OH)₆ ORTO = Ortoclasa, KAlSi₃O₈ DICK = Dickita, Al₂Si₂O₇(OH)₂ MALA = Malaquita, Cu₂CO₃(OH)₂
 MINA = Minamita, (NaCaK)Al₂(SO₄)₂(OH)₂ PIRI = Pirita, FeS₂ PIROF = Pirofilita, Al₂Si₂O₇(OH)₂ ALUN = Alunita, KAl₂(SO₄)₂(OH)₂
 ND = Especie No Detectada

(Continúa en la siguiente Hoja.)

Tabla No1.- Análisis por Difracción de Rayos X de 45 muestras de Barrenos del Proyecto Milpillas (CONTINUACION)

MUESTRA	ESPECIES MINERALES												
	CUAR	CAOL	MUSC	CALC	HEMA	BROCH	ORTO	DICK	MALA	MINA	PIRI	PIROF	ALUN
Bno-097-3	25	ND	15	ND	10	ND	ND	10	5	10	ND	25	ND
Bno-097-26	40	25	5	ND	10	5	ND	5	ND	10	ND	ND	ND
Bno-097-102	55	ND	5	ND	5	ND	ND	15	ND	ND	ND	ND	20
Bno-097-109	65	ND	5	ND	ND	ND	ND	10	ND	ND	ND	ND	20
Bno-097-144	60	ND	10	ND	ND	ND	ND	10	ND	10	10	ND	ND
Bno-097-156	50	ND	15	ND	ND	ND	ND	10	ND	15	10	ND	ND
Bno-097-167	40	10	15	ND	ND	ND	ND	10	ND	15	10	ND	ND
Bno-102-1	55	ND	10	ND	10	ND	ND	15	ND	ND	ND	ND	10
Bno-102-14	50	10	10	ND	10	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	20
Bno-102-29	30	ND	5	ND	ND	20	ND	20	ND	25	ND	ND	ND
Bno-102-55	45	ND	5	ND	5	ND	ND	30	ND	15	ND	ND	ND
Bno-102-90	50	ND	15	ND	5	ND	20	10	ND	ND	ND	ND	ND
Bno-102-102	60	ND	5	ND	5	ND	ND	25	ND	ND	5	ND	ND
Bno-102-107	65	ND	10	ND	ND	ND	ND	15	ND	ND	10	ND	ND
Bno-102-134	55	ND	15	ND	ND	ND	ND	10	ND	20	ND	ND	ND
Bno-102-136	70	ND	15	ND	ND	ND	ND	5	ND	ND	10	ND	ND

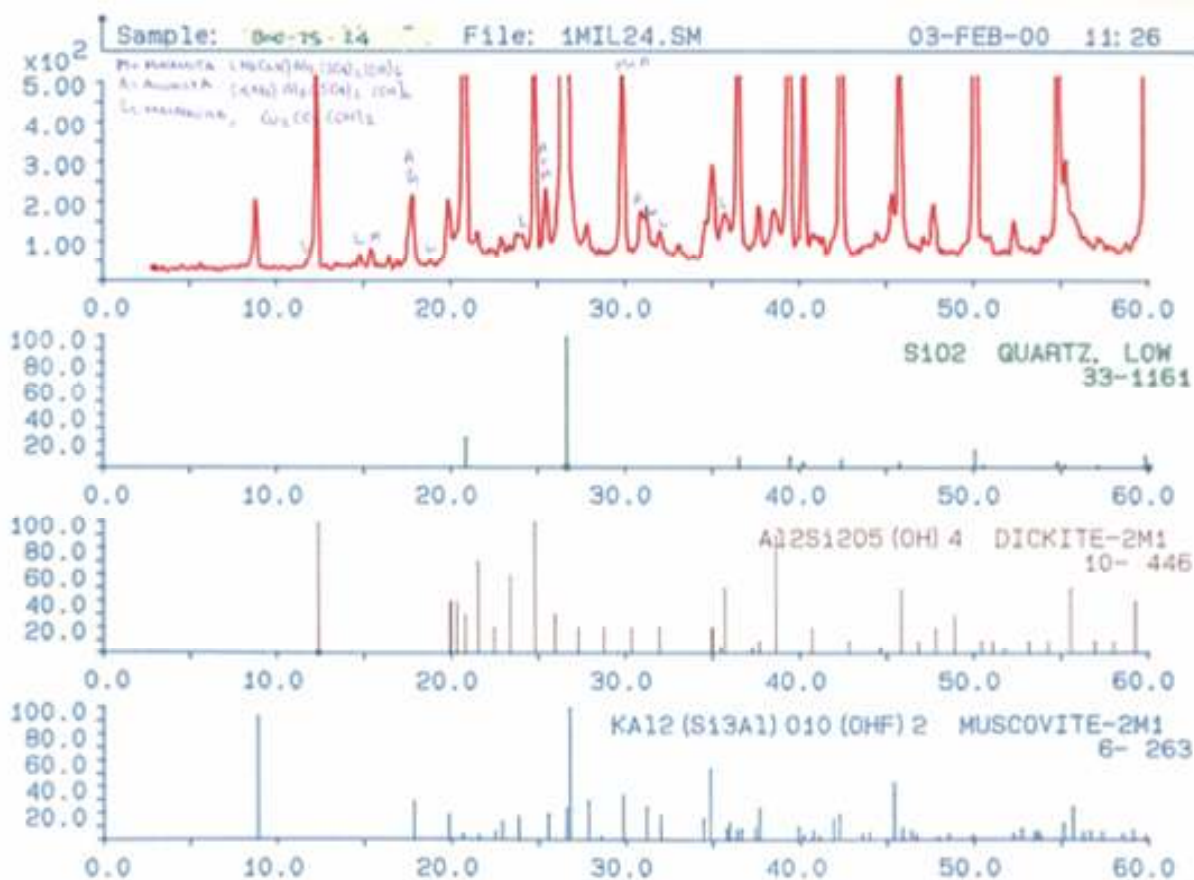
CUAR = Cuarzo, SiO₂ CAOL = Al₂Si₂O₇(OH)₂ MUSC = Muscovita, KAl₃(Si₃Al)O₁₀(OH)₂ CALC = Calcita, CaCO₃ HEMA = Hematita, Fe₂O₃
 BROCH = Brochantita, Cu₂SO₄(OH)₆ ORTO = Ortoclasa, KAlSi₃O₈ DICK = Dickita, Al₂Si₂O₇(OH)₂ MALA = Malaquita, Cu₂CO₃(OH)₂
 MINA = Minamita, (NaCaK)Al₂(SO₄)₂(OH)₂ PIRI = Pirita, FeS₂ PIROF = Pirofilita, Al₂Si₂O₇(OH)₂ ALUN = Alunita, KAl₂(SO₄)₂(OH)₂
 ND = Especie No Detectada

Tabla No1.- Análisis por Difracción de Rayos X de 45 muestras de Barrenos del Proyecto Milpillas (CONTINUACION)

MUESTRA	ESPECIES MINERALES												
	CUAR	CAOL	MUSC	CALC	HEMA	BROCH	ORTO	DICK	MALA	MINA	PIRI	PIROF	ALUN
Bno-106-2	50	ND	10	ND	10	ND	ND	20	ND	10	ND	ND	ND
Bno-106-21	50	ND	ND	ND	10	ND	ND	25	ND	ND	ND	ND	15
Bno-106-22	55	ND	ND	ND	10	ND	ND	25	ND	ND	ND	ND	10
Bno-106-67	55	ND	ND	ND	10	ND	ND	20	ND	15	ND	ND	ND
Bno-106-69	45	ND	ND	ND	15	ND	ND	15	ND	ND	ND	ND	25
Bno-106-70	40	ND	ND	ND	15	ND	ND	20	ND	25	ND	ND	ND

CUAR = Cuarzo, SiO₂ **CAOL** = Al₂Si₂O₅(OH)₄ **MUSC** = Muscovita, KAl₂(Si₃Al)O₁₀(OH)₂ **CALC** = Calcita, CaCO₃ **HEMA** = Hematita, Fe₂O₃
BROCH = Brochantita, Cu₅SO₄(OH)₆ **ORTO** = Ortoclasa, KAlSi₃O₈ **DICK** = Dickita, Al₂Si₂O₅(OH)₄ **MALA** = Malaquita, Cu₂CO₃(OH)₂
MINA = Minamita, (NaCa)Al₂(SO₄)₂(OH)₂ **PIRI** = Pirita, FeS₂ **PIROF** = Pirofilita, Al₂Si₂O₅(OH)₄ **ALUN** = Alurita, KAl₂(SO₄)₂(OH)₂
ND = Especie No Detectada

Nota: Los valores indicados en la Tabla son porcentajes estimados de cada una de las especies encontradas y fueron calculados con base en la altura relativa de los picos de los difractogramas por lo que deberán ser considerados solo como una aproximación a la concentración real de cada uno de los compuestos.



especies. En este caso la espectrometría infrarroja que se comenta en detalle en el Inciso III.1.5, es una técnica más apropiada. Además, en todos los análisis mineralógicos cuantitativos de minerales metálicos (de mena), los métodos microscópicos son más confiables y sirven como un control esencial para el trabajo de espectrometría de rayos-X.

Otros estudios geoquímicos

Geoquímica del substrato rocoso. Se efectuó un muestreo geoquímico multielemental de orientación en suelos (paleosuelo), a partir de las muestras de núcleos de barrenos que interceptan la roca firme (substrato) por debajo del relleno de gravas del pleistoceno. En esa zona es justo donde se preservó el suelo original, antes del sepultamiento. El propósito fue determinar en el conjunto analizado, aquellos elementos trazadores que dieran la mejor respuesta geoquímica para reflejar y caracterizar el yacimiento Milpillas, y además, extender su uso como guía de exploración regional. Se efectuó un muestreo selectivo y análisis multielemental por 32 elementos. Para asegurar la integridad y representatividad de las muestras, solo se incluyeron aquellos barrenos que lograron nuclear con broca de diamante el suelo preservado debajo de las gravas. Con los resultados del laboratorio comercial (Chemex) se realizaron análisis de datos de los barrenos involucrados en el estudio, la rutina estadística, y la configuración de valores geoquímicos de los elementos con mejor respuesta (Figura B.2).

Geoquímica de compósitos por niveles. Para complementar el trabajo descrito, inmediato anterior, para modelado de geoquímica y para comparación, se obtuvieron muestras de compósitos para análisis geoquímicos por Cu+ocho elementos afines (Au, Pb, Mo, As, Zn, Fe, Al, y Si), de la mayoría de los barrenos, y

para tres distintos niveles, aproximadamente en el nivel medio de las zonas de interés (óxidos, mixtos, sulfuros). Se incluyeron algunos barrenos que se ubican por

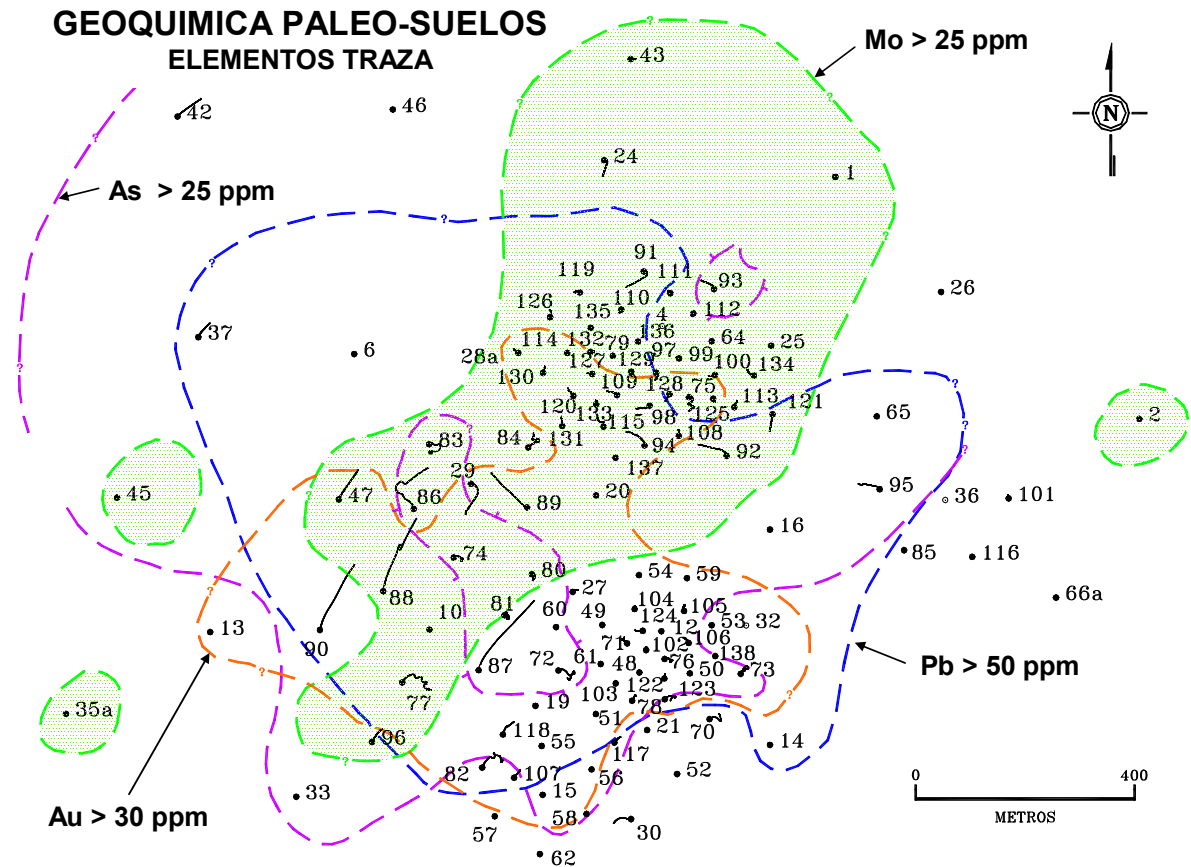


Figura B.2. Configuración de zonas anómalas de los metales trazadores que mejor reflejan al yacimiento Milpillás. El cuerpo mineral está definido por los barrenos perforados (puntos y números). El Au y el Pb presentan las anomalías más proximales, mientras que el Mo y el As aunque también presentan una buena anomalía su dispersión es algo mayor. El Zn (no ilustrado), con aun mayor dispersión, presentó una anomalía periférica, pero también indicativa de proximidad. Los cinco elementos reflejan adecuadamente la zona mineralizada de mejor ley de cobre, dando una respuesta casi directamente encima de esta. El resto de los elementos analizados (*i.e.*, Cu, Ag, Sb, Te, Se, Bi, Cd, Fe, Mg, Mn, Co, Cr, Ni, W, etc.) no tuvieron una respuesta que indique una relación espacial con el yacimiento.

fuera del área de interés. Los datos geoquímicos se configuraron en planos tomando por separado elemento por elemento y nivel por nivel, obteniendo así una

configuración correlacionable con la zona más intensa de mineralización del yacimiento. El estudio comprobó la fuerte influencia del intemperismo en la redistribución supergénica vertical de esos elementos, que modificó significativamente sus concentraciones iniciales (hipogénicas), preservadas en pequeñas porciones. También permitió evaluar su contrastante conducta geoquímica supergénica (*i.e.*, bajo condiciones oxido-reducción) verticalmente en las distintas zonas o ambientes de intemperismo. Los resultados de este estudio se comentan con amplitud en las Partes III y IV.

Geoquímica de iones móviles (superficie). La empresa Minera Cuicuilco (Phelps Dodge, antes Cyprus-Amax), de acuerdo con Peñoles, realizó en 1999 un estudio de orientación con geoquímica de iones móviles, en muestras de suelos sobre la superficie del yacimiento Milpillas para conocer si se podría obtener una respuesta geoquímica como reflejo de la mineralización conocida a profundidad. El método seleccionado fue el de lixiviación con enzimas (*enzyme leach*). Se recibió el reporte (interno no publicado) de los resultados con su ubicación. Independientemente de las conclusiones del especialista de Cuicuilco, para este trabajo se realizó una reinterpretación de los mismos datos, a diferentes escalas, para evaluar si efectivamente podría existir alguna correlación de las anomalías obtenidas con el yacimiento conocido.

La conclusión de esta revisión es que la respuesta obtenida con esa técnica y las distintas interpretaciones realizadas no son concluyentes (resultan poco convincentes, y difíciles de relacionar). Las limitaciones para la movilidad de los iones metálicos y obtener una respuesta demostrablemente correlacionable y confiable son grandes, principalmente por la gran profundidad involucrada hasta la zona mineralizada, y por los efectos intensos del intemperismo. Sin embargo, existe

una posibilidad, aunque limitada, que las anomalías periféricas, determinadas en la interpretación original mencionada, pudieran representar nuevos objetivos de exploración, desconocidos aun, y por investigarse en el futuro.

APÉNDICE B3. METODOLOGÍA DE PREPARACIÓN DE MUESTRAS Y PROTOCOLOS DE ANÁLISIS

A continuación se adjunta la descripción en detalle de los protocolos comerciales empleados por Chemex, para preparación y análisis de las muestras de los distintos grupos de elementos analizados, para este trabajo.

ALS Chemex



Sample Preparation Package – PREP-31 **Standard Sample Preparation: Dry, Crush, Split and Pulverize**

Sample is dried and the entire sample is crushed to better than 70% passing a 2 mm (Tyler 10 mesh) screen. A split of up to 250 grams is taken and pulverized to better than 85% passing a 75 micron (Tyler 200 mesh) screen.

ALS Chemex Method Code	Description
LOG-22	Sample is logged in tracking system and a bar code label is attached.
CRU-31	Fine crushing of rock chip and drill samples to better than 70% of the sample passing 2 mm.
SPL-21	Split sample using riffle splitter.
PUL-31	A sample split of up to 250 g is pulverized to better than 85% of the sample passing 75 microns.



Sample Preparation – Miscellaneous Procedures

Analytical Method: None Required

Miscellaneous procedures used at ALS Chemex are outlined below.

Method Code	Description
WSH-21	Clean Crushers with 'barren' material after every sample.
WSH-22	Clean Pulverizers with 'barren' material after every sample.
TRA-21	Transfer sample to drying tray (Used for drying of samples submitted in plastic bags).
TRA-22	Transfer of subsample to screw-top vial for homogenization.
BAG-01	Re-bagging of sample in new bag (For samples submitted in plastic bags or damaged bags).
BAG-02	Bag and heat seal sample in nitrogen filled bag (For storage of reactive samples and/or metallurgical testing).
BAG-03	Store sample in a nitrogen filled pail.
BAG-04	Store sample in air evacuated and heat sealed bags.



Geochemical Procedure – ME-MS61
Ultra-Trace Level Method Using ICP-MS and ICP-AES

Sample Decomposition: HF-HNO₃-HClO₄ acid digestion, HCl leach (GEO-4A01)

Analytical Methods: Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Spectroscopy (ICP - AES)
 Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry (ICP-MS)

A prepared sample (0.250 g) is digested with perchloric, nitric, and hydrofluoric acids to near dryness. The sample is then further digested in a small amount of hydrochloric acid. The solution is made up to a final volume of 12.5 mL with 11 % hydrochloric acid, homogenized, and analyzed by inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry. Following this analysis, the results are reviewed for high concentrations of bismuth, mercury, molybdenum, silver and tungsten and diluted accordingly. Samples meeting this criterion are then analyzed by inductively coupled plasma-mass spectrometry. Results are corrected for spectral interelement interferences.

Element	Symbol	Units	Lower Limit	Upper Limit	Analytical Technique
Silver	Ag	ppm	0.01	100	AES+MS
Aluminum	Al	%	0.01	50	AES
Arsenic	As	ppm	0.2	10000	AES+MS
Barium*	Ba	ppm	10	10000	AES
Beryllium	Be	ppm	0.05	1000	AES+MS
Bismuth	Bi	ppm	0.01	10000	AES+MS
Calcium	Ca	%	0.01	50	AES
Cadmium	Cd	ppm	0.02	500	AES+MS
Cerium	Ce	ppm	0.01	500	MS
Cobalt	Co	ppm	0.1	10000	AES+MS

Element	Symbol	Units	Lower Limit	Upper Limit	Analytical Technique
Chromium*	Cr	ppm	1	10000	AES
Cesium	Cs	ppm	0.05	500	MS
Copper	Cu	ppm	0.2	10000	AES
Iron	Fe	%	0.01	50	AES
Gallium	Ga	ppm	0.05	500	MS
Germanium	Ge	ppm	0.05	500	MS
Hafnium	Hf	ppm	0.1	500	MS
Indium	In	ppm	0.005	500	MS
Potassium	K	%	0.01	10	AES
Lanthanum	La	ppm	0.5	500	MS
Lithium	Li	ppm	0.2	500	MS
Magnesium	Mg	%	0.01	50	AES
Manganese	Mn	ppm	5	100000	AES
Molybdenum	Mo	ppm	0.05	10000	MS+AES
Sodium	Na	%	0.01	10	AES
Niobium	Nb	ppm	0.1	500	MS
Nickel	Ni	ppm	0.2	10000	AES+MS
Phosphorous	P	ppm	10	10000	AES
Lead	Pb	ppm	0.5	10000	AES+MS
Rubidium	Rb	ppm	0.1	500	MS
Rhenium	Re	ppm	0.002	50	MS
Sulfur	S	%	0.01	10	AES
Antimony	Sb	ppm	0.05	1000	MS
Selenium	Se	ppm	1	1000	MS
Tin*	Sn	ppm	0.2	500	MS
Strontium	Sr	ppm	0.2	10000	AES+MS

Revision 03.00
17-Aug-05



Element	Symbol	Units	Lower Limit	Upper Limit	Analytical Technique
Tantalum*	Ta	ppm	0.05	100	MS
Tellurium	Te	ppm	0.05	500	MS
Thorium	Th	ppm	0.2	500	MS
Titanium*	Ti	%	0.005	10	AES+MS
Thallium	Tl	ppm	0.02	500	MS
Uranium	U	ppm	0.1	500	MS
Vanadium	V	ppm	1	10000	AES
Tungsten*	W	ppm	0.1	10000	AES+MS
Yttrium	Y	ppm	0.1	500	MS
Zinc	Zn	ppm	2	10000	AES
Zirconium*	Zr	ppm	0.5	500	MS

* Digestion will be incomplete for most sample matrices

Elements listed below are available upon request

Element	Symbol	Units	Lower Limit	Upper Limit	Analytical Technique
Scandium	Sc	ppm	0.1	250	MS

- MS - Results are from the ICP-MS scan
- AES - Results are from the ICP-AES scan
- AES+MS - Results are a combination of ICP-AES and ICP-MS scans

Whole Rock Geochemistry – ME-ICP06 and OA-GRA05
Analysis of major oxides by ICP-AES

ME-ICP06

Sample Decomposition: Lithium Metaborate/Lithium Tetraborate
(LiBO₂/Li₂B₄O₇) Fusion* (FUS-LI01)
Analytical Method: Inductively Coupled Plasma - Atomic
Emission Spectroscopy (ICP-AES)

A prepared sample (0.200 g) is added to lithium metaborate/lithium tetraborate flux (0.90 g), mixed well and fused in a furnace at 1000°C. The resulting melt is then cooled and dissolved in 100 mL of 4% nitric acid/2% hydrochloric acid. This solution is then analyzed by ICP-AES and the results are corrected for spectral inter-element interferences. Oxide concentration is calculated from the determined elemental concentration and the result is reported in that format.

Element	Symbol	Units	Lower Limit	Upper Limit
Aluminum	Al ₂ O ₃	%	0.01	100
Barium	BaO	%	0.01	100
Calcium	CaO	%	0.01	100
Chromium	Cr ₂ O ₃	%	0.01	100
Iron	Fe ₂ O ₃	%	0.01	100
Magnesium	MgO	%	0.01	100
Manganese	MnO	%	0.01	100
Phosphorus	P ₂ O ₅	%	0.01	100
Potassium	K ₂ O	%	0.01	100
Silicon	SiO ₂	%	0.01	100
Sodium	Na ₂ O	%	0.01	100
Strontium	SrO	%	0.01	100
Titanium	TiO ₂	%	0.01	100

Revision 05.00
06-March-06



***Note:** For samples that are high in sulphides, we may substitute a peroxide fusion in order to obtain better results.

OA-GRA05, ME-GRA05

Sample Decomposition: Thermal decomposition Furnace or TGA (OA-GRA05 or ME-GRA05)
Analytical Method: Gravimetric

If required, the total oxide content is determined from the ICP analyte concentrations and loss on Ignition (L.O.I.) values. A prepared sample (1.0 g) is placed in an oven at 1000°C for one hour, cooled and then weighed. The percent loss on ignition is calculated from the difference in weight.

Method Code	Parameter	Symbol	Units	Lower Limit	Upper Limit
OA-GRA05	Loss on Ignition (Furnace)	LOI	%	0.01	100
ME-GRA05	Loss on Ignition (TGA)	Moisture	%	0.01	100
		LOI	%	0.01	100

Preparación y análisis para elementos Tierras Raras (REE). La Espectrometría por emisión atómica de plasma inductivamente acoplado (ICP-AES) es la técnica actual más ampliamente utilizada para la determinación de REE en un amplio rango de tipos de muestras. Debido a las interferencias con elementos

mayores, como el Ca, Sr, Ti, Fe, y Zr, no es recomendable realizar la medición directa de soluciones. Para su análisis, las muestras deben ser previamente acondicionadas mediante un procedimiento de separación cromatográfica, el cual no solo separa los elementos de su matriz sino que también los preconcentra. En algunos materiales derivados del manto, la preconcentración es obligada debido a sus concentraciones naturales muy bajas (Jain *et al.*, 2000). La metodología de preparación de las muestras para análisis consiste de calcinación de muestras a 950 °C, fusión subsecuente en crisoles de grafito a 1050°C, y posterior dilución en HNO₃ al 10%, luego se somete a análisis. Para el caso de ICP-MS, en vez de fusión se puede utilizar digestión ácida en HNO₃, HF y HCl, filtrado, secado y luego dilución a entre 1500 y 3000 veces el peso original. Casi todos los REE se pueden analizar simultáneamente (con excepción del Tb y Tm) y el tiempo de análisis es de ~1 minuto por muestra, requiriendo fracciones pequeñas de muestra. Los límites de detección obtenidos por esta técnica de ICP-AES, después de la separación son del orden de *ppb-ppt*, los cuales superan con mucho los obtenidos con otros métodos.

APÉNDICE B4. OTROS DIAGRAMAS DE APLICACIÓN DE ELEMENTOS

MAYORES

Las graficas de variación y diagramas siguientes se prepararon como complemento a las mostradas en el Inciso II.2.3 para las aplicaciones con estos elementos. Estas gráficas presentan casos donde las respuestas del método seleccionado en general fueron menos efectivas para mostrar el resultado buscado.

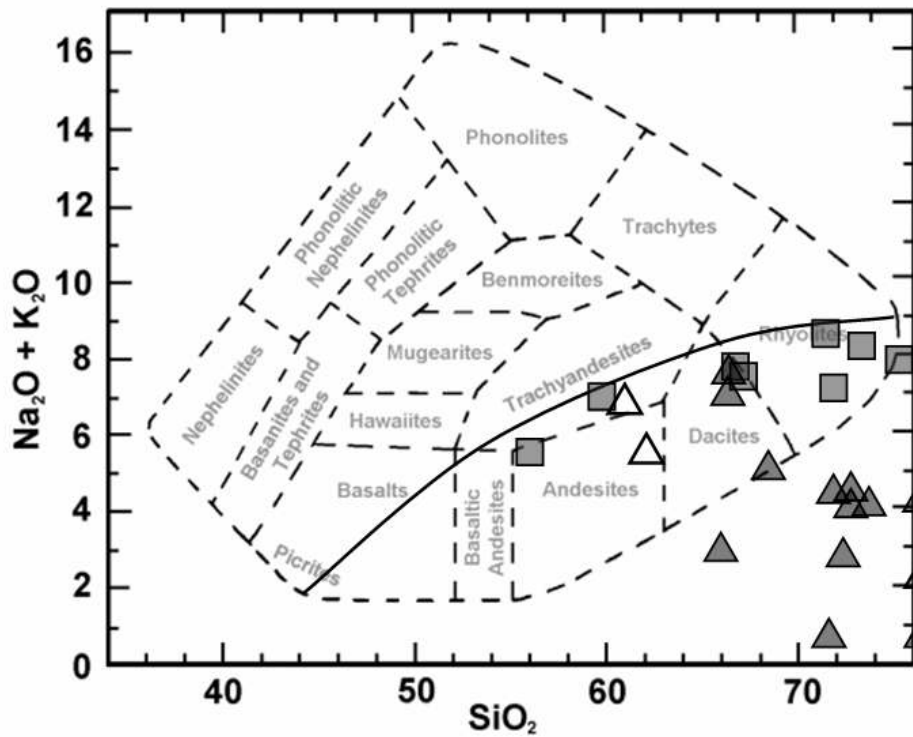


Figura B.4.1. Diagrama TAS (*Total Alcalis vs Sílica*) para muestras de las distintas litologías. ■ = granitoides relativamente frescos; ▲ = pórfidos alterados; △ = rocas volcánicas. La línea sólida separa los campos alcalino del subalcalino. Se observa un marcado contraste entre el comportamiento de las rocas más alteradas (pórfidos), de las más frescas (granitoides). Los distintos campos en línea punteada fueron tomados de Cox *et al.*, 1979. El graficado de puntos se realizó en el software Kware Magma.

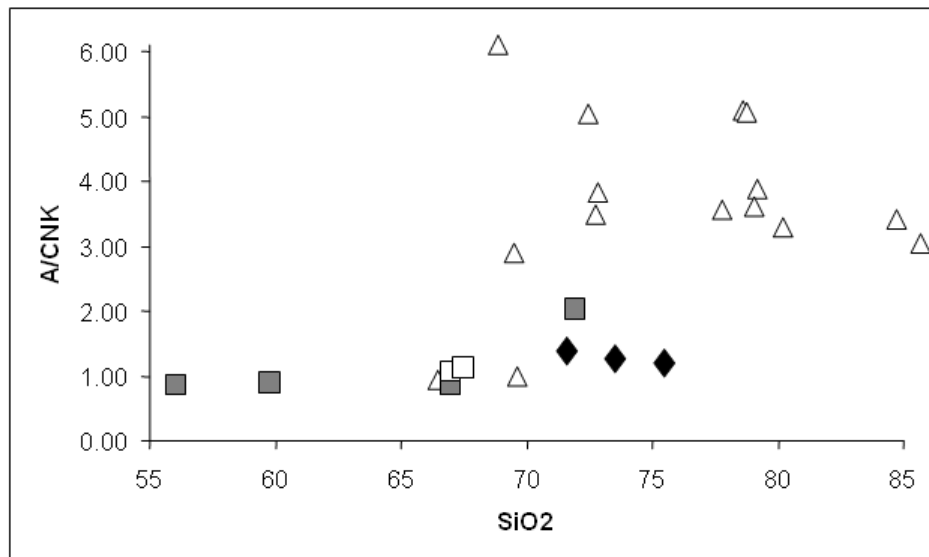


Figura B.4.2. Diagrama de correlación A/CNK (índice de alcalinidad) vs SiO₂ para muestras de las distintas litologías. ■ = granodiorita Cuitaca y María, y monzodiorita El Chivato; □ granodiorita Milpillas; ◆ granito Cananea; △ = pórfidos alterados. Se observan dos poblaciones, la inferior son rocas más frescas, y la superior son principalmente los pórfidos alterados.

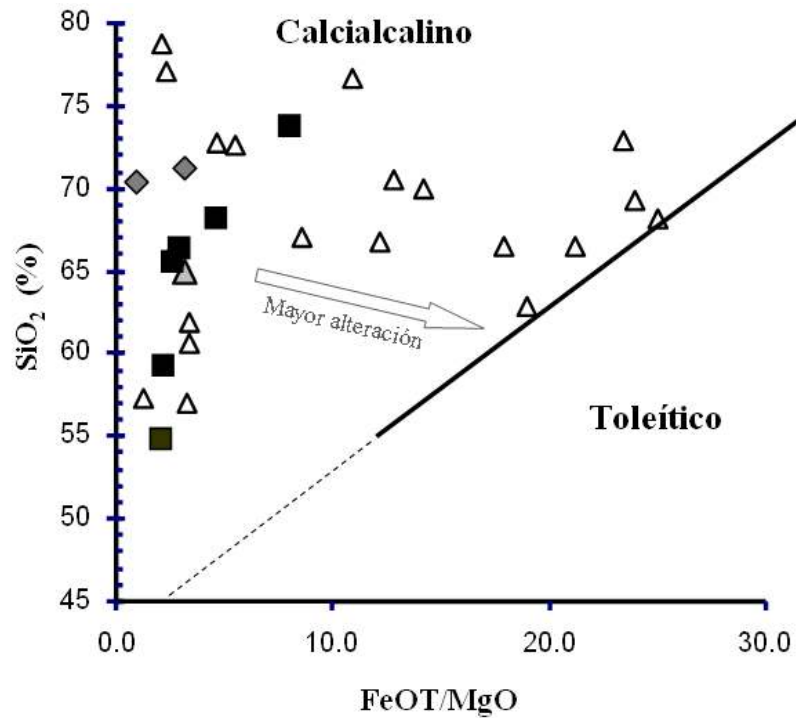


Figura B.4.3. Diagrama de SiO₂ contra FeOT/MgO, para las distintas litologías. Éste permite la discriminación entre las series calcicalcina y toleítica, según Miyashiro (1974). Δ = pórfidos y rocas volcánicas alterados; \blacksquare = granitoides frescos ó ligeramente alterados; \blacklozenge = granito Cananea; \blacktriangle = diques campana ligeramente alterados. Destaca claramente que entre mayor es la alteración de esta *suíte* de rocas calcicalcinas más tienden a acercarse al campo de las series toleíticas.

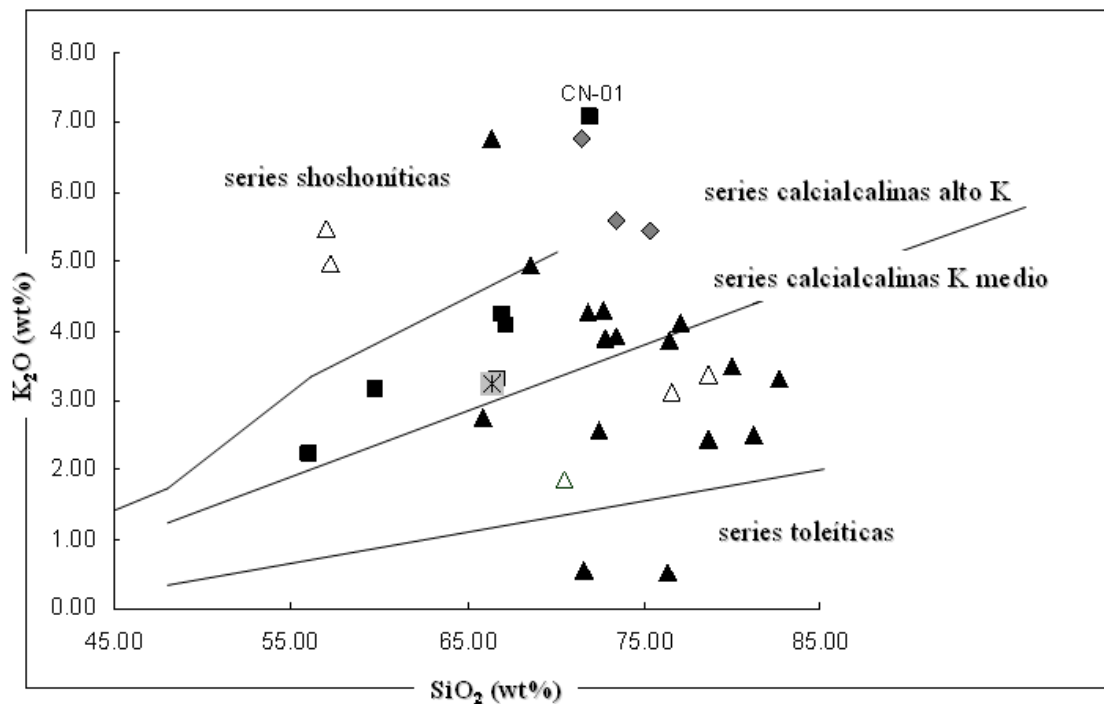


Figura B.4.4. Diagrama K₂O-SiO₂ para muestras de las distintas litologías. \blacksquare = granitoides relativamente frescos (excepto la granodiorita Cuitaca CN-01 que esta ligeramente alterada); \blacklozenge = granito Cananea; \blacktriangle = pórfidos alterados; \blacktriangledown = diques Campana; Δ = rocas volcánicas alteradas hidrotermalmente. Las rocas alteradas presentan un claro empobrecimiento en K₂O, y también cierto enriquecimiento en SiO₂. Aun así la *suíte* magmática menos alterada o fresca es predominantemente calcicalcina.

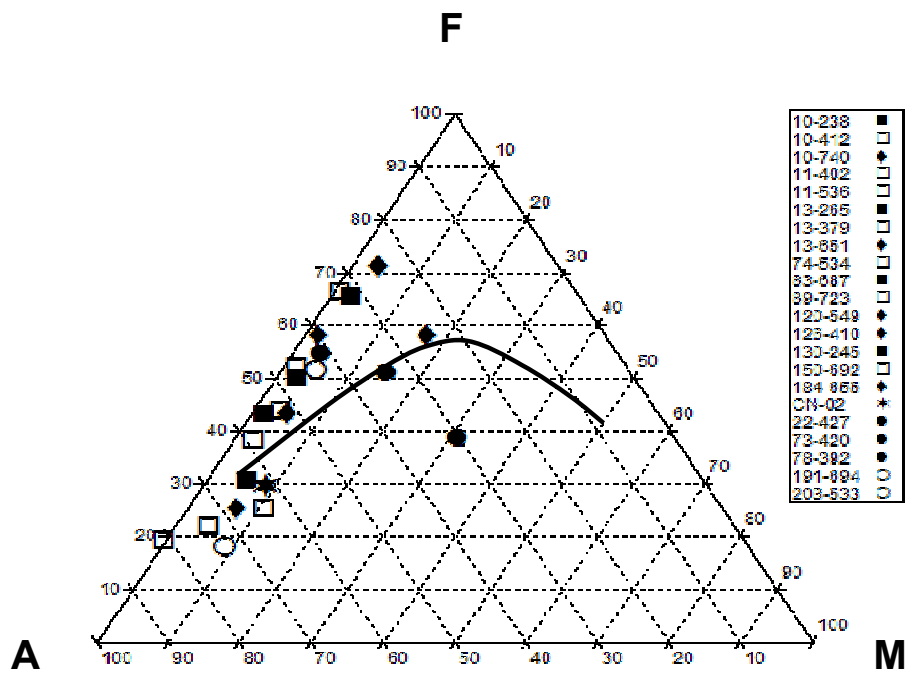


Figura B.4.5. Diagrama ternario AFM para los pórfidos y rocas volcánicas cuyos datos provienen de muestras con alteración tanto hipogénica como supergénica. ■ = pórfidos productivos; □ = pórfidos moderadamente favorables; ◆ = pórfidos poco favorables; ● = andesitas; ○ = riolitas; * = diques campana. A = álcalis (Na₂O + K₂O); F = óxidos de Fe (FeO + 0.8998 Fe₂O₃) expresado como FeO_{TOTAL}; y M = MgO. El límite entre los campos calcialcalino y toleítico es el de Irvine y Baragar, 1971, tomado de Rollinson, 1993.

APÉNDICE B5. OTROS DIAGRAMAS DE APLICACIÓN DE ELEMENTOS
TRAZA

Las gráficas y diagramas siguientes se prepararon como complemento a las mostradas en el Inciso II.2.3 para las aplicaciones con estos elementos. Estas gráficas y diagramas presentan casos complementarios a los ilustrados en el capítulo respectivo, y/o casos en donde las respuestas del método seleccionado en general fueron menos efectivas para lograr el resultado buscado.

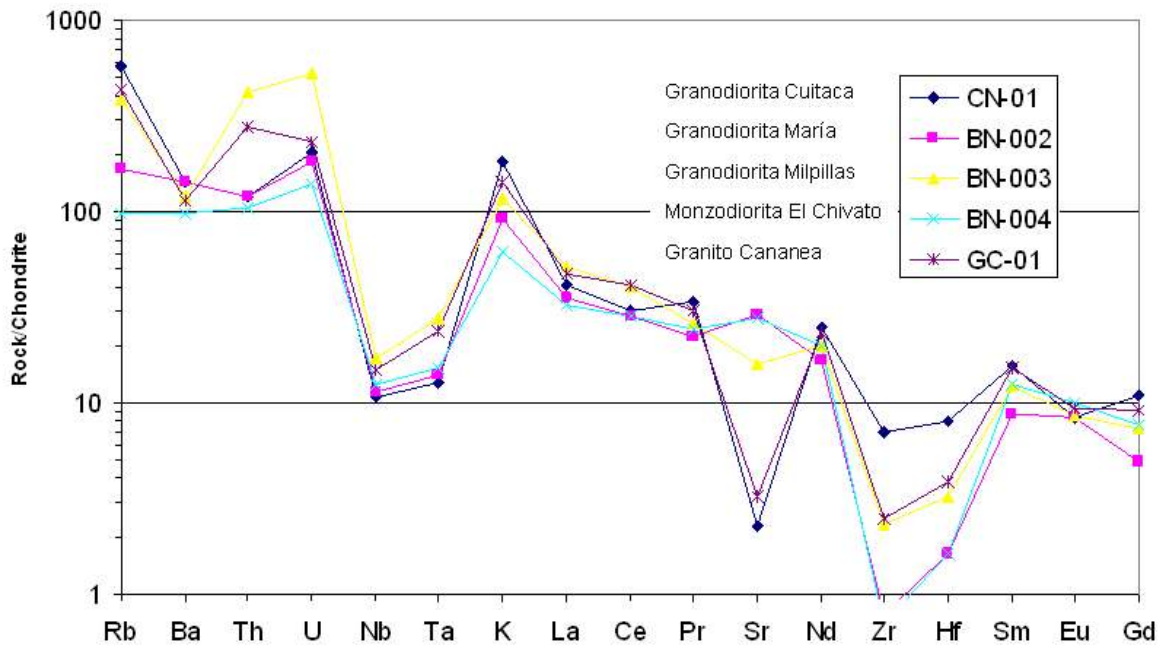


Figura B.5.1. Diagrama multielemental (*spidergram*) normalizado a condrita, para los granitoides. Destaca la anomalía de Sr en las muestras CN-01 y GC-01. La primera es de la Granodiorita Cuitaca y la segunda del Granito Cananea. La respuesta en ambas muestras también es parecida en Zr, Hf y Ba, lo cual por su proximidad física en afloramientos puede ser indicativo ya sea de contaminación por asimilación del granito, o bien por un grado similar de alteración hidrotermal en ambas rocas. Tanto la granodiorita Milpillas como la monzodiorita El Chivato presentan una marcada anomalía negativa en Zr y Hf. Todos los granitoides presentan una pronunciada anomalía negativa en Nb y Ta.

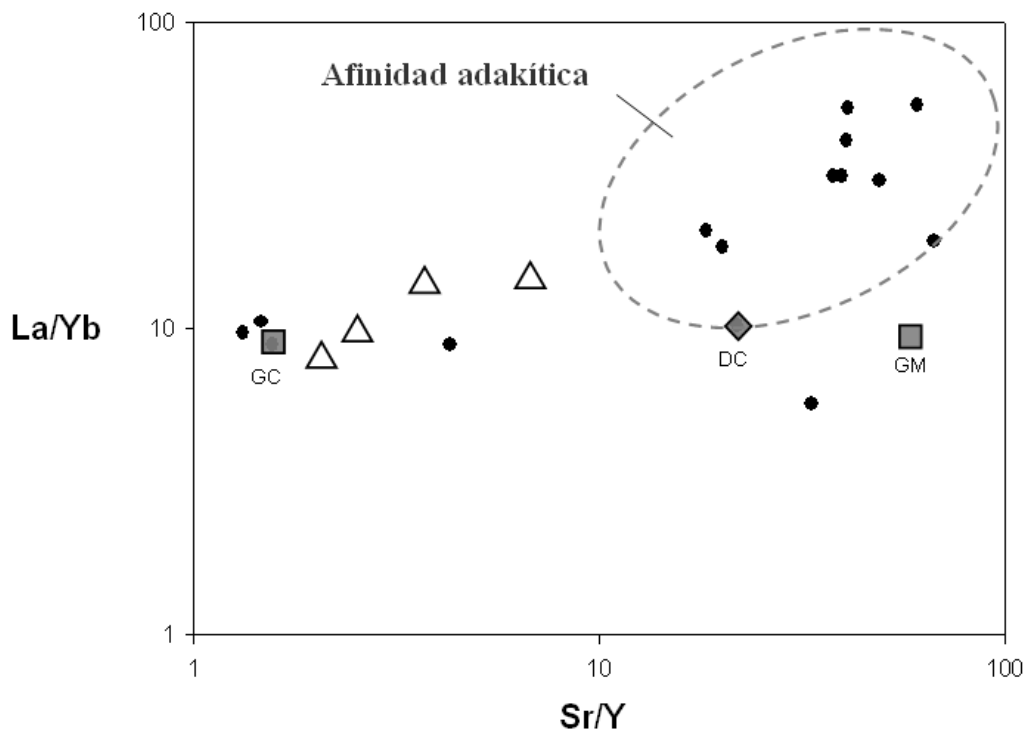


Figura B.5.2. Gráfica de variaciones de La/Yb vs Sr/Y de las distintas litologías para reconocer rocas con afinidad adakítica. \blacklozenge = pórfidos alterados hidrotermalmente; Δ = rocas volcánicas; \blacksquare = granodioritas Cuitaca (GC) y María (GM); \blacklozenge = diques Campana. De acuerdo con estos datos y sus contenidos altos de SiO_2 , Al_2O_3 (> 15%), y concentraciones generalmente altas de MgO, Cr, Ni, y Sr, la gran mayoría de los pórfidos y los diques Campana presentan afinidad adakítica.

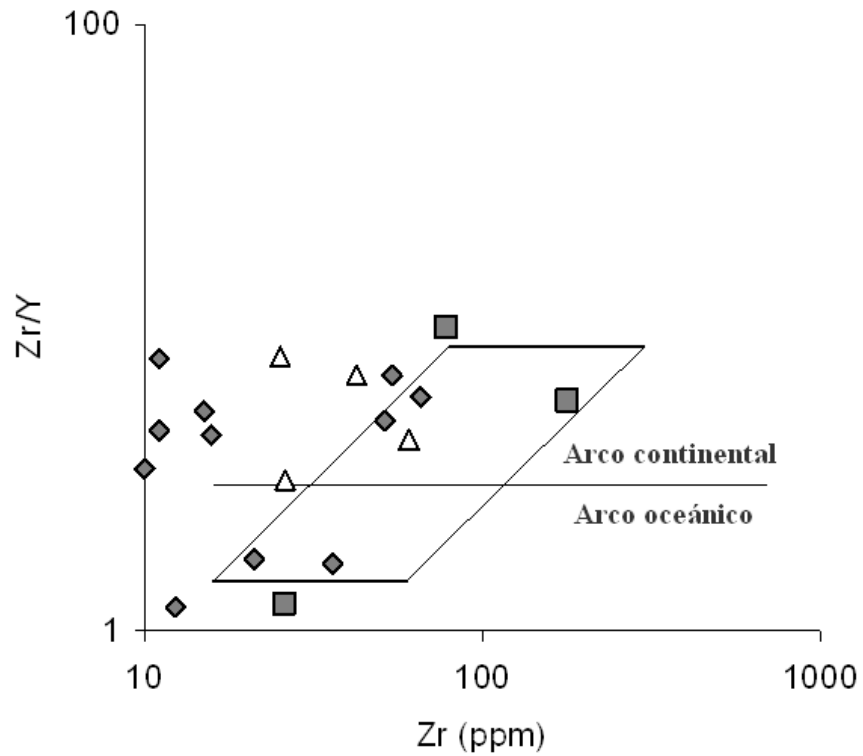


Figura B.5.3. Diagrama para discriminación de arcos continentales y oceánicos según las variaciones de Zr/Y - Zr de las distintas litologías. ■ = granitoides; ◆ = pórfidos; △ = rocas volcánicas. Los campos ilustrados son los de discriminación para basaltos de Pearce, J.A. y Norry, M.J. (1979). Contributions to Mineralogy and Petrology, 69, 33-47.

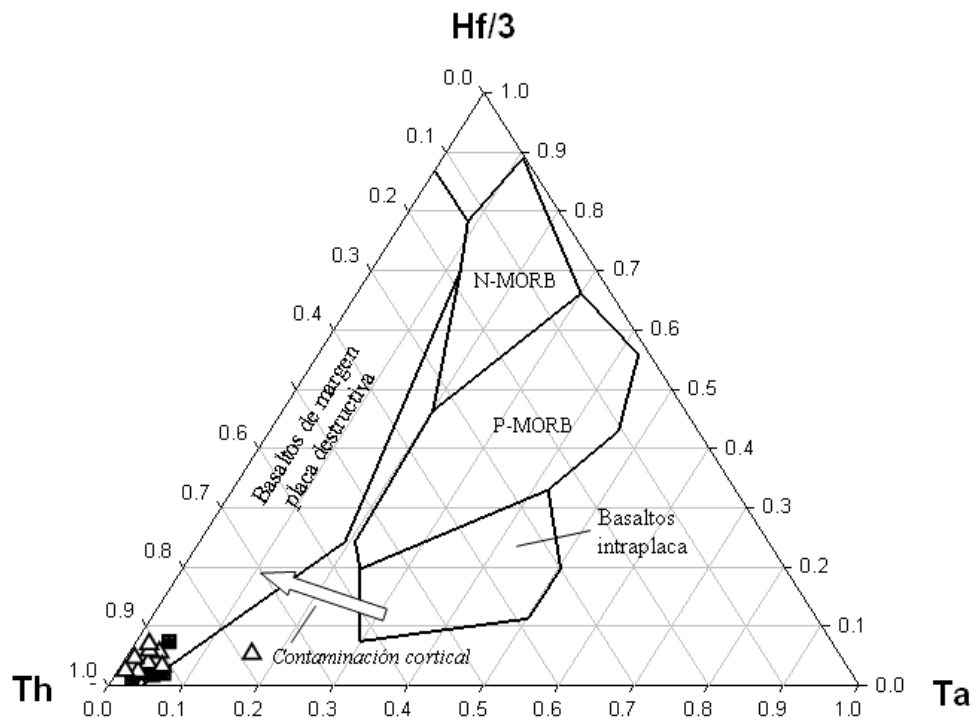


Figura B.5.4. Diagrama ternario para discriminación de los ambientes tectónicos según las variaciones de Hf Th y Ta. ■ = granitoides; △ = pórfidos. Todas estas rocas pertenecen a un margen continental destructivo, aun cuando exhiben un notable enriquecimiento de Th respecto a Hf y Ta. Los campos se tomaron de Wood *et al.*, 1979.

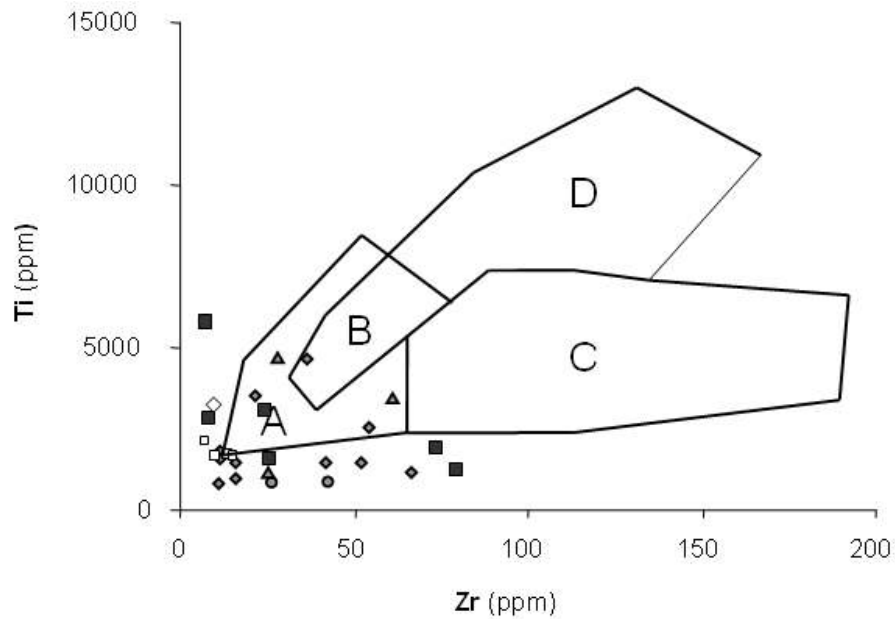


Figura B.5.5. Diagrama de discriminación de ambientes tectónicos con base en las variaciones Ti-Zr de las distintas litologías. ■ = granitoides; □ = pórfidos productivos; ◆ = pórfidos moderadamente y poco favorables; ▲ = andesitas; ● = riolitas; ◇ = diques Campana. A es el campo de toleitas de arco insular; B son MORB, basaltos calcialcalinos y toleitas de arco insular; C son basaltos calcialcalinos; D es MORB. Los campos ilustrados son los definidos por Pearce y Cann (1973).

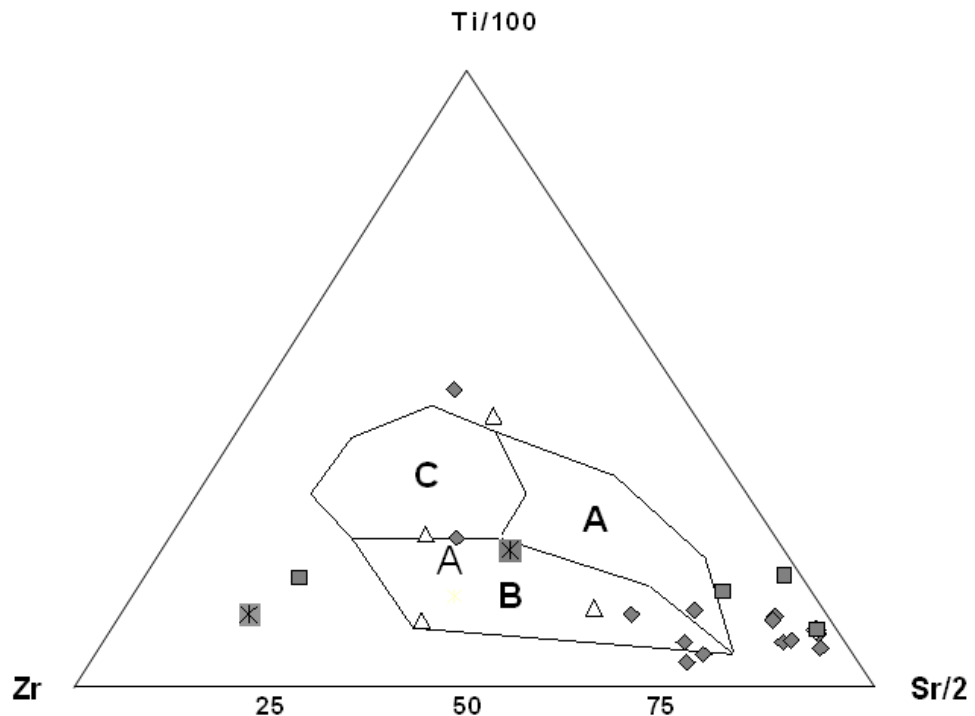


Figura B.5.6. Diagrama ternario para discriminación de ambientes tectónicos según las variaciones de Ti-Zr-Sr de las distintas litologías. ■ = granitoides; ✕ = granito Cananea; ◆ = pórfidos; △ = rocas volcánicas. A, toleitas de arcos insulares; B, basaltos calcialcalinos, y C, MORB. Los campos ilustrados son los definidos para basaltos por Pearce y Cann (1973).

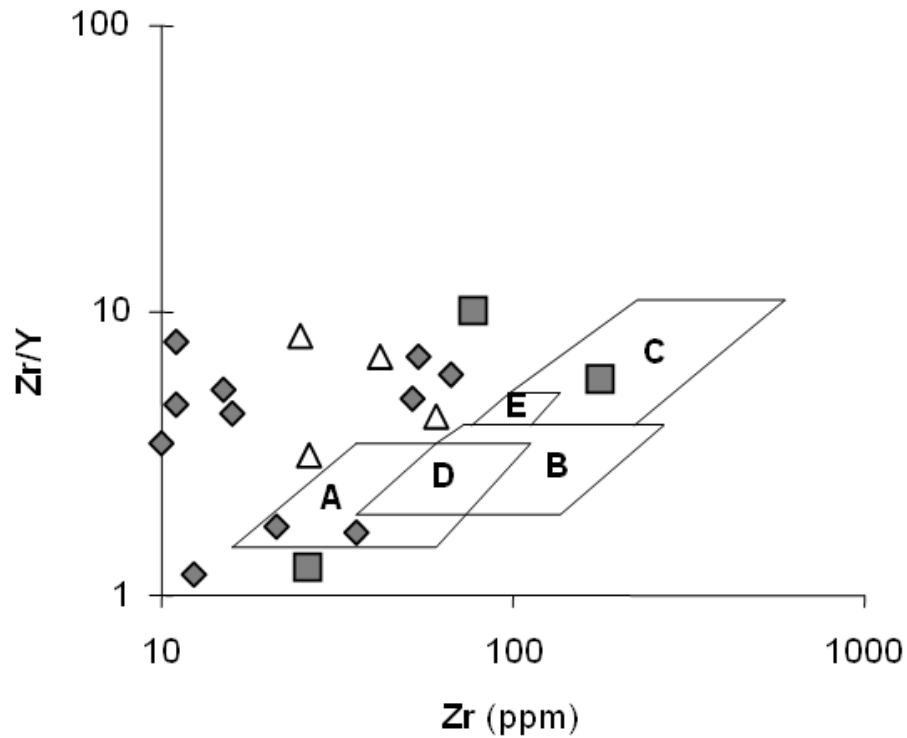


Figura B.5.7. Diagrama para discriminación de ambientes tectónicos según las variaciones de Zr/Y - Zr de las distintas litologías. \square = granitoides; \diamond = pórfidos; Δ = rocas volcánicas. A, basaltos de arcos volcánicos (calcialcalinos); B, MORB; C, basaltos intraplaca; D, MORB y basaltos de arcos volcánicos (calcialcalinos); E, MORB y basaltos intraplaca. Los distintos campos ilustrados son los de discriminación para basaltos de Pearce y Norry (1979).

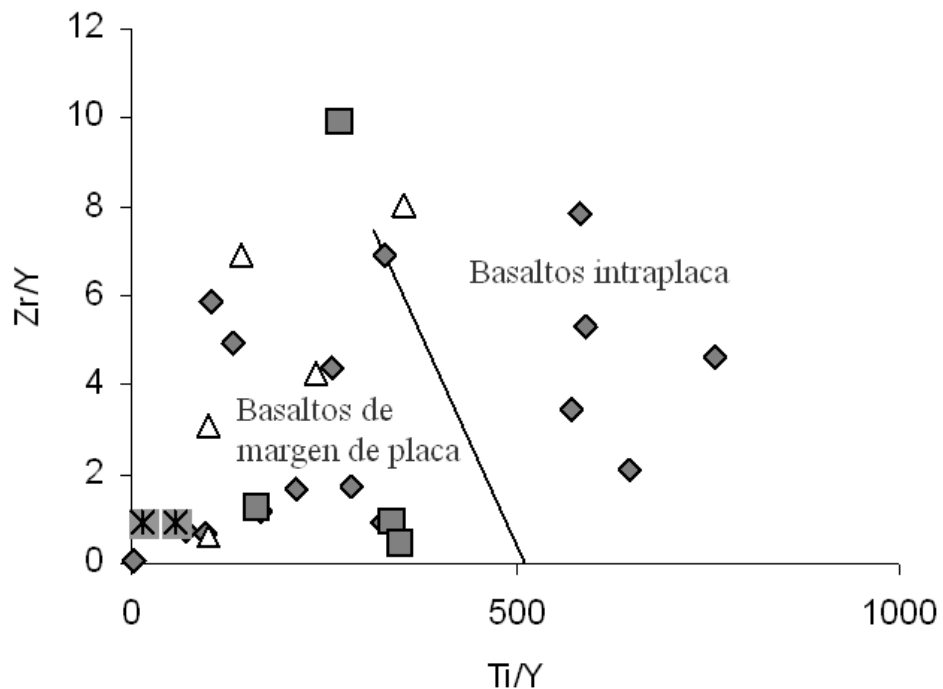


Figura B.5.8. Diagrama de variaciones de Zr/Y - Ti/Y de las distintas litologías, para discriminación de ambientes de basaltos intraplaca vs basaltos de margen de placa (todos los demás). \square = granitoides; \diamond = pórfidos; Δ = rocas volcánicas; \times = granito Cananea. La *suite* dominante tiene una firma petrogenética de margen de placa y rocas con mayor alteración hidrotermal (los pórfidos) grafican en el campo intraplaca (firma aparente). Los campos ilustrados son los definidos para basaltos por Pearce y Gale (1977).

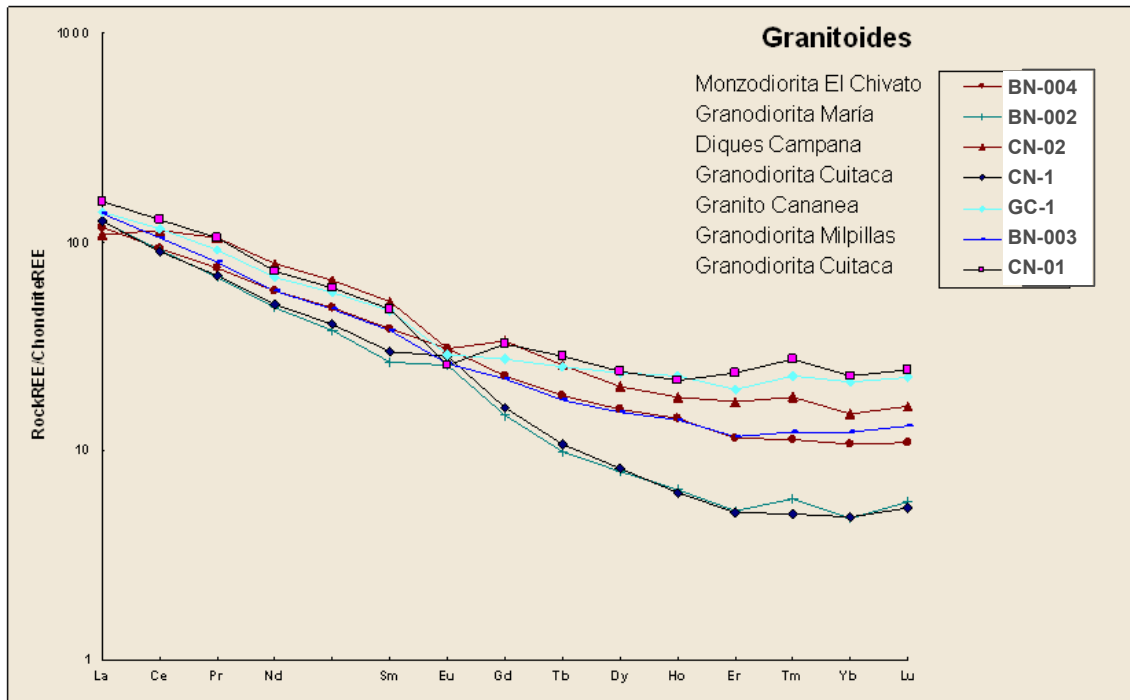


Figura B.5.9. Diagrama de Elementos Tierras Raras (REE) normalizado a condrita, para granitoides. Sus patrones muestran una diferenciación moderada a fuerte: una concentración alta de tierras raras ligeras (incompatibles) y moderada a baja en tierras raras pesadas. El fraccionamiento para plagioclasa es moderado, con posible proveniencia de un magma con hidratación entre alta y moderada (fraccionamiento de hornblenda y biotita), excepto para el granito Cananea y los diques Campana los cuales no muestran esa característica (concavidad en el patrón).

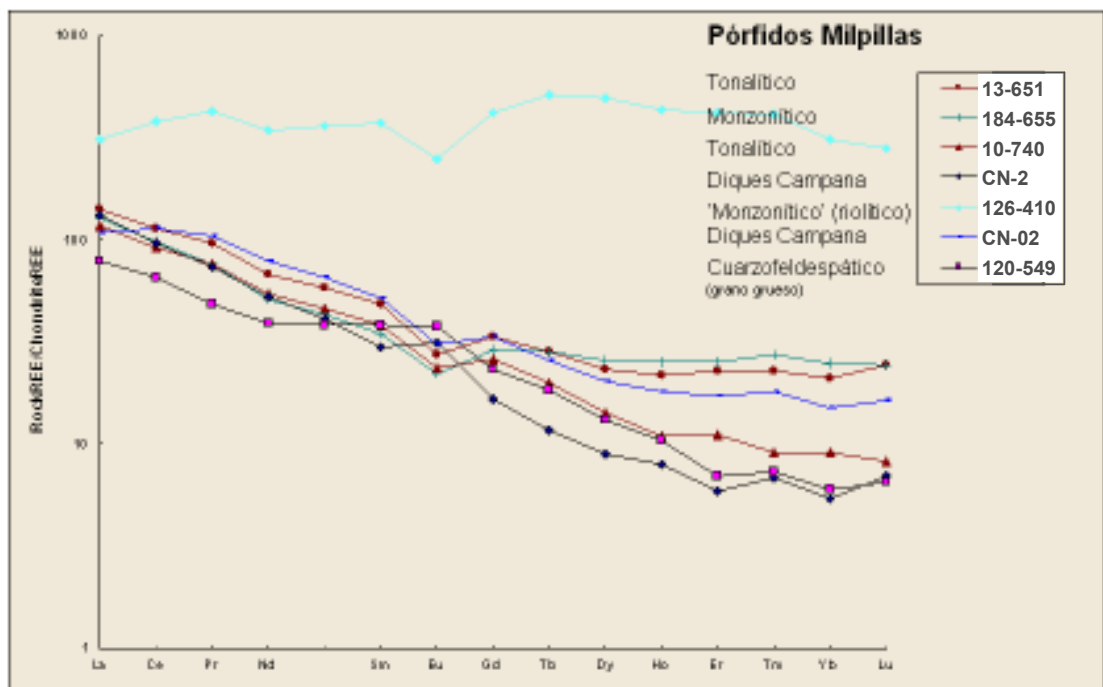


Figura B.5.10. Diagrama de Elementos Tierras Raras [REE] normalizado a condrita, para pórfidos poco-favorables. Los patrones muestran diferenciación moderada y fraccionamiento de moderado a bajo para plagioclasa y hornblenda, con proveniencia posible de un magma de baja hidratación. Dos muestras de los diques Campana de Cananea se incluyen para comparación, ya que su actitud es muy similar con este grupo de pórfidos. Todos los pórfidos están afectados por alteración hidrotermal pervasiva hipogénica (potásica, filica y argílica) y por alteración supergénica en grado variable. El pórfido 'monzonítico' de la muestra 126-410 está fuertemente alterado y pudo contener cantidades anómalas de apatita, su composición normativa es similar a la de una riolita peraluminosa e hipersilíceas.

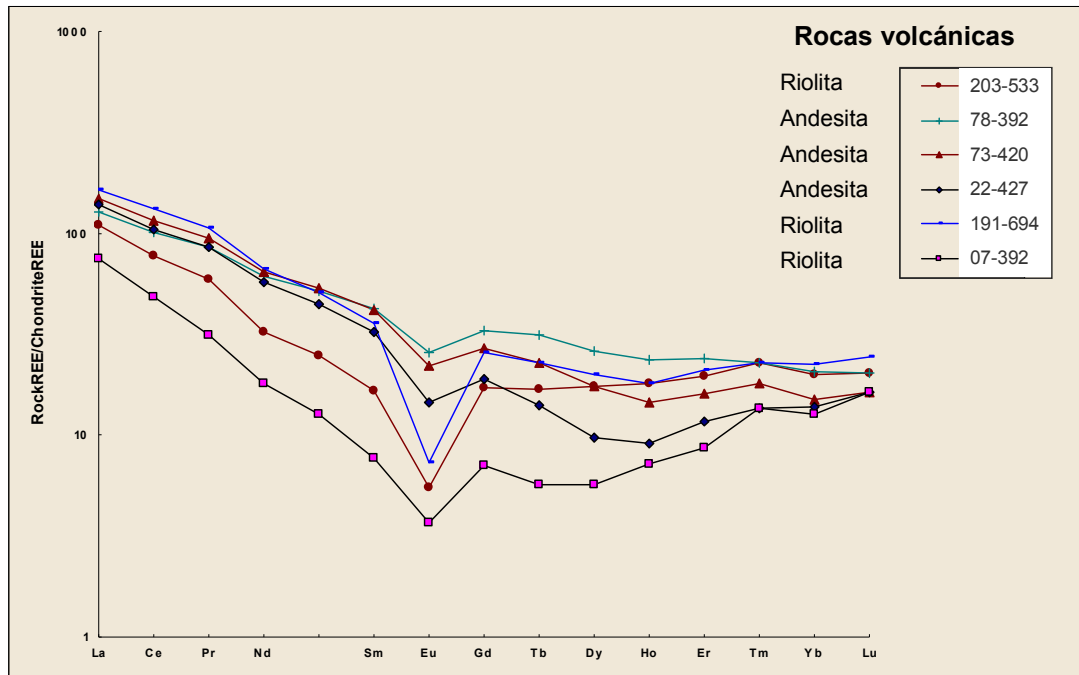


Figura B.5.11. Diagrama de Elementos Tierras Raras (REE) normalizado a condrita para rocas volcánicas. Sus patrones muestran diferenciación moderada a baja: una concentración alta de tierras raras ligeras (incompatibles) y baja en tierras raras pesadas. El fraccionamiento para plagioclasa es entre fuerte y moderado, con proveniencia posible de un magma con baja hidratación.

APÉNDICE B6. FECHAMIENTO Re-Os EN MOLIBDENITA

PROCEDIMIENTO DE PREPARACIÓN Y ANÁLISIS

(Basado en Valencia *et al.*, 2006)

En un tubo Carius se colocó una carga de aproximadamente 0.05 g de molibdenita, seleccionada a mano, con 8 ml de agua regia inversa (3:1 HNO₃: HCl) congelada. Mientras se congelan los reactivos, la muestra y los materiales de referencia (*spikes*), el tubo Carius fue sellado y se dejó derretir a temperatura ambiente. Después el tubo se colocó en un horno y se calentó a 240°C por 12 horas. La solución fue tratada en un proceso de destilación de dos etapas para la separación de osmio. El osmio se purificó adicionalmente utilizando una técnica de

micro-distilación y fue cargado en filamentos de platino con $\text{Ba}(\text{OH})_2$ para realzar la ionización. Después de la separación del osmio, la solución ácida remanente fue secada y posteriormente se disolvió en 0.1 HNO_3 . El renio fue extraído y purificado a través de dos etapas en una columna de resina utilizando AG1-X8 (100-200 mallas), y fue cargado en filamentos de níquel con $\text{Ba}(\text{NO}_3)_2$.

Las muestras fueron analizadas por el método de espectrometría de masa de iones termales negativos (NTIMS) en un espectrómetro de masa VG 54. Las edades de la molibdenita fueron calculadas utilizando el valor de la constante de decaimiento de Smoliar *et al.* (1996), la cual para ^{187}Re es de 1.666×10^{-11} años $^{-1}$. Las edades son reportadas con un error total conservador de 0.5% (~2 sigma) el cual es el límite superior de los reportes de análisis por Re-Os. Se consideró la incertidumbre derivada del conteo estadístico instrumental, así como incertidumbre en la calibración de los materiales de referencia o *spikes* (picos o trazadores), y en la constante de decaimiento para ^{187}Re (0.31%). Los niveles de los blancos (*blanks*) son menos de 7 ppt de Os y 15 ppt de Re.

APÉNDICE B7. FECHAMIENTO U-Pb EN CIRCONES

PROCEDIMIENTO DE PREPARACIÓN Y ANÁLISIS

(Basado en Valencia *et al.*, 2006)

Preparación. Las muestras colectadas fueron trituradas y molidas, para separar magnéticamente concentrados de minerales pesados de la fracción < 350 micras. A continuación, de la fracción no-magnética se escogieron a mano circones libres de inclusiones utilizando un microscopio binocular. Los circones se montaron en resina epóxica y se pulieron para su posterior análisis por ablación laser LA-

ICPMS-MC (*Laser Ablation–Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer - Multicolector*).

Análisis LA-ICPMS-MC. Los cristales individuales de circón se analizaron en secciones pulidas con una isosonda multicolectora ICPMS de micromasa (*Micromass Isoprobe*) equipada con nueve colectores Faraday, un detector axial Daly, y cuatro canales de conteo de iones. La isosonda esta equipada con un laser eximer ArF, el cual tiene una longitud de onda de emisión de 193 nm. Los análisis se condujeron en puntos de 50-35 micras con energía de salida de ~32 mJ y un ritmo de repetición de 10 Hz. Cada análisis consistió de una medición de *background* (una integración de 20 segundos en picos sin incidencia laser) y veinte integraciones de 1 segundo en picos con incidencia laser. Cualquier contribución de Hg a la masa del ^{204}Pb es debidamente sustraída restando los valores de fondo (*background*). La profundidad de cada horadación de ablación fue de 20 micras. El tiempo de medición total fue de ~90 segundos por análisis. Los colectores fueron configurados para medición simultánea de ^{204}Pb en un canal de conteo de iones y ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , y ^{238}U en detectores Faraday.

Monitoreo y control. Todos los análisis fueron efectuados en un modo estático. El fraccionamiento interelemento fue monitoreado analizando fragmentos de SL-1 (un gran cristal de circón concordante de Sri Lanka) con una edad conocida (ID-TIMS) de 564 ± 4 Ma (2σ). Las edades reportadas para granos de circón están basadas enteramente en cocientes de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, porque los errores del $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ son significativamente más grandes. Esto se debe primariamente a la baja intensidad de la señal de ^{207}Pb (comúnmente <0.5 mV) de los circones jóvenes bajos en U. Conforme a esto, los cocientes y edades de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ no se reportan. Los cocientes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ son corregidos del

Pb común utilizando el $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ medido, una composición de Pb común, y una incertidumbre de 1.0 en el $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ común.

Se calculó la media ponderada de ~20-25 análisis individuales para cada una de las muestras. Esta medición de error se suma cuadráticamente a los errores sistemáticos, los cuales incluyen contribuciones de la corrección por calibración, la constante de decaimiento, la edad del estándar de calibración, y la composición del Pb común. Los errores sistemáticos fueron de 1.81% para estas muestras. Todas las edades medias ponderadas fueron reportadas en un nivel 2-sigma.

APÉNDICE B8. TABLAS Y DIAGRAMAS DE LAS ISÓCRONAS Ar-Ar, Y ESPECTROS, K-Ar (se adjuntan a continuación en Figuras B.8.1 a B.8.5).

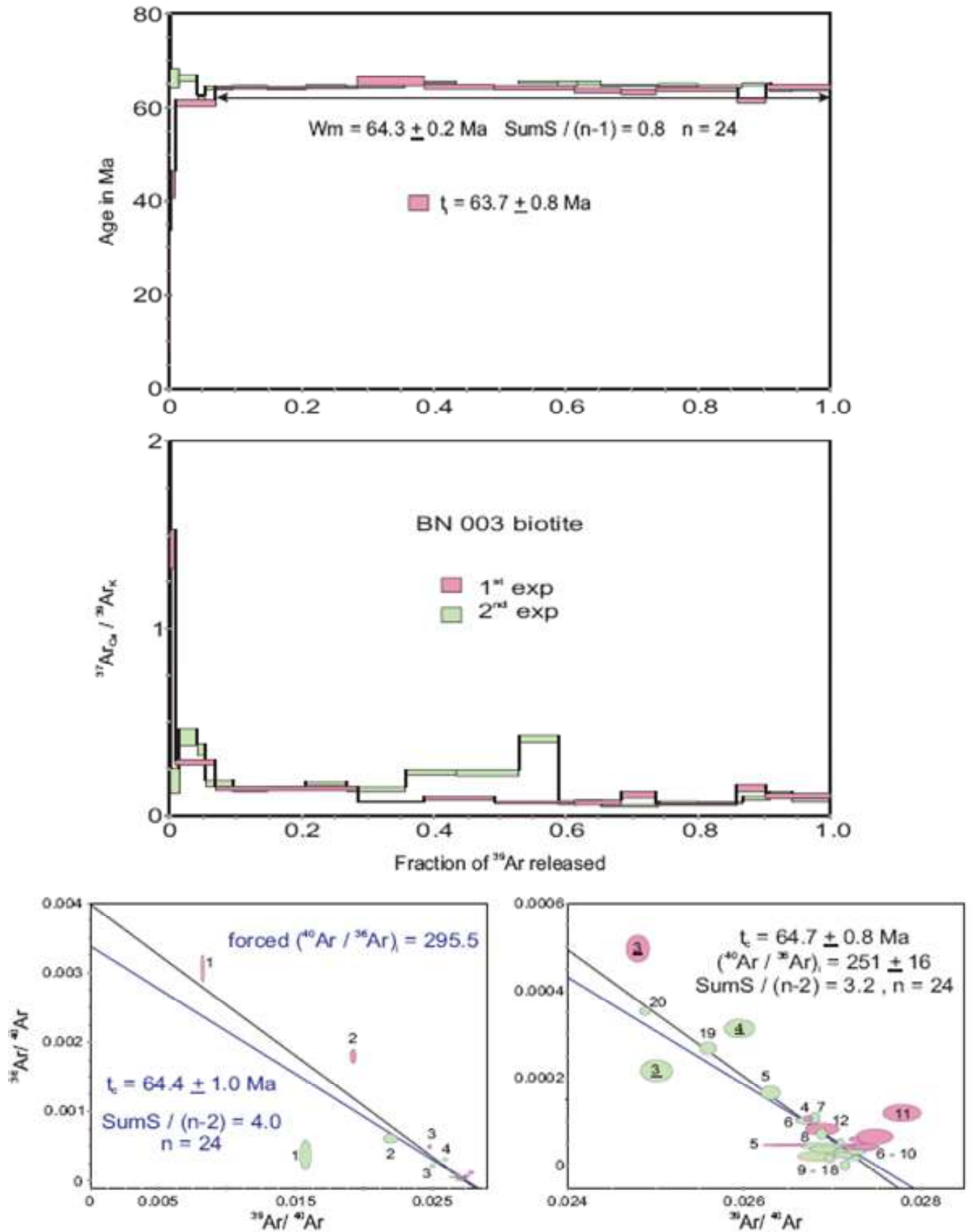


Figura D.8.1. Arriba, diagrama del espectro de argón acumulado del % de ^{39}Ar liberado para la muestra BN 003 (biotita). Abajo, el diagrama de isócrona. Por López-Martínez, CICESE en 2007.

BN 003 biotite

step heating experiments

	Pwr	F ³⁹ Ar	³⁹ Ar _{cum}	Age in Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar [*]	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K		
1 st	0.10	0.0008	0.0008	20.9 ± 12.9	90.44	9.56	6.87	1	†
	0.25	0.0076	0.0084	43.6 ± 2.8	53.04	46.96	1.42	2	†
	0.50	0.0613	0.0697	61.0 ± 0.7	14.66	85.34	0.28	3	†
	0.75	0.2151	0.2847	64.2 ± 0.2	3.19	96.81	0.15	4	
	0.80	0.1001	0.3848	65.6 ± 1.0	1.42	98.58	0.07	5	
	0.90	0.1074	0.4921	64.3 ± 0.4	1.35	98.65	0.09	6	
	1.00	0.1208	0.6129	64.1 ± 0.4	1.19	98.81	0.07	7	
	1.10	0.0704	0.6833	63.6 ± 0.5	1.80	98.20	0.07	8	
	1.25	0.0537	0.7370	63.2 ± 0.6	1.99	98.01	0.11	9	
	1.50	0.1218	0.8589	63.9 ± 0.4	1.31	98.69	0.08	10	
	1.80	0.0438	0.9027	61.5 ± 0.6	3.56	96.44	0.15	11	
	5.00	0.0973	1.0000	64.3 ± 0.5	2.48	97.52	0.11	12	
2 nd	0.20	0.0013	0.0013	99.3 ± 7.3	11.07	88.93	2.05	1	†
	0.48	0.0131	0.0144	66.2 ± 2.1	18.01	81.99	0.18	2	†
	0.60	0.0275	0.0419	66.3 ± 0.7	6.41	93.59	0.42	3	†
	0.70	0.0124	0.0544	62.0 ± 0.6	9.27	90.73	0.35	4	†
	0.80	0.0411	0.0955	64.1 ± 0.4	4.92	95.08	0.17	5	
	0.90	0.0524	0.1479	64.4 ± 0.3	3.05	96.95	0.14	6	
	1.00	0.0580	0.2059	64.0 ± 0.3	3.23	96.77	0.15	7	
	1.10	0.0620	0.2679	64.5 ± 0.3	2.16	97.84	0.17	8	
	1.30	0.0882	0.3561	64.4 ± 0.2	1.57	98.43	0.14	9	
	1.43	0.0780	0.4341	65.4 ± 0.2	0.51	99.49	0.23	10	
	1.55	0.0937	0.5278	65.6 ± 0.6	0.66	99.34	0.23	11	‡ †
	1.60	0.0602	0.5881	65.2 ± 0.3	0.04	99.96	0.41	12	
	1.65	0.0289	0.6169	65.0 ± 0.6	1.34	98.66	0.07	13	
	1.85	0.0364	0.6534	65.1 ± 0.4	1.17	98.83	0.07	14	
	2.10	0.0872	0.7406	64.7 ± 0.2	0.54	99.46	0.05	15	
	2.30	0.0585	0.7991	64.7 ± 0.3	0.96	99.04	0.07	16	
	2.50	0.0675	0.8665	64.4 ± 0.3	0.96	99.04	0.07	17	
	3.00	0.0427	0.9093	64.8 ± 0.3	0.72	99.28	0.09	18	
3.70	0.0330	0.9423	63.8 ± 0.4	7.94	92.06	0.12	19		
6.00	0.0577	1.0000	63.8 ± 0.2	10.44	89.56	0.08	20		

Integrated results

	³⁹ Ar	⁴⁰ Ar [*] / ³⁹ Ar _K	Age in Ma	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar [*]	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
1 st	1.453E-02	11.81 ± 0.03	63.7 ± 0.8	0.13	3.66	96.34	8079.8
2 nd	4.427E-02	12.00 ± 0.02	64.8 ± 0.8	0.16	2.73	97.27	10815.7

$t_c = 64.7 \pm 0.8$ Ma; (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 251 ± 16; SumS / (n-2) = 3.2 for n = 24

$t_c = 64.4 \pm 1.0$ Ma; forced (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 295.5; SumS / (n-2) = 4.0 for n = 24

† Fractions ignored in the isochron given in the figure

since the mass 40 was measured with the Faraday detector, the data for this (‡) fraction are reported only for statistical purposes

Figura B.8.2. Tabla con los datos del ³⁹Ar liberado del calentamiento por etapas, para la muestra BN 003 en biotita. Por López-Martínez (2007), CICESE.

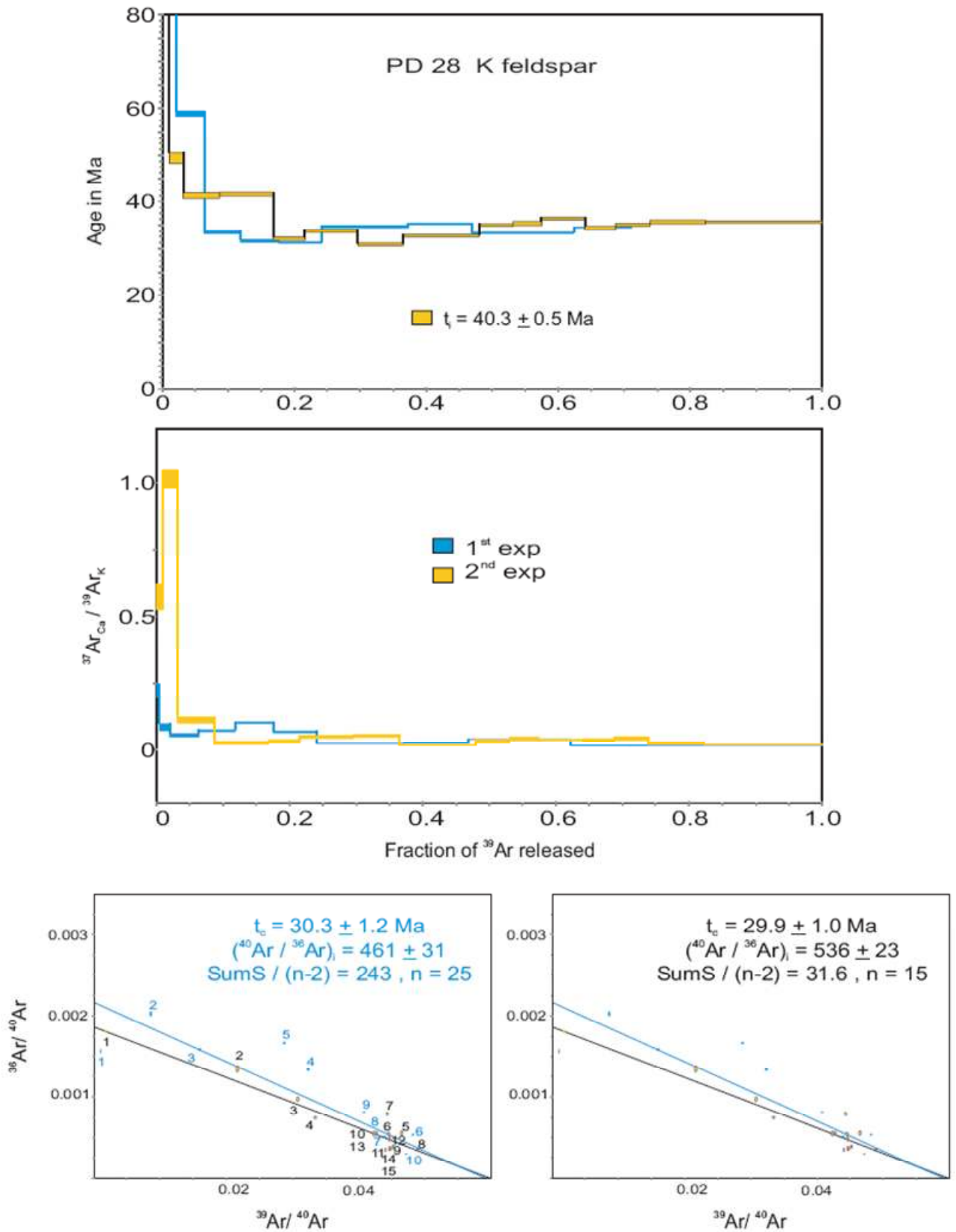


Figura D.8.3. Arriba, diagrama del espectro de argón acumulado del % de ^{39}Ar liberado para la Muestra PD 28 (FeldK). Abajo, el diagrama de isócrona. Por López-Martínez, CICESE en 2007.

PD 28 K feldspar

VG5400 laser fusion experiments

step heating experiments

	Pwr	F ³⁹ Ar	³⁹ Ar _{cum}	Age in Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	
1 st	0.30	0.0048	0.0048	784.8 ± 9.0	46.30	53.70	0.22	1
	0.50	0.0163	0.0211	82.3 ± 1.5	60.06	39.94	0.09	2
	0.83	0.0427	0.0639	58.8 ± 0.6	46.91	53.09	0.05	3
	1.20	0.0549	0.1188	33.4 ± 0.3	39.55	60.45	0.07	4
	1.65	0.0578	0.1765	31.6 ± 0.3	49.28	50.72	0.10	5 ‡
	2.30	0.0651	0.2416	31.2 ± 0.1	15.81	84.19	0.07	6 ‡
	3.30	0.1309	0.3725	34.6 ± 0.3	14.96	85.04	0.02	7
	4.30	0.0960	0.4685	35.3 ± 0.1	16.15	83.85	0.03	8
	5.80	0.1545	0.6230	33.3 ± 0.2	23.96	76.04	0.04	9
	7.80	0.0877	0.7107	34.5 ± 0.1	8.89	91.11	0.02	10
	8.00	0.2893	1.0000	---	---	---	0.02	11
2 nd	0.20	0.0107	0.0107	427.8 ± 4.5	53.40	46.60	0.57	1
	0.53	0.0214	0.0321	49.4 ± 1.2	39.80	60.20	1.01	2
	0.83	0.0550	0.0871	41.3 ± 0.6	28.68	71.32	0.11	3
	1.10	0.0815	0.1686	41.7 ± 0.4	21.95	78.05	0.02	4
	1.40	0.0468	0.2154	32.1 ± 0.4	16.45	83.55	0.03	5
	1.70	0.0805	0.2959	33.7 ± 0.3	16.05	83.95	0.05	6
	2.10	0.0693	0.3652	30.9 ± 0.3	23.34	76.66	0.05	7 ‡
	2.40	0.1150	0.4802	32.7 ± 0.2	10.45	89.55	0.02	8
	2.70	0.0505	0.5307	35.0 ± 0.3	11.50	88.50	0.03	9
	3.10	0.0434	0.5741	35.4 ± 0.4	16.20	83.80	0.04	10
	3.50	0.0662	0.6403	36.4 ± 0.3	10.38	89.62	0.04	11
	4.00	0.0470	0.6873	34.3 ± 0.4	14.35	85.65	0.04	12
	4.90	0.0512	0.7385	35.0 ± 0.3	16.28	83.72	0.04	13
	6.90	0.0843	0.8228	35.6 ± 0.4	10.86	89.14	0.03	14
8.00	0.1772	1.0000	35.7 ± 0.2	10.64	89.36	0.02	15	

Integrated results

	³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Age in Ma	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
1 st	2.358E-02	---	---	0.04	---	---	
2 nd	1.954E-02	7.43 ± 0.02	40.3 ± 0.5	0.06	24.17	75.83	1222.7

Isochron age

$$t_c = 30.3 \pm 1.2 \text{ Ma}; (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 461 \pm 31; \text{SumS} / (n-2) = 243 \text{ for } n = 25$$

$$\ddagger \quad t_c = 31.0 \pm 0.4 \text{ Ma}; (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 300 \pm 4; \text{SumS} / (n-2) = 1.6 \text{ for } n = 3$$

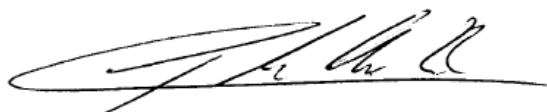
Figura B.8.4. Tabla con los datos del ³⁹Ar liberado del calentamiento por etapas, para la muestra PD 28 en feldespato potásico. Por López-Martínez (2007), CICESE.

LABORATORIO DE GEOCRONOLOGÍA

INFORME DE DATACION RADIOMETRICA N° 063/2003

Solicitado por : Sr. Enrique Tidy
Codelco Chile
Guía N° GE-M N° 009370

N° Muestra	Num. en Laborat.	Material	% K	Ar. rad. nI/g	% Ar. Atm.	Edad Ma.	Error 2 sig.
18204	H1471.182	Roca Total	3.506	2.463	53	18.0 ±	0.9



Carlos Pérez de Arce Raveau
Jefe Sección de Geocronología

CPR/Mga.

Santiago, agosto 29 del 2003

Figura D.8.5. Resultados del fechamiento K-Ar para la muestra de alunita de la localidad Zacatón cercana a Milpillás. Análisis de roca total en muestra completamente alunitizada.

APÉNDICE B9. COMPOSICIONES INICIALES DE Sr y Nd
Y EDADES MODELO

Los cocientes isotópicos iniciales calculados para Sr y Nd se muestran en los cuadros mostrados en la hoja adjunta (Tabla B.9), como se indica en la nota debajo de cada cuadro. Los cálculos se realizaron con las fórmulas respectivas a partir de los resultados de análisis del laboratorio mostrados en la Tabla B.9.I, más abajo.

Tabla B.9. Cálculo de composiciones iniciales y edades modelo

CÁLCULOS para Sr

DATOS									RESULTADOS					
Muestra	Edad Ma	Rb ppm	Sr ppm	Rb/Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr medido	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr medido	e ^{λt}	fRb/Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr CHUR	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr inicial	εSr actual	εSr inicial	T _{DM} Ga	T _{CHUR} Ga
BN-003 WR	66	234.70	351.27	0.668	1.931	0.708333	9E-04	22.35	0.70442	0.70654	54	30	0.20	0.15
GC-1 WR	1411	272.38	66.73	4.082	11.799	0.826024	0.02	141.67	0.70283	0.58724	1725	-1645	0.74	0.73
PD-28(3) WR	40	173.11	407.07	0.425	1.229	0.708155	6E-04	13.86	0.70445	0.70745	52	43	0.31	0.22
M120 WR	64	147.27	160.76	0.916	2.648	0.710306	9E-04	31.02	0.70442	0.70790	82	49	0.20	0.16

Las columnas verdes y azules son calculadas con formulas (no están en esta hoja). Hoja de cálculo MVepsilón

CÁLCULOS para Nd

DATOS									RESULTADOS					
Muestra	Edad Ma	Sm ppm	Nd ppm	Sm/Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd actual	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd actual	e ^{λt}	fSm/Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd CHUR	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd inicial	εNd actual	εNd inicial	T _{DM} Ga	T _{CHUR} Ga
BN-003 WR	66	5.19	27.18	0.1908	0.1149	0.512301	4E-04	-0.42	0.51255	0.51225	-6.6	-5.9	1.14	0.63
GC-1 WR	1411	8.01	34.01	0.2354	0.1417	0.511958	0.009	-0.28	0.51081	0.51064	-13.3	-3.3	2.30	1.88
PD-28(3) WR	40	3.35	18.81	0.1778	0.1070	0.512285	3E-04	-0.46	0.51259	0.51226	-6.9	-6.4	1.08	0.60
M120 WR	64	5.80	19.82	0.2927	0.1762	0.512307	4E-04	-0.10	0.51256	0.51223	-6.5	-6.3	3.08	2.45

Las columnas verdes y azules son calculadas con formulas (no están en esta hoja). Hoja de cálculo MVepsilón

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica
(LUGIS)

02/10/2006

Muestra	Código (Lugis)	Roca	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	1 sd*	2 SE(M)	n	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	1 sd*	2 SE(M)	n	δNd
BN-003 WR	2858 MV ID	granodiorita	1.934	0.708333	37	10	57	0.115	0.512301	15	4	56	-6.57
GC-1 WR	2859 MV ID	granito	11.949	0.826024	39	10	58	0.142	0.511958	20	6	51	-13.26
PD-28(3) WR	2860 MV ID	qzomonzonit	1.231	0.708155	36	10	56	0.108	0.512285	19	5	55	-6.89
M120 WR	2915 MV ID	granito?	2.652	0.710306	39	11	54	0.177	0.512307	18	5	58	-6.46

Análisis realizados en un Espectrómetro de masas Finnigan MAT 262.

Valor del laboratorio del estándar NBS987: 0.710238 ± 23* n = 347

Valor del laboratorio del estándar Nd la Jolla: 0.511872 ± 23* n = 174

Participación en los trabajos analíticos:

*) En las dos últimas cifras:

n = número de relaciones medidas por corrida

1 sd = 1 desviación estándar

2 SE(M) = 2sd/raíz n

M.C. M.S. Hernández Bernal
 Ing. T. Hernández Treviño
 Dr. J. Morales Contreras
 M.C. G. Solís Pichardo
 Dr. Peter Schaaf

BN-003 WR
 GC-1 WR
 PD-28(3) WR
 M120 WR

1σ	Concentración (ppm) (Dilución isotópica)			
	Rb	Sr	Sm	Nd
0.29	234.70	351.27	5.19	27.18
0.39	272.38	66.73	8.01	34.01
0.37	173.11	407.07	3.35	18.81
0.35	147.27	160.76	5.80	19.82

Tabla B.9.I. Tabla mostrando los análisis isotópicos de Sr y Nd para las 3 muestras de Cananea y Milpillas, y 1 de Nacozari (PD-28(3) WR).

APÉNDICE C1. MOVILIDAD GEOQUÍMICA EN EL AMBIENTE
SUPERGÉNICO: COMPORTAMIENTO SUPERGÉNICO DE LOS METALES Y
OTROS IONES

De acuerdo con los trabajos experimentales de Thornber (1985), así como Ague y Brimhall (1989), la conducta supergénica de los principales iones durante el intemperismo es como sigue:

a) *Cobre*. No sorprende que el Cu sea el elemento que posee la conducta supergénica más pronunciada en los sistemas de intemperismo. Su movilidad es muy alta en la zona de lixiviación, mientras que en la zona de enriquecimiento ocurre exactamente lo contrario, su solubilidad es insignificante y por eso su fijación es casi completa, siendo aun más completa en la zona del *protore*. Los flujos verticales de Cu fuera del sistema son entre limitados a insignificantes, aun en períodos largos de tiempo geológico (Gilbert y Park, 1986). Cualquier cantidad de Cu que desciende por flujo vertical y traspasa debajo del nivel freático es fijado eficientemente en la zona de enriquecimiento. Sin embargo, durante la lixiviación, los flujos laterales de fluido por arriba de la zona saturada pueden transportar cantidades importantes de Cu fuera del sistema (Münchmeyer, 1996).

b) *Hierro*. El Fe mantiene una conducta esencialmente inmóvil en la zona de oxidación de estos sistemas. Durante las condiciones ácidas de intemperismo en la zona de lixiviación (Figura 3.1), la mayor parte del Fe que se libera por la disolución de sulfuros se fija en forma de hematita. Sin embargo, en condiciones de bajo Eh y pH (en la zona saturada, debajo del nivel freático), el Fe^{+2} se disuelve y viaja a distancias apreciables. En soluciones muy ácidas o pobres en oxígeno, el Fe migra en el estado disuelto. Un Eh bajo favorece la estabilidad del

Fe^{+2} en solución, y un pH <3 causa que el Fe^{+3} permanezca en solución. El ácido sulfúrico mantiene el pH bajo y propicia un ambiente reductor que mantiene al Fe en solución en estado ferroso. El contenido de Fe en los fluidos de la zona de enriquecimiento es alto (posee alta movilidad) y considerablemente más bajo en el *protore*.

c) *Azufre*. A diferencia del Cu el S posee una gran movilidad en todas las zonas de intemperismo. Es el elemento más móvil del sistema y su contenido en los fluidos es alto. En consecuencia una cantidad sustancial de S en forma de SO_4^{-2} escapa con el tiempo de la región de flujo. La fuente dominante de S para precipitación de sulfuros secundarios en la zona de enriquecimiento son los sulfuros preexistentes del *protore*, y no el sulfato transportado de la zona de lixiviación.

d) *Aluminio*. El Al presenta distintas conductas: móvil, supergénica y residual, dependiendo de las condiciones que se presenten (pH y Eh). Los fluidos de la zona lixiviada poseen las más altas concentraciones de Al, debido a su bajo pH, mientras que en las zonas de enriquecimiento y *protore* estas concentraciones son más bajas, aunque el pH de la zona de *protore* sea alto. Esto se debe a que el Al puede ser transportado en solución tanto en pH bajo como en alto. El Al se comporta como un elemento supergénico ya que es transportado fuera de la zona de lixiviación y debajo del nivel freático es fuertemente fijado en fases sólidas, principalmente arcillas y sulfatos (caolinita, alunita, etc.).

e) *Silicio, potasio, Ca y Na*. Estos elementos son generalmente móviles en el sistema de intemperismo. El Si (en forma de sílice) posee un grado moderado de movilidad en todas las zonas de intemperismo. La concentración de K en los

fluidos que escapan del sistema, también indica un grado moderado de movilidad para este elemento. Los contenidos de Ca y Na en los fluidos son más altos que el de Si, y por eso con el tiempo una cantidad sustancial de estos elementos son transportados fuera del sistema de intemperismo.

La lixiviación supergénica es selectiva por los álcalis y los cationes alcalinotérreos sin modificación significativa de la estructura mineral (Tittley y Marozas, 1995). La mayor parte del Cu se fija debajo del nivel freático por precipitación de sulfuros secundarios, y los elementos de ganga tales como el Ca y Na son transportados fuera del sistema de intemperismo. El Fe es esencialmente inmóvil y el Al puede o no ser transportado, según las condiciones. La movilidad del Cu puede ser problemática (disminuirse) en soluciones donde hay cationes metálicos en la ganga capaces de formar complejos de sulfatos, tales como Mg, Ca, y Al y competir por disponibilidad de ligantes. Los cationes derivados de silicatos tales como Al, Ca y Mg pueden retrasar o impedir el transporte del Cu fuera de la zona de oxidación durante el intemperismo ácido, incrementando la cantidad de Cu sin formar complejos en solución y llevándolo a equilibrio con minerales supergénicos de Cu, aun en condiciones de bajo pH.

Aunque en la zona de enriquecimiento existen condiciones reductoras, el sulfato generalmente no es reactivo, porque el ritmo de reducción de sulfato inorgánico es extremadamente lento y la formación de complejos del Cu, con ligantes de sulfato, puede evitar las reacciones de enriquecimiento secundario de sulfuros. Sin embargo, los cationes derivados de silicatos pueden mejorar la eficiencia del enriquecimiento secundario del Cu incrementando la cantidad de Cu libre disponible para reacción con pirita para formar calcocita. Debido a que los silicatos se destruyen por el ataque ácido durante los procesos supergénicos, las

soluciones se sobresaturan en SiO_2 con respecto a cuarzo. Si los minerales de Fe están precipitando lentamente, la afluencia de SiO_2 puede mantenerse suficientemente, para que se de la absorción específica de sílice en las superficies de nueva formación de oxihidróxidos de Fe. De este proceso pueden resultar minerales óxidos de Fe (FeOx) silicificados tipo *gossan*, cuya silicificación es independiente del pH. La cantidad de SiO_2 que se liga a los FeOx refleja la cantidad disponible en la solución, la cual depende más de que tan bajo es el pH donde los minerales de ganga están siendo disueltos, que de la cantidad de ganga disponible. Para los casos de la biotita, los anfíboles, la clorita y otros minerales, ocurren también muchas otras reacciones más complejas, las cuales involucran únicamente al ión H^+ y por eso sus productos de alteración no siempre están relacionados al intemperismo.

La conducta química del Al en soluciones supergénicas es dominada por el Al^{+3} (en forma similar al Fe^{+3} y H^+), el cual es un catión pequeño altamente cargado y por lo mismo es fuertemente hidrolizado, y su solubilidad es significativa solo a $\text{pH} < 5$ donde el Al^{+3} es la principal especie en solución. En condiciones ácidas donde el $\text{pH} < 4$, el Al se lixivía de los minerales de la roca encajonante asociados a los sulfuros que se oxidan y, al precipitar forma alunita. Los silicatos como feldespatos, anfíboles y piroxenos a medida que sufren lixiviación, según evidencia microscópica (SEM), desarrollan una capa rica en sílice como remanente, después que el Al es solubilizado en conjunto con los metales alcalinos y tierras alcalinas. La coprecipitación de Al con Fe^{+3} es común en el ambiente de intemperismo y puede llevar a la formación de minerales del grupo alunita–jarosita (Tabla III.3), o bien goethita aluminosa, a medida que el pH gradúa a un ambiente más alcalino (Thornber, 1985).

APÉNDICE C2. PROCESOS SUPERGÉNICOS: LA LIXIVIACIÓN Y GENERACIÓN DE FLUIDOS ÁCIDOS

Los procesos de lixiviación y generación de fluidos supergénicos ácidos, son el resultado de reacciones tanto químicas como bioquímicas que involucran H₂O, oxígeno, CO₂, Fe, S, y Cu. La reacción que muestra como los iones de Cu sustituyen a la pirita en el enriquecimiento supergénico fue determinada experimentalmente en 1907 y se conoce como ecuación de Stockes: 5FeS_2 (pirita) + 14Cu^{+2} + 14SO_4^{-2} + $12\text{H}_2\text{O} \rightarrow 7\text{Cu}_2\text{S}$ (calcocita) + 5Fe^{+2} + 24H^+ + 17SO_4^{+2} (Guilbert y Park, 1986). El exceso de ácido, producto de esta reacción, es neutralizado por reacción con los silicatos de la roca encajonante. En cambio, la calcocita formada permanece cubriendo y reemplazando a la pirita en la zona enriquecida. A diferencia de otros sulfuros hipogénicos más solubles (e.g., digenita, bornita, calcopirita, etc.), el reemplazamiento de pirita por calcocita rara vez es total. Éste, por lo general, forma recubrimientos muy delgados (desde ~1 ó 2 moléculas de espesor) sobre la superficie de los cristales y a lo largo de fracturas y puede llegar a formar gruesas costras en sus bordes (Figura 3.4).

Las reacciones que llevan de la disolución de pirita a la disolución de calcopirita son las siguientes: 8FeS_2 (pirita) + 28O_2 + $8\text{H}_2\text{O} \rightarrow 8\text{FeSO}_4$ + $8\text{H}_2\text{SO}_4$, de ahí que: 8FeSO_4 + $4\text{H}_2\text{SO}_4$ + $2\text{O}_2 \rightarrow 4\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ + $4\text{H}_2\text{O}$, y después se tiene: 2CuFeS_2 (calcopirita) + $4\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 \rightarrow 2\text{CuSO}_4$ + 10FeSO_4 + 4S . Estas ecuaciones muestran que se necesitan 8 moles de pirita para disolver 2 moles de calcopirita y producir 2 moles de CuSO₄, las que subsecuentemente pueden formar un mol de calcocita (Cu₂S), de acuerdo con

la ecuación de Stokes. Claramente un cociente de pirita/calcopirita de 4 a 1 es óptimo para este proceso de disolución (Tittley y Marozas, 1995).

El enriquecimiento supergénico de sulfuros ocurre por reemplazamiento selectivo, por lo general parcial, en un orden de acuerdo con las series de Schürmann (series electromotivas), o series de solubilidad y afinidad del azufre por los metales pesados (Schürmann, 1888). Según estas series, el orden decreciente de afinidad por el azufre (y creciente de solubilidad en agua) en esos metales es: Pd → Hg → Ag → Cu → Bi → Cd → Sb → Sn → Pb → Zn → Ni → Co → Fe → As → Th → Mn. Este orden aplica mejor para condiciones de bajas temperaturas y presiones que en altas (*i.e.*, >200 °C y 1 kbar), por eso en las condiciones de depositación supergénica las series de Schürmann resultan de enorme utilidad. Un metal en solución (*e.g.*, Cu), el cual tiene mayor afinidad por el azufre que otro metal en un sulfuro mineral (*e.g.*, Fe en pirita), tomará azufre de esa fase sólida y precipitará como sulfuro (*e.g.*, calcocita), expulsando al metal menos fuertemente ligado y más soluble (*e.g.*, Fe) hacia la solución. Las afinidades de estos metales están relacionadas a las solubilidades de sus compuestos de sulfuros. El Cu en solución reemplaza al Zn en la esfalerita o al Fe en la pirita, así el Cu habiéndose apropiado del azufre permanece como calcocita o covelita, y los iones desplazados de Zn ó Fe son incorporados a la solución.

En función de las series de Schürmann y las observaciones paragenéticas en menas y jales en oxidación, la sucesión u orden de reemplazamiento supergénico de los sulfuros, del más rápido al más lento es: esfalerita → galena → bornita y ~arsenopirita → sulfosales → enargita y ~calcopirita → pirrotita → marcasita y ~pentlandita → pirita (Chávez, 2000).

Este orden significa que antes de comenzar a reemplazar a la pirita, la calcocita (o covelita) reemplazará primero completamente a los sulfuros cupríferos hipogénicos (*i.e.*, bornita, tetrahedrita, enargita y calcopirita).

APÉNDICE C3. SIGNIFICADO DE LOS DEPÓSITOS DE COBRE EXÓTICO Y FERRICRETAS

Los depósitos de Cu exótico (transportado) son concentraciones de minerales de este metal en forma de óxidos, y mezclas de éstos con FeOx, MnOx, SiO₂, Na, SO₄ P, Cl, y U. Se forman en la periferia de los sistemas cupríferos, simultáneamente con los procesos de oxidación y enriquecimiento supergénico. Estas concentraciones son causadas por los iones de Cu que no se redepositaron ni concentraron en forma supergénica dentro del sistema. Se producen bajo un ambiente de creciente acidez, pudiendo ser favorecido por condiciones de aridez extrema, a causa ya sea de saturación o falta de reactividad del medio rocoso, y con un gradiente favorable para el escape de los fluidos ácidos que contienen el Cu. También hay concentraciones predominantemente de hierro de origen similar conocidos como ferricretas o pseudo-*gossans*. Ambos son producto de la migración lateral y escape de los fluidos supergénicos que se alejan de los depósitos de tipo pórfido cuprífero.

Las soluciones ácidas (Eh positivo y pH bajo) conteniendo Cu se escapan, y pueden migrar lateralmente hasta 6–8 km de la fuente (Münchmeyer, 1996; Mote *et al.*, 2001), siguiendo el gradiente del agua subterránea dentro de la zona de oxidación y por encima de la interfase con el nivel freático. Unos 6 a 8 km al sur de la mina de Cananea se descubrió recientemente mineralización significativa de Cu exótico. El depósito El Pilar, ubicado a unos 40 km al noroeste

de Cananea (Figura 3), es una concentración importante de Cu, derivada de mineralización exótica, proveniente de un depósito adyacente ya erosionado. Cada especie mineralógica exótica (Tabla III.1) alcanza su neutralización y se deposita bajo las condiciones físico-químicas propicias.

El flujo de fluidos que escapan de los sistemas de pórfido cuprífero, sujetos a lixiviación, se canaliza hacia el paleodrenaje circundante, sobre los contactos entre el aluvión y el substrato rocoso y pueden estar encajonados en uno u otro medio o ambos. Los márgenes de ambos medios son los sitios propicios para la redepositación de Cu, produciendo mineralización continua exótica de minerales oxidados (Münchmeyer, 1996). En los depósitos de óxidos de Cu exótico generalmente ocurre un zoneamiento lateral a partir del yacimiento origen y alejándose de este. Presentan una serie sucesiva de zonas, con cierto traslape entre si, como sigue: (a) zona de sulfatos, en el ambiente proximal (0.5 a 2.0 km) ocurren los *gossan* de hematita viva con *Cu-pitch* y/o sulfatos de Cu (brocantita, antlerita); (b) zona de fosfatos → ferricretas, en el ambiente intermedio (1.5 a 3.5 km) ocurren los fosfatos de Cu (turquesa), cloruros (atacamita), seguidos y/o con cierto traslape por ferricretas (Fe-Mn y mezclas amorfas conocidas como *Cu-wad*) y yeso; (c) zona de silicatos, en el ambiente distal (2.5 a 6.0 km o más) ocurren silicatos de Cu (crisocola) y, algunas veces carbonatos de Cu (malaquita) cuando las soluciones alcanzan horizontes muy reactivos o calcáreos (Münchmeyer, 1996; Mote *et al.*, 2001) y; (d) en los puntos más alejados del origen (~8.0 km) se pueden alcanzar zonas donde ya sea que se neutralizan los fluidos (en cuencas), o bien se diluyen las soluciones dispersándose los metales contenidos en ellas.

Ferricretas y falsos 'gossans' (transportados). Las ferricretas son costras duras ferruginosas de conglomerado formado por arena o grava

superficial, cementado y endurecido por mezclas de óxidos de Fe (\pm Mn), con o sin valores de Cu. También pueden ser zonas de limonita masiva precipitada en o cerca de la superficie. Estos materiales se depositan a partir de soluciones percolantes y por flujo lateral (agua subterránea rica en hierro), derivadas de la oxidación de sulfuros de Fe y otros metales. Es importante notar que la presencia de un 'gossan' no necesariamente significa que existan sulfuros inalterados a profundidad. En condiciones de bajo Eh y pH, el Fe se disuelve en el estado ferroso y viaja a distancias apreciables de la zona de oxidación. Donde las soluciones permanecen fuertemente ácidas o deficientes en oxígeno, el Fe migra en el estado disuelto. Un potencial redox (Eh) bajo favorece la estabilidad de los iones ferrosos en solución, mientras que un pH menor a 3 permite que los iones férricos permanezcan disueltos. La presencia de ácido sulfúrico mantiene el pH bajo y puede formar un ambiente reductor que mantiene al Fe en solución en estado ferroso.

Es importante resaltar que tales potenciales redox bajos y condiciones extremadamente ácidas, son poco probables cerca de la superficie y por arriba del nivel freático, sin embargo, son comunes en la zona capilar, sobre el nivel freático y en la zona saturada inmediata por debajo de este. Cuando las soluciones de sulfato ferroso migran y alcanzan rocas calcáreas o un medio similar básico, el ácido es neutralizado y el Fe precipita como óxido férrico o hidróxido férrico (Guilbert y Park, 1986). Las zonas de hierro de este tipo lateralmente desplazadas, se conocen como pseudo-*gossans* (falsos *gossans*). En muchos ambientes la distinción efectiva entre *gossans* falsos y *gossans* de limonita indígena (residuales), resulta de importancia crítica en la exploración. Los *gossans* transportados tienen un origen un tanto diferente de los *gossans*

residuales, ya que algunos *gossans* transportados son simples acumulaciones coluviales de fragmentos de un *gossan* verdadero que ha sido removido pendiente abajo desde el sitio de intemperismo (Rose *et al.*, 1979).

APÉNDICE C4.LA IMPORTANCIA DE LA PIRITA Y LOS MICROORGANISMOS EN LOS PROCESOS SUPERGÉNICOS

Los procesos de lixiviación y generación de fluidos supergénicos son el resultado de reacciones tanto geoquímicas como bioquímicas que involucran H₂O, oxígeno, CO₂, Fe, S, y Cu. La pirita origina procesos de lixiviación por reacciones geoquímicas inorgánicas donde las bacterias acidófilas oxidantes de hierro juegan un papel significativo catalizando tales reacciones (Enders, 2000). De acuerdo con este autor, las bacterias acidófilas más importantes que aceleran notablemente la disolución de sulfuros metálicos son *Thiobacillus ferrooxidans* y *Leptospirillum ferrooxidans*, además de otras especies como *Thiobacillus thiooxidans*, *Thiobacillus organoparus* y *Thiobacillus acidophilus*. Las reacciones de lixiviación son catalizadas (aceleradas significativamente) por estas bacterias que oxidan la pirita y convierten el ion ferroso a ion férrico: $2\text{Fe}^{+2} + \frac{1}{2}\text{O}_2 + 2\text{H}^+ \xrightarrow{\text{thiobacilli}} 2\text{Fe}^{+3} + \text{H}_2\text{O}$ (Figura C.1). Los microorganismos (y las raíces de plantas) pueden reducir o incrementar las concentraciones de iones en solución, incluyendo el ion H⁺ (propiciando acidez), y como consecuencia inducir reacciones de intemperismo y modificaciones químicas en el ambiente.

La pirita es un sulfuro relativamente refractario en la secuencia de reemplazamiento de sulfuros ya que otros sulfuros de Fe se oxidan más rápido que la pirita. Por ejemplo, la oxidación de pirrotita llega a ser hasta dos órdenes de magnitud más rápida que la de la pirita (Chávez, 2000). Algunos de estos

sulfuros se oxidan tan rápido que se incendian espontáneamente cuando se exponen a la atmósfera, en forma similar a como suele ocurrir en minas de azufre. En depósitos de sulfuros masivos, especialmente con pirrotita y marcasita, es posible que la roca fresca expuesta se incendie por combustión espontánea. Como residuo de las reacciones, donde los sulfuros se incendian, se generan grandes cantidades de gases, principalmente bióxido de azufre, nocivos y fuertemente corrosivos (Guilbert y Park, 1986).

Para que la pirita represente una fuente significativa de soluciones sulfatadas ácidas, las condiciones de intemperismo deben ser fuertemente oxidantes. Sin embargo la pirita es el sulfuro hipogénico más común y pocos depósitos minerales de sulfuros carecen de esta, por eso los procesos supergénicos comienzan con este mineral. La oxidación de pirita y otros sulfuros de Fe generalmente generan ácido sulfúrico (SO_4^- y H^+) y hierro (Fe^{+++} y Fe^{++}) en forma de sulfatos, que actúan como lixiviantes, dejando como residuo limonita o hematita y produciendo movilización del Cu, Fe y otros metales.

Las aguas ácidas que se producen por la oxidación de los sulfuros, en algunos distritos mineros llegan a ser tan ácidas que disuelven los rieles, tuberías y otros implementos metálicos y queman la ropa de los mineros. La reacción⁽¹⁾ normal puede ser: (pirita) $2\text{FeS}_2 + 7\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{FeSO}_4(\text{ac}) + 2\text{H}_2\text{SO}_4(\text{ac})$. El hierro es disuelto como ión ferroso (o como sulfato ferroso), y así es oxidado a sulfato férrico, como sigue: $2\text{FeSO}_4(\text{ac}) + \text{H}_2\text{SO}_4(\text{ac}) + 0.5\text{O}_2 \rightarrow \text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3(\text{ac}) + \text{H}_2\text{O}$ (acelerada por la acción bacteriana). De aquí resulta claro que se requieren dos moles de pirita para producir cada mol de sulfato férrico. La pirita puede también convertirse directamente a hematita por la siguiente reacción: 2FeS_2 (pirita) $+ 7.5\text{O}_2 + 4\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3$ (hematita) $+ 4\text{H}_2\text{SO}_4(\text{ac})$, o bien expresada por:

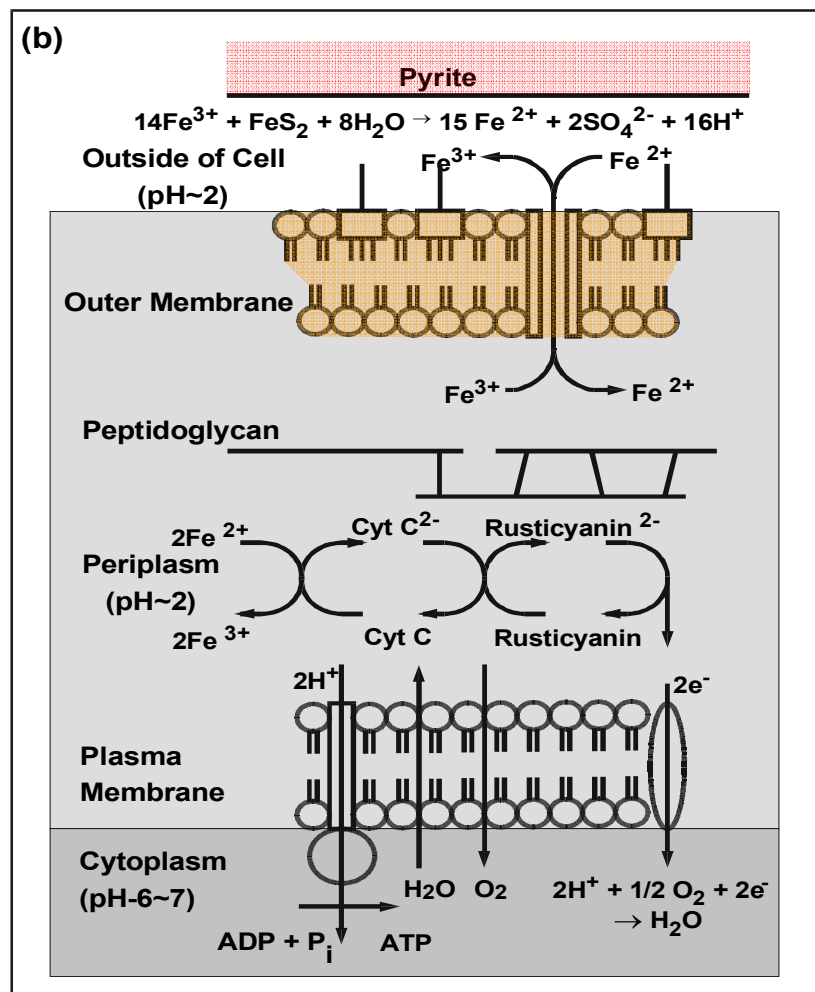
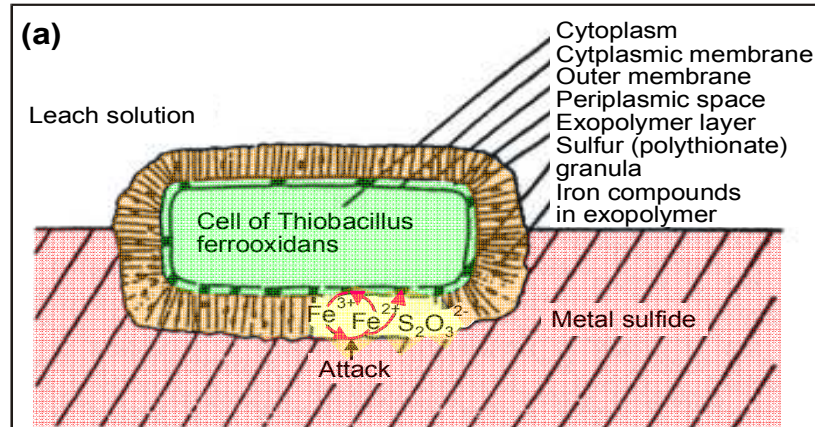


Figura C.1. Modelo que ilustra el mecanismo de ataque por lixiviación-indirecta, a medida que la reacción es catalizada por una célula de *Thiobacillus ferrooxidans* fijada al sulfuro metálico: (a) Ilustración de una capa de exopolímero (exagerada) de la membrana exterior de la célula. El ataque se produce dentro de esta capa exterior, entre la célula y el grano de sulfuro metálico y es mediado por el hexahidrato de hierro férrico ($\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_6^{+3}$) y el tiosulfato como un compuesto intermedio del azufre. (b) Muestra la bioenergética de oxidación del hierro y las reacciones típicas que se producen en el interior de la célula (Enders, 2000).

$2\text{Fe}^{+2}(\text{ac}) + 0.5\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3$ (hematita) + 4H^{+1} . Al comparar respecto a la primera ecuación⁽¹⁾, se puede apreciar como un incremento de agua puede cambiar los productos de reacción.

El hierro, en cuerpos de pirita masiva, podría ser lixiviado y extraído sin dejar ni hematita ni limonita porque, la presencia de ácido sulfúrico mantiene el pH bajo y puede formar un ambiente reductor que mantiene al Fe en el estado ferroso soluble (Guilbert y Park, 1986). Por el contrario, aguas ricas en oxígeno pueden alterar la pirita directamente a sulfato férrico, sin pasar a través de la etapa de sulfato ferroso: 2FeS_2 (pirita) + $7.5\text{O}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + \text{H}_2\text{SO}_4$. En los climas áridos algo del Fe persiste en los afloramientos como sulfato férrico o ferroso, pero estos sulfatos son estados transicionales meramente temporales.

La magnetita y los silicatos ferríferos son componentes comunes en los depósitos minerales y, aunque son de menor importancia comparativa con los sulfuros, pueden contribuir a la generación de soluciones ácidas durante el intemperismo (Chávez, 2000). Esto se debe a que el hierro férrico, producido durante la oxidación de minerales máficos, genera goethita más iones de hidrógeno por la siguiente reacción: $\text{Fe}^{+++} + 3\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}(\text{OH})_3(\text{s}) + 3\text{H}^+(\text{ac})$. Este mismo tipo de reacción explica porque la magnetita es capaz de producir soluciones ácidas aun en rocas mineralizadas que contienen escasos sulfuros o que no los contienen. Un efecto similar se produce en la reacción que transforma la magnetita en martita (martitización).

APÉNDICE C5. ESTUDIO DE MINERALES DE ALTERACIÓN POR ESPECTROMETRÍA INFRARROJA

La espectrometría infrarroja o SWIR (*short wave infrared*) es una técnica basada en la espectroscopia de reflectancia, en la que se realizan análisis espectrales cualitativos para determinar varias especies de minerales. La espectroscopia de reflectancia parte del efecto que los átomos y moléculas absorben y reflejan energía con una longitud de onda diagnóstica (reflectancia), como una función de su estructura atómica. Este efecto se manifiesta en forma de un espectro de reflexión con definiciones de absorción, posición en la longitud de onda y perfiles gráficos distintivos que se utilizan para identificar minerales y diferenciar fases orgánicas.

El método consiste de una fuente interna de luz infrarroja, que genera un haz de luz polarizada de longitud de onda corta, el cual pasa a través de una ventana de medición e incide sobre la muestra. El haz de luz, al llegar a la muestra, es refractado y reflejado; la luz reflejada (reflectancia) es captada y medida en un receptor. A continuación se realiza una medición en una muestra interna de referencia o estándar de calibración. Al completar ambas mediciones se despliega el espectro de la muestra. Cada mineral, susceptible de ser detectado en la región del infrarrojo de onda corta (SWIR) del espectro electromagnético, posee un conjunto de características combinadas único en su espectro de reflexión. Por ejemplo: frecuencias, posición en la longitud de onda y anchos de banda característicos. Estas características resultan de varios factores del mineral: propiedades de reflexión, tamaño de partícula, grado de orientación de la muestra, presencia de agua superficial y molecular, fases orgánicas e inorgánicas asociadas, orientación de las partículas, grado

de ordenamiento estructural y parámetros de calibración del instrumento. Los análisis en la región del infrarrojo de onda corta son particularmente sensibles a la presencia de OH, H₂O, CO₃, CH y NH₄.

Este método está diseñado para identificar los minerales de alteración y/o meteorización arcillosos (caolinita, illita, dickita, halloysita, esmectita, paligorskita); hidróxidos (gibbsite, brucita, diáspora); algunos sulfatos (jarosita, alunita); otros filosilicatos (serpentina, talco, pirofilita, cloritas); carbonatos (calcita, dolomita, magnesita, malaquita, siderita); anfíboles, micas, epidota, zeolitas y topacio; en especial cuando dichos minerales son agregados de grano fino o muy fino. Los instrumentos utilizados (e.g., equipo comercial PIMA, o Terraspec), son portátiles y con las características siguientes: (a) operan en el rango del infrarrojo, de longitud de onda corta (1300–2500 nm); (b) las muestras no requieren de una preparación previa, y solo una preparación mínima; (c) utilizan una fuente de luz interna para asegurar reproducibilidad y estabilidad; (d) la longitud de onda se calibra automáticamente; (e) durante cada medición el instrumento se debe calibrar radiométricamente; (f) poseen alta resolución espectral de 7 nm; y (g) el intervalo espectral de muestreo es de 2 nm. La interpretación de los espectros de reflexión (Figura 3.6) parte de identificar los rasgos principales de absorción del perfil de reflectancia (e.g., picos: altos y bajos, mesetas, etc.). Estos últimos son característicos para cada especie mineral, así se obtiene la longitud de onda en que se desarrollan estos rasgos diagnósticos. Para determinar el mineral al que pertenecen los rasgos medidos, se buscan y comparan en tablas (base de datos referenciales o biblioteca digital de espectros típicos) los tipos de rasgos encontrados y sus valores de longitudes de onda. Existen los programas comerciales de *software*

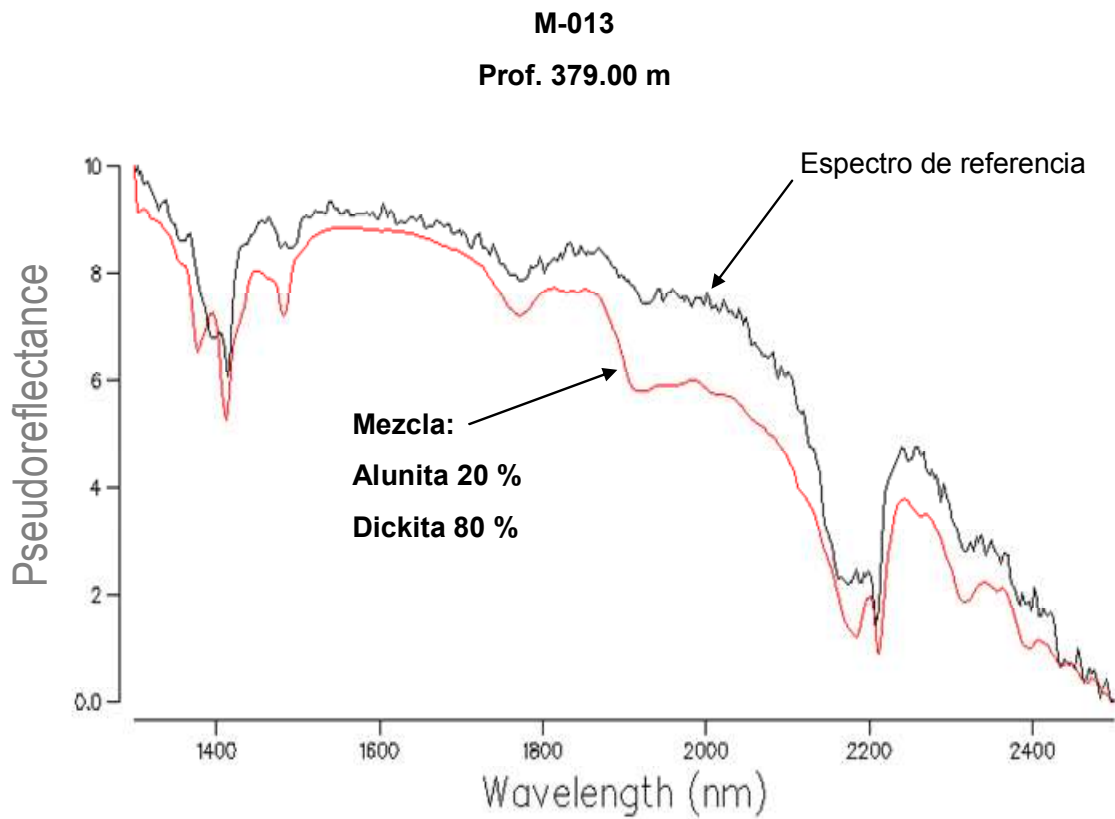
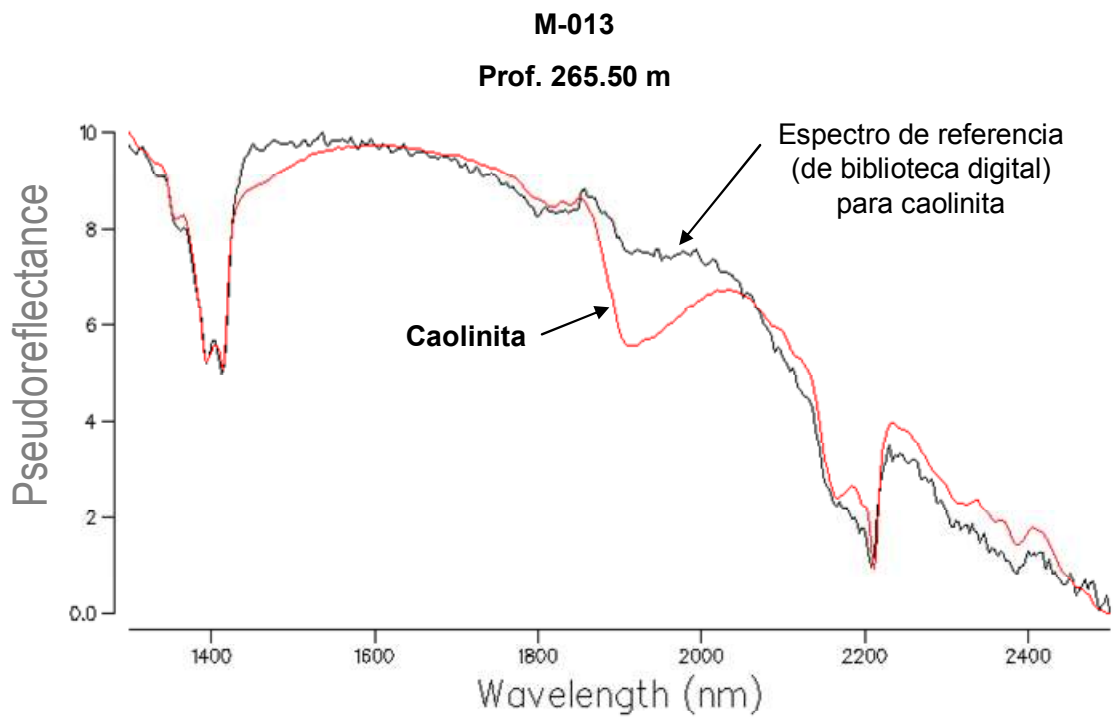


Figura 3.6. Espectro de reflectancia SWIR para dos intervalos del barreno M-013, mostrando en el tramo superior un espectro típico para caolinita. En tanto que en el tramo inferior el espectro corresponde con una mezcla de alunita y dickita.

para el manejo, edición e interpretación de espectros de reflectancia. La Tabla III.3 describe los grupos principales de minerales de alteración encontrados comúnmente en estos yacimientos intemperizados de tipo pórfido cuprífero y sirve como una guía para entender el significado de las distintas especies.

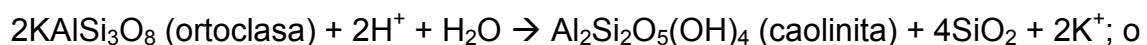
APÉNDICE C6. PROCESOS DE ALTERACIÓN SUPERGÉNICA

El exceso de ácido producido por el intemperismo (*i.e.*, aquel que no se utiliza o consume en o cerca de la región fuente durante la movilización de fluidos supergénicos con Cu) se desplazó a través de las rocas por difusión y en microfracturas. Durante su migración este fluido ácido reaccionó con los minerales formadores de roca (principalmente feldespatos) para producir una paragénesis característica de silicatos secundarios. Algunas paragénesis de alteración hipogénica son relativamente estables o no reactivas a estos fluidos ácidos (*e.g.*, argílica, fílica) y casi no consumen ácido. Por ejemplo, la paragénesis fílica de cuarzo-sericita-pirita generalmente es muy poco modificada por procesos supergénicos (Gilmour, 1995). En cambio otras paragénesis menos estables o más reactivas (*e.g.*, potásica, propilítica) si consumen el ácido y llegan a neutralizar los fluidos, propiciando que se depositen los metales disueltos en ellos. Así, las alteraciones potásica (biotita + feldespato–K) y propilítica (epidota-clorita-calcita), pueden llegar a confundirse cuando la alteración supergénica se superpone a ellas. Los factores más importantes que controlan las reacciones en los procesos supergénicos son las proporciones volumétricas de las especies de sulfuros, el contenido de Fe en éstos, y el pH de las soluciones involucradas (Thornber, 1985).

El comportamiento de los silicatos durante las reacciones de oxidación de los sulfuros es poco significativo en comparación con el papel de éstos últimos. Esto se debe a que las rocas alteradas, en la mayoría de los ambientes tipo pórfido, pueden ser consideradas casi inertes, en comparación con las zonas mineralizadas y las rocas frescas. Esta condición fue originada por el tipo (e intensidad) de las alteraciones hipogénicas que precedieron a los procesos supergénicos en estas rocas, reduciendo considerablemente su reactividad. Dichas alteraciones involucraron la hidratación (adición de H₂O) e hidrólisis (adición de iones H⁺ y OH⁻) de gran parte de los minerales que las constituyen, por la acción de los fluidos hidrotermales. Asimismo, los procesos supergénicos tienen la capacidad para remover a los elementos alcalinos y alcalino-térreos de la mayoría de las rocas encajonantes que los contienen.

La sílice y la alúmina, además del ión K⁺, son los principales compuestos que se producen por las reacciones de los fluidos supergénicos ácidos con los silicatos.

Las reacciones típicas aludidas involucran H₂O o al ión hidrógeno como sigue:



(caolinita) + 2K⁺. En estos casos, no necesariamente se involucran las reacciones

de oxido-reducción, aunque cualquier ión liberado podría oxidarse y contribuir a

formar limonita en los afloramientos (Guilbert y Park, 1986). El K⁺ migra y se

diluye en el agua subterránea, al igual que el Na⁺, a partir de reacciones

semejantes a las anotadas arriba, pero con albita y caolinita. La sílice producto de

estas reacciones puede depositarse en forma de cuarzo de grano fino o

calcedonia, o combinarse con alúmina o cobre para formar minerales como

caolinita y crisocola: $\text{Cu}^{+2} + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CuSiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (crisocola) + 2H^+ ; o bien:
 $\text{Al}_2\text{O}_3 + 2\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ (caolinita).

APÉNDICE C7. FUNDAMENTOS Y TÉCNICAS DE ESTUDIO E INTERPRETACIÓN DE LA LIMONITA EN CAPOTES LIXIVIADOS

La limonita son agregados granulares finos de óxidos de Fe (con cantidades menores a insignificantes de otras substancias), productos residuales de la oxidación y lixiviación de sulfuros de Fe (Cu, Pb, Zn, etc.) y carbonatos. Se ha determinado experimentalmente que cuando una proporción determinada de sulfuros se oxidan, las características físicas y químicas de los productos resultantes (limonita residual) son únicas para esa proporción de sulfuros (Thornber, 1985). La estimación de proporciones originales de sulfuros formadores de ácido (SFA) involucra saber determinar la composición de la limonita residual. Los especialistas familiarizados con el color y textura de la limonita en ciertas áreas, utilizan estos como indicadores para predecir si las rocas infrayacentes son o no favorables para contener un horizonte de concentración supergénica de Cu, aunque rara vez se considera algún enfoque cuantitativo (Anderson, 1982). Éste y otros autores han demostrado que la limonita de los *gossans* está compuesta de tres minerales óxidos de Fe dominantes, goethita (HFeO_3), hematita (Fe_2O_3) y jarosita ($\text{KFe}_3[\text{SO}_4] \cdot 2[\text{OH}]_6$).

Cada especie de limonita tiene un color distintivo: la goethita es de color rojo-naranja, la hematita es de color café rojizo (la hematita 'viva' tiene además tonos carmesí), y la jarosita es de color oro mostaza. Cuando una muestra de capote lixiviado es pulverizada con un rayador o navaja, las proporciones de los tres minerales pueden ser estimadas por memoria práctica, o por comparación

con mezclas preparadas de proporciones conocidas (Figura C.2). Como la goethita puede ser producto de oxidación de casi cualquier óxido o silicato de Fe (incluyendo la jarosita), su presencia tiene poco significado diagnóstico inmediato.

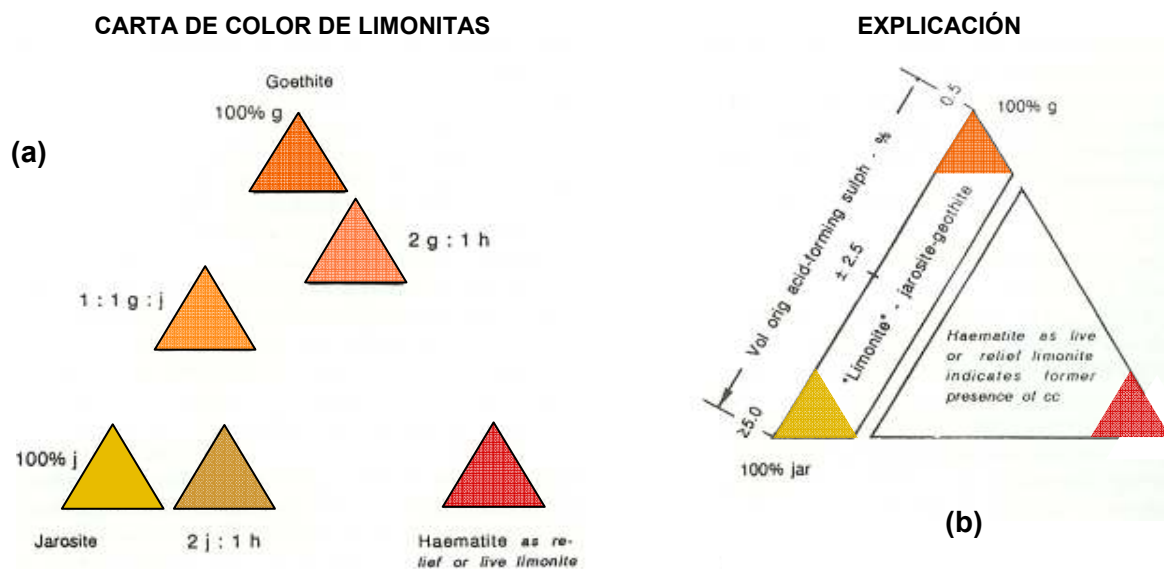


Figura C.2. Colores distintivos para la raya (polvo) de la limonita de gossans. (a) Colores aproximados para las variedades puras de limonita y mezclas en distintas proporciones: la goethita es rojo naranja, la hematita es café rojizo y la jarosita es oro mostaza. Las mezclas pueden estimarse de memoria o por comparación con mezclas de proporción conocida ya preparadas. (b) Diagrama diseñado para asistir en estimación del vol-% de sulfuros formadores de ácido (pirita, calcopirita, bornita, etc.). La hematita como limonita 'viva' o 'liberada', indica la presencia previa de calcocita y también puede usarse para estimar factor metálico (m.% Cu) como calcocita (Tomado de Gilmour, 1995).

Por lo antes expuesto, las mezclas de hematita y jarosita son las que tienen un significado más directo y valioso. Los colores son diagnósticos para quienes están familiarizados en varias localidades con hematita 'viva' derivada de calcocita supergénica, o bien con jarosita-goethita derivadas de pirita-calcopirita. De esta manera el color de la limonita es una primera aproximación para tratar la caracterización de un determinado *gossan*.

La pirita se oxida para formar un óxido o hidróxido de Fe y ácido sulfúrico. El producto inicial sólido es comúnmente un hidróxido de Fe amorfo, quizá $\text{Fe}(\text{OH})_3$ (ferrihidrita). Los elementos de traza valiosos (Pb, Cu, Ag, Mo, y \pm Zn)

tienden a ser fuertemente absorbidos por estos precipitados iniciales, entre amorfos a grano muy fino (Rose *et al.*, 1979). Bajo condiciones de pH de ≥ 2.5 , el material original amorfo gradualmente cristaliza a goethita o a hematita y el tamaño del cristal se engruesa con el tiempo. La hematita y la goethita son igualmente estables a temperatura ambiente, de manera que la especie que se forma y el ritmo de cristalización depende de la composición del fluido que las rodea. Los ácidos que resultan de la precipitación de hematita o de goethita reaccionan con los silicatos de K y Al de la roca encajonante para producir alunita y jarosita.

Las reacciones aludidas son acrecentadas bajo condiciones muy ácidas (pH < 2.2) producidas por la oxidación de abundante pirita, bajo estas condiciones se forma la jarosita, al igual que alunita y caolinita (ambientes ácidos-estables) y sólo trazas de los metales valiosos permanecen en el capote lixiviado. A medida que el medio se vuelve menos ácido, gradualmente la jarosita cambia a goethita y esta a su vez con el tiempo se transforma en hematita. A grandes rasgos se puede establecer que en un capote lixiviado maduro la secuencia evolutiva de transformaciones que pueden presentar los óxidos de Fe es: jarosita \rightarrow goethita \rightarrow hematita. Sin embargo, el proceso mediante el cual la goethita se transforma a hematita ha permanecido por largo tiempo pobremente entendido (Lopez y Titley, 1995).

De acuerdo con Anderson (1982), a grandes rasgos se reconocen seis tipos de capotes: (1) de jarosita, (2) de goethita, (3) de hematita, (4) de limonita *pitch*-neotocita, (5) de antlerita-brocantita, y (6) de malaquita (Figura C.3). Así mismo señala que las variables más importantes en esta clasificación son cinco: (a) porcentaje de goethita en limonita, (b) porcentaje de hematita en limonita, (c)

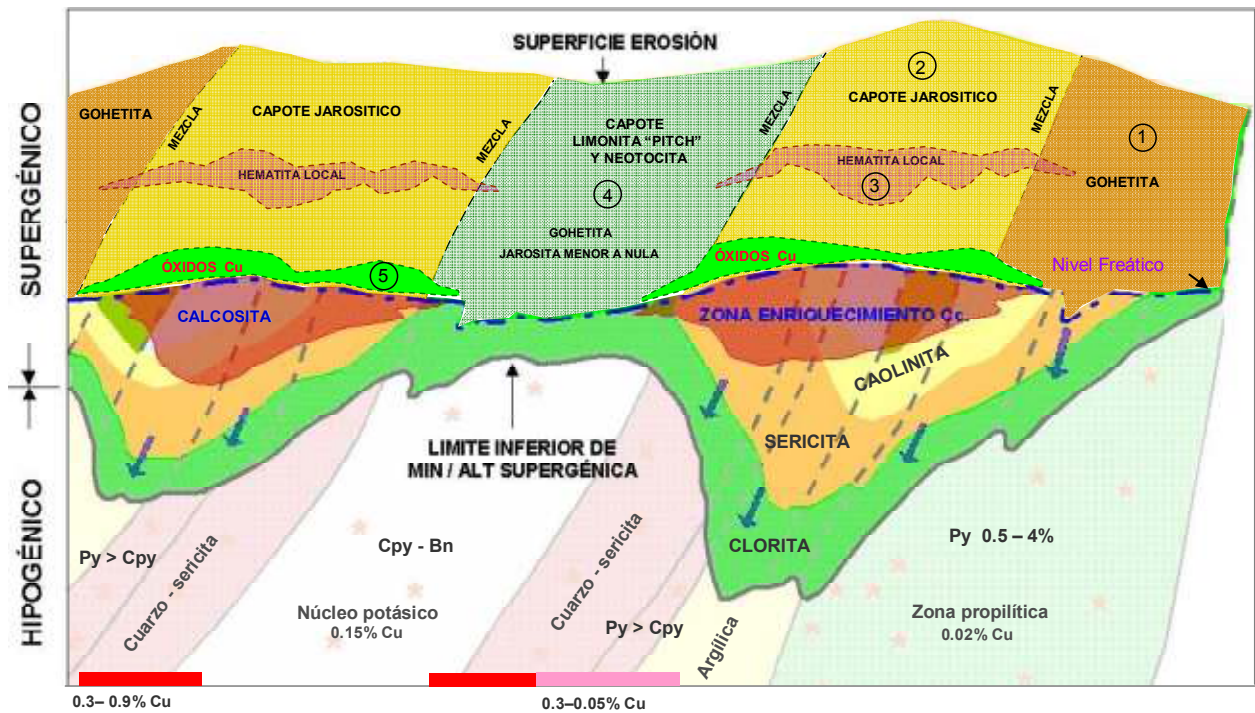


Figura C.3. Sección idealizada mostrando el ambiente de intemperismo (supergénico), incluyendo los tipos de capotes lixiviados con las limonitas más comunes, su ubicación respecto a la mineralización-alteración supergénica y las zonas de alteración hipogénica preexistentes. (1) Capote gohético, no jarosita; (2) capote jarosítico, puede presentar hematita abundante localmente, no gohétita; (3) capote hematítico, con jarosita y gohétita menor a nula; (4) capote de limonita "pitch" y neotocita (sulfatos de Cu), con gohétita y jarosita menor a nula; (5) capote de sulfatos antlerita-brocantita, hematita abundante a menor, con jarosita y gohétita menor a nula. En este esquema no se ilustra el capote de malaquita. Adaptado y modificado de Anderson (1982), Titley (1993) y Gilmour (1995).

porcentaje de jarosita en limonita, (d) mineralogía de Cu diagnóstica, y (e) contenido residual del Cu original en el capote.

Capotes jarosíticos. Un capote de jarosita típicamente se interpreta como formado a partir de la oxidación de pirita-calcopirita. En los sistemas de tipo PC las zonas de jarosita ocurren dentro de la zona de alteración cuarzo-sericita-pirita y tienden a estar fuera de la zona de alta concentración hipogénica de Cu. Esto implica que la pirita es abundante y que el cociente de sulfuros de Cu a sulfuros de Fe (e.g., calcopirita/pirita), es bajo durante la oxidación. La limonita formada en capotes sobre un halo pirítico conteniendo 4% en volumen de SFA, consiste

de jarosita con menor goethita, mientras que la limonita en capotes conteniendo \geq 5% en volumen de SFA consisten de jarosita pura. Ambos capotes se clasifican como jarosíticos y localmente pueden contener abundante hematita pero no goethita.

La jarosita ($\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$) es una limonita de color amarillo ocre brillante cuando se pulveriza, pero en afloramiento puede presentarse muy oscura a casi negra y debe rayarse para obtener el verdadero color (Lopez y Titley, 1995). Su estabilidad depende de cinco variables: Eh (ó $p\text{O}_2$), pH, actividad de las especies del hierro ($a\text{Fe}^{+2}$ y $a\text{Fe}^{+3}$), actividad de las especies de K, y actividad de las especies de sulfuros totales. Con las actividades del Fe, K y especies de sulfuros fijadas a ciertos valores razonables, la jarosita es estable a valores de pH <2.2 y más bajos. Bajo estas condiciones, la jarosita puede formar solución sólida con alunita ($\text{KAl}_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$), lo cual comúnmente ocurre cerca de la base de los mantos de calcocita. La predominancia de jarosita en un capote lixiviado puede ser indicativa de lixiviación intensa. Con base en los porcentajes bajos de goethita (~25–30%) encontrados en algunos capotes jarosíticos, se asume que entre 70 y 75% del Cu originalmente contenido ha sido lixiviado. En este ambiente son comunes mezclas de jarosita-alunita y sílice. Los capotes de este tipo son favorables para contener debajo de ellos zonas significativas de enriquecimiento de Cu.

Capotes goethíticos. La goethita normalmente es un producto de hidratación y su predominancia en los capotes puede ser indicativa de lixiviación pobre, normalmente en zonas de halo pirítico cuyo contenido total de SFA es ~0.5% hasta un máximo de 4% en volumen. En este caso, ni el Cu ni el Fe se lixivian en este tipo de capote y raramente contiene jarosita; aunque en algunos

casos la goethita también ha sido reportada como muy posible producto de intemperismo de la jarosita (Lopez y Titley, 1995). Los principales minerales producidos por la oxidación de la pirita en ganga moderadamente reactiva son la hematita y/o la goethita ($2\text{Fe}(\text{OH})_3$).

Cuando se pulveriza la goethita es de color naranja-ocre a café moderado. Si no se raya, puede ser color café oscuro a negro e indistinguible de la hematita, jarosita y otros minerales en afloramientos de los capotes. La estabilidad de la goethita depende de tres variables: Eh (ó $p\text{O}_2$), pH, y actividad de las especies del hierro ($a\text{Fe}^{+2}$ y $a\text{Fe}^{+3}$). La goethita es el óxido férrico estable a condiciones estándar a pH >2.2. En un capote lixiviado el porcentaje promedio de goethita contenido en limonita se complementa aproximadamente con el porcentaje del Cu original que ha sido lixiviado del capote (e.g., si se tiene 70% de goethita, entonces ~30% de Cu ha sido lixiviado). El complemento a ese porcentaje de goethita en limonita lo representa el contenido de jarosita + hematita.

Capotes hematíticos. Un capote de hematita típicamente se interpreta como formado a partir de la oxidación de un manto de enriquecimiento de calcocita y se consideran resultado de lixiviación eficiente del Cu. La oxidación y lixiviación de calcocita produce una asociación de óxidos de Fe que se conoce como limonita 'viva' o liberada donde domina la hematita rojo ladrillo (carmesí) de color característico. Esta asociación se genera como producto de la extracción del Cu por soluciones supergénicas derivadas del ácido producido residualmente (Chávez, 2000).

La presencia de hematita roja ('viva') es indicativa de oxidación *in situ* de sulfuros supergénicos con bajo contenido de Fe, lo cual se puede explicar por oxidación de calcocita en ambientes de baja-pirita o de alta-pirita como sigue: (a)

En un ambiente de baja pirita residual total se produce abundante sulfato ferroso, el cual participa en las siguientes reacciones de oxidación: $\text{Cu}_2\text{S}(\text{s})$ (calcocita) + $2\text{Fe}^{++}\text{SO}_4(\text{ac})$ (sulfato ferroso) + H_2O + $3\text{O}_2 \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3(\text{s})$ (hematita roja) + $2\text{CuSO}_4(\text{ac})$ (sulfato cúprico) + H_2SO_4 ; (b) en un ambiente de *protore* oxidándose, donde el contenido de pirita residual es alto, se produce sulfato férrico el cual participa en las siguientes reacciones de oxidación: $\text{Cu}_2\text{S}(\text{s})$ (calcocita) + $2\text{Fe}^{+++}_2(\text{SO}_4)_3(\text{ac})$ (sulfato férrico) + $2\text{H}_2\text{O}$ + $2.5\text{O}_2 \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3(\text{s})$ (hematita roja) + $2\text{CuSO}_4(\text{ac})$ (sulfato cúprico) + $2\text{H}_2\text{SO}_4$. En ambos ambientes, el Cu es liberado y la hematita roja reemplaza el lugar previo del sulfuro de Cu ahora oxidado y disuelto. La hematita roja que resulta de estos procesos puede mostrar algún contenido geoquímico mínimo de Cu absorbido en la superficie de los óxidos de Fe o como diminutas partículas de distintos minerales de Cu mezcladas con la hematita roja (cromóforos que le dan el tono rojo carmesí cercano al de la cuprita). Esta asociación es común en ambientes lixiviados que no muestran ninguna otra evidencia obvia de óxidos de Cu.

En casos donde la pirita estuvo presente en exceso estequiométrico (>5–7 % vol. Py), la oxidación puede producir suficiente ácido para disolver casi todo el Fe y Cu, de manera que su contenido en los óxidos supergénicos puede resultar mínimo en ambos. Aunque la hematita (Fe_2O_3) es abundante en áreas de oxidación anteriormente dominadas por calcocita, normalmente no precipita a partir de soluciones de Fe–S– H_2O , a temperaturas menores de $\sim 125^\circ\text{C}$ (Anderson, 1982). Este autor sugiere que la oxidación de la calcocita puede estabilizar la estructura de la hematita a bajas temperaturas. En reacciones no acuosas la hematita se puede formar a partir de deshidratación de la goethita a temperatura estándar (ambiente), con baja humedad relativa del aire ($\sim 25\%$; e.g.,

en zonas áridas). En capotes hematíticos, se considera dominante a la hematita donde existen abundantes huecos y residuos (*boxworks*) de pirita-calcocita, asociados a por lo menos 30% de hematita contenida en la limonita. La mineralización de Cu es rara en estas zonas, indicando que el pH se mantuvo bajo durante la oxidación (suficiente pirita) para lixiviar casi todo el Cu. También es indicación que la ley de Cu del manto enriquecido lixiviado fue baja. Los frecuentes parches de jarosita, casi pura, en capotes hematíticos soporta esta idea. Los capotes hematíticos normalmente contienen goethita menor a nula. Algunos de estos que llegan a contener en promedio alrededor de 35% de goethita, sugieren que ~35% del Cu original aun permanece en el capote y 65% ha sido lixiviado hacia abajo.

Otros tipos de capotes. Los tres tipos de capotes lixiviados antes descritos son los más comunes y significativos en perfiles de intemperismo sobre grandes yacimientos de Cu diseminado. Sin embargo en ambientes generalmente de bajo contenido total de SFA se tienen los capotes de limonita *pitch*-neotocita, antlerita–brocantita, y malaquita. Los capotes de limonita *pitch*-neotocita (Figura C.3) se forman en ambientes de baja acidez, donde la mineralización consiste de ~1% en volumen de calcopirita, con muy poca o nula pirita. El Cu original es en gran medida retenido y se lixivía muy poco, por ejemplo leyes de 0.5% Cu primario se convierte en mineralización de neotocita y limonita *pitch* con leyes de ~0.45% Cu. La limonita contiene principalmente goethita y jarosita menor a nula. Los capotes de antlerita–brocantita (Figura C.3), o capotes de sulfatos de Cu se considera que son producto de oxidación *in situ* de mantos supergénicos previos de calcocita, donde ocurre solo una pérdida menor de Cu a partir de la lixiviación de antlerita y brocantita. Típicamente, los mantos maduros

de calcocita que se oxidan, contienen poca pirita y baja capacidad de generación de ácido, ya que exhiben un alto grado de reemplazamiento (Figura 3.4). En estos capotes la composición de la limonita, en conjunto con la mineralogía de Cu y el contenido de Cu residual, pueden utilizarse para reconstruir la ley y el factor metálico (espesor-ley) del enriquecimiento de Cu. A partir de ahí se puede calcular la ley de Cu para la zona primaria de este capote de sulfatos. Por último, los capotes de malaquita (Figura C.3), se forman en ambientes de baja acidez y en rocas reactivas presentes como inclusiones o lentes de rocas calcáreas sobre zonas de $\geq 0.2\%$ Cu. Consisten predominantemente de malaquita con azurita local y la limonita contiene principalmente goethita, con jarosita menor a nula.

APÉNDICE C8. CICLOS DE ENRIQUECIMIENTO, RITMOS Y PROPORCIONES

Ciclos de enriquecimiento. En los depósitos de tipo PC la repetición de los fenómenos de oxidación, lixiviación y enriquecimiento supergénico en ciclos distintos, es causada por ajustes recurrentes del nivel freático regional en la vertical. Un horizonte de enriquecimiento puede permanecer estable hasta que el nivel base desciende, ya sea por un ajuste local en el nivel freático, o por un levantamiento regional. Los límites de las distintas zonas en el perfil de intemperismo, al igual que sus minerales de mena y de alteración, se ajustan gradualmente a las nuevas condiciones, y los metales se redistribuyen provocando traslapes en sus asociaciones mineralógicas características. Bajo estas condiciones, pudieran coexistir (sin estar en equilibrio) mineralogías oxidadas de ambiente ácido y de ambiente alcalino y/o neutro. Los efectos finales son el desarrollo de un perfil aumentado de intemperismo, produciendo

incrementos tanto en el contenido de Cu, como en el espesor de los nuevos horizontes de enriquecimiento sucesivo (Anderson, 1982; Figura C.4).

Para desarrollar el enriquecimiento, en algunas ocasiones se involucra un espesor cortical de más de un kilómetro de roca encajonante suficientemente permeable (e.g., fracturada, porosa, etc.), que permitan la migración hacia abajo de fluidos ácidos cupríferos (Titley y Marozas, 1995). También el carácter de los sulfuros primarios ejerce una notable influencia sobre las reacciones. Por ejemplo, en los casos más comunes de los yacimientos tipo pórfido cuprífero la mineralización

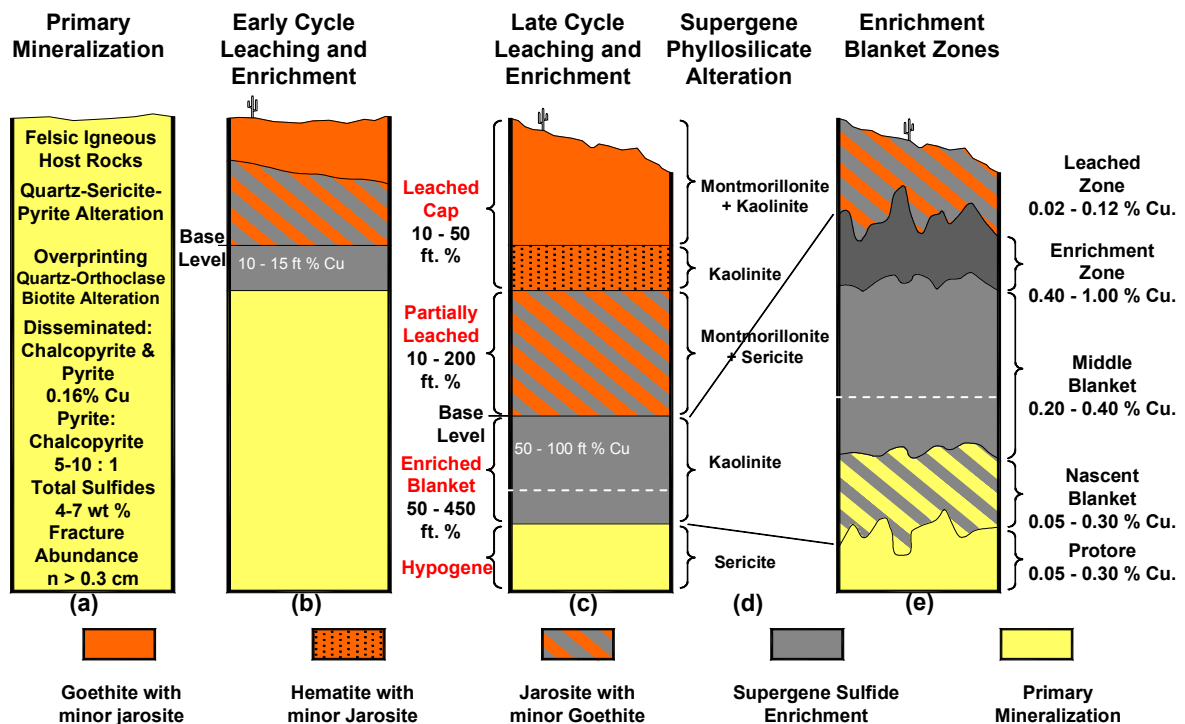


Figura C.4. Modelo de evolución a través de dos ciclos de enriquecimiento para una columna mineralizada típica de zonas de alteración cuarzo-sericita-pirita, en rocas ígneas félsicas de un sistema tipo pórfido cuprífero. Se ilustran los cambios principales en el perfil de intemperismo: (a) perfil hipogénico; (b) ciclo temprano de lixiviación y enriquecimiento; (c) ciclo tardío de lixiviación y enriquecimiento; (d) fases arcillosas de alteración supergénica; (e) sub-zonas de enriquecimiento. El efecto final es un perfil intemperizado incrementado, habiéndose producido incrementos tanto en el contenido de Cu, como en el espesor de la columna de enriquecimiento subsecuente (tomado de Titley y Marozas, 1995; y, Enders, 2000)

hipogénica o *protore* contiene calcopirita y pirita diseminadas. Por esa razón, y por la existencia de una permeabilidad adecuada (*i.e.*, porosidad primaria, fracturamiento, vetillas, etc.), es frecuente encontrar zonas enriquecidas que se extienden de 200-300 m o más debajo del nivel freático. En contraste cuando el sulfuro primario dominante debajo del nivel freático es pirrotita, esta reacciona más rápido que la pirita, y debido a eso el horizonte de calcocita supergénica tiende a ser de menor espesor, pero de bastante mejor ley de Cu, comparativamente.

La calcocita se deposita en cuerpos diseminados y en vetillas con forma de horizontes (*blankets*) subhorizontales, de extensión considerable (100^s a 1000^s de metros en la horizontal) con espesores variables relativamente delgados, desde ~10^s m hasta más de 200 m. El horizonte enriquecido incrementa su profundidad, su espesor y su ley de Cu donde el contenido de pirita y la permeabilidad (*i.e.*, fracturamiento y vetilleo) son elevados. En muchos casos, internamente en esos cuerpos, las máximas concentraciones de calcocita se distribuyen según la abundancia de los sulfuros hipogénicos preexistentes siguiendo la morfología que presentan las zonas con máxima abundancia de estos. Por ejemplo, se tiene el caso de zonas ricas en y alrededor de brechas *pipe* alimentadoras, asociadas con apófisis de pórfido (*e.g.*, Cananea, México; Perry, 1961). También la distribución de valores depende de la densidad de los fluidos. Las aguas descendentes cargadas con sustancias disueltas tienden a buscar niveles de densidad. Esta tendencia resulta en una estratificación cruda del agua. Por ejemplo, aguas supergénicas densas cargadas de metales y quizá oxigenadas, pueden asentarse a veces a niveles muy por debajo de los

razonables respecto del nivel freático, donde la circulación profunda de agua es dudosa (Guilbert y Park, 1986).

Ritmos y proporciones de enriquecimiento. Además del reconocimiento de ciclos, también es importante distinguir entre los ritmos y proporciones de enriquecimiento. Estos son factores necesarios para interpretar la madurez de los capotes lixiviados y reconstruir su evolución. El ritmo de enriquecimiento (factor o tasa), se refiere al cociente de ley hipogénica respecto a ley enriquecida, y expresa la intensidad del enriquecimiento en número de veces que se multiplica o incrementa la ley original (Figura C.4). Existe una correlación directa entre un ritmo de enriquecimiento alto y un grado de reemplazamiento alto (*i.e.*, la proporción de calcocita que reemplaza a pirita) (Figura 3.4). En regiones donde la ley original en promedio varía entre 0.1 y 0.2% de Cu, (*e.g.*, Arizona-Sonora), los ritmos o factores de enriquecimiento se observan en un rango de 1.5 veces a >10 veces. El rango más común es de 2 a 6 veces (Anderson, 1982).

La proporción de enriquecimiento se refiere a la altura relativa de la columna de sulfuros primarios, la cual fue lixiviada (espesor reconstruido del capote lixiviado) y proporcionó Cu a las soluciones supergénicas, en relación con la columna que recibió el Cu y fue enriquecida (espesor del horizonte enriquecido). Así, los ciclos de enriquecimiento se refieren al número de veces que la columna rocosa ha sido levantada (*y/o* el nivel freático descendido) y expuesta a un nuevo período de intemperismo, oxidación, lixiviación y enriquecimiento. Los ciclos, ritmos y proporciones de enriquecimiento no son variables independientes (Gilmour, 1995). Entre más veces una columna de roca mineralizada es elevada, lixiviada y enriquecida, más grande es el ritmo de enriquecimiento. Es decir, con cada nuevo ciclo, la ley supergénica aumenta

progresivamente y el ancho (espesor) de columna enriquecida también se incrementa (Figura C.4). Sin embargo, la relación no es uno a uno. En teoría un solo levantamiento de magnitud considerable, en un medio permeable, podría dar lugar a un capote jarosítico, derivado de sulfuros primarios, y a un manto de calcocita suficientemente rico, el cual resultaría en un ritmo de enriquecimiento en exceso de uno. A partir de un estudio detallado de un capote lixiviado (Capítulo III.2) es posible inferir la historia tectónica de un área determinada, especialmente si esta fue continua o esporádica (Anderson, 1982).

APÉNDICE D1. PROCEDIMIENTO PARA EL RECORTE DE COORDENADAS

Recorte de Coordenadas. Para simplificar el manejo de ubicación X,Y de los barrenos se aplicó un recorte a cada eje de coordenadas de sus brocales, así como a los puntos de desviaciones espaciales a lo largo de la trayectoria de cada barreno. En igual forma, se realizó el recorte para los vértices del paralelepípedo que encierra el área mineralizada, cubriendo las secciones W15 a la E18 y de la N07 a la N35. La zona barrenada se encuentra dentro de un paralelepípedo diseñado para generar el modelo de bloques, cuyas dimensiones son: X=1,700.00 m, Y=1,450.00 m, Z=900.00 m. Su punto de partida se localiza en las coordenadas UTM N-3'440,479.00 y E-554,354.00, como ejemplo se muestra la ubicación (coordenadas UTM) de los vértices del cuadrángulo en planta en la siguiente Tabla D.I.1:

Tabla D.I.1. Coordenadas UTM

Este (X)	Norte (Y)
554,354.000	3'440,479.000
555,438.487	3'441,171.511
554,341.126	3'442,696.437
553,280.580	3'441,432.472

El recorte de las coordenadas UTM se realizó a partir de su valor absoluto menos un factor constante; de tal modo que para obtener las coordenadas Este recortadas se restaron 550,000 m, mientras que para las coordenadas Norte recortadas se restaron 3'440,000 m. De acuerdo con los datos del ejemplo anterior en la Tabla D.I.2, se muestran las coordenadas UTM (ya recortadas) para los vértices del cuadrángulo. Las siguientes fórmulas se utilizaron para realizar el recorte de coordenadas Este y Norte: (a) Este

recortada = $X - 550,000 = 4354$; y (b) Norte recortada = $Y - 3'440,000 = 479$. La elevación se obtuvo de la máxima (1,525 msnm) y mínima (1,465 msnm), comparando con la lectura obtenida por topografía de superficie. El valor de la Z es 625 msnm, que es el límite inferior considerado para la creación del modelo. Los datos de la ubicación espacial de los brocales se corrieron en AutoCAD, para aquellos que están contenidos dentro del límite del área de interés (Figura 4.1), donde se observa la distribución de los 208 barrenos.

Tabla D.I.2. Coordenadas recortadas (locales).

Este Recortada	Norte Recortada
4,354.000	479.000
5,438.487	1,771.511
4,341.126	2,696.437
3,280.580	1,432.472

APÉNDICE D2. PROCEDIMIENTO PARA ORDENAR Y PROCESAR LA INFORMACIÓN

La información necesaria utilizada en este análisis de balance de masa se obtuvo de la base general de datos de barrenación del proyecto Milpillás. Sin embargo, para poder usar dicha información fue necesario reclasificar las unidades geometalúrgicas con criterios basados en los distintos tipos o dominios de mineral. Para reducir su número, se consideraron la mineralogía dominante y el ensaye secuencial de solubilidad del Cu, principalmente. Esto con objeto de simplificar las columnas representadas por cada barreno, utilizando los criterios requeridos por los análisis de balance de masa, los cuales son distintos a los utilizados para el cálculo de reservas. Una vez reordenadas las columnas de todos los barrenos, se obtiene una nueva base de

datos, la cual incluye solo los parámetros necesarios aplicables al balance de masa.

Para la preparación de una base de datos adecuada a las necesidades del estudio, a grandes rasgos, se siguieron los pasos siguientes: (1) revisión de datos de ensayos y densidades, y reclasificación de muestras de barrenos con los criterios geometalúrgicos mencionados; (2) para simplificar las distintas columnas por barreno, se requirió ordenar los datos reduciéndolos solo a los tres dominios o zonas de interés (*i.e.*, LIX = zona lixiviada; SULS = sulfuros supergénicos; y SULP = sulfuros hipogénicos) y validar estos con los criterios mineralógicos y ensayos de solubilidad del Cu; (3) se efectuaron correcciones del efecto supergénico en los sulfuros hipogénicos (zona SULP), como se describe en el Apéndice D3; y (4) con base en lo anterior, y por medio de interpolación se complementaron los datos de columnas para algunos barrenos que no alcanzaron todas las zonas. Esto se efectuó solo en casos donde se contó con suficiente información alrededor del barreno en cuestión. El procedimiento detallado de reordenamiento de los datos de las columnas de barrenos para las distintas zonas, requirió de los pasos que se detallan en los siguientes párrafos.

Reconstrucción de la base de datos

Ensayos. Para poder realizar la compensación del efecto supergénico (Apéndice D3) se preparó una base de datos de barrenos con datos de ensayos secuenciales de Cu soluble, en ácido y en cianuro. El archivo de ensayos es el que se utilizó para el cálculo final de recursos de mineral, e incluye los barrenos hasta el m-223, por lo que fue necesario agregar los barrenos del m-224 al m-

229, que no estaban en esa base de datos. Se elaboró un archivo de ensayos para utilizar en Datamine[®] conteniendo los siguientes campos: BHID (barreno), FROM (de), TO (a), NM (número de muestra), PE (densidad), CuT (cobre total), CuSA (Cu soluble en ácido), CuCN (Cu soluble en cianuro). La tabla de ensayos preparada para Datamine[®], fue revisada para hacer corresponder los intervalos de unidades geometalúrgicas (*i.e.*, dominios de mineral) con los campos FROM y TO de ambas listas. Una vez realizado esto se le adjuntaron los campos faltantes y de esta forma se conformó una tabla completa de todos los barrenos con información disponible en cuanto a ensayos, incluyendo los barrenos de Cuicuilco-Cyprus (del m-1 al m-69), y los de Peñoles (m-70 al m-230).

Mineralogía. La descripción de la mineralogía (*i.e.*, óxidos Cu, óxidos de Fe, y sulfuros hipogénicos o supergénicos, en la hoja de descripción o *log* del barreno) presentó un problema de correspondencia de intervalos, ya que los datos mineralógicos no necesariamente fueron descritos exactamente con los límites de las muestras. Es decir, al cruzar la tabla de descripción de minerales con la de muestras y la de unidades geometalúrgicas, se generan una serie de intervalos de una longitud menor al de las muestras. Se realizó un ajuste a los intervalos descritos, (FROM y TO), para que coincidieran los intervalos de muestreo con los mineralógicos, buscando reducir al mínimo el número de esos intervalos sin correspondencia. Una característica de la descripción mineralógica es que contiene mayor detalle en los intervalos mineralizados con ley económica, que en los de baja ley, lo cual es lógico. Por esto no se cuenta con una descripción completa de todo el núcleo. Por ejemplo, en los barrenos de Cuicuilco-Cyprus solo se describieron los intervalos económicos de los

barrenos, mientras que en los barrenos de Peñoles si se tiene completa la descripción, sobre todo en las campañas más recientes en que la descripción fue sistemática para todo el intervalo rocoso.

Unidades geometalúrgicas. La clasificación de estas unidades fue simplificada y convertida a dominios mineralizados, con objeto de realizar el cálculo de recursos de mineral. Los datos de esos dominios, después de algunos ajustes que se describirán más adelante, son los mismos que sirvieron para definir las columnas de los barrenos que se utilizaron en el presente estudio de balance de masa. Las unidades se identificaron de acuerdo a como se muestra en la Tabla D.2.I. Para efecto de este estudio, las unidades se simplificaron y recatalogaron según se muestra en la Tabla D.2.II.

Procedimiento con el software Datamine®. Este programa se utilizó para ubicar la posición de cada una de las muestras de los barrenos en el espacio y mantenerlas ligadas a los atributos utilizados como son: brocales, inclinaciones, ensayos, límites de dominio y minerales de las Tablas D.2.I y D.2.II. En este programa se aprovechan las funciones o comandos *Holmer* y *Desurvey* para obtener un archivo unificado de todos estos datos. Es importante aclarar que en esta base de datos no se consideró la tabla LIT (litología), la cual caracteriza cada intervalo por el tipo de roca original, ya que no aplica para este trabajo, enfocado solo al medio supergénico. El archivo de barrenos así obtenido, se exportó al *software MSAccess®*, donde se manipuló y se editó para eliminar registros vacíos, los cuales fueron generados por Datamine® al exportar cualquier archivo a formato texto o CSV (archivo separado por comas).

Por otro lado el archivo de barrenos en formato MDB (archivo base de datos en *MSAccess®*), fue exportado a la hoja electrónica *Excel®*, en donde se

Tabla D.2.I. Unidades geometalúrgicas o dominios minerales.

CÓDIGO	UNIDAD	DESCRIPCIÓN
0	NA	No aplica
1	LIX	Zona lixiviada: hematita-goethita-jarosita*
2	OXV	Óxidos “verdes”: brocantita, antlerita, calcantita, malaquita, azurita, crisocola
3	OXR-N	Óxidos “rojos”: Cu nativo, cuprita; tenorita-neotocita**
4	MIX	Zona mixta: OXV, OXR, SULS (cualquier cantidad)
5	SULS	Sulfuros supergénicos: cc-cv (calcocita y covelita)
6	SULM	Sulfuros mezcla: cc-cv+cpy, mo, bn (cualquier cantidad)
7	SULP	Sulfuros hipogénicos: cpy, mo, bn, sin cc, con py fresca

*sin minerales de Cu

**óxidos “negros”

Tabla D.2.II. Unidades geometalúrgicas simplificadas

DOMINIO	CÓDIGO	DESCRIPCIÓN	
LIX	1	Idem Tabla D.2.I	
OX	2	Incluye OXV y OXR-N	Zona enriquecida
SULS	3	Incluye MIX, SULS y SULM	
SULP	4	Idem 7 en Tabla D.2.I	
QAL	0	Aluvión, gravas	
FLL	8	Falla	

realizó gran parte del proceso de edición de registros, los cuales quedaron unificados en una sola tabla.

Selección de la información. Partiendo del archivo de barrenos en formato Excell®, se analizó y se buscaron los barrenos que presentan información de: CuT = ensaye de cobre total, CuSA = ensaye de cobre soluble

en ácido, y CuCN = ensaye de cobre soluble en cianuro, para los intervalos descritos como Sulp (sulfuros hipogénicos). El propósito principal de hacer esta selección fue encontrar la distribución de los Sulp en el área del yacimiento, los cuales no presentan solubilidad del Cu. La definición del dominio mineralizado Sulp fue visual y con criterios geológicos en los núcleos de barrenación. Con este criterio no se tiene una herramienta definitiva para definir si la roca es totalmente un Sulp, o si es un Suls de baja ley. Dos herramientas que resultaron muy útiles para realizar con precisión esta definición consistieron en: (a) a partir de las lecturas disponibles de conteos de sulfuros relictos en laminas delgadas de barrenos; y (b) utilizando los resultados obtenidos de los ensayos CuSA y CuCN. Los resultados del ensaye CuT se obtuvieron por digestión de la muestra en agua regia, proceso que para el mineral de Milpillas disuelve prácticamente todo el Cu, sin importar si se trata de sulfuros u óxidos.

El resultado de Cu que se obtuvo con el ensaye parcial CuSA reportó principalmente la proporción correspondiente a la unidad geometalúrgica de óxidos. En contraste, el ensaye que se obtuvo con CuCN reportó el Cu que está contenido principalmente en una unidad geometalúrgica de sulfuros supergénicos. Al sumar estas dos cantidades (*i.e.*, CuSA + CuCN), y restando el resultado del ensaye de CuT, se obtuvo una aproximación del Cu que se encuentra en las unidades de sulfuros hipogénicos (fracción insoluble o CuP = cobre hipogénico remanente). Este criterio se aplicó con alta certeza en aquellos intervalos que visualmente fueron determinados como unidad de Sulp, es decir, $CuP = CuT - (CuSA + CuCN)$. En estos casos se tuvo cuidado de que la muestra no procediera de un intervalo de óxidos, ya que el Cu

insoluble o CuP obtenido, podría corresponder más bien a un óxido refractario (óxidos 'rojos' o 'negros' parcialmente insolubles), ya que de ocurrir eso podría haber falseado parcialmente el estudio.

Nueva base de datos. Con los pasos y la selección anteriormente descrita, se obtuvo una nueva base de datos adecuada para los cálculos de balance de masa. Los intervalos de muestreo se calcularon de la manera siguiente: (1) en Datamine[®], con el comando *Holmer*, se unificaron las bases de datos de muestreo, minerales y la de dominios mineralizados; (2) en *Excel*[®], se editó y ordenó la base de datos según el criterio de incorporar o 'empaquetar' cada intervalo en el siguiente orden: QAL, LIX, OXI, SULS y Sulp; (3) se exportó la nueva base de datos en formato ASCII con sus nuevos campos de FROM, TO generados a partir de sumar desde cero cada uno de sus anchos para tener las nuevas cañas que conservan el atributo original de PE (ρ = densidad) y ley de Cu; (4) en Datamine[®] se aplicó el comando *Desurvey* para generar un nuevo archivo de DRILLHOLES 'virtual' (adecuado o arreglado para análisis de balance de masa); (5) esta última base de barrenos se exportó a *MSAccess*[®] para obtener la posición XYZ del techo de los Sulp de los barrenos (configuración topográfica). Este DAT (malla de puntos georeferenciados), se utiliza para generar esa superficie en el *software Surfer*[®]. Esto se realizó de la misma manera en que anteriormente se generó la superficie BDROCK o configuración topográfica del substrato rocoso (contacto grava-roca, o base de las gravas). Por esta razón, este DTM (configuración en estructura de malla o *wireframe*), tuvo que ser revisado sección por sección, para poder ajustar la superficie con los barrenos faltantes mediante interpolación.

Problemas con la ley del 'protore'. El fundamento sobre la importancia de este problema se explica con detalle en el Apéndice D3 más adelante. Entre las principales causas destacan las siguientes: (a) no se contó con ensayos de CuSA y CuCN para todas las muestras, ni para todos los barrenos; (b) en los barrenos perforados por Cuicuilco-Cyprus se tuvieron pocas muestras ensayadas por Cu por los tres métodos; (c) en un buen número de estos solo se contó con el ensaye por CuSA. En las primeras campañas de barrenación perforadas por Peñoles, se tuvo la precaución de ensayar todos los resultados de $CuT \geq 0.5\%$, por el método secuencial CuSA y CuCN, pero en las dos campañas finales esta práctica se suspendió (por aspectos económicos) y se siguió ensayando solo aquellas muestras que tuvieran un contenido de $CuT \geq 1\%$. Se encontró que el número de barrenos con datos completos era muy reducido como para interpolar esa información y aplicarla a toda el área de estudio. Debido a esto, se decidió hacer un ejercicio de interpolación que nos permitiera determinar el Cu hipogénico original.

El ejercicio mencionado se realizó regionalizado los datos conocidos, y asignando el dato interpolado para aquellos barrenos donde no se contaba con los ensayos secuenciales. El tratamiento se realizó en muestras determinadas como Sulp, y para muestras de Suls de baja ley, que se encontraran hacia la base de la zona de enriquecimiento. Para esto, se consideraron aquellos barrenos que se dieron por terminados dentro de Suls, y a punto de alcanzar la zona Sulp. Haciendo un balance de masas y volúmenes de acuerdo a la mineralogía hipogénica del yacimiento, establecida con apoyo en estudios de petrografía de sulfuros relictos, se obtuvo un factor de corrección (Apéndice D3), para la ley de CuT , aplicable a las muestras de Sulp, por intervalos de

clase de acuerdo a su rango de ley de CuT ensayada. Una vez calculado este factor (de corrección), se aplicó a todos los barrenos y para todas aquellas muestras que en su descripción fueron catalogadas como Sulp según los siguientes criterios: (1) a las muestras de barrenos que se concluyeron habiendo pasado la base del horizonte de enriquecimiento y cuya ley de Cu estuviera en niveles muy bajos y cercanos a la moda de las muestras de sulfuros hipogénicos. Después de hacer un ejercicio estadístico con límites de control se determinó aceptable para este criterio un corte o *cut off* de 0.5% de Cu; y (2) todos los barrenos que terminaron en la unidad Óxidos no se consideraron para este ejercicio.

Como el ejercicio de interpolación fue realizado en la plataforma de Datamine[®], se requirió generar fronteras duras de interpolación en el modelo. Solo se tenían generadas la topografía del nivel superficial, la topografía del sustrato rocoso y una superficie plana determinada en el nivel 650 msnm, como límite del modelo, además de que se considera un modelo orientado con un azimut de 50°. Se hizo necesario entonces determinar:

(a) una topografía del límite del capote lixiviado; y (b) la topografía del techo de los sulfuros hipogénicos. En ambos casos se enfrentó la problemática que existían algunos barrenos que se terminaron sin atravesar completamente la zona de LIX y/o el dominio SULS. Para resolver esta limitante, se evaluaron cada uno de los barrenos en esta situación, utilizando las secciones transversales sistemáticas, para seleccionar los que calificaban para generar una malla confiable para interpolación de las elevaciones buscadas. En la Figura D.2.1 se ilustra de manera general el criterio de selección utilizado para

establecer de forma consistente los límites de los dominios LIX y SULP, para 5 casos distintos (a–e), con variaciones en algunos casos.

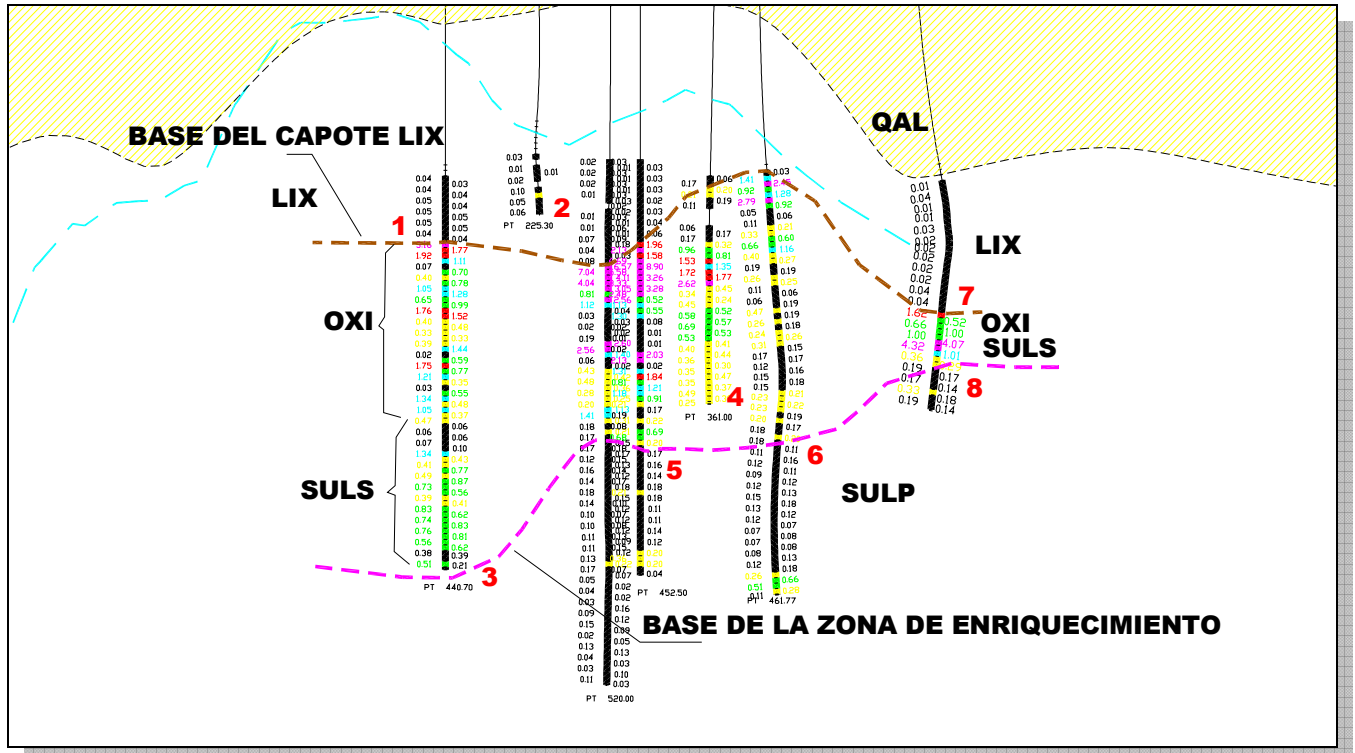


Figura D.2.1. Sección transversal que ejemplifica el criterio que se siguió para establecer los límites de los dominios LIX y SULP. Nótese los puntos del 1 al 8 como casos distintos: (a) en los barrenos de los puntos 1 y 7, se pasó el límite de la zona de transición de LIX y puede manejarse esta elevación como una frontera confiable; (b) el barreno del punto 2 se quedó en la zona de LIX y sus vecinos próximos indican que el fondo de la zona LIX todavía está más profundo, por esto este barreno no se considera para interpolar la superficie LIX, dejando que los barrenos alrededor de él se configuren; (c) el barreno del punto 3 se quedó en la zona de SULS, pero sus vecinos próximos indican que el fondo de la zona SULS se presenta en niveles más elevados, y las leyes de sus muestras más profundas son de baja ley; aquí caben dos posibilidades: (c₁) se considera la profundidad del fondo del barreno más un intervalo de 2 m como la profundidad para este punto, para la malla (*grid*) de interpolación de la superficie SULP; y (c₂) las últimas muestras de SULS con leyes <0.5% Cu se tratan con el factor de corrección para SULP y el promedio ponderado de las leyes obtenidas en estas muestras, se toma como una muestra 'virtual', la cual es ubicada al fondo del barreno más 2 m y con ancho de 2 m. Esto con el propósito de tener un dato en la interpolación de bloques para esta zona; (d) el barreno del punto 4 se quedó en la zona de SULS y sus vecinos próximos indican que el fondo de la zona SULS todavía está más profundo, por eso no se considera para interpolar la superficie SULS, dejando que los barrenos alrededor de él se configuren; y (e) los barrenos de los puntos 5, 6 y 8 pasaron el límite de la zona de enriquecimiento y puede manejarse esta elevación como una frontera confiable.

APÉNDICE D3. EFECTO SUPERGÉNICO Y SU COMPENSACIÓN PARA LA LEY DE Cu EN EL DOMINIO SULP

Con frecuencia, se dificulta conocer con exactitud la concentración de Cu original en el *protore*, aun en algunos depósitos donde se tiene acceso a secciones de barrenos en que la mineralización hipogénica llega a ser dominante (Milpillás es un caso). La exploración y producción en la gran mayoría de los depósitos de este tipo se enfoca en las leyes más altas, por lo que los bordes y fondo, comúnmente se menosprecian. En muchos depósitos de este tipo esta situación se explica por el avance en el desarrollo de los barrenos de exploración. El criterio general para concluir un barreno es que, una vez que el avance sobrepasa el BOCO (base de oxidación completa), y después de atravesar y alcanzar la base de la zona de enriquecimiento (EBB, Figura 3.1), el barreno se da por concluido. Solo en algunos casos cuando la mineralización primaria interceptada conserva algún atractivo económico, los barrenos se continúan hasta que los valores de Cu, que disminuyen gradualmente, se estimen sin interés. Otra causa es que la determinación de la zona primaria se realiza por criterios mineralógicos con medios megascópicos, con los que es difícil apreciar cantidades mínimas existentes de enriquecimiento supergénico (*quasi-protore*), especialmente si los sulfuros son de grano muy fino.

Delimitación del efecto de enriquecimiento. Al igual que en otros sistemas enriquecidos de tipo pórfido, en Milpillás los sulfuros de la zona primaria (SULP) no siempre son totalmente hipogénicos, en realidad son *quasi-*

protore para la mayoría de los barrenos, lo que implica un imperceptible, pero significativo grado de enriquecimiento supergénico. Además, en algunos casos la fracción supergénica aun cuando generalmente es mínima, representa una parte sustancial del Cu contenido en dicha zona asumida como hipogénica. La razón principal de esta desviación son los criterios bajo los cuales se delimitó el dominio mineralógico Sulp, los cuales están basados en tres características de la mineralización: la calcocita, la concentración de Cu y la pirita, como se explica a continuación: (a) el límite inferior de la zona de enriquecimiento se define al desaparecer la calcocita apreciable megascópicamente; (b) los valores de cobre disminuyen drásticamente (<0.5% Cu), al desaparecer la calcocita evidente; y (c) se clasifica como zona hipogénica cuando la pirita aparece fresca, es decir pura o 'limpia', sin mostrar señales ni de oxidación ni de reemplazamiento por calcocita; aun una delgada pátina es fácilmente detectable megascópicamente, a menos que se trate de granos muy finos (pirita de otra generación), que pueden estar parcialmente reemplazados por calcocita y no percibirse.

Sin embargo, aun cuando la pirita aparezca 'limpia', esto no implica necesariamente que no exista enriquecimiento de los sulfuros cupríferos por calcocita. La pirita por lo general es muy abundante (>3% hasta ~15%), principalmente diseminada, de grano fino y ampliamente distribuida en el yacimiento. Estos criterios no consideran que la calcocita (cc) y covelita (cv), de acuerdo con las series de Schürmann (1888), antes de reemplazar a la pirita, reemplazará primero, parcial o totalmente, a los sulfuros hipogénicos de Cu, principalmente calcopirita (cpy) y bornita (bn), en un orden bn → cpy → py. Un *protore* pirítico es menos efectivo para fijar Cu de las soluciones supergénicas

(Mote *et al.*, 2001). La presencia de cantidades significativas de calcopirita, bornita y otros sulfuros hipogénicos de Cu, encapsulados en cuarzo, se ha comprobado por estudios microscópicos, distribuidos en todo el yacimiento. Estos se encuentran finamente disseminados y, dada la baja ley de Cu en la zona hipogénica, que ocurre en un rango de ~0.04–0.16% Cu (promedio 0.1% Cu), resultan difíciles de detectar, y más aun estando reemplazados por calcocita. Los estudios de sulfuros relictos realizados para la zona o dominio Sulp indican un contenido de py >> cpy > bn, y una proporción en volumen de cpy:bn de ~70:30.

Premisas de cálculo. Al reconocer la condición antes descrita y para realizar una clasificación de dominios mineralógicos validada con geoquímica, se efectuaron análisis químicos secuenciales de Cu sistemáticamente en todas las muestras cuya ley de CuT >0.3% Cu para una mayoría de barrenos. Los análisis secuenciales se aplican a partir de los sobrantes de pulpas de muestras de barrenos. Se efectuaron primero CuSA (cobre soluble en ácido), seguido por CuCN (cobre soluble en cianuro), sobre el residuo anterior. Al comparar estos resultados contra el análisis de CuT efectuado por separado en la misma muestra, se obtuvo una fracción insoluble y un índice de solubilidad, útil también para otros propósitos (*e.g.*, metalúrgicos, etc.).

El ensaye de CuSA lixivia con eficiencia suficiente a los óxidos de Cu (tenorita, neotocita, cuprita), incluyendo sulfatos (*i.e.*, brocantita, antlerita), carbonatos (malaquita, azurita) y silicatos (crisocola), pero ataca una mínima fracción de los sulfuros supergénicos, y no afecta a los sulfuros hipogénicos de Cu. En contraste, el ensaye de CuCN lixivia principalmente los sulfuros supergénicos (calcocita, ± covelita), aunque tampoco afecta a los sulfuros

hipogénicos. En consecuencia, en el dominio Sulp la fracción insoluble de Cu, representa con suficiente aproximación a los sulfuros hipogénicos de Cu remanentes o CuP, que no fueron afectados por enriquecimiento, principalmente cpy y bn.

Al comparar los resultados del índice de solubilidad con los dominios mineralógicos previamente definidos, se detectó que las muestras clasificadas visualmente como dominio Sulp presentaban una substancial proporción de minerales de Cu solubles principalmente en cianuro (*i.e.*, calcocita y covelita supergénicos), con cierta proporción, por lo general pequeña, de solubles en ácido (mineral mixto). Con base en las premisas antes anotadas, fue necesario desarrollar primero el procedimiento para cuantificar el Cu adicionado (por reemplazamiento incipiente supergénico) sobre los sulfuros hipogénicos Sulp y después calcular un factor de corrección. En la estimación de este factor no basta con determinar la cantidad remanente de sulfuros hipogénicos de Cu, o CuP, la cual es igual a CuT–Cu lixiviable, como sigue: $CuP = CuT - (CuSA + CuCN)$.

Adicionalmente, fue necesario reconstruir la proporción de sulfuros hipogénicos de Cu que fueron modificados por reemplazamiento supergénico con adición de Cu, (*i.e.*, bornita, calcopirita). Para calcular el factor de corrección se requirió estimar el cobre supergénico adicionado y descontarlo en las mismas proporciones volumétricas en que fue agregado a cada especie mineral, en el orden de las series de Schürmann. Con esto se buscó restablecer la mineralogía de Cu original (cpy° y bn° principalmente), y así obtener una ley calculada de Cu hipogénico inicial (CuP°) lo más aproximada (precisa) posible.

Procedimiento de compensación y ejemplo. Se partió del CuT de los ensayos de Sulp, asumiendo que el total lixiviable (CuSA + CuCN) es calcocita (y en gran medida así es), la cual se formó a expensas de la mineralogía original bn° y cpy° en cierto orden y proporciones. Con los cálculos indicados en la Tabla D.3.I, se restableció el balance por densidad y contenido, reflejando el resultado como un factor de disminución o 'castigo' a la ley de CuT, el cual fue aplicado a dicha ley, en las muestras de Sulp, y se obtuvo el CuP° (cobre hipogénico inicial). Este último dato representa la estimación del Cu contenido originalmente en la zona Sulp, pero solo en la mineralogía de sulfuros hipogénicos (principalmente cpy° y bn°), o *protore* antes de los efectos del enriquecimiento. Para efecto de los estudios de balance de masa esta ley de Cu del *protore* o CuP° es igual a la ley del 'protore' (p) (de las ecuaciones de Brimhall *et al.*, 1985). El *factor de corrección*, una vez aplicado, restableció muy cercanamente la ley de Cu representativa de la concentración hipogénica original, debajo del horizonte de enriquecimiento, y por tanto utilizable con mayor confianza (que la ley CuT del dominio Sulp) en los cálculos de balance de masa químico.

El procedimiento utilizado para calcular el factor de corrección y determinar CuP° fue el siguiente:

1) Partiendo de la ley de CuT (% en peso) reportada por el laboratorio para las muestras Sulp, registradas en la base de datos de cada barreno, esta se dividió en dos fracciones la soluble y la insoluble, como sigue: (a) cierto porcentaje de sulfuro hipogénico de Cu remanente o CuP es insoluble, y este se asume que es 100% calcopirita (cpy 'normativa'), ya que es el último sulfuro de Cu en ser reemplazado por calcosita, antes de que inicie el reemplazamiento de

MARCA de clase	CuP%	calcosita	Ley 0.35 w% Cu		cpy	
	INTERVALO	TsolCu%	gr cpy	gr Cu sol	cm3	%vol
5	0-10	95	175	3325	120.7	14.1
15	10-20	85	525	2975	382.1	35.4
25	20-30	75	875	2625	603.4	50.9
35	30-40	65	1225	2275	844.8	62.6
45	40-50	55	1575	1925	1086.2	71.8
55	50-60	45	1925	1575	1327.6	79.2
65	60-70	35	2275	1225	1569.0	85.2
75	70-80	25	2625	875	1810.3	90.3
90	80-100	10	3150	350	2172.4	96.6

TsolCu (cpy ² +bn ²)		cpy ²		bn ²		grCu_cpy ²
cm3	%vol	%vol	cm3	%vol	cm3	
737.3	85.9	55.9	479.9	30	257.4	691.0
659.6	64.6	34.6	353.1	30	306.5	508.5
582.0	49.1	19.1	226.4	30	355.6	326.0
504.4	37.4	7.4	99.7	30	404.8	143.5
426.8	28.2	0.0		28.2	426.8	0.0
349.2	20.8	0.0		20.8	349.2	0.0
271.6	14.8	0.0		14.8	271.6	0.0
194.0	9.7	0.0		9.7	194.0	0.0
77.6	3.4	0.0		3.4	77.6	0.0

grCu_bn ²	Diferencia cpy ² +bn ² y cc	FACTOR Corrección
805.6	0.45	0.48
959.4	0.49	0.57
1113.2	0.55	0.66
1267.0	0.62	0.75
1336.0	0.69	0.83
1093.1	0.69	0.86
850.2	0.69	0.89
607.3	0.69	0.92
242.9	0.69	0.97

CuP%	FACTOR Corrección
INTERVALO	Corrección
0-10	0.48
10-20	0.57
20-30	0.66
30-40	0.75
40-50	0.83
50-60	0.86
60-70	0.89
70-80	0.92
80-100	0.97

Ejemplo en Tabla D.3.I

PROYECTO MILPILLAS

Tabla D.3.I. Cálculo del factor de corrección, para eliminar el efecto supergénico ó Cu adicionado a sulfuros primarios de Cu del dominio Sulp (ejemplo para ley de 0.35% Cu). El cálculo se efectúa considerando que se cuenta con datos de análisis secuenciales de Cu en las muestras de los barrenos. Se aplica balance de masa a los sulfuros primarios cpy, bn y cc (cpy² + bn² originales reemplazadas), tomando las proporciones en volumen de los conteos de sulfuros relictos encapsulados en cuarzo de vetillas. Finalmente se obtienen las porciones en peso del exceso de Cu introducido por reemplazamiento de la bn² y cpy² por "cc", y de esta proporción se establece el factor de corrección. CuP =cobre remanente; w% =por ciento en peso; cpy=calcopirita; bn=bornita; TsoICu=total de cobre soluble originalmente en cpy² y bn² (inicial); cc=calcosita. Ver texto para el significado de otros símbolos

la pirita; y (b) un porcentaje complementario soluble o de reemplazamiento supergénico, que se asumió esta representado 100% por calcocita (es decir, cc 'normativa'). Por ejemplo, para una ley de CuT en SULP de 0.35% (3500 g/ton Cu), con un CuP de 25% y reemplazamiento por calcocita de 75%, el cual se determinó de la fracción lixivable ($CuSA + CuCN = T_{sol}Cu$), se obtuvieron 875 g de Cu en cpy, y 2625 g de Cu en cc.

2) Los pesos antes referidos se dividieron entre el contenido unitario de Cu (contenido en 1 cm^3) de las distintas especies minerales dominantes, identificadas por los estudios de sulfuros relictos para obtener su abundancia en volumen. En el ejemplo se obtuvieron 603 cm^3 de cpy ($874/1.45$), que equivale a 51% en volumen de cpy, y 582 cm^3 de cc ($2625/4.51$), que equivale a 49% en volumen de cc. Los datos mineralógicos para las especies de cobre que fueron considerados en los cálculos son: (a) calcocita: el peso de 1 cm^3 de cc es 5.65 g y contiene 4.51 g de Cu; (b) bornita: el peso de 1 cm^3 de bn es 4.95 g y contiene 3.13 g de Cu; y (c) calcopirita: el peso de 1 cm^3 de cpy es de 4.2 g y contiene 1.45 g de Cu.

3) Para determinar que proporción de los 582 cm^3 de cc se formó a partir de bn y cuanto a partir de cpy, las fracciones correspondientes de estos minerales debieron calcularse separadamente, considerando sus diferencias de densidad y contenido de Cu contrastantes. La bornita es el primer mineral de Cu hipogénico que es preferentemente reemplazado por la calcocita, y la proporción promedio (en volumen), observada en los sulfuros relictos del dominio SULP entre cpy y bn es de 70:30, respectivamente. Entonces en el ejemplo se tienen 582 cm^3 que equivalen a 49.1% en volumen, si de este se

considera el equivalente a bn° original (30% en volumen) se tienen 355.6 cm^3 . El complemento son 226.4 cm^3 que equivalen a cpy° original, ó 19.1% en volumen (ver Tabla D.3.I). Nótese que la suma de volúmenes de $cpy + cpy^\circ = 70\%$.

4) Para determinar el % en peso de Cu contenido en la fracción de cpy° y bn° reemplazadas por calcocita, se partió de sus respectivos volúmenes multiplicando por el Cu contenido en cada especie, como sigue: 227 cm^3 de cpy x $1.45 \text{ g Cu} = 329 \text{ g Cu}$; y 355 cm^3 de bn x $3.13 \text{ g Cu} = 1111 \text{ g Cu}$. Sumando ambas cantidades, y agregando a la suma el Cu contenido en la cpy remanente, se obtuvo el % CuP° , que es el Cu contenido originalmente en el total de bn° y cpy° , antes de cualquier adición de Cu por efecto supergénico. En el ejemplo se tiene que $1440 + 875 = 2315 \text{ g Cu}$ (ó 0.23%), cantidad que al ser dividida por el CuT inicial se obtuvo el factor de corrección, como sigue: $2315/3500 = 0.66$. Este factor se aplica directamente al CuT de las muestras de SULP, dependiendo del rango de proporción de Cu insoluble ($CuP\%$) que posean (ó inverso del índice de solubilidad), para obtener una ley corregida de Cu hipogénico, libre del Cu agregado por los efectos supergénicos.

El factor obtenido en el ejemplo desarrollado fue aplicado en aquellas muestras cuyo contenido de Cu soluble ($CuSA + CuCN$) se encuentra en un rango entre 70–80%, (media 75%) que es la base del ejemplo; o bien entre 20–30% de CuP (fracción insoluble). Para otros rangos de solubilidad (ó % de reemplazamiento) se aplican los mismos cálculos haciendo los ajustes necesarios en las proporciones mineralógicas resultantes. En las Tablas D.3.I y D.3.II se presenta una hoja de cálculo y un resumen respectivamente con los factores de corrección calculados para distintos rangos de reemplazamiento

(entre 0–100%), los cuales son independientes del contenido de CuT en las muestras. Una vez que fue descontado el exceso de Cu de la ley de CuT para las muestras de Sulp, la ley obtenida CuP^o ó simplemente p (ley del 'protore'), fue considerada representativa de este dominio mineral. Esta ley fue la utilizada en los cálculos de balance de masa, y representa un mayor grado de confianza que la ley de CuT (ley del *cuasi-protore*) afectada por grados imperceptibles pero significativos de enriquecimiento.

Efectos del ajuste en la densidad y en el balance de contenidos. Al descontar el exceso de Cu introducido en el dominio mineral Sulp, por efecto supergénico sobre los sulfuros hipogénicos de Cu, pareció evidente la necesidad de compensar (disminuir) también la densidad. Sin embargo se realizó un cálculo para evaluar el efecto neto en disminución de la densidad, y el resultado indicó que dicho efecto es insignificante. En un ejemplo para 60% de reemplazamiento (-25% de ajuste en el Cu) se obtuvo un factor de corrección de densidad de 99.99%. Esto se debe principalmente a que la proporción en peso del Cu descontado, en relación al peso total de la muestra, comparativamente es demasiado pequeña, y más aun su proporción en volumen, dada la mayor densidad (que la roca) de la calcosita.

Por tanto, se concluyó que para el propósito de los cálculos de balance de masa, no es necesario realizar ningún ajuste a la densidad puesto que prácticamente no se ve afectada. En cuanto a la necesidad de restablecer a la zona de enriquecimiento (para mantener el balance) el Cu ajustado en la zona de Sulp, se encontró que el contenido de Cu ajustado también resulta pequeño, en comparación con el Cu contenido en la zona supergénica, como para modificar significativamente el espesor estimado de columna erosionada.

Esto se debe primero a que el promedio de ley del *protore* en Milpillas es muy bajo (0.1% Cu), en comparación con el promedio de ley en la zona supergénica (~2.2% Cu), y además, en la gran mayoría de los casos el Cu ajustado en la zona del *protore* es siempre menor del 50%. Por tanto, no se consideró necesario restituir el Cu ajustado a la zona supergénica dado que el impacto medido resultó poco significativo.

