



Características metalogenéticas de los depósitos de tipo pórfido cuprífero en México y su situación en el contexto mundial

Martín Valencia-Moreno^{1*}, Lucas Ochoa-Landín², Benito Noguez-Alcántara³,
Joaquín Ruiz⁴, Efrén Pérez-Segura²

¹ Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, UNAM, Apartado Postal 1039, Hermosillo, Sonora, México 83000.

² Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora, 83000.

³ Servicios Industriales Peñoles S.A. de C.V., Blvd. Navarrete 277, Hermosillo, Sonora, México 83170.

⁴ Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, AZ, 85721

* valencia@geologia.unam.mx

Resumen

La abundante actividad magmática ocurrida durante el fin del Mesozoico y el inicio del Cenozoico a lo largo de la Cordillera oeste de Norte América, produjo el emplazamiento de numerosos centros de mineralización de tipo pórfido de cobre. Esta actividad se extendió también por todo el occidente de México, particularmente por la región noroeste del país. Esta región junto a las regiones aledañas de Arizona y New Mexico, en el suroeste de los Estados Unidos, constituye uno de los centros con mineralización de cobre más importantes en el mundo, que puede competir en tamaño con los famosos depósitos de la Cordillera oeste de Sur América. La mayor parte de los depósitos de cobre en México se localizan en la porción oriental del cinturón magmático Laramide (90-40 Ma) y predominantemente tienen edades entre 75 y 50 Ma. Los depósitos más grandes y mejor preservados se localizan en el noreste de Sonora, en la parte norte del cinturón, donde Cananea (~30 Mt Cu) y La Caridad (~8 Mt Cu) contienen acumulaciones de metal de gran relevancia a escala mundial. La mineralización de cobre está comúnmente acompañada por concentraciones localmente importantes de molibdeno, tungsteno y oro. La distribución de estos metales está aparentemente asociada a cambios regionales en el tipo de basamento en el cual se emplazó la mineralización. En general se distinguen tres dominios principales: el dominio norte caracterizado por un basamento cristalino proterozoico asociado a los terrenos Norte América y Caborca; un dominio central compuesto por rocas paleozoicas de cuenca marina profunda subyacidas por las rocas cristalinas del terreno Caborca, también definido como el terreno Cortés; y un dominio sur representado por secuencias mesozoicas de arco de islas del Terreno Guerrero. Los datos isotópicos de Sr y Nd disponibles muestran que los plutones laramídicos en los dominios norte y central tienen firmas más evolucionadas en comparación con las del dominio sur, lo cual sugiere que el tipo de basamento intrusivo tuvo una influencia importante en la composición final de los magmas laramídicos, y pudo haber actuado también como un importante control en la distribución espacial de los metales asociados a los sistemas de tipo pórfido cuprífero del noroeste de México. En general, aunque los metales no están limitados geográficamente, se puede apreciar una predominancia de depósitos de Cu-Mo-W en la parte norte y central del cinturón subyacida por rocas antiguas de afinidad norteamericana, la cual hospeda los depósitos más importantes. Además, existen varias chimeneas brechoides con altas leyes de molibdeno en esta misma porción del cinturón, justo al sur de la región de Cananea y La Caridad, lo cual sugiere un levantamiento tectónico y erosión relativamente mayor. Más hacia el sur, el cinturón está subyacido por rocas más jóvenes de afinidad oceánica, caracterizadas por el Terreno Guerrero. La mineralización es típicamente de Cu-Au y se encuentra bien distribuida en esta parte del cinturón; sin embargo, las dimensiones de los centros mineralizados conocidos hasta ahora son relativamente pequeñas, siendo los depósitos de El Arco en Baja California (~3.6 Mt Cu) y Santo

Tomás en el norte de Sinaloa (~1.1 Mt Cu), los ejemplos más significativos. Este tipo de mineralización se extiende aún más hacia el sur por los estados de Michoacán, Guerrero y Chiapas, en la porción más meridional del país, sin embargo las posibilidades económicas en esta región parecen ser muy limitadas en comparación con la parte norte del cinturón.

Palabras clave: Pórfido, cobre, México, magmatismo, metalogénesis.

Abstract

The widespread magmatic activity that took place during the end of the Mesozoic and the beginning of the Cenozoic along the North American Cordillera produced the emplacement of numerous centers of porphyry copper mineralization. This activity extended through most of western Mexico, particularly along the northwestern part of the country. This part along with the neighbor regions of Arizona and New Mexico, in the United States, constitutes one of the most important centers of copper mineralization on earth, which may compete in size with the famous deposits of the western Cordillera of South America. Most of the Mexican porphyry copper deposits are located in the eastern part of the Laramide magmatic belt (90-40 Ma) and have ages predominantly between 75 and 50 Ma. The largest and best preserved deposits occur in northeastern Sonora, in the northern part of the belt, where Cananea (~30 Mt Cu) and La Caridad (~8 Mt Cu) accomplish metal concentrations of great relevance at world-level. The copper ores are commonly accompanied by locally important concentrations of molybdenum, tungsten and gold. The metal distribution is apparently associated with regional changes in the type of basement where the ores were emplaced. In general, three main basement domains are distinguished: a northern domain which is characterized by a Proterozoic crystalline basement associated with the North America and the Caborca terranes; a central domain composed by Paleozoic deep-marine water rocks underlain by the crystalline rocks of the Caborca terrane; and a southern domain that is represented by the Mesozoic island-arc related sequences of the Guerrero terrane. The available Sr and Nd isotopic data show that the Laramide plutons in the northern and central domains display more evolved signatures compared to the those of the southern domain, which suggest that intruded basement played an important role in the final composition of the Laramide magmas, and may have also acted as an important control in the spatial distribution of the porphyry copper metals in the northwestern Mexico systems. In general, although the metals are not geographically restricted, a dominance of Cu-Mo-W can be observed in the north and central domains of the mineralized belt underlain by the ancient rocks of North American affinity, which hosts the most important ore deposits. Moreover, there are several high-grade molybdenum breccia pipe bodies in this part of the belt, just south of the region of Cananea and La Caridad, which may suggest a relatively larger tectonic uplift and erosion. More to the south, the belt is underlain by younger rocks of oceanic affinity, characterized by the Guerrero terrane. The mineralization is typically of Cu-Au, and is well distributed in the southern domain; however, the size of the mineralized centers known so far are relatively small, being the deposits of El Arco in Baja California (~3.6 Mt Cu) and Santo Tomás in northern Sinaloa (~1.1 Mt Cu), the most significant examples. This type of mineralization extends even more to the south through the states of Michoacán, Guerrero and Chiapas, in the southern part of the country, but the economic possibilities of this region appear to be very limited compared to the northern part of the belt.

Key words: Porphyry, copper, Mexico, magmatism, metallogenesis.

1. Introducción

Los sistemas de tipo pórfido cuprífero representan la principal fuente de cobre y molibdeno conocida, con varios casos notables que superan los 1000 Mt de mineral con leyes de cobre arriba de 0.5% (Richards, 2003). Esto ha promovido un sostenido interés de las compañías mineras y las universidades por entender el origen y la evolución de estos depósitos, lo cual se refleja en una continua evaluación del estado del arte al respecto (e.g., Titley y Hicks, 1966; Titley, 1982a; Friedrich *et al.*, 1986; Pierce y Bolm, 1995). De acuerdo con las numerosas ocurrencias de mineralización de este tipo en el mundo (Figura 1), parece claro

que los sistemas de pórfido cuprífero están relacionados con regiones caracterizadas por la presencia de abundante magmatismo calco-alcalino asociado a márgenes de subducción de tipo andino (Figura 2). Además, se ha observado que existe una estrecha relación entre la mineralización y la presencia de fases plutónicas tardías de textura porfídica, que fueron emplazados en niveles sub-volcánicos de la corteza durante el enfriamiento de cuerpos graníticos mayores (Figura 2). El origen de los metales asociados es aún incierto, aunque se considera que la mayor parte del cobre fue aportado por el manto astenosférico atrapado por encima de la zona de subducción (Figura 2) (e.g., Sillitoe, 1972; Ruiz y Mathur, 1999).

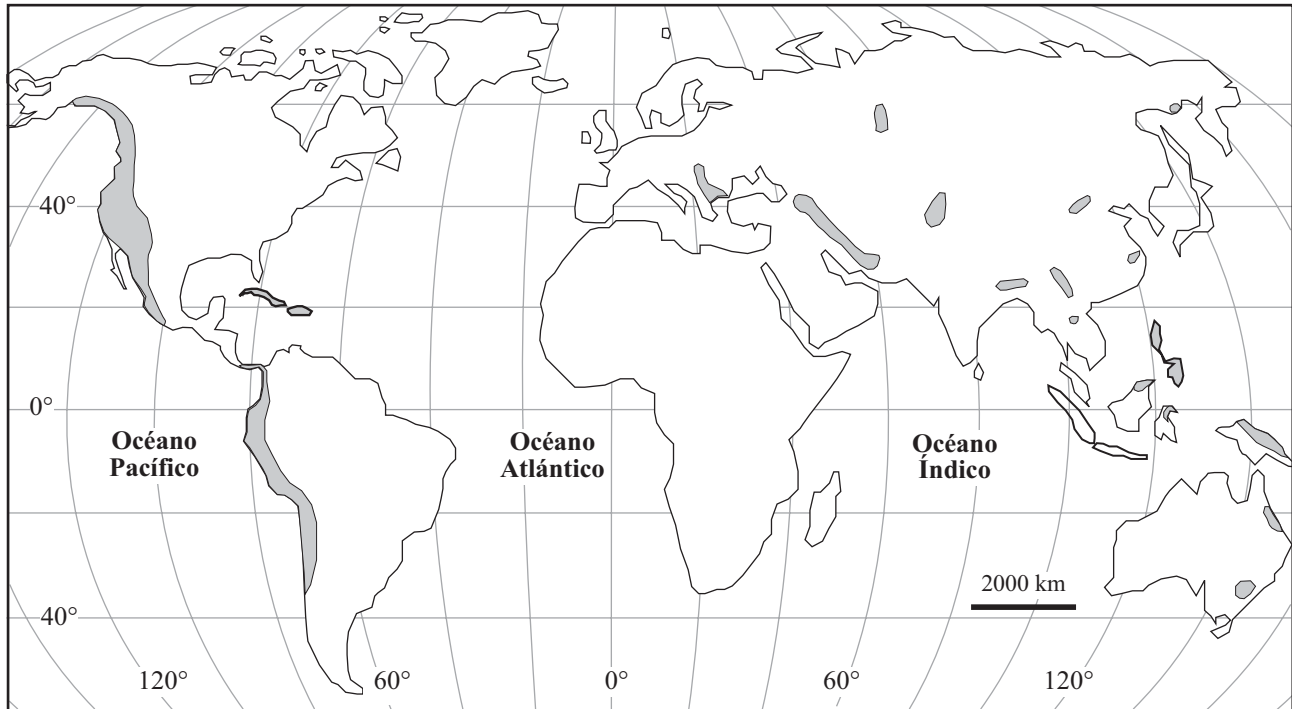


Figura 1. Distribución de las principales zonas con mineralización de pórfido cuprífero en el mundo (Adaptado de Sillitoe, 1972 y Singer *et al.*, 2005).

Los pórfidos cupríferos presentan características metálicas y litológicas muy variadas, y en general, cada caso presenta su propia complejidad. Sin embargo, con el propósito de idealizar su anatomía, Lowell y Guilbert (1970) propusieron un modelo relativamente sencillo caracterizado por un zoneamiento lateral y vertical de la mineralización y de la alteración, el cual está centrado en un intrusivo generalmente de textura porfídica (Figura 3). De acuerdo con la definición textual de dichos autores, los pórfidos cupríferos son “depósitos de sulfuros de cobre y molibdeno consistentes en mineralización diseminada y en vetillas tipo stockwork, la cual fue emplazada en varios tipos de roca encajonante alteradas por soluciones hidrotermales en patrones zonados regularmente concéntricos”. La concepción del modelo de Lowell y Guilbert se basó en un estudio realizado en el depósito de San Manuel-Kalamazoo, en Arizona, el cual fue probado y refinado con información compilada a partir de un importante número de depósitos de cobre y molibdeno reconocidos en Norte y Sur América. Luego, Sillitoe (1973) argumentó que los pórfidos mineralizantes son plutones félsicos que se emplazan a 1.5-3 km de profundidad, y cuya influencia varía hacia arriba y hacia abajo. Hacia arriba, la actividad hidrotermal alcanza la columna de rocas volcánicas comagmáticas, localmente formando depósitos epitermales, cuya conexión con los sistemas de pórfido cuprífero está cada vez más sustentada por argumentos geológicos y geoquímicos (*e.g.*, Sillitoe, 1993; Hedenquist *et al.*, 1998; Heinrich *et al.*, 1999; Sillitoe y Hedenquist, 2003, Camprubí y Albinson, este volumen).

Hacia abajo, el plutón porfídico pasa por una zona de stockwork y alteración potásica en un plutón fanerítico, que a más profundidad se convierte en un plutón de mayores dimensiones y composición similar, pero sin alteración, totalizando una extensión vertical para el sistema de hasta 8 km. Debido a que los pórfidos cupríferos son sistemas ortomagmáticos (Hedenquist y Lowenstern, 1994), es de esperarse que la edad de la mineralización no sea muy distinta a la de los plutones productores. De hecho, se sabe que la diferencia entre las edades de cristalización del plutón principal y las de los pórfidos asociados con la mineralización es generalmente menor que 5.0 Ma, y la diferencia entre el pórfido productivo y la mineralización puede ser menor que 1.0 Ma (Ruiz y Mathur, 1999; Zürcher, 2002). En general, la longevidad y dinamismo de la actividad hidrotermal, así como la presencia de condiciones fisicoquímicas favorables en la relación fluido-roca, son factores importantes para definir las características económicas de los yacimientos (*e.g.*, Clark, 1993). Aunado a esto, la repetición y superposición de los eventos mineralizantes en un sistema dan lugar a un enriquecimiento progresivo del depósito, y en particular de las concentraciones de cobre (Gustafson *et al.*, 2001).

Como se puede observar en la Figura 1, los pórfidos cupríferos no son exclusivos de alguna región de la Tierra en particular, aunque está claro que las grandes acumulaciones metálicas asociadas con los mismos tienen una estrecha relación con regiones tectónicas que involucran un espesor importante de corteza en el proceso magmático

(Figura 2). Al parecer, las condiciones para la formación de este tipo de mineralización fueron ideales en las cordilleras occidentales de Norte y Sur América (Figura 4), las cuales constituyen las zonas cupríferas más ricas de América, y con mucho, las más importantes del mundo. Las épocas metalogenéticas más productivas en estas regiones ocurrieron durante la última parte del Mesozoico y el Cenozoico, como se muestra en la Figura 5. En la Cordillera oeste de Norte América los pórfidos tienen edades mayormente entre ~88-25 Ma, formando una especie de “campana de gauss”, con la mayor acumulación de cobre a los ~56 Ma. Por el contrario, los depósitos sudamericanos son relativamente más jóvenes, exhibiendo dos pulsos importantes entre ~64 y 31 Ma y entre 20 y 5 Ma, con los ejemplares más espectaculares emplazados al final de ambos pulsos.

1.1. Marco tectónico de los pórfidos cupríferos del suroeste de Norte América

Tradicionalmente los depósitos de cobre porfídico han tenido una posición relevante en la actividad minera del suroeste de Norte América, debido a que contienen grandes volúmenes de metal, el cual puede ser extraído a costos de operación relativamente bajos (Titley, 1982b). Una gran parte de los pórfidos cupríferos conocidos en el mundo está claramente relacionada a la presencia de extensos arcos magmáticos, formados en la parte superior de la corteza por encima de las zonas de subducción en

márgenes de tipo andino. Este es el caso de la Cordillera occidental de Norte América donde los depósitos de cobre porfídico son comunes desde Alaska hasta el sur de México (Figura 4). En esta región, el magmatismo relacionado a la mineralización estuvo activo por un amplio intervalo de tiempo. Comenzó hace unos 200 Ma en la región de British Columbia, Canadá, y migró de manera gradual hacia el sur, llegando al noreste de Sonora entre los 64 y 55 Ma. Posteriormente la migración alcanzó la región centro y sur del occidente de México entre los 45 y 31 Ma, y el extremo sur del país, en la región de Chiapas, hace unos 6 Ma (Damon et al., 1983a).

Aunque durante este tiempo el plutonismo fue muy abundante a lo largo de toda la Cordillera, los pórfidos cupríferos de mayor importancia y el mayor número de ocurrencias se localizan en la porción sureste de Arizona y las regiones adyacentes de Sonora y New Mexico (Figuras 4 y 6). Por otro lado, la mayoría de los depósitos tiene edades entre 74 y 55 Ma (Titley, 1990), aunque existen evidencias de mineralización más antigua, como por ejemplo en Bisbee, Arizona y El Arco, Baja California (Figura 6); sin embargo, es claro que el principal pulso metalogenético ocurrió durante el evento Laramide (90-40 Ma, Damon et al., 1983a,b). De acuerdo con Damon et al. (1983a,b), la deformación Laramide y el magmatismo asociado son producto de los efectos geodinámicos en un régimen de subducción, iniciado por un marcado cambio en el ángulo de inclinación de la placa oceánica Farallon debajo de Norte América. Durante la mayor parte del

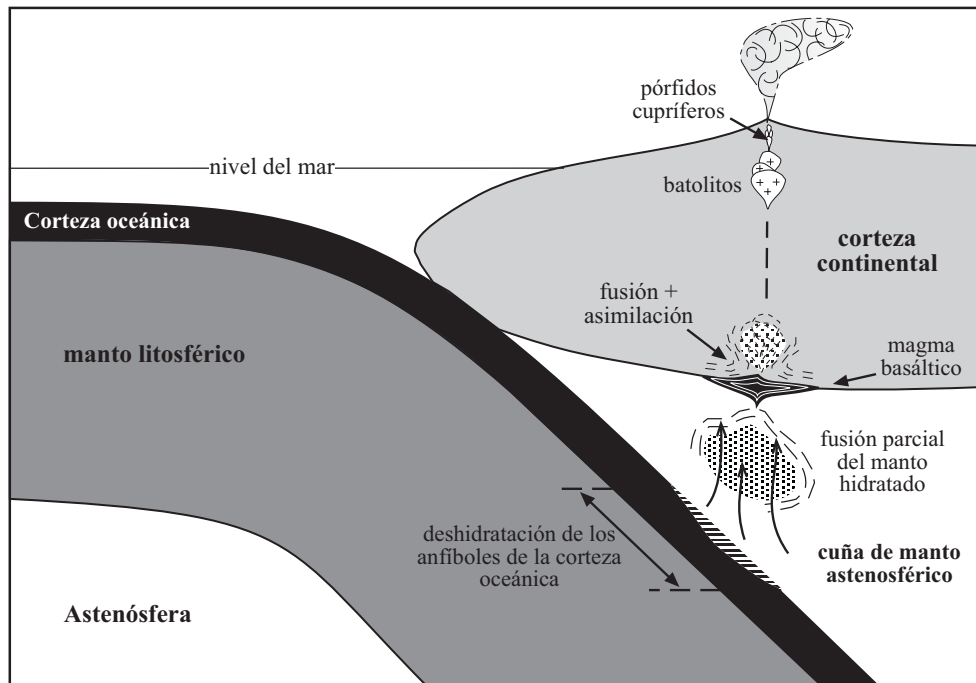


Figura 2. Modelo tectónico esquemático de una zona de subducción en un margen de tipo andino mostrando la evolución del magma, desde su origen inicial en la cuña de manto astenosférico, hasta el ambiente volcánico y sub-volcánico involucrado en la generación y emplazamiento de los pórfidos de cobre.

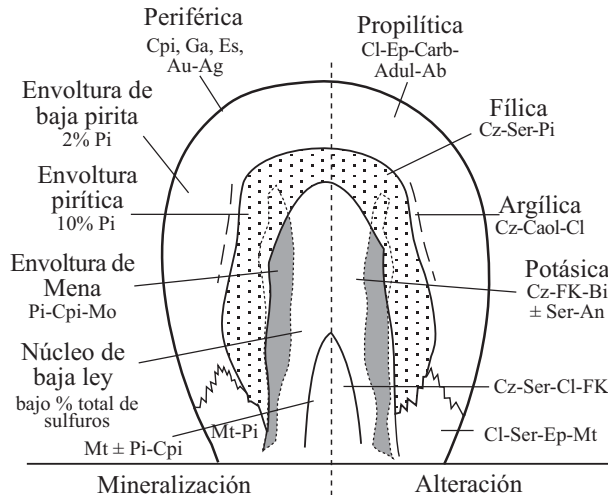


Figura 3. Modelo de Lowell y Guilbert (1970) para el depósito de San Manuel-Kalamazoo, Arizona, mostrando el zoneamiento vertical y lateral de la alteración y la mineralización típico de los pórfidos de cobre.

Cretácico, el alto ángulo de la subducción estuvo asociado a la presencia de un eje magmático relativamente estático, ubicado en una zona adyacente a la paleotrinchera Pacífico (Coney y Reynolds, 1977; Silver and Chappell, 1988). Para finales del Cretácico (~70 Ma), el ángulo de la placa subducida se redujo considerablemente debido al aumento en la velocidad de la convergencia de las placas, alejando la cuña de manto astenosférico en relación a la trinchera, lo cual se explica de manera esquemática en la Figura 7. El alejamiento de la astenosfera causó una migración acelerada del eje del magmatismo hacia el este, desde las regiones costeras hacia el interior del continente, alcanzando el máximo avance entre los 55 y 40 Ma (Damon *et al.*, 1983a; Humphreys *et al.*, 2003). Durante este lapso, la zona de acoplamiento entre las placas Farallón y Norte América aumentó su extensión de unos 200 km a ~1000 km (English *et al.*, 2003). Esta geometría subhorizontal de la subducción generó marcados esfuerzos compresivos en la zona de acoplamiento propiciando un notable engrosamiento cortical (Dickinson, 1989; English *et al.*, 2003). La fase tardía de este evento (~65 Ma) coincide con una abundante actividad plutónica, así como con la etapa más productiva en la generación de pórfidos cupríferos del suroeste de Norte América.

A pesar de los grandes avances que se tienen actualmente en relación al conocimiento del origen y evolución de estos depósitos, para Titley (1993) existen aún tres interrogantes que deben ser atendidas con respecto a la gran provincia de Sonora-Arizona-New Mexico: 1) ¿cuáles son las causas o factores que propiciaron la espectacular concentración de cobre en esta región, y en este lapso de tiempo particular (75-50 Ma)?; 2) ¿qué rasgos o fenómenos controlaron la localización específica de los yacimientos en estos distritos mineros? y; 3) ¿cuál fue la fuente de los metales, particularmente del Cu y el Mo? Las tareas para

investigar estas interrogantes continúan y varios estudios recientes sugieren algunos factores que podrían ayudar a encontrar posibles respuestas. Entre los rasgos principales que pudieron haber determinado las condiciones favorables en esta provincia se encuentran los siguientes:

1. La ubicación en el borde del cratón norteamericano en franjas orogénicas con corteza continental engrosada, característica de los márgenes continentales de convergencia rápida y subducción prolongada. Un ejemplo excepcional es la franja de los Andes centrales de Perú y Chile, donde la subducción ha estado activa por más de 200 Ma (Clark, 1993; Camus, 2003).

2. Un abundante magmatismo asociado a zonas de subducción en márgenes convergentes de tipo andino. En el caso de la provincia metalogenética del suroeste de Norte América, esto está caracterizado por un magmatismo predominantemente calco-alcalino y metaluminoso típico de este ambiente tectónico. Asimismo, la presencia de magnetita y esfena sugiere que los magmas fueron oxidados y relativamente pobres en Fe y Ti, lo cual favorecería además la presencia de algunos elementos como el Cu, Pb, Zn, Be, Fe, Mn, U, La, Ce (Keith y Swan, 1996). En contraste, otros metales incluyendo Au, Sn, In, Sb, Tl, Yb y el grupo del platino, parecen estar más asociados con procesos de cristalización en ambientes reducidos (Sillitoe, 1996; Tetsuichi y Katsushiro, 1997).

3. La presencia de un basamento caracterizado por un potente espesor de rocas proterozoicas cristalinas y rocas sedimentarias de plataforma con edades que van desde el fin del Proterozoico al Paleozoico (Titley, 1982b; Farmer y DePaolo, 1984; Lang y Titley, 1998).

4. La presencia de centros intrusivos polifásicos, en particular con composiciones de diorita-monzonita en las fases iniciales, granodiorita-cuarzomonzonita en las fases intermedias (más favorables para la mineralización), y más graníticas en las fases tardías. Dichas intrusiones fueron acompañadas por troncos sub-volcánicos de textura porfídica, de igual o similar composición en cada caso (Damon, 1986; Tosdal y Richards, 2001).

5. Un ambiente subvolcánico favorable para el emplazamiento de los intrusivos porfídicos, el cual generalmente coincide con un centro estratovolcánico de tipo andesítico (Figura 5.2 en Titley 1982b). Las menas de cobre asociadas son una parte integral de la evolución magmática, y parece claro que están controladas por este ambiente subvolcánico, así como por las condiciones físico-químicas de los fluidos hidrotermales durante el emplazamiento y el enfriamiento de las intrusiones porfídicas (*e.g.*, Titley, 1993; Sillitoe, 1996).

2. Los pórfidos cupríferos de México

Los sistemas de pórfido de cobre en México, incluyendo algunos depósitos asociados particularmente de tipo skarn y brechas hidrotermales, aparecen en un cinturón orientado

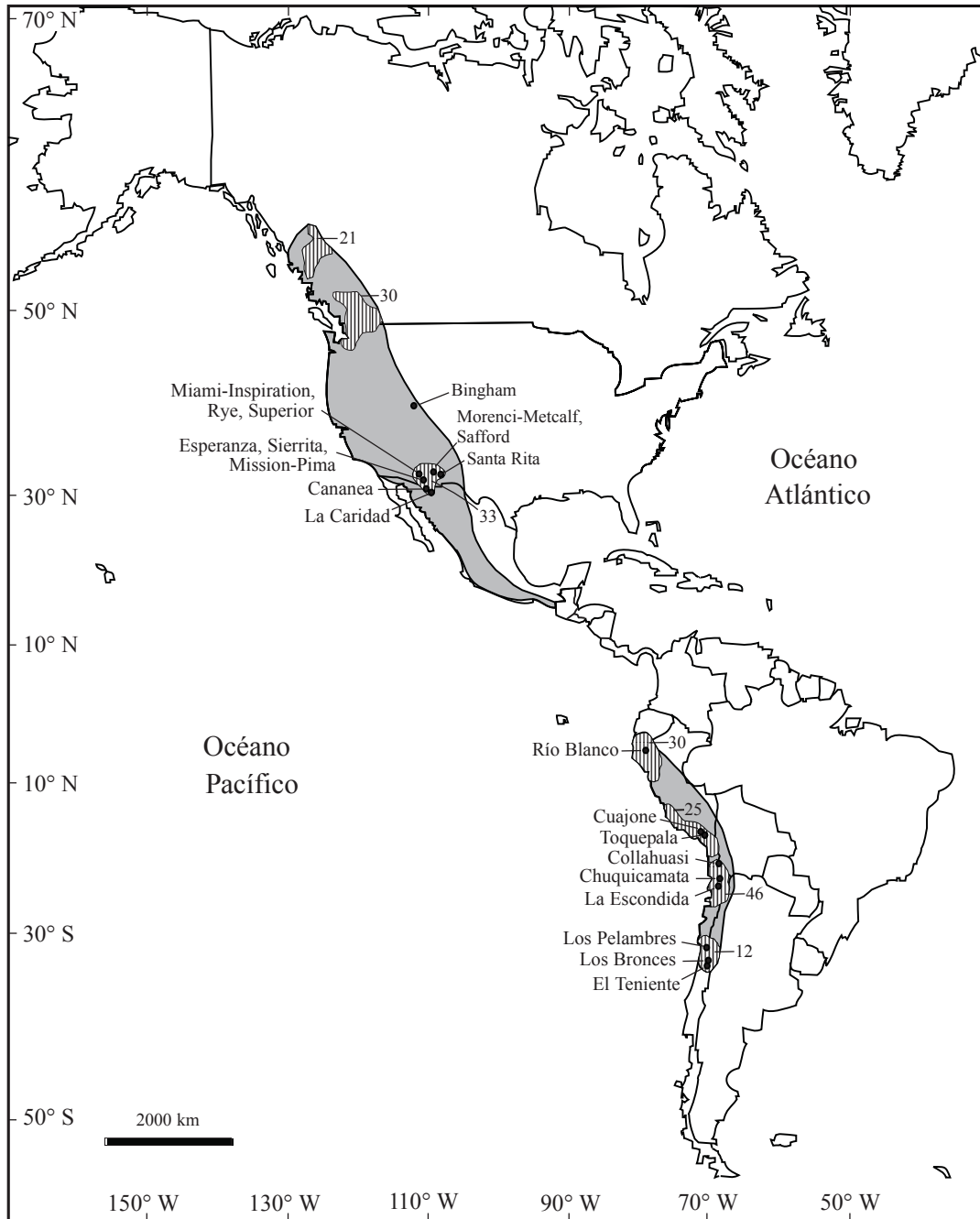


Figura 4. Ubicación de los cinturones con mineralización de pórfido de cobre en las Cordilleras occidentales de Norte y Sur América, mostrando los depósitos más significativos. Las zonas achuradas indican regiones preferenciales o “clusters” cuyo número de centros mineralizados individuales está indicado.

NE-SW expuesto a lo largo de toda la porción occidental del país. En general, se reconocen unos 60 depósitos (Tabla 1) de los cuales cerca del 70% se localizan en la porción noroeste de México, particularmente en los estados de Sonora y Sinaloa, que forma la parte más importante del cinturón (Figura 6). Entre las localidades más destacadas están Cananea y La Caridad en el noreste de Sonora (Figura 6), considerados depósitos de gran relevancia a escala mundial. Junto con los grandes depósitos del sur de Arizona

y el oeste de New Mexico, en el suroeste de los Estados Unidos, los pórfidos de cobre del noroeste de México constituyen una de las provincias cupríferas más relevantes de la Tierra (Titley, 1993). Por este motivo, el presente trabajo hace un mayor énfasis en las características de los mismos. Esta provincia, comúnmente reconocida como “el gran cluster” de los pórfidos cupríferos de Arizona, Sonora y New Mexico (Keith y Swan, 1996; Figuras 2 y 4), incluye unas cincuenta localidades de comprobado interés

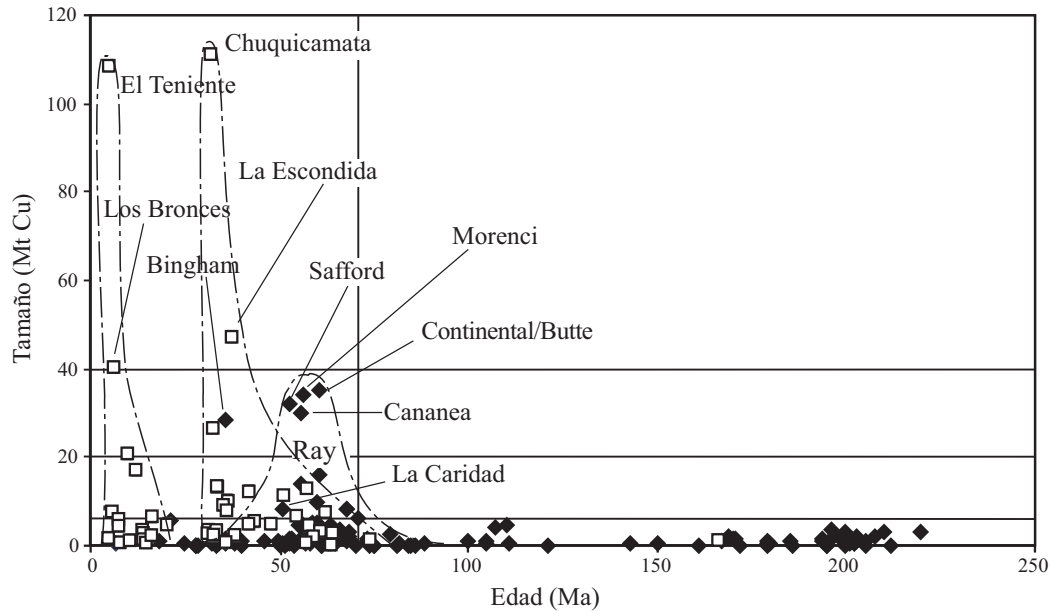


Figura 5. Gráfica de la distribución de los contenidos de cobre total contra la edad de la mineralización para las Cordilleras occidentales de Norte América (rombos negros) y Sur América (cuadros blancos), de acuerdo con datos de Singer *et al.* (2005).

económico, 12 de las cuales han sido clasificadas como de tamaño gigante (>2.5 Mt Cu, Laznicka, 1999; Clark, 1993). Para tratar de definir la importancia de estos depósitos en México, basta mencionar el hecho de que la operación de las minas asociadas a estos sistemas mineralizados produce el 95% del cobre total del país. Esto representa cerca del 3.3% del cobre porfídico estimado a nivel global (Figura 8a), y aproximadamente el 18.1% del potencial estimado para el “gran cluster” (Figura 8b).

A pesar de ello, las características geológicas y metalogénicas de los depósitos mexicanos en el “gran cluster” están aún muy poco documentadas. Más hacia el sur de esta rica provincia, la mayoría de las ocurrencias son de importancia marginal, y la información al respecto es muy escasa y dispersa. Por este motivo, en este trabajo se incluye un inventario geológico-económico con las características más relevantes recopiladas de diversas fuentes. Cabe aclarar que en algunos casos los depósitos no son pórfidos de cobre en el sentido estricto, pero se trata de sistemas centrados en intrusivos, cuya asociación metálica y alteración sugieren una afinidad con este tipo de proceso metalogénico.

2.1. Marco geológico de la mineralización

Aunque la fuente de los metales asociados a los sistemas de cobre porfídico en México es en gran medida desconocida, existe un aparente control geográfico de la mineralización que sugiere la posible participación de la corteza intrusionada (Valencia-Moreno, 1998). Esto hace que los esfuerzos realizados para entender las características geotectónicas de los diferentes bloques de basamento en los que se emplazó la mineralización sean muy impor-

tantas. De acuerdo con Valencia-Moreno *et al.* (2001), la corteza proterozoica de Norte América se extiende desde el suroeste de los Estados Unidos a través de Sonora, hasta la porción sur del Estado. Este basamento se caracteriza por una serie de afloramientos de rocas plutónicas y metamórficas en facies de las anfibolitas, que afloran principalmente en el noroeste de Sonora, particularmente hacia el sur de Caborca (Figura 9). Por otro lado, en la parte norte y norreste de Sonora aflora una secuencia proterozoica de rocas volcánicas y sedimentarias deformadas con metamorfismo en facies de los esquistos verdes. De acuerdo con Anderson y Silver (1979), ambas regiones constituyen dos provincias temporales con edades de cristalización de 1700-1800 y 1600-1700 Ma, respectivamente. Esta diferencia temporal sirvió de argumento a dichos autores para plantear la existencia de una falla jurásica con desplazamiento lateral izquierdo, que dislocó parte del basamento norteamericano, desplazándolo unos 800 km al sureste, la cual denominaron la megacizalla Mojave-Sonora (Figura 9). Aunque este modelo ha sido tradicionalmente aceptado en la configuración paleogeográfica de México (*e.g.*, Campa y Coney, 1983; Stewart, 1988; Sedlock *et al.*, 1993), la existencia de esta megacizalla, al menos en los términos originales propuestos por Anderson y Silver, ha sido cuestionada (*e.g.*, Dickinson y Lawton, 2001; Iriondo *et al.*, 2004). Más al sur en Sonora central, las rocas cristalinas proterozoicas son muy escasas, aunque se reconocen al norte y este de Hermosillo en la región de Cerro de Oro (González-León y Jacques-Ayala, 1988) y en la Sierra de Mazatán (Vega-Granillo y Calmus, 2003) (Figura 9).

En la región centro-oriental de Sonora, particularmente al oriente de Mazatán (Figura 9), estas rocas están cubiertas por una gruesa secuencia de carbonatos con

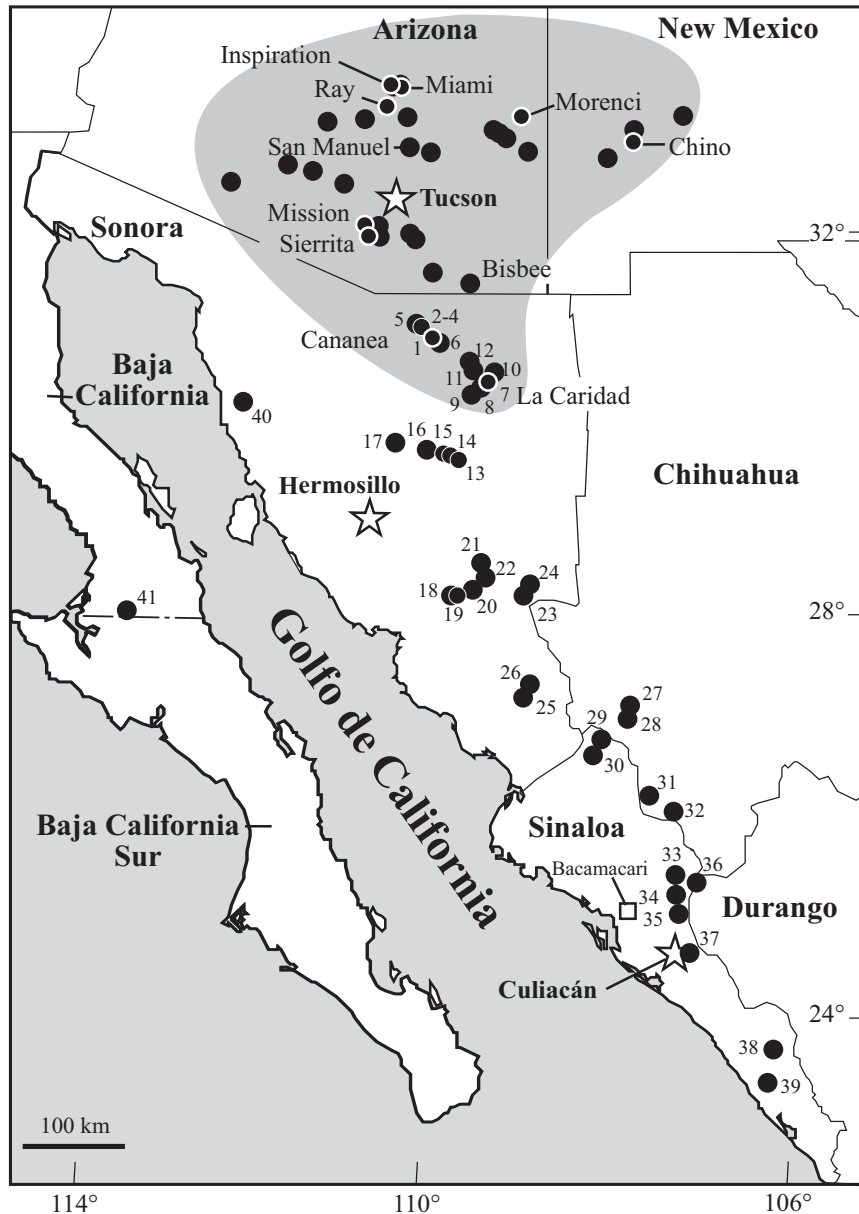


Figura 6. Mapa del cinturón laramídico de pórfidos de cobre del noroeste de México, mostrando la ubicación de los depósitos individuales. La zona gris indica la región del llamado “gran cluster” de los pórfidos de cobre de la Cordillera oeste de Norte América, resaltando los ejemplares más importantes.

edades comprendidas entre el fin del Proterozoico y el Paleozoico, la cual fue cabalgada en su parte sur por una serie de láminas tectónicas de sedimentos paleozoicos de cuenca marina profunda, transportados compresivamente al N-NW entre el Pérmico Tardío y el Triásico Medio (Poole *et al.*, 1991; Stewart y Roldán-Quintana, 1991; Valencia-Moreno *et al.*, 1999). A pesar de su abundancia, los afloramientos de rocas paleozoicas terminan de manera muy abrupta un poco más al sur de este límite tectónico. En su lugar se expone una secuencia de sedimentos clásticos continentales y localmente marinos del Triásico Tardío, conocidos como el Grupo Barranca, que se depositaron en cuencas tectónicas elongadas en dirección E-W (Stewart

y Roldán-Quintana, 1991), formadas después de la deformación compresiva. Sin embargo, rocas paleozoicas de cuenca marina profunda afloran de nuevo en el sur de Sonora y el norte de Sinaloa (Gastil *et al.*, 1991; Dreier y Braun, 1995), aunque su relación geológica con las rocas expuestas al norte es incierta.

Más hacia el sur, el basamento de la mayor parte del occidente de México está dominado por las rocas del Terreno Guerrero (Figura 9) (Campa y Coney, 1983). Este terreno es el más grande de toda la Cordillera norteamericana (Centeno-García *et al.*, 1993) y está compuesto por varios sub-terrenos cuyas relaciones entre sí son complejas (*e.g.*, Coney y Campa, 1987; Sedlock *et al.*, 1993). En general

Tabla 1. Características de los pórfidos de cobre en el noroeste de México.

#	nombre	metales	estilo	Rocas intrusivas		edad (Ma)	método	minerología	ton x 10 ⁶	contenidos metálicos	ref.
				pre-min.	pórf.						
1	Cananea	Cu-Mo-Zn	sw, b, sk	gd, mz-di	cz-feld	59.9 ± 2.0	K-Ar (flo)	pi, cpi, mo, cc	7140	0.42% Cu, 0.008% Mo, 0.58 g/t Ag, 0.012 g/t Au	1, 2, 3
2	La Mariquita	Cu-Mo	sw, b	gd, mz-di	cz-feld	~63	Re-Os (mo)	pi, cpi, cc	100	0.48% Cu	4
3	María	Cu-Mo	sw, b	gd	cz-feld	57.4 ± 1.6	Re-Os (mo)	pi, cpi, mo	8.6	1.7% Cu, 0.1% Mo	1, 5
4	Luey	Mo-Cu	sw	gd	gd	~63	Re-Os (mo)	mo, cpi	-	-	6
5	Milpillas	Cu	sw	gd	cz-feld	63.0-63.1	Re-Os (mo)	cpi, óxidos	230	0.85% Cu	1, 4, 26
6	El Alacrán	Cu-Mo	sw, b	gd	cz-lat	60.9 ± 0.2	Re-Os (mo)	pi, cpi, cc, mo	2.4	0.35% Cu	3, 7
7	La Caridad	Cu-Mo	sw, b	gd	cz-mz	53.8-53.6	Re-Os (mo)	pi, cpi, mo, cc	1800	0.452% Cu, 0.0247% Mo	3
8	Pilares	Cu-Mo-W	b	gd	cz-mz	~53	-	pi, cpi, mo, esf	147	1.04% Cu	8
9	Bella Esperanza	Cu-Mo	sw, b	gd	cz-mz	55.9 ± 1.2	K-Ar (bi)	pi	-	-	5, 8
10	Los Alisos	Cu	sw, b	gd	dac?	-	-	pi, cpi, mo, cc, co	-	0.13% Cu	5, 8
11	Florida-Barrigón	Cu-Mo	sw	gd	gr, micro-di	52.4 ± 1.1	K-Ar (ser)	pi, cpi, mo	85	0.32% Cu, 0.022% Mo, <W	4, 5, 8
12	El Batamote	Cu-Mo	sw, b	gd	cz-mz	56.8 ± 1.2	K-Ar (bi)	pi, cpi, mo, cc	4.4	0.36% Cu	2, 8, 9
13	San Judas	Mo-(Cu-W)	b, sw	mz	-	40.0 ± 0.9	K-Ar (bi)	mo, pi, cpi, th, esf, gn	2	0.25% Cu, 0.2% Mo	4, 5
14	Transvaal	Mo-Cu	b	mz	-	-	-	pi, cpi, mo	-	0.4% Cu, 0.2% Mo	4, 5
15	Cobre Rico	Cu	b	gd	-	-	-	pi	-	2% Cu	4, 5
16	Washington	Cu-Mo-W	b	gd	-	45.7 ± 1	K-Ar (ser)	pi, cpi, sch, mo	1.2	1.8% Cu, 0.106% Mo, 0.14% W, 0.17g/t Au, 15.8 g/t Ag	4, 8
17	El Crestón	Mo	sw, b	gd	cz-feld	53.5 ± 1.1	K-Ar (ser)	mo, cpi	100	0.16 Mo, 0.15% Cu	4, 5
19	Suaqui Verde	Cu-Mo	sw, b	gd	cz-di	57.0 ± 0.3	Re-Os (mo)	pi, cpi, mo, cc	-	0.1-0.15% Cu	2, 8, 26
20	Cuatro Hermanos	Cu-Mo	sw, b	-	gd, gr	55.7 ± 0.3	Re-Os (mo)	pi, cpi, mo, cc	233	0.431% Cu, 0.035% Mo	2, 3, 26
21	San Antonio de La Huerta	Cu-Mo	b	-	dac, micro-di	57.4 ± 1.4	K-Ar (matriz)	mo, cc, pi, cpi	14.5	0.73% Cu, 0.42 g/t Au	2, 5, 8
22	Aurora	Cu-Mo	sw, b	cz-mz	cz-mz	55.8 ± 1.8	K-Ar (bi)	pi, cpi, mo	-	0.1% Cu, 0.015% Mo	4, 8, 10
23	Los Verdes (San Nicolás)	W-(Mo)	sk	gd	gr, peg	49.6 ± 1.2	K-Ar (bi)	pi, cpi, sch, wf	10	1.3% W, <Mo	2
24	Tres Piedras	Mo-W-Cu	b	gd	gr, peg	55.7 ± 0.8	Ar/Ar (mo)	pi, cpi, bn, mo, sch, wf	-	-	11
25	Piedras Verdes	Cu-Mo	sw	gd	gd	~60	Re-Os (mo)	pi, cpi, mo, cc	105	0.1-0.15% Cu	12, 13
27	Batopilas: Cerro Colorado	Ag-Au-(Cu-Zn-Pb)	d	gd, cz-di	gd	-	-	cpi, Au, <mo	3	0.3% Cu, 0.4g/t Au	2
28	Batopilas: Satevo	Au-Ag-Cu	sw	gd, cz-di	micro-cz-di	51.6 ± 1.1	K-Ar (hb)	Ag, th, cc, gn, esf	4	0.4% Cu, 2-3g/t Au	2, 14
29	Santo Tomás	Cu	d	gd	cz-mz	57.2 ± 1.2	K-Ar (bi)	pi, cpi, bn, cc	250	0.45% Cu, 0.05 g/t Au	2, 8
30	La Reforma	Cu-Zn-Pb-Ag	lr	gd	gr	59.2 ± 1.3	K-Ar (bi)	-	-	-	8
31	La Guadalupeana	W-Cu-(Mo)	sw	-	gd	51.5 ± 1.0	K-Ar (ser)	-	-	-	8
32	Cerro Colorado	Cu-Mo	b, d	-	gd	46.3 ± 1.0	K-Ar (ser)	mo, pi	-	-	8, 15
33	Tameapa	Cu-Mo	sw, d	gd	cz-mz	57-53	Re-Os (mo)	pi, cpi, mo	27	0.37% Cu	2, 8, 16, 17
34	Los Chicharrones	Mo	sw, b	-	cz-mz	56.2 ± 1.2	K-Ar (bi)	mo	-	-	8

Tabla 1. Continuación.

#	nombre	metales	estilo	Rocas intrusivas		edad (Ma)	método	mineralogía	ton x 10 ⁶	contenidos metálicos	ref.
				pre-min.	pórf.						
35	Las Higueras	Cu-Mo	d	gd	gd	49.0 ± 1.0	K-Ar (ser)	cpi, mo	-	-	8
36	San José del Desierto	Cu-Mo-W	d, b	gd	gd	59.1 ± 1.2	K-Ar (bi)	-	-	-	8
37	Cosalá	Cu-Pb-Zn-Ag-Au	sk	-	gd	58.5 ± 1.2	K-Ar (hb)	pi, esf, cpy, arg, gn, th	22	3.4% Cu, 18.6% Zn, 12% Pb, 1415 g/t Ag, 2.7 g/t Au	2, 8, 16
38	La Azulita	Cu-Mo	d, b	-	gd	59.5 ± 1.2	K-Ar (bi)	-	0.5	1.2% Cu, 0.01% Mo	8, 16, 18
39	Malpica	Cu-(Mo)	b	gd	gd	54.1 ± 0.3	Re-Os (mo)	cpi, pi, sch, mo	14	0.8% Cu	8, 17, 26
41	El Arco	Cu-Au	sw	-	di, gd	164.1 ± 0.4	Re-Os (mo)	cc, cpi	600	0.6% Cu, 0.2 g/t Au	19, 20
42	Los Reyes	Cu-W	sk	gd	gd	36.6 ± 0.8	K-Ar (ser)	pi, cpi, bn, cc, sch	1	3% Cu, 7 g/t Ag	2, 8
43	San Martín	Cu, Zn, Au, Au	sk, sw	gd	-	46.2 ± 1.0	K-Ar (bi)	gn, pi, cpi, bn, esf	30.5	1.0% Cu, 5.0% Zn, 150 g/t Ag, 0.3-0.7 g/t Au	2, 8, 21
44	La Colorada (Chalchihuites)	Cu, Au, Ag, Pb, Zn	b, m	gd	dac	53.6 ± 1.1	K-Ar (FK)	Carb. Cu, Au, arg, esf, gn	0.4	0.33 g/t Au, 398 g/t Ag, 3.14% Pb, 1.43% Zn, Cu (?)	8, 21
45	Concepción del Oro	Cu-Au	sk	gd, tn	gr	40.0 ± 1.2	K-Ar (bi)	pi, po, cpi, th, esf	2	2% Cu, 1.6 g/t Au	2, 21
46	La Sorpresa	Cu	b	cz-mz	-	54.0	?	pi-cpi	<1.0	1.2% Cu	22
47	Tandiguán	Cu	sw, b	-	-	-	-	pi, cpi, óxidos	-	-	22
48	Tepalcuatita	Cu-Au	sw, b	gd	félsico (?)	-	-	pi, cpi, Au	27	0.32% Cu, 0.64 ppm Au	22
49	La Verde	Cu-(CO)	b	gd	cz-di	33.4 ± 0.7	K-Ar (hb)	cpi, pi, sch	110	0.7% Cu, (Co)	2, 8, 22, 23
50	San Isidro	Cu	b, sw	gd	rdc	32.5 ± 0.7	K-Ar (hb)	pi, cpi, gn, esf	-	0.4% Cu	2, 8, 22, 23
51	La Manga de Cuimbo	Cu	sw, b	gr, gd	-	-	-	pi, cpi, bn	-	-	22
52	Inguarán	Cu-W	b, sw	cz-mz	-	35.6 ± 0.8	K-Ar (bi)	pi, cpi, mo	7	1.0-1.4% Cu, 0.02-0.04% WO ₃	2, 23
53	Los Cimientos	Cu-Au	sw, b	gr, gd	cz-mz	62.8	?	pi, cc, Au	-	-	22
54	Tiámato	Cu	sw, b	gd, cz-di	rio	-	-	pi, cpi, bn, cc	-	0.1% Cu	22, 23
55	Tumbiscatio	Cu-Au (?)	sw	di	-	-	-	cpi, api	-	1.06% Cu, 28 g/t Ag, 1.25 g/t Au (ensayo)	2
56	Quiricuaro	Cu	sk	gr, gd	cz-mz	-	-	pi, cpi, óxidos	-	-	22
57	El Veladero	Cu	b	gr, gd	cz-mz	-	-	cpi, cc, óxidos	-	-	22
58	Las Salinas (Copper King)	Cu	d, sw	-	cz-mz	62.8 ± 1.4	K-Ar (ser)	pi, cpi, óxidos	-	1.0-1.6% Cu	2, 8, 24
59	Santa Fe	Cu-Au	sk, sw, d	gd	di	2.29 ± 0.1	K-Ar (bi)	cpi, bn, arg	0.4	0.6% Cu, 2.6 g/t Au, 120 g/t Ag, 1.30% Pb	2, 8, 25
60	Tolimán	Cu	sw, d	-	cz-mz	2.24 ± 0.08	K-Ar (ser)	pi, cpi, bn, cc, <mo	-	<0.8% Cu	2, 8, 25

sw: stockwork y vetas; sk: skarn; b: brecha; d: disseminación; lr: remplazamiento de calizas; m: mantos. Rocas intrusivas: cz-feld: pórfido cuarzo-feldespático; lat: latita; di: diorita; mz: monzonita; gr: granito; gd: granodiorita; peg: pegmatita; rdc: riolita; tn: tonalita. Mineralos fechados: bi: biotita; FK: feldespatos potásico; flo: flogopita; hb: hornblenda; mu: muscovita; mo: molibdenita; ser: sericita. Mineralogía metálica: arg: argentita; api: arsenopirita; bn: bornita; cc: calcocita; co: covellita; cpi: calcopirita; gn: galena; mo: molibdenita; pi: pirite; po: powellita; sch: scheelita; esf: esferita; th: tetraedrita; wf: wolframita. Fuentes: 1: Wodzicki, 1995; 2: Barton et al., 2005; 3: Singer et al., 1985; 4: Pérez-Segura, 1985; 5: CRM, 1992; 6: Del Río (com. pers.); 7: Valencia et al., 2006; 8: Damon et al., 1983a; 9: Scherckenbach et al., 1985; 10: Solano-Rico, 1975; 11: Mead et al., 1988; 12: Dreier y Braun, 1995; 13: Espinosa-Perea, 1999; 14: Wilkerson et al., 1988; 15: Shafiqullah et al., 1983; 16: Clark et al., 1988; 17: Barra et al., 2003; 18: Bustamante-Yáñez, 1986; 19: Coolbaugh et al., 1995; 20: Valencia et al., 2004; 21: CRM, 1991; 22: Solano-Rico, 1995; 23: CRM, 1995; 24: CRM, 1999b; 25: CRM, 1999a; 26: Barra et al., 2005.

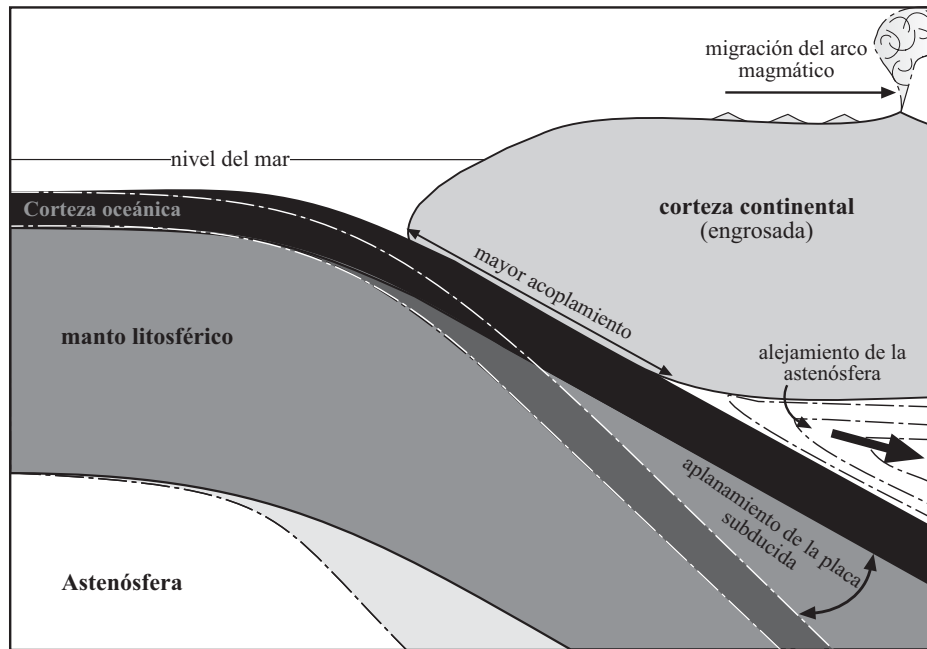


Figura 7. Modelo tectónico esquemático de una zona de subducción en un margen de tipo andino con una corteza engrosada, mostrando la migración del arco magmático hacia el continente debido al aplanamiento progresivo del ángulo de subducción.

el terreno Guerrero se caracteriza por secuencias volcánicas y volcanoclásticas de afinidad oceánica, asociadas con arcos de islas del Jurásico Medio y Cretácico Temprano, los cuales fueron acrecionados a Norte América en el Cretácico Tardío (Campa y Coney, 1983; Centeno-García *et al.*, 1993). Sus afloramientos se extienden desde el norte de Sinaloa, donde se reconocen meta-andesitas, tobas, sedimentos pelágicos, basaltos almohadilados y rocas ultramáficas del Cretácico Temprano (Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 1979; Servais, *et al.*, 1986), y posiblemente desde el sur de Sonora (Valencia-Moreno *et al.*, 2001).

2.2. Caracterización geoquímica e isotópica del basamento encajonante de la mineralización

De acuerdo con Campa y Coney (1983), los diferentes terrenos tectónicos reconocidos en México pudieron haber sido un control decisivo en la acumulación de los metales en los diferentes yacimientos minerales del país. En su mayor parte, los metales fueron concentrados y distribuidos durante la actividad de una serie de eventos magmáticos. En particular, se considera que una importante fracción de la mineralización está claramente asociada con la presencia de plutones graníticos de edad laramídica (90-40 Ma) (*e.g.*, Damon *et al.*, 1983a; Clark *et al.*, 1988; Mead *et al.*, 1988; Barton *et al.*, 1995; Staude y Barton, 2001). El caso más relevante es sin duda la porción norte del cinturón de pórfidos de cobre, el cual se emplazó en varios tipos de basamento. Se ha comprobado que la interacción de los materiales de dichos basamentos con los magmas

laramídicos, modificó la composición química e isotópica de los plutones graníticos asociados (Valencia-Moreno *et al.*, 2001). Debido a que los intrusivos porfídicos causantes de la mineralización de cobre son claramente facies tardías de los plutones graníticos principales (*e.g.*, Damon, 1986), resulta bastante lógico suponer que el tipo de basamento intrusionado pudo haber jugado un papel muy importante en la metalogénesis de los sistemas de pórfidos de cobre.

De acuerdo con el análisis geoquímico e isotópico de las rocas graníticas del noroeste de México, existen evidencias que sugieren que la composición de los magmas asociados al cinturón de granitoides laramídicos fue modificada por la interacción con materiales de distintos bloques corticales (Valencia-Moreno *et al.*, 2001, 2003). Los resultados, resumidos en la Figura 10, indican relaciones isotópicas iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.7070 y 0.7089 en la parte norte del cinturón subyaciendo por las rocas del basamento cristalino proterozoico de Norte América; entre 0.7064 y 0.7073 en la región central dominada por las rocas de cuenca marina del Paleozoico y los sedimentos triásicos del Grupo Barranca; y entre 0.7026 y 0.7062 en la porción sur del cinturón dominada por las rocas del terreno Guerrero. Por otro lado, las relaciones iniciales de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, expresadas en unidades de epsilon neodimio (ϵNd), revelaron una variación similar con firmas entre -5.4 y -4.2 en la porción norte; entre -5.1 y -3.4 en la parte central; y entre -0.9 y +4.2 en la parte sur del cinturón granítico. Como se puede observar, los datos revelan una progresión norte-sur en la composición isotópica inicial, con relaciones de estroncio más altas y valores de ϵNd más negativos en los plutones de la parte norte, y de manera inversa en los granitos de la

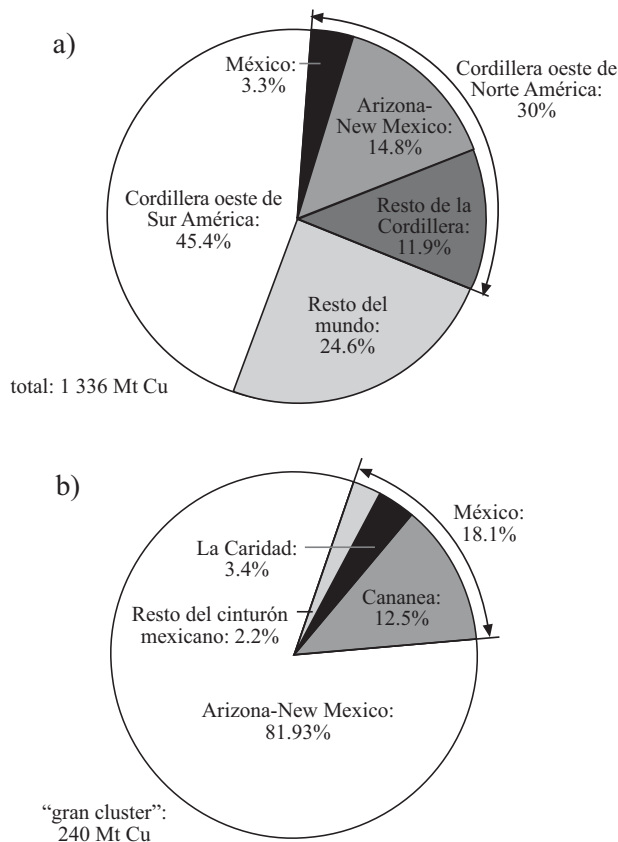


Figura 8. Diagramas del potencial de los depósitos de cobre del noroeste de México, comparados con el resto de los depósitos de pórfido de cobre en el mundo (a), y en el contexto del llamado "gran cluster" de Arizona-New Mexico-Sonora (b) (datos calculados a partir de Singer *et al.*, 2005).

parte sur del cinturón (Figura 10a), lo cual sugiere que la composición del magma fue modificada de manera muy significativa por procesos de asimilación cortical. Aunado a las características isotópicas encontradas, es interesante notar que las rocas graníticas de la parte norte del cinturón mostraron concentraciones considerablemente mayores de tierras raras (REE) y patrones normalizados enriquecidos en REE ligeras, con una característica anomalía negativa de europio muy pronunciada. Por el contrario, los plutones que fueron emplazados en la región sur, subyacente por el terreno Guerrero, mostraron un menor enriquecimiento de REE, y pendientes mucho más planas con anomalías de europio muy poco definidas. Los granitos de la región central tienen firmas geoquímicas e isotópicas que se traslapan, en particular con los granitos de la parte norte, pero en general muestran valores intermedios entre éstos y los que se observan en la región sur del cinturón (Figura 10b).

Asumiendo que los valores iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.706 y ϵNd de -3.4 caracterizan el límite del basamento proterozoico de Norte América, Valencia-Moreno *et al.* (2001) propusieron que el basamento norteamericano se extiende al sur por el subsuelo de Sonora hasta los límites con Sinaloa. Más al sur los valores isotópicos claramente

más primitivos sugieren la existencia de una corteza más juvenil, que puede estar representada por el terreno Guerrero y su basamento deposicional (Figura 10a).

3. Sinopsis de los depósitos de tipo pórfido de cobre de México

El territorio mexicano ha estado sujeto a una continua sucesión de eventos tectono-magmáticos, particularmente desde la parte media del Mesozoico hasta tiempos recientes. Estos eventos han dejado marcadas huellas de su actividad, y en algunos casos, han estado asociados a la generación de numerosos centros mineralizados (*e.g.*, Staude y Barton, 2001), entre los que destaca el cinturón de pórfidos de cobre. Este cinturón se extiende en dirección NW-SE y es notablemente más amplio en la parte norte, debido a un mayor efecto de la tectónica extensional asociada al sistema *Basin and Range* (Damon *et al.* 1983a). La región de Arizona, el oeste de Nuevo Mexico y el norte de Sonora contiene los depósitos más atractivos. Sin embargo, a pesar de su importancia, los depósitos sonorenses están aún muy poco documentados. Hacia la parte sur del cinturón, la mineralización es aún bastante continua, pero las manifestaciones de cobre porfídico hasta ahora conocidas son de una importancia marginal.

En la mayoría de los casos, los sistemas de pórfido cuprífero en esta región se caracterizan por grandes zonas con alteración hidrotermal potásica, filica, propilitica y argílica, relacionadas con la presencia de troncos hipabisales cuya composición varía entre monzonitas y cuarzo-dioritas. La mineralización se presenta principalmente como zonas de stockwork ó en forma diseminada, especialmente hospedada en rocas volcánicas laramídicas de composición intermedia, así como en los mismos intrusivos sub-volcánicos. Existen además importantes concentraciones asociadas con estructuras brechoideas y zonas de skarn, con mineralización de Mo, Ag, Au, W, Pb y Zn. En México, los pórfidos con mineralización de Cu-Mo-W son en general más abundantes e importantes, destacando Cananea y La Caridad, pero existe un segundo tipo de pórfidos con mineralización de Cu-Au que están más restringidos a la porción sur del cinturón en Sinaloa, Baja California (una vez que su posición pre-apertura del Golfo de California ha sido restituida; Figura 11), Michoacán, Guerrero y Chiapas.

3.1. Descripción de los depósitos

De acuerdo a las consideraciones anteriores respecto al basamento del noroeste de México y sus posibles implicaciones metalogenéticas, se dividió el cinturón de pórfidos de cobre en tres dominios: 1) dominio norte, caracterizado por rocas del basamento proterozoico de Norte América y su cobertura sedimentaria neoproterozoica y paleozoica; 2) dominio central, compuesto por rocas paleozoicas de

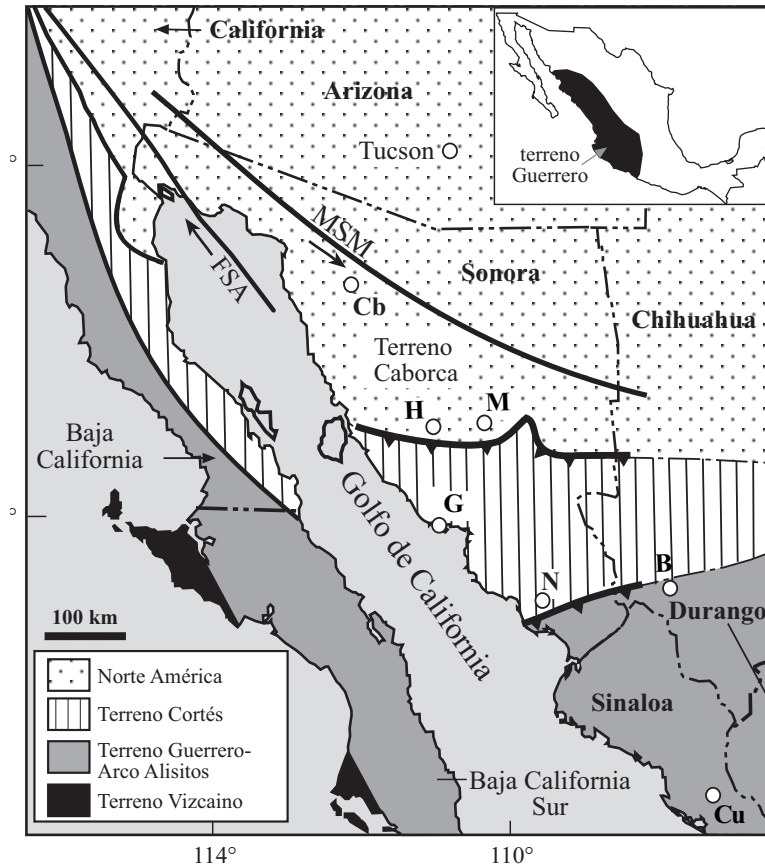


Figura 9. Distribución de los principales rasgos del basamento en el noroeste de México (modificado de Valencia-Moreno *et al.*, 2001). MSM: Megacizalla Mojave-Sonora; FSA: Falla San Andrés; Cb: Caborca; H: Hermosillo; M: Mazatán; G: Guaymas; N: Navojoa; B: Batopilas; Cu: Culiacán.

cuenca marina profunda subyacidas por rocas del basamento proterozoico de Norte América; y 3) dominio sur, cuyo basamento está caracterizado por las rocas del terreno Guerrero y sus cimientos, y por la ausencia de rocas de afinidad norteamericana en el subsuelo (Figura 11). La distribución geográfica de estos dominios y los diferentes depósitos asociados a los mismos se presenta en las Figuras 6 y 12, a las cuales están referidas las distintas localidades mencionadas en la siguiente descripción. Un resumen de las principales características geológico-económicas de los depósitos individuales también se ofrece en la Tabla 1.

3.2. Dominio Norte

3.2.1. Distrito de Cananea.

Cananea constituye el distrito minero más importante de México, y se reconoce como una de los principales complejos de pórfido de cobre en el mundo (Bushnell, 1988). Se localiza en la parte norte de Sonora, a aproximadamente 250 km al noreste de Hermosillo y 160 km al sur de Tucson, Arizona (Figura 6). La zona mineralizada se extiende en dirección NW-SE, e incluye los depósitos de Cananea (1), Mariquita (2), María (3), Lucy (4),

Milpillas (5) y El Alacrán (6), entre los más relevantes. La geología de Cananea exhibe un basamento de unos 1,000 m de espesor de cuarcitas y carbonatos del Cámbrico al Carbonífero, dividido en las Formaciones Bolsa, Abrigo, Escabrosa y Martín, subyacidos por un granito proterozoico con una edad U-Pb en circones de $1,440 \pm 15$ Ma (Anderson y Silver, 1977). Estas rocas descansan de manera discordante por debajo de una gruesa secuencia de tobas y flujos de composición intermedia a félsica de las Formaciones Elenita y Henrietta de posible edad triásica (?) y jurásica (Valentine, 1936). Por encima aparece una cubierta volcánica discordante de unos 1500 m de espesor, dominada por flujos de andesitas y dacitas laramídicas de las Formaciones Mariquita y Mesa (Meinert, 1982; Bushnell, 1988). El volcanismo laramídico estuvo acompañado por varios pulsos intrusivos contemporáneos, que incluyen la diorita Tinaja, la granodiorita Cuitaca y la monzo-diorita Chivato. Estos dos últimos intrusivos presentan edades U-Pb en circones de 64 ± 3 Ma y 69 ± 1 Ma, respectivamente (Anderson y Silver, 1977). Las inyecciones tardías de plutones porfídicos cuarzo-feldespáticos y troncos riolíticos, algunos de los cuales son responsables de la mineralización en el distrito de Cananea, presentan edades entre 59.9 ± 2.0 Ma y 57.4 ± 1.6 Ma (Wodzicki, 2001).

La mayor parte de la producción de cobre proviene de la mina de Cananea, a partir de la explotación a cielo abierto de importantes horizontes de enriquecimiento supergénico con más de 500 m de espesor, relacionados a una serie de pórfidos cuarzo-feldespáticos (Meinert, 1982; Wodzicki, 2001). Sin embargo, las leyes más altas están asociadas a chimeneas brechoides, las cuales fueron minadas en el pasado, aunque algunas son aún de gran importancia económica (Bushnell, 1988). Entre éstas, la brecha de La Colorada fue sobresaliente, con 7 Mt de mineral de mineral con leyes del 6% de Cu, 0.4 de Mo y valores de Au y Ag (Ramón Ayala, Mexicana de Cananea, S.A. de C.V., com. pers.). Además, algunos depósitos tipo skarn dominados por bornita y calcopirita también fueron minados antiguamente en Puertecitos, al noroeste de la mina de Cananea (Meinert, 1982; Enaudí, 1982). Las reservas estimadas de Cananea suman 7140 Mt de mineral con 0.42% de Cu, 0.008% de Mo y 0.012 gr/ton de Au (Singer *et al.*, 2005), representando un total de 30 Mt de Cu metálico. La mineralización tuvo lugar entre 58.5 ± 2.1 Ma y 52.8 ± 2.3 Ma, de acuerdo con edades K-Ar en biotita y sericita, respectivamente (Barton *et al.*, 1995), aunque una edad K-Ar en flogopita de la brecha La Colorada indicó 59.9 ± 2.1 Ma (Damon *et al.*, 1983a). Debido a su importancia, la zona de Cananea es la región mejor estudiada del cinturón (*e.g.*, Perry, 1933; Valentine, 1936; Meinert, 1982; Bushnell, 1988; Wodzicki, 2001). Sin embargo, las características geológicas y los aspectos relacionados al origen de la mineralización son aún poco conocidos, particularmente en términos de una evaluación basada en técnicas modernas de geoquímica y geoquímica isotópica.

Los depósitos de Milpillas y Mariquita se ubican a unos 14 km al noroeste de la mina de Cananea y están separados entre sí por una distancia de 5 km. Ambos depósitos están actualmente en operación, sin embargo, aún se encuentran poco documentados en la literatura. Mariquita contiene 35 Mt de mineral con leyes de 0.4-0.6% de Cu, mientras que para Milpillas se estiman reservas de 30 Mt con 2.5% de Cu. Ambos depósitos presentan una geología similar a la descrita para el distrito en general, con la particularidad de que en esta zona las rocas más antiguas corresponden a flujos volcánicos de la Formación Henrieta de probable edad jurásica, que fueron intrusionadas por una serie de pórfidos de cuarzo-feldespato a los cuales se asocia la mineralización primaria. Ambos depósitos exhiben gruesos depósitos de gravas terciarias que cubren la zona mineralizada de manera parcial en Mariquita, y totalmente en el caso de Milpillas. Es importante hacer notar que este sepultamiento clástico-continental pudo haber tenido una influencia importante en los procesos de enriquecimiento y formación de cobre exótico. Estudios recientes de Re-Os en molibdenitas de Milpillas indicaron una edad de aproximada de 63 Ma (Valencia *et al.*, 2006).

Existen también otros dos depósitos de tamaño relativamente menor pero con altas leyes, ubicados muy cerca de la mina de Cananea, conocidos como María y Lucy. El

primero se ubica a unos 10 km al noroeste de Cananea y se encuentra actualmente agotado, mientras que el segundo está aún en operación, aunque sus características principales no han sido documentadas. Lucy es un depósito muy pequeño y relativamente simple, que está constituido por un tronco de granodiorita con una espectacular mineralización de molibdenita y cantidades menores de calcopirita, con una edad Re-Os muy parecida a la observada en Milpillas (Rafael del Río Salas, University of Arizona, com. pers.). En el caso de María, una descripción muy detallada de sus características fue presentada por Wodzicki (2001). Este depósito está centrado en un tronco cuarzo-feldespático y se caracteriza por una zona de stockwork de calcopirita de unos 7 Mt con leyes del 0.8% de Cu y 0.04% de Mo, y una brecha pegmatítica con sulfuros masivos de aproximadamente 1.6 Mt con el 6% de Cu, 0.36% de Mo y 31 gr/ton de Ag (Barton *et al.*, 1995). La producción, concluida en 1996, incluyó un total de 0.65 Mt con 9.45% de Cu y 0.232% de Mo de la zona de sulfuros masivos, y 0.4 Mt con 1.30% de Cu y 0.53% de Mo de la brecha pegmatítica (Wodzicki, 2001).

El Alacrán (6), ubicado ~17 km al sureste de la mina de Cananea, es un depósito de 0.7 Mt de mineral con 0.5% de Cu (Consejo de Recursos Minerales, 1992) hospedado en una secuencia de rocas volcánicas de 700 m de espesor, compuesta por derrames, tobas y aglomerados de composición intermedia. Esta secuencia está intrusionada por diques y troncos porfídicos de composición cuarzo-feldespática orientados NE-SW, considerados como los responsables de la mineralización. De acuerdo con fechamientos K-Ar en biotitas, la edad de la alteración hidrotermal se estima en 56.7 ± 1.2 Ma (Damon *et al.*, 1983a), y está caracterizada por una zona potásica enmascarada por un importante halo de cuarzo-sericita cercana a los intrusivos porfídicos y una alteración propilitica periférica. La mineralización está mayormente distribuida en la zona potásica y la zona cuarzo-sericitica, y consiste en calcopirita y molibdenita en forma diseminada y en stockwork. Estudios recientes de Re-Os en molibdenitas de este depósito arrojaron edades de 60.9 ± 0.2 y 60.8 ± 0.2 Ma (Barra *et al.*, 2005).

3.2.2. Distrito de Nacozari.

Nacozari representa el segundo distrito en tamaño dentro del cinturón de pórfidos cupríferos del noroeste de México, destacando como un importante productor de cobre a escala mundial. Este distrito se localiza en el noreste de Sonora a 185 km al N-NE de Hermosillo, y su principal centro mineralizado se ubica a aproximadamente 1.5 km al este del poblado de Nacozari de García. Sus principales ocurrencias son La Caridad (7), Pilares (8), Bella Esperanza (9), Los Alisos (10), Florida-Barrigón (11) y El Batamote (12). La geología del distrito incluye rocas sedimentarias del Cretácico Temprano pertenecientes al Grupo Bisbee, las cuales afloran mejor en la parte noroeste del área en la zona de Florida-Barrigón (Theodore y Priego de Wit,

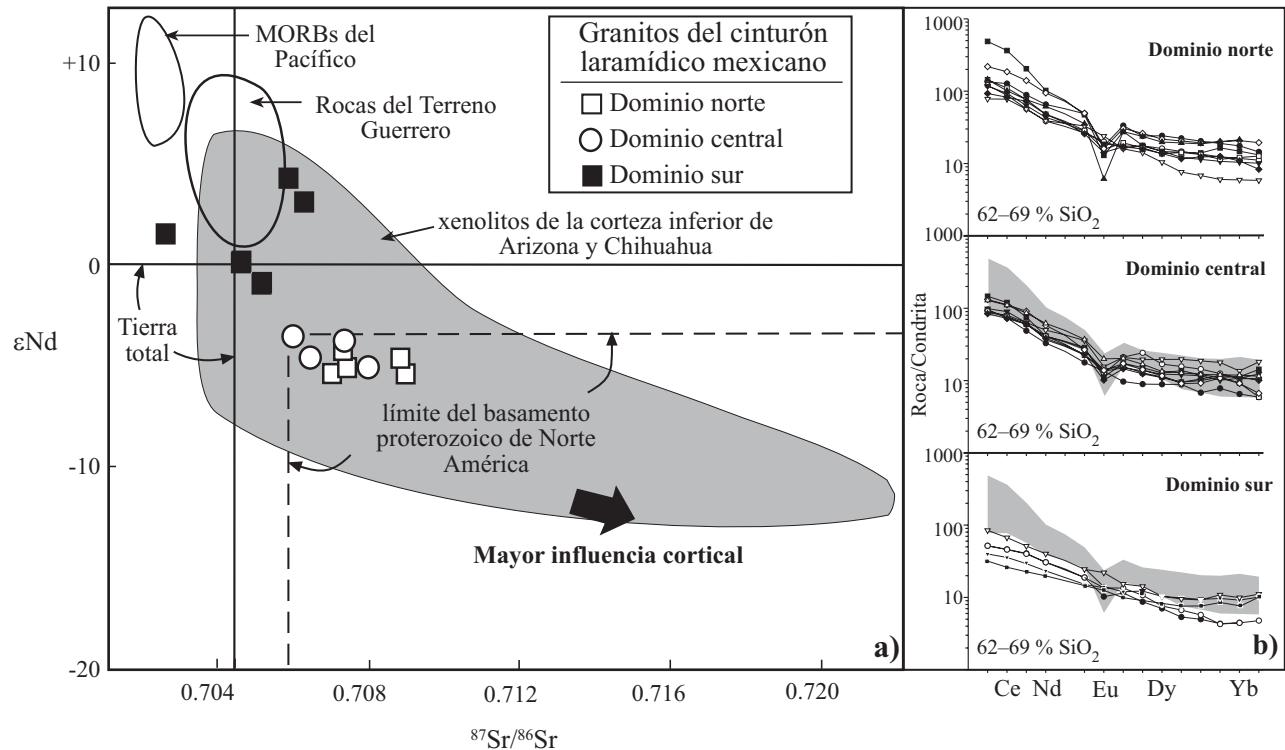


Figura 10. Diagrama de correlación isotópica Sr-Nd (a) y de la composición de tierras raras (b) para rocas intrusivas laramídicas en el noroeste de México. El espectro gris en (b) muestra el campo composicional de los granitos emplazados en el dominio norte. Modificado de Valencia-Moreno *et al.*, 2001 y 2003.

1978). Una gran parte del área está cubierta por flujos de derrames y tobas intermedias y félsicas de edad laramídica, las cuales están intrusionadas por una serie de troncos sub-volcánicos. La mina de La Caridad es el sitio más importante y mejor estudiado del distrito (*e.g.*, Echavarría-Pérez, 1971, 1973; Livingston, 1973, 1974; Seagart *et al.*, 1974; Berchenbriter, 1976), aunque esto es relativo ya que no existe mucha información actualizada sobre este depósito. Es por mucho la zona con mayor acumulación de metales, con un aproximado de más de 1800 Mt de mineral con 0.452% de Cu y 0.0247% de Mo (Singer *et al.*, 2005), representando un volumen total de 8.14 Mt de Cu contenido. La mineralización está asociada a un intrusivo cuarzo-monzonítico de edad comprendida entre 54-55 Ma (Damon *et al.*, 1983a). Esta edad es ligeramente más antigua a las edades obtenidas recientemente en base a Re-Os en molibdenitas estimada entre 53.8 y 53.6 Ma (Valencia *et al.*, 2004), lo que sugiere que el evento magmático-hidrotermal en La Caridad fue relativamente corto. El resto de los centros mineralizados están inactivos; sin embargo, actualmente se están realizando campañas de exploración en algunas zonas, incluyendo Los Alisos y Florida-Barrigón. Cabe mencionar que la mina Pilares fue uno de los primeros sitios en desarrollar actividad minera en el norte de Sonora. Este depósito consiste en una brecha volcánica de composición latítica, cuyos fragmentos se encuentran cementados por especularita. Bella Esperanza consiste en una zona de stockwork y brechas asociadas

a un tronco cuarzo-monzonítico de 55.9 ± 1.2 Ma (K-Ar en biotita), emplazado en rocas volcánicas laramídicas (Damon *et al.*, 1983a). El depósito está caracterizado por una impresionante zona de oxidación, sin embargo no se ha detectado aún la presencia de mineralización económica.

3.2.3. Distrito de Cumobabi.

Aunque actualmente inactivo, hace algunos años el distrito de Cumobabi figuró como el primer productor de molibdeno del país, con una producción reportada de 2.9 Mt de mineral con leyes de 0.245% de Mo y 0.165% de Cu (Consejo de Recursos Minerales, 1992). Este distrito se ubica en la porción norte-central de Sonora a 150 km al noreste de Hermosillo. Su importancia estaba centrada en la brecha de San Judas (13), aunque existen muchas otras zonas mineralizadas entre las que destacan Transvaal (14), Cobre Rico (15) y Washington (16). La geología del distrito de Cumobabi es relativamente simple en el sentido de que no se conocen afloramientos del basamento pre-laramídico. Las rocas más antiguas consisten en andesitas y dacitas cortadas por un plutón monzonítico con una edad K-Ar en biotita de 63.1 ± 1.7 Ma, expuesto en la zona de San Judas (Scherkenbach *et al.*, 1985). Por otro lado, un plutón granodiorítico en el área de la mina Washington dio una edad K-Ar en biotita de 56.4 ± 1.2 Ma (Damon *et al.*, 1983a), lo cual aproximadamente constriñe la edad del evento intrusivo pre-mineral en el distrito de Cumobabi. Edades K-Ar en biotita y sericita asociadas al evento hidrotermal

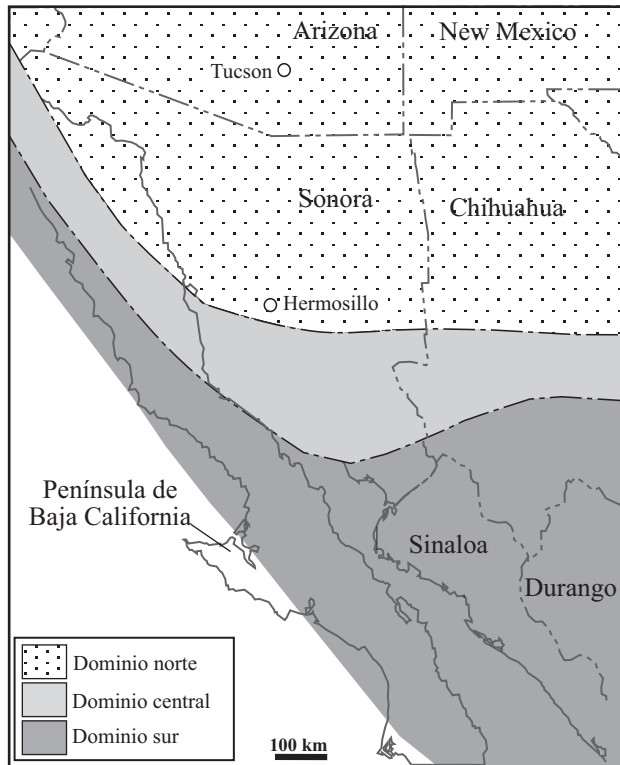


Figura 11. Mapa de la distribución hipotética de los distintos dominios de basamento en los que se emplazó el cinturón de pórfidos de cobre el noroeste de México, mostrando la península de Baja California restituida a su posición pre-apertura del Golfo de California (de acuerdo con Gastil *et al.*, 1991).

indicaron un rango de entre 56 y 40 Ma (Scherkenbach *et al.*, 1985; Damon *et al.*, 1983a), lo cual sugiere un periodo relativamente largo para actividad hidrotermal en este distrito. Sin embargo, recientemente dos edades Re-Os en molibdenitas indicaron una edad coincidente de 58.7 ± 0.2 Ma (Barra *et al.*, 2005).

De acuerdo con Scherkenbach *et al.* (1985), la mineralización en Cumobabi ocurrió en dos pulsos principales. El primero estuvo asociado a la alteración potásica y consiste en molibdenita, pirita, cuarzo, calcopirita, anhidrita y apatito. El segundo pulso se asocia a la alteración sericitica y consiste en calcopirita, ilmenita, anhidrita, tetraedrita, esfalerita, galena, siderita y turmalina. Las brechas de la zona de San Judas-Transvaal comúnmente contienen más del 10% de Mo, mientras que las rocas en las que se emplazaron estas estructuras contienen menos del 0.01% de Mo. En la mina Washington, las brechas están dominadas por pirita, calcopirita, molibdenita y scheelita asociada a la alteración potásica (Simmons y Sawkins, 1983). El depósito de Cobre Rico es muy poco conocido en la literatura, pero se sabe que tuvo actividad minera en el pasado (Scherkenbach *et al.*, 1985). Se trata de una brecha de colapso hospedada en rocas volcánicas, desarrollada en una zona de alteración sericitica y propilitica (Echávarri-Pérez, 1978; Consejo de Recursos Minerales, 1992).

3.2.4. El Crestón.

El Crestón (17) es un depósito aislado ubicado al oeste del distrito de Cumobabi, a unos 100 km al norte de Hermosillo. Se caracteriza por la presencia de un complejo meta-plutónico de edad paleoproterozoica formado por gneises y esquistos cortados por el granito Crestón cuya edad U-Pb en circones es de aproximadamente 1730 Ma (Valenzuela-Navarro *et al.*, 2003, 2005). Estas rocas forman una estructura de tipo “techo colgante” sobre un plutón granodiorítico de edad laramídica, cortado por un intrusivo porfídico cuarzo-feldespático. En esta estructura se aloja la parte principal del depósito, el cual es considerado como un pórfido de molibdeno (Valenzuela-Navarro *et al.*, 2005). La mineralización consiste esencialmente de molibdenita y calcopirita asociada con las zonas de alteración filica y potásica (Leon y Miller, 1981). Las reservas se estiman en 100 Mt con 0.16% de Mo y concentraciones menores de Cu (Pérez-Segura, 1985). La alteración sericitica en las fracturas del granito Crestón indicó una edad K-Ar de 53.5 ± 1.1 Ma (Damon *et al.*, 1983a), la cual representa la edad aproximada de la mineralización. Recientemente se obtuvo una edad similar basada en Re-Os en molibdenitas de 53.6 ± 0.2 Ma (Barra *et al.*, 2005).

3.3. Dominio Central

3.3.1. Distrito de Suaqui Grande.

El distrito de Suaqui Grande se localiza en la región centro-oriental de Sonora a unos 150 km al E-SE de Hermosillo, e incluye los depósitos de Lucía (18), Suaqui Verde (19), Cuatro Hermanos (20), San Antonio de La Huerta (21) y Aurora (22) como los principales centros mineralizados. La geología de Suaqui Grande difiere de los distritos ubicados al norte, básicamente en el hecho de que no se conocen afloramientos de rocas del basamento proterozoico ni de su cubierta sedimentaria. Las rocas más antiguas consisten en una secuencia fuertemente deformada de rocas sedimentarias de cuenca marina profunda del Paleozoico, sobreyacidas de manera discordante por rocas clástico-continuales del Triásico Tardío asociadas al Grupo Barranca. Estas rocas están a su vez cubiertas por una secuencia de flujos y tobas intermedias de edad laramídica, las cuales presentan un miembro superior más félsico con horizontes locales de sedimentos lacustres (McDowell *et al.*, 1994; 2001). Las rocas volcánicas laramídicas son particularmente abundantes en esta región de Sonora, en relación a la zona más al norte, en Sonora central, la cual pudo haber estado sujeta a los efectos de un mayor levantamiento tectónico y erosión (Valencia-Moreno *et al.*, 2001). Rocas intrusivas con composiciones entre cuarzo-diorita y granito indican edades K-Ar entre 63.3 ± 3.3 Ma a 49.6 ± 1.2 Ma (Damon *et al.*, 1983a y 1983b) para esta parte del cinturón. Estos plutones están acompañados por intrusivos porfídicos tardíos de composición cuarzo-diorítica y cuarzo-monzonítica, algunos de los cuales constituyen los

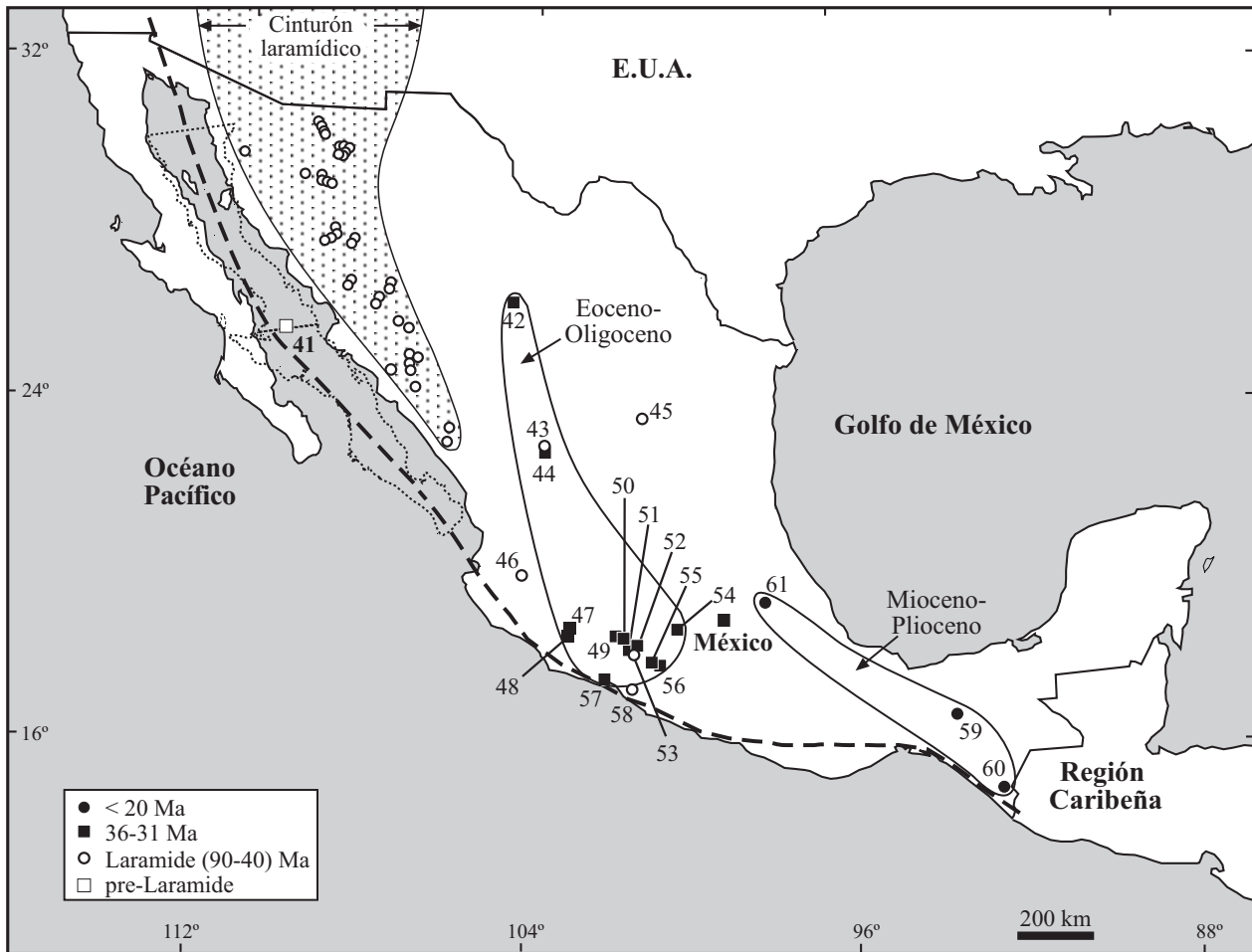


Figura 12. Mapa del cinturón de pórfidos de cobre y depósitos afines de México mostrando los depósitos individuales discutidos en el texto. La región identificada como el “cinturón laramídico” representa la zona potencialmente más importante y relativamente más antigua del cinturón. Las líneas punteadas representan los límites del cinturón y las regiones delimitadas en la parte central y sur del mismo indican posibles dominios temporales.

centros de la mineralización de cobre del distrito. Edades K-Ar obtenidas en minerales de alteración sugieren que el pulso hidrotermal tuvo lugar entre 59 y 53 Ma (Damon *et al.*, 1983a).

A pesar de que ninguno de los sitios mineralizados de Suaqui Grande es actualmente económico, recientemente se han realizado programas de barrenación en San Antonio de La Huerta y Cuatro Hermanos. El depósito de San Antonio de La Huerta, también llamado “Luz de Cobre” se desarrolló en una secuencia de rocas sedimentarias de cuenca marina del Paleozoico sobreyacidas por las rocas triásicas del Grupo Barranca. La mineralización se relaciona esencialmente a estructuras brechoides con molibdenita, calcopirita, calcocita, covelita y digenita, incluyendo 207.4 ton of U_3O_8 (Barton *et al.*, 1995; Pérez-Segura, 1985). Además, existen valores de Au y Ag en vetas de cuarzo y zonas de reemplazamiento cercanas a las brechas (Barton *et al.*, 1995). El depósito Aurora, ubicado un poco al sur de San Antonio, es uno de los menos conocidos en el distrito con leyes máximas del 0.1% de Cu y 0.015% de Mo (Solano-Rico, 1975). En Cuatro Hermanos, el depósito

mineral se asocia a cuerpos porfídicos de granodiorita y granito (Zürcher, 2002), y consiste en brechas mineralizadas con pirita, calcopirita y molibdenita, con una pequeña zona de enriquecimiento supergénico y reservas de aproximadamente 212 Mt con 0.43% de Cu y 0.022% de Mo (Pérez-Segura, 1985; Barton *et al.*, 1995). Estudios recientes de Re-Os en molibdenitas arrojaron una edad de 55.7 ± 0.3 Ma para este depósito (Barra *et al.*, 2005). En Suaqui Verde, la mineralización está asociada a una zona de alteración potásica controlada por un intrusivo cuarzo-diorítico, y se caracteriza por la presencia de pirita, calcopirita y molibdenita (Flores-Vázquez *et al.*, 2004). Se observa además una pequeña zona de enriquecimiento supergénico con leyes de 0.1-0.15% de Cu en forma de calcocita (Pérez-Segura, 1985; Barton *et al.*, 1995) y una interesante zona de óxidos de cobre como cementante de un conglomerado, indicando la presencia de cobre exótico. Dos fechamientos recientes basados en Re-Os en molibdenitas indicaron edades de 56.8 ± 0.2 y 57.0 ± 0.3 Ma para este depósito (Barra *et al.*, 2005). Lucía es un depósito pequeño ubicado al oeste de Suaqui Verde, en el que se reconoce una zona

mineralizada con Cu-Mo en *stockwork* y brechas asociadas a un plutón tonalítico (Pérez-Segura, 1985), del cual existe muy poca información en la literatura. Se mencionan además los depósitos de San Martín, La Cardelena, San Ignacio y Mónica como otros posibles pórfidos de cobre en este distrito (Consejo de Recursos Minerales, 1992), pero sus características geológico-económicas no han sido documentadas.

3.3.1. Distrito de San Nicolás.

San Nicolás se localiza en la parte oriental de Sonora, cerca del límite con Chihuahua y a unos 200 km al E-SE de la ciudad de Hermosillo. La geología del distrito consiste en un intrusivo granodiorítico con una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornablenda de 56.7 ± 0.40 Ma (Gans 1997), y una secuencia de rocas volcánicas contemporáneas de composición intermedia, cubiertas por gruesas pilas de flujos ignimbríticos del Oligoceno-Mioceno. Es interesante hacer notar que este distrito, al igual que el de Suaqui Grande, se localizan dentro de la cuenca tectónica del Grupo Barranca anteriormente mencionada, que se considera una estructura tipo rift (Stewart y Roldán-Quintana, 1991). La aparente orientación E-W en la distribución de los diferentes depósitos en esta zona sugiere que las estructuras profundas que limitan esta cuenca pudieron haber servido como un importante control para la circulación de los fluidos mineralizantes.

El distrito de San Nicolás incluye dos depósitos conocidos como Los Verdes (23) y Tres Piedras (24), ambos localizados en el plutón granodiorítico. En Los Verdes, la mineralización consiste en un skarn de granate-epidota-cuarzo-calcita con fluorita, pirita, calcopirita y powellita. Presenta también una serie de diques pegmatíticos con wolframita, molibdenita, pirita, calcopirita, calcocita y scheelita, y una zona de alteración tipo "greisen" con scheelita y calcopirita (Barton *et al.*, 1995). Las reservas de Los Verdes se estiman en 10 Mt de mineral con 0.25% de Mo, 0.2% de Cu y 0.2% de WO_3 (Pérez-Segura, 1985). Este depósito se encuentra actualmente inactivo, pero entre 1916-1945 produjo 90,000 tons de mineral con 1.3% de WO_3 (Barton *et al.*, 1995). En Tres Piedras, la mineralización se asocia a una brecha con pirita, calcopirita, bornita, molibdenita, wolframita y scheelita (Mead *et al.*, 1988).

3.4. Dominio Sur

3.4.1. Piedras Verdes.

Piedras Verdes (25) es un depósito aislado localizado en el sur de Sonora, a 35 km al este de la ciudad de Navojoa (Figura 6). De acuerdo con Dreier y Braun (1995), la mineralización se emplazó en una secuencia deformada de sedimentos marinos de aguas profundas, que pudiera correlacionarse con una secuencia similar que aflora en el norte de Sinaloa (Mullan, 1978; Gastil *et al.*, 1991). Estas rocas están intrusionadas por una granodiorita laramídica, cortada a su vez por una familia de pórfidos, incluyendo un

plutón granodiorítico de unos 62 Ma, a los cuales se asocia la mineralización, fechada por Re-Os en molibdenitas en aproximadamente 60 Ma (Espinosa-Perea, 1999). De acuerdo con Dreier y Braun (1995), el depósito de Piedras Verdes consiste en un *stockwork* de pirita, calcopirita y molibdenita con contenidos del 0.15%-0.3% de Cu y valores de Mo relativamente mayores en las partes interiores del sistema, decreciendo a menos de 0.1% de Cu y casi nada de Mo hacia afuera. Incluye además una zona de enriquecimiento secundario a partir de una mena primaria de baja ley de pirita y calcopirita. Se estiman reservas de 290 Mt de mineral con una ley promedio de 0.37% de Cu (Espinosa-Perea, 1999).

Al noreste de Navojoa (Figura 6) y relativamente cerca de Piedras Verdes, existe un skarn conocido como Sara Alicia (26), que se desarrolló en el contacto entre sedimentos mesozoicos indiferenciados con un intrusivo laramídico. Este skarn está muy poco documentado en la literatura, sin embargo, lo más interesante de este pequeño depósito es la presencia de una rara asociación polimetálica, caracterizada por Au-Cu-Co (Pérez-Segura, 1985; Pérez-Segura *et al.*, 1995). Esta asociación de metales pudiera ser indicativa de condiciones radicalmente distintas en la fuente, en comparación con los distritos localizados más al norte en el cinturón de cobre.

3.4.2. Distrito de Batopilas.

El distrito de Batopilas se localiza en el suroeste de Chihuahua cerca del límite Sonora-Sinaloa-Chihuahua, en la región del poblado del mismo nombre (Figura 6). El distrito incluye algunas zonas que llegaron a ser famosas minas de plata (Goodell, 1995), las cuales se consideran posiblemente asociadas con sistemas de pórfido de cobre (Wilkerson *et al.*, 1988). Las rocas más antiguas en Batopilas consisten en andesitas muy alteradas y rocas plutónicas contemporáneas de composición granodiorítica y cuarzo-diorítica (Bagby *et al.*, 1981). Estas rocas están discordantemente sobreyacidas por una secuencia del Oligoceno de brechas volcánicas, conglomerados y tobas riolíticas (Wilkerson *et al.*, 1988). A pesar de los muchos depósitos minerales que se conocen en este distrito, sólo en dos casos parecen representar verdaderos pórfidos de cobre, que son Satevo-Tahonas (27) y Cerro Colorado (28). El primero contiene Au en una superficie de oxidación llamada el gossan de Corralitos, probablemente asociado a una micro-cuarzodiorita con una edad K-Ar en biotita de 51.6 ± 1.1 Ma (Wilkerson *et al.*, 1988). Las reservas se estiman en 4 Mt de mineral con leyes del 4% de Cu y 2 Mt de mineral con leyes de entre 2 a 3 gr/ton de Au y concentraciones variables de Cu en las partes superiores de la superficie de oxidación (Barton *et al.*, 1995). En Cerro Colorado, la mineralización se asocia con una intrusión dómica de granodiorita que dio lugar a zonas de *stockwork* con pirita y cuarzo con Au, cuyas reservas se estiman en unos 3 Mt de mineral con 0.3% de Cu y 0.4 gr/ton de Au (Barton *et al.*, 1995).

3.4.3. Distrito de Choix

El distrito de Choix se localiza en el noroeste de Sinaloa a 25 km al N-NW del poblado de Choix. Incluye los depósitos de Santo Tomás (29) y La Reforma (30), ambos ubicados en el batolito de Choix. Santo Tomás consiste en una zona con cobre diseminado en un sistema centrado en un pórfido cuarzo-monzonítico hospedado en calizas cretácicas y andesitas metamorfozadas (Bustamante-Yáñez, 1986; Clark *et al.*, 1988). La edad de la mineralización, en base a una edad K-Ar en sericita es de 57.2 ± 1.2 Ma (Damon *et al.*, 1983a). Las reservas del depósito se estiman en 250 Mt con valores de 0.45 a 0.52% de Cu, incluyendo un horizonte de enriquecimiento secundario de aproximadamente 14 Mt con 0.74% de Cu y 0.05 gr/ton de Au (Barton *et al.*, 1995). Existen además otras zonas aledañas a estos depósitos como El Magistral, ubicada unos pocos kilómetros al sureste de Santo Tomás, donde se observan varias brechas con oro libre en superficies de oxidación, particularmente en El Orito y El Plátano, las cuales han tenido una continua actividad minera informal (Bustamante-Yáñez, 1986). La Barranca es otra brecha cercana con mineralización de Au y Cu asociada a una superficie de enriquecimiento secundario con evidencias de antiguas obras mineras (Bustamante-Yáñez, 1986). El depósito de La Reforma, ubicado a unos 7.5 km al norte de Santo Tomás, contiene mineralización de Zn-Pb-Cu-Ag en zonas de reemplazamiento de calizas cretácicas, cortadas por una granodiorita y un pórfido granítico que dieron edades K-Ar en biotita de 59.9 ± 1.3 y 59.2 ± 1.3 Ma, respectivamente (Damon *et al.*, 1983a; Clark *et al.*, 1988).

3.4.4. La Guadalupeana y Cerro Colorado.

Muy poco se conoce en la literatura respecto a las características geológicas y económicas de prospectos de La Guadalupeana (31) y Cerro Colorado (32). En el caso de La Guadalupeana, el depósito consiste en una pequeña zona mineralizada ubicada en la parte suroeste de Chihuahua cerca del límite con Sinaloa, y consiste en vetas de fisura con Cu, Mo y W cortando a un intrusivo granodiorítico con una edad K-Ar en biotita de 59.4 ± 1.2 Ma (Damon *et al.*, 1983a). En Cerro Colorado, localizado a 50 km al sureste de La Guadalupeana, la mineralización consiste en una brecha de relleno con pirita y molibdenita, desarrollada en un plutón de granodiorita (Bustamante-Yáñez, 1986), con una edad K-Ar en biotita de 48 ± 1.2 Ma (Shafiqullah *et al.*, 1983), la cual es bastante cercana a la edad K-Ar en sericita de 46.3 ± 1.2 Ma estimada para el evento hidrotermal (Damon *et al.*, 1983a), sugiriendo un lapso relativamente corto para el proceso magmático-hidrotermal.

3.4.5. Distrito de Tameapa.

El distrito de Tameapa se localiza en la parte oriental de Sinaloa, a 120 km al norte de la ciudad de Culiacán (Figura 6), y comprende los depósitos de Tameapa (33), San José del Desierto (34) y Los Chicharrones (35). En Tameapa se estiman reservas de unos 27 Mt de mineral con

aproximadamente el 0.37% de Cu (Barra *et al.*, 2003). El depósito consiste en una zona de stockwork y una serie de brechas asociadas a un plutón cuarzo-monzonítico fechado por K-Ar en biotita en 54.1 ± 1.1 Ma (Damon *et al.*, 1983a). Edades obtenidas recientemente mediante el método Re-Os en molibdenitas sugieren dos pulsos principales para la mineralización aproximadamente a los 57 y 53 Ma, respectivamente (Barra *et al.*, 2003). Para la zona de stockwork se estima un contenido de entre 2 y 7% de sulfuros, mientras que las brechas contienen 0.2% de Cu y $\sim 0.006\%$ de Mo (Barton *et al.*, 1995). El depósito de San José del Desierto, ubicado en el noroeste de Durango cerca de la intersección con Chihuahua y Sinaloa, consiste en brechas de relleno y mineral diseminado con Cu, Mo y W asociados a troncos de cuarzodiorita y cuarzomonzonita (Clark *et al.*, 1988; Bustamante-Yáñez, 1986). La sericita y la biotita de las zonas de brecha y diseminación indicaron edades K-Ar de 63.3 ± 1.3 y 59.1 ± 1.2 Ma, respectivamente, para el evento hidrotermal asociado a la mineralización (Damon *et al.*, 1983a). El depósito de Los Chicharrones, ubicado a unos 15 km al sur de Tameapa, consiste en un stockwork con Mo en vetillas y en forma diseminada (Bustamante-Yáñez, 1986). Dicha mineralización está asociada con un plutón de cuarzomonzonita con una edad K-Ar en biotita de 56.2 ± 1.2 Ma (Damon *et al.*, 1983a), emplazado en una secuencia cretácica de sedimentos y andesitas. De acuerdo con el reporte de Bustamante-Yáñez, otras dos zonas aledañas a estos depósitos denominados Virginia-Washington y Pirindongos, presentan buenos indicios de mineralización de Cu y Au en zonas de oxidación, la cual ha tenido una gran actividad por parte de los mineros locales.

3.4.6. Las Higueras.

Las Higueras (36) es un depósito aislado ubicado en la parte centro-oriental de Sinaloa a unos 30 km al N-NE de Culiacán. Sus características se conocen muy poco en la literatura, pero se reporta como una zona mineralizada con molibdenita y calcopirita asociada a vetas de cuarzo y diseminaciones (Bustamante-Yáñez, 1986). Análisis isotópicos de K-Ar en biotita y sericita indican edades de 54.9 ± 1.2 y 49.0 ± 1.0 Ma para el plutón granodiorítico mineralizante y para el evento hidrotermal, respectivamente (Damon *et al.*, 1983a).

3.4.7. Distrito de Cosalá.

El distrito de Cosalá (37) se localiza en la porción sureste de Sinaloa, cerca del límite con Durango y a unos 90 km al sureste de Culiacán. Incluye algunas zonas mineralizadas entre las que destacan Nuestra Señora, Promontorio, Mamut, Verde, Proveedora, Bolaños y Cerro San Rafael. La mineralización está hospedada principalmente en calizas cretácicas, y está asociada al emplazamiento de un plutón granodiorítico fechado por K-Ar en biotita en 59.0 ± 1.2 Ma (Damon *et al.*, 1983a). El depósito consiste en zonas de skarn, reemplazamiento y vetas (Barton *et al.*, 1995) con mineralización de Cu-Pb-Zn-Ag-Au, y ha producido unos

15 Mt de mineral de la zonas de skarn con 4.1% de Cu, 25.5% de Zn, 15.2% de Pb, 1,400 gr/ton de Ag y 3.4 gr/ton de Au; 5 Mt de la zona de reemplazamiento con 2.5% de Cu, 4.8% de Zn, 5.7% de Pb, 720 gr/ton de Ag y 1 gr/ton de Au; y ~2 Mt de vetas con 0.9% de Cu, 1.9% de Zn, 3.6% de Pb, 3270 gr/ton de Ag y 1.2 gr/ton de Au (Barton *et al.*, 1995). En la Tabla 1 se muestra un promedio global de esta producción.

3.4.8. Malpica.

El prospecto Malpica (39) se localiza al oriente de Mazatlán, en el sur de Sinaloa, y consiste en dos brechas cementadas por turmalina (Bustamante-Yáñez, 1986), que fueron emplazadas en un plutón granodiorítico cortado por un intrusivo porfídico de la misma composición, para los cuales se reportan edades K-Ar en biotita y hornblenda de 57.3 ± 0.6 Ma y 54.2 ± 1.2 Ma, respectivamente (Damon *et al.*, 1983a). La mineralización ocurre en forma de relleno de brechas y en stockwork, y en una zona pequeña con enriquecimiento supergénico, cuyas reservas se estiman en 2 Mt de mineral con 0.89% de óxido de Cu (Barton *et al.*, 1995). La edad de la mineralización en base a análisis isotópicos de Re-Os en molibdenitas es de 54.1 ± 0.3 Ma (Barra *et al.*, 2005). Bustamante-Yáñez (1986) menciona además la presencia de otros dos prospectos al norte de Malpica conocidos como Los Naranjos y La Azulita (38), donde ocurren interesantes estructuras brechoideas con Cu.

3.4.9. El Arco.

El Arco (41) es un pórfido de Cu-Au localizado en la parte central de la península de Baja California, muy cerca del límite entre los Estados de Baja California y Baja California Sur (Figura 6). El depósito ocurre de manera aislada del cinturón principal de pórfidos de cobre del noroeste de México, aunque habría que considerar una configuración pre-apertura del Golfo de California, para tener una idea más clara de su posición en el contexto del resto de los depósitos (Figura 12). La edad estimada recientemente en base a Re-Os en sulfuros para este depósito es de 164.1 ± 0.4 Ma (Valencia *et al.*, 2004), la cual resulta considerablemente más antigua que la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 137.3 ± 1.4 Ma reportada por Weber y López-Martínez (2002), y más aún con respecto a la edad K-Ar en hornblenda de 107.3 ± 2.4 Ma obtenida por Damon *et al.* (1983a) para un pórfido diorítico. Esto sugiere que la mineralización de cobre asociado a sistemas porfídicos en el noroeste de México tuvo quizás un dominio espacio-temporal más amplio, pero el levantamiento tectónico y la erosión que ha sufrido esta región dejó poca evidencia de ello. El Arco fue emplazado en rocas meta-volcánicas mesozoicas asociadas al arco Alisitos del Cretácico-Jurásico, y es considerado el ejemplo más clásico de los pórfidos de Cu-Au del cinturón mexicano. El depósito está formado por un núcleo de calcopirita rodeado por un halo pirítico sobre zonas con alteración potásica y propilítica, desarrollado en rocas andesíticas (Weber *et al.*, 2001). No existen datos publicados sobre

la producción histórica de El Arco, aunque se sabe que produjo oro entre 1935 y 1940, y que ha habido actividad a pequeña escala en otros sitios cercanos incluyendo Otilia, El Tigre y El Águila (Coolbaugh *et al.*, 1995).

3.5. Pórfidos cupríferos de la región centro y sur del país.

La continuación del cinturón de pórfidos de cobre hacia el centro y sur de México ha sido aún menos documentada. Sin embargo, se han reportado 19 sitios con estilos de alteración y mineralización típicos de estos depósitos (Figura 12). Estos sitios corresponden también al denominado “dominio sur”, pero debido a la falta de información más detallada, en esta sección solo se presenta una breve reseña de los aspectos más relevantes, los cuales se resumen en la Tabla 1. Recientemente se ha reportado además un nuevo depósito en el Estado de Puebla, cuyas características sugieren un ambiente de tipo pórfido de cobre. Este depósito se denomina Ixtacamaxtlán (61), y consiste en un cuerpo subvolcánico coronado por un horizonte de caolinita, cortado por vetas de cuarzo y un stockwork con piritita y calcopirita, el cual está asociado a un plutón de granodiorita porfídica con una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotitas de 17.83 ± 0.06 Ma (Tritlla *et al.*, 2004).

En general, los depósitos conocidos en el dominio sur del cinturón son sistemas mineralizados relativamente jóvenes (Figura 12), con edades entre 36.6 y 2.3 Ma (Damon *et al.*, 1983a), los cuales fueron emplazados principalmente en rocas asociadas al terreno Guerreño (Campa y Coney, 1983), y en particular en la porción sur del mismo, denominada posteriormente por Sedlock *et al.* (1993) como el terreno Náhuatl. Estas rocas están compuestas por complejos derivados de protolitos de carácter oceánico, que fueron acrecionados al continente en el Cretácico Tardío (*e.g.*, Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994). Regularmente la mineralización está asociada a intrusivos de composición variable entre granito y diorita, pero con una mayor abundancia relativa de cuarzomonzonitas, como sucede en Inguarán (52), Las Salinas (58), San Martín (43) y Tolimán (60). En la mayoría de los casos los depósitos son pequeños y dominados por mineralización de cobre, aunque algunos de ellos tienen significantes concentraciones de oro, por ejemplo en Tumbiscatío (55), Concepción del Oro (45) y en Santa Fe (59); de tungsteno (Inguarán) y de Zn-Pb-Ag-Au (San Martín). El mayor volumen de mineral reportado para estos depósitos ocurre en La Verde, con unos 110 Mt con ley promedio de cobre de 0.7% (Barton *et al.*, 1995). Sin embargo, destacan además los depósitos de San Martín, con 30.5 Mt a 1.0% de Cu; Inguarán, con 7 Mt a 1.0-1.4% de Cu; y Tepalcuatita (48), con 27 Mt a 0.32% de Cu (Barton *et al.*, 1995; Solano-Rico, 1995; Consejo de Recursos Minerales 1995, 1999a,b).

Los estilos de mineralización predominantes en esta región ocurren en forma diseminada y en *stockwork* (Tolimán

y Tumbiscuatio), pero particularmente como estructuras brechoideas (Inguarán y La Verde) y zonas de skarn (San Martín y Concepción del Oro). El contenido de sulfuros primarios es generalmente bajo en el orden de 2-3%, y principalmente aparecen en forma de pirita, calcopirita y, en menor proporción, bornita. Por otra parte, ninguno de estos depósitos incluye una zona significativa de enriquecimiento secundario, como es frecuente observar en los depósitos del noroeste de México, lo cual reduce en gran medida sus posibilidades económicas.

4. Discusión

La distribución de los sistemas de pórfido cuprífero en México sigue la misma tendencia NW-SE de los cinturones magmáticos, con una orientación sub-paralela a la costa. El caso del depósito El Arco, localizado de forma aislada en la parte más occidental del cinturón mexicano y cuya edad puede ser tan antigua como 160 Ma (Valencia *et al.*, 2004), constituye una notable excepción a las características espacio-temporales observadas en general para el cinturón. En la región costera de Sonora y Sinaloa, los pórfidos cupríferos son igualmente escasos, aunque se conoce al menos una localidad en Sonora llamada La Fortuna de Cobre (40) (Salvatierra-Domínguez, 2000). En la costa noroeste de Sinaloa también se ha reportado una zona con vetas de relleno de fisuras con mineralización de Cu-W llamada Bacamacari (Figura 6), con una edad K-Ar en biotita secundaria de 87.9 ± 1.8 Ma (Damon *et al.*, 1983a). Más al oriente, las edades se sitúan en el rango entre 69-50 Ma. Durante este lapso de tiempo el magmatismo Laramide se extendió al sur, desde la frontera con Estados Unidos, por toda la región limítrofe entre Sonora, Sinaloa y Chihuahua. Este tiempo fue sin duda el más productivo de toda la provincia cuprífera del suroeste de Norte América, y está caracterizado por el famoso ‘gran cluster’.

Una pequeña porción de los depósitos tiene edades isotópicas más jóvenes (<50 Ma), los cuales están particularmente ubicados en la parte oriental del cinturón mineralizado entre Chihuahua y Sonora, aunque de manera traslapada con las edades más antiguas. Las edades más jóvenes ocurren en la parte sur del cinturón, particularmente en los estados de Zacatecas, Michoacán, Guerrero y Chiapas (Figura 12), y al parecer ocupan dos regiones que pueden distinguirse de manera burda: una con edades entre ~37 y 31 Ma que se extiende por Guerrero y Michoacán hacia el norte hasta la parte noroeste de Zacatecas, y la otra con edades entre 6 y 2 Ma, la cual se restringe al Estado de Chiapas (Figura 12).

4.1. Distribución espacial de los metales.

Los depósitos de pórfido cuprífero del noreste de Sonora representan la mayor acumulación de Cu, Mo y

W de México, y están acompañados por menores pero importantes concentraciones de Zn, Ag y Au. En gran medida, estos metales están contenidos en dos importantes distritos, que son Cananea, con cerca de 30 Mt de Cu y La Caridad, con más de 8 Mt de Cu. El primero pertenece a un grupo muy exclusivo de yacimientos “super-gigantes” (>25 Mt Cu, Laznicka, 1999), entre los que destacan Chuquicamata, El Teniente, La Escondida en Chile, y Morenci, Bingham y Continental-Butte (Figuras 1 y 5). El segundo corresponde a los yacimientos denominados “gigantes” (>2.5 Mt Cu, Laznicka, 1999), entre los que se incluyen Miami-Inspiration, Ray, Chino, El Salvador, Toquepala y Cuacone (Figuras 1 y 5). De manera comparativa, los distritos y prospectos que ocurren en los dominios central y sur del cinturón de pórfidos de cobre de México tienen un contrastante menor tamaño e importancia económica, y no se conocen ejemplos de magnitud intermedia. Las reservas de cobre de interés potencialmente económico en estos distritos, con excepción de El Arco, Cuatro Hermanos, Piedras Verdes, Santo Tomás y Tameapa, difícilmente alcanzan reservas del orden de 1.0 Mt de Cu. Más hacia la parte centro y sur de México la acumulación de metales asociados a estos depósitos es aún menos significativa, aunque existen casos interesantes como Inguarán y La Verde, en Michoacán, así como las zonas de San Martín y Concepción del Oro en Zacatecas (Tabla 1). Cabe mencionar aquí que esta última localidad está ubicada al oriente del cinturón principal (Figura 12) y su afinidad con los sistemas de pórfidos de cobre aún no es muy clara (Barton *et al.*, 1993).

La tremenda acumulación de metales observada en la parte norte del cinturón de cobre, especialmente en la región de Arizona y el noreste de Sonora, estuvo determinada por la preservación de una potente columna de materiales volcánicos laramídicos que afloran extensivamente. Los estudios petrogenéticos, geoquímicos e isotópicos indican que estas rocas volcánicas son cogenéticas con los intrusivos graníticos principales y las fases productivas (Damon *et al.*, 1983a; Sillitoe, 1996; Wodzicky, 2001). De acuerdo con la distribución de las ocurrencias en la parte norte, al parecer los centros volcano-plutónicos laramídicos formaron complejos alineados a lo largo de estructuras corticales mayores. Es muy probable que estas estructuras, contemporáneas ó reactivadas durante la deformación laramídica, hayan canalizado el ascenso del magma y de los fluidos hidrotermales hacia focos subvolcánicos de baja presión (Tosdal y Richards, 2001). Los centros mineralizados exhiben distintos grados de diferenciación, generalmente con más de una intrusión en cada centro, aunque no todas se asocian a la mineralización. Estos rasgos sugieren que los intrusivos tardíos productivos y no productivos fueron alimentados episódicamente por una fuente de larga duración (Damon, 1986; Stern, 2002). De esta manera, la concentración y transporte de los metales debió haber ocurrido durante el enfriamiento de los plutones principales, bajo condiciones geoquímicas y

termodinámicas particularmente favorables (Keith y Swan, 1996; Mungall, 2002).

4.2. Influencia del basamento

De acuerdo con el inventario de las localidades presentado en este trabajo, la composición litológica de los plutones graníticos mineralizantes y sus antecesores es muy variada y no exhibe ningún control regional sistemático. Sin embargo, las firmas geoquímicas e isotópicas han demostrado que la participación del basamento tuvo una notable influencia en la composición de los magmas graníticos (Figura 10), algo que se observó también en los plutones asociados con los sistemas de pórfido cuprífero (Damon *et al.*, 1983a). En general, se estima que la corteza proterozoica norteamericana pudo haberse extendido debajo de las secuencias de rocas fanerozoicas hasta la región sur de Sonora, donde el basamento cambia a uno de naturaleza más juvenil representado por el terreno Guerrero (Valencia-Moreno *et al.*, 2001, 2003). Aún no existe la suficiente información geoquímica para evaluar de manera más definitiva el efecto que estos cambios mayores en el basamento tuvo en la distribución de los metales asociados a los pórfidos de cobre; sin embargo, parece claro que la región subyacente por Norte América generó depósitos típicamente de Cu-Mo-W, mientras que en la región dominada por las rocas oceánicas del Terreno Guerrero, los depósitos son más comúnmente de Cu-Au con valores menos significativos de Mo y W. Por otro lado, es claro que los depósitos de mayor interés económico se localizan en la parte norte del cinturón de cobre, decreciendo en importancia en la región central y sur del mismo, donde los depósitos tienen generalmente dimensiones marginales.

El cobre tiene una distribución errática a lo largo del cinturón, con leyes en general entre 0.15% y 0.48% para el cobre primario, sin un aparente control en el tipo de basamento emplazado. Algunos sitios, como la brecha Pilares y la mina María muestran concentraciones espectaculares arriba del 1% de Cu, aunque estos sitios representan acumulaciones localizadas. La mineralización de molibdeno se reporta también a lo largo del cinturón, aunque al parecer las principales concentraciones ocurren en la parte norte y centro del cinturón y son del orden de 0.015% a 0.035%. Al igual que el cobre, el molibdeno muestra concentraciones localizadas con leyes que alcanzan 0.16-0.2%, principalmente en las estructuras brechoides de la región del distrito de Cumobabi, en la parte norte-central del cinturón. En la parte sur del cinturón se observa la presencia común de molibdeno, sin embargo, los valores son al parecer poco atractivos y no se reportan en la literatura disponible. Por el contrario, en lo que respecta a mineralización de oro, se reportan valores entre 0.2 y 3 gr/ton mayormente en superficies de oxidación asociadas a depósitos de la parte sur del cinturón. En la parte norte del cinturón de pórfidos de cobre, el oro está también presente, por ejemplo en

Cananea y la mina Washington, con valores menores que 0.2 gr/ton, aunque para San Antonio de La Huerta, en la parte central del cinturón se reporta una ley de 0.42g/t Au (Tabla 1).

De acuerdo con estas observaciones, los valores de cobre en el cinturón de pórfidos de México pudieran haber sido acumulados en las etapas iniciales del proceso magmático, y posteriormente transportados hacia los niveles corticales más someros durante el ascenso y enfriamiento de los plutones sub-volcánicos asociados. Por otro lado, los valores de molibdeno y de tungsteno pudieron haber sido acumulados inicialmente de la misma forma en el magma, pero enriquecidos posteriormente por la interacción con la corteza. En el caso del oro, es claro que una mayor participación de corteza de carácter oceánico, es decir con mayor afinidad mantélica, se puede interpretar como la razón principal para el enriquecimiento relativo en este metal observado en los sistemas de pórfidos de cobre de la parte sur del cinturón.

La configuración actual que presenta el cinturón (Figura 12) y las posibles causas de la existencia o no de importantes superficies de enriquecimiento secundario a través de mecanismos de preservación y exposición de los sistemas, ha sido ya discutida (*e.g.*, Barton *et al.*, 1995). Esto explicaría en parte las marcadas diferencias en el tamaño de los depósitos. En la mayoría de los casos, los sistemas originales están incompletos y solo es posible observar una fracción de los mismos que sobrevivió a los procesos de erosión y extensión, como en el caso de El Crestón. En general se puede observar que hacia el norte del cinturón los depósitos están hospedados en gruesas series de rocas volcánicas de composición intermedia a félsica, las cuales son relativamente cogenéticas con la mineralización. Estas acumulaciones están muy poco preservadas hacia la región central y sur del cinturón, lo cual sugiere una erosión diferencial importante. La Fortuna de Cobre y El Arco, en la costa de Sonora y en la parte media de la península de Baja California, respectivamente, se localizan al oeste y considerablemente lejos del resto de los depósitos del cinturón. Esto sugiere que en su porción occidental, este cinturón estuvo más expuesto a la erosión, y en todo caso, representan una evidencia de que dicho cinturón fue inicialmente más amplio. Esta observación resulta más coherente si se considera la restitución de la Península de Baja California a su posición pre-apertura del Golfo de California (Figura 12).

Inmediatamente al sur de los grandes distritos de Cananea y Nacozari, los depósitos están caracterizados por brechas y stockworks de molibdeno y tungsteno, en las zonas de Cumobabi y El Crestón, y son considerados partes profundas de sistemas mineralizados alimentados por la circulación de aguas de origen magmático (Pérez-Segura, 1985). Una explicación para esto pudiera derivarse de la notable ausencia de afloramientos de rocas volcánicas laramídicas en esta zona, ubicada a grosso modo, al norte de Hermosillo y al sur del distrito de Nacozari, lo cual sugiere

un mayor levantamiento tectónico, y la consecuente erosión de la parte superior de las estructuras mineralizadas.

5. Conclusiones

A pesar de la falta de una adecuada información sobre las leyes de los metales que caractericen la mineralización primaria en los diferentes depósitos a lo largo del cinturón de pórfidos de cobre en México, se puede concluir que los valores de cobre primario no muestran evidencias de un control regional correlacionable con el tipo de basamento en el que se emplazaron las menas minerales. Por el contrario, los mayores valores de molibdeno y tungsteno ocurren en la región del cinturón subyacente por el basamento proterozoico de Norte América. Se observa también una característica mayor presencia de oro en los sistemas emplazados en la región subyacente por el terreno Guerrero. Con esta premisa, los pórfidos de cobre de México pueden clasificarse en dos grupos principales. El primer grupo que comprende las porciones norte y central del cinturón, el cual fue generado bajo una clara influencia de corteza antigua; se caracteriza por mineralización de Cu-Mo-W, e incluye a los depósitos más relevantes como Cananea y La Caridad. El segundo grupo comprende la parte sur del cinturón y exhibe una clara relación genética con un basamento oceánico relativamente joven. Está dominado por mineralización de Cu-Au y aunque contiene un número importante de depósitos, a excepción de El Arco en Baja California (~3.6 Mt Cu), y Santo Tomás (~1.1 Mt Cu), en la mayoría de los casos se trata de concentraciones relativamente menores para el estándar esperado en este tipo de sistemas mineralizados.

Agradecimientos

Las ideas iniciales para esta contribución fueron propuestas en el trabajo de tesis doctoral del primer autor (beca CONACYT 84734), y han sido actualmente retomadas en el trabajo de tesis doctoral de Noguez-Alcántara. Parte de los datos analíticos y geológicos discutidos en este estudio fue producida gracias a los fondos del proyecto CONACYT I29887T y de los resultados iniciales del proyecto PAPIIT-DGAPA (UNAM) IN106603, otorgados al primer autor. Agradecemos el valioso apoyo de las compañías Minera México S.A. de C.V., Servicios Industriales Peñoles S.A. de C.V. y Minera María S.A. de C.V., durante las visitas de campo a las diferentes unidades mineras y prospectos de su propiedad, así como por el acceso a sus informes internos.

Referencias bibliográficas

- Anderson, T.H., 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., 1979, The role of the Mojave Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, en Anderson, T.H., y Roldán-Quintana, J. (eds.), *Geology of northern Sonora: University of Pittsburgh, Guidebook, Field Trip 27*, 59-68.
- Bagby, W.C., Cameron, K.L., Cameron, M., 1981, Contrasting evolution of calc-alkalic volcanic and plutonic rocks of western Chihuahua, Mexico: *Journal of Geophysical Research*, 86, 10402-10410.
- Barra, F., Ruiz, J., Chesley, J., 2003, The longevity of porphyry copper systems: a Re-Os approach: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 35, p. 232.
- Barra, F., Ruiz, J., Valencia, V.A., Ochoa-Landín, L., Chesley, J.T., Zürcher, L., 2005, Laramide porphyry Cu-Mo mineralization in northern Mexico: Age constraints from Re-Os geochronology in molybdenites: *Economic Geology*, 100, 1605-1616.
- Barton, M.D., Staude, J.M., Zürcher, L., Megaw, P.K.M., 1995, Porphyry copper and other intrusion-related mineralization in Mexico, en Pierce, F.W., y Bolm, J. G. (eds.), *Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest 20*, 487-524.
- Berchenbitter, D. K., 1976, *The Geology of La Caridad Fault, Sonora, Mexico: M.S. thesis unpublished, University of Iowa, Iowa*, 127 p.
- Bushnell, S.E., 1988, Mineralization at Cananea, Sonora, Mexico, and paragenesis and zoning of breccia pipes in quartzofeldspathic rock: *Economic Geology*, 83, 1760-1781.
- Bustamante-Yáñez, M.A., 1986, Recursos mineros en el Estado de Sinaloa: *GEOMIMET 142*, 87-102.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Camprubí, A., Albinson, T., 2006, Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 58 (4), 27-81.
- Camus, F., 2003, *Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile*, 267 p.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data: *Geology* 21, 419-422.
- Clark, A.H., 1993, Are outsize porphyry copper deposits either anatomically or environmentally distinctive? en Whiting, B.H., *et al.* (eds.), *Giant ore deposits: Society of Economic Geologists Special Publication 2*, 213-283.
- Clark, K.F., Damon, P.E., Saffiqullah, M., 1988, Metallization epoch in relation to late Mesozoic and Cenozoic igneous activity, Sinaloa, Mexico, en Clark, K.F. Goodell, P.C., y Hoffer, J.M. (eds.), *Stratigraphy, tectonics and resources of parts of Sierra Madre Occidental province, Mexico: El Paso Geological Society, Guidebook for the 1988 Field Conference*, 343-362.
- Coney, P.J., Campa, M.F., 1987, Lithotectonic terrane map of Mexico: *US Geological Survey Miscellaneous Field Studies map, MF-1874-D*.
- Coney, P.J., Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran Benioff zones: *Nature*, 270, 403-406.
- Consejo de Recursos Minerales, 1991, *Monografía geológico-minera del Estado de Zacatecas*, 154 p.
- Consejo de Recursos Minerales, 1992, *Monografía geológico-minera del Estado de Sonora*, 220 p.
- Consejo de Recursos Minerales, 1995, *Monografía geológico-minera del Estado de Michoacán*, 176 p.
- Consejo de Recursos Minerales, 1999a, *Monografía geológico-minera del Estado de Chiapas*, 180 p.
- Consejo de Recursos Minerales, 1999b, *Monografía geológico-minera del Estado de Guerrero*, 262 p.
- Coolbaugh, D.F., Osoria-Hernández, A., Echávarri-Pérez, A., Martínez-Muller, R., 1995, El Arco Porphyry Copper Deposit, Baja California, México, en Pierce, F.W., y Bolm, J.G. (eds.), *Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest 20*, 525-534.
- Damon, P.E., 1986, Batholith-volcano coupling in the metallogeny of porphyry copper deposits, en Friedrich G.H., *et al.* (eds.), *Geology*

- and metallogeny of copper deposits: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 216-234.
- Damon, P.E., Clark, K.C., Shafiqullah, M., 1983a, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1052-1071.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J., Cochemé, J.J., 1983b, El batolito Laramide (90-40 Ma) de Sonora: Memorias de la XV Convención Nacional de la AIMMG, Guadalajara, Jalisco, 63-95.
- 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., Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: Geological Society of America Bulletin, 113, 1142-1160.
- Dreier, J.E., Braun, E.R., 1995, Piedras Verdes, Sonora, Mexico: a structurally controlled porphyry copper deposit, en Pierce, F.W., y Bolm, J.G. (eds.), Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest, 20, 535-543.
- Echávarri-Pérez, A., 1971, Petrografía y alteración del depósito La Caridad, Nacozari, Sonora, México: Memorias de la IX Convención Nacional de la AIMMG, Hermosillo, Sonora, México.
- Echávarri-Pérez, A., 1973, Petrography, alteration and mineralization of La Caridad deposit, Sonora, Mexico: Mexicana de Cobre, Reporte interno.
- Echávarri-Pérez, A., 1978, Metallogenetic map of Sonora, Mexico: Arizona Geological Society Digest, XI, 145-154.
- Enaudi, M., 1982, Description of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America, en Titley, S.R. (ed.), Advances in geology of the porphyry copper deposits: The University of Arizona Press, 139-135.
- English, J., Johnston, S.T., Wang, K., 2003, Thermal modeling of Laramide magmatism: Testing of the flat-subduction hypothesis: Earth and Planetary Science Letters, 214, 619-632.
- Espinosa-Perea, V.J., 1999, Magmatic evolution and geochemistry of the Piedras Verdes Deposit, Sonora, México: M.S. thesis unpublished, The University of Arizona, Tucson, Arizona, 114p.
- Farmer, G.L., DePaolo, D.J., 1984, Origin of Mesozoic and Tertiary granites in the western United States and implications for pre-Mesozoic crustal structure: 2. Nd and Sr isotopic studies of unmineralized and Cu- and Mo-mineralized granites in the Precambrian craton: Journal of Geophysical Research, 89, 10141-10160.
- Friedrich G.H., Genkin, A.D., Naldrett, A.J., Ridge, J.D., Sillitoe, R.H., Vokes, F.M., (eds.), 1986, Geology and metallogeny of copper deposits: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 592 p.
- Flores-Vázquez, I., Ochoa-Landín, L., Valencia-Moreno, M., Valencia, V., Del Rio-Salas, R., 2004, Emplacement depths of porphyry copper-related plutons in the Suaqui Verde deposit, east-central Sonora, Mexico: IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Sociedad Geológica Mexicana, p. 190.
- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: Tectonics, 16, 388-408.
- Gastil, R.G., Miller, R., Anderson, P., Crocker, J., Campbell, M., Buch, P., Lothringer, C., Leier-Engelhardt, P., DeLatre, M., Hobbs, J., Roldán-Quintana, J., 1991, The relation between the Paleozoic strata on opposite sides of the Gulf of California, en Pérez-Segura, E., y Jacques-Ayala, C. (eds.), Studies of Sonoran geology: Geological Society of America, Special Paper 254, 7-17.
- González-León, C., Jacques-Ayala, C., 1988, Estratigrafía de las rocas cretácicas del área de Cerro de Oro, Sonora Central: Boletín del Departamento de Geología, Universidad de Sonora, 5, 1-23.
- Goodell, P., 1995, Porphyry copper deposits along the Batopilas Lineament, Chihuahua, Mexico, en Pierce, F.W., y Bolm, J.G. (eds.), Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest, 20, 544.
- Gustafson, L.B., Orquera, W., McWilliams, M., Castro, M., Olivares, O., Rojas, G., Maluenda, J., Méndez, M., 2001, Multiple Centers of Mineralization in El Indio Muerto District, El Salvador Chile: Economic Geology, 96, 325-350.
- Hedenquist, J.W., Lowenstern, J.B., 1994, The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits: Nature, 370, 519-527.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A. Jr., Reynolds, T.J., 1998, Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines: Economic Geology, 93, 373-404.
- Heinrich, C.A., Gunther, D., Audetat, A., Ulrich, T., Frischknecht, R., 1999, Metal fractionation between magmatic brine and vapor, and the link between porphyry-style and epithermal Cu-Au deposits: Geology, 27, 755-758.
- Humphreys, E., Hessler, E., Dueker, K., Farmer, G.L., Erslev, E., Atwater, T., 2003, How Laramide-age hydration of North America lithosphere by the Farallon Slab controlled subsequent activity in the western United States: International Geology Review, 45, 575-595.
- Iriondo, A., Premo, W.R., Martínez-Torres, L.M., Budanh, J.R., Atkinson, W.W., Siems, D.F., Guarás-González, B., 2004, Isotopic, geochemical, and temporal characterization of Proterozoic basement rocks in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: Implications for the reconstruction of the southwestern margin of Laurentia: Geological Society of America Bulletin, 116, 154-170.
- Keith, S.B., Swan, M.M., 1996, The great Laramide porphyry copper cluster of Arizona, Sonora, and New Mexico: 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.
- Lang, J.R., 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.
- Laznicka, P., 1999, Quantitative relationships among giant deposit of metals: Economic Geology, 94, 455-473.
- Leon, F. L., Miller, C. P., 1981, Geology of the Creston molybdenum-copper deposit, en Ortlieb, L. y Roldán-Quintana (eds.), Geology of northwestern Mexico and southern Arizona: Geological Society of America, Cordilleran Section Meeting, Field Trip 7, 223-238.
- Livingston, D.E., 1973, Geology, K-Ar ages and Sr isotopy at La Caridad, Nacozari district, Sonora, Mexico: M.S. thesis unpublished, The University of Arizona, Tucson, Arizona, 31 p.
- Livingston, D. E., 1974, K-Ar ages and isotopy of La Caridad, Sonora, compared to other porphyry copper deposits of the southern Basin and Range province: Geological society of America, Abstract with programs, 6, p. 208.
- Lowell, J.D., Guilbert, J.M., 1970, Lateral and vertical alteration zoning in porphyry ore deposits: Economic Geology, 65, 373-408.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., González-León, C., 1994, The Tarahumara Formation -A neglected component of the Laramide magmatic arc in Sonora: Geos, Abstract with programs, 14, 76-77
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J., Connelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, México: Geological Society of America Bulletin, 113, 521-524.
- Mead, R.D., Kesler, S.E., Foland K.A., Jones, L.M., 1988, Relationship of Sonoran tungsten mineralization to the metallogenic evolution of Mexico: Economic Geology, 83, 1943-1965.
- 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.
- Mullan, H.S., 1978, Evolution of part of the Nevadan orogen in northwestern Mexico: Geological Society of America Bulletin, 89, 1175-1188.
- Mungall, J.E., 2002, Oxidation of the mantle wedge: Goldschmidt Conference abstracts, A535.
- Ortega-Gutiérrez, F., Prieto-Vélez, R., Zúñiga, Y., Flores, S., 1979, Una secuencia volcánico-plutónica sedimentaria cretácica en el norte de Sinaloa: ¿un complejo ofiolítico?: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 3, 1-8.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R.L., Speed, R.C., 1994, Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, en Speed, R.C. (ed.), Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions:

- Geological Society of America, DNAG continent-ocean Transect Volume, 265-306.
- Pérez-Segura, E., 1985, Carta Metalogenética de Sonora 1: 250,000 - una interpretación de la metalogenia de Sonora: Gobierno del Estado de Sonora, Pub. 7, 64p.
- Pérez-Segura, E., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., 1995, Los terrenos tectonoestratigráficos en Sonora y Sinaloa y sus mineralizaciones asociadas: guías para la exploración minera: Memoria de la Convención Nacional de la AIMMGM, 25p.
- Perry, V.D., 1933, Applied geology at Cananea, Sonora: American Institute of Mining and Metallurgical Engineers Transactions, 106, 701-709
- Pierce, F.W., Bolm, J.G. (eds.), 1995, Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest 20, 656p.
- Poole, F.G., Madrid, R.J., Oliva-Becerril, F., 1991, Geological setting and origin of the stratiform barite in central Sonora, Mexico, en Raines, G.L., Lisle, R.E., Scafer, R.W., y Wilkinson, W.H. (eds.), *Geology and ore deposits of the Great Basin*, Reno, Nevada: Geological Society of Nevada, 1, 517-522.
- Richards, J.P., 2003, Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu (Mo-Au) Deposit Formation: *Economic Geology*, 98, 1515-1533.
- Ruiz, J., Mathur, R., 1999, Metallogenesis in continental margins: Re-Os evidence from porphyry copper deposits in Chile, en Lambert, D.C., y Ruiz, J. (eds.), *Application of radiogenic isotopes to ore deposit research and exploration: Reviews in Economic Geology*, 12, 59-72.
- Salvatierra-Domínguez, 2000, Petrografía y geoquímica de los depósitos de tipo pórfido cuprífero de La Fortuna de Cobre y El Americano en el noroeste de México: Tesis de maestría inédita, Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora, 79p.
- Scherkenbach, D.A., Sawkins, F.J., Seyfried, W.E., 1985, Geologic, fluid inclusion, and geochemical studies of the mineralized breccias at Cumobabi, Sonora, Mexico: *Economic Geology*, 80, 1566-1592.
- Seagart, W. E., Sell, J. D., Kilpatrick, B. E., 1974, Geology and mineralization of La Caridad porphyry copper deposit, Sonora, Mexico: *Economic Geology*, 67 1069-1077.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico: *Geological Society of America Special Paper* 278, 153 p.
- Servais, M., Cuevas-Pérez, E., Monod, O., 1986, Une section de Sinaloa à San Luis Potosí: nouvelle approche de l'évolution de Mexique nord-occidental: *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 2, 1033-1047.
- Shafiqullah, M., Damon, P.E., Clark, K.E., 1983, K-Ar chronology of Mesozoic-Cenozoic continental magmatic arcs and related mineralization in Chihuahua, en Clark, K.F. y Goodell, P.C. (eds.), *Geology and mineral resources of north-central Chihuahua*: El Paso Geological Society Guidebook, 303-315.
- Sillitoe, R.H., 1972, A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, 67, 184-197.
- Sillitoe, R.H., 1973, The tops and bottoms of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, 68, 799-815.
- Sillitoe, R.H., 1993, Epithermal models: genetic types, geometrical controls and shallow features, 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, 403-417.
- Sillitoe, R.H., 1996, Granites and metal deposits: *Episodes*, 19, 126-133.
- Sillitoe, R.H., Hedenquist, J.W., 2003, Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits: *Society of Economic Geologists, Special Publication Series*, 10, 314-343.
- Silver, L.T., Chappell, B.W., 1988, The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 79, 105-121.
- Simmons, S.F., Sawkins, F.J., 1983, Mineralogic and fluid inclusion studies of the Washington Cu-Mo-W-bearing breccia pipe, Sonora, Mexico: *Economic Geology*, 78, 521-526.
- Singer, D. A., Berger, V.I., Moring, B.C., 2005, Porphyry copper deposits of the world: database, map, and grade and tonnage models: U.S. Geological Survey, Open-File Report 2005-1060.
- Solano-Rico, B., 1975, Some geologic and exploration characteristics of porphyry copper in a volcanic environment, Sonora, Mexico: M.S. thesis unpublished, The University of Arizona, Tucson, Arizona, 86 p.
- Solano-Rico, B., 1995, Some geologic and exploration characteristics of porphyry copper deposits in the Sierra Madre del Sur province, southwestern Mexico, en Pierce, F.W., y Bolm, J. G. (eds.), *Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest*, 20, 545-550.
- Staude, J.M., Barton, M.D., 2001, Jurassic to Holocene tectonics, magmatism, and metallogeny of northwestern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1357-1374.
- Stern, R. J., 2002, Subduction Zones: *Reviews of Geophysics*, 40, 1-38.
- 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., Roldán-Quintana, J., 1991, Upper Triassic Barranca Group - nonmarine and shallow marine rift basin deposits of northwestern Mexico, en Pérez-Segura, E., y Jaques-Ayala, C. (eds.), *Studies of Sonoran Geology: Geological Society of America, Special Paper* 254, 19-36.
- Tetsuichi, T., Katsushiro, T., 1997, Genesis of oxidized and reduced-type granites: *Economic Geology*, 92, 81-86.
- Theodore, T.G., Priego De Wit, M., 1978, Porphyry type metallization and alteration at La Florida de Nacozari, Sonora, Mexico: *Journal of Research, USGS*, 6, 59-72.
- Titley, S.R. (ed.), 1982a, *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*: Tucson, University of Arizona Press, 560 p.
- Titley, S.R., 1982b, Geologic setting of porphyry copper deposits, en Titley, S.R. (ed.), *Advances in geology of the porphyry copper deposits: The University of Arizona Press*, 37-53.
- Titley, S.R., Hicks, C.L. (eds.), 1966, *Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*: Tucson, University of Arizona Press, 287 p.
- Titley, S.R., 1990, Contrasting metallogenesis and regional settings of Circumpacific Cu-Au porphyry systems: *Pacific Rim 90 Congress, Proceedings*, Vol. II, 127-133.
- 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.
- Tosdal, R.M., Richards, J.P., 2001, Magmatic and Structural controls on the Development of Porphyry Cu+Mo+Au deposits: *Reviews in Economic Geologist*, 14, 157-181.
- Tritlla, J., Campubí, A., Morales-Ramírez, J.M., Iriondo, A., Corona-Esquivel, R., González-Partida, E., Levresse, G., Carrillo-Chávez, A., 2004, The Ixtacamaxtitlán kaolinite deposit and sinter (Puebla State, Mexico): a magmatic-hydrothermal system telescoped by a shallow paleo-aquifer: *Geofluids*, 4, 329-340.
- Valencia, V., Ruiz, J., Eastoe, C., Gehrels, G., Barra, F., 2004, Evolución del Pórfido cuprífero de la Caridad, Sonora, México: Basado en análisis de inclusiones fluidas, isótopos de S, O, H, U-Pb y Re-Os: *IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Sociedad Geológica Mexicana*, p. 189.
- Valencia, V., Noguez-Alcántara, B., Barra, F., Ruiz, J., Gehrels, G., Quintanar, F., Valencia-Moreno, M., 2006, Re-Os Molybdenite and LA-ICPMS U-Pb zircon Geochronology from the Milpillars Porphyry Copper Deposit: insights for mineralization in the Cananea District, Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23 (1), 39-53.
- Valencia-Moreno, M., 1998, *Geochemistry of Laramide granitoids and associated porphyry copper mineralization in NW Mexico*: Ph.D. thesis unpublished, The University of Arizona, Tucson, Arizona, 164 p.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., 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., Patchett, P.J., Zürcher, L., Hodkinson, D., Roldán-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1409-1422.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Ochoa-Landín, L., Martínez-Serrano, R., Vargas-Navarro, P., 2003, Geochemistry of the Coastal Sonora batholith, Northwestern Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40, 819-831.
- Valentine, W.G., 1936, Geology of the Cananea Mountains, Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 47, 53-63.
- Valenzuela-Navarro, L.C., Valencia-Moreno, M., Calmus, T., Ochoa-Landín, L., González-León, C., 2005, Marco geológico del pórfido de molibdeno El Crestón, Sonora central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 345-357.
- Valenzuela-Navarro, L.C., Valencia-Moreno, M., Iriondo, A., Premo, W., 2003, The El Crestón Granite: a new confirmed Paleoproterozoic locality in the Opodepe area, North-Central Sonora, Mexico: *Geological Society of America, Abstracts with programs*, 99th Cordilleran Section Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, p. 83.
- Vega-Granillo, R., Calmus, T., 2003, Mazatan metamorphic core complex (Sonora, Mexico): structures along the detachment fault and its exhumation evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 193-204.
- Weber, B., López-Martínez, M., 2002, Sr, Nd, Pb isotopes and Ar-Ar dating of the "El Arco" porphyry copper deposit, Baja California: evidence for Cu mineralization within an oceanic island arc: *Geological Society of America, Annual Meeting Denver CO, Abstracts with Programs* 34, Paper 36-4.
- Weber, B., Forsythe, L., Romero-Espejel, H., López-Martínez, M., 2001, Resultados geoquímicos e isotópicos preliminares sobre las características y la formación del pórfido de El Arco, Baja California: *Resúmenes, Reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco*, p. 235.
- Wilkerson, G., Qingping, D., Lavona, R., Goodell, P., 1988, Batopilas mining district, Chihuahua, Mexico: *Economic Geology*, 83, 1721-1736.
- 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.
- Zürcher, L., 2002, Regional Setting and Magmatic Evolution of Laramide Porphyry Copper Systems in Western Mexico: Ph.D. thesis unpublished, The University of Arizona, Tucson, Arizona, 427 p.

Manuscrito recibido: Marzo 30, 2005

Manuscrito corregido recibido: Mayo 6, 2005

Manuscrito aceptado: Febrero 15, 2006