



ISSN: 2007-9656

LATINMAG LETTERS

November 2011 - Volume 1 - Number 1
LL11-0101Rv

REVIEW PAPER

Published on behalf of the Latin American Association of Paleomagnetism and Geomagnetism by the Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México.

Lo esencial sobre yacimientos metálicos en la margen continental del Pacífico Mexicano: relación con la Teoría de Tectónica de Placas.

L. M. Alva-Valdivia

26 páginas, 17 figuras

Latinmag Letters can be viewed and copied free of charge at:
<http://www.geofisica.unam.mx/LatinmagLetters/>

Papers contents can be reproduced meanwhile the source is cited



Lo esencial sobre yacimientos metálicos en la margen continental del Pacífico Mexicano: relación con la Teoría de Tectónica de Placas

Luis M. Alva Valdivia

Laboratorio de Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510 México DF, MEXICO

Corresponding author: lalva@geofisica.unam.mx

Recibido: 4 Abril 2011; Revisado: Junio 2011; Aceptado: 4 Julio 2011; Publicado: Noviembre 2011

Resumen. Se presenta una revisión de los rasgos específicos de los distintos tipos de yacimientos para entender el marco espacio-temporal en que estos ocurren de acuerdo a la teoría de la Tectónica de Placas, con énfasis especial en límites de placas convergentes, que es el caso de México. Este trabajo se fundamenta principalmente en el trabajo de Sawkins (1990) con información complementaria proveniente de una gran cantidad de artículos, siendo el interés de darlo a conocer más bien en carácter de divulgación para las nuevas generaciones de estudiantes en Ciencias de la Tierra. Los estudios más recientes, así como los descubrimientos de nuevos depósitos minerales, de alguna forma deben de insertarse en el marco de la Teoría de Tectónica de Placas. Por facilidad se seleccionaron ejemplos de yacimientos mexicanos cuando fue posible.

Palabras Clave: *Teoría de Tectónica de Placas, yacimientos minerales, México.*

Abstract. A revision of specific features of distinct mineral deposit types to understand the spatial-temporal frame where these occur according to the Plate Tectonic theory is showed, with special mention of convergent plate boundaries, which is the case of Mexico. This work is based mainly in the Sawkins (1990) work, with additional information coming from a large amount of papers, being the purpose of this publication to be of knowledge for the new generations of Earth Sciences students. The more recent studies, as well as the new mineral deposits discovered, should be inserted in the Plate Tectonic Theory in some way. Mexican mineral deposits were selected to illustrate whenever was possible.

Keywords: *Plate Tectonic Theory, mineral deposits, Mexico.*

1. Introducción

Se exponen a manera de antología los conceptos acerca de las ideas que plantean la posible relación entre la teoría de Tectónica de Placas y los depósitos minerales, específicamente aquellos asociados a zonas de subducción-margen continental del Pacífico.

El marco conceptual basado en un modelo terrestre dinámico en el que los continentes están en movimiento constante y las cuencas oceánicas abriendo y cerrando esta contribuyendo a una mejor comprensión de la distribución global de los depósitos minerales en el espacio y el tiempo. Siendo la citada base del nuevo marco conceptual: la teoría de tectónica de placas.

En la década de los 60's se aceptó que la distribución del vulcanismo y plutonismo calcoalcalino en las franjas de arcos sobre la zona de Benioff estaba relacionada a la subducción de la litósfera oceánica (idea sugerida por Coats, 1962). La polémica respecto a la distribución de depósitos minerales asociados con esas rocas ígneas en términos de límites de placas se desarrolló algunos años más tarde, principalmente porque era claro que la hipótesis de tectónica de placas no podría dar la ubicación precisa de un cuerpo mineral.



Se ha argumentado que el concepto de tectónica de placas ha sido de gran valor en la exploración al señalar franjas magmáticas favorables para tipos particulares de depósitos minerales. Sin embargo, la relación empírica entre ciertos depósitos y rocas magmáticas con rangos particulares de composición se ha venido usando como guía en exploración regional desde muchos años antes que cualesquier relación de tectónica de placas fuese sugerida (Mitchell y Garson, 1981).

Es indiscutible que existe una relación intrínseca entre los diferentes ambientes tectónicos a la luz de la teoría de tectónica de placas y las zonas mineralizadas, constituyendo además un apoyo para definir la génesis de los depósitos minerales y encontrar nuevos o adicionales cuerpos mineralizados. Aunque es un punto debatible de cualquier forma si la tectónica de placas es una ayuda para comprender los depósitos minerales o viceversa (Sawkins, 1990).

A la fecha aún existe controversia respecto a la génesis de muchos depósitos minerales y el grado en que tales depósitos puedan estar significativamente relacionados a los ambientes tectónicos en los cuales ellos ocurren. Es claro que el propósito de la tectónica de placas es comprender procesos geológicos a escala de continentes, y no necesariamente características de depósitos minerales.

Es relativamente sencillo mostrar que algunos tipos de depósitos minerales exhiben asociaciones extraordinarias con ciertos tipos de ambientes de límites de placas recientes. Sin embargo, no es posible decir que la aplicación de los conceptos de tectónica de placas pueda señalar con precisión nuevos depósitos minerales. La principal herramienta utilizada por el geólogo de exploración es la analogía con respecto a otros depósitos y a sus ambientes litológicos, por ejemplo, ciertos tipos de depósitos minerales ocurren en asociación con ciertos tipos de rocas. La importancia de la tectónica de placas se refiere simplemente a que las intersecciones de placas producen varios tipos de ensamblajes litológicos y así, tales conceptos pueden agudizar nuestras percepciones e interpretaciones de terrenos geológicos. Como tal, éstos pueden ayudar al geólogo de exploración en su evaluación de las secuencias litológicas y los tipos de depósitos metalíferos que pueden generarse dentro de ellas.

El estudio de depósitos minerales se ha acelerado en las últimas décadas, en particular a través del estudio geoquímico. La aplicación de investigaciones de inclusiones fluidas, isótopos estables y varias técnicas experimentales para el estudio de depósitos metalíferos ha mejorado nuestra comprensión de los aspectos químico e hidrodinámico durante la formación de menas. Esos avances a su vez, han permitido la postulación de modelos conceptuales más reales para varios tipos de sistemas generadores de menas. Tales modelos son de ayuda considerable para el geólogo minero y de exploración en áreas de mineralización conocida, siendo su utilidad más reducida en la búsqueda de nuevos distritos mineros.

La extensión hasta donde los sistemas generadores de menas pueden llegar y donde ellos se desarrollan depende de los factores huésped y locales, pero los controles de ambientes en cada caso serán tectónicos (esto significa que los modelos conceptuales de yacimientos son la base esencial de un modelo de exploración particular). Ahora, si éstos controles tectónicos se presentan como interacciones de placas y si ésta teoría ha operado a través de gran parte de la historia, entonces una amplia variedad de ambientes favorables para generación de menas debe haberse repetido a través del tiempo geológico. Una consecuencia de esas observaciones, si son correctas, es que existen irregularidades en la distribución temporal de algunos tipos de depósitos metalíferos que requieren explicación (Principio del actualismo de Hutton).

Los depósitos minerales pueden dividirse ampliamente en los generados por procesos endogénicos y procesos exogénicos (por ejemplo, existen épocas metalogénicas que reflejan períodos en los que hubo condiciones geológicas favorables para la concentración mineral). Los primeros están invariablemente asociados con procesos térmicos y, en general se relacionan a eventos magmáticos y tectónicos instigados por la actividad de placas. Los depósitos formados por procesos superficiales tales como intemperismo o sedimentación marina somera tienen menor relación a su medio ambiente tectónico. Es importante observar que aún en casos donde se manifiesta una asociación directa entre tectónica de placas y cierto tipo de menas, las interacciones de placas proveen tan sólo el control maestro (de primer orden) para los ambientes particulares dentro de los cuales tales depósitos tienden a formarse.

En este trabajo se analizarán en su mayoría algunos depósitos asociados a zonas de subducción-margen continental a lo largo de la costa del Pacífico en México.



2. Tectónica de placas y geología

Primeramente es importante establecer qué partes del espectro de actividad tectónica pueden incluirse bajo la rúbrica de tectónica de placas. La rotación horizontal de placas a gran escala, rifts abortados y aún tectónica extensional tipo Cuencas y Sierras son consideradas facetas de la actividad de la tectónica de placas. Los últimos 200 Ma de historia de la Tierra pueden describirse en términos de interacciones de placas, gracias en gran parte a la interpretación y fechamiento de los patrones de anomalías magnéticas del piso oceánico. Se han hecho reconstrucciones de la interacción inicial entre placas basadas esencialmente en el registro geológico de los continentes y en estudios paleomagnéticos, debiendo recordar que para alcanzar éstas reconstrucciones se adoptaron una serie considerable de suposiciones. No obstante, las interpretaciones de tectónica de placas de terrenos geológicos continentales más antiguos parecen haber alcanzado éxito considerable en la mayoría de las veces, continuando los ejercicios de este tipo a paso acelerado.

Otra clave importante para regímenes tectónicos antiguos es la petroquímica de rocas ígneas. Martín y Pivinski (1972) apuntaron que las rocas ígneas generadas en límites de placas convergentes tienden a estar caracterizadas por petroquímica unimodal, mientras que aquellas generadas en zonas de rift están caracterizadas por otra bimodal. Esta bimodalidad, especialmente con respecto al contenido de sílice de las rocas volcánicas, no aún completamente entendida en términos petrogenéticos, parece proporcionar una herramienta poderosa en términos de reconocimiento de eventos de rifting antiguos. La química de elementos traza de rocas ígneas antiguas también ha sido usada, otra vez por analogía con datos de terrenos modernos, como un marcador para medios ambientes tectónicos de generación de magma (Floyd y Winchester, 1975).

La convergencia de placas vía el proceso de subducción puede ocurrir completamente en áreas oceánicas, adyacentes a márgenes continentales, o dentro de tales márgenes (océano-océano, océano-continente, y continente-continente). Un consenso preliminar parece haberse alcanzado acerca de que el volumen de los materiales que forman arcos volcánico-plutónicos en este ambiente de placas están fluyendo desde la astenósfera sobre la placa subducente (Anderson et al., 1978). Los tipos de subducción pueden variar en términos de razón de movimiento, ángulo de buzamiento, madurez térmica de la placa, vectores de placa y campos de esfuerzos (Dewey, 1980; Uyeda y Nishiwaki, 1980). Esas variables afectan la intensidad de la actividad sísmica, la tectónica, los patrones magmáticos y la sedimentación de arcos en todos los estados de su desarrollo.

Dewey (1980) definió los arcos como extensionales, neutrales o compresionales, dependiendo de los movimientos relativos de la placa subducente y el grado del movimiento relativo entre la placa superior y la trinchera (Figura 1).

Las variaciones en los tipos de arco desarrollados tiene efectos profundos en la evolución magmática, sedimentaria y estructural de sistemas de arco particulares. Por ejemplo, los arcos extensionales tienden a estar dominados por volcanismo basalto-andesítico y sus equivalentes plutónicos y tienen una expresión topográfica menos intensa. Como consecuencia, los abanicos sedimentarios volcanoclásticos están restringidos y la composición de sus rocas fuente es más máfica.

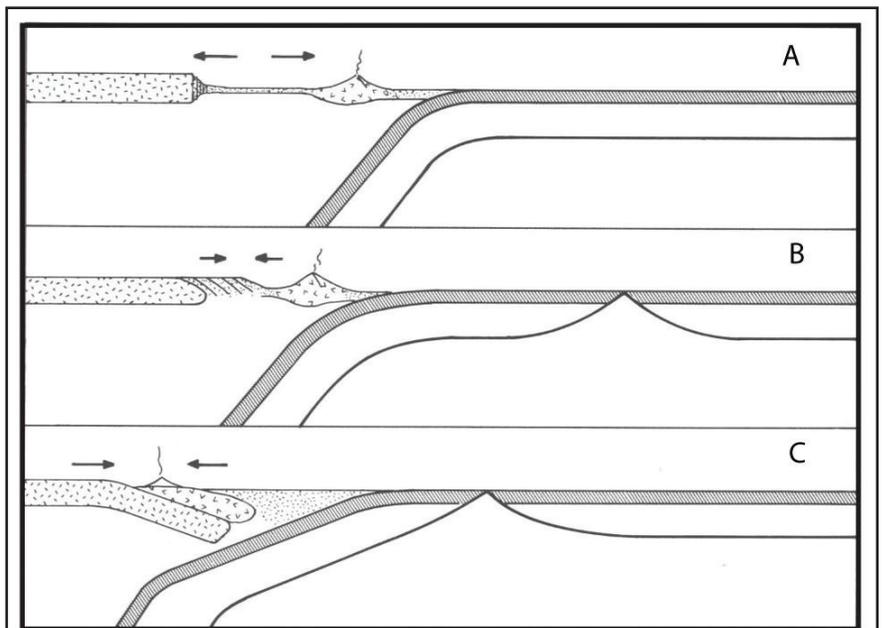


Figura 1. Tres tipos de sistemas de arco. Las flechas indican los vectores de movimiento relativo del arco volcánico y continente. La secuencia típica de evolución es de A a C (modificado de Dewey, 1980).



En el otro extremo del espectro los arcos compresionales desarrollan una corteza gruesa y presentan rocas ígneas volcánicas andesítico-dacítico-riolíticas y plutónicas granodioríticas asociadas. Como resultado de levantamiento isostático y erosión consecuente, tales arcos producen extensos y gruesos abanicos sedimentarios más félsicos. Los arcos compresionales de margen continental de este tipo manifiestan un crecimiento bien definido, de magmatismo hacia el interior del continente, con el tiempo y pueden ser divididos en segmentos de arco principal y arco interno (Sillitoe, 1981). El arco principal comprende el foco lineal principal de magmatismo volcano-plutónico, mientras que las zonas de arco interno exhiben un magmatismo más difuso manifiesto como troncos aislados y volcanismo limitado. En algunos casos la tendencia general del ángulo de subducción es a horizontalizarse y con el tiempo se invierte y la franja del magmatismo regresa hacia la trinchera. Este parece ser el caso de la parte suroeste de Norte América y norte de México (Figura 2, Coney y Reynolds, 1977; Keith, 1978) durante la época Cretácico-Terciario.

Conforme mejora nuestra comprensión de las complejidades y variaciones de ambientes de arco, en forma paralela mejora también la comprensión respecto a la metalogenia de arco y por tanto, el concepto de que la tectónica es un control importante para la formación de depósitos minerales hospedados en el arco parece ser crecientemente justificado.

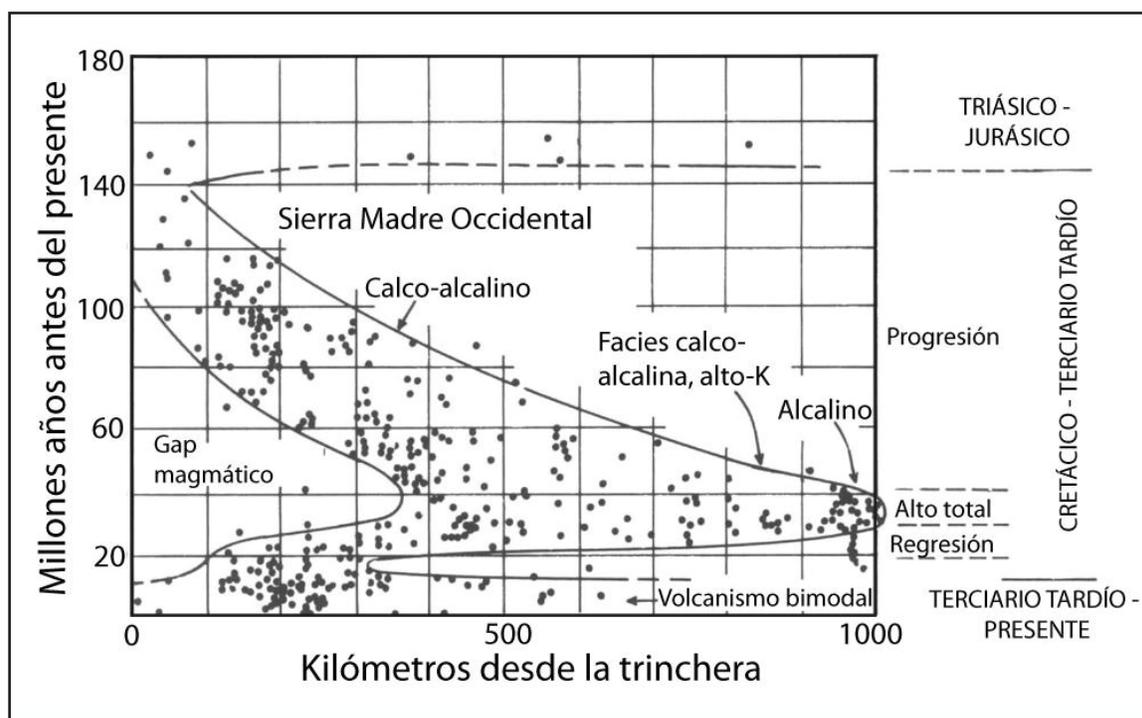


Figura 2. Relación tiempo espacio del magmatismo en el Norte de México durante el período Cretácico-Terciario (modificado de Clark et al., 1982).

3. Arcos principales y depósitos minerales asociados

Los arcos principales son zonas estrechas (a escala continental) relativamente bien definidas de actividad ígnea volcánica y plutónica que ocurre en zonas de subducción con buzamiento abrupto a intermedio. Estos importantes elementos metalogenéticos están caracterizados por la formación de depósitos de Cu, Fe, Mo, Au, y Ag que muestran una íntima asociación espacio-tiempo con el magmatismo calcoalcálico.

3.1 Depósitos Tipo Porfídico.

Este tipo de depósitos pueden definirse como de baja ley y diseminados, emplazados en intrusivos porfídicos epizonales y/o en las rocas locales adyacentes. Los rasgos distintivos son fracturamiento intenso de la roca hospedante y alteración hidrotermal de las rocas circundantes.



El tipo más importante de depósitos de pórfidos cupríferos (DPC), gradúa en tamaño desde 10 millones de toneladas hasta varios billones y muestra leyes de mineralización hipogénica que van desde 0.2% a ~2% de cobre. En muchos ejemplos, especialmente en depósitos de margen continental, el enriquecimiento supergénico es una faceta importante de la formación de cuerpos mineralizados. Los depósitos tipo porfídico, especialmente los de cobre, ocurren predominantemente a lo largo de bandas estrechas y largas, o sea dentro de arcos volcano-plutónicos calcoalcalinos relacionados al proceso de subducción. La asociación espacial de los DPC con los arcos magmáticos formados en zonas de subducción actuales o pasadas (Figura 3) fue referida primero por Sillitoe (1972). Uyeda y Nishiwaki (1980) demostraron que los depósitos de pórfidos de cobre tienden a formarse dentro de sistemas de arco compresionales y parecen ser notablemente escasos en arcos extensionales. Así, los arcos magmáticos a lo largo de la margen oeste de Norte y Sudamérica están bien dotados con DPC (Hollister, 1978; Sillitoe, 1976; 1981; Sillitoe y Perelló, 2005), mientras que los sistemas de arco que han sufrido expansión considerable tras-arco (ej. Japón), parecen estar escasos en este tipo de depósitos.

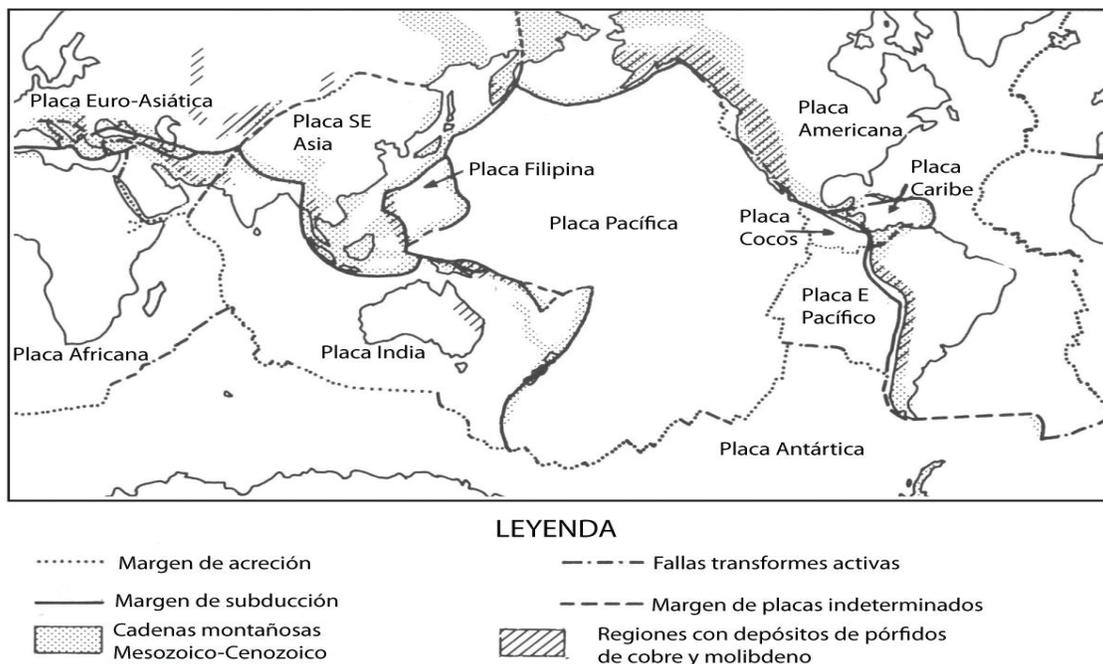


Figura 3. Franjas de pórfidos cupríferos en el mundo. En general asociadas a zonas de actividad de subducción reciente, excepto el N de Rusia y Australia, los que puede estar relacionados a límites convergentes del Paleozoico (modificado de Sillitoe, 1972).

Alrededor del borde del Pacífico la distribución en edad de los DPC es claramente episódica y refleja claramente una variación similar en tiempo a la intensidad de magmatismo calcoalcalino a lo largo de esta franja. Un evento importante de génesis de cobre porfídico tuvo lugar, por ejemplo, desde 74 a 78 Ma en la Cordillera de Norte América, el cual fue seguido por un periodo entre 48 y 40 Ma (es evidente que los períodos de mineralización porfídica son mas cortos que la actividad magmática calcoalcalina relacionada a la subducción, pero no es obvio en absoluto que esta mineralización tenga relación con la intensidad del magmatismo). El principal episodio de tal mineralización en el Pacífico Oeste ocurrió durante el Mioceno y el Plioceno (Tittley y Beane, 1981; Cooke et al., 2005).

La historia de tectónica de placas del Pacífico es compleja, pero el vigoroso crecimiento de la metalización porfídica representado por los depósitos Laramide de Arizona y áreas circunvecinas coincidió con un cambio de subducción oblicua a normal de la placa Farallón bajo el sureste de Norte América y un marcado incremento en la velocidad de convergencia (Coney, 1972). El fuerte magmatismo y metalización de pórfidos de cobre alrededor de los bordes del Pacífico durante el Mioceno probablemente ocurrió por un



aumento en la razón de dispersión a lo largo del "East Pacific Rise". Recientemente se ha sugerido (Cooke et al., 2005; Rosenbaum et al., 2005) que hay una relación empírica con subducción de dorsales u otros elementos en la placa marina en subducción.

Rocas ígneas. Las rocas ígneas más cercanamente asociadas con DPC ocupan un rango que va de cuarzodioritas a adamelitas. En ambientes de arco de islas predominan la diorita de hornblenda calcoalcalina, diorita de hornblenda y biotita y cuarzodioritas, mientras que en ambientes de arco continental las intrusiones asociadas a minerales tienden a ser granodioritas y cuarzomonzonitas más alcalinas (Burnham, 1981). Los sistemas ígneos que generan los DPC comúnmente manifiestan eventos intrusivos múltiples que constituyen un centro ígneo que acuña una gran variedad de tipos de rocas intermedias. Sin embargo, el evento de metalización puede mostrar que generalmente esta asociado (en principio) con un único miembro de la serie intrusiva.

Las rocas huésped para éstos intrusivos incluyen una amplia variedad de litologías, desde volcánicos contemporáneos en algunos ejemplos hasta clásticos más antiguos o aún rocas del basamento cristalino en otros. Sin embargo, la situación más común involucra rocas volcánicas de edad aproximadamente similar a los intrusivos (lo que sugiere intrusivos someros). No obstante, hay reportes de pórfidos generados en ambientes distintos a arcos (Hou et al., 2001)

En esencialmente todos los casos, las rocas ígneas caen dentro del tipo-I del esquema de clasificación de granitos de Chapell y White (1974) y el sistema de la serie magnetita de Ishihara (1977). Su fuente es más probablemente el manto subyacente y su génesis esta incuestionablemente vinculada al proceso de subducción. Los procesos manifestados no obstante complejos, deben estar presentes en la génesis de magmas de arco (Wyllie, 1981). Esta complejidad es reflejada por el rango de la razón de estroncio inicial de intrusivos asociados a menas, el cual gradúa desde menos de 0.703 a más de 0.709 (Titley y Beane, 1981).

Sillitoe (1973) infirió que la formación de DPC ocurre dentro de un ambiente subvolcánico bajo estratovolcanes andesítico-dacíticos (Figura 4). Es posible, no obstante, que los DPC puedan también desarrollarse en los puntos apicales de stocks sobre grandes cuerpos ígneos, pero que no conectan a volcánicos sobreyacentes. Este modelo fue objetado porque los magmas silíceos asociados con los pórfidos cupríferos no formarían estratovolcanes. Si esos magmas alcanzaran la superficie formarían complejos de domos dacíticos a riolíticos. El punto crítico, sin embargo, es que los sistemas porfídicos se forman a profundidades de aproximadamente 2-8 km, siendo el valor más somero de este rango probablemente el más común (por ejemplo: Candela y Piccoli, 2005; Tosdal et al., 2009; Sillitoe, 2010).

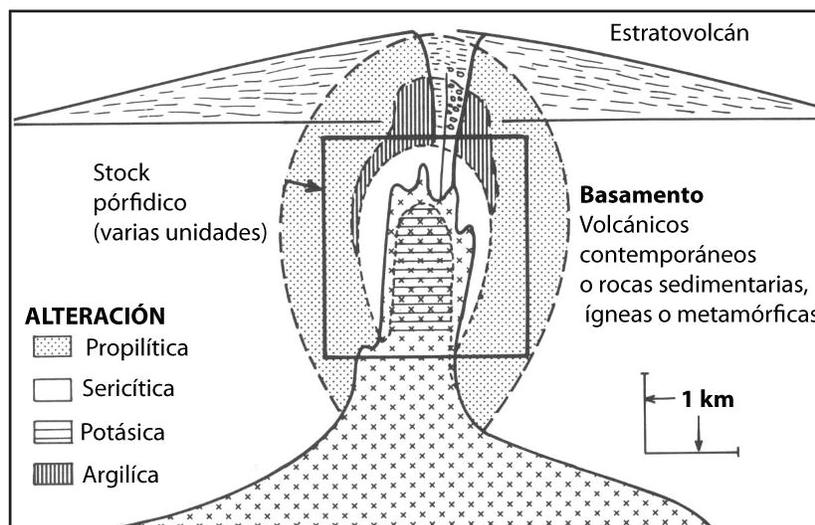


Figura 4. Modelo Generalizado para la formación de pórfidos cupríferos (modificado de Sillitoe, 1973).



Mineralización y alteración. La mineralización y los patrones de alteración hidrotermal manifiestos en los DPC están íntimamente relacionados (Lowell y Gilbert, 1970; Beane y Titley, 1981). En términos generales, las porciones centrales más profundas de los DPC están caracterizadas por mineralización diseminada o, de micro vetillas y alteración potásica. La relación cobre/hierro es alta y puede existir una zona del núcleo con contenido de sulfuros de bajo tenor (Figura 5). Las zonas profundas de sistemas porfídicos tienden a contener magnetita, actinolita, epidota, clorita y quizás albita como fases de alteración adicional. Hacia afuera y hacia arriba de esta zona las razones de cobre/hierro en el ensamblaje total de sulfuros disminuye y la alteración potásica da lugar a ensamblajes filíticos (cuarzo-sericita-pirita). En tales zonas la mineralización es exclusivamente tipo-vetillas y el contenido total de sulfuros tiende a alcanzar un máximo. Esas zonas están inevitablemente rodeadas por una amplia zona de alteración propilítica difusa (clorita-epidota-carbonato) que puede estar interrumpida localmente por alteración arcillosa intensa (cuarzo-caolinita-clorita; ver Figura 5). La mineralización en esas zonas externas ocurre como vetas discretas esporádicas, que en muchas ocasiones contiene cantidades menores de plomo-zinc y metales preciosos adicionados al cobre.

Exploración. La localización inicial de ocurrencias de mineralización tipo DPC, especialmente en áreas con mucha vegetación, se efectúa mejor por la técnica de prospección geoquímica (Chafee, 1982). Una vez encontrados tales sitios, es muy importante reconocer los patrones de alteración zonal, pero debe recordarse que tales patrones exhiben una amplia variedad de geometrías. La capacidad para interpretar éstas cubiertas y “ver a través” de ensamblajes supergénicos de alteración hipogénica es un arte valioso al respecto. En la evaluación de superficies que se muestran oxidadas y datos geofísicos (ejemplo, resultados de potencial inducido), es importante tener en mente que el contenido de sulfuros máximo y el contenido de cobre máximo raramente coincide. Generalmente, una combinación de geoquímica de rocas, un cuidadoso mapeo de alteración y la aplicación de las técnicas geofísicas adecuadas, proveen una base suficiente para iniciar el barrenado exploratorio. Actualmente, después de un siglo de exploraciones, prácticamente ya no se encuentran cubiertas lixiviadas expuestas; los hallazgos de pórfidos cupríferos en la última década están en un gran porcentaje cubiertos por gravas o rocas volcánicas post-mineralización en los que se requiere otra aproximación.

3.2 Brechas Tubulares Portadoras de Cobre (chimeneas de brecha)

Las brechas tubulares (BT) mineralizadas son de importancia económica relativamente menor comparadas con los enormes tonelajes de muchos DPC, pero son atractivas ya que requieren menor capital de inversión para desarrollarlas. Además, representan componentes significantes de muchos DPC y presentan algunos problemas interesantes respecto a su génesis.

Distribución y rocas ígneas. En términos generales, las asociaciones de rocas ígneas discutidas en la sección anterior sobre DPC en arcos principales se aplican igualmente a depósitos de brechas tubulares (DBT). Estos últimos se presentan ya aislados o en agrupamientos de unos cien o más, en los techos de batolitos o stocks de composición intermedia y en sus rocas volcánicas sobreyacentes. Su ocurrencia más común es en plutones granodioríticos que representan productos típicos de formación de arcos volcano-plutónicos (ej. Sillitoe y Sawkins, 1971). Muchos DPC contienen cuerpos brechoides. En algunos casos son claramente brechas formadas por fluidos relativamente tardíos en la secuencia de mineralización (Gustafson y Hunt, 1975), pero en otros, ocurren como cuerpos irregulares de rocas brechoides cuyo origen se debe a la fragmentación o desagregación de una roca pre-existente, ya sea por un fluido acuoso, por un magma que

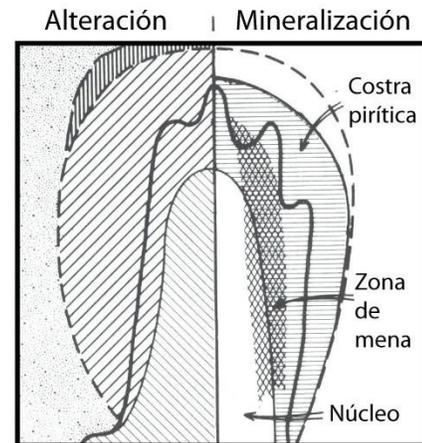


Figura 5. Ilustración de envoltentes de mineralización y alteración que se desarrollan en un sistema típico de pórfidos cupríferos (modificado de Beane y Titley, 1981).



actúa como fluido o por tectonismo.

Las BT mineralizadas que no son parte integral de los DPC ocurren extensamente en Chile, en el norte de México y en el suroeste de Estados Unidos básicamente.

Mineralización y alteración. La mayoría de estos depósitos ocurren como cuerpos circulares o elípticos generalmente subverticales, con una intensidad de mineralización y grado de metales altamente variables. Los sulfuros de cobre y molibdeno son los principales minerales económicos en las BT que se encuentran en los arcos principales, pero algunas chimeneas contienen cantidades significantes de tungsteno, como scheelita.

El zoneamiento mineral está fuertemente desarrollado en algunas BT y es menos prominente en otras. En la Chimenea "Washington", Sonora, México (Simmons y Sawkins, 1983) hay un desarrollo intenso de pirita, acompañada por cuarzo, sericita y turmalina en niveles cercanos a la superficie. A mayor profundidad, la pirita y la turmalina disminuyen, mientras que la sericita y la scheelita aumentan. En los niveles más profundos el ensamblaje dominante es calcopirita-clorita-calcita, sin embargo se encuentran numerosas áreas de alteración potásica. El contenido de molibdenita de la chimenea aumenta con la profundidad. En el área de "Cumobabi", Sonora, aproximadamente 12 km al Este del yacimiento, los patrones de zoneamiento metalífero son irregulares, de modo que la turmalina ocurre solo en chimeneas lejanas que afloran en elevaciones altas y son deficientes en la mineralización común (Scherkenbach y Sawkins, 1983).

Formación y mineralización de brechas tubulares. Los datos de inclusiones fluidas en las áreas mineralizadas de BT (Sillitoe y Sawkins, 1971; Fletcher, 1977; Carlson y Sawkins, 1980) indican temperaturas en el rango 300-475°C y un amplio rango de salinidades (5-45% peso NaCl equivalente). Una amplia distribución de inclusiones dominadas por vapor indica que los fluidos hidrotermales sufrieron una separación de fases.

La íntima asociación espacio-tiempo de las BT mineralizadas en arcos principales con magmatismo félsico

y/o emplazamiento de pórfidos cupríferos indica que aspectos importantes de su génesis deben ser similares a aquellos de DPC. El modo de formación de los cuerpos brechoides y chimeneas es, sin embargo, más equívoco. Los diversos mecanismos sugeridos incluyen magma retroalimentado y burbujas de agua magmática, principalmente.

No obstante gran parte del brechamiento real puede resultar de la sobrepresión de fluido (sobre la presión hidrostática) y/o, la expulsión violenta de fluido a partir de un magma en cristalización, al romperse el límite fragil-dúctil (ejemplo: Fournier, 1999). Una vez formada, la columna de brecha permeable actúa como un sitio ideal para la depositación de metales por fluidos minerales post-magmáticos ascendentes.

Los depósitos de brechas tubulares en "Cumobabi", Sonora, México. Las BT portadoras de cobre y molibdeno en Cumobabi, Sonora (Figura 6) son un buen ejemplo de los enigmas que presentan los depósitos de BT (Scherkenbach y Sawkins, 1985). Las rocas en la región son volcánicas calcoalcalinas. Las andesitas basales de grueso espesor (>200 m) están sobreyacidas por flujos intermedio a altamente silícicos y piroclásticos con un espesor total de aproximadamente 400 m, que fueron probablemente depositados cerca de las fisuras de alimentación. Esta secuencia está intrusionada por una cuarzo-

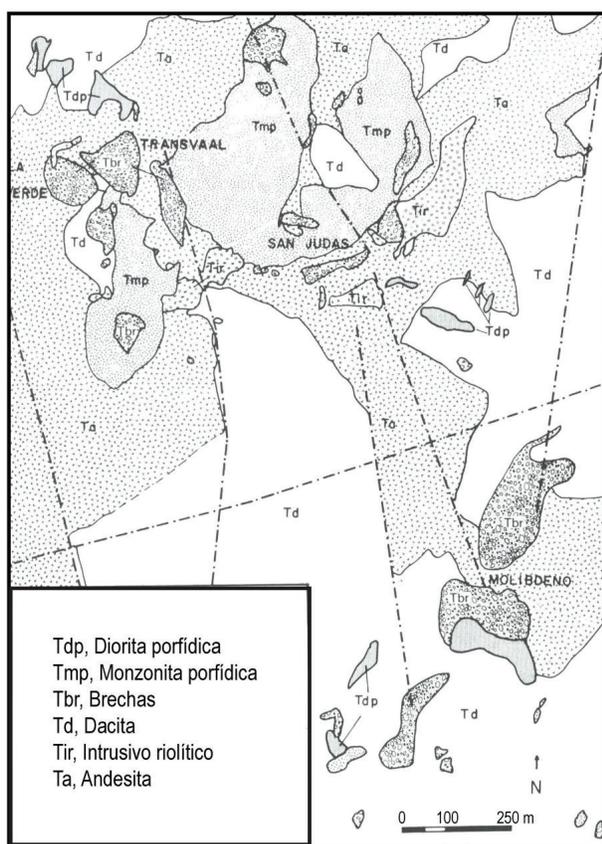


Figura 6. Mapa de la zona central de brechas en Cumobabi, Norte de México (modificado de Scherkenbah y Sawkins, 1983).



monzonita de forma irregular que está centrada en el área principal de mineralización. Cortando a esta unidad y a los volcánicos hay un número de pequeños apófisis de diorita porfídica. La intrusión más joven en el área es un microgranito que, de observaciones de núcleo, posee granos de tamaño cada vez más grueso con la profundidad y gradúa dentro de las granodioritas. Hay fallamiento de fuerte buzamiento en el área, con tendencias predominantes en direcciones Norte-Sur y Este-Oeste, gran parte de esta actividad de fallas parece haber precedido la mineralización y la alteración.

Hay al menos 35 cuerpos brechoides o chimeneas en el área las cuales están burdamente ubicadas alrededor del área San Judas-Transvaal. Incluido en éste arreglo de cuerpos brechoides hay brechas con fallas evidentes, brechas de explosión o fluidización y brechas de colapso. Las brechas de explosión (ejemplo, La Verde) están más compactas, contiene fragmentos redondeados y no está mineralizada fuertemente. Las brechas de colapso se caracterizan por fragmentos angulosos y tubulares, con sustanciales espacios vacíos y en general, fuerte mineralización hidrotermal, al menos en la parte central del área Cumobabi. Brechas mas alejadas y principalmente en elevaciones altas se caracterizan por un fuerte desarrollo de turmalina, pero poco o ningún sulfuro económico, al menos en la superficie. Las brechas más cercanas al centro del área parecen haber experimentado más de un episodio de brechamiento y esos episodios deben haber ocurrido antes de la mineralización, ya que no se ha observado ninguna evidencia de minerales brechoides.

La mineralización inicial en el área produjo "dedos" de fuerte alteración potásica acompañada por considerable depositación de anhidrita en las brechas centrales, rodeadas por una amplia zona difusa de propilitización, caracterizada por clorita, piritita y epidota local. Las zonas que sufren alteración potásica contienen ortoclasa, biotita, cuarzo, anhidrita, apatita y en menor cantidad clorita y/o sericita. La alteración sericítica en gran parte parece ser posterior a los eventos iniciales de alteración y haber sido, al menos en parte, controlada por fracturas o brechas permeables. Sin embargo, la alteración de sericita se pudo haber formado como una fase marginal de alteración potásica. La sericita, anhidrita, clorita, calcita, piritita y arcilla son las fases más comunes en zonas de alteración sericítica.

La mineralización de brechas asociadas con eventos de alteración potásica comprende molibdenita y menor cantidad de calcopirita, mientras que los minerales de ganga son cuarzo, ortoclasa, biotita, anhidrita y menor cantidad de apatita y fluorita. Adyacente a algunas chimeneas, hay mineralización de calcopirita diseminada del tipo porfídico. En términos generales, la depositación de molibdenita está cercanamente asociada con una fuerte alteración potásica, mientras que la depositación de esfalerita y tetraedrita siguen a la calcopirita y están íntimamente asociadas con alteración sericítica.

Cristales de cuarzo euhedral de más de varios centímetros de longitud ocurren dentro de muchas de las brechas centrales, especialmente en San Judas y Transvaal. Esos cristales contienen excelentes ensamblajes de inclusión de fluidos de los que se obtienen datos como temperatura y salinidad, indicando la presencia de fluidos calientes (340-410°C) durante la mineralización.

La similitud de estos ensamblajes de inclusión de fluidos mineralizantes en DPC es análoga a la responsable para la depositación mineral en Cumobabi. En ambos casos, es claro que los intrusivos subyacentes fueron la fuente principal de tales fluidos.

Exploración. Las chimeneas, especialmente las que contienen cantidades considerables de cuarzo, afloran en forma prominente y clara de sus rocas hospedantes. Tales chimeneas son claramente localizables y reconocibles. Además, el zoneamiento vertical presente en muchas chimeneas puede crear situaciones donde éstas sean esencialmente improductivas en la superficie de erosión existente, pero con material con grado de mena a profundidad.

En áreas donde ocurren varias chimeneas, debe disponerse una atención cuidadosa en la ocurrencia de tipos de limonita, texturas brechoides, material intersticial y características de alteración y geoquímica de cada afloramiento de chimenea. También deben considerarse las técnicas geofísicas que ayudan a valorar el contenido de sulfuros metálicos bajo la zona de oxidación. Finalmente, se requiere de barrenado por diamante para evaluar aquellas chimeneas cuyas características superficiales son más favorables. Hay una fuerte tendencia de estos cuerpos a estar más fuertemente mineralizados en sus márgenes.



3.3 Depósitos de Skarn

El término skarn se usa para categorizar ensamblajes calco-silicatados formados como resultado de procesos metasomáticos e hidrotermales relacionados en tiempo y espacio al enfriamiento de cuerpos ígneos de composición intermedia a félsica en contacto con secuencias de rocas sedimentarias carbonatadas.

Distribución y rocas ígneas. Los skarns metasomáticos de contacto mineralizados se desarrollan en márgenes continentales y arcos principales oceánicos, básicamente donde se encuentran rocas ricas en carbonato. A lo largo de los arcos de margen continental tales litologías son más comunes, resultado de la sedimentación en cuencas de tras-arco.

Las áreas principales de arcos que contienen este tipo de mineralización incluyen los batolitos de la Sierra Nevada y Aconchi, Sonora. No obstante, los pórfidos cupríferos asociados a skarn representan un subgrupo importante, tales depósitos también ocurren en ambientes de arco interno donde las rocas carbonatadas tienden a ser más abundantes.

La mayoría de los depósitos de skarn están asociados con granitoides tipo-I, series de magnetita y en algunos casos con granitoides de la serie ilmenita. Esto es válido para skarns en áreas de arco, pero los depósitos de skarn se presentan en múltiples ambientes geológicos dada la presencia de secuencias carbonatadas e intrusiones de tipos múltiples.

Mineralización. Los depósitos skarn de magnetita pueden dividirse en tipo cálcico que se forman en ambientes de arco de islas y en tipos de magnesio encontrados dentro de arcos Cordilleranos y sus márgenes internas (Einaudi et al., 1981). Los cálcicos, son skarns de magnetita relacionados a arco de islas que están típicamente asociados con intrusivos dioríticos o aún gabroicos. Ellos están caracterizados por formación de cantidades significativas de skarn a partir de rocas ígneas, extenso metasomatismo sódico y, en algunos casos, concentraciones de níquel.

Los depósitos skarn de magnetita magnesífera en ambientes Cordilleranos están asociados con intrusivos más félsicos tales como cuarzo-monzonita y tienden a formarse solo en rocas dolomíticas.

Los skarns de tungsteno asociados con stocks y batolitos granodioríticos de grano grueso son extensos en las áreas de arco principal del Oeste de Estados Unidos y Norte de México (Figura 7).

El otro grupo principal de depósitos de skarn formado en ambiente de arcos principales son las menas de metales base, principalmente de cobre. Se conocen unos cuantos en zonas de arcos de islas, que ocurren adyacentes a plutones cuarzo-dioríticos, pero muchos ocurren en ambientes de margen continental. Los depósitos de skarn cupríferos junto a tales arcos pueden dividirse en aquellos asociados con DPC y otros asociados a intrusivos no-mineralizados. Los primeros tienden a ser de grano más fino y exhiben una alteración hidrotermal retrógrada más marcada que los últimos. En muchos ejemplos la mineralización de zinc es significativa, especialmente aquellos que contienen cantidades substanciales de plomo.

En términos generales, los depósitos de skarn sulfurosos difieren de los skarn de tungsteno en que tienen ensamblajes de óxidos silicatados y se desarrollan en niveles someros de la corteza.

Discusión y exploración. Como ya se dijo antes, muchos skarn ocurren próximos a contactos ígneos, aunque algunos están a distancias de más de 2 km. En el último caso, una combinación de buenas estructuras de acceso para los fluidos metasomatizantes y contactos de roca hospedante de carbonato-silicato controlará



Figura 7. Distribución de yacimientos skarn de tungsteno en el W de Norte América y NW de México. Observe la asociación de esos yacimientos con intrusivos graníticos de dimensiones batolíticas (modificado de Meinert et al., 1980).

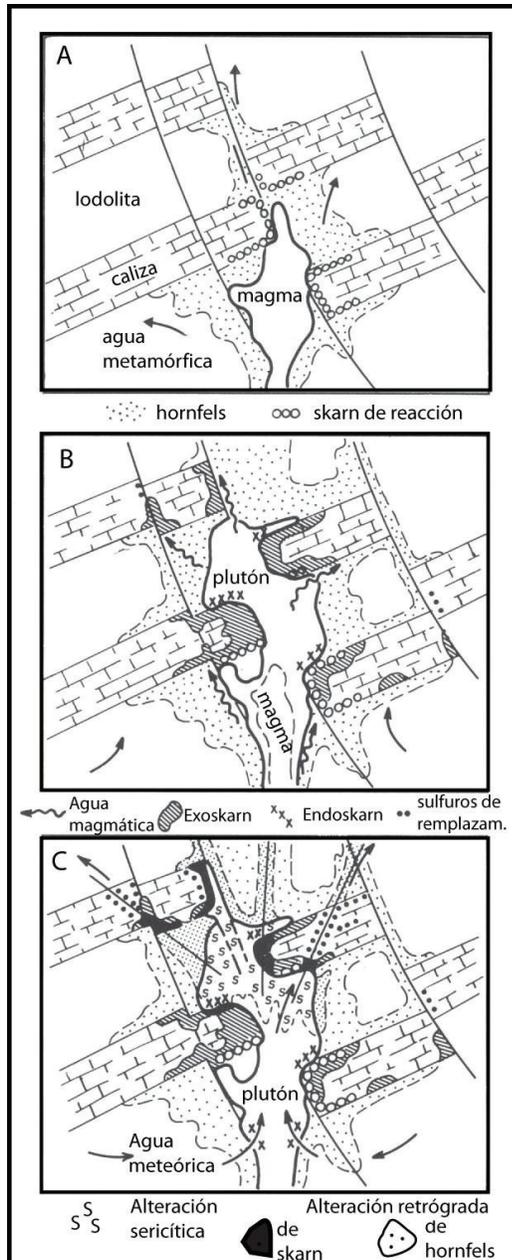


Figura 8. Modelo generalizado para los estados de evolución de la formación de skarn mineralizado. (A) Emplazamiento original de magma; (B) Los fluidos magmáticos generados de cristalización de magmas forma exoskarn en calizas junto a stocks y contacto de fallas; (C) El enfriamiento progresivo del sistema permite el influjo de aguas meteóricas provocando alteración sericítica del stock, alteración del skarn, y reemplazamiento de sulfuros-sílice-carbonatos sobre las grandes estructuras (modificado de Einaudi et al., 1981).

los sitios de desarrollo del skarn (Figura 8). Las posibilidades de descubrir cuerpos mineralizados escondidos de este tipo existe siempre en áreas de arco principal donde las unidades carbonatadas son intrusionadas por plutones de composición intermedio a félsica. También, muchos skarn de metales base son transicionales a DPC. Y los skarn de tungsteno son más probables de encontrar sobre plutones o en los techos de los batolitos.

Otro problema que enfrentan los exploradores es la localización de la metalización óptima dentro de los complejos de skarn. Esto requiere un conocimiento del zoneamiento característico de un skarn particular, ambos en términos de mineralogía y química mineral.

Métodos geofísicos de exploración tales como el magnético pueden usarse para delinear zonas de skarn que contengan magnetita, y contactos ígneos en el subsuelo. Obviamente los skarn del subsuelo contienen cantidades significantes de minerales de sulfuros conductivos que darán buena respuesta a conductividad o polarización inducida probando que ellos no están profundos, pero la presencia de grafito desarrollado de la recristalización de materiales carbonosos en las rocas hospedantes puede ser problemática en términos de interpretación de esos tipos de anomalía geofísica.

3.4 Depósitos de Vetas

Distribución y rocas ígneas. Los depósitos de vetas ocurren sobre un área extensa en las porciones volcánicas superiores de los arcos principales y dentro de la porción más alta de stocks y batolitos. Estos incluyen vetas de cobre-oro-plata y depósitos epitermales o de bonanza oro-plata y, más importantes en términos de economía actual, volúmenes explotables de stockwork o depósitos de metales preciosos diseminados. La Sierra Madre Occidental de México contiene importantes depósitos de veta de metales preciosos (Smith et al., 1982).

Los depósitos de vetas epitermales, especialmente aquellos de metales preciosos, ocurren predominantemente en rocas volcánicas, particularmente aquellas de composición andesítica. Las vetas de metales base tienden a ocurrir dentro o adyacentes a rocas plutónicas de composición calcoalcalina a félsica.

Mineralización y alteración. Los depósitos de vetas asociados con el desarrollo de arcos principales forman un grupo heterogéneo de depósitos, pero pueden ser agrupados

en vetas de oro-plata epitermal (tipo bonanza), vetas de cuarzo-oro de ambientes profundos, y vetas de metales base con plata y/o oro.

Las vetas epitermales de metales preciosos ocurren más típicamente en rocas huésped andesíticas, y están más comúnmente manifiestas como fisuras de relleno bien definidas, en las que el cuarzo es el mineral de ganga dominante. La calcita y/o adularia también son minerales importantes de ganga en algunos casos.

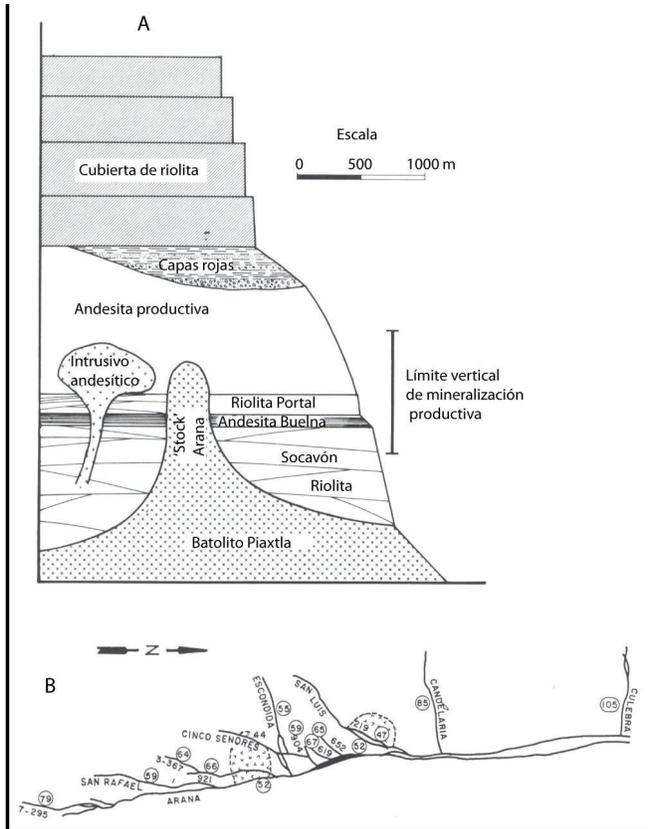


Figura 9. A. Sección diagramática de la estratigrafía y fases intrusivas en la mina Tayoltita, México (modificado de Smith et al., 1982). **B.** Planta del sistema de vetas mostrando las razones Au-Ag (44) de las vetas mayores (modificado de Smith et al., 1982).

La metalización consiste de oro nativo y sulfuros de plata y sulfosales; el contenido de metales base en tales vetas es notablemente bajo. Los ensamblajes de alteración pueden variar con la profundidad, pero muchas están rodeadas por una envolvente de alteración propilítica con clorita dominante.

Sistema de vetas en Tayoltita, Durango, México. El sistema de vetas en Tayoltita (Smith et al., 1982; Figura 9) presenta razones plata-oro considerablemente altas. Este sistema es particularmente instructivo, por el buzamiento post-mineralización combinado con la topografía abrupta que ha permitido la exposición de unidades de rocas subyacentes a profundidades de casi 1.5 km debajo del intervalo mineralizado (Figura 10). Esta zona favorable se encuentra dentro de una secuencia alternante de andesitas y riolitas que sobreyacen y son intrusionadas por rocas plutónicas granodioríticas, representativas de la parte más alta de un gran batolito. La cuarzo-monzonita encontrada en el túnel de Tayoltita se ha fechado en 42.8 Ma.

Vetas y vetas brechoides del sistema extensivo Tayoltita están dominados por ganga de cuarzo, acompañado por cantidades menores de adularia, johansenita-rodonita y, localmente

calcita. La metalización de oro y plata está asociada con cuarzo grisáceo.

Discusión y exploración. La génesis de muchos metales preciosos y vetas de metales base en arcos principales parece estar íntimamente relacionada a la operación de celdas de convección de agua meteórica conducida por fuentes de calor magmático subyacentes. Los datos de temperatura de inclusión de fluidos de tales depósitos se concentran en el rango de 240-280°C, el cual es precisamente el de muchos sistemas geotérmicos modernos (Ellis, 1979). Lo que es más problemático, es el origen de los metales en esos sistemas.

La relación más directa para el explorador es la indicación de que los sistemas de vetas epitermales se forman dentro de unos cuantos cientos de metros de la paleosuperficie, y que el intervalo vertical

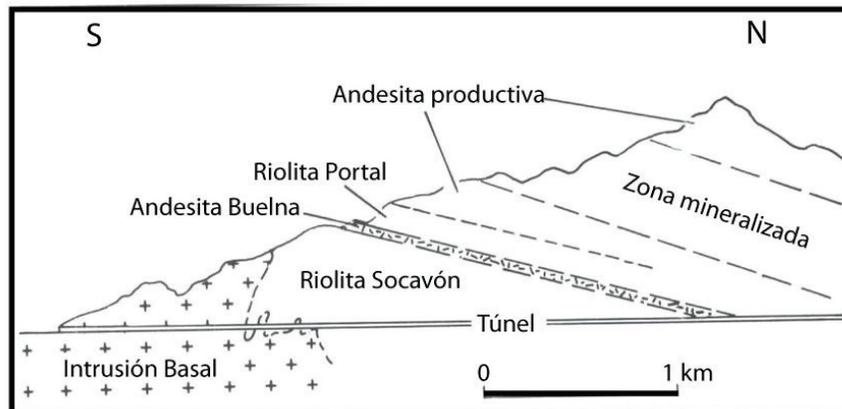


Figura 10. Sección longitudinal del sistema Tayoltita (modificado de Cía. Luismin, México).



sobre el que los minerales se desarrollaron raramente excede 500 metros. En oposición a su extensión vertical restringida, los sistemas de vetas de este tipo son mucho más extensos lateralmente y pueden continuar por varios kilómetros. También es significativo el hecho que las zonas que sobreyacen los horizontes comúnmente mineralizados pierden la estructura bien definida de vetas y pueden estar ya intensa o débilmente alterados. Así, en áreas donde la erosión no ha actuado suficientemente, sistemas completos de vetas estarán esencialmente escondidos. En algunos ejemplos, arsénico, antimonio, y quizá halos dispersos de mercurio existen sobre esos sistemas de vetas de metales preciosos y pueden ser encontrados por estudios geoquímicos.

3.5 Depósitos Adicionales en Arcos Principales: Depósitos de magnetita masiva

Hay un cierto número de depósitos de magnetita masiva alrededor de la margen del Pacífico que representa fuentes locales importantes de mineral de hierro (Park, 1972). La mayoría de éstos ocurren como reemplazamientos metasomáticos de contacto adyacentes a stocks de diorita o granodiorita en rocas volcánicas o sedimentos, y en algunos casos la distinción entre éstos y los depósitos de skarn de magnetita es difícil de hacer. Depósitos esencialmente similares ocurren en Las Truchas, México (Salas, 1975), y Texada, Columbia Británica (Sangster, 1969).

Actualmente no es claro si los depósitos en El Romeral de magnetita masiva en arcos principales son realmente hidrotermales en origen, o representan equivalentes intrusivos de los flujos de magnetita masiva como El Laco, Chile y Cerro Mercado, México. Esos depósitos de flujo de magnetita están asociados con volcánicos félsicos (Alva-Valdivia et al., 2001, 2003a, 2003b; Bookstrom, 1977; Frutos y Oyarzún, 1975; Henríquez y Martín, 1978; Hitzman, 2000; Makshev, et al., 1988; Naslund et al., 2002; Nyström y Henríquez, 1994; Park, 1961; Rhodes et al., 1999; Sillitoe y Burrows, 2002).

Discusión

En arcos donde el ángulo de buzamiento permanece constante por periodos significativos de tiempo (decenas de Ma) los arcos principales tienden a ser estrechos, pero si el ángulo de buzamiento cambia con el tiempo el eje del arco principal cambiará y el arco resultante será más amplio y más difuso. En los arcos principales de México y del Sur-Oeste de Estados Unidos ha habido una tendencia a disminuir del ángulo de subducción con el tiempo y ha resultado un periodo inicial bien definido de eventos magmáticos (Clark et al., 1982). En tales casos se vuelve difícil separar eventos magmáticos que pertenecen al arco principal contra aquellos asignados a ambientes de arco interno. Quizá el magmatismo de arco interno representa tan solo actividad ígnea relacionada a un ángulo de subducción bajo.

De las secciones previas es claro que la metalogenia de arcos principales está dominada por cobre, hierro y depósitos de metales preciosos además de cantidades menores de mineralización de tungsteno y molibdeno locales. En casi todos los casos los depósitos se encuentran paralelos al eje de la trinchera, pero su distribución tiende a estar controlada en parte por segmentación tectónica a través del arco (Sillitoe, 1974). Las rocas intrusivas asociadas con esos depósitos son principalmente, tonalitas, granodioritas y en mucho menor cantidad adamelitas pero los tipos más máficos (diorita, cuarzodiorita) y más alcalinos (monzonita, monzonita y sienita) son localmente muy importantes.

Sillitoe (1981) ha detallado la importancia relativa de los tipos de depósitos minerales dentro de arcos principales específicos (ver Tabla 1 en Sillitoe, 1981). El hecho que el mismo espectro de tipos de depósito mineral caracteriza esos arcos, no obstante sus variaciones en madurez, ambiente de corteza y edad, indica que la generación de magma y posterior depositación de minerales no debe estar influenciada en ninguna forma por esas variaciones.

Se ha observado que en general los DPC en ambientes de arcos de islas tienden a ser ricos en oro y pobres en molibdeno y que lo inverso es cierto para pórfidos en arcos Cordilleranos (margen continental) (Kesler, 1973). La química metalífera de los depósitos porfídicos y, por ese sentido, de la mayoría de depósitos encontrados en arcos principales, está aparentemente más íntimamente relacionada a evolución magmática y espesor de corteza que a variaciones regionales en la litoquímica de las rocas de la superficie y basamento en diferentes áreas. De este modo, la restricción de depósitos de tungsteno a arcos cordilleranos principales



y el mayor tamaño promedio de DPC dentro de tales arcos, pueden estar influenciados por un mayor espesor de corteza propio de arcos cordilleranos a diferencia de arcos oceánicos (Sillitoe, 1981).

4. Yacimientos metalíferos en la parte interna de arcos principales

En sistemas de arcos de islas maduros (ej. Japón) y franjas Cordilleranas se forma una gama de depósitos metalíferos que son suficientemente distintivos de aquellos de arcos principales para ameritar considerarlos separadamente. Ellos exhiben una íntima asociación espacial con stocks aislados que intrusionan la zona en el lado interno de los arcos principales. La demarcación precisa de esta zona no es fácil siendo particularmente más difícil en situaciones donde el arco principal ha migrado hacia atrás y hacia adelante relativamente al eje de la trinchera. Como ya se sugirió antes, el magmatismo de arco interno y la metalogénesis relacionada es probablemente una función del bajo ángulo de subducción (Figura 11).

4.1 Depósitos por metasomatismo de contacto

Los depósitos metasomáticos de contacto (YMC), se caracterizan por una gran cantidad de zinc, plomo y plata, ocurren en el lado Este de la Sierra Madre Occidental en México (Salas, 1975) y sobre el lado Este de los arcos magmáticos relacionados a subducción en el Oeste de Estados Unidos durante el Periodo Cretácico a Terciario medio (Sillitoe, 1981). Los stocks aislados que están adyacentes a tales depósitos, varían en composición de dioritas a granitos, pero son más comúnmente granodioritas o cuarzo-monzonitas. La roca hospedante carbonatada de los depósitos representa típicamente sedimentación en una plataforma continental o ambiente de plataforma estable.

Mineralización. El desarrollo de esos YMC resultan del reemplazamiento de las unidades carbonatadas adyacentes a stocks, pudiendo resultar una gran variedad de geometrías en los cuerpos mineralizados (Figura 12). En Naica, México, por ejemplo, mantos con superficie plana controlados por un estrato base están intercalados con depósitos de chimeneas (Stone, 1959), mientras que en otros casos ocurren principalmente en chimeneas con buzamiento abrupto. Muchos de los depósitos de esta categoría están asociados con un fuerte desarrollo de skarns. Los cuerpos mineralizados a veces cortan sus rocas hospedantes en ángulos altos y otras siguen el buzamiento somero de las unidades

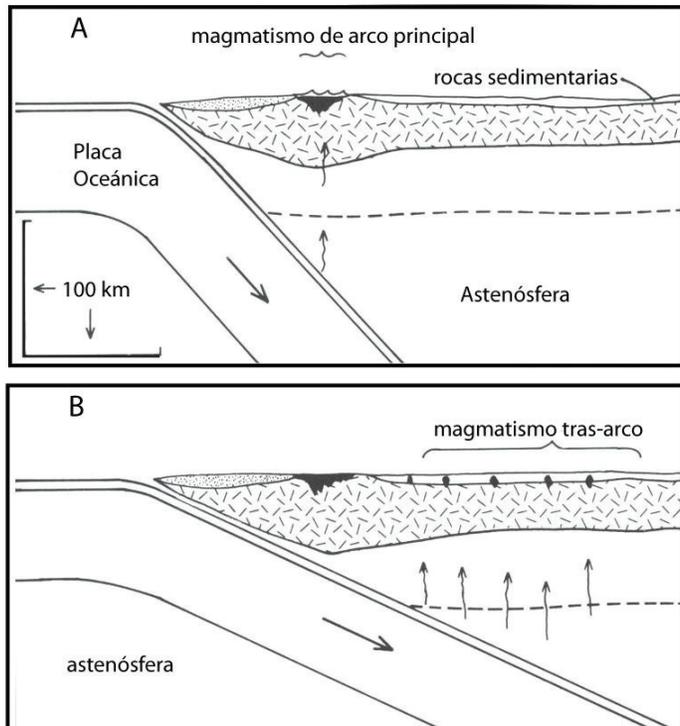


Figura 11. Ilustración esquemática de (A) una banda estrecha de actividad magmática (arco principal) sobre una placa litosférica con fuerte buzamiento, y (B) una zona amplia y difusa de actividad magmática (arco interno) sobre una placa litosférica con poco buzamiento.

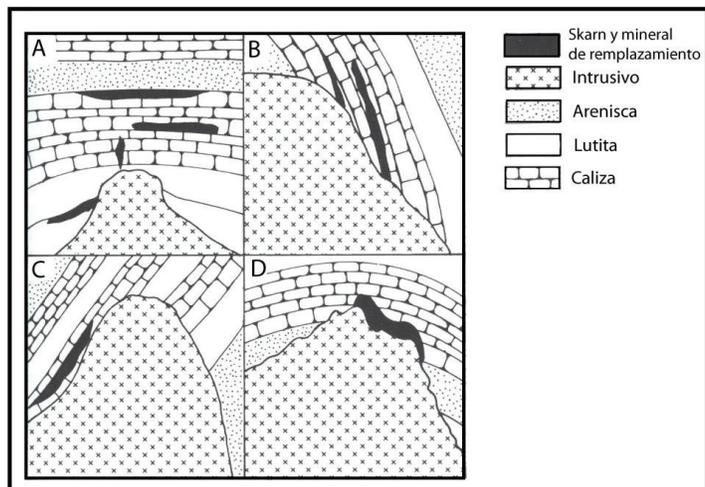


Figura 12. Geometrías típicas de yacimientos de skarn en calizas, encontrados en regiones de arco interno del W de Estados Unidos y N de México.



carbonatadas.

El zinc, plomo y plata son los metales más característicos. Los depósitos exhiben generalmente un patrón zonal bien definido con los minerales plomo-zinc yaciendo periféricamente a los de cobre. En general, los stocks intrusivos asociados espacialmente con estos depósitos no están mineralizados, pero a veces ocurren algunas excepciones importantes a esta regla.

Los minerales de los YMC tienden a ser masivos en carácter, especialmente donde el desarrollo del skarn es restringido. Los sulfuros de hierro en muchas ocasiones representan una fracción significativa del mineral masivo y ocurren como pirita, en algunos casos acompañada por menos cantidad de pirrotita.

Los ensamblajes de calco-silicatos asociados a menas de YMC de arco interno son complejos, pero se asemejan a aquellos descritos en más detalle para skarn sulfurosos de arcos principales. Sin embargo, en muchos casos (ej. Naica) los granates tienden a ser grosularíticos más que andradíticos en composición. Las trayectorias de los fluidos mineralizantes están inevitablemente controladas por fracturas estructurales en la roca hospedante, y las unidades carbonatadas que se muestran sobre basamento más antiguo tienden a ser huéspedes importantes para mineralización. Sin embargo, la razón precisa del por qué ciertas unidades carbonatadas están mineralizadas preferencialmente a otras no es claro en muchos casos.

Depósitos de Ag-Pb-Zn "La Providencia", Zacatecas, México. Las chimeneas de sulfuros masivos en la Providencia han producido varios millones de toneladas de minerales ricos en plata de alto grado, y representa un ejemplo bien estudiado de arco interno, del tipo YMC (Sawkins, 1964). Cuerpos elongados de forma tubular de sulfuros minerales de plomo-zinc ocurren en calizas del Jurásico Superior y Cretácico con fuertes buzamientos adyacentes al margen Sur del stock "La Providencia" (Figura 13). Este intrusivo

granodiorítico es continuo en el subsuelo con la Granodiorita "Concepción del Oro" hacia el Sureste donde ocurren importantes depósitos de skarn de cobre (Buseck, 1966), y donde más toneladas de skarn mineralizado de cobre-tungsteno han sido recientemente descubiertos. Determinaciones de edad K/Ar y Rb/Sr de minerales de la granodiorita y de la mineralización indican una edad de 40 Ma para ambos intrusivos y mineralización. Las razones de estroncio inicial son 0.705 (Ohomoto, 1966).

Discusión y sugerencias para exploración. Los YMC que se forman en la vecindad de stocks aislados de composición intermedia a félsica intrusionados en el lado interno de arcos principales, son fuentes importantes de metales base y plata. En los Andes y Norte de México la combinación de tales stocks y rocas carbonatadas producen casi invariablemente algunas indicaciones de mineralización. En el caso de los

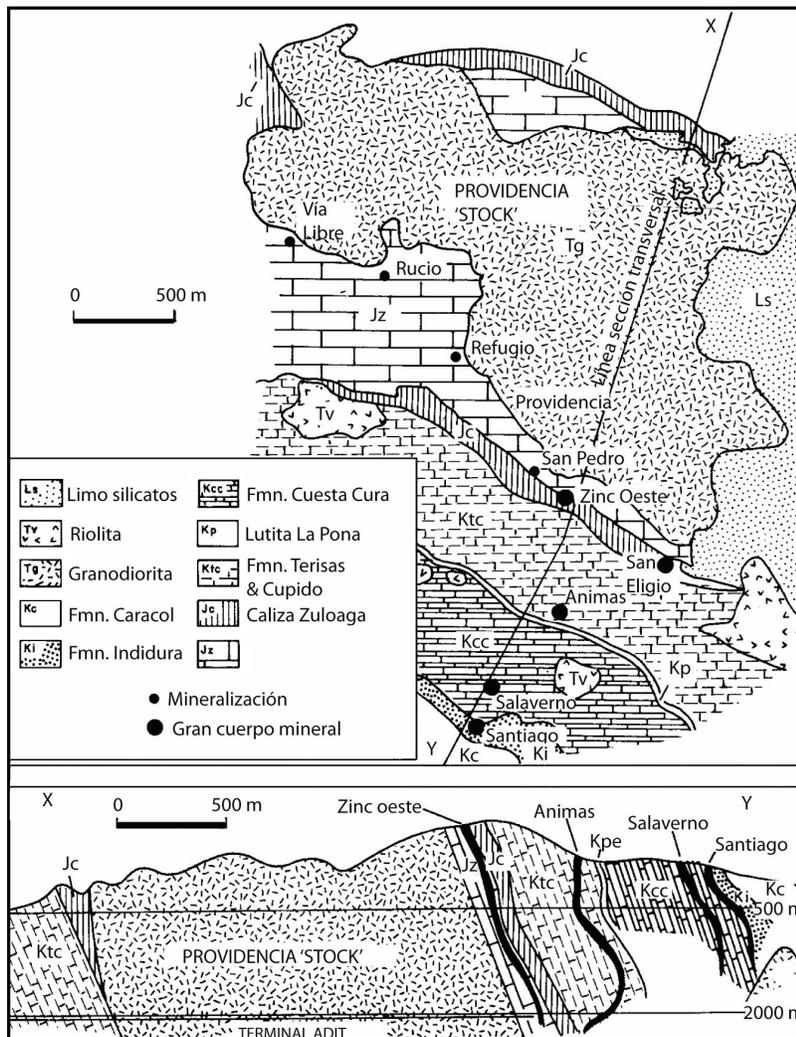


Figura 13. Mapa y corte transversal del área minera de la Providencia, México (Sawkins, 1964).



depósitos "Santa Eulalia" y "Naica" en México los cuerpos mineralizados están sobre los techos de los stocks, mientras que en "San Martín", México (Burton, 1975) y "Providencia" los cuerpos mineralizados ocurren principalmente junto a flancos de intrusivos con buzamientos abruptos.

Si las menas son pobres en zinc, las técnicas geofísicas electro-magnéticas (EM) pueden ser efectivas, pero en el análisis final la barrenación es la única forma de probar realmente las áreas inexploradas. También es importante reconocer rasgos estructurales y litológicos que pueden haber influenciado las trayectorias de los fluidos mineralizantes.

4.2 Sistemas de Vetas Polimetálicas

Los sistemas de vetas polimetálicas (VP) contienen plata-plomo-zinc (- cobre), y también caracterizan el lado interno de sistemas de arco principal y exhiben una distribución similar en área en comparación con los depósitos metasomáticos discutidos en la sección anterior. La gran diferencia es que esos sistemas de vetas se desarrollan primordialmente en rocas huésped no carbonatadas. En muchos de los depósitos minerales más importantes de arco interno, estos depósitos de vetas ocurren íntermezclados con minerales metasomáticos de contacto. Donde el zoneamiento está bien desarrollado en tales distritos; las vetas más alejadas contienen primeramente plata y se combinan en carácter con depósitos de veta epitermales típicos.

En general en estos depósitos de veta, la plata está presente principalmente en una variedad de sulfosales minerales, y el cuarzo y la calcita son los minerales de ganga predominantes. En muchos casos la roca hospedante para tales sistemas de veta son volcánicas Terciarias, y localmente lechos rojos o aún esquistos. La alteración de la roca circundante esta generalmente representada por alguna combinación de sericitización, silicificación y cloritización. En México ocurren mineralizaciones similares tipo-veta en lugares como Taxco, Pachuca, Fresnillo, San Luís Potosí y Parral (Salas, 1975).

Discusión y exploración. No obstante que muchos sistemas de vetas en regiones de arco interno pueden ser adecuadamente designados como polimetálicos, muchos otros contienen cantidades relativamente menores de metales base y son quizá más correctamente designados como depósitos de metales preciosos epitermales.

Los sistemas de vetas a causa de su extensión y alteración asociada, son generalmente fáciles de descubrir en los terrenos abruptos que caracterizan las regiones Cordilleranas. Además, debe ponerse atención especial a los aspectos de la geología local, especialmente estructural.

4.3 Depósitos de Estaño-Tungsteno

Sobre el extremo del lado interno de algunos sistemas de arco Cordillerano, ocurren franjas de rocas ígneas de composición intermedia a félsica que contienen depósitos de estaño y/o tungsteno asociados. El principal ejemplo es la franja de estaño Boliviana en los Andes, ocurriendo situaciones esencialmente similares en el Noroeste de Canadá, y localmente en Corea y Nueva Gales del Sur, Australia. En México hay también una o dos ocurrencias menores de estaño dentro de la provincia de Pb-Zn-Ag de arco interno. Las rocas ígneas asociadas con este grupo de depósitos son básicamente cuarzo-monzonitas y granitos, y parecen representar a los tipos I y S.

Mineralización. Este grupo de depósitos de estaño y/o tungsteno es bastante heterogéneo en términos de su tipo de depósito y metales asociados. Ningún modelo genético particular es quizá el apropiado para este diverso grupo de depósitos, pero su invariable asociación con magmatismo félsico indica que los procesos magmáticos hidrotermales deben haber sido un común denominador en la génesis de la mayoría. Este tipo de depósitos se asocia normalmente con intrusivos reducidos (serie ilmenita de Ishihara) y de derivación por fusión cortical.

Discusión y sugerencias para exploración. Como ya se enfatizó, los depósitos de estaño y/o tungsteno que se forman en ambientes de arco interno incluyen una gran variedad de tipos de depósitos desde porfídicos a chimeneas, skarn y vetas. En vista de esto, y la posible asociación de magnesio y otros minerales con intrusivos tipos-S más generalmente aceptados, no es posible verlos como un grupo cohesivo,



además que muchos depósitos ocurren en el lado del arco interno.

Desde un punto de vista económico los grandes depósitos tipo skarn y porfídicos controlan las técnicas de minería en volumen, ya que son claramente los más importantes. En términos de descubrimientos futuros, es probable que mucho potencial se encuentre en depósitos de skarn, porque ellos se forman en ambientes algo más profundos, y tienen menos extensión vertical y menor alteración periférica a diferencia de los depósitos porfídicos. La existencia de los cuerpos mineralizados de skarn escondidos es por tanto más probable. Los depósitos de pórfidos estañíferos por otro lado son emplazados en niveles subvócánicos muy someros, y son de este modo susceptibles de removerse por erosión.

La exploración para depósitos de skarn de tungsteno escondidos deberá ser extremadamente discutida, a menos que haya suficientes sulfuros asociados para generar anomalías por conductividad que podrían tratar de encontrarse usando técnicas geofísicas apropiadas. Los márgenes de stocks de tamaño pequeño e intermedio que intrusionan dentro de terrenos carbonatados junto a las zonas más adentradas de los arcos internos deban ser las áreas en las que se deben concentrar tales esfuerzos de exploración.

5. Yacimientos metalíferos de rifts relacionados a arcos

El desarrollo de regímenes tectónicos extensionales tras arco o en arcos volcánicos es un fenómeno común (Vine y Smith, 1981). Tales regímenes se desarrollan dentro ó tras los sistemas de arcos de islas construidos en ambientes oceánicos o adyacentes a ellos; más que dentro de márgenes continentales. La tectónica extensional que caracteriza al Oeste de los Estados Unidos y el Norte de México después de aproximadamente 30 Ma es considerada como un ejemplo de este mismo fenómeno desarrollado dentro de la porción continental de la placa Norteamericana (Keith, 1978; Lipman, 1980; Eaton, 1979).

Los ambientes magmáticos relacionados con extensión tras las zonas de subducción pueden ser complejos. En los Estados Unidos, por ejemplo, el inicio de tectónica extensional y volcanismo bimodal basáltico-riolítico en el tiempo post-Laramídico (Leeman, 1982) no implicó el cese total de magmatismo calcoalcalino el cual gradualmente regresa hacia el Oeste desde aproximadamente 40-10 Ma. Varios tipos importantes de depósitos metalíferos se generan en éstos regímenes, algunos están limitados al Cenozoico tardío, y otros parecen estar representados en terrenos de varias edades.

5.1 Depósitos Porfídicos de Molibdeno tipo-Climax.

El mayor volumen de producción de molibdeno del mundo viene de una serie de grandes depósitos que están espacialmente asociados con el sistema de rift Río Grande y/o la Franja de Mineralización de Colorado. La orientación de esta franja de tendencia NE se conoce como un gran flujo de considerable antigüedad, y la actividad de fallas junto a la franja data un regreso en 1.7 Ma. Bookstrom (1981) observó que rocas ígneas y metamórficas del Precámbrico y Terciario en esta zona exhibían enriquecimientos significantes en molibdeno, sugiriendo la existencia de una provincia de molibdeno en Colorado.

Los grandes depósitos de molibdeno están asociados con una serie de stocks de pórfidos riolíticos altos en sílice, ricos en álcalis, emplazados entre 33 y 17 Ma. Composicionalmente, esos intrusivos son distintivos de los intrusivos calcoalcalinos asociados con variantes de DPC dominados por molibdeno en sistemas de arco principal (Sillitoe, 1980).

La generación de rocas ígneas riolíticas ricas en álcalis con las cuales los depósitos de molibdeno tipo-Climax están asociados en tiempo y espacio, está aparentemente relacionada de alguna forma con un estado de transición entre la disminución de convergencia y el inicio de un rifting tras-arco en un área que está a miles de kilómetros hacia el interior del margen continental (Figura 14).

Mineralización y alteración. Los depósitos de molibdeno tipo-Climax son depósitos enriquecidos de elementos litófilos (tungsteno, estaño, niobio, tantalio) que esencialmente no contienen cobre. Los cuerpos mineralizados consisten de zonas, típicamente en forma de escudillas invertidas, de intersecciones de stockwork con vetillas de cuarzo y molibdenita. La mineralización usualmente está concentrada sobre o dentro de las porciones más altas de pórfidos intrusivos específicos.

En general, la molibdenita contenida en el stockwork de vetillas de cuarzo es de grano muy fino

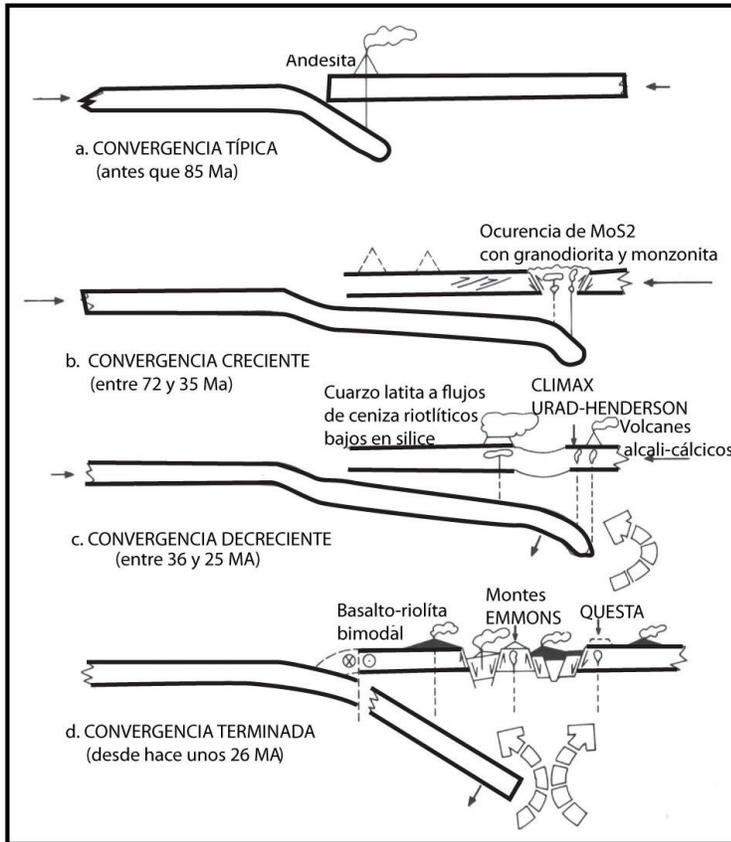


Figura 14. Tectónica de placas hipotética a través de secciones que muestran cambios inferidos en subducción, tectonismo y magmatismo en la región montañosa de Colorado en relación a la génesis de yacimientos porfídicos de Mo (modificado de Bookstrom, 1981).

Keith (1981) han revisado la relación entre la química del magma y depósitos porfídicos de molibdeno y han demostrado que los tres principales subtipos de depósitos porfídicos de molibdeno, exhiben una convincente interdependencia entre la química magmática, grado de enriquecimiento del metal litófilo y ambiente tectónico (Figura 15). Ellos concluyen que las diferencias entre depósitos tipo-Climax y sus contrapartes calcoalcalinas y alcalinas se derivan a partir de un magma químico inicial y la evolución posterior del sistema hidrotermal magmático. Ellos también postulan, basados en consideraciones isotópicas, una fuente en la subcorteza para los grandes constituyentes en tales sistemas hidrotermales. Esta importante contribución no solo favorece a la composición de depósitos porfídicos de molibdeno, sino demuestra convincentemente que, cuando la base de datos empírica es suficientemente amplia, como para el Oeste de Norte América, las

e íntimamente intercrecida con cuarzo y menores cantidades de sericita, pirita y fluorita.

La pirita es el mineral más común en esos depósitos. Ocurre predominantemente sobre y en la periferia de zonas mineralizadas y puede alcanzar concentraciones de 10 % localmente. Donde la pirita y la molibdenita ocurren juntas, las vetillas de pirita cortan comúnmente a las vetillas de molibdeno. Otros minerales menores asociados con este grupo de depósitos son principalmente magnetita, hematita, esfalerita, galena y calcopirita, pero en todos los casos la molibdenita es el único mineral recobrado.

Los patrones zonales de tipos de alteración hidrotermal son menos pronunciados en los depósitos de molibdeno tipo-Climax, presumiblemente a causa de que los eventos de mineralización de intrusión múltiple que caracterizan esos depósitos tienden a obscurecer los patrones simples de alteración zonales.

Discusión y exploración. Westra y

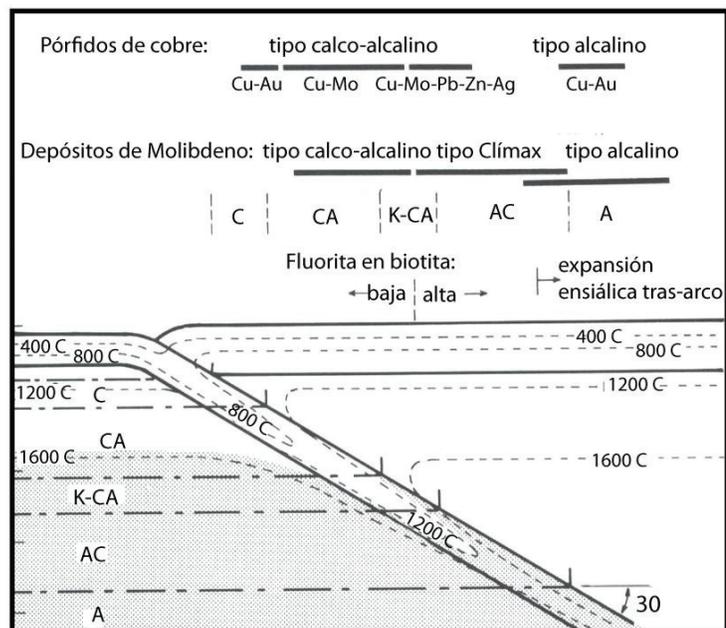


Figura 15. Ilustración diagramática de la relación de pórfidos cupríferos y yacimientos porfídicos de Mo al régimen de subducción y química de magmas asociados (modificado de Westra y Keith, 1981).



relaciones entre ciertos tipos de depósitos y actividad de tectónica de placas contemporáneas emergen con bastante claridad.

A un nivel más específico, el reconocimiento de que muchos depósitos de molibdeno tipo-Climax contienen una serie de zonas mineralizadas apiladas verticalmente es crítico en la planeación de programas de barrenación de prospectos, especialmente donde hay evidencias de eventos intrusivos múltiples. La investigación para pórfidos de molibdeno escondidos es más difícil, siendo necesario poner atención en la ocurrencia de intrusivos riolíticos ricos en álcalis de alto nivel o cerca del respiradero de volcanes de composición similar, y hacer una evaluación indicadora de zonas de alteración alejadas.

5.2 Depósitos Adicionales del Grupo Litófilo en Rifts Relacionados a Arco

Sillitoe (1981) detalló una serie de depósitos de ambiente litófilo que pueden estar asociados con rifting relacionado a arcos. Esos incluyen las series de depósitos de fluorita en el Noreste de México (Kesler, 1977) y junto al rift de Río Grande en Estados Unidos (Van Alstine, 1976) que en general, exhiben una relación de intrusivos riolíticos ricos en fluorita.

Un grupo variado de depósitos de elementos litófilos están también asociados con volcánicos riolíticos en ambientes de rift relacionados a arcos. Entre ellos se incluyen a los numerosos y pequeños depósitos de estaño asociados con la provincia de ignimbritas riolíticas del Terciario medio-tardío del Oeste central de México (Lee-Moreno, 1980). La mineralización ocurre ya sea como casiterita o estaño fibroso en vetas de fisura estrecha y brechas volcánicas o bien, como diseminaciones en tobas; existiendo una relación espacial con centros volcánicos. Las rocas ígneas asociadas con este diverso grupo de depósitos son casi invariablemente intrusivas o extrusivas altas en contenidos de sílice y ricas en álcalis, siendo claro que los metales y la fluorita involucrados se originan de ellas.

5.3 Depósitos de Sulfuros Masivos tipo-Kuroko

Un importante y extenso tipo de depósito metalífero consiste de lentes polimetálicas de menas de sulfuros masivos, alojadas en rocas volcánicas félsicas. El ejemplo tipo ocurre dentro de la región llamada Toba Verde del Mioceno de Honshu y Hokkaido en Japón. Depósitos esencialmente similares ocurren en muchos terrenos Precámbricos caracterizados por la presencia de volcánicos marinos félsicos (ver Tabla 3.1 en Sawkins, 1990).

Todos los depósitos exhiben una íntima relación espacio-temporal con volcánicos submarinos de composición dacítica a riolítica. En Japón, todos los depósitos Kuroko y depósitos de veta relacionados fueron formados durante un período relativamente restringido que marcó los estados finales de un gran pulso de actividad volcánica iniciada en el Oligoceno tardío. Esto coincide con el tiempo en el cual la placa del Pacífico experimentó un cambio de dirección, de acuerdo con la edad registrada para la deflexión de la cadena Hawaiana en los montes marinos Emperador (47 Ma, Steinberger et al., 2004). Con esto queda de manifiesto el control de la tectónica de placas de este pulso volcánico. En el distrito Hokuroko hay fuertes evidencias de un período rápido de subsidencia y acompañamiento de volcanismo dacítico en el inicio del Mioceno medio (Fuji, 1974). Los depósitos de sulfuros masivos importantes en este distrito fueron formados durante los estados finales de este pulso de volcanismo.

Esta subsidencia ha sido interpretada como resultado de la formación de una caldera (ej. Ohomoto, 1978; Sillitoe, 1980). Como lo detalló Sillitoe (1980), ciertos arcos de islas pueden sufrir periodos de tensión, asociados típicamente con la apertura de cuencas tras-arco. En el caso del sistema del arco Japonés, la apertura del mar del Japón ocurrió primero, pero se renovó el desarrollo de un régimen tensional íntimamente asociado con el período particular de actividad volcánica que produjo el ambiente de depósitos Kuroko (Sillitoe, 1982).

Mineralización y alteración. No obstante los depósitos tipo Kuroko individuales, pueden exhibir una variabilidad considerable en términos de geometría y contenido de metal, se ha desarrollado un modelo general para estos depósitos (Figura 16). Tres tipos básicos de menas son reconocidos: un stockwork subyacente mineralizado de bajo grado (Keiko), consistente en vetillas de cuarzo con pirita y calcopirita; una mena amarilla (Okō), consistente básicamente de pirita masiva más calcopirita; una mena negra (Kuroko),

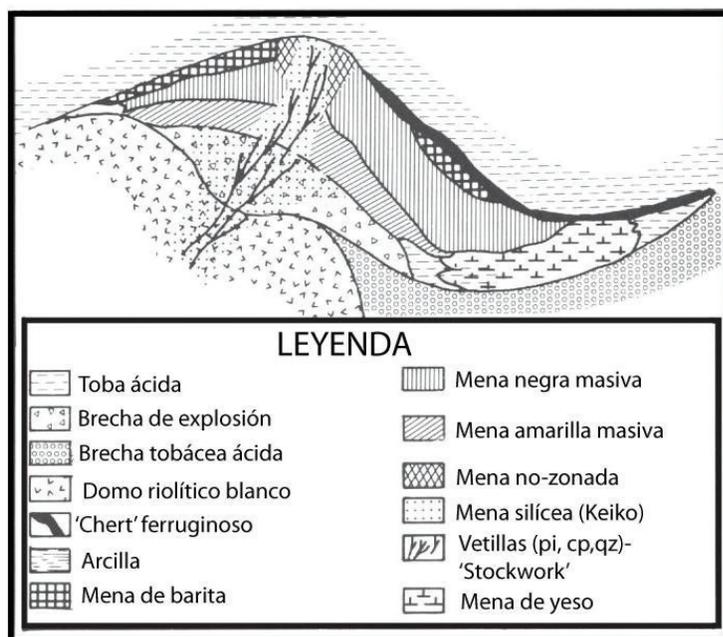


Figura 16. Sección idealizada de un yacimiento típico Kuroko (modificado de Franklin et al., 1981).

consistente de galena masiva, esfalerita, y barita con cantidades variables de calcopirita y pirita. Sobreyaciendo a esas lentes de sulfuros masivos, localmente hay estratos de barita con algunos sulfuros, y en algunos casos un estrato de pedernal ferruginoso (tipo chert) está presente en la parte superior de la secuencia.

Muchas menas son compactas y masivas, pero las texturas que dominan localmente son estratificadas, brechoides, o coliformes.

Los patrones de alteración asociados con las lentes minerales tipo-Kuroko han sido superimpuestos a una facies de alteración regional de zeolita que caracteriza a las formaciones de Toba Verde en Japón. En general, la zona de stockwork y el medio ambiente inmediato de las lentes minerales exhiben clorita magnesífera, una alteración más fuerte

sericítica y silicificación local. Rodeando a esta zona, y comúnmente extendiéndose a las rocas subyacentes (arriba de 200 m.) hay una zona de alteración menos intensa conteniendo sericita, sericita-montmorillonita estratificada, y clorita de Fe/Mg, con desarrollo de albita y feldespato potásico (Iijima, 1974). En términos químicos la alteración presenta fuerte metasomatismo de magnesio en todas las zonas, metasomatismo de potasio en las zonas de alteración de las rocas circundantes. Los domos de "riolita blanca" íntimamente asociados con muchos de los depósitos tipo-Kuroko (Date y Tanimura, 1974) parecen haber sido originalmente dacitas, ahora intensamente alteradas a ensamblajes de cuarzo-sericita.

Los comentarios anteriores generalizados sobre la mineralización y patrones de alteración manifiestos en los depósitos de sulfuros masivos de la cuenca Hokuroko pueden aplicarse, en mayor o menor extensión, no solo a otros tipos de menas tipo Kuroko en Japón, sino a la gran mayoría de depósitos de sulfuros masivos del Fanerozoico generados en ambientes lito-tectónicos similares.

Discusión y exploración. La tendencia de ocurrencia de estos depósitos dentro de intervalos restringidos tiempo-estratigráficos en secuencias volcánicas es claramente importante, como son sus características de espaciamiento, las cuales están controladas por las dimensiones típicas de celdas de convección térmica en las rocas (5 km). La fuerte tendencia hacia el enriquecimiento de magnesio y pobreza en sodio en las rocas circundantes cerca de los cuerpos mineralizados tipo Kuroko ha sido cuidadosamente documentada en Japón y es usada como una guía para exploración. Los métodos geofísicos involucrando potencial eléctrico, electromagnéticos y potencial inducido, han sido usados con éxito en la localización de depósitos de sulfuros masivos.

Sangster (1980) ha observado la tendencia de los sulfuros masivos tipo Kuroko a ocurrir en grupos dentro de distritos bien definidos. Cada distrito está presumiblemente relacionado con un centro volcánico específico y, típicamente contiene un depósito mayor y otros pequeños.

5.4 Depósitos Veta de Metales Base y Preciosos

En términos generales, estos depósitos están relacionados con intrusivos más jóvenes y más diferenciados en los ciclos de calderas. Lipman (1976) ha demostrado que los primeros intrusivos de composición intermedia generaron sistemas de convección hidrotermal, pero que ellos produjeron sólo alteración y vetas de cuarzo-pirita. Así, las menas más ricas en la región de la Franja Mineral de Colorado, son aquellas asociadas con estructuras relacionadas con la caldera Silverton, formada entre 5-15 Ma después



del colapso de la caldera, y exhiben una relación espacio-temporal con intrusiones menores de pórfidos silíceos portadores de cuarzo.

6. Panorama de la metalogía relacionada a arcos

Hemos visto que el espectro de depósitos metálicos generados en sistemas de arco es muy amplio, siendo muchos los diferentes tipos de menas que pueden ser encajonados en un ambiente tectónico específico dentro del sistema de arcos.

El proceso operativo fundamental en márgenes de placas convergentes es la subducción de litósfera oceánica, y por tanto, es lógico tratar de encontrar una explicación para variaciones en metalogía de arcos en términos de variaciones en el tipo de subducción y su control sobre el régimen de esfuerzos en la placa cabalgante (Dewey, 1980). Así, los arcos principales, con sus ambientes metálicos característicos forman bandas lineales sobre zonas de Benioff con buzamientos de agudo a moderado (Figura 17a), ya sea en ambientes oceánicos o Cordilleranos cerca de la trinchera. Tales menas parecen estar restringidas esencialmente en tiempo y espacio al emplazamiento de nivel somero de granitoides de la serie magnetita tipo-I (Takahashi et al., 1980).

Un incremento en los vectores relativos de convergencia a lo largo de márgenes Cordilleranos provoca una disminución del ángulo de subducción y, es bajo esas condiciones que los ambientes de arco interno de depósitos de plata-plomo-zinc son generados (Sillitoe, 1981; Clark et al., 1982). Una excepción son los Andes centrales asociados a la disminución de la velocidad de convergencia. Sin embargo, como se anotó antes, la demarcación del límite entre regímenes de arco interno y arco principal es difícil, especialmente en el sistema Cordillerano complejo tal como el del Oeste de Norte América donde la migración del arco principal ocurrió en respuesta a cambios en el ángulo de subducción.

La generación de franjas de depósitos de estaño-tungsteno sobre el lado más adentrado en terrenos del arco interno parece involucrar una penetración profunda - subducción somera que es una forma capaz de generar magmas tipo-S (Sillitoe, 1981), quizá en conexión con la formación de núcleos metamórficos complejos (Armstrong, 1982) y/o desarrollo de franjas elevadas tras-arco (Figura 17b).

Las riolitas altas en sílice y asociadas con depósitos de pórfidos de molibdeno tipo Clímax que fueron generados después de 30 Ma en el Oeste de Norte América parecen relacionarse con una rápida disminución y cese de subducción (Figura 17c). La subducción anterior pudo haber afectado térmicamente el manto y además, la post-subducción (sin arco) pudo generar productos calcoalcalinos, debido a que la descompresión extensional funde el manto modificado por fluidos de la vieja losa. Este cambio en el régimen de subducción tuvo un efecto profundo en la compleja metalogía de esa región, lo cual puede comprenderse mejor en términos de expansión hacia el Oeste del régimen tensional del Cenozoico medio a tardío conforme el arco principal regresa a su posición original (Eaton, 1982).

El desarrollo de depósitos de sulfuros masivos hospedados en materiales volcánicos dentro de sistemas de arco está íntimamente asociado con eventos de rifting encima de un buzamiento de la zona Benioff bastante agudo, el cual tiende a desarrollar volcanismo submarino tipo-caldera (Sillitoe, 1980; 1982) (Figura

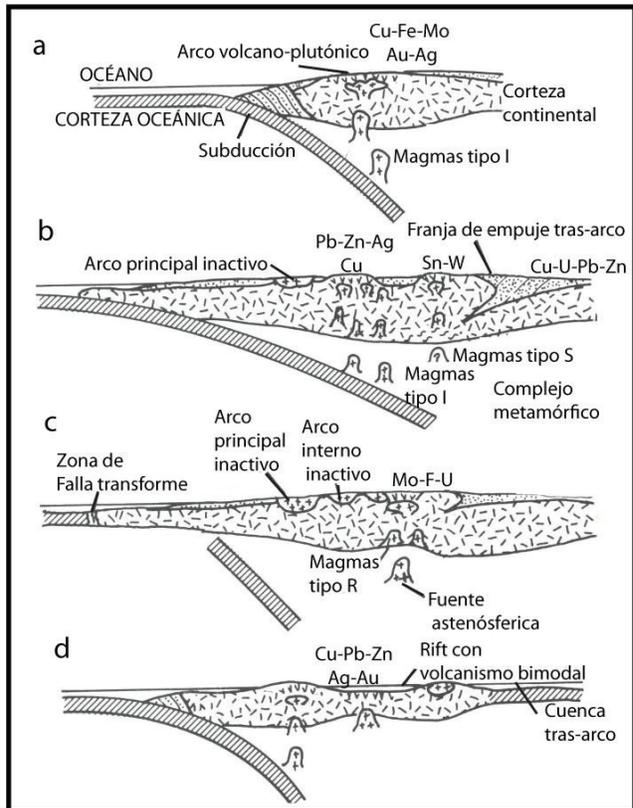


Figura 17. Relación esquematizada entre tipos de subducción y metalogía de arco (modificado de Sillitoe, 1981).



17d).

Los depósitos metálicos asociados con granitoides de la serie magnetita tipo-I (ej.: pórfidos cupríferos, skarn polimetálicos y por reemplazamiento en calizas), parecen en conjunto con tales rocas ígneas, estar esencialmente restringidos en tiempo y espacio a terrenos de arco relacionados a subducción. Esto es menos cierto con respecto a otros grupos de depósitos de arco (ej.: estaño-tungsteno, sulfuros y volcanogénicos masivos, y depósitos porfídicos de molibdeno), los cuales no son únicos para ambientes de arco. Esto se debe primeramente al hecho que las rocas ígneas con las que tales depósitos están asociados pueden ser generadas en otros ambientes tectónicos diferentes al proceso de subducción.

7. Conclusiones

Hay dos declaraciones que pueden hacerse respecto a las implicaciones que tiene la tectónica de placas en la exploración mineral, siendo ambas inherentemente correctas: 1) La utilización de la tectónica de placas nunca ha dado como resultado el descubrimiento de un depósito metalífero; 2) El uso de los principios de la tectónica de placas tiene un enorme significado en la exploración de depósitos metalíferos.

La naturaleza contradictoria de estas dos declaraciones es aparente más que real. Los depósitos metalíferos son encontrados por la investigación de afloramientos alterados o mineralizados, y cada vez más en los años recientes, por el seguimiento de anomalías geoquímicas y geofísicas. La primera herramienta usada en la planeación de la exploración es la asociación litológica.

El principal impacto de la tectónica de placas en todo esto ha sido ampliar y profundizar nuestro conocimiento y comprensión de los ambientes tectónicos en los cuales se desarrollan muchas de esas asociaciones litológicas (Dickinson, 1980), y proveen la capacidad de ver y comprenderlos claramente dentro de sus posiciones espaciales relativas. De esta forma, una vez que un ambiente tectónico particular, quizá obscurecido por metamorfismo y deformación, es reconocido, el geólogo de exploración puede tener una idea mucho más clara del variado potencial de condiciones generadoras de menas que podrían existir dentro de ese ambiente. La metalogénesis puede ahora ser comprendida dentro del contexto fundamental de evolución continental y esto a su vez permite la concepción de programas de exploración dirigidos a tipos particulares de depósitos.

A un nivel más específico, la tectónica de placas ha constituido la base para avanzar en nuestra comprensión de la paleogeografía, zoneamiento metalogenético en sistemas de arco, segmentación de arco, en el magmatismo intraplacas y en la naturaleza y productos del rifting. Indudablemente el futuro verá refinamientos y quizá algunas correcciones significativas, en la teoría de tectónica de placas, pero cada paso a lo largo del camino tendrá implicaciones en términos de estrategias para exploración mineral.

Agradecimientos:

Para el CONACyT y PAPIIT-UNAM por el apoyo a los proyectos de investigación No. 105194 y No. IN108711, respectivamente. Al Dr. Rubén Somoza (INGEODAV, Argentina) y Dr. Víctor MaksaeV (Universidad de Chile) por su revisión crítica y constructiva, lo que ha mejorado sustancialmente este trabajo. También agradezco las sugerencias de la editora técnica Dra. Cecilia Caballero.

Referencias

- Alva-Valdivia, L. M., Urrutia-Fucugauchi, J., Goguitchaichvili, A., Vivallo, W., 2001. Rock-magnetism and ore microscopy of magnetite-apatite ore deposit from Cerro de Mercado, Mexico. *Earth Planets and Space* 53, 181-192.
- Alva-Valdivia, L. M., Rivas-Sánchez, M. L., González, A., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Morales, J., Vivallo, W., 2003a. Integrated magnetic studies of the El Romeral Iron-ore Deposit, Chile: implications for the ore genesis and modeling magnetic anomalies. *J. Applied Geophys.* 53, 137-151.
- Alva-Valdivia, L. M., Rivas-Sánchez, M. L., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., González, J. A., Morales, J., Gómez, S., Henriquez, F., Nyström, J. O., Naslund, R. H., 2003b. Rock magnetic and oxide microscopy studies of the El Laco, iron-ore deposits, Chilean High Andes and implications for magnetic



- anomaly modeling. *Int. Geol. Rev.* 45, 533-547.
- Anderson, R. N., Delong, S.E., Schwars, W.M., 1978. Thermal model for subduction with dehydration in the downgoing slab. *J. Geol.* 86, 731-739.
- Beane, R.E., Titley, S.R., 1981. Porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, 75th Anniv., 214-269.
- Bookstrom, A.A., 1977. The magnetite deposits of El Romeral, Chile. *Econ. Geol.* 72, 1101-1130.
- Bookstrom, A. A., 1981. Tectonic setting and generation of Rocky Mountain porphyry molybdenum deposits: in Dickinson, W. R., and Payne, W. D., eds., *Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest*, v. XIV, 215-226.
- Burnham, C.W., 1981. Physicochemical constraints on porphyry mineralization. *Ariz. Geol. Soc. Dig.* XIV, 71-77.
- Burton, B., 1975. Paragenetic study of the San Martin mine, Durango, México. MS thesis Univ. Minnesota.
- Buseck, P.R., 1966. Contact metasomatism and ore deposition. Concepcion del Oro, México. *Econ. Geol.*, 61, 97-136.
- Carlson, S.R., Sawkins, F.J., 1980. Mineralogic and fluid inclusion studies of the turmalina Cu-Mo-bearing breccia pipe, Northern Peru. *Econ. Geol.*, 75, 1233-1238.
- Chafee, M.A., 1982. Geochemical prospecting techniques for porphyry copper deposits. In: *Advances in the Geology of the Porphyry Copper Deposits*. Univ. Ariz. Press Tucson 13: 297-307.
- Chapell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pac. Geol.*, 8, 173-174.
- Clark, K.F., Foster, C.T., Damon, P.E., 1982. Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 533-544.
- Coats, R.R., 1962. Magma type and crustal structure in the Aleutian arc, Aust. Geophys. Union, *Geophys. Mon.*, 6, 92-109.
- Coney, P.J., 1972. Cordilleran tectonics and North American plate motion. *Am. J. Sci.*, 272, 603-628.
- Coney, P.J., Reynolds, S.J., 1977. Cordilleran Benioff zones, *Nature*, 270, 403-406.
- Cooke, D.R., Hollings, P., Walshe, J.L., 2005, Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls: *Econ. Geol.*, 100, 801-818.
- Date, J., Tanimura, S., 1974. Dacite and rhyolite associated with the Kuroko mineralization. *Min. Geol. Spec. Issue*, 6, *Soc. Min. Geol. Japan.*, 261-265.
- Dewey, J.F., 1980. Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 20, 553-573.
- Dickinson, W.R., 1980. Plate tectonics and key petrologic associations. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 20, 341-360.
- Eaton, G.P., 1979. A plate tectonic model for late Cenozoic crustal spreading in the western United States. In: *Tectonics and magmatism*. Am. Geophys. Union, 7-32.
- Eaton, G.P., 1982. The Basin and Range Province: Origin and tectonic significance. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 10, 409-440.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D., Newberry R.J., 1981. Skarn deposits. *Econ Geol.* 75th Anniv. Volume, 317-391.
- Ellis, A.J., 1979. Explored geothermal systems. In: Barnes, H.L. (ed). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 623-683.
- Floyd, P.A., Winchester, J.A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27, 211-218.
- Franklin, J.M., Thorpe, R.I., 1982. Comparative metallogeny of the Superior, Slave and Churchill Provinces. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 25, 3-90.



- Frutos, J., Oyarzún, J., 1975. Tectonic and geochemical evidence concerning the genesis of El Laco magnetite lava flow deposits: Chile: *Economic Geology*, 70, 998–990.
- Fuji, K., 1974. Tectonics of the Green Tuff region, northern Honshu, Japan. *Min. Geol. Spec. Issue No.6, Soc. Min. Geol. Japan.*, 251-260.
- Henríquez, F., Martin, R. F., 1978. Crystal-growth textures in magnetite flows and feeder dikes, El Laco, Chile: *Canadian Mineralogist*, 16, 581–589.
- Hitzman, M. W., 2000. Iron oxide–Cu–Au deposits: What, where, when, and why, *in* Porter, T. M., ed., *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective: Adelaide, Australia, Australian Mineralogical Foundation*, 9–25.
- Hollister, V.F., 1978. *Geology of the Porphyry Copper Deposits of the Western Hemisphere*, N.Y., AIME, 219 p.
- Hou, B., Frakes, L.A., Alley, N.F., 2001. Development of geoscientific models for the exploration in Tertiary palaeochannels draining the Gawler Craton, SA. South Australia, Department of Primary Industry and Resources South Australia Report Book 2001/021.
- Ishihara, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Min. Geol. (Tokyo)* 27, 293-305.
- Keith, S.B., 1978. Paleosubduction geometries inferred from Cretaceous and Tertiary magmatic patterns southwestern North America, *Geology* 6, 516-521.
- Kesler, S.E., 1973. Copper, molybdenum and gold abundances in porphyry-copper deposits. *Econ. Geol.* 68, 106-113.
- Kesler, S.E., 1977. Geochemistry of manto fluorite deposits, northern Coahuila, Mexico. *Econ. Geol.* 72, 204-218.
- Leeman, W.P., 1982. Tectonic and magmatic significance of significance of strontium isotopic variations in Cenozoic volcanic rocks from the western United States. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, 487-503.
- Lee-Moreno, J.L., 1980. The metallogensis in Latin America, *Prog. with Abst. Mexico City Int. Symp.*, p. 8.
- Lipman, P.W., 1980. Cenozoic volcanism in the western United States: implication for continental tectonics. *In: Geophysics: continental tectonics. Natl. Acad. Sci., Wash.*, 161-174.
- Lipman, P.W., 1976. Caldera-collapse breccias in the western San Juan Mountains, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.* 87, 1387-1410
- Lowell, J.D., Gilbert, J.M., 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Econ. Geol.* 65, 373-408.
- Maksaev, V., Gardeweg, M., Ramírez, C. F., Zentilli, M., 1988, Aplicación del método trazas de fisión (fission track) a la datación de cuerpos de magnetita de El Laco e Incahuasi en el altiplano de la región de Antofagasta: *Congreso Geológico Chileno 5th Santiago, 1988, 1, B1–B23.*
- Mitchell, A.H.G., Garson, M.S., 1981. *Mineral deposits and global tectonic settings. Acad. Press Lond.*, 405 p.
- Meinert, L.D., Newberry, R.J., Einaudi, 1980. An overview of W, Cu and Zn-bearing skarns in western north America, *In: Mineral deposits of the Pacific Northwest (C. Field and M. Silherman, editors), USGS*, 303-327.
- Naslund, H. R., Henríquez, F., Nyström, J. O., Vivallo, W., Dobbs, F. M., 2002. Magmatic iron ores and associated mineralisation: Examples from the Chilean high Andes and Coastal Cordillera, *in* Porter, T. M., ed., *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective, v. 2: Adelaide, Australia, PGC Publishing*, 207–226..
- Nyström, J. O., Henríquez, F., 1994. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: Ore textures and magnetite geochemistry: *Economic Geology*, 89, 820–839.
- Ohomoto, H., 1978. Submarine calderas: A key to the formation of volcanogenic massive sulfide deposits.



- Min. Geol. 28, 219-231.
- Ohomoto, H., Hart, S.R., Holland, H.D., 1966. Studies of the Providencia area, Mexico, II, K-Ar and Rb-Sr ages of intrusive rocks and hydrothermal minerals. *Econ. Geol.* 61, 1205-1213.
- Park, C. F., 1961. A magnetite "flow" in northern Chile: *Economic Geology*, 80, 646-665.
- Park, C.F., 1972. The iron deposits of the Pacific basin. *Econ. Geol.*, 67, 339-349.
- Rhodes, A. L., Orsek, N., Sheets, S. A., 1999. Geology and rare earth element geochemistry of magnetite deposits at El Laco, Chile, in Skinner, B. J., ed., *Geology and ore deposits of the central Andes*: Littleton, CO, Society of Economic Geologists, Special Publication 7, 299-332.
- Rosenbaum, G., Giles, D., Saxon, M., Betts, P.G., Weinberg, R., Duboz, C., 2005. Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: insights into the formation of ore deposits in Peru. *Earth and Planetary Science Letters* 239, 18-32.
- Salas, G.P., 1975. Carta y provincias metalogenéticas de la República Mexicana. México, C.R.M. Pub. 21E, 242 p.
- Sangster, D.F., 1969. The contact metasomatic magnetite deposits of southwestern British Columbia. *Geol. Surv. Can. Bull.*, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, Canada, Publication code 172, 85 p., 9 maps.
- Sangster, D.F., 1980. Quantitative characteristics of volcanogenic massive sulfide deposits. *Can. Inst. Min. Bull.* 73, 74-81.
- Sawkins, F.J., 1964. Lead-zinc ore deposition in the light of fluid inclusion studies, Providencia Mine, Zacatecas, Mexico. *Econ. Geol.* 59, 883-919.
- Sawkins, F. J., 1990. Metal deposits in relation to Plate Tectonics. Springer Verlag 2nd. Ed., 461pp.
- Scherkenbach, D. Sawkins, F.J., 1983. Studies of the mineralized breccias at Cumobabi, Sonora, Mexico: I. Geologic, mineralogic, and fluid inclusion data. *Econ. Geol.*
- 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(6), 1566-1592
- Sillitoe, R.H., 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.* 67, 184-197.
- Sillitoe, R.H., 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.* 68, 799-815.
- Sillitoe, R.H., 1974. Tectonic segmentation of the Andes: Implications for magmatism and metallogeny. *Nature* 250, 542-545.
- Sillitoe, R.H., 1976. Andean mineralization: a model for the metallogeny of unconvergent plate margins. In *Metallogeny and plate tectonics*, DF Strong (ed.) *Geol. Assoc. Canada Spec. paper* 14, 59-100
- Sillitoe, R.H., 1980. Types of porphyry molybdenum deposits. *Min. Mag.* 142, 550-553.
- Sillitoe, R.H., 1981. Ore deposits in Cordilleran and island -arc settings. *Ariz. Geol. Soc. Dig. Vol XIV*, 49-70.
- Sillitoe, R.H., 1982. Extensional habits of rhyolite-hosted massive sulfide deposits. *Geology*, 10, 403-407.
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105, 3-41.
- Sillitoe, R.H., Burrows, D. R., 2002. New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, northern Chile. *Economic Geology* 97, 1101-1109.
- Sillitoe, R.H., Perelló, J., 2005. Andean copper province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery. *Econ. Geol. 100th Anniversary Volume*, 845-890.
- Sillitoe, R.H. and Sawkins. 1971. Geologic, mineralogic and fluid inclusion studies relating to the origin of copper-bearing tourmaline breccia pipes, Chile. *Economic Geology*, 66, 1208-1041
- Simmons, S. F., Sawkins, F.J., 1983. Mineralogic and fluid inclusion studies of the Washington Cu-W-Mo-bearing breccia pipe, Sonora, Mexico: *Economic Geology and the Bull. Of the Soc. Econ. Geol.*, 78, 521-



526

- Smith, D.M., Albinson, T., Sawkins, F.J., 1982. Geologic and fluid inclusion studies of the Tayoltita silver-gold vein deposits, Durango, Mexico, *Econ. Geol.*, 77, 1120-1145
- Steinberger, B., Sutherland, R., O'Connell, R. J., 2004. Prediction of Emperor-Hawaii seamount locations from a revised model of global plate motion and mantle flow. *Nature* 430, 167-173.
- Stone, J. G., 1959. Ore genesis in the Naica district, Chihuahua, Mexico, *Econ. Geol.*, 54, 1002-1034
- Takahashi, M., Aramaki, S., Ishihara, S., 1980. Magnetite-series / ilmenite-series vs. I-type / S-type granitoids. *Min Geol. Tokyo. Sp. Iss.*, 8, 13-28
- Titley, S.R., Beane, R.E., 1981. Porphyry copper-deposits: Part I Geologic settings, petrology and tectogenesis. *Econ. Geol. 75th. Anniversary Volume*, 214-234..
- Tosdal, R.M., Dilles, J.H., Cooke, D.R., 2009. From source to sinks in auriferous magmatic-hydrothermal porphyry and epithermal deposits. *Elements* 5, 289-295.
- Uyeda S. y Nishiwaki C., 1980. Stress field, metallogenesis and mode of subduction. In: *The Continental Crust and its Mineral Deposits*, D. W. Strangway ed., Geological Association of Canada Special Paper 20, 323-339.
- Van Alstine, R.E., 1976. Continental rifts and lineaments associated with plate boundaries. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. A.*, 300, 217-442.
- Vine, F.J., Smith, A.G., 1981. Extensional tectonics associated with convergent plate boundaries. *Philos. Trans. Royal Soc. London, A*, 300, 217-442.
- Westra, G., Keith, 1981. Classification and genesis of stockwork molybdenum deposits. *Econ. Geol.* 76, 844-873.
- Wyllie, 1981. Plate tectonics and magma genesis. *Geol. Rundsch*, 70, 128-153.