



EVOLUCION MAGMATICO-ESTRUCTURAL Y GEOCRONOLOGÍA K-AR Y U-PB DEL DISTRITO INDIO MUERTO Y YACIMIENTO EL SALVADOR (III REGION, CHILE)

Paula Cornejo¹, Andrew J. Tomlinson¹, Constantino Mpodozis¹
y Richard M. Tosdal²

Introducción

El yacimiento El Salvador, en el Distrito Indio Muerto (26°15' S), fue descrito en gran detalle, por Gustafson y Hunt ⁽¹⁾ en un trabajo que es un clásico sobre pórfidos cupríferos. En éste se sostiene que el yacimiento representaría la "culminación" de un período de actividad magmática que se extendió a lo largo de 9 Ma. Sin embargo, nuevos estudios, efectuados por Cornejo et al. ^(2,3), han permitido modificar el cuadro estratigráfico del distrito, estableciendo la existencia de dos eventos magmáticos, separados por un gap de 14 Ma, uno esencialmente volcánico, del Paleoceno (~63-58 Ma) y otro intrusivo del Eoceno (44-41 Ma), este último responsable de la formación del yacimiento. En este trabajo se da a conocer una síntesis de la geología del Distrito Indio Muerto, con énfasis en el análisis de las facies volcánicas e intrusivas y evolución estructural. Esta presentación se basa en un mapeo detallado escala 1:25.000, apoyado por dataciones K-Ar y U-Pb convencionales y análisis U-Pb en granos individuales de circones usando Microsonda de Iones de Alta Sensibilidad y Resolución (SHRIMP) ⁽³⁾.

Basamento Pre-Terciario

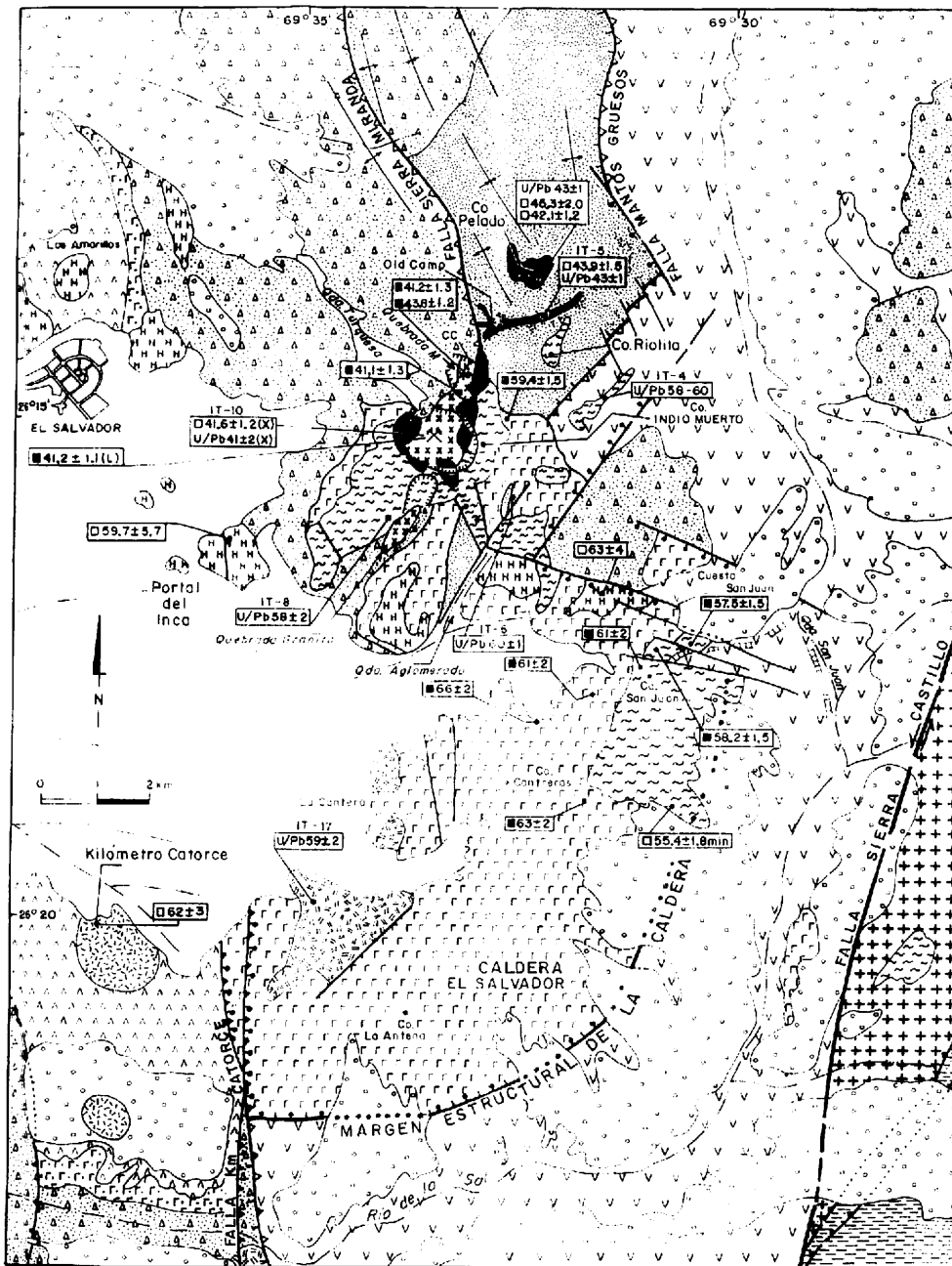
El yacimiento de El Salvador está localizado 10 km al oeste de la falla Sierra Castillo, una de las ramas meridionales del sistema de Fallas de Domeyko (SFD) ⁽⁴⁾. Al este de la falla, aflora el basamento paleozoico y una cobertura de rocas, principalmente, sedimentarias del Triásico superior-Cretácico inferior ⁽²⁾. Secuencias volcánicas del Jurásico-Cretácico inferior (formación Sierra Fraga), ocurren al oeste de la falla (Fig. 1). Con posterioridad a un evento de deformación compresiva ocurrido en el Cretácico superior-bajo (95-85 Ma?) se depositó, en la zona del Distrito Indio Muerto, la formación Llanta, que incluye, en la base, areniscas y conglomerados rojos, niveles intermedios de brechas volcánicas detríticas e intercalaciones de ignimbritas y, en el techo, lavas andesíticas y basálticas (Fig. 1). Esta formación, para la cual se han obtenido edades K-Ar entre los 73±4 y 69±3 Ma, está intruida por stocks datados en 64±2 Ma. (K-Ar, roca total) ^(2,3). En esta zona la formación Llanta representa el relleno de una cuenca extensional, limitada, al oriente por una falla normal con bloque oeste hundido: **Falla Mantos Gruesos** (Fig. 1). En el límite Cretácico-Paleoceno, se produjo un nuevo período de deformación compresiva. Al norte de El Salvador, la formación Llanta está deformada en pliegues anticlinales y sinclinales, incluyendo una falla inversa con vergencia hacia el este: **Falla Sierra Miranda** (Fig. 1). Durante este período de deformación, la Falla Mantos Gruesos, fue reactivada como una falla inversa con vergencia occidental ⁽³⁾. Ambas se prolongan hacia el sur, intersectándose la proyección de sus trazas bajo el Cerro Indio Muerto.

Volcanismo Paleoceno

Rocas volcánicas del Paleoceno (~63-58 Ma), incluyendo un gran volumen de ignimbritas, aparecen, apoyadas en discordancia angular sobre la formación Llanta en el Distrito Indio Muerto. Dentro de estas se incluye una potente secuencia de ignimbritas (Cerros Contreras y La Antena,; Fig. 1) relacionadas a la evolución de una caldera de colapso: **la Caldera El Salvador** ⁽³⁾ mientras que al noroeste, en el Cerro Indio Muerto, se expone un complejo de domos riolíticos coalescentes paleocenos y, al oeste, una secuencia volcánica lávica con intercalaciones de ignimbritas (Secuencia Los Amarillos-Kilómetro Catorce; Fig. 1).

1: Servicio Nacional de Geología y Minería. Av. Santa María 0104. Providencia. Santiago, Chile.

2: U.S. Geological Survey, 345 Middlefield Road, Menlo Park, CA 94025 U.S.A.



LEYENDA

- | | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <p>XXXXX
XXXXX</p> <p>Complejo de Pórfidos Cupríferos El Salvador
Stocks y granodioríticos-dacíticos (43-41 Ma)</p> <p>▨
▨</p> <p>Pórfidos riolíticos de cuarzo-sanidina y
cuarzo-plagioclasa (44-43 Ma)</p> | <p>□</p> <p>Aluvio cuaternario</p> <p>○</p> <p>Gravas de Atacama
(Mioceno medio)</p> |
| Sistema Volcánico Paleoceno | |
| <p>Caldera El Salvador y Doms Indio Muerto</p> <p>▨</p> <p>Doms y sills riolíticos y depósitos
piro-epiclásticos asociados (58 Ma)</p> <p>▨</p> <p>Stocks monzonítico (59 Ma)</p> <p>▨</p> <p>Ignimbritas de Cerro Contreras- Antena
(-63-60 Ma)</p> <p>▨</p> <p>Intrusivos dioríticos (64-56 ? Ma)</p> | <p>Seuencia Volcánicas Los
Amarillos- Kilometro
Catorce</p> <p>▨</p> <p>Lavas andesíticas</p> <p>▨</p> <p>Ignimbritas (-60 Ma)</p> <p>▨</p> <p>Doms riolíticos (62 Ma)</p> |
| Basamento Pre-Terciario | |
| <p>Zona Occidental</p> <p>Formación Lianta (Cretácico sup.)
a) Areniscas, conglomerados y brechas
b) Lavas andesíticas y brechas volcánicas</p> <p>▨</p> <p>Formación Sierra Fraga
(Jurásico-Cretácico inf.)
Lavas andesítico-basálticas con intercalaciones
de calizas marinas y areniscas rojas
continentales.</p> <p>▨</p> | <p>Zona Oriental</p> <p>Formaciones Montandón
y Asientos (Jurásico inf.)
Rocas calcáreas y silico-
clásticas marinas con
intercalaciones escasa de
lavas andesíticas</p> <p>▨</p> <p>Batolito Sierra Castillo
(Carbonífero-Pérmico)</p> <p>▨</p> |
| Estructuras | |
| <p>▬</p> <p>Fallas normales y fallas "Tijeras"</p> <p>▬</p> <p>Fallas inversas del Eoceno</p> <p>▬</p> <p>Fallas de rumbo del Eoceno (Sistema Fallas Sierra Castillo)</p> <p>▬</p> <p>Fractura anular de Caldera El Salvador (Paleoceno)</p> <p>▬</p> <p>Fallas inversas del Cretácico sup.-Paleoceno inf.</p> <p>▬</p> <p>Pliegues del Cretácico sup.-Paleoceno inf.</p> <p>▬</p> <p>Fallas normales del Cretácico reactivadas como inversas</p> <p>▬</p> <p>Fallas "Tijeras" del Paleoceno, reactivadas como fallas inversas</p> <p>▬</p> <p>Colapso de la Mina El Salvador</p> | <p>Edades K-Ar (Ma)</p> <p>■ Biotita</p> <p>□ Roca total</p> <p>Edades U-Pb</p> <p>IT-10 (N° muestra)</p> |

Figura 1: Mapa geológico simplificado del Distrito Indio Muerto, basado en Cornejo et al. (1997)

Caldera El Salvador: Los cerros Contreras y La Antena, al sur del El Salvador, forman un cordón de 10 km de largo, que define un semicírculo abierto hacia el noroeste. Está constituido por secuencia, de base no expuesta, inclinada 15-25° al SE, formada por cerca de 1.300 m de tobas soldadas. El sistema de fallas WNW, de Cuesta San Juan y la falla NS, Kilómetro Catorce, limitan este bloque contra lavas jurásicas de la formación Sierra Fraga, por el noreste, y lavas con intercalaciones ignimbríticas del Paleoceno (Secuencia de Los Amarillos-Kilómetro Catorce) por el suroeste (Fig. 1). La secuencia incluye, en los niveles inferiores, a tobas riolíticas soldadas, pumíceas, con texturas eutaxíticas y pómez muy estiradas, coladas de andesitas brechosas y niveles de traquiandesitas de piroxeno. El volumen principal de ignimbritas corresponde a tobas riolíticas eutaxíticas de sanidina, con trazas de biotita y tobas líticas con fragmentos cogenéticos.

Hacia el sureste las ignimbritas superiores están limitados por una falla normal semicircular, con bloque noroeste hundido, que las pone en contacto con lavas jurásicas. En las cercanías de esta falla se encuentran depósitos masivos de brechas de colapso, con megabloques de lavas jurásicas y tobas soldadas, interdigitados con tobas riolíticas. La asociación de facies y su marco estructural permite inferir que el complejo estaría relacionado a una estructura de tipo "trapdoor caldera" (5) formada por colapso asimétrico y rotación hacia el sureste del bloque de los cerros Contreras-La Antena. Las edades radiométricas disponibles indican que la Caldera El Salvador se habría formado, probablemente, entre los ~63 y 60 Ma (2,3) (Fig. 1). En Cerro Contreras, las ignimbritas superiores (61±2 Ma) están intruidas y/o cubiertas por un voluminoso domo riodacítico de biotita, emplazado sobre la falla anular de la caldera y para el cual se obtuvieron edades (K-Ar biotita) de 58,2±1,5 y 57,5±1,5 Ma (Fig. 1). Este domo es ligeramente más joven que un stock de monzonitas cuarcíferas datado por U-Pb en 59±2 Ma(3) que aflora en el flanco norte del cordón y que, junto al domo riodacítico, representan la etapa de magmatismo postcolapso.

Domos de Cerro Indio Muerto: El basamento de este macizo montañoso de 3.350 m de altura, al NW de la Caldera El Salvador (Fig. 1), está formado, al oeste, por la formación Llanta y, al este, por lavas jurásicas de la formación Sierra Fraga, en contacto a través de la falla Mantos Gruesos (Fig. 1). Cubriendo la falla se dispone, sobre una superficie de discordancia angular con suave manteo (10-15°) hacia el SE, un nivel discontinuo de tobas de caída, plinianas, y 50-200 m de ignimbritas riolíticas y dacíticas soldadas de sanidina (biotita), que fueron atribuidas por Gustafson y Hunt (1) a la "formación Hornitos". En niveles basales (Quebrada Aglomerado) se obtuvo una edad U-Pb de 60±1 Ma, mientras que para una ignimbrita de la parte alta una edad de 59,4±1,5 Ma (K-Ar biotita). Su litología y edad permiten considerarla como equivalentes de las ignimbritas superiores de la Caldera El Salvador. El volumen central del Cerro Indio Muerto está formado por un complejo coalescente de domos riolíticos de sanidina, con estructuras columnares, alineados en dirección NNE. Brechas de flanco, flujos piroclásticos y facies detríticas proximales, se encuentran preservados en Quebrada Aglomerado. En una muestra de las riolitas de la ladera SE del Cerro Indio Muerto se obtuvo una edad U-Pb de 58±2 Ma y en uno de los sills riolíticos periféricos otra edad Pb-U en el rango de 58-60 Ma (3). Estos valores son consistentes con los obtenidos para el domo de Cerro Contreras, emplazado sobre la fractura anular de la Caldera El Salvador (Fig. 1).

Secuencia volcánica Los Amarillos-Kilómetro Catorce: Al oeste de la falla Kilómetro Catorce, en la zona occidental del Distrito (Fig. 1), se encuentra una secuencia de lavas andesíticas y traquiandesíticas, con intercalaciones de ignimbritas y niveles epiclásticos, intruidas por domos riolíticos alterados, datados en 62±3 Ma (K-Ar, roca total-alunita) (3). Se apoya en discordancia sobre la formación Llanta y, en el valle del Río de la Sal, su base está formada por un nivel discontinuo de ignimbritas riolíticas. En la zona de Los Amarillos, la secuencia forma parte de un sinclinal abierto, con lavas andesíticas ocupando el centro de la estructura. En su flanco occidental ocurren varios niveles de tobas soldadas riolíticas de sanidina y biotita, datados en 60±2 Ma (K-Ar biotita) intercalados con lavas andesíticas y traquiandesíticas. La secuencia está intruida por cuerpos subvolcánicos dioríticos (K-Ar, roca total, 55,9±2,1 Ma)(3) y por un enjambre de diques riolíticos sericitizados, orientados en dirección NS. La secuencia de Los Amarillos-Kilómetro Catorce representaría el producto de erupciones asociadas a estratovolcanes interdigitados con ignimbritas, que parecen provenir desde el este, probablemente durante las erupciones finales de la Caldera El Salvador.

Eoceno: El Complejo de Pórfidos Cupríferos El Salvador

El complejo de intrusivos asociados al yacimiento El Salvador consiste en stocks, sills y diques, emplazados en una franja de 6 km, de dirección NNE, que incluye de norte a sur, los afloramientos de Cerro Pelado, Campamento Antiguo, Quebrada M, Quebrada Turquesa y Quebrada Granito (Fig. 1). Los intrusivos se emplazan tanto en la formación Llanta, como en las ignimbritas y domos riolíticos paleocenos del Cerro Indio Muerto. Los intrusivos incluyen un grupo de pórfidos riolíticos, con escasa mineralización y un volumen mayor de stocks, sills y diques granodiorítico-dacíticos, asociados a la mineralización-alteración principal.

Pórfidos riolíticos de cuarzo-sanidina y cuarzo-plagioclasa: En Cerro Pelado (Fig. 1) afloran pórfidos riolíticos de cuarzo y sanidina, con alteración cuarzo-sericítica. Dataciones K-Ar y $^{40}\text{Ar-Ar}^{39}$ indicaron edades de $42,1 \pm 1,2$ Ma y $43,9 \pm 1,5$ Ma, concordantes con una edad U-Pb de 43 ± 1 Ma ⁽³⁾. Más al sur, diques de pórfidos riolíticos de cuarzo-plagioclasa, con grandes "books" de biotita, forman un dique semianular en torno a Cerro Pelado, encontrándose rocas del mismo tipo formando cuerpos lacolíticos en las nacientes de las quebradas M y Turquesa (Fig. 1). Dataciones efectuadas en el portezuelo entre Cerro Pelado y Campamento Antiguo, entregaron valores de $43,9 \pm 1,5$ Ma (K-Ar roca total) y $43,9 \pm 0,5$ Ma ($^{40}\text{Ar-Ar}^{39}$, biotita). Dataciones U-Pb convencionales, multigranos, indicaron una edad de 43 ± 1 Ma, mientras que análisis de granos individuales de circón (SHRIMP) arrojaron una edad promedio $^{206}\text{Pb}*/^{238}\text{U}$ de $42,3 \pm 1,3$ Ma ⁽³⁾. En el sector alto de Quebrada M una datación $^{40}\text{Ar-Ar}^{39}$ en biotita indicó una edad concordante de $42,6 \pm 0,3$ Ma ⁽⁶⁾.

Pórfidos granodiorítico-dacíticos: Rocas de esta asociación se caracterizan por contener abundantes fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita y, ocasionalmente, cuarzo. Gustafson y Hunt ⁽¹⁾ basado en relaciones de contacto y variaciones texturales, diferenciaron una serie de intrusivos, que se iniciaría con el emplazamiento de "Pórfido X", granodiorítico fino, equigranular a levemente porfídico, seguido de la intrusión de "Pórfidos feldespáticos" ("K", "L" y "A"). Los Pórfidos K y L tienen una masa fundamental aplítica cuarzo-feldespática, con biotita tardimagmática, mientras que el Pórfido A y los diques dacíticos post-minerales, presentan microlitos de plagioclasa y mayor proporción de biotita y hornblenda, indicativos de una composición más básica. Debido a la intensa alteración de los Pórfidos X y K, portadores de la mineralización principal del yacimiento, no se contaba hasta la fecha con edades primarias de cristalización. El análisis U-Pb multigranos en una muestra Pórfido X, del interior de la mina, entregó una edad de 41 ± 2 Ma y SHRIMP $^{206}\text{Pb}*/^{238}\text{U}$ $41,8 \pm 2,3$ Ma, concordantes con una edad K-Ar en biotita hidrotermal de $41,6 \pm 1,2$ Ma. Edades K-Ar, similares se obtuvieron para el Pórfido K ($41,2 \pm 1,1$ Ma, biotita magmática; $41,9 \pm 1,0$ Ma, sericita de alteración). La edad de los diques dacíticos "post-minerales" es también equivalente (K-Ar 42 ± 1 Ma; $^{40}\text{Ar-Ar}^{39}$ biotita $41,2 \pm 0,5$ Ma). Tanto al norte como al sur del cerro Indio Muerto, en las quebradas Quebrada M y Granito (Fig. 1) afloran diversas variedades de pórfidos granodiorítico-dacíticos, para los cuales se han obtenido edades K-Ar (biotita) en un rango parecido entre $41,1 \pm 1,3$ y $41,6 \pm 1,8$ Ma ⁽³⁾. Estos valores son consistentemente más jóvenes que las edades obtenidas en los pórfidos cuarcíferos. A pesar de ello, tanto en Quebrada M como en Quebrada Granito, se encuentran algunos pórfidos granodiorítico-dacíticos con edades K-Ar y $^{40}\text{Ar-Ar}^{39}$ más antiguas ($43,8 \pm 1,2$, $42,3 \pm 0,5$, $42,9 \pm 0,3$ Ma) ^(3,6) similares a las de los pórfidos cuarcíferos.

Discusión: Controles Estructurales y Consideraciones petrogénicas

La mayoría de los pórfidos cupríferos eoceno-oligocenos, del Norte de Chile, se emplazan directamente sobre las trazas principales del SFD ⁽⁷⁾. Esto no ocurre en el caso de El Salvador, ubicado a 10 km al oeste de la Falla Sierra Castillo (Fig. 1), cuya fase principal de movimiento sinistral, ocurrió en el Eoceno ($42-36$ Ma) ⁽³⁾. Sin embargo, el Cerro Indio Muerto se ubica en la intersección de las fallas Sierra Miranda y Mantos Gruesos, sobre la traza NE de la charnela de rotación de la Caldera El Salvador, donde ésta intersecta, además, las trazas de las fallas WNW de Cuesta San Juan, que limitan por el noroeste la estructura volcánica trapdoor (Fig. 1). Esta compleja zona estructural constituyó, por lo tanto, un canal favorable para el repetido ascenso de magmas, tanto en el Paleoceno como Eoceno, como en otras regiones lo fueron las fallas maestras del SFD ⁽³⁾. A escala menor, los pórfidos eocenos se alinean en dirección NE, sobre la charnela de la Caldera El Salvador, zona de debilidad estructural preexistente. Sin embargo, la fábrica estructural NW interna del yacimiento (orientación del eje mayor de los intrusivos porfídicos, diques dacíticos post-minerales y "pebbles dykes") es compatible con la

dirección de acortamiento eocena, indicando que el emplazamiento de los pórfidos cupríferos de El Salvador (44-41 Ma) puede ser considerado como intrusiones sintectónicas de la deformación transpresiva eocena (4). Este episodio se inició con la intrusión de pórfidos riolíticos (44-43 Ma), con escasa mineralización, en parte sincrónico con el emplazamiento de pórfidos dacíticos (43-42 Ma) en las Quebradas M y Granito. Sin embargo, el evento de mineralización principal se asocia a la intrusión múltiple pórfidos granodiorítico-dacíticos (42-41 Ma) de Quebrada Turquesa, seguidos de intrusivos menores "post-minerales" de composiciones más básicas (dacítica-andesíticas).

La estrecha relación espacial y temporal de los intrusivos granodioríticos-dacíticos y los intrusivos pre y post mineralización principal, indica que, probablemente, forman una suite cogenética. Esta tendencia evolutiva es opuesta a la sucesión "básico-ácido" observada en otros pórfidos cupríferos, como Yerington, Nevada, en los cuales, la mineralización principal se asocia a intrusivos silíceos tardíos, formados a partir de magmas residuales dentro de un sistema magmático cerrado (8). La sucesión observada en El Salvador es, en cambio, más compatible con la evacuación de niveles progresivamente más profundos de una cámara magmática verticalmente zonada. La coexistencia, ya dentro de las fase iniciales de la evolución del sistema de El Salvador, de pórfidos riolíticos y dacíticos indicaría, probablemente, la inyección de magmas máficos en la base de una cámara magmática epizonal abierta. En un sistema de este tipo, la inyección periódica y consecuente enfriamiento de magmas básicos en la base de cámaras silíceas, produce la exolución de agua, azufre y cloro, que migran y se concentran en las partes altas y más silíceas de las cámaras magmática (9). Sucesivas intrusiones de magmas granodioríticos, gatillados por la inyección de magmas básicos en la base, favorecen el flujo de fluidos hidrotermales exueltos y la ocurrencia, por lo tanto, de repetidos episodios de mineralización como parece ser el caso en el yacimiento El Salvador.

Agradecimientos: Trabajo realizado en el marco de un convenio entre el Servicio Nacional de Geología y Minería y CODELCO-Chile, para el estudio geológico del Distrito Indio Muerto. Los análisis SHRIMP fueron realizados por C.M. Fanning, en la Australian National University. Los autores agradecen la autorización M. McWilliams, de Stanford University la para utilización de datos $^{40}\text{Ar}-\text{Ar}^{39}$ inéditos. Publicación auspiciada por la Subdirección Nacional de Geología, Sernageomin.

Referencias

- (1) Gustafson, L. and Hunt, J.P., 1975, The Porphyry Copper Deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, Vol. 70, N°5, p. 857-912.
- (2) Cornejo, P.; Mpodozis, C.; Ramírez, C. F.; and Tomlinson, A. J., 1993, Estudio Geológico de la región de Potrerillos y El Salvador (26°-27° Lat. S): Servicio Nacional de Geología y Minería-CODELCO, Informe Registrado IR-93-01, p. 258, Santiago.
- (3) Cornejo, P., Tosdal, R. M., Mpodozis, C., Rivera, O., Tomlinson, A., Fanning, C. M., (1997) El Salvador, Chile, Porphyry Copper Deposit Revisited: Geologic and Geochronologic Framework: *International Geology Review* (en prensa).
- (4) Tomlinson, A. J.; Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Ramírez, C. F., and Dumitru, T., 1994, El sistema de fallas Sierra Castillo-Agua Amarga: Transpresión sinistral Eocena en la Precordillera de Potrerillos-El Salvador: 7° Cong. Geol. Chileno, v 2, p. 1459-1463, Concepción.
- (5) Lipman, P.W., 1984, The roots of ash flow calderas in Western North America: windows into the tops of granitic batholiths: *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, N° B10, p. 8801-8841.
- (6) McWilliams, M., 1994, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results from Codelco El Salvador Samples, Phase 1: Codelco, Chile, Unpublished report.
- (7) Boric, R.; Díaz, F.; Maksaev, V., 1990, Geología y Yacimientos Metalíferos de la Región de Antofagasta: Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 40, p. 1-246, Santiago.
- (8) Dilles, J.H., 1987, Petrology of the Yerington batholith, Nevada: Evidence for evolution of porphyry coper ore fluids: *Econ. Geol.*, v. 82, p. 1750-1789.
- (9) Matthews, S.J., Jones, A.P., and Beard, A.D., 1994a, Buffering of melt oxygen fugacity by sulphur redox reactions in calc-alkaline magmas: *Jour. Geol. Soc. London*, v. 151, p. 815-823.

Eoceno: El Complejo de Pórfidos Cupríferos El Salvador

El complejo de intrusivos asociados al yacimiento El Salvador consiste en stocks, sills y diques, emplazados en una franja de 6 km, de dirección NNE, que incluye de norte a sur, los afloramientos de Cerro Pelado, Campamento Antiguo, Quebrada M, Quebrada Turquesa y Quebrada Granito (Fig. 1). Los intrusivos se emplazan tanto en la formación Llanta, como en las ignimbritas y domos riolíticos paleocenos del Cerro Indio Muerto. Los intrusivos incluyen un grupo de pórfidos riolíticos, con escasa mineralización y un volumen mayor de stocks, sills y diques granodiorítico-dacíticos, asociados a la mineralización-alteración principal.

Pórfidos riolíticos de cuarzo-sanidina y cuarzo-plagioclasa: En Cerro Pelado (Fig. 1) afloran pórfidos riolíticos de cuarzo y sanidina, con alteración cuarzo-sericitica. Dataciones K-Ar y $^{40}\text{Ar-Ar}^{39}$ indicaron edades de $42,1 \pm 1,2$ Ma y $43,9 \pm 1,5$ Ma, concordantes con una edad U-Pb de 43 ± 1 Ma ⁽³⁾. Más al sur, diques de pórfidos riolíticos de cuarzo-plagioclasa, con grandes "books" de biotita, forman un dique semianular en torno a Cerro Pelado, encontrándose rocas del mismo tipo formando cuerpos lacolíticos en las nacientes de las quebradas M y Turquesa (Fig. 1). Dataciones efectuadas en el portezuelo entre Cerro Pelado y Campamento Antiguo, entregaron valores de $43,9 \pm 1,5$ Ma (K-Ar roca total) y $43,9 \pm 0,5$ Ma ($^{40}\text{Ar-Ar}^{39}$, biotita). Dataciones U-Pb convencionales, multigranos, indicaron una edad de 43 ± 1 Ma, mientras que análisis de granos individuales de circón (SHRIMP) arrojaron una edad promedio $^{206}\text{Pb}*/^{238}\text{U}$ de $42,3 \pm 1,3$ Ma ⁽³⁾. En el sector alto de Quebrada M una datación $^{40}\text{Ar-Ar}^{39}$ en biotita indicó una edad concordante de $42,6 \pm 0,3$ Ma ⁽⁶⁾.

Pórfidos granodiorítico-dacíticos: Rocas de esta asociación se caracterizan por contener abundantes fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita y, ocasionalmente, cuarzo. Gustafson y Hunt ⁽¹⁾ basado en relaciones de contacto y variaciones texturales, diferenciaron una serie de intrusivos, que se iniciaría con el emplazamiento de "Pórfido X", granodiorítico fino, equigranular a levemente porfídico, seguido de la intrusión de "Pórfidos feldespáticos" ("K", "L" y "A"). Los Pórfidos K y L tienen una masa fundamental aplítica cuarzo-feldespática, con biotita tardimagmática, mientras que el Pórfido A y los diques dacíticos post-minerales, presentan microlitos de plagioclasa y mayor proporción de biotita y hornblenda, indicativos de una composición más básica. Debido a la intensa alteración de los Pórfidos X y K, portadores de la mineralización principal del yacimiento, no se contaba hasta la fecha con edades primarias de cristalización. El análisis U-Pb multigranos en una muestra Pórfido X, del interior de la mina, entregó una edad de 41 ± 2 Ma y SHRIMP $^{206}\text{Pb}*/^{238}\text{U}$ $41,8 \pm 2,3$ Ma, concordantes con una edad K-Ar en biotita hidrotermal de $41,6 \pm 1,2$ Ma. Edades K-Ar, similares se obtuvieron para el Pórfido K ($41,2 \pm 1,1$ Ma, biotita magmática; $41,9 \pm 1,0$ Ma, sericitita de alteración). La edad de los diques dacíticos "post-minerales" es también equivalente (K-Ar 42 ± 1 Ma; $^{40}\text{Ar-Ar}^{39}$ biotita $41,2 \pm 0,5$ Ma). Tanto al norte como al sur del cerro Indio Muerto, en las quebradas Quebrada M y Granito (Fig. 1) afloran diversas variedades de pórfidos granodiorítico-dacíticos, para los cuales se han obtenido edades K-Ar (biotita) en un rango parecido entre $41,1 \pm 1,3$ y $41,6 \pm 1,8$ Ma ⁽³⁾. Estos valores son consistentemente más jóvenes que las edades obtenidas en los pórfidos cuarcíferos. A pesar de ello, tanto en Quebrada M como en Quebrada Granito, se encuentran algunos pórfidos granodiorítico-dacíticos con edades K-Ar y $^{40}\text{Ar-Ar}^{39}$ más antiguas ($43,8 \pm 1,2$, $42,3 \pm 0,5$, $42,9 \pm 0,3$ Ma) ^(3,6) similares a las de los pórfidos cuarcíferos.

Discusión: Controles Estructurales y Consideraciones petrogénicas

La mayoría de los pórfidos cupríferos eoceno-oligocenos, del Norte de Chile, se emplazan directamente sobre las trazas principales del SFD ⁽⁷⁾. Esto no ocurre en el caso de El Salvador, ubicado a 10 km al oeste de la Falla Sierra Castillo (Fig. 1), cuya fase principal de movimiento sinistral, ocurrió en el Eoceno ($42-36$ Ma) ⁽³⁾. Sin embargo, el Cerro Indio Muerto se ubica en la intersección de las fallas Sierra Miranda y Mantos Gruesos, sobre la traza NE de la charnela de rotación de la Caldera El Salvador, donde ésta interseca, además, las trazas de las fallas WNW de Cuesta San Juan, que limitan por el noroeste la estructura volcánica trapdoor (Fig. 1). Esta compleja zona estructural constituyó, por lo tanto, un canal favorable para el repetido ascenso de magmas, tanto en el Paleoceno como Eoceno, como en otras regiones lo fueron las fallas maestras del SFD ⁽³⁾. A escala menor, los pórfidos eocenos se alinean en dirección NE, sobre la charnela de la Caldera El Salvador, zona de debilidad estructural preexistente. Sin embargo, la fábrica estructural NW interna del yacimiento (orientación del eje mayor de los intrusivos porfídicos, diques dacíticos post-minerales y "pebbles dykes") es compatible con la

dirección de acortamiento eoceno, indicando que el emplazamiento de los pórfidos cupríferos de El Salvador (44-41 Ma) puede ser considerado como intrusiones sintectónicas de la deformación transpresiva eocena (4). Este episodio se inició con la intrusión de pórfidos riolíticos (44-43 Ma), con escasa mineralización, en parte sincrónico con el emplazamiento de pórfidos dacíticos (43-42 Ma) en las Quebradas M y Granito. Sin embargo, el evento de mineralización principal se asocia a la intrusión múltiple pórfidos granodiorítico-dacíticos (42-41 Ma) de Quebrada Turquesa, seguidos de intrusivos menores "post-minerales" de composiciones más básicas (dacítica-andesíticas).

La estrecha relación espacial y temporal de los intrusivos granodioríticos-dacíticos y los intrusivos pre y post mineralización principal, indica que, probablemente, forman una suite cogenética. Esta tendencia evolutiva es opuesta a la sucesión "básico-ácido" observada en otros pórfidos cupríferos, como Yerington, Nevada, en los cuales, la mineralización principal se asocia a intrusivos silíceos tardíos, formados a partir de magmas residuales dentro de un sistema magmático cerrado (8). La sucesión observada en El Salvador es, en cambio, más compatible con la evacuación de niveles progresivamente más profundos de una cámara magmática verticalmente zonada. La coexistencia, ya dentro de las fase iniciales de la evolución del sistema de El Salvador, de pórfidos riolíticos y dacíticos indicaría, probablemente, la inyección de magmas máficos en la base de una cámara magmática epizonal abierta. En un sistema de este tipo, la inyección periódica y consecuente enfriamiento de magmas básicos en la base de cámaras silíceas, produce la exolución de agua, azufre y cloro, que migran y se concentran en las partes altas y más silíceas de las cámaras magmática (9). Sucesivas intrusiones de magmas granodioríticos, gatillados por la inyección de magmas básicos en la base, favorecen el flujo de fluidos hidrotermales exueltos y la ocurrencia, por lo tanto, de repetidos episodios de mineralización como parece ser el caso en el yacimiento El Salvador.

Agradecimientos: Trabajo realizado en el marco de un convenio entre el Servicio Nacional de Geología y Minería y CODELCO-Chile, para el estudio geológico del Distrito Indio Muerto. Los análisis SHRIMP fueron realizados por C.M. Fanning, en la Australian National University. Los autores agradecen la autorización M. McWilliams, de Stanford University la para utilización de datos ^{40}Ar - Ar^{39} inéditos. Publicación auspiciada por la Subdirección Nacional de Geología, Sernageomin.

Referencias

- (1) Gustafson, L. and Hunt, J.P., 1975, The Porphyry Copper Deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, Vol. 70, N°5, p. 857-912.
- (2) Cornejo, P.; Mpodozis, C.; Ramírez, C. F.; and Tomlinson, A. J., 1993, Estudio Geológico de la región de Potrerillos y El Salvador (26°-27° Lat. S): Servicio Nacional de Geología y Minería-CODELCO, Informe Registrado IR-93-01. p. 258, Santiago.
- (3) Cornejo, P., Tosdal, R. M., Mpodozis, C., Rivera, O., Tomlinson, A., Fanning, C. M., (1997) El Salvador, Chile, Porphyry Copper Deposit Revisited: Geologic and Geochronologic Framework: *International Geology Review* (en prensa).
- (4) Tomlinson, A. J.; Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Ramírez, C. F., and Dumitru, T., 1994, El sistema de fallas Sierra Castillo-Agua Amarga: Transpresión sinistral Eocena en la Precordillera de Potrerillos-El Salvador: 7° Cong. Geol. Chileno, v 2, p. 1459-1463, Concepción.
- (5) Lipman, P.W., 1984, The roots of ash flow calderas in Western North America: windows into the tops of granitic batholiths: *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, N° B10, p. 8801-8841.
- (6) McWilliams, M., 1994, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results from Codelco El Salvador Samples, Phase 1: Codelco, Chile, Unpublished report.
- (7) Boric, R.; Díaz, F.; Makshev, V., 1990, Geología y Yacimientos Metalíferos de la Región de Antofagasta: Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 40, p. 1-246, Santiago.
- (8) Dilles, J.H., 1987, Petrology of the Yerington batholith, Nevada: Evidence for evolution of porphyry copper ore fluids: *Econ. Geol.*, v. 82, p. 1750-1789.
- (9) Matthews, S.J., Jones, A.P., and Beard, A.D., 1994a, Buffering of melt oxygen fugacity by sulphur redox reactions in calc-alkaline magmas: *Jour. Geol. Soc. London*, v. 151, p. 815-823.