XIV CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO
LA SERENA | OCTUBRE 2015

Marco tectónico y estructural del depósito epitermal de alta sulfuración El Guanaco, Antofagasta, Chile.

Sebastián Jovic*, Diego Guido, Gerardo Páez, Matías Galina
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas - Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque s/n, La Plata, Argentina.

Constantino Mendiz y Federico Heit
Guanaco Compañía Minera, 14 de Febrero 2065, Of. 1103, Antofagasta, Chile.

** email: sjovic@inremi.unlp.edu.ar*

Resumen. El yacimiento El Guanaco es un depósito epitermal de alta sulfuración ubicado en la faja metalogenetica Paleocena-Eocena Inferior. El depósito está formado por un sistema de ledges sub-paralelos formados por vuggy silica y en menor medida vetas de cuarzo y enargita, ubicados en trenes estructurales regionales ENE-OSO. Las estructuras presentan una morfología vetiforme muy discontinua con una importante segmentación interna definida por rumbos ENE-OSO, E-O, ONO-ESE. El análisis estructural de este depósito tanto a nivel de ambiente tectónico y particularmente el control estructural a escala de depósito y de estructuras mineralizadas, permite visualizar las distintas segmentaciones dentro de un trend general, definiendo los tamaños, continuidad horizontal y vertical y grado de conexión entre segmentos de distintas orientaciones, así como determinar las orientaciones con mayor permeabilidad y mayor desarrollo de estructuras mineralizadas, generando así una optimización en la exploración de este tipo de estructuras

Palabras Claves: Control Estructural, Alta Sulfuración, El Guanaco, Chile

1 Introducción

El yacimiento El Guanaco es un depósito epitermal de alta sulfuración (Puig et al. 1988) que se ubica en la Segunda Región de Chile, entre los 25º- 25º19' S y 69º23'- 69º42'O, a unos 2.700 m de altura (Fig. 1). El depósito fue descubierto en 1878 y ha tenido una producción total mínima documentada de 1,26 millones de onzas de oro hasta la fecha pero se estima en 2,59 millones de onzas de oro (Galina et al. 2014). Actualmente representa un depósito de 5 g/t Au de ley promedio, cuya metalurgia se ve favorecida por la oxidación de la mena. La mineralización está caracterizada por la presencia de un sistema de ledges sub-paralelos formados por *vuggy silica* y en menor medida vetas de cuarzo y enargita, ubicados en trenes estructurales o *trends* regionales con una orientación general ENE-OSO. El objetivo del presente resumen es definir y caracterizar el marco tectónico y los controles estructurales que actuaron en la formación de las mineralizaciones y su implicancia en la exploración de este depósito.

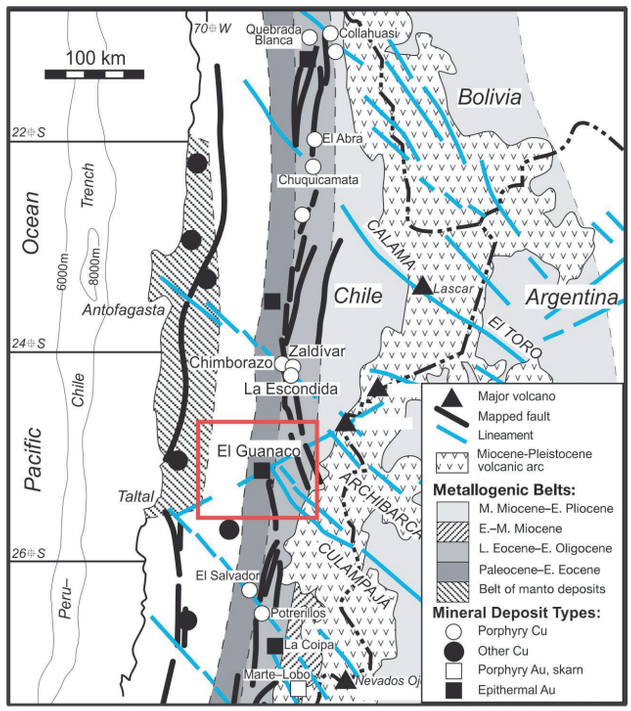

Figura 1. Mapa de lineamientos regionales del norte de Chile, y su relación con las fajas metalogénicas (Richards, 2003).

2 Marco Tectónico

Durante el Paleoceno-Eoceno inferior, en la Depresión Central del norte de Chile, tuvo lugar un arco magmático desarrollado bajo un régimen tectónico extensional y/o transtensional (Charrier et al. 2009; Fig. 2A a 2C). Esta configuración fue el resultado de una subducción de tipo chilena (normal) entre las placas Sudamericana y Farellones, desarrollada con un ángulo de convergencia normal (90°) y una baja velocidad de convergencia (6 cm/año). El régimen extensional imperante permitió el desarrollo de un importante magmatismo calcoalcalino representado mayormente por rocas volcánicas, que se extendió por más de 3.000 km a lo largo del margen continental, con una orientación general NNE y un ancho aproximado de unos 90 a 100 km. En el norte de Chile, el arco magmático se extendía entre los 21º y 23º S, a lo largo de la parte oriental de la actual Depresión Central, la

Precordillera, la Sierra de Moreno y el flanco occidental de la Cordillera de Domeyko; y entre los 23º y 27º S, a lo largo de la Depresión Central. La actividad magmática cenozoica de este arco corresponde al emplazamiento de plutones, domos, pequeños stocks e intrusivos subvolcánicos de composiciones mayormente intermedias, que fueron acompañados por un profuso vulcanismo de carácter basáltico, andesítico y dacítico-riolítico, frecuentemente relacionados con distintos tipos de aparatos volcánicos, como ser: complejos de domos, campos de lavas, estratovolcanes, maares, tuff cones (diatremas, brechas pipes), etc., que muchas veces son acompañados por extensas zonas de alteración hidrotermal (Charrier et al., 2009). A lo largo del arco volcano-plutónico (Paleoceno a Eoceno Temprano), se formaron depósitos de pórfidos de Cu-Mo (e.g. Lomas Bayas) y breccia pipes asociados (e.g. Sierra Gorda) con edades entre los 63 a 52 Ma. (Sillitoe y Perelló 2005), y sistemas epitermales principalmente ricos en Ag de tipo sulfuración intermedia (e.g. Cachinal de la Sierra), de baja sulfuración ricos en Au-Ag (e.g. El Peñón) y en menor medida de alta sulfuración de Au-Cu (e.g. El Guanaco), con edades que van desde los 64 a 43 Ma (Oyarzun et al., 2001). No es aparente una relación de los pórfidos cupríferos y sistemas epitermales de esta edad con estructuras mayores de carácter regional, pero ellos se presentan en zonas cubiertas por rocas más jóvenes, las que no permiten visualizar un control estructural regional. En general las mineralizaciones epitermales de esta edad presentan una orientación general N-S (e.g. El Peñón, Cachinal de la Sierra, El Soldado, Amancaya, etc.), mientras que El Guanaco es el único con una orientación ENE-OSO.

Para el Eoceno medio ocurre un cambio en la dinámica de la zona de subducción, que conlleva a un cambio de ángulo de convergencia de placa (que pasa a ser de 70°) y un aumento de la velocidad de convergencia, dando como resultado la horizontalización de la placa subductada (*flat-slab*) que da lugar a un importante engrosamiento cortical y el desarrollo de la fase Incaica de la Orogenia Andina.
Durante el Eoceno inferior y el Eoceno medio se da la transición entre el ambiente extensivo del Paleoceno - Eoceno Inferior y el ambiente compresivo oblicuo del Eoceno Medio al Oligoceno Inferior, desarrollando, para esa transición, compresión ortogonal sobre la placa (Fig. 2D a F). Ya para el Eoceno medio al Oligoceno Inferior se generó un ambiente netamente compresivo (compresión desde O-E a SO-NE) con la formación de sistemas transpresivos dextrales desarrollados sobre fallas regionales N-S. Este régimen tectónico produjo una disminución en la permeabilidad cortical, dificultando el ascenso de los magmas, lo que trajo como consecuencia el cese del vulcanismo y la consecuente acumulación de los magmas en la corteza superior, formando grandes batolitos que no llegaron a superficie. Estos intrusivos desarrollaron apófisis que se emplazaron, con un importante control estructural, dentro zonas dilatantes vinculadas las fallas N-S. Estas apófisis, representadas por pequeños stocks multi-episódicos y signatura geoquímica adakítica, se emplazaron a unos 2 km profundidad, y son los cuerpos que originaron los depósitos de pórfidos Cu gigantes asociados a la zona de falla de Domeyco, con edades de entre 44 y 31 Ma. (e.g. El Salvador, Escondida, Chuquicamata; Oyarzun, 2001).

3 Depósito El Guanaco

En la faja Paleocena –Eocena Inferior se desarrollan sistemas de fallas N-S, NO-SE, y en menor medida NE-SO, que favorecieron el emplazamiento de intrusivos y depósitos de pórfidos de cobre y epitermales (Richards 2003). La mina El Guanaco se ubica en la intersección de tres lineamientos regionales: la falla N-S, el lineamiento NO de Culampajá y un sistema de lineamientos NE-SO (Fig. 1), que en El Guanaco está representado por la Quebrada El Guanaco y otra quebrada al NO del Distrito. La región está caracterizada por secuencias volcánicas del Paleoceno al Eoceno Inferior (56-52 Ma). Las fallas internas tienen orientaciones preferentemente N-S y ONO. La secuencia volcánica está intruida por domos riolíticos y dacíticos controladas principalmente por el sistema de fallas N-S, y ONO en menor medida. En el Eoceno Inferior a Medio (48-45 Ma), se emplazaron pequeños pórfidos andesíticos a dacíticos alrededor de El Guanaco y en Sierra Inesperada. Estos cuerpos desarrollaron grandes zonas de alteración hidrotermal, con desarrollo de caps silíceos con alunita en la parte superior de los sistemas y vetas de enargita en profundidad. Dataciones realizadas en alunitas indican una edad entre 49 y 43 Ma. para la formación del depósito (Espinoza et al. 2011). El deposito El Guanaco está formado por un sistema de ledges sub-paralelos formados por *vuggy silica* y en menor medida vetas de cuarzo y enargita, ubicados en trenes o *trends* estructurales regionales con una orientación ENE-OSO (Fig. 2G).

Controles sin-mineralización
Los ledges de El Guanaco presentan una morfología vetiforme muy discontinua, con una orientación general ENE-OSO, pero con una segmentación interna mostrando gran cantidad de tramos con distintos rumbos que cambian en pocos metros de longitud. Los segmentos que se encuentran más representados son los de orientación E-O, y se caracterizan por formar estructuras continuas, con importantes espesores (hasta 30m) e inclinaciones altas, generalmente tendiendo a ser sub-verticales. Indicadores cinemáticos (estrías, corrugados y escalones) muestran raques de alto ángulo (>75°) con una leve componente dextral, y tanto los escalones como estriados indican una fuerte componente normal. Los segmentos ENE-OSO están caracterizados por formar estructuras algo más discontinuas respecto a los segmentos E-O, con bruscos cambios de espesor, en el rumbo y la vertical. Los indicadores cinemáticos muestran raques con ángulos que varían entre 63° y 85° indicando una componente dextral algo más marcada que en los segmentos E-O pero también indican una importante componente normal. La mineralización ONO-ESE está muy poco representada y se

caracteriza por segmentos más cortos y menores espesores en comparativa, y con inclinaciones entre los 85° y 60°.

Controles post-mineralización

Los ledges de El Guanaco están afectados por fallamientos post-mineralización con rumbos variables pero en su mayoría subparalelos a la mineralización tanto en los segmentos E-O, ENE-OSO y ONO-ESE, mostrando reactivación, con una cinemática normal, de las fallas que formaron la mineralización. También se reconocen fallamientos NO-SE los cuales son claramente discordantes con respecto a la orientación de los cuerpos mineralizados y generan removilización, principalmente cuando estas fallas interceptan o cortan ledges previamente mineralizados, desarrollando estructuras propias con baja continuidad lateral y vertical. Se observa una leve cinemática dextral de la removilización en este rumbo, posiblemente vinculado a un evento removilizante póstumo asociado a la inversión del sistema (post Eoceno medio). La presencia de removilizado es mucho mayor en los ledges de orientación ENE-OSO, NE-SO con respecto a los segmentos E-O.

4 Discusiones

A escala de depósito se interpreta que la mineralización de alta sulfuración del depósito El Guanaco, representada por ledges y vetas, se habría desarrollado a partir de fallas primarias de orientación ENE-OSO, las cuales están muy bien representadas en el distrito por los distintos trenes mineralizados. Las estructuras E-O representan estructuras secundarias formadas a partir del movimiento dextral-extensional de la fracturas ENE-OSO, generando fracturas tensionales (extensionales) en el rumbo E-O (Fig. 2I y 2J). Los segmentos ONO-ESE representan las estructuras conjugadas de las fallas ENE-OSO y por eso su poca representación en el sistema.

Los segmentos ENE-OSO al tener un leve movimiento de rumbo muestran morfologías de los ledges más discontinuas y con más cantidad de networks o sistemas de vetillas en comparativa con los segmentos E-O los cuales forman estructuras continuas y bien desarrolladas en general verticales y con menor cantidad de vetillas. Las estructuras E-O representan segmentos continuos sub-paralelos con morfología lenticular que se afinan a medida que se acerca a los segmentos ENE-OSO, teniendo su mayor desarrollo en el sector central de la fractura (Fig 2I). Los segmentos ENE-OSO actúan como conectores o zonas de transferencia entre los segmentos E-O, mostrando una menor inclinación y pasando de una estructura continúa a varias estructuras o ramas más pequeñas (menor espesor) y discontinuas (Fig. 2I).

La removilización post-mineralización, representa una etapa de brechamiento tectónico-hidrotermal con importante transporte (clastos de *vuggy* subredondeados) y relleno de espacios abiertos con óxidos Fe-Mn, caolinita y baritina formando brechas, vetillas y vetas. La removilización se da principalmente subparalela a las estructuras en los rumbos mineralizados (E-O, ENE-OSO, ONO-ESE) producto de reactivaciones post-mineralización, así como en estructuras generadas en un evento posiblemente más tardío (NO-SE). Las estructuras generadas en esta etapa en general no son muy continuas a lo largo del rumbo y la vertical. A escala regional se puede interpretar que el depósito se formó en un ambiente compresivo, con los mayores esfuerzos de orientación general O-E (Fig. 2E a 2H) coincidente con una compresión ortogonal sobre la placa Sudamericana asociada a la transición entre el ambiente extensivo del Paleoceno-Eoceno Inferior y el ambiente compresivo oblicuo del Eoceno Medio-Oligoceno Inferior (Fig. 2D a 2F).

5 Consideraciones

El análisis realizado a escala de depósito muestra que el control estructural representa el control más importante en la formación del depósito. El entendimiento del marco tectónico y particularmente el control estructural a escala de depósito y de estructuras mineralizadas permite visualizar las distintas segmentaciones dentro de un trend general, teniendo en cuenta los tamaños, continuidad/discontinuidad horizontal y vertical, grado de conexión/desconexión entre segmentos de distintas orientaciones, así como determinar las orientaciones con mayor permeabilidad y mayor desarrollo de estructuras mineralizadas, permitiendo así una optimización en la exploración de este tipo de estructuras.

Referencias

Charrier, R., Farías, M., Maksaev, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 65(1): 5-35.

Espinoza, F.; Matthews, S.; Cornejo, P.; Venegas, C. 2011. Carta Catalina, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 129: 63 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Galina, M., Guido, D., Jovic, S., Peralta C., Kasaneva, S. 2014. Historia Productiva del Yacimiento aurífero El Guanaco, Desierto de Atacama, Chile. XIX Congreso Geológico Argentino. Córdoba, Argentina. 2 pág.

Oyarzun, R.; Márquez, A.; Lillo, J.; López, I.; Rivera, S. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. Mineralium Deposita, 36(8): 794-798.

Puig, A., Díaz, S. y Cuitiño, L. 1988. Sistemas hidrotermales asociados a las calderas en el Arco Volcánico Paleógeno de la Región de Antofagasta, Chile: Distritos El Guanaco, Cachinal de la Sierra y El Soldado. Revista Geológica de Chile, 15 (1): 57-82.

Richards, J. 2003. Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit Formation. Economic Geology. Vol. 98, pp. 1515–1533.

Sillitoe, R. H.; Perelló, J. 2005. Andean copper province: tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery. En: Hedenquist, JW; Thompson, JFH; Goldfarb, R. 2005. Economic Geology One Hundredth Anniversary: 845-890.

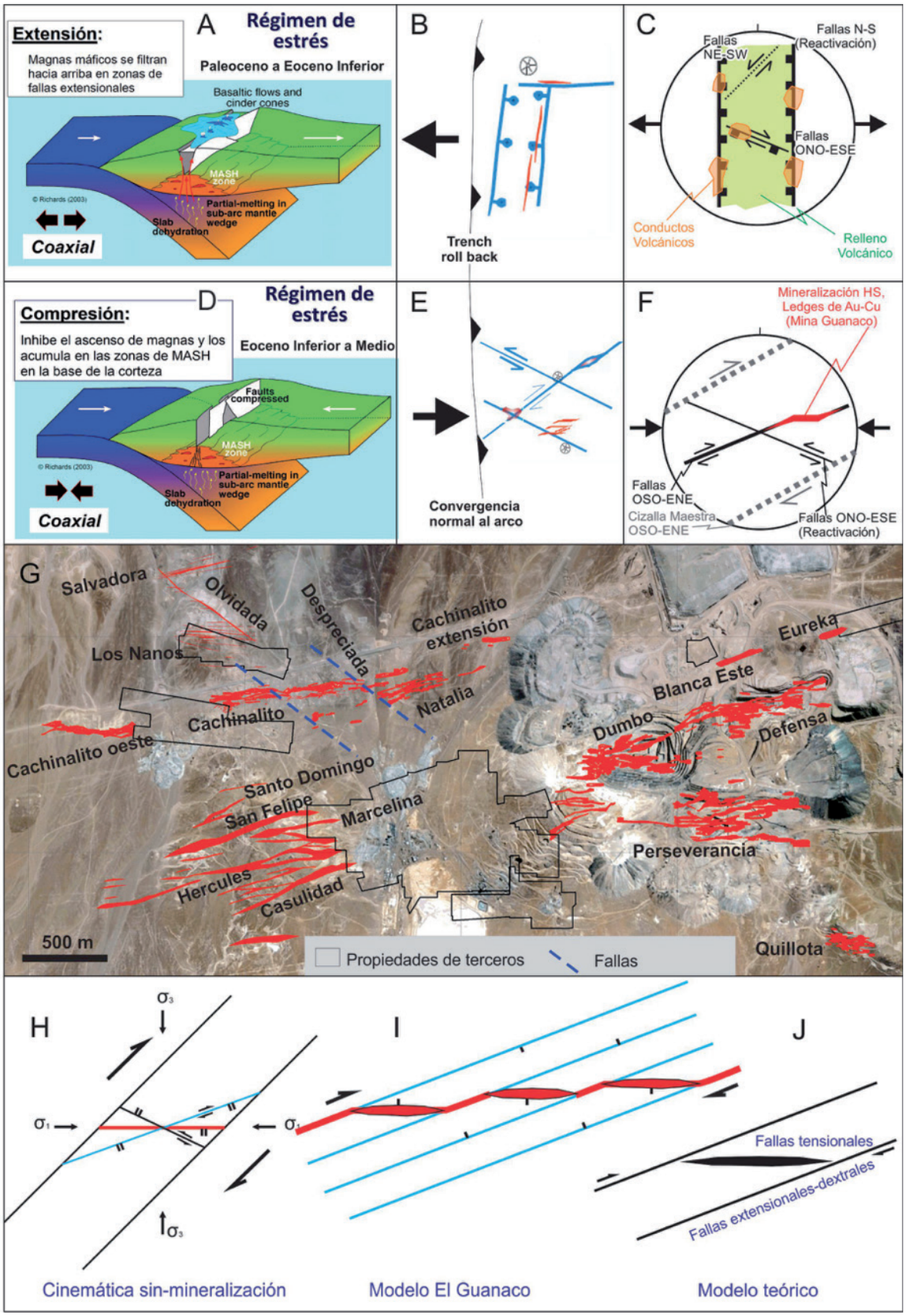

Figura 2. Ver referencias en el texto.