

Estructura y edad del depósito de hierro de Peña Colorada (Colima): un posible equivalente fanerozoico de los depósitos de tipo IOCG

Jordi Tritlla^{1,*}, Antoni Camprubí¹, Elena Centeno-García², Rodolfo Corona-Esquivel², Alexander Iriondo^{1,3}, Salvador Sánchez-Martínez², Abel Gasca-Durán⁴, Edith Cienfuegos-Alvarado², Pedro Morales-Puente²

¹Programa de Geofluidos, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Carretera Querétaro-San Luis Potosí Km. 15.5, Campus UNAM-Juriquilla, A.P. 1-742, 76230 Querétaro, Qro.

²Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510 México, D.F.

³Argon Thermochronology Lab, United States Geological Survey, Denver Federal Center, Kipling St. & 6th Ave., Denver CO 80225-0046 (E.U.A.)

⁴ISESIC S.A. de C.V., Sur 155, No. 2311 Acc., Col. G. Ramos Millán, Iztacalco, 08000 Mexico D.F.

* jorrit@geociencias.unam.mx

RESUMEN

El depósito de hierro de Peña Colorada está constituido por tres tipos de mineralización característicos: (1) un cuerpo superior masivo de magnetita, subconcordante con la estratificación y de hasta 20 metros de potencia, que contiene fragmentos decimétricos a métricos de granatitas pre-existentes, completamente reemplazadas por feldespato potásico; (2) un cuerpo con magnetita diseminada, también subconcordante con la estratificación, situado por debajo del anterior y de una potencia reconocida, por sondeos, de hasta 150 metros, constituido por alternancias rítmicas de pirita-magnetita-piroxeno junto con cristales idiomórficos de feldespato potásico poiquilítico de origen metasomático que, localmente, llegan a constituir una episienita "sensu lato"; y (3) una brecha polimictica, con evidencias de fracturación hidráulica, que corta a toda la serie estratigráfica local, con morfología general de diatrema, que incluye en sus niveles inferiores xenolitos de "nelsonitas pobres en Ti", en el sentido de Fooses y Grauch, así como fragmentos de los otros cuerpos mineralizados.

En este trabajo reportamos los dos primeros fechamientos, efectuados mediante el método K-Ar, en los cuerpos mineralizados de Peña Colorada. Una muestra de feldespato potásico de las episienitas del cuerpo diseminado inferior presenta la edad más antigua del depósito (65.3±1.5 Ma); en cambio, una muestra de feldespato potásico del cuerpo masivo superior presenta una edad sensiblemente menor (57.3±2.1 Ma). Estos fechamientos sitúan la formación de dicho depósito entre el límite Cretácico Superior-Paleoceno y el Paleoceno medio. Dado que los cuerpos fechados representan al segundo y tercer evento de formación del depósito (de cinco), se puede argumentar que el tiempo total de formación del depósito es superior a 4.4 Ma, pudiendo haber sido, muy posiblemente, mucho mayor.

La disposición espacial de los diferentes cuerpos mineralizados, sus características texturales, y la diferencia de edades de los cuerpos mineralizados sugieren que el depósito de Peña Colorada se formó debido a la recurrencia de eventos mineralizantes en un volumen discreto de corteza y en un lapso de tiempo relativamente amplio (>4 Ma). Estos hechos invalidan la hipótesis previa de que la mineralización de Fe corresponde a un depósito de tipo skarn generado por la intrusión de un microgranito infrayacente. Asimismo, a partir de estos datos proponemos que el depósito de Peña Colorada presenta una fuerte afinidad con los depósitos de tipo IOCG (Iron-Oxide-Copper-Gold Deposits) de edad fanerozoica, de forma análoga al depósito de Fe de Cerro de Mercado, en Durango.

Palabras clave: Peña Colorada, estructura, fechamientos K-Ar, magnetita, apatita, piroxenos, cuerpo masivo, cuerpo diseminado, brecha polimictica, IOCG, Fanerozoico.

ABSTRACT

The Peña Colorada iron deposit is made up by three different mineralized bodies: (1) an upper massive magnetite body, up to 20 meters thick, sub-concordant with the regional stratification, that contains decimeter to metric fragments of a granatite rock completely replaced by K-feldspar; (2) a lower disseminated magnetite body, also subconcordant with the regional stratification, with a maximum thickness of 150 meters and made up by pyrite–magnetite–pyroxene rhythmic alternances with poikilitic K-feldspar masses (episienite “sensu lato”); and (3) a mineralized polymictic breccia, with evidences of hydraulic fracturing, with a diatrema-like morphology, cutting the whole stratigraphical serie at Peña Colorada. The latter includes xenoliths of “low-Ti nelsonites” (in the sense of Fooses and Grauch), found exclusively at the lower breccia outcrops.

In this paper we report the first two K–Ar absolute ages obtained from the main magnetite bodies at Peña Colorada. A fresh K-feldspar from one episenite mass of the lower disseminated body gave an older age of 65.3 ± 1.5 Ma, whereas a K-feldspar sample from the pseudomorfosed granatites gave a younger age of 57.3 ± 2.1 Ma. These ages place the age of this deposit between the upper Cretaceous–Paleocene transit and the middle Paleocene. As the dated bodies represent the second and third genetic events (of five) in the origin of the Peña Colorada deposit, it is possible to assert that the mechanisms that gave origin to Peña Colorada acted, at least, during a 4.4 Ma period.

The disposition of the different mineralized bodies, their textural characteristics and the difference in ages among them suggest that the Peña Colorada iron deposit formed due to recurrent mineralizing events in a discrete cortical volume and within a relatively wide time lapse (>4 Ma). All these facts are against a skarn origin caused by the intrusion of a magmatic rock. Moreover, we propose that the Peña Colorada deposit has strong affinities with the IOCG (Iron–Oxide–Copper–Gold) deposits of Phanerozoic age, similarly to the Fe deposit of Cerro de Mercado in Durango.

Keywords: Peña Colorada, structure, K–Ar dating, magnetite, apatite, pyroxene, massive body, disseminated body, polymictic breccia, IOCG, Phanerozoic.

INTRODUCCIÓN

En México, los depósitos de hierro se distribuyen según dos cinturones mineralizados principales: (1) el cinturón de Fe del NE de México, de supuesta edad terciaria, que comprende los depósitos de La Perla, Chihuahua (Van Allen, 1978), Cerro de Mercado, Durango (Lyons, 1988), y Hércules, Coahuila (Velasco-Hernández, 1964), y (2) el cinturón de Fe del SW de México, paralelo al margen Pacífico, que incluye los depósitos de Aquila, El Encino, Cerro Náhuatl y Peña Colorada (Figura 1). Mientras los depósitos de Cerro de Mercado y La Perla han sido interpretados como producto de un vulcanismo subaéreo de magmas ricos en óxido de hierro, muchos de los depósitos del SW de México se han interpretado clásicamente como de tipo skarn. Con base en el reconocimiento de campo de varios de los depósitos del cinturón de Fe del SW de México que hemos venido efectuando, hemos concluido que algunos de ellos, como Cerro Náhuatl (Colima), presentan características típicas de depósitos de tipo skarn de hierro. Sin embargo, en el caso de Peña Colorada, muchas de sus características no son en absoluto congruentes con tal filiación.

El yacimiento de Peña Colorada se halla actualmente en explotación, para beneficio exclusivo de hierro, por parte del Consorcio Minero Benito Juárez–Peña Colorada S.A. de C.V. Las reservas totales de este yacimiento se ci-

fraban entre los 250 y los 300 millones de toneladas, antes del inicio de su explotación, con una ley media comprendida entre el 50 y el 60% de Fe magnético (Corona-Esquivel, 2000).

En el presente trabajo se describe en detalle la estructura y la composición mineralógica del depósito de Peña Colorada, y se aportan dos nuevos fechamientos K–Ar obtenidos a partir de dos muestras de los cuerpos mineralizados principales, que nos llevan a la discusión sobre el origen del depósito, en contraste con las hipótesis planteadas por otros autores.

SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

El yacimiento de Peña Colorada se localiza en el extremo noroccidental de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur, en la Sierra del Mamey, cerca de la población de Minatitlán, en la parte noroccidental del estado de Colima (Figura 1) y a unos 50 km al WNW de la capital del estado.

El basamento de la secuencia sedimentaria de la zona no aflora en el área de estudio, aunque Centeno-García *et al.* (1993) sugirieron que está formado por materiales de fondo oceánico de edad triásica, muy deformados. Sobre este basamento se dispone la Formación Alberca (Valanginiense–Hauteriviense), constituida por pelitas negras, calizas margosas, areniscas de grano fino y tobas andesíticas,

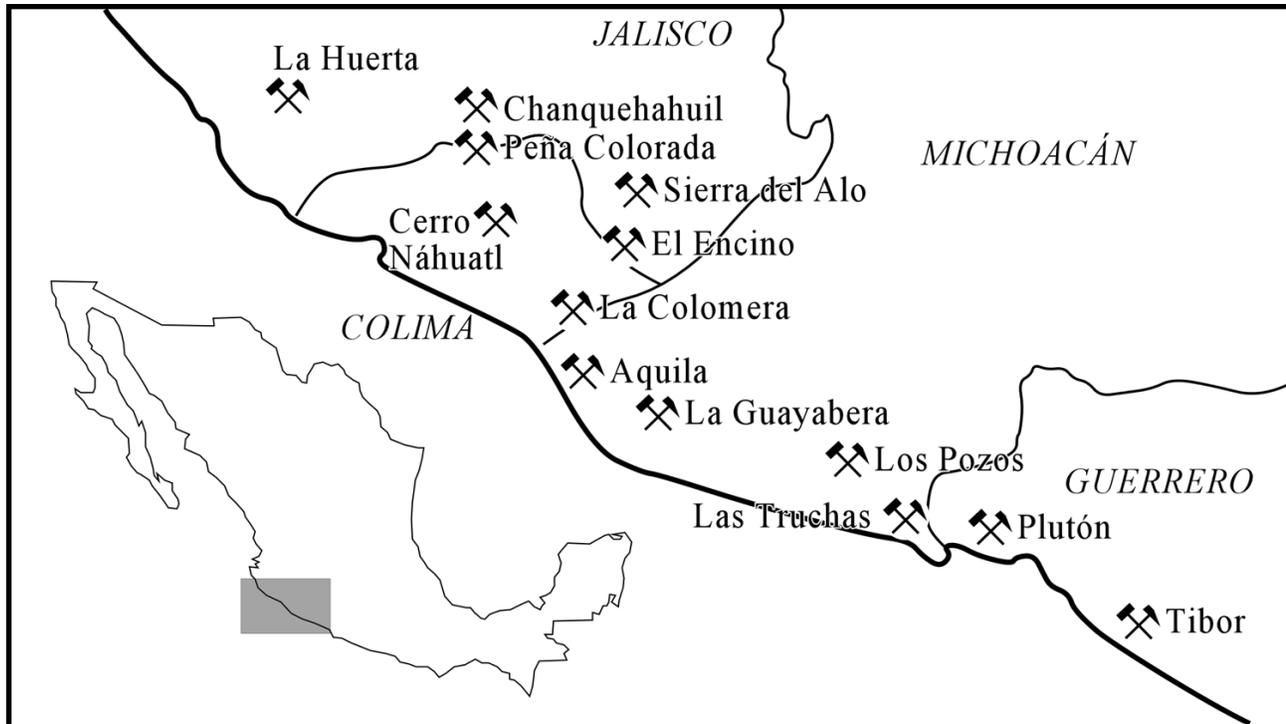


Figura 1. Mapa de localización de los principales yacimientos de Fe de la porción suroccidental de México. Modificado de Corona-Esquivel (2000).

con una potencia media de 1,500 metros (Corona-Esquivel, 1993). Concordantemente sobre la anterior, se dispone la Formación Tecalitlán (Barremiense–Aptiense), constituida por rocas vulcanosedimentarias, con flujos andesíticos, flujos piroclásticos riolíticos, areniscas y conglomerados, con una potencia total entre 1,200 y 2,000 metros. Seguidamente, se dispone la Formación Tepalcatepec, que aflora en la mayor parte del área de estudio (Figura 2). La base de esta formación está constituida por margas, pelitas carbonáceas, limolitas, areniscas, niveles evaporíticos y esporádicos arrecifes carbonatados con abundantes bivalvos y rudistas. La parte media de la formación Tepalcatepec consiste en carbonatos marinos micríticos, con intercalaciones de limolitas, que pasan verticalmente a una serie de intercalaciones de niveles carbonatados con tobas andesíticas calcoalcalinas, características de un ambiente extensional de tras-arco (Lapierre *et al.*, 1992; Ortiz-Hernández, 1992; Centeno-García *et al.*, 1993; Zürcher *et al.*, 2001). Corona-Esquivel y Alencáster (1995) atribuyeron una edad aproximada Aptiense–Albiense (121–98.9 Ma) al nivel carbonatado recristalizado que aparece en la mina de Peña Colorada, en base al hallazgo de restos de fauna marina (gasterópodos y rudistas). La mineralización de Fe de Peña Colorada está encajonada en las intercalaciones de andesitas con carbonatos. Por encima de estos materiales aparece un conglomerado de color rojizo, muy cementado, que se corresponde con la Formación Cerro de la Vieja, de edad cenomaniense, faltando la parte superior de la Formación

Tepalcatepec en la zona de la mina.

Estos materiales están intrusionados por el batolito de Manzanillo (Schaaf, 1990; Schaaf *et al.*, 1995; Calmus *et al.*, 1999), de composición granodiorítica, con la presencia de pequeños cuerpos de plagiogranitos y gabros, así como un cortejo filoniano asociado (aplititas, esencialmente). Los mismos autores indican que estas granodioritas suelen contener biotita y hornblenda, así como magnetita, esfena, apatita y zircón como fases accesorias. Los contenidos en SiO_2 están comprendidos entre 47.3 y 76.9% en peso, y la correlación entre SiO_2 y K_2O caracteriza a estas rocas como miembros de la suite calcoalcalina. Su composición en elementos traza indica su afinidad tectónica como granitos de arco volcánico en el diagrama Y+Nb vs. Rb de Pearce *et al.* (1984).

Por último, en el área de Peña Colorada, toda esta serie está cortada por diques de pófidios andesíticos de posible edad terciaria.

LOS DEPÓSITOS DE Fe DE PEÑA COLORADA

Antecedentes

González-Reyna (1952, 1956) efectuó los primeros reportes geológicos publicados sobre el área de Peña Colorada. Durante el reconocimiento de la Sierra del Mamey, este autor describe la presencia de rocas intrusivas

de composición diorítica con disseminaciones de magnetita que, en La Chula, llegan a formar “el 50% de la diorita” (*sic*) sugiriendo, por tanto, el origen de los depósitos de la Sierra del Mamey a través de un mecanismo de segregación magmática. Posteriormente, Pineda-Ramírez et al. (1969) realizaron un estudio geológico–magnetométrico del depósito de Fe de Peña Colorada, sugiriendo que el yacimiento es “metasomático de contacto” y está compuesto por dos tipos de mineral a los que denominaron “masivo” y “diseminado”, con un contenido de hierro estimado ligeramente superior al 60% y 40%, respectivamente. Más recientemente, Klemic (1970) clasificó el depósito de Peña Colorada como perteneciente al tipo Kiruna.

Zürcher (1994) y Zürcher et al. (2001) estudiaron la geoquímica de las rocas encajonantes del depósito de Peña Colorada, llegando a la conclusión de que los cuerpos de magnetita se originaron como consecuencia de la intrusión de una diorita de edad Cretácica, causando la skarnificación de la parte media de la Formación Tepalcatepec en la zona de estudio.

Corona-Esquivel (2000) efectuó una revisión de los depósitos de hierro del SW de México, centrándose en el

de Peña Colorada y las relaciones de corte entre los diferentes cuerpos mineralizados y las rocas encajonantes, proponiendo un origen magmático para el depósito. Corona-Esquivel et al. (2001) sugieren un origen ortomagmático para este depósito.

Descripción del depósito

El depósito está afectado por algunas fallas, normales y laterales, que compartimentan los diferentes cuerpos mineralizados. No obstante, durante los reconocimientos de campo efectuados en la explotación, se han diferenciado tres cuerpos mineralizados principales, correlacionables con otros cuerpos de menor volumen (labores de La Chula, esencialmente) en la misma área.

Cuerpo masivo superior (cuerpo principal)

Esta mineralización está compuesta por un cuerpo de magnetita de carácter generalmente masivo, con un espesor promedio de unos 20 metros y más de 1,000 metros de continuidad lateral, con morfología tabular, subhorizontal y parcialmente concordante con la estratificación de la roca encajonante (flujos de andesita y calizas; Figura 3a y 3b). Este cuerpo, en su extremo suroccidental, está en contacto directo con un nivel de lutitas y calizas marmorizadas. Ocasionalmente, en el contacto entre la masa de magnetita y los carbonatos aparece un nivel de hasta diez centímetros de grosor de granatita de composición grosularia–andradita. (Figura 4a). Es importante destacar que el contacto entre el cuerpo de magnetita y las calizas es discordante, muy nítido y que, en las inmediaciones del contacto, el cuerpo de magnetita presenta una zona de tamaño de grano mucho menor que el que aparece en el resto del cuerpo.

Mineralógicamente, el cuerpo principal (Figura 4b) está dominado por magnetita (>85%) y, en menor proporción, hematita, piroxeno, clorita, apatita y carbonatos. La magnetita es de grano fino y se presenta bajo la forma de cristales subhedrales a euhedrales, bien desarrollados en las escasas cavidades que se encuentran en la parte alta de este cuerpo. La pirita es el sulfuro más abundante y se presenta normalmente bajo la forma de pequeños cristales idiomórficos disseminados en la masa de magnetita. También se han observado pequeños niveles o filones de pirita de grano fino, tanto de forma concordante con la disposición del cuerpo de magnetita, como cortándola. La calcopirita es escasa y aparece comúnmente asociada a la pirita, bajo la forma de cristales anhedrales. Zürcher et al. (2001) citan la presencia de cristales de pirita en forma de barril, que son interpretados como producto de la pseudomorfosis de antiguos cristales de pirrotita, así como cristales de pirita “plumosos”, resultado de la pseudomorfosis de hematita. Durante el presente estudio no se ha podido corroborar la presencia de tales texturas en pirita.

Dentro de la masa de magnetita aparecen esporádicamente bloques irregulares de tamaño muy variable,



Figura 2. Mapa geológico del área de Peña Colorada (municipio de Minatitlán, Colima). Modificado del mapa geológico del Consorcio Minero Benito Juárez y de Zürcher et al. (2001).



Figura 3. Fotografías del depósito de Fe de Peña Colorada. a) Contacto nítido no reactivo entre el cuerpo masivo superior de magnetita (C.P.) y las calizas sedimentarias marmorizadas (C.M.); en la parte derecha de la fotografía se pueden observar dos diques subverticales (P.A.) de pórfidos andesíticos de posible edad terciaria. b) Aspecto del cuerpo masivo superior de magnetita (C.P.) encajonado en la serie volcanosedimentaria y en contacto mecánico con la granodiorita infrayacente (Gdt).

desde pocos centímetros hasta varios decímetros de diámetro, constituidos por agregados de “esférulas” de color rojizo o rosado y de hasta 10 cm de diámetro (Figura 5a). Estos agregados suelen contener magnetita de grano fino, que ocupa la porosidad dejada por el empaquetamiento de dichas esférulas. Bajo el microscopio, estas esférulas están constituidas en un 90% por agregados de cristales plumosos de feldespato potásico (Figura 6a) entre los que aparecen pseudomorfos de piroxeno reemplazados por clorita férrica y feldespato potásico (Figura 6b y 6c), escasos cristales de magnetita, de hasta 200 μm de diámetro, y pequeños cristales idiomórficos de apatita ($<20 \mu\text{m}$). Cuando la magnetita no está presente en los espacios intersticiales de las esférulas, estos se encuentran parcialmente rellenos por una última generación de feldespato potásico en forma de cristales subhedrales que crecen alrededor de las esférulas, dándoles un aspecto superficial muy poroso. En dos de las muestras obtenidas (Figura 4c), las “esférulas” de feldespato potásico son aproximadamente poliédricas, con caras relictas, cuya forma se aproxima a la de un rombododecaedro. Asimismo, presentan una zonación concéntrica relictas, determinada por la alternancia de bandas de feldespato potásico dominante (color rojizo) con otras de feldespato potásico y clorita (color verdoso). Tanto su morfología externa como interna sugieren que estos agregados poliédricos son antiguos cristales de granate pseudomorfizados por feldespato potásico y clorita, aunque no queda rastro alguno del granate original. La posición que ocupan estos pseudomorfos de granate, contenidos dentro de la masa de magnetita, sugiere que los granates originales se formaron con anterioridad al emplazamiento del cuerpo de magnetita masiva, posiblemente por metamorfismo de contacto (skarn) durante la intrusión de los granitos infrayacentes. La marcada zonación relictas que presentan los antiguos granates, así como la composición de las rocas encajonantes en la zona sugieren que éstos pertenecían a la serie grosularia–andradita. Asimismo, la pseudomorfosis de los granates por parte de cristales esqueléticos (plumosos) de feldespato potásico sugiere que dicho reemplazamiento se produjo de forma muy rápida.

La presencia de fragmentos de granatita completamente pseudomorfizados, incluidos en la masa de magnetita, y la impregnación de las granatitas por magnetita sugiere que, como mínimo, el reemplazamiento de los granates por feldespato potásico pudo ser coetáneo con el emplazamiento del cuerpo de magnetita. Asimismo, la presencia de los granates pseudomorfizados aboga por un proceso metasomático como responsable de la formación de este cuerpo principal aunque, como se verá más adelante, no parece encontrarse en relación directa con la intrusión de las rocas graníticas que afloran en la base de la serie.

Cuerpo diseminado inferior

Un segundo cuerpo, denominado “nivel” o “cuerpo diseminado inferior” por los mineros, se sitúa a unos 40 metros por debajo del cuerpo principal, anteriormente

descrito, aflora con una potencia de 10 metros en la mina y es subconcordante con la estratificación en su límite superior. Los sondeos efectuados por el Consorcio Minero Benito Juárez–Peña Colorada S.A. de C.V. indican que este cuerpo presenta una extensión lateral similar a la del cuerpo principal, es subparalelo al mismo y tiene una potencia máxima de hasta 150 m reconocidos (J.L. Portugal, comunicación personal). A este cuerpo se le ha calculado un tonelaje aproximado de 90 Mt con un contenido promedio de 26% en peso de magnetita.

La característica más sobresaliente del cuerpo diseminado inferior es su aspecto laminado a nivel de afloramiento (Figura 4d), debido a la presencia de alternancias rítmicas (Figura 7b). Cada ciclo es de grosor variable (entre pocos milímetros a más de 30 centímetros) y está formado por un nivel de magnetita de grano grueso en la base de la “secuencia” (Figura 5b), junto con escasos cristales euhedrales de pirita de hasta un centímetro de diámetro. Hacia la parte superior, la pirita desaparece, el tamaño de grano de la magnetita disminuye progresivamente, a la par que aumenta la cantidad de piroxeno microgranular (Figura 6f), hasta la desaparición completa de la magnetita. En estas bandas suelen encontrarse cristales euhedrales a anhedrales de feldespato potásico (Figura 6e), en abundancia muy variable, de hasta 1 cm de diámetro y a menudo como cristales poiquilíticos que engloban microcristales de magnetita. Cuando el feldespato potásico aparece en relación con las ritmitas, suele estar asociado a láminas más ricas en piroxeno. Los ciclos pirita–magnetita–piroxeno suelen disponerse de forma planoparalela, aunque ocasionalmente se observa la presencia de bandas o láminas de la misma composición, de varios centímetros de grosor, dispuestas oblicuamente a la laminación principal, con una morfología similar a una estratificación cruzada. Asimismo, se suelen observar texturas de carga que se desarrollan por contraste de densidades en la interfase piroxeno–magnetita de ciclos consecutivos (Figura 7a).

Ocasionalmente, junto a estos ciclos aparecen bloques métricos, muy porosos, constituidos por grandes acumulaciones de feldespato potásico poiquilítico (Figura 6g), en cristales subhedrales a euhedrales creciendo sin orientación alguna, junto con cristales euhedrales de magnetita subordinada, a menudo incluidos en el feldespato potásico, constituyéndose este conjunto en una episienita *sensu lato*. Estos bloques de episienita se superponen a y en parte engloban los ciclos pirita–magnetita–piroxeno debido al carácter poiquilítico del feldespato potásico. Ocasionalmente se observa como algunos cristales de feldespato potásico corroen cristales de plagioclasa preexistentes, aunque también se produjo la precipitación tardía de cristales subhedrales de plagioclasa (albita) a favor de la porosidad de la roca, bien en sucesión pasiva sobre el feldespato potásico, bien corroyéndolo. (Figura 6h).

Todo este conjunto (ciclos pirita–magnetita–piroxeno y episienitas) se encuentra afectado por al menos un evento hidrotermal tardío, que provoca la alteración incipiente

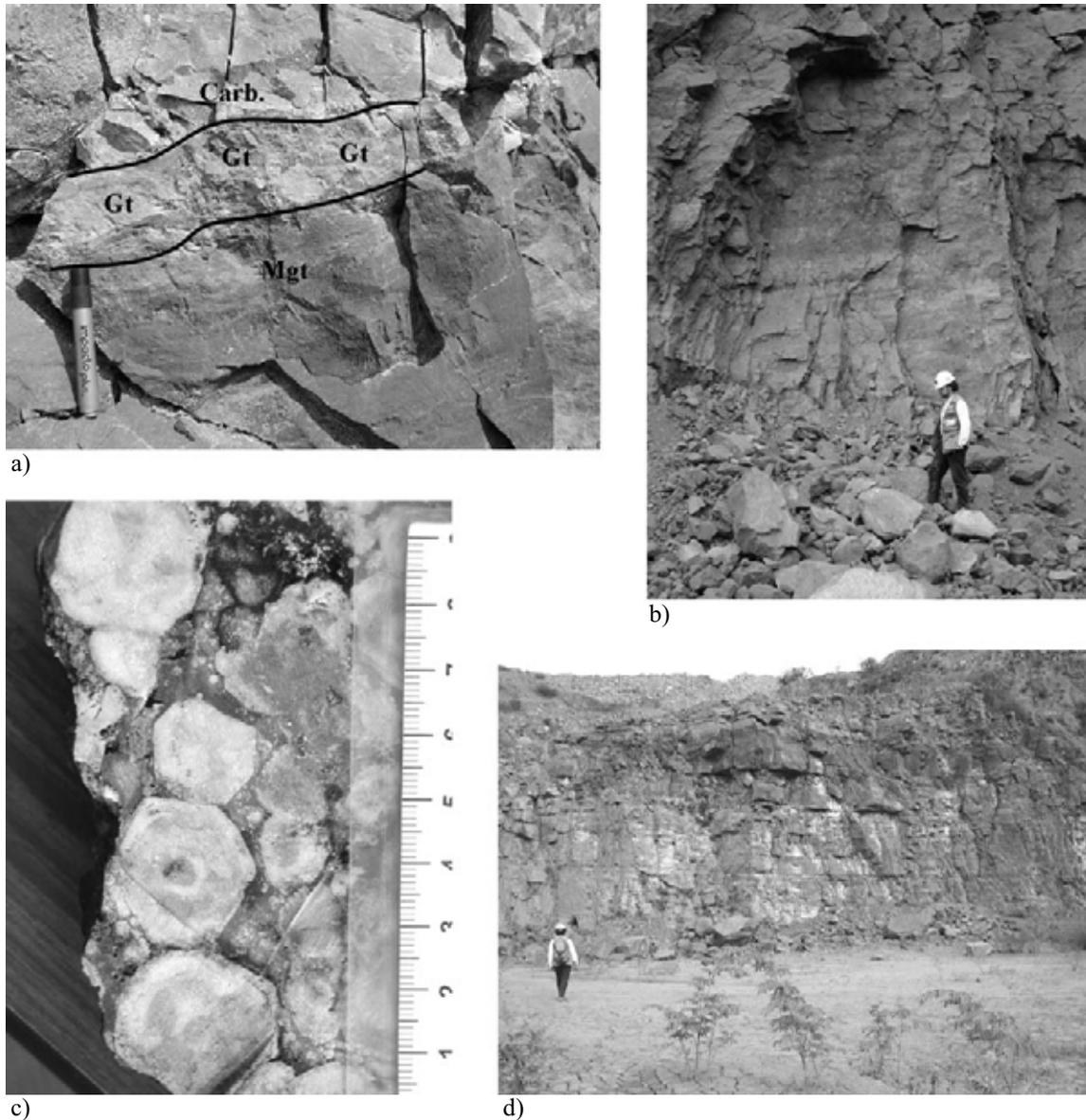


Figura 4. Fotografías del depósito de Fe de Peña Colorada. a) Detalle del contacto entre el cuerpo masivo superior de magnetita (Mgt) y las calizas sedimentarias marmorizadas (Carb) en el que se ha desarrollado un pequeño cuerpo metasomático de granate grosulárico–andradítico (Gt). b) Base del cuerpo masivo superior de magnetita en su zona de mayor grosor; el bandeamiento que se observa viene determinado por la presencia de zonas más ricas en silicatos con otras más ricas en magnetita. c) “Esférulas poliédricas” de feldespato potásico con zonación concéntrica relicta, incluidas en el cuerpo masivo superior, interpretadas como antiguos cristales de granate de composición grosularia–andradita. d) Vista general del cuerpo diseminado inferior, en que se puede apreciar el marcado bandeamiento que lo caracteriza.

del feldespato potásico a caolinita, de la plagioclasa a epidota y calcita, y la precipitación de epidota–calcita–pirita–calcopirita tanto en la porosidad de las episienitas como en pequeñas vetas que cortan todo el conjunto.

Este cuerpo diseminado fue interpretado por Zürcher *et al.* (2001) como un endoskarn de magnetita, desarrollado sobre el intrusivo diorítico cerca de un nivel de carbonatos. Por una parte, es de destacar que el cuerpo de caliza que aparece en este afloramiento se encuentra claramente en contacto por falla con el nivel diseminado inferior y que no

presenta evidencia alguna de metasomatismo. Por otra parte, la composición mineralógica y textural de este cuerpo no corresponde con la típica que se hallaría en un endoskarn ya que (1) no se ha detectado la presencia de granates u otros calcosilicatos típicos en un skarn, ni de pseudomorfo de los mismos; (2) no se observan cristales relictos de feldespato potásico de origen magmático con recrecimientos de feldespato potásico hidrotermal; y (3) en cambio, aparecen grandes cantidades de feldespato potásico poiquilítico con inclusiones de cristales de magnetita,

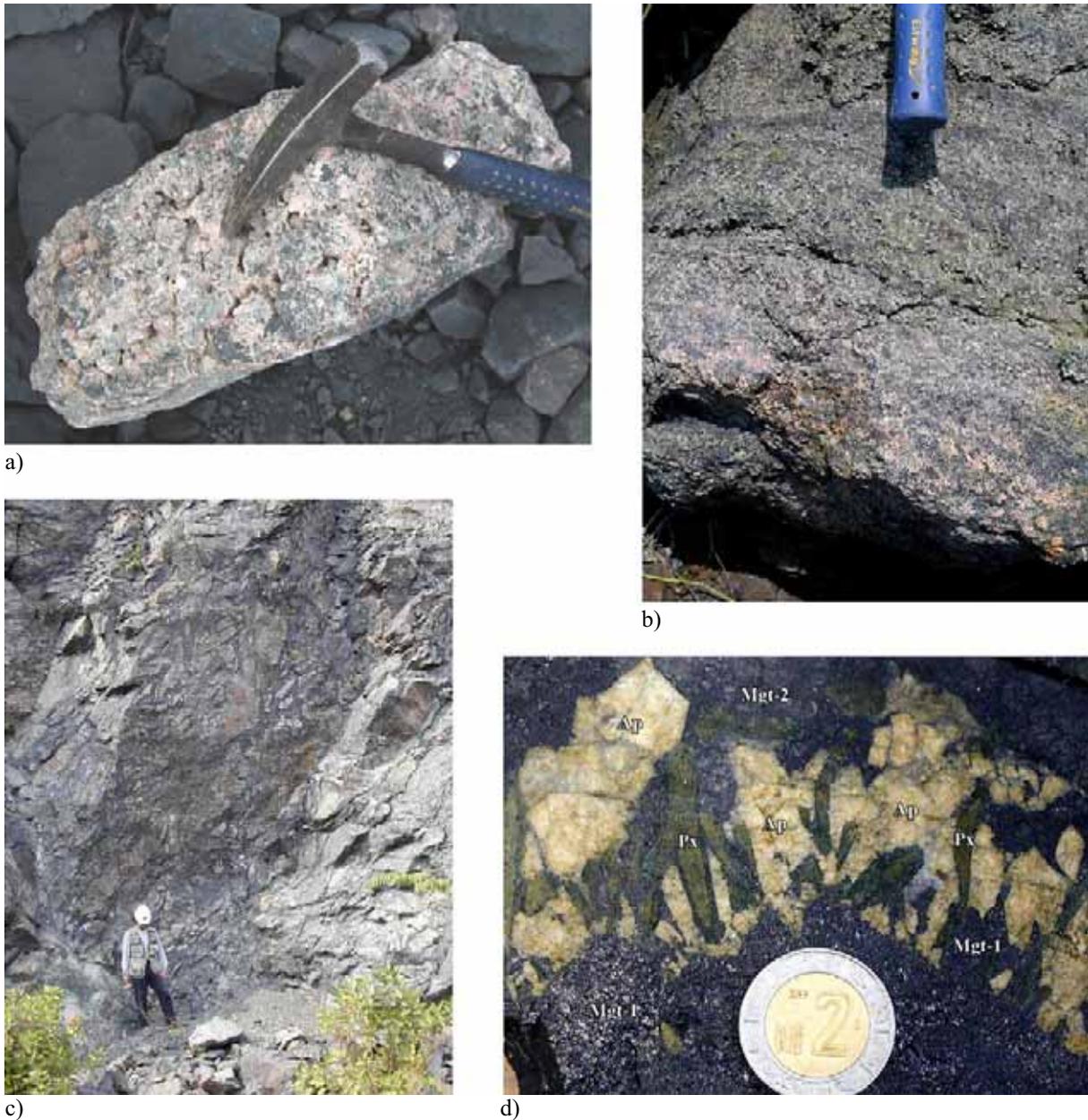


Figura 5. Fotografías del depósito de Fe de Peña Colorada. a) Cuerpo masivo superior de magnetita: acumulación de “esférulas” de feldespato potásico (sin magnetita intersticial). b) Nivel diseminado inferior: detalle de la alternancia de niveles ricos en magnetita (color negro) con niveles ricos en piroxeno (color verdoso), todos ellos con presencia de cristales poiquilíticos de feldespato potásico (color rosado) con textura isotropa. c) Parte basal de la brecha polimítica (labores de La Chula); obsérvese como la magnetita se dispone formando la matriz de la brecha, y como los clastos de la roca encajonante pueden unirse entre sí como en un rompecabezas, sugiriendo que dicha brecha se formó mediante un mecanismo de fracturación hidráulica. d) “Nelsonita pobre en Ti”: texturas de intercrecimiento apatita–piroxeno nucleándose sobre megacristales de magnetita temprana (Mgt-1), todo ello cementado por una magnetita tardía (Mgt-2) de grano más fino. Clave: Ap = apatita, Mgt = magnetita, Px = piroxeno.

superpuestos a los ciclos de magnetita–piroxeno. Más aún, las texturas macroscópicas (ritmitas, laminación) y microscópicas (feldespatos potásicos poiquilíticos) que presenta este cuerpo diseminado no son las que se podrían esperar de la formación de un endoskarn a favor de una roca ígnea intrusiva con texturas magmáticas relictas. El significado de estos ciclos es aún incierto, aunque se pueden

aventurar dos hipótesis de trabajo contrapuestas: (1) los ciclos pirita–magnetita–piroxeno son el producto de un reemplazamiento (¿metasomático?) de la andesita en que se mimetizan sus rasgos texturales originales, tal y como se ha descrito en otros depósitos de Fe–Cu similares, como el de Candelaria–Punta del Cobre, Chile (Marschik y Fontboté, 2001), y (2) la formación de los ciclos pirita–magnetita–

piroxeno es debida a procesos de auto-organización (*self-organization processes*; Merino y Dewers, 1998; Fletcher y Merino, 2001). Ninguna de estas posibilidades puede ser excluida *a priori*, aunque, en principio, la explicación más plausible es la hipótesis del reemplazamiento de la andesita.

Brecha polimíctica

El tercer cuerpo mineralizado está constituido por una zona de brecha subvertical de trazado irregular, conocida por los mineros como “brecha hidrotermal”, y que aquí denominaremos brecha polimíctica. Esta brecha corta con claridad los cuerpos masivo y diseminado inferior, por lo que se considera como el último cuerpo mineralizado en haberse formado. Su estructura, morfología y mineralogía varían de forma ostensible a lo largo de su desarrollo en vertical, tal y como se explica a continuación.

En su parte inferior, que aflora en el tajo de La Chula, la brecha es subvertical, tiene unos 5 metros de anchura y está formada por bloques angulosos de andesita (las rocas encajonantes predominantes en esa zona) y una matriz de magnetita de grano fino. El mecanismo de formación de la brecha parece estar en relación con un fenómeno de fracturación hidráulica, ya que los fragmentos de la brecha encajan los unos con los otros, sin que se ponga de manifiesto una componente de cizalla (Figura 5c). Entre los fragmentos de la brecha aparecen xenolitos de hasta 1 m de diámetro, englobados en magnetita de grano fino, constituidos por un agregado de cristales centimétricos de magnetita sobre los que crecen cristales de piroxeno (posiblemente hedenbergítico, Figura 6i) intercrecidos con cristales de apatita, ambos con zonado evidente (Figura 5d). Tanto el piroxeno como la apatita se presentan bajo la forma de cristales esqueléticos creciendo en “V” a partir de su zona de nucleación y con terminaciones euhedrales. Asimismo, están muy fracturados y alterados por un fenómeno hidrotermal tardío, que origina la carbonatación de las apatitas y la alteración sericítica de los piroxenos. Estos fragmentos se definen como xenolitos debido a que no se han observado en ninguno de los cuerpos mineralizados que se han estudiado en el tajo de Peña Colorada. Por ello, se supone que representan fragmentos de un cuerpo de magnetita presente a mayor profundidad (no determinada), removilizados y emplazados a menor profundidad durante la formación de la brecha polimíctica. Este tipo de roca (magnetita–piroxeno–apatita), ampliamente descrita en otros depósitos de filiación problemática, es similar a las “nelsonitas pobres en Ti” que diversos autores (Philpotts, 1967; Bookstrom, 1977; Frietsch, 1978; Helvacı, 1984; Parák, 1984; Martinsson y Wanhainen, 2000) han descrito en los depósitos de tipo IOCG (Hitzman *et al.*, 1992) y a algunas de las texturas más características que aparecen en el depósito de Cerro de Mercado, Durango (Lyons, 1988).

En la zona central de la mina, conocida como Chinforinazo Centro–Norte, la brecha tiene morfología semi-circular, un diámetro superior a los 100 metros y corta el cuerpo principal de magnetita que, a su vez, presenta un

alto buzamiento hacia el núcleo de la misma. En esta zona, la brecha engloba (1) fragmentos del cuerpo principal (bloques masivos de magnetita), (2) fragmentos de las rocas encajonantes infrayacentes (aplitas, andesitas; Figura 7c) recubiertos por una generación de magnetita de grano grueso; y (3) fragmentos del cuerpo diseminado inferior (episienitas *sensu lato* y ritmitas magnetita–piroxeno), conformando una brecha polimíctica. Hacia sus bordes, la brecha pasa gradualmente a un entramado de pequeñas fracturas mineralizadas con apatita, epidota y magnetita, cuya textura sugiere su formación a partir de fluidos hidrotermales. Es de destacar que el grado de alteración hidrotermal de los minerales de la brecha es más intenso que en los niveles inferiores de la misma (zona de La Chula), y, en su parte media, consiste en la formación de bordes de reacción (epidota, calcita, clorita) alrededor de los fragmentos de roca silicatados (encajonante y mineralización) incluidos en la brecha.

En la parte superior de la mina (brecha y conglomerado superior) aparece un conjunto de pequeñas fracturas rellenas con cristales idiomórficos de magnetita recubiertos en sucesión pasiva por calcita, epidota primaria, analcima y zeolitas fibrosas. Estas vetillas testimonian la existencia de un episodio hidrotermal de baja temperatura muy tardío y probablemente relacionado con la formación y emplazamiento de la brecha. Asimismo se pone de manifiesto que, durante la formación de la brecha, se produjo la circulación de fluidos hidrotermales y la precipitación de una nueva generación de magnetita a partir de los mismos. Esta evidencia contradice la afirmación de Zürcher *et al.* (2001) quienes, al referirse a esta brecha, indican que únicamente está mineralizada cuando engloba fragmentos de los cuerpos mineralizados más antiguos.

El cambio en vertical en la estructura y morfología de la brecha, aumentando su potencia con la altura (desde ~5 m en la parte inferior del depósito hasta >15 m en su parte superior), sugieren que esta estructura es equiparable a una diatrema.

Conglomerados mineralizados

Tal y como se ha descrito en el apartado de la geología regional, la serie que aflora en el tajo de Peña Colorada finaliza con unos conglomerados polimícticos, altamente cementados, que son correlacionables con la Formación Cerro de la Vieja (Corona-Esquivel, 2000), de edad cenomaniense. Estos conglomerados presentan un color verdoso en sus primeros cinco metros, pasando a rojo hacia la parte superior del mismo debido a la presencia de hematita. El límite entre ambos intervalos es irregular y no está controlado por las superficies de estratificación.

Exclusivamente en el intervalo basal de color verde, los clastos del conglomerado, de composición carbonatada, están parcialmente reemplazados por una cubierta de magnetita y hematita que puede llegar hasta un centímetro de grosor (Figura 7d). Asimismo, el núcleo carbonatado de estos clastos está intensamente recristalizado (marmoriza-

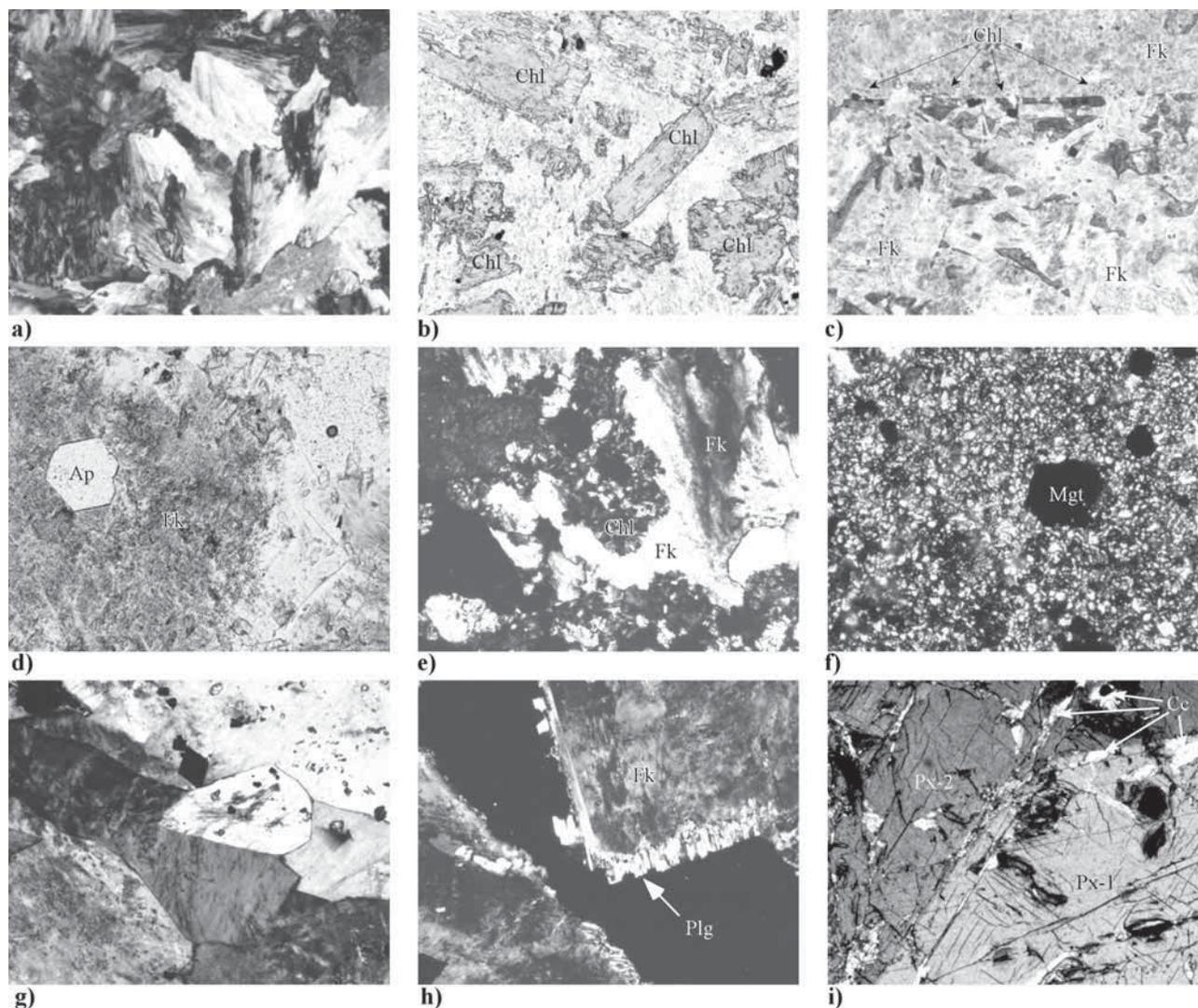


Figura 6. Microfotografías de las asociaciones minerales de los diferentes cuerpos mineralizados del depósito de Fe de Peña Colorada. “Esférulas” de feldespato potásico del cuerpo masivo superior de magnetita: a) feldespato potásico con textura “plumosa” pseudomorfizando granate (nícoles cruzados); b) y c) diversos estadios de pseudomorfosis de antiguos cristales de piroxeno englobados en feldespato potásico por clorita férrica (nícoles paralelos); d) cristales idiomórficos de apatita englobados en feldespato potásico parcialmente caolinitizado (nícoles paralelos). Nivel diseminado inferior: e) cristales de feldespato potásico de la episienita *sensu lato* parcialmente alterados por clorita + epidota (nícoles cruzados); f) banda rica en piroxeno microcristalino con diseminación de cristales idiomórficos de magnetita (nícoles cruzados); g) episienita *sensu lato* formada por cristales poiquilíticos de feldespato potásico, con inclusiones de magnetita y de apatita (nícoles cruzados); h) Cristales idiomórficos de feldespato potásico creciendo en las cavidades de la episienita, parcialmente corroídos por una última generación de albita (nícoles cruzados). Brecha polymictica: i) piroxeno hedenbergítico de las “nelsonitas pobres en Ti” mostrando un fuerte zoneamiento composicional (Px-1 = zona interna; Px-2 = zona externa); estos piroxenos muestran evidencias alteración hidrotermal, con precipitación de calcita en microfracturas (nícoles cruzados). Clave: Ap = apatita, Chl = clorita, Fk = feldespato potásico, Mgt = magnetita, Plg = plagioclasa (albita), Px = piroxeno.

do), sin que se haya detectado la presencia de calcosilicatos. La estrecha correlación entre los niveles de color verde y la presencia de los clastos reemplazados por magnetita-hematita sugiere que la base de los conglomerados fue afectada por un evento hidrotermal de temperatura lo suficientemente elevada como para causar la recrystalización de los carbonatos. Este mismo evento causó la alteración de color detectada en la base de los conglomerados debido a la reducción del Fe^{3+} , bajo la forma de hematita, a Fe^{2+} (magnetita).

Diques andesíticos tardíos

A lo largo del tajo de Peña Colorada afloran un conjunto de diques subverticales de composición andesítica y de hasta dos metros de potencia, que cortan a todas las unidades anteriormente mencionadas. Estos diques, de composición intermedia, generaron el desarrollo local de pequeñas zonas de skarn adyacentes, constituidas por granates y piroxenos, cuando la composición de la roca que cortan es propicia para ello. Asimismo, cuando estos diques cortan

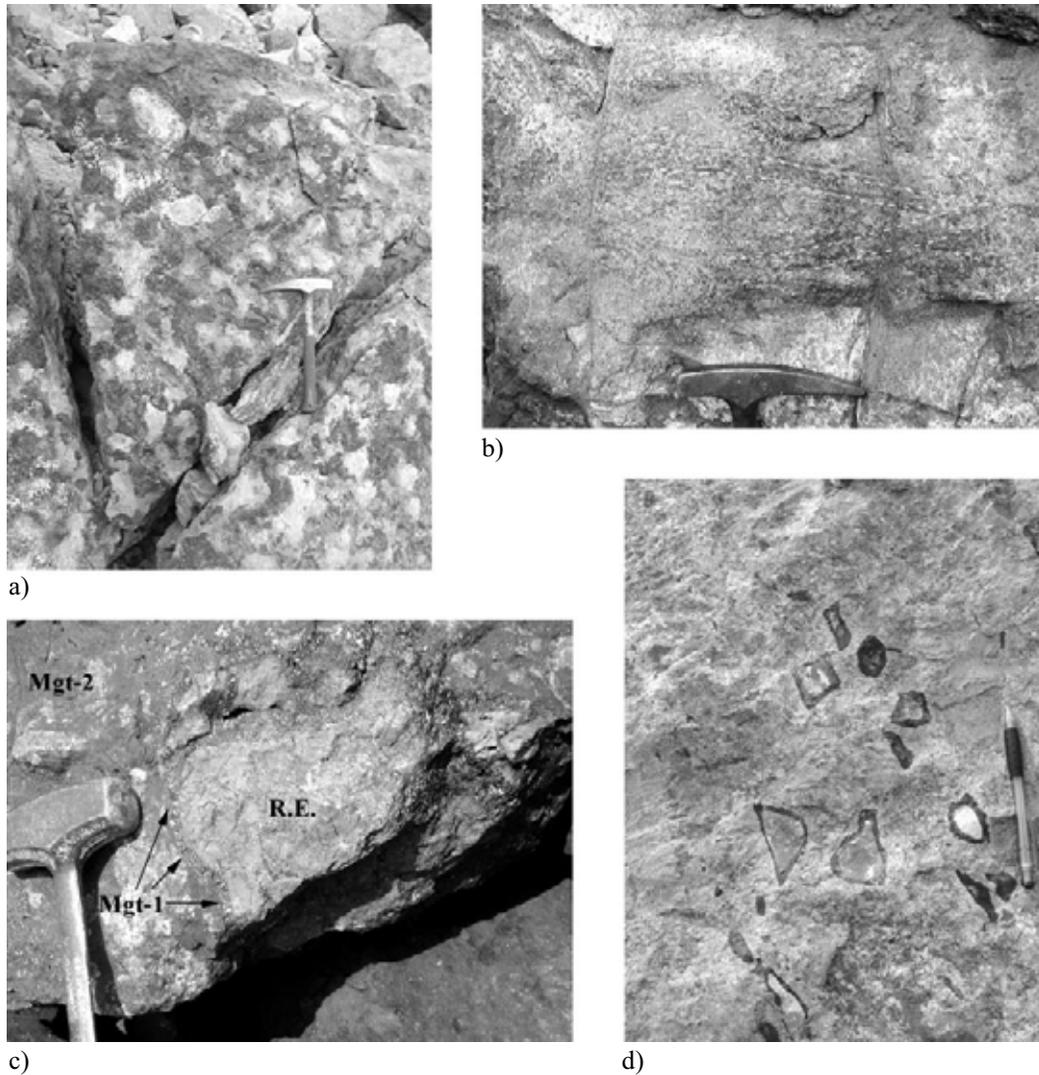


Figura 7. Fotografías del depósito de Fe de Peña Colorada. a) Cuerpo diseminado inferior; estructuras de carga desarrolladas en la interfase piroxeno–magnetita en ciclos consecutivos de pirita–magnetita–piroxeno. b) Cuerpo diseminado inferior; detalle de las bandas o “laminaciones cruzadas” (líneas blancas discontinuas) que se disponen oblicuas a la laminación principal. c) Brecha polimíctica, constituida por fragmentos de la roca encajonante (R.E.) recubiertos por una primera generación de magnetita de grano grueso (Mgt-1), y una magnetita de grano más fino (Mgt-2), actuando como matriz de la brecha. d) Base del conglomerado mineralizado donde se puede apreciar la sustitución parcial de los clastos carbonatados por una cubierta de magnetita y hematita.

las unidades más calcáreas, se desarrolla un endoskarn que borra casi completamente la textura andesítica, que es substituida por un agregado de cristales de granate con piroxeno subordinado, adquiriendo un característico color verde oscuro y aspecto moteado.

GEOCROLOGÍA DEL DEPÓSITO

Selección de las muestras y fechamiento

A partir del estudio petrológico realizado en los diferentes cuerpos mineralizados de Peña Colorada se seleccionaron minerales que, tanto por su composición como

por la ausencia de alteración, fuesen adecuados para ser fechados mediante el método K–Ar.

Se separaron dos muestras de feldespato potásico: una procedente del cuerpo principal (CHIN-1) y la otra procedente del cuerpo diseminado inferior (PN-1). También se intentó fechar el piroxeno de las “nelsonitas pobres en Ti” pero su contenido en K resultó ser demasiado bajo para poder ser fechados. Asimismo, las rocas ígneas reconocidas en la mina se encuentran demasiado intemperizadas para poder ser fechadas por métodos radiométricos.

La muestra CHIN-1 fue separada a partir de la cubierta exterior porosa de una de las esférulas de feldespato potásico del cuerpo principal de magnetita. La muestra PN-1 proviene de una de las espiesenitas *sensu lato* del nivel diseminado

inferior (>90% de feldespato potásico). Ambas muestras fueron separadas manualmente bajo lupa binocular, y tanto su pureza como la ausencia de alteración se comprobaron mediante su estudio petrográfico. Los dos concentrados fueron fechados mediante el método K–Ar por el Dr. Yakov Kapusta en los laboratorios Actlabs de Ancaster Canadá.

El análisis de la muestra PN-1 permitió calcular una edad K–Ar de 65.3 ± 1.5 (2σ) Ma, mientras que la muestra CHIN-1 presenta una edad de 57.3 ± 2.1 Ma (2σ) (Tabla 1). Utilizando la escala de los tiempos geológicos de Palmer y Geissman (1999), estas edades se sitúan, respectivamente, en el tránsito Cretácico superior–Paleoceno y en el Paleoceno medio.

Antecedentes geocronológicos regionales

Las primeras edades radiométricas en esta zona fueron reportadas por Murillo y Torres (1987), que fecharon mediante K–Ar cinco rocas ígneas en el estado de Colima (Tabla 2). Los tres términos más ácidos fechados, una andesita, una granodiorita y una microdiorita, sitúan el inicio del episodio magmático Cretácico–Paleoceno en la zona alrededor de los 73 Ma (Campaniense), mientras que, de una muestra de diorita con hornblenda, se obtuvo una edad de 62 ± 2.5 Ma (Paleoceno). De los términos más máficos, representados por un gabro con hornblenda, se obtuvo una edad ligeramente más reciente (58 ± 2 Ma).

Posteriormente, Sánchez-Quiroz y Juárez (1988), en un reporte interno para HYLISA S.A. de C.V., fecharon una diorita con hornblenda y piroxeno en 67.6 ± 3.5 Ma que aparece en las cercanías del depósito de Peña Colorada, aunque no se señala la localidad exacta. Zürcher (1994) y Zürcher *et al.* (2001) asumieron que dicha diorita corresponde a la roca ígnea que aparece en la base de la secuencia de Peña Colorada, y que ha sido detectada únicamente mediante sondeos. Gracias a un sondeo reciente (abril 2002), se ha podido obtener una muestra fresca de dicha roca ígnea, siendo clasificada como un microgranito. Así, la atribución de edades realizada por Zürcher (1994) y Zürcher *et al.* (2001) es, como mínimo, dudosa y amerita revisión.

Schaaf (1990) reporta 43 fechamientos realizados mediante el método de Rb/Sr en roca total y K/Ar en mine-

rales (biotita y hornblenda, esencialmente) de los batolitos de Puerto Vallarta, Manzanillo y Jilotlán. En un trabajo posterior, Schaaf *et al.* (1995) realizan una compilación de edades radiométricas (107) de los intrusivos del SW de México, desde Puerto Vallarta hasta Huatulco, sugiriendo la existencia de un periodo continuo de magmatismo entre 100 y 40 Ma. No obstante, el batolito de Manzanillo presenta una menor dispersión de edades comprendidas entre 70 y 63 Ma para los términos ácidos (granodioríticos), hasta 58 Ma para los términos máficos (gabros).

Calmus *et al.* (1999), en el trabajo más reciente hasta la fecha, realizaron una comparación entre las edades radiométricas reportadas anteriormente y sus propios fechamientos, obtenidos mediante trazas de fisión en apatitas. Estos autores concluyen, con base en las diferentes temperaturas de cierre de los sistemas isotópicos Rb–Sr ($300 \pm 50^\circ\text{C}$, ; Jäger, 1979; Harris, 1996) y K–Ar ($320 \pm 40^\circ\text{C}$; Harrison y McDougall, 1980) en biotita, en el rango de temperaturas del PAZ (*partial annealing zone*) en apatita (110 – 60°C), y en la gran similitud entre las edades radiométricas reportadas por Schaaf *et al.* (1995) y las obtenidas mediante trazas de fisión, que existió un episodio de rápido enfriamiento, del orden de $356^\circ\text{C}/\text{Ma}$, para el batolito de Manzanillo como consecuencia de un rápido levantamiento y erosión de los cuerpos intrusivos durante la orogenia Laramídica.

Pantoja-Alor (1983) reportó 36 edades en relación con el magmatismo Cretácico–Terciario de la Sierra Madre del Sur (100 a 26 Ma) obtenidas mediante las técnicas Pb-alfa (15) y K–Ar (21). A pesar de que ninguna de ellas pertenece a intrusivos del Edo, de Colima, dos de los fechamientos K–Ar reportados resultan especialmente interesantes al haberse efectuado en muestras de intrusivos de las inmediaciones de los depósitos de hierro de Aquila (Michoacán) y El Encino (Jalisco). *A priori*, estos depósitos son similares genéticamente al de Peña Colorada, y pueden haberse formado durante el mismo rango de edad. En la mina El Encino, la edad más antigua (93 ± 4.0 Ma) corresponde a un dique diabásico anterior al depósito, mientras que la edad más reciente (65.3 ± 3.0 Ma) corresponde a la roca cuarzomonzonítica en que está encajonada la mineralización. En la mina de Aquila se fechó la granodiorita en la que está encajonado el depósito, a partir de dos separados

Tabla 1. Fechamientos K–Ar de los cuerpos masivo y disseminado del depósito de Fe de Peña Colorada. Coordenadas del sitio de muestreo: $19^\circ 22' 30''\text{N}$, $104^\circ 05' 30''\text{W}$.

Muestra	Cuerpo	Mineral	$^{40}\text{Ar}_{\text{ras}}$ ng/L	%K	% $^{40}\text{Ar}_{\text{air}}$	EDAD (Ma)
CHIN	Masivo	Feldespato-K	12.46	5.61	35.0	$57.3 \pm 2.1(2\sigma)$
PN18	Diseminado	Feldespato-K	27.76	10.95	25.8	$65.3 \pm 1.5(2\sigma)$

Tabla 2. Edades reportadas en los estados de Colima, Michoacán y Jalisco para rocas ígneas o depósitos minerales con edades similares a las halladas en el depósito de Peña Colorada, y edades de inicio de actividad ígnea cretácica en la región.

Localidad	Estado	Roca	Mineral analizado	Método	Edad (Ma)	Referencia
Cihuatlán	Jalisco	Granito	Bi	K-Ar	99.8±8.0	Murillo y Torres (1987)
El Encino	Jalisco	Gabro	¿?	K-Ar	93.1±4.7	Juárez (1996), en Corona (2000)
El Encino	Jalisco	Dique diabásico	RT	K-Ar	93.0±4.0	Carrión (1981), en Pantoja-Alor (1983)
El Colomo	Colima	Granodiorita	Bi	K-Ar	73.0±6.0	Murillo y Torres (1987)
¿?	Colima	Andesita	RT	K-Ar	73.0±6.0	Murillo y Torres (1987)
La Loma	Colima	Microdiorita	Plg	K-Ar	72.0±6.0	Murillo y Torres (1987)
Cihuatlán	Jalisco	Granodiorita	Bi-RT	Rb-Sr	69.5±1.4	Schaaf (1990)
Manzanillo	Colima	Granito	RT isoc.	Rb-Sr	69±3	Schaaf (1990)
Jilotlán	Colima	Granito	RT isoc.	Rb-Sr	68±12	Schaaf (1990)
Manzanillo	Colima	Granodiorita	Bi-RT	Rb-Sr	67.2±1.3	Schaaf (1990)
Los Tecomates	Jalisco	Diorita	Bi	K-Ar	67.7±1.4	Gastil et al. (1978)
La Encantada? Peña Colorada	Colima	Diorita	¿?	K-Ar	67.6±3,5	Sánchez-Quiroz y Juárez (1988)
Manzanillo	Colima	Granodiorita	Bi	K-Ar	66.9±1.3	Schaaf (1990)
Puerto Vallarta	Jalisco	Tonalita	Bi	K-Ar	66.9±1.4	Gastil et al. (1978)
El Encino	Jalisco	Monzonita cuarcífera (sic)	RT	K-Ar	65.3±3.0	Carrión (1981), en Pantoja-Alor (1983)
<i>Peña Colorada., cuerpo inf. dis.</i>	<i>Colima</i>	<i>Episienita metasomática</i>	<i>FK</i>		<i>65.3±1.5</i>	<i>Este trabajo</i>
El Encino	Michoacán	Granodiorita	¿?	K-Ar	65.0±3.3	Juárez (1996), en Corona (2000)
Pihuamo	Michoacán	Cuarzomonzonita	RT	K-Ar	65.0±3,3	Pantoja-Alor (1983)
Cihuatlán	Jalisco	Granito	Bi-RT	Rb-Sr	64.7±1.3	Schaaf (1990)
Los Tecomates	Jalisco	Diorita	Hbl	K-Ar	64.5±11.0	Gastil et al. (1978)
Manzanillo	Colima	Granodiorita	Bi	K-Ar	64.3±1.3	Schaaf (1990)
Manzanillo	Colima	Granodiorita	Bi-RT	Rb-Sr	63.9±1.3	Schaaf (1990)
Manzanillo	Colima	Granodiorita	Hbl	K-Ar	63.5±1.3	Schaaf (1990)
Aquila	Michoacán	Granodiorita	Hbl	K-Ar	63.0±1.0	Pantoja-Alor (1983)
Manzanillo	Colima	Q-monzonita	Bi-RT	Rb-Sr	62.3±1.2	Schaaf (1990)
El Mixcoate	Colima	Diorita	Hbl	K-Ar	62.0±2.5	Murillo y Torres (1987)
Aquila	Michoacán	Granodiorita	Bi	K-Ar	61.0±1,0	Pantoja-Alor (1983)
Jilotlán	Colima	Q-monzdiorita	Hbl	K-Ar	60.3±1.2	Schaaf (1990)
Jilotlán	Colima	Q-monzdiorita	Bi	K-Ar	59.5±1.2	Schaaf (1990)
Jilotlán	Colima	Q-diorita	Bi	K-Ar	59.5±1.2	Schaaf (1990)
Jilotlán	Colima	Q-diorita	Hbl	K-Ar	59.4±1.2	Schaaf (1990)
Manzanillo	Colima	Gabro	Bi-RT	Rb-Sr	59.1±1.2	Schaaf (1990)
Jilotlán	Colima	Q-diorita	Bi-RT	Rb-Sr	58.7±1.2	Schaaf (1990)
Jilotlán	Colima	Q-monzdiorita	Bi-RT	Rb-Sr	58.6±1.2	Schaaf (1990)
La Sidra	Colima	Gabro	RT	K-Ar	58.0±2.0	Murillo y Torres (1987)
Jilotlán	Colima	Granodiorita	Bi	K-Ar	57.5±5	Murillo y Torres, (1987)
<i>Peña Colorada, cuerpo princ.</i>	<i>Colima</i>	<i>Esférulas de FK en magnetita</i>	<i>FK</i>	<i>K-Ar</i>	<i>57.3±2:1</i>	<i>Este trabajo</i>
Ostula	Michoacán	Granodiorita	Hbl	K-Ar	57.0±1.0	Pantoja-Alor (1983)
Ostula	Michoacán	Granodiorita	Bi	K-Ar	56.0±1.0	Pantoja-Alor (1983)
Jilotlán	Colima	Q-monzdiorita	Bi-RT	Rb-Sr	55.2±1.1	Schaaf (1990)

Clave: Bi = biotita; FK = feldespato potásico; Hbl = hornblenda; Plg = plagioclasa; Q = cuarzo; RT = roca total; RT isoc. = roca total (isocrona).

de hornblenda y biotita, obteniéndose edades de 63.0 ± 1.0 y 61.0 ± 1.0 , respectivamente.

Juárez (comunicación personal, 1996, en Corona-Esquivel, 2000) indica dos edades, de 93.1 ± 4.7 Ma para un gabro y de 65.0 ± 3.3 Ma para la granodirota encajonante en la mina de El Encino, muy similares a las obtenidas por Pantoja-Alor (1983).

Implicaciones de las edades obtenidas

La edad K–Ar obtenida a partir del análisis de los feldespatos potásicos del cuerpo diseminado inferior (65.3 ± 1.5) es similar, considerando el error, a la mayoría de las edades K–Ar o Rb–Sr obtenidas hasta la fecha para el batolito de Manzanillo, así como a la edad reportada por Pantoja-Alor (1983) para la roca encajonante del depósito de hierro de Aquila, Michoacán. A falta de nuevos fechamientos mediante termocronología de Ar/Ar (actualmente en realización), la edad que aquí reportamos para el cuerpo diseminado inferior de Peña Colorada, sugiere que la actividad magmático–hidrotermal que dió origen a este cuerpo está ligada con la etapa de enfriamiento del batolito de Manzanillo. Si, como sugieren Calmus *et al.* (1999), el batolito de Manzanillo sufrió un rápido enfriamiento, esto debió de conllevar una importante circulación de fluidos a nivel cortical, por lo que el fechamiento del cuerpo diseminado inferior está muy posiblemente reflejando un evento hidrotermal tardío con respecto al emplazamiento y enfriamiento del plutón infrayacente.

En cambio, las esférulas constituidas por feldespato potásico plumoso del cuerpo principal presentan una edad sensiblemente menor (57.3 ± 2.1 Ma) que la del cuerpo diseminado inferior. Esta edad coincide con las de algunos de los cuerpos ígneos de composición básica fechados en el Edo. de Colima por Murillo y Torres (1987), y reportados por Schaaf *et al.* (1995).

La diferencia de edades entre el cuerpo diseminado inferior y el cuerpo masivo superior (o cuerpo principal) de Peña Colorada, aún considerando el error, es lo suficientemente significativa como para proponer que estos cuerpos se formaron en momentos diferentes. En efecto, esta diferencia de edades, de alrededor de 4.4 Ma como mínimo, es excesiva para considerar que el cuerpo diseminado inferior y el cuerpo masivo superior de magnetita se formaron a partir del mismo proceso metasomático de tipo skarn, tal y como proponen Zürcher (1994) y Zürcher *et al.* (2001). En todos los casos estudiados a nivel mundial, la formación de skarns está estrechamente relacionada con la intrusión de magmas en rocas altamente reactivas (esencialmente carbonatos), por lo que las edades tanto del intrusivo como del skarn asociado, incluyendo las fases progradantes y retrogradantes, suelen coincidir plenamente y se considera que el proceso de formación de un skarn puede extenderse como máximo hasta algunos miles de años. Además, en Peña Colorada existe un último evento de mineralización

representado por la diatrema mineralizada. Ésta, a pesar de no haber podido ser fechada, corta claramente al cuerpo principal, por lo que su edad ha de ser más reciente y, como consecuencia, el rango de edades de formación del depósito puede extenderse aún más.

Asimismo, es de destacar la gran similitud de edades que existe entre el cuerpo inferior de Peña Colorada y las rocas encajonantes de las minas de El Encino y Aquila (Pantoja-Alor, 1983), hecho que sugiere la existencia de una época metalogénica para la formación de depósitos de Fe similares que abarcan los estados de Jalisco, Colima y Michoacán.

TIPOLOGÍA DEL DEPÓSITO

De acuerdo con Zürcher (1994) y Zürcher *et al.* (2001), la intrusión del cuerpo de microgranito en Peña Colorada dió origen a niveles de calcosilicatos, desarrollados sobre calizas marmorizadas, y a los cambios mineralógicos que aparecen en las andesitas de la mina. Ello incluiría a la granatita que fue posteriormente reemplazada por feldespato potásico. No obstante, la formación del cuerpo diseminado inferior, de carácter epigenético, sobre una roca que presentaba estructuras sedimentarias, como estratificación cruzada, granoclasificación y alternancias mineralógicas rítmicas, no es congruente con la hipótesis de Zürcher (1994) y Zürcher *et al.* (2001) de que dicho cuerpo corresponde a un endoskarn. Precisamente la presencia de rocas altamente porosas parece haber sido uno de los principales controles para el desarrollo del nivel diseminado inferior.

La importante diferencia textural entre los dos cuerpos mineralizados principales (cuerpo masivo superior y cuerpo diseminado inferior), y la diferencia de edad entre ambos, indican que al menos han existido dos etapas de formación del depósito, la segunda de ellas sin aparente relación, temporal o espacial, con la intrusión del microgranito. La presencia de las esférulas de feldespato potásico pseudo-morfizando granate sugiere que la porosidad causada por el desarrollo de niveles granatíferos (skarn o skarnoide) pudo haber facilitado el emplazamiento del cuerpo principal. Asimismo, esta substitución indica que los fluidos ricos en potasio ligados a la mineralización muy probablemente estaban en desequilibrio químico con la roca encajonante.

Junto con las evidencias texturales, la disposición espacial de los cuerpos mineralizados es crucial para determinar las posibles afinidades de este depósito con tipologías internacionalmente aceptadas. Peña Colorada está constituida por (1) un cuerpo diseminado de magnetita situado en la parte baja de la serie, muy rico en feldespato potásico poiquilítico, con una potencia superior a los 150 metros; (2) un cuerpo de magnetita masiva de hasta 20 metros de espesor, con pequeños lentes accesorios de magnetita, situado a unos 50 metros por encima del límite superior del cuerpo diseminado inferior; (3) una brecha

polimíctica subvertical, interpretada como una diatrema - explosiva, que corta los cuerpos anteriores; y (4) la sustitución parcial del conglomerado superior por magnetita y hematita en sus niveles basales. Este conjunto de características hace de Peña Colorada un depósito afín a los de tipo IOCG (*Iron-Oxide-Copper-Gold deposits*), descritos en Olympic Dam y Stuart Shelf (Australia), Kiruna (Suecia), Bayan Obo (China), Missouri (EUA), Cerro de Mercado (Durango, México), Candelaria-Punta del Cobre (Chile), Bafq (Irán) y Havnick (Turquía) entre otros (Helvacı, 1984; Cox, 1986; Lyons, 1988; Hitzman *et al.*, 1992; Gow *et al.*, 1994; Förster y Jafarzadeh, 1994; Nyström y Henríquez, 1994; Fooses y Grauch, 1995; Johnson y McCulloch, 1995; Marschik y Fontboté, 2001). Estos depósitos fueron inicialmente considerados muy raros aunque, en los últimos años, numerosos depósitos de hierro anteriormente descritos como skarns han sido recatalogados como pertenecientes a esta tipología o, cuanto menos, su filiación está siendo reevaluada (Marschik y Fontboté, 2001; Tornos *et al.*, 2003).

Hitzman *et al.* (1992) propusieron un esquema general empírico de distribución de los cuerpos mineralizados y sus alteraciones en base a los diferentes cuerpos mineralizados observados en Olympic Dam y los depósitos de Stuart Shelf, Australia (Figura 8 y Anexo 1). En este modelo, los

niveles mineralizados masivos de hematita se sitúan en la parte superior de los depósitos. Inmediatamente por debajo, de manera subconcordante con los niveles masivos, se emplaza un stockwork de magnetita, que puede englobar cuerpos de magnetita masiva. Por último, una zona de fractura profunda y con morfología de diatrema corta todos los cuerpos anteriormente mencionados y, eventualmente, puede llegar a la superficie. En Peña Colorada, la estructura y disposición de los cuerpos mineralizados parece seguir este esquema, si bien existen algunas diferencias:

1) El cuerpo masivo superior se emplaza de forma subconcordante con respecto a la estratificación de las andesitas y está asociado a un fenómeno de alteración potásica (Figura 9), lo que lo hace comparable con los cuerpos de magnetita masiva del modelo de Hitzman *et al.* (1992).

2) El cuerpo diseminado inferior correspondería al stockwork de magnetita que subyace a los cuerpos de magnetita masiva en el modelo de Hitzman *et al.* (1992), pero esta correspondencia se refiere sólo a su posición relativa al cuerpo de magnetita masiva y a su composición mineralógica, aunque no a su morfología y estructura interna. Las características mineralógicas y texturales que presenta el nivel diseminado inferior de Peña Colorada pueden ser consecuencia de factores locales derivados de la inhomogeneidad textural y composicional de la roca encajonante.

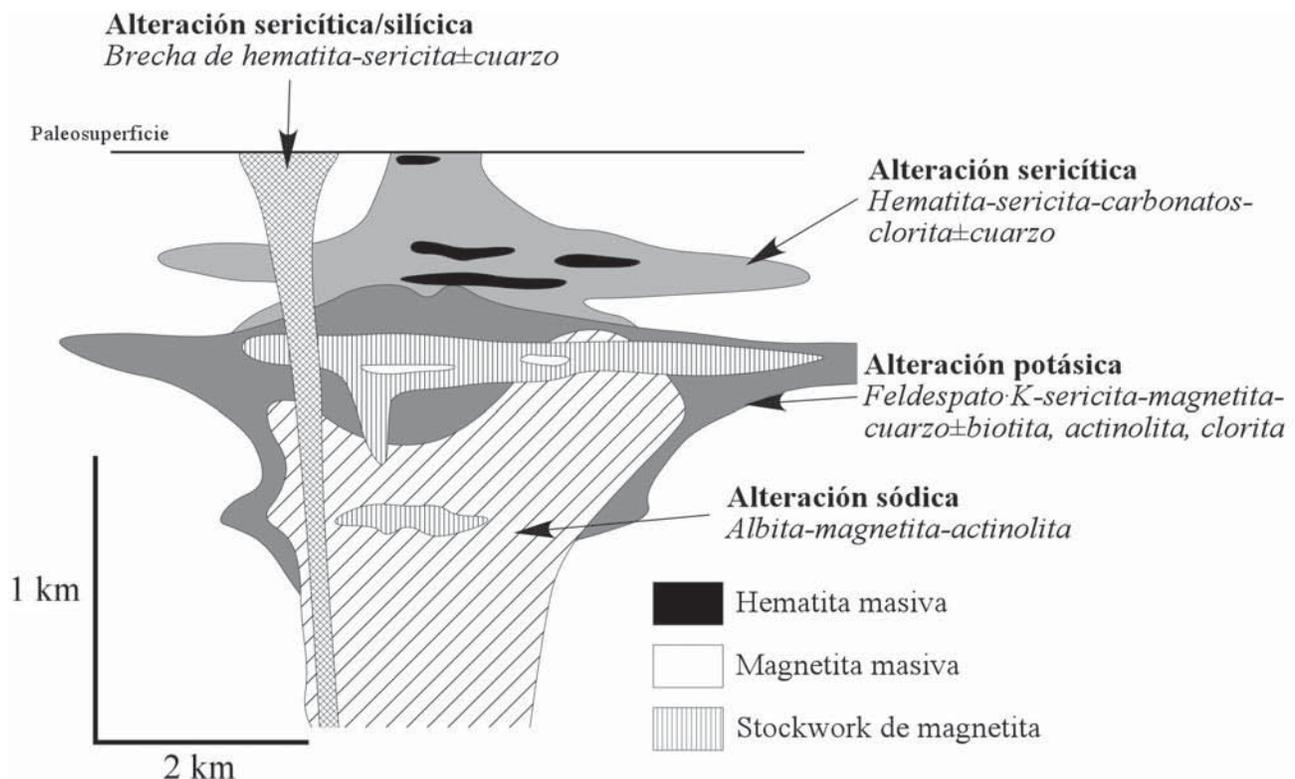


Figura 8. Sección esquemática ilustrando la disposición de los cuerpos mineralizados y de las alteraciones asociadas para los depósitos de tipo IOCG encajonados en rocas volcánicas y plutónicas proterozoicas (según Hitzman *et al.*, 1992).

3) La brecha polimíctica de Peña Colorada es similar a la zona de brechificación subvertical con morfología de diatrema que postdata y corta (Figura 9) todos los cuerpos anteriores del modelo empírico de Hitzman *et al.* (1992). En dicho modelo, esta brecha está mineralizada en hematita, aunque existen evidencias de que la hematita está reemplazando una generación anterior de magnetita. En el caso de Peña Colorada, la brecha está mineralizada únicamente en magnetita. Esta diferencia puede residir en diferentes condiciones de $f(\text{O}_2)$ durante la formación de la brecha en Peña Colorada, respecto a los depósitos que integran el modelo de Hitzman *et al.* (1992). En Olympic Dam (Australia) o las Wernecke Mountains (Canadá), localidades tomadas como ejemplo de brechas mineralizadas de este tipo, las estructuras brechoides llegan hasta la paleosuperficie y presentan evidencias de retrabajamiento y colapso superficiales (Oreskes y Einaudi, 1990; Hitzman *et al.*, 1992) por lo que, en estos casos, la $f(\text{O}_2)$ parece haber estado directamente controlada o afectada por fluidos oxidantes de origen meteórico. En Peña Colorada, por el contrario, la brecha finaliza en un conjunto de vetillas de origen hidrotermal en contacto con los conglomerados de la Formación Cerro de la Vieja. Estos conglomerados, a su vez, presentan evidencias de una sustitución parcial de los clastos de rocas carbonatadas por magnetita restringidas a su base y, además, no se observa que los conglomerados estén atravesados por las vetillas de la brecha. Por ello, es posible que dicha brecha pudiera haber estado aislada de la influencia de aguas meteóricas oxidantes durante su fase principal de formación.

4) Otra diferencia importante entre los depósitos de tipo IOCG proterozoicos y Peña Colorada es la escala en cuanto a tonelaje y dimensiones. El tonelaje reportado para Peña Colorada es, como mínimo, un orden de magnitud menor al de los depósitos proterozoicos. Además, el depósito de Peña Colorada tiene una dimensión vertical de unos 200 a 300 m en contraste con los 2,000 a 5,000 m en vertical que presentan los depósitos de edad proterozoica. Este punto ha sido ya puesto de manifiesto por otros autores que han estudiado depósitos de tipo IOCG de edad fanerozoica (Hitzman *et al.*, 1992).

GÉNESIS DEL DEPÓSITO

Desde los estudios encaminados al esclarecimiento de la génesis de los depósitos gigantes de magnetita y apatita de Kiruna hasta los que intentan explicar el origen de los depósitos IOCG de clase mundial, se ha establecido una polémica entre dos escuelas o puntos de vista que parece lejos de ser resuelta. La presencia de rocas de magnetita y apatita en muchos de estos depósitos, y su afinidad textural y mineralógica (con excepción de los contenidos en Ti) a las rocas nelsoníticas ha hecho proponer un origen ortomagmático por inmiscibilidad de líquidos para estos depósitos (Philpotts, 1967, 1982; Badham y Morton, 1976;

Kolker, 1982; Ripley *et al.*, 1998). Estos estudios se apoyan en experimentos en los que se demuestra que la abundancia en fósforo contribuye a la segregación y fluidificación de magmas ricos en Fe. La discusión se vió alimentada por el hallazgo de los depósitos de El Laco, Chile (Park, 1961; Frutos y Oyarzun, 1975; Henríquez y Martín, 1978), en los que aparecen rocas de magnetita pobre en Ti y apatita, con texturas y estructuras idénticas a las producidas por volcanismo extrusivo de magmas de muy baja viscosidad (lavas cordadas, bombas volcánicas, tubos de escape de gases, etc.). Otros autores (Hildebrand, 1986; Hitzman *et al.*, 1992; Gow *et al.*, 1994; Arancibia y Clark, 1996; Barton y Johnson, 1996), por el contrario, sugieren su origen en relación con la circulación de soluciones hidrotermales en la corteza superior a temperaturas submagmáticas, si bien se desconoce si estas soluciones hidrotermales presentan una componente magmática importante o no.

Recientemente, la filiación y origen del depósito de Peña Colorada han sido también objeto de discusión. Zürcher (1994) y Zürcher *et al.* (2001), con base en un estudio geoquímico, interpretaron este depósito como de tipo skarn de Fe “clásico”, si bien concluyen que algunos de sus resultados son de difícil explicación, dejando muchas interrogantes abiertas. Corona-Esquivel *et al.* (2001), en contraposición con los autores anteriores, proponen el origen de este depósito, al menos en parte, mediante procesos ortomagmáticos.

En principio, la distribución de los cuerpos mineralizados (Figura 9), sus relaciones de corte y sus características texturales y mineralógicas (incluyendo la presencia de “nelsonitas pobres en Ti”), sugieren que el depósito de Peña Colorada responde al modelo de depósitos del tipo “Óxidos de Fe–Cu–U–Au–REE” (o IOCG) de edad fanerozoica. La contribución de magmas o fluidos de origen magmático en el depósito de Peña Colorada está en vías de evaluación por parte de los autores de este trabajo. Sin embargo, algunas texturas observadas en los cuerpos de magnetita de Peña Colorada indican que, al menos parte de los mismos, son consecuencia de reemplazamientos metasomáticos, producidos por la circulación de fluidos hidrotermales. La presencia de skarnoides en el depósito de Bayan Obo, China, y en el de Wernecke, Canadá (Hitzman *et al.*, 1992), al igual que en Peña Colorada, sugiere que la generación de granates grosulárico–andradíticos en Peña Colorada, anteriores al emplazamiento del cuerpo masivo de magnetita, pueda no ser un fenómeno desligado de la formación de estos depósitos, sino una etapa precoz de los mismos. Un punto importante para la adscripción de un depósito a la tipología IOCG es que la presencia de skarns o skarnoides no implica necesariamente que dicho depósito sea de tipo skarn, sino que pueden ser parte del proceso de formación de un depósito de tipo IOCG. Ante la disyuntiva de atribuir el origen de un depósito mineral a una u otra tipología, es fundamental caracterizar la sucesión de eventos mine-ralizantes, tanto de forma relativa como absoluta.

La presencia de xenolitos de “nelsonitas pobres en

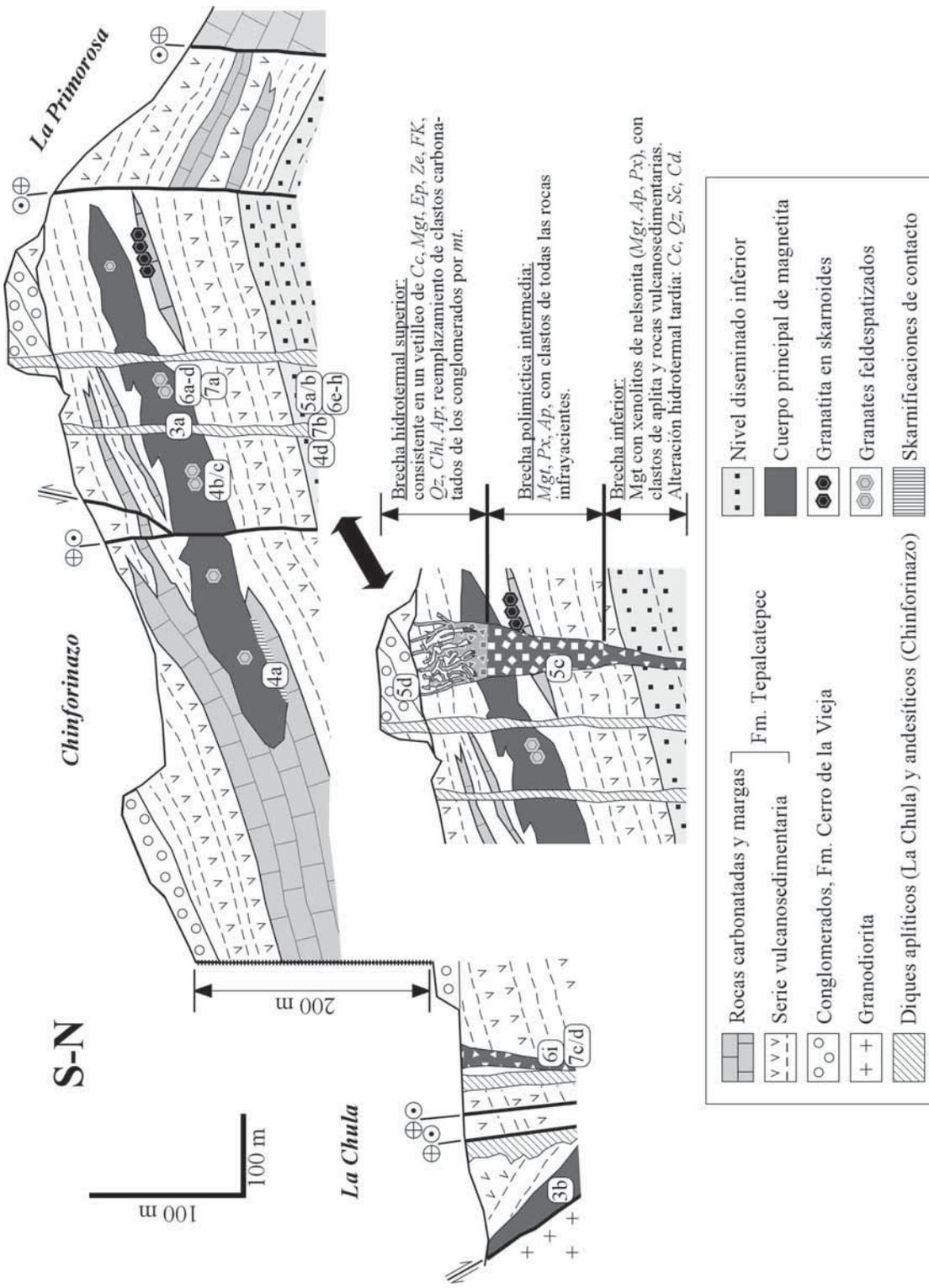


Figura 9. Corte geológico de la mina de Peña Colorada, indicando la posición en que fueron tomadas las imágenes de figuras anteriores. Debido a que la zona de La Chula no se encuentra en el mismo plano que la de Chinforinazo y La Primorosa, se han considerado los dos cortes independientemente, indicando la diferencia de cota topográfica entre la superficie de dichas zonas. Puesto que en la zona de Chinforinazo no aparece la sección completa de la brecha polimíctica, y que su orientación aproximada es parecida a la del corte, se detalla su estructura aparte según la posición de la misma. El grosor de los diques de apilita y andesita, de la brecha polimíctica, y de las skarnificaciones de contacto, están exagerados, a efectos de legibilidad del corte. El grosor de estos cuerpos es de hasta 3 m en los diques, entre 5 y 30 m en la brecha polimíctica (de la parte basal a la superior), y de hasta 50 cm como máximo en las skarnificaciones del contacto entre el cuerpo principal y las calizas. Clave: *Cc* = calcita, *Mgt* = magnetita, *Ep* = epidota, *Ze* = zeolitas, *FK* = feldespato potásico, *Chl* = clorita, *Qz* = cuarzo, *Ap* = apatita, *Px* = piroxenos, *Sc* = sericita, *Cd* = calcedonia.

Ti” en la brecha polimíctica, con texturas de intercrecimiento de magnetita–apatita–píroxeno, sugiere la existencia de otro cuerpo de magnetita en profundidad. Estas rocas, comparadas con rocas similares de Cerro de Mercado, Durango (Lyons, 1988), y El Laco, Chile (Frutos y Oyarzun, 1975; Henríquez y Martín, 1978), podrían ser el precursor magmático–hidrotermal de los cuerpos masivo y diseminado que aparecen en Peña Colorada.

CONCLUSIONES

El depósito de Peña Colorada está formado por tres cuerpos mineralizados con características propias y diferenciadas (Figura 9). A partir del reconocimiento de estos cuerpos, puede establecerse una secuencia de eventos en la formación de este depósito: (I) Intrusión del microgranito de Peña Colorada; (II) generación de un skarn o skarnoide constituido esencialmente por una granatita; (III) formación del cuerpo diseminado inferior, subconcordante con la estratificación de las andesitas y subparalelo al anterior, que se describe en detalle por primera vez, con un marcado bandeo composicional constituido por ritmitas o ciclos de piritita–magnetita–píroxeno que mimetizan estructuras sedimentarias anteriores, a los que se superpone una alteración potásica, que llega a constituirse localmente en una episienita *sensu lato*; (IV) emplazamiento de un cuerpo masivo de magnetita en la parte superior del depósito, subconcordante con la estratificación de la serie y que contiene fragmentos de granatita del skarn o skarnoide anterior, completamente reemplazados por feldespato potásico con textura plumosa (alteración potásica); (V) emplazamiento de una diatrema subvertical que corta los cuerpos mineralizados anteriores, con xenolitos de “nelsonitas pobres en Ti” en su parte inferior, una brecha polimíctica en su parte media, y un conjunto de vetillas de magnetita–calcita–epidota–zeolitas en su parte superior, en contacto con los conglomerados de la Formación Cerro de la Vieja; y (VI) la intrusión de un conjunto de diques andesíticos subverticales que cortan el depósito y que, localmente, presentan pequeños skarns asociados.

El fechamiento K–Ar de dos muestras de feldespato potásico provenientes de los cuerpos principales de magnetita, sitúan el depósito de Peña Colorada entre los 65.3 ± 1.5 Ma del cuerpo diseminado inferior (evento III) y los 57.3 ± 2.1 Ma del cuerpo masivo superior (evento IV), en el tránsito Cretácico superior–Paleoceno medio. Estas edades, por sí solas, invalidan la interpretación de Peña Colorada como un skarn producido por la intrusión de los cuerpos granodioríticos infrayacentes. Teniendo en cuenta el rango de error de los fechamientos, el lapso de tiempo entre la formación del cuerpo diseminado inferior y la formación del cuerpo masivo superior está entre 4.4 y 11.6 Ma.

La disposición, estructura, mineralogía y textura de los diferentes cuerpos mineralizados en Peña Colorada es similar a la propuesta por Hitzman *et al.* (1992) para los depósitos de tipo IOCG encajados en series volcánicas

fanerozoicas. Asimismo, la edad y localización de Peña Colorada es similar a la de los depósitos de Fe–Cu–Au de edad cretácica de Chile (Marschick y Fontboté, 2001). Por todo ello, el depósito de Peña Colorada entra dentro de la polémica sobre su posible origen ortomagmático, hidrotermal o mixto, con mayor o menor influencia de fluidos magmáticos.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Consorcio Minero Benito Juárez–Peña Colorada S.A. de C.V. por el apoyo y facilidades para el desarrollo de este trabajo y, más concretamente, a los ingenieros Roberto Villalobos Zavala y José de la Luz Portugal por su inestimable ayuda. El presente trabajo está financiado por los proyectos de investigación PAPIIT números IN117800 e IN115999 (DGAPA, UNAM), los proyectos de investigación de CONACyT números J32506-T y G35442-T, y por proyectos internos del Centro de Geociencias y del Instituto de Geología de la UNAM. Asimismo agradecemos su colaboración a Caridad Hernández, Anastasio Lozano y Francisco Otero del Laboratorio de Isotopía Estable del LUGIS (UNAM).

ANEXO

Características generales de los depósitos de tipo IOCG (Iron-oxide, Copper, Gold deposits)

A nivel de resumen, estos depósitos presentan las siguientes características (Hitzman *et al.*, 1992; Tritlla *et al.*, 2002):

1. Edades muy variables que van desde el Proterozoico inferior hasta el Terciario, aunque la mayoría, especialmente los de mayor tonelaje (Kiruna, Olympic Dam, Bayan Obo), son del Proterozoico inferior–medio (1.1 a 1.8 Ga).

2. Están localizados en áreas que fueron márgenes continentales o cratónicos durante el Proterozoico y, en muchas ocasiones, están espacial y temporalmente asociados con fenómenos de tectónica extensional. Los depósitos fanerozoicos aparecen primariamente ligados a ambientes de arco continental así como a áreas de extensión trasarco.

3. Las rocas encajonantes pueden ser tanto ígneas como sedimentarias, indistintamente, aunque muchos depósitos aparecen en rocas ígneas silíceas o intermedias de tipo anorogénico. En todos los depósitos estudiados hasta la fecha no se ha encontrado una relación directa entre éstos y actividad ígnea alguna.

4. La morfología de los cuerpos mineralizados es extremadamente variable (Figura 8) desde cuerpos masivos de Fe concordantes con la estratificación a filones y brechas fuertemente discordantes que cortan las estructuras regionales y, en algunos casos, también cortan cuerpos mineralizados concordantes formados con anterioridad. Esto

parece indicar que tanto la morfología como el volumen o continuidad de los cuerpos están fuertemente controlados por la permeabilidad de las estructuras regionales, como estratificaciones, discontinuidades, fallas, zonas de cizalla, y hasta contactos intrusivos. En muchos casos también se ha observado la presencia de cuerpos mineralizados a favor de capas u horizontes con alta porosidad, como pueden ser niveles cineríticos escasamente soldados.

5. Estos sistemas pueden llegar a tener dimensiones verticales de más de 3 a 5 Km, por lo que la presencia en el afloramiento de todos los estadios mineralizados depende del nivel de erosión.

6. Tanto la distribución de los depósitos, como su mineralogía y textura están fuertemente controlados por el quimismo de la roca encajonante, cambios en la P y T, y el control en la $f(O_2)$ en relación con la profundidad de formación del depósito.

7. La mineralogía está dominada por óxidos de hierro, tanto hematita como magnetita pobre en Ti (generalmente <0.1%), esta última típicamente asociada a apatita. La magnetita siempre aparece en los niveles más profundos mientras que la hematita se sitúa en los más someros, denotando cambios substanciales en la $f(O_2)$ en función del nivel estructural. Suelen contener minerales de B, F, P y carbonatos, a veces muy abundantes, así como sulfuros sencillos de Cu (calcopirita, bornita, covellina, calcosina).

8. Contienen cantidades de REE, desde anómalas hasta potencialmente explotables, tanto bajo la forma de minerales de tierras raras (únicamente los depósitos Proterozoicos), como contenidos en apatita (depósitos tanto proterozoicos como fanerozoicos).

9. Las rocas encajonantes están fuertemente alteradas. La tipología de la alteración depende esencialmente del tipo de roca encajonante y de la profundidad de formación. La trayectoria general es de alteración sódica en los niveles inferiores, potásica en la intermedia y sericitica a silícica en los niveles superiores. Además, las rocas regionales pueden presentar un intenso metasomatismo de Fe.

REFERENCIAS

- Arancibia, O.N., Clark, A.H., 1996, Early magnetite–amphibole–plagioclase alteration–mineralization in the Island Copper Porphyry copper–gold–molybdenum deposit, British Columbia: *Economic Geology*, 91, 402-438.
- Badham, J.P.N., Morton, R.D., 1976, Magnetite–apatite intrusions and calc-alkaline magmatism, Camsell River, NWT: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13, 348-354.
- Barton, M.D., Johnson, D.A., 1996, Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide–(REE–Cu–Au–U) mineralization: *Geology*, 24, 259-262.
- Bookstrom, A.A., 1977, The magnetite deposits of El Romeral, Chile: *Economic Geology*, 72, 1101-1130.
- Calmus, T., Poupeau, G., Bourgeois, J., Michaud, F., Mercier de Lépinay, B., Labrin, E., Azdimousa, A., 1999, Late Mesozoic and Cenozoic thermotectonic history of the Mexican Pacific margin (18 to 25°N): new insight from apatite and zircon fission-tracks analysis of coastal and offshore plutonic rocks: *Tectonophysics*, 306, 163-182.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Guerrero Terrane of Mexico; its role in the Southern Cordillera from new geochemical data: *Geology*, 21, 419-422.
- Corona-Esquivel, R., 1993, Modelo de yacimientos de hierro y minerales asociados de Ag, Pb, Zn, Cu y Au en la porción suroccidental de México, en Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, XX Convención Nacional, Memorias: México, Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, 105-111.
- Corona-Esquivel, R., 2000, Geología regional y modelo genético de los yacimientos de hierro de la porción suroccidental de México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis de doctorado, 171 p. (Inédita)
- Corona-Esquivel, R., Alencáster, G., 1995, Rudists from the Peña Colorada iron mine and La Minita sulfide deposit, states of Colima and Michoacán, SW Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12, 185-190.
- Corona-Esquivel, R., Tritlla, J., Camprubi, A., Centeno, E., Reche, J., Morales, P., Cienfuegos, E., 2001, New data on the origin of the Peña Colorada iron deposit (Colima, Mexico): orthomagmatic vs. skarn, in Piestrzynski, A. et al. (eds.), *Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century*: Lisse, A.A. Balkema Publishers, 889-892.
- Cox, D.P., 1986, Descriptive model of Olympic Dam Cu–U–Au, in Cox, D.P., Singer, D.A. (eds.), *Mineral Deposit Models*: U.S. Geological Survey, Bulletin, 1693, 379 p.
- Fletcher, R., Merino, E., 2001, Mineral growth in rocks: kinetic–rheological models of replacement, vein formation and syn-tectonic crystallization: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, 3733-3748.
- Fooses, M.P., Grauch, V.J.S., 1995, Low-Ti iron oxide Cu–U–Au–REE deposits (models 25i and 29 b; Cox, 1986 s, b), in du Bray, E.A. (ed.), *Preliminary compilation of descriptive geoenvironmental deposit models*: U.S. Geological Survey, Open-File Report, 95-0831, 179-183.
- Förster, H., Jafarzadeh, A 1994, The Bafq mining district in central Iran: a highly mineralized infracambrian volcanic field: *Economic Geology*, 89, 1697-1721.
- Frietsch, R., 1978, On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type: *Economic Geology*, 73, 478-485.
- Frutos, J., Oyarzun, M., 1975, Tectonic and geochemical evidence concerning the genesis of El Laco magnetite lava flow deposits, Chile: *Economic Geology*, 70, 988-990.
- Gastil, R.G., Krummenacher, D., 1978, Reconnaissance geologic map of the west-central part of the State of Nayarit, Mexico: Geological Society of America, Map and Chart Series, MC-24, 1-8.
- González-Reyna, J., 1952, Los yacimientos de fierro de México y su geología, in *Congrés Geologique Internationale, Symposium sur le gisements de fer du monde*: Alger, *Congrés Géologique International*, 435-453.
- González-Reyna, J., 1956, *Riqueza Minera y Yacimientos Minerales de México*: México, Banco de México, Departamento de Investigaciones Industriales, 3ª ed., 497 p., 15 planos.
- Gow, P.A., Wall, V.J., Oliver, N.S., Valenta, R.K., 1994, Proterozoic iron oxide (Cu–U–Au–REE) deposits; further evidence of hydrothermal origins: *Geology*, 22, 633-636.
- Harris, N., 1996, Radiogenic isotopes and the interpretation of granitic rocks: *Episodes*, 19, 107-113.
- Harrison, T.M., McDougall, I., 1980, Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand. I. Thermal, chronological and isotopic constraints: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 35-44.
- Helvacı, C., 1984, Apatite-rich iron deposits of the Avnik (Bignol) region, southeastern Turkey: *Economic Geology*, 79, 354-371.
- Henríquez, R., Martin, R.F., 1978, Crystal-growth textures in magnetite flows and feeder dykes, El Laco, Chile: *Canadian Mineralogist*, 16, 581-589.
- Hildebrand, R.S., 1986, Kiruna-type deposits: their origin and relationship

- to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear magmatic zone, northwest Canada: *Economic Geology*, 81, 640-659.
- Hitzman, W.H., Oreskes, N., Einaudi, M.T., 1992, Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu–U–Au–REE) deposits: *Precambrian Research*, 58, 241-287.
- Jäger, E., 1979, The Rb–Sr method, in Jäger, E., Hunziker, J.C. (eds), *Lectures in Isotopic Geology*: Berlin, Springer-Verlag, 13-26.
- Johnson, J.P., McCulloch, M.T., 1995, Sources of mineralizing fluids for the Olympic Dam deposit (South Australia); Sm–Nd isotopic constraints: *Chemical Geology*, 21, 177-199.
- Klemic, H., 1970, Iron ore deposits of the United States of America, Puerto Rico, Mexico and Central America, in *Survey of World Iron Ore Resources*: New York, United Nations, 411-477.
- Kolker, A., 1982, Mineralogy and geochemistry of Fe–Ti oxide and apatite (nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis: *Economic Geology*, 77, 1146-1158.
- Lapierre, H., Tardy, M., Coulon, C., Ortiz-Hernández, E., Bourdier, J.L., Martínez-Reyes, J., Freyrier, C., 1992, Caracterisation, genèse et evolution geodynamique du terrain de Guerrero; Mexique occidental: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29, 2478-2489.
- Lyons, J.I., 1988, Volcanogenic iron oxide deposits, Cerro de Mercado and vicinity, Durango, Mexico: *Economic Geology*, 83, 1886-1906.
- Marschik, R., Fontboté, L., 2001, The Candelaria–Punta del Cobre Iron Oxide Cu–Au–(Zn–Ag) Deposits, Chile: *Economic Geology*, 96, 1799-1826.
- Martinsson, O., Wanhainen, C., 2000, GEODE Workshop, Excursion Guide, August 28 to September 1, 2000: Paris, European Union GEODE Program, 63-76.
- Merino, E., Dewers, T., 1998, Implications of replacement for reaction-transport modeling: *Journal of Hydrology*, 209, 137-146.
- Murillo, G., Torres, R., 1987, Mapa petrogenético y radiométrico de la República Mexicana: México, Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Reporte interno, Proyecto C-2010, 115 p. (Inédito)
- Nyström, J.O., Henríquez, F., 1994, Magmatic textures of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden; Ore textures and magnetite geochemistry: *Economic Geology*, 89, 820-839.
- Oreskes, N., Einaudi, M.T., 1990, Origin of REE-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu–U–Au–Ag deposit, Roxby Downs, South Australia: *Economic Geology*, 85, 1-28.
- Ortiz-Hernández, L.E., 1992, L'arc intra-oceanique allochtone Jurassique superieur–Cretace inferieur du domaine cordillerain mexicain ("Guerrero Terrane"): Grenoble, Francia, Université Joseph Fourier, Tesis de doctorado, 75 p. (Inédita)
- Palmer, A.R. Geissman, J., 1999, 1999 Geologic Time Scale: Boulder, Geological Society of America, product code CTS004.
- Pantoja-Alor, J., 1983, Geocronometría del magmatismo Cretácico–Terciario de la Sierra Madre del Sur: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 44, 1-20.
- Parák, T., 1985, Phosphorus in different types of ore, sulfide in the iron deposit and the type and origin of ores at Kiruna: *Economic Geology*, 80, 646-665.
- Park, C.F., 1961, A magnetite "flow" in northern Chile: *Economic Geology*, 56, 431-441.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984, Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Philpotts, A.R., 1967, Origin of certain iron–titanium oxide and apatite rocks: *Economic Geology*, 62, 303-315.
- Philpotts, A.R., 1982, Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 201-218.
- Pineda-Ramírez, A. López-Mendoza, H. Peña-Buendía, A., 1969, Estudio geológico–magnetométrico de los yacimientos ferríferos de Peña Colorada, municipio de Minatitlán, Colima: México, Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Boletín, 77, 44 p.
- Ripley, E.M., Severson, M.H., Hauck, S.A., 1998, Evidence for sulfide and Fe–Ti–P-rich liquid immiscibility in the Duluth Complex, Minnesota: *Economic Geology*, 93, 1052-1062.
- Sánchez-Quiroz, S., Juárez, A., 1988, Modelo geológico para exploración de yacimientos de Fe en la Sierra Madre del Sur. México, HYLISA, S.A. de C.V., Reporte Interno, 208 p. (Inédito)
- Schaaf, P., 1990, Isotopengeochemische Untersuchungen an granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes: Alter und Herkunft der Tiefengesteinkomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco: München, Ludwig-Maximilians Universität, Tesis de doctorado, 202 p. (Inédita)
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M.S., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico; Geochronological evidence: *Tectonics*, 14, 1339-1350.
- Tornos, F., Casquet, C., Galindo, C., 2003, Hydrothermal iron oxide (–Cu–Au) mineralization in SW Iberia: evidence for a multiple origin, in Eliopoulos, D. *et al.* (ed.), *Mineral exploration and sustainable development*: Lisse, A.A.Balkema, en prensa.
- Tritlla, J., Camprubí, A., Corona-Esquivel, R., Centeno-García, E., 2002, Los depósitos de tipo Óxido de Fe–(Cu–U–Au–REE): polémicas sobre su origen y su posible existencia en territorio mexicano: *Sociedad Geológica Mexicana, La Gaceta Geológica*, 5, 3-4.
- Van Allen, B.R., 1978, Hydrothermal iron ore and related alterations in volcanic rocks of La Perla, Chihuahua, México: Austin, University of Texas at Austin, Tesis de doctorado. 131 p. (Inédita)
- Velasco-Hernández, J., 1964, Estudios geológico y geofísico de los yacimientos ferríferos de Hércules, Coahuila: México, Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Boletín, 68, 63 p.
- Wang, Y., 1993, Genesis of repetitive and non-repetitive textures in diagenetic, weathering and igneous processes: feedbacks, boundary conditions, self-organization, and reaction-transport models: Blomington, Indiana University, Tesis de doctorado, 248 p. (Inédita)
- Zürcher, L., 1994, Paragenesis, elemental distribution and stable isotopes at the Peña Colorada iron skarn, Colima, México: Tucson, University of Arizona, Tesis de maestría, 54 p. (Inédita)
- Zürcher, L., Ruiz, J., Barton, M.D., 2001, Paragenesis, elemental distribution and stable isotopes at the Peña Colorada iron skarn, Colima, México: *Economic Geology*, 96, 535-557.

Manuscrito recibido: Diciembre 13, 2002

Manuscrito corregido recibido: Agosto 30, 2003

Manuscrito aceptado: Septiembre 9, 2003