

# MINERALOGÍA Y ASPECTOS GENÉTICOS DEL DEPÓSITO VOLCANOGÉNICO SUBMARINO DE MANGANESO “LA CASUALIDAD”, CERRO ATRAVESADA, NEUQUÉN

Eduardo O. ZAPPETTINI<sup>1</sup>, Marcelo DALPONTE<sup>1</sup>, Susana SEGAL<sup>1</sup> y Guillermo COZZI<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires. E-mail: ezappe@minplan.gov.ar

## RESUMEN

El depósito La Casualidad está constituido por capas manganesíferas intercaladas en calizas y tobas de la Formación Chachil (Pliensbachiano). La mineralización identificada comprende carbonatos (rodocrosita, calcita), sulfatos (baritina, jarosita), silicatos (tefroíta, granate manganesífero, pennantita, serpentina -caryopilita-, nontronita, bementita), óxidos (pirolusita, espinelos de la serie jacobsita-franklinita, pirofanita, hetaerolita, akhtenskita, nsutita, criptomelano, coronadita, hematita, magnetita, jaspe), sulfuros (gersdorffita, esfalerita, galena, pirita, calcopirita, greigita y posible alabandita) y sulfosales (de la serie tennantita-tetraedrita), algunos de ellos reconocidos por primera vez en Argentina. La mineralogía y geoquímica del depósito sugieren que éste se formó en condiciones hidrotermales submarinas en un paleomargen extensional a través de fallas sin-sedimentarias en un ambiente hemipelágico con desarrollo de plataforma calcárea. Su génesis se vincula con la etapa de rift tardío del depocentro Chachil, definido como un pequeño hemigraben extensional activo durante el rifting inicial de la Cuenca Neuquina. La presencia de sulfuros y de niveles de granates manganesíferos, así como la asociación de los niveles de Mn con calizas, sugiere la posibilidad de hallazgo de cuerpos de sulfuros masivos en las proximidades.

**Palabras clave:** *Tefroíta, rodocrosita, akhtenskita, pennantita, bementita.*

## ABSTRACT

*Mineralogy and genetic aspects of the “La Casualidad” seafloor volcanogenic Mn deposit, cerro Atravesada, Neuquén.*

La Casualidad ore deposit is characterized by manganese layers interbedded with limestones and tuffs of the Chachil formation (Pliensbachian). The identified mineralogy comprises carbonates (rhodochrosite, calcite), sulfates (barite, jarosite), silicates (tefroite, manganose garnet, pennantite, serpentine -caryopillite-, nontronite, bementite), oxides (pyrolusite, spinels from the jacobsite-franklinite series, pyrophanite, hetaerolite, akhtenskite, nsutite, cryptomelane, coronadite, hematite, magnetite, jasper), sulfides (gersdorffite, sphalerite, galena, pyrite, chalcopyrite, greigite y possible alabandite) y sulfosalts (of the tennantite-tetrahedrite series) some of them recognized for the first time in Argentina. The mineralogy and geochemistry of the deposit suggest that it was formed under submarine hydrothermal conditions in an extensional paleomargin, through hydrothermal vents controlled by synsedimentary faults in a hemipelagic setting with development of a carbonatic platform. Its genesis is related to the late rift stage of the Chachil depocenter, defined as a small extensional hemigraben active during the initial rifting of the Neuquen Basin. The presence of sulfides and manganese garnets, as well as the relationship between manganese layers and limestones suggest the possibility of finding of massive sulfide bodies in the proximities.

**Keywords:** *Tefroite, rhodochrosite, akhtenskite, pennantite, bementite.*

## INTRODUCCIÓN

El propósito de esta publicación es describir la mineralogía y la génesis del depósito de manganeso La Casualidad (38°55'09,6"LS-70°35'58,3"LO) que está localizado 7 km al sur de Primeros Pinos, en el sector septentrional de la Sierra de Chachil, región centro occidental de la provincia del Neuquén. Se analiza el ambiente tectónico de emplazamiento

de la mineralización y se define un modelo de alcance regional al que también se adscribe la mineralización con bancos de hierro y manganeso bandeados ubicados en la parte septentrional de la Cordillera del Viento en razón de su misma génesis y edad (Zappettini y Dalponte 2009, 2010).

### Antecedentes

La primera descripción del depósito y su contexto geológico fue realizada por

Leanza *et al.* (1990). Estos autores asignaron una edad pliensbachiana y una génesis volcanogénica submarina para la mineralización en base a la determinación de amonites identificados en las calizas fuertemente silicificadas, con intercalaciones tobáceas, que contienen los bancos de chert manganesífero. Una síntesis de la mineralogía y modelo genético del yacimiento fue presentada por Zappettini *et al.* (2011). Sureda *et al.* (2011) enu-

meran algunos de los minerales presentes (criptomelano, greigita, hetaerolita, jarosita, jaseroide).

### Metodología

Las tareas de campo se completaron en tres campañas, realizadas entre 2010 y 2011. Se colectaron un total de 20 muestras de roca y niveles mineralizados que fueron objeto de estudios petrográficos, calcográficos y geoquímicos.

Los estudios de microscopía óptica fueron complementados con observaciones mediante microscopio electrónico de barrido (SEM) con espectrómetro de dispersión de energía de rayos-X (EDS) y difracción de rayos X en los laboratorios del SEGEMAR.

Los estudios de microscopía electrónica de barrido se realizaron con un equipo Philips XL30 ESEM. Las condiciones analíticas fueron: potencial de aceleración 10 kV, corriente 38  $\mu$ A, vacío 0,9 Torr (LV aux), spot 400 nanómetros y sin metalización. Para los estudios de difracción de rayos X se utilizó un difractómetro de rayos X para polvo, marca Philips, modelo X'Pert MPD, con radiación de Cobre ( $K\alpha_1 = 1,54060 \text{ \AA}$ ).

Se realizaron análisis químicos de la mineralización mediante ICP en laboratorios de *SGS Mineral Services*.

## GEOLOGÍA DEL ÁREA MINERALIZADA

La mineralización de Mn (-Fe) de La Casualidad está localizada en la Formación Chachil (Weaver 1942) que constituye la entidad más antigua del Grupo Cuyo, coincidente con la base de la transgresión marina liásica de la cuenca neuquina (Leanza *et al.* 1990) (fig. 1). Esta unidad se dispone en discordancia angular sobre la formación Lapa (Groeber 1956), equivalente al Precuyano de Gulisano *et al.* (1984) y es cubierta en concordancia por la Formación Los Molles (Weaver 1931). Lateralmente la Formación Chachil se correlaciona con la Formación Sierra Chacacó (Volkheimer 1973), siendo ambas sincrónicas.

En el área donde se presenta la minerali-

zación, la Formación Chachil está formada por una alternancia de calizas, tobas y areniscas silicificadas, con estratificación regular, que fueron depositadas en un ambiente marino de plataforma. El espesor total de la unidad alcanza como máximo los 50 metros. Las calizas son micríticas, de color gris oscuro con superficie de meteorización de color rosado y se encuentran silicificadas. Contienen radiolarios, fragmentos de conchillas de bivalvos y moldes de amonites (*Fanninoce-ras* y *Dayiceras sp.*) con disposición paralela a los planos de estratificación (Leanza *et al.* 1990).

Las capas manganésíferas, con espesores que oscilan entre 0,20 y 0,50 m y un máximo de 0,80 m, están prácticamente ocultas por derrubio y pueden observarse gracias a una serie de calicatas de exploración superficiales. Localmente la mineralización presenta intercalaciones de tobas. Las variaciones en los espesores sugieren una morfología lenticular para la mineralización.

El perfil del nivel mineralizado en la labor donde éste presenta el mayor espesor reconocido y de donde se extrajeron las muestras para el presente estudio (38° 55' 09,6" LS - 70° 35' 58,3" LO), fue descrito por Leanza *et al.* (1990). Comprende de abajo hacia arriba (Fig. 1a), de acuerdo con el detalle de estos autores y las observaciones complementarias efectuadas a los fines de este trabajo, los siguientes niveles:

*Chert ferrífero*: 0,10 m de jaspilita, de color rojo, con fina estratificación en la que se observa una alternancia de jaspe ferruginoso y delgadas capas de hematita-magnetita. Hacia arriba se observan finas capas de chert manganésífero.

*Chert manganésífero-ferrífero*: 0,20 m de chert manganésífero negro, muy duro, brillo vítreo y localmente metálico, con estratificación poco definida, formado por calcedonia y cuarzo, en los que se presentan finas guías paralelas de minerales de hierro y de manganeso.

*Toba*: 0,10 m de toba dacítica silicificada de color verde, con litoclastos del mismo color; se presenta diaclasada. El Mn ha circulado en forma descendente impreg-

nando los planos de fractura; se observan intercalaciones de delgados niveles de chert manganésífero.

*Mineralización de manganeso*: constituye un banco de 0,50 m que comprende de abajo hacia arriba 10 cm de chert fuertemente fracturado, 12 cm de mineralización masiva de manganeso con escasos planos de fractura e intercalaciones de sílice y rodocrosita, 11 cm de mineralización masiva de manganeso y finalmente chert manganésífero con marcada fracturación. En su límite superior presenta improntas de amonites cuyos moldes han sido reemplazados por minerales de manganeso.

*Calizas*: 0,20 m calizas silicificadas grises con superficie de meteorización color rosado con improntas de amonites con moldes internos goethitizados.

*Pelitas*: 0,10 m de pelitas gris oscuro, duras, con fractura concoidea.

*Toba*: 0,40 m de toba de coloración parda, estratificada y muy silicificada, con superficie de meteorización blanco rojiza.

La mineralización de manganeso evidenciada por otras labores de exploración presenta la misma disposición estratigráfica, localizándose entre tobas dacíticas y calizas grises, ambas silicificadas.

En las tareas de campo realizadas para este trabajo se observó que el manto mineralizado está expuesto en una extensión de unos 130 m sobre el faldeo de una lomada con pendiente hacia el sur, entre los 2003 m y los 1960 m sobre el nivel del mar. El manto vuelve a aflorar 300 m al SSE en un nivel topográficamente más bajo, a 1947 m s. n. m.; aquí una pequeña labor superficial ha expuesto óxidos de manganeso y hierro.

## MINERALIZACIÓN

La mineralización identificada comprende carbonatos (rodocrosita, calcita), sulfatos (baritina, jarosita), silicatos (tefroíta, granate, pennantita, serpentina -caryopilita-, nontronita, bementita), óxidos (pirolusita, espinelos de la serie jacobsita-franklinita, pirofanita, hetaerolita, akhtenskita, nsutita, criptomelano, coronadita, goethita, hematita, magnetita, jaspe), sulfuros (gersdorffita, esfalerita, galena, piritita, calcopiri-

ta, greigita y posible alabandita) y sulfosales (de la serie tennantita-tetraedrita). Los minerales más abundantes de manganeso son rodocrosita, que constituye un 25%, tefroíta, también presente en un 25%, pirolusita y criptomelano (aproximadamente un 15% junto con otros óxidos accesorios) en ganga de sílice y carbonatos (35%); los demás se presentan como accesorios y trazas.

**Carbonatos y sulfatos**

*Rodocrosita MnCO<sub>3</sub>*: Se presenta como un agregado granular fino constituyendo bandas milimétricas a centimétricas. El color rosado característico está enmascarado por una dispersión de óxidos e hidróxidos de manganeso, así como de tefroíta (Fig. 2a, c, d y e). Constituye también varias generaciones de microvenillas tardías, de hasta 100 micrones de ancho, que cementan niveles en parte brechados (Fig. 2b). Superficialmente la rodocrosita se encuentra oxidada. Fue corroborada por difracción de rayos X. El análisis por EDS revela contenidos variables de hierro (hasta 44% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), lo que sugiere la existencia de términos de la serie rodocrosita-manganosiderita.

*Calcita CaCO<sub>3</sub>*: Además de presentarse en los niveles calcáreos con los que se asocia la mineralización, se la observa en agregados policristalinos y venillas milimétricas. Se corroboró su identificación mediante difracción de rayos X.

*Baritina BaSO<sub>4</sub>*: Constituye cristales de hasta 20 micrones asociados a galena, coronadita y hetaerolita. Su presencia fue confirmada por análisis químico semicuantitativo mediante EDS.

*Jarosita KFe<sub>3</sub><sup>3+</sup>[(OH)<sub>6</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>]*: La jarosita se encuentra en agregados fibrosos y macizos asociada con goethita y como reemplazo de pirita-greigita.

**Silicatos**

*Tefroíta Mn<sub>2</sub><sup>2+</sup>SiO<sub>4</sub>*: Es de coloración verde a castaña y forma microbandas interestratificadas con rodocrosita (Fig. 2 c, d y e), constituidas por cristales alargados de hasta 300 micrones, orientados según la estratificación, aunque por lo común no exceden los 100 micrones. La identi-

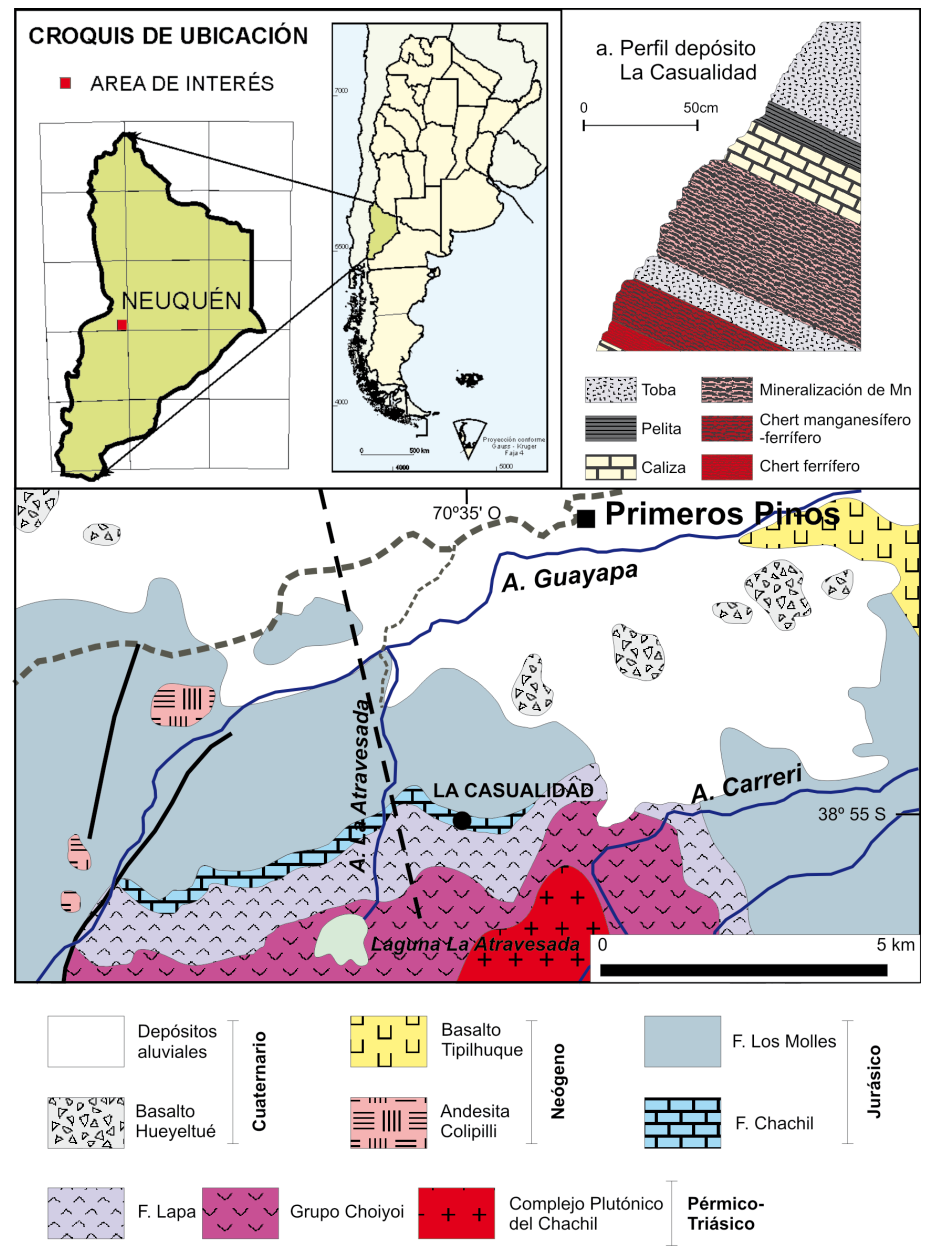
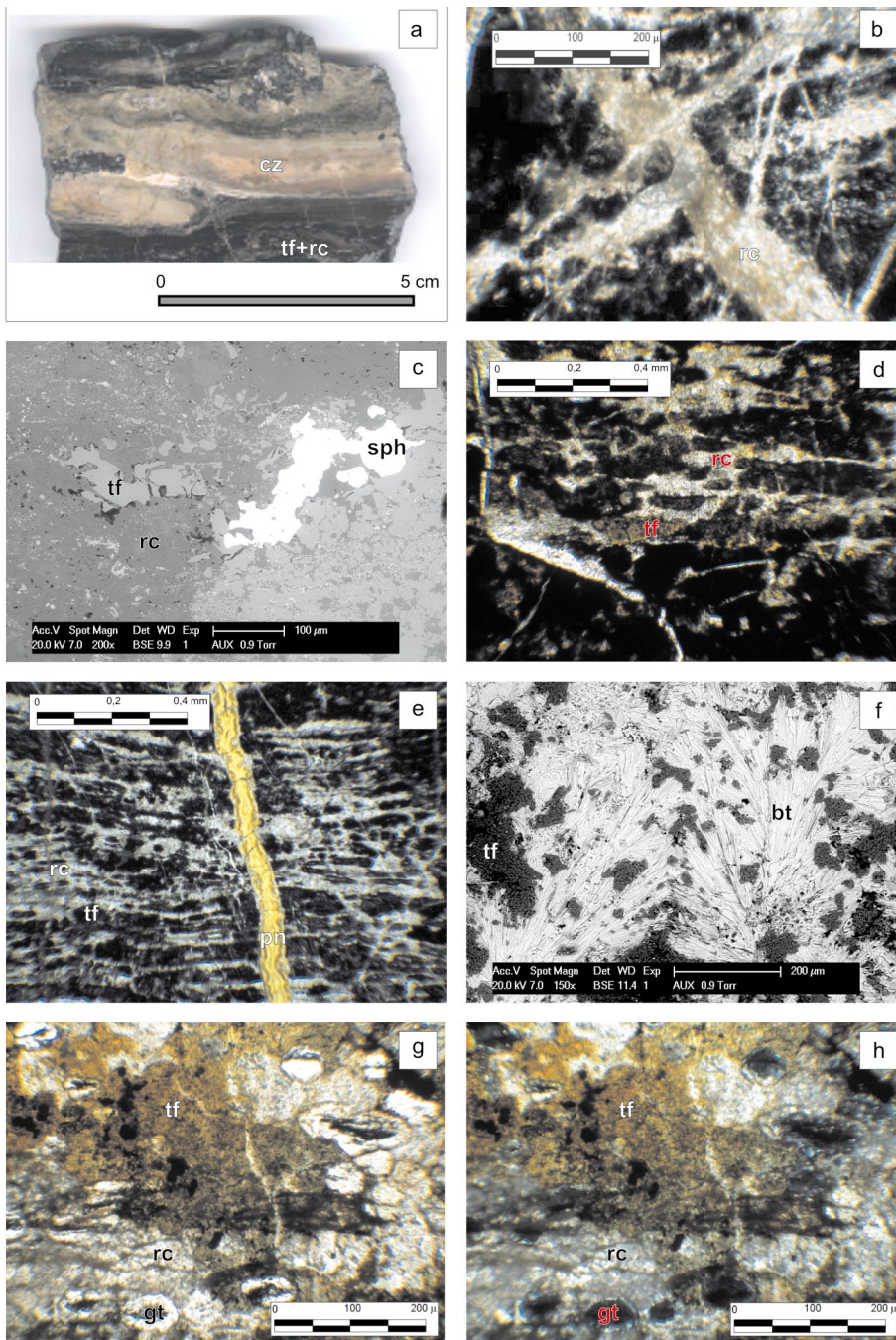


Figura 1: Geología del área del depósito La Casualidad (modificado de Zanettini 2005). a) Perfil del depósito.

ficación óptica fue corroborada por difracción de rayos X y posteriormente con análisis químico semicuantitativo mediante EDS en el cual se determinó: 26,57% SiO<sub>2</sub> (contenido teórico: 29,75%), 57,48% MnO, 9,53% FeO, 1,66% ZnO y 0,44% CaO, totalizando los óxidos metálicos el 69,11% (contenido teórico: 70,25 %). Suele encontrarse asociada a jacobinita y generalmente contiene minerales oxidados de Mn, que en parte tapizan las superficies cristalinas.

*Bementita Mn<sub>5</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>6</sub>*: Es un filosilicato frecuente en depósitos de manganeso volcanogénico. Forma agregados fibrosos radiales de color castaño claro. Los cristales individuales miden entre 50 y 100 micrones y se desarrollan sobre tefroíta (Fig. 2f). Se la identificó a partir del análisis semicuantitativo mediante EDS y por su morfología fibrosa que la diferencia del otro silicato de Mn, tefroíta. *Almandino-Spessartita (Fe<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup>)<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>(SiO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>*: Constituye cristales dodecaédricos



**Figura 2:** a) Mineralización de Mn (rodocrosita y tefroíta -rc+tf-) con intercalaciones de caliza silicificada (cz). b) Venillas de rodocrosita (rc). c) Imagen BSE de tefroíta (tf), rodocrosita (rc) y esfalerita (sph). d) Tefroíta (tf) y rodocrosita (rc) asociados a minerales opacos. e) Venilla de pennantita (pn) atravesando niveles de tefroíta y rodocrosita (tf+rc) finamente bandeadas. f) Imagen BSE de cristales fibrosos radiales de bementita (bt) crecidos sobre tefroíta (tf). g y h) Cristales de granate (gt) (con nicols paralelos y cruzados, respectivamente), asociados a rodocrosita (rc) y tefroíta (tf)

euhedrales de color anaranjado, de 10 a 50 micrones de diámetro, concentrados en delgadas capas de 0,5 a 2 mm de espesor y asociados con rodocrosita y óxidos Mn y Fe (Fig. 2g y h). Son característicos los núcleos oscuros por concentración

de óxidos de Fe-Mn típicos en granates originados en este ambiente (cf. Fig. 2 en Schiller y Taylor 1965; Fig. 4 en Thompson 2001); por su composición son almandínicos con contenido variable de spessartita.

*Nontronita*  $Na_{0,3}Fe_{3}^{+2}(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$ : Es un filosilicato del grupo de las esmectitas con Fe y pobre en Al, característico de ambiente marino y de origen hidrotermal. Usualmente forma agregados policristalinos laminares con cristales de menos de 2 micrones y coloración castaña. Fue identificada mediante difracción de rayos X.

*Pennantita*  $Mn_5Al(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$ : Es una clorita manganesífera que constituye vetillas tardías de hasta 50 micrones de espesor que atraviesan la mineralización primaria (Fig. 2e). Se presenta como agregados de cristales microscópicos tabulares, localmente radiales, de color anaranjado a ocre, translúcidos, con clivaje (001) perfecto. Fue identificada por sus características ópticas y su composición confirmada mediante EDS. El análisis semicuantitativo arrojó los siguientes resultados: 26,89%  $SiO_2$  (contenido teórico: 25,42%), 10,91%  $Al_2O_3$  (contenido teórico 14,38%), 46,98% MnO (contenido teórico: 50,03%), 1,18%  $K_2O$  y 0,96% ZnO. La presencia de Zn reemplazando Mn es común y en la literatura se citan variedades de pennantita cincífera con hasta 15,9% ZnO (Bayliss 1983).

*Serpentina*: *Caryopilita*  $(Mn^{2+}, Mg, Zn, Fe^{2+})_3(Si,Al)_2O_5(OH,Cl)_4$ : Es un filosilicato del grupo de la serpentina que se presenta como producto de alteración de la tefroíta, constituyendo agregados microscópicos macizos de color amarillo rojizo subtransparentes. Fue inicialmente identificada por difracción de rayos X.

*Braunita*  $Mn^{2+}Mn^{3+}_6(SiO_4)_8$ : La braunita es un mineral accesorio que constituye cristales octaédricos casi isométricos de color castaño oscuro de hasta 100 micrones con finas inclusiones de pirofanita (Fig. 3a). Ópticamente es semitransparente y muestra fuertes reflejos castaños en luz reflejada. La estrecha asociación con pirofanita no permite el análisis EDS individual de cada mineral, habiéndose obtenido una composición semicuantitativa que refleja dicha mezcla.

#### Sulfuros y sulfosales

*Greigita*  $Fe^2+Fe^{3+}_2S_4$ : También denominada melnikovita, presenta textura coliforme concéntrica y constituye agregados de

hasta 200 micrones. Se encuentra asociada a goethita y a escasos granos submicroscópicos, de hasta 20 micrones, de pirita (Fig. 3b).

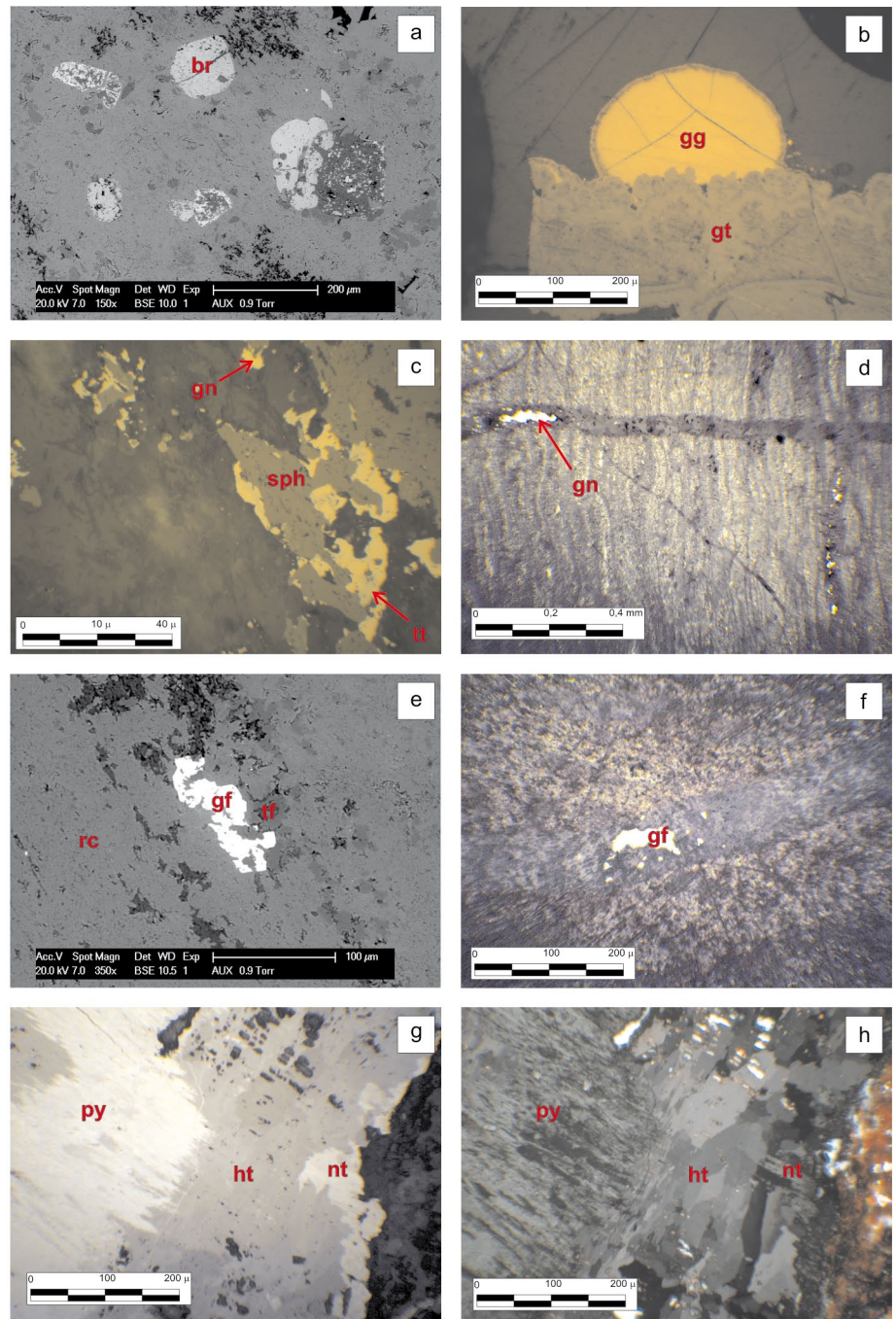
**Esfalerita ZnS:** Ocurre preferencialmente concentrada en niveles como agregados de grano muy fino, alargados -excepcionalmente alcanzan los 400 micrones-, diseminados en las bandas de rodrocrosita-tefroíta (Fig. 2c) siguiendo en general el bandeo original de la mineralización. En luz reflejada tiene baja reflectividad, color gris claro con un ligero tinte marrón y numerosos reflejos internos con tonalidades amarillentas; debido a su bajo contenido en Fe en corte delgado se la observa transparente y de coloración verdoso-amarillenta pálida. Está asociada a galena y a minerales micrométricos de probable tennantita-tetraedrita (Fig. 3c). Parte de la esfalerita está reemplazada por galena notándose la presencia de relictos en el sulfuro de plomo. En sectores la esfalerita está cruzada por microvenillas posteriores de óxidos de Mn.

**Galena PbS:** Se presenta como pequeños granos de 20 a 50 micrones, o agregados granulares siguiendo el bandeamiento de la mineralización, dispersos entre los silicatos y óxidos y/o asociados a granos de esfalerita a la que, localmente, reemplaza. También se asocia a baritina y a calcita, con esta última en venillas tardías (Fig. 3d).

**Gersdorffita NiAsS:** Se presenta como granos anhedrales y pequeños de tamaños variables entre 60 y 90 micrones, de color blanco, con alta reflectividad (Fig. 3e). Se trata de una gersdorffita de generación temprana. También se la observa en venillas tardías asociada a carbonatos (Fig. 3f). Fue identificada al microscopio y luego confirmada su composición mediante EDS. Contiene Fe reemplazando Ni. La relación As/S a.p.f.u. es mayor que 1 y la proporción de Ni varía entre 0,5 y 0,7 a.p.f.u.

**Calcopirita CuFeS y pirita FeS:** Constituyen chispas y granos muy pequeños de 25 a 60 micrones subhedrales diseminados en tefroíta y rodrocrosita.

**Serie tetraedrita  $(Cu, Fe, Ag, Zn)_{12}Sb_4S_{13}$ -tennantita  $(Cu, Ag, Fe, Zn)_{12}As_4S_{13}$ :** Se presen-



**Figura 3:** a) Imagen BSE de cristales de braunita. b) Greigita (gg) en agregado botroidal crecida sobre goethita (gt). Se observa una pequeña chispa de pirita (py). c) Asociación de galena y esfalerita en rodrocrosita (rc). d) Venilla tardía de carbonato con galena (gn). e) Gersdorffita (gf) asociada a tefroíta (tf) y rodrocrosita (rc). f) Venilla tardía de carbonato con gersdorffita (gf). g y h) Asociación de pirolusita (py) fibrosa, hetaerolita (ht) en cristales poligonales con fuertes reflejos internos y agregados compactos de grano fino de nsutita (nt) vistos con luz reflejada con nicoles paralelos y cruzados respectivamente

ta como granos micrométricos asociados a galena, en los bordes de esfalerita (Fig. 3c).

**Alabandita MnS:** Se identificó ópticamente probable alabandita asociada a esfaleri-

ta. Este sulfuro de Mn muestra color gris oscuro a gris castaño, es isótropo, presenta reflejos internos de color gris profundo -característica óptica que la distingue de la esfalerita- y conforma pequeños agre-

gados granulares. Frecuentemente se forma simultáneamente con esfalerita.

### Óxidos

*Pirolusita*  $MnO_2$ : Constituye bandas de aproximadamente 200 micrones en agregados policristalinos fibrosos en los que los cristales individuales alcanzan hasta 100 micrones. En sección pulida es de color blanco, con tonos crema, presenta moderado pleocroísmo y fuerte anisotropía. Está asociada a hetaerolita y nsutita (Fig. 3g y h).

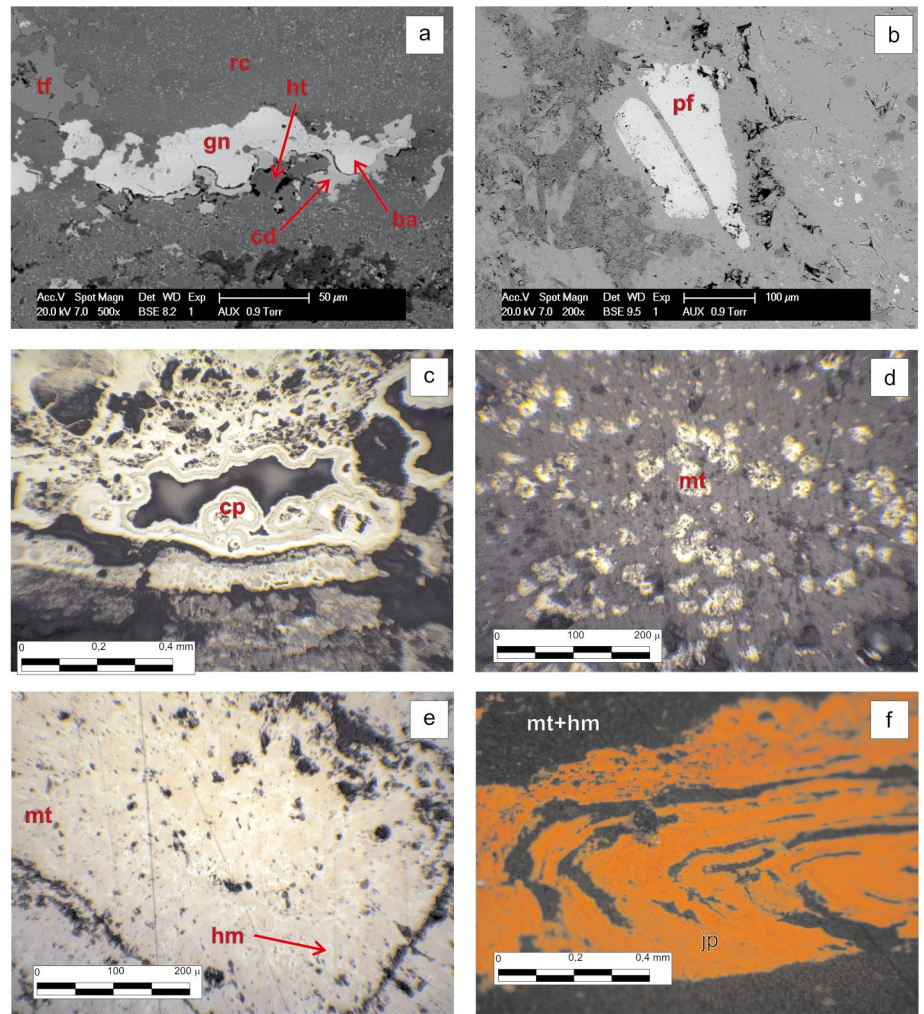
*Hetaerolita*  $ZnMn_3^{+2}O_4$ : Se presenta como agregados cristalinos poligonales, con tamaño de cristales entre 50 y 150 micrones. En sectores adquiere aspecto botroidal. Los cristales son de color gris bajo luz reflejada, moderadamente anisotrópicos y con débil pleocroísmo, siendo característico los reflejos internos rojos. Se la identificó asociada a pirolusita y nsutita (Fig. 3g y h) y localmente a coronadita, galena y baritina (Fig. 4a). Fue corroborada mediante difracción de rayos X y su composición con análisis químico semicuantitativo EDS.

*Nsutita*  $(Mn^{4+}, Mn^{2+})(O, OH)_2$ : Constituye agregados compactos de grano fino asociados a pirolusita y hetaerolita formando capas delgadas (Fig. 3g y h). Bajo luz reflejada tiene coloración blanca con tinte crema, es débilmente pleocroico y fuertemente anisótropo.

*Akhtenskita*  $Mn^{4+}O_2$ : Fue originalmente identificada en Rusia (Chukhrov *et al.* 1987). Usualmente se presenta como agregados policristalinos laminares microscópicos. Fue identificada asociada a esmectitas (nontronita) y cuarzo en la mineralización manganesífera, mediante difracción de rayos X (Fig. 5a y c).

*Hollandita*  $Ba(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}$ : La hollandita constituye usualmente agregados fibrosos de cristales prismáticos, con características ópticas similares a las de la pirolusita. Está asociada a la nsutita y fue identificada como un mineral accesorio de la paragénesis mediante difracción de rayos X (Fig. 5b).

*Pirofanita*  $Mn^{2+}TiO_3$ : La pirofanita corresponde a una ilmenita de Mn que se encuentra como cristales tabulares de hasta



**Figura 4:** a) Imagen BSE de rodocrosita (rc) y tefroíta (tf) a las que se asocian baritina (ba), galena (gn) hetaerolita (ht) y coronadita (cd). b) Imagen BSE de cristales tabulares de pirofanita (pf). c) Criptomelano botroidal (cp). d) Cristales de magnetita (mt) diseminados en jaspe. e) Magnetita (mt) masiva afectada por fenómenos de martitización con formación de hematita (hm) en bordes de cristales y fracturas. f) Bandas de jaspe (jp) y magnetita-hematita (mt-hm) del nivel jaspítico basal de la mineralización de Mn.

250 micrones (Fig. 4b) y como cristales nanométricos intercrecidos con braunita. Tiene color castaño rojizo y es semitransparente.

*Serie jacobsita*  $(Mn^{2+}, Fe^{2+}, Mg)(Fe^{3+}, Mn^{3+})_2O_4$  *franklinita*  $Fe_2(Zn, Mn)O_4$ : Son espineles de Mn y Fe con contenido variable de Zn, que constituyen cristales octaédricos de hasta 15 micrones diseminados en tefroíta, y menos comúnmente en rodocrosita. Son isótropos y tienen moderada reflectividad. Fueron identificados inicialmente mediante difracción de rayos X (Fig. 5d).

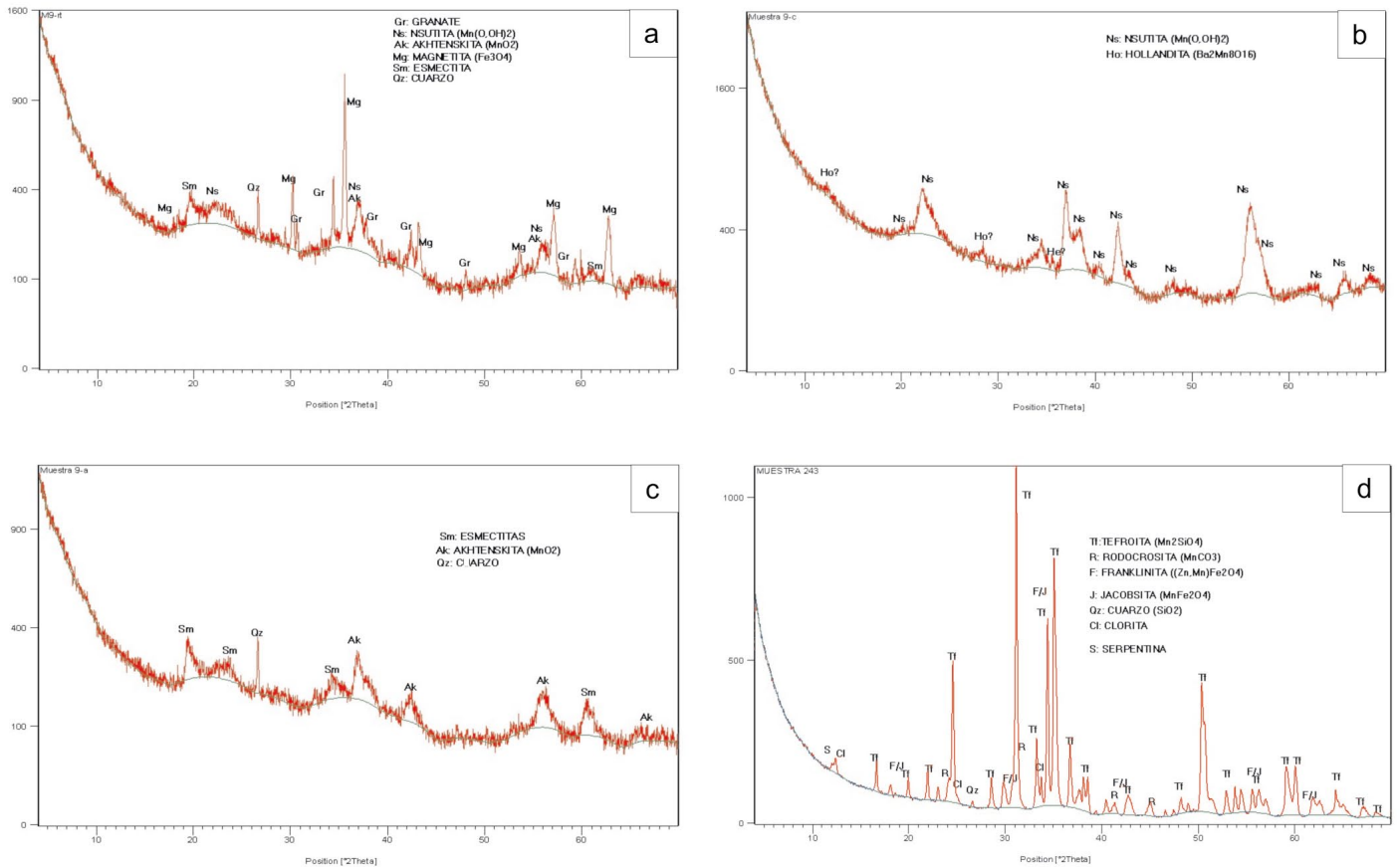
*Coronadita*  $Pb(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}$ : Constituye masas coliformes de color gris con tonalidad castaña, anisótropas y pleocroicas

bajo luz reflejada, que constituye niveles irregulares de hasta 100 micrones de espesor bordeando a galena (Fig. 4a).

*Criptomelano*  $K(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}$ : Forma agregados coliformes criptocristalinos y estructuras botroidales y concéntricas de carácter tardío (Fig. 4c). Se encuentra intercrecido con los silicatos de Mn. Se observa también una segunda generación de criptomelano, secundario, formado por oxidación de rodocrosita.

*Goethita*  $Fe^{3+}O(OH)$ : Constituye agregados botroidales cuyas capas individuales alcanzan los 20 micrones de espesor. Está asociada a greigita y pirita, a las que en parte reemplaza (fig. 3b).

*Magnetita*  $(Fe_3O_4)$  y *hematita*  $(Fe_2O_3)$ : La



**Figura 5.** Diagramas difracción de rayos x (DRX) de roca total y de concentrados de la mineralización de Mn de La Casualidad, con la asignación de picos de los minerales identificados

magnetita se presenta en agregados granulares y diseminada en los niveles inferiores de jaspilita (Fig 4d). Está en parte transformada a hematita. Los cristales individuales tienen dimensiones inferiores a 25 micrones. En los niveles manganésíferos se encuentra masiva con incipiente alteración a hematita en los bordes de los granos y siguiendo líneas de fractura (Fig. 4e). Hay asimismo hematita microcristalina dispersa en los niveles de jaspe. *Jaspe SiO<sub>2</sub>*: Constituye bandas de sílice milimétricas alternadas con bandas de magnetita-hematita en el nivel jaspilítico inferior de la mineralización. El color rojo típico del jaspe es debido a la presencia de una fina diseminación de hematita microcristalina (hematita *dusty*) (Fig. 4f).

## GEOQUÍMICA

En el marco del presente trabajo se analizaron tres muestras representativas, dos

de los niveles ricos en Mn y una tercera de los niveles jaspilíticos. Los resultados se presentan en el cuadro 1.

Los niveles manganésíferos de La Casualidad tienen concentraciones de Ni, Co y Cu dentro del rango de los depósitos hidrotermales de Mn en océanos modernos (Glasby, 2000), en tanto Zn y Pb se encuentran en altas concentraciones, lo que podría vincularse con la presencia en el distrito de cuerpos de sulfuros masivos. Las relaciones Mn/Fe varían entre 4 y 6 para la mineralización manganésífera.

En el diagrama ternario Fe-Mn-(Cu+Co+Ni) x 10 (Bonatti *et al.* 1972, Toth 1980) los análisis se agrupan en el campo hidrotermal (Fig. 6a).

En el diagrama Si-Fe-Mn la jaspilita se localiza en el campo hidrotermal y los niveles manganésíferos en el campo hidrogénico (Fig. 6b), lo que sugiere para estos últimos un origen derivado de fuentes hidrotermales debido a los bajos con-

tenidos en Cu, Ni, Co, U y Th (cf. Lalou *et al.* 1988) y condiciones de deposición por precipitación química lenta en el fondo marino.

El diagrama Co+Ni vs. As+Cu+Mo+Pb+V+Zn (Nicholson, 1992) evidencia la derivación de la mineralización a partir de soluciones hidrotermales (Fig. 6c).

En el diagrama de la figura 6d se muestra la distribución de elementos de tierras raras normalizados a NASC (*North American Shale Composite*). Las anomalías de Ce y Eu (cuadro 1) fueron calculadas de acuerdo con las siguientes ecuaciones:

$$\text{Anomalía de Ce} = \text{Ce}^* - (2/3\text{La}^* - 1/3\text{Nd}^*)$$

$$\text{Anomalía de Eu} = \text{Eu}^* - (1/2\text{Sm}^* - 1/2\text{Gd}^*)$$

donde Ce\*, La\*, Nd\*, Eu\*, Sm\* y Gd\* son los valores obtenidos en las muestras analizadas, normalizados a NASC.

Los valores de los elementos de tierras raras obtenidos muestran anomalías positivas de Eu y anomalías de Ce cercanas

**CUADRO 1:** Análisis químicos de la mineralización del depósito La Casualidad.

% en peso	Límite Detec.	Límite Superior	Muestra		
			43250	43318	43319
SiO <sub>2</sub>	0,01	90	27,7	61,85	18,4
TiO <sub>2</sub>	0,01	25	0,12	<0,01	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	75	2,83	1,14	0,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	75	8,64	34,18	12,94
MnO	0,01	10	45,99	0,28	51,12
MgO	0,01	30	0,95	0,02	0,2
CaO	0,01	60	1,62	0,31	4,33
Na <sub>2</sub> O	0,01	30	0,04	0,02	<0,01
K <sub>2</sub> O	0,01	25	0,05	0,02	<0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	10	<0,01	<0,01	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	25	0,07	0,08	0,01
LOI	0,2		10,1	0,7	10,1
Total	0,01		98,06	98,6	98,03
ppm					
Ba	0,5	10000	49,3	44,8	296,4
Rb	0,2	10000	2,3	5,7	2,4
Sr	0,1	10000	24	17,5	80,9
Cs	0,1	10000	0,5	4,8	0,9
Li	10	50000	<10	<10	17
Ga	1	1000	23	2	29
Tl	0,5	1000	<0,5	<0,5	<0,5
Ta	0,5	10000	1,3	1	0,6
Nb	1	10000	1	<1	<1
Zr	0,5	10000	28	4,8	5,5
Y	0,5	1000	6,8	3	3,6
Th	0,1	1000	0,6	0,2	0,4
U	0,05	1000	0,99	1,81	4,92
Cr	10	100000	<10	<10	<10
Ni	5	10000	73	32	33
Co	0,5	10000	23,5	53,1	15,2
Sc	5	50000	9,1	11,9	10,4
V	5	10000	42	92	99
Cu	5	10000	141	14	45
Pb	5	10000	314	76	1152
Zn	5	10000	7153	507	5183
Bi	0,1	1000	0,1	<0,1	<0,1
Cd	0,2	10000	0,6	0,6	0,4
Sn	1	10000	<1	<1	<1
W	1	10000	49	456	27
Mo	2	10000	47	20	40
Ag	1	1000	<1	<1	<1
As	30	100000	286	<30	273
Ge	1	1000	13	4	11
La	0,1	10000	5,7	1,9	3,6
Ce	0,1	10000	7,3	2,6	5,1
Pr	0,05	1000	1,03	0,36	0,74
Nd	0,1	10000	3,5	1	2,7
Sm	0,1	1000	0,9	0,3	0,5
Eu	0,05	1000	0,25	0,15	0,22
Gd	0,05	1000	0,9	0,33	0,52
Tb	0,05	1000	0,16	0,06	0,09
Dy	0,05	1000	0,89	0,37	0,48
Ho	0,05	1000	0,21	0,09	0,13
Er	0,05	1000	0,44	0,27	0,26
Tm	0,05	1000	0,06	<0,05	<0,05
Yb	0,1	1000	0,6	0,3	0,3
Lu	0,05	1000	0,08	<0,05	<0,05

a 0, así como el enriquecimiento en los elementos de tierras raras pesadas en relación con las livianas. Se observa un empobrecimiento en la relación Eu/Sm hacia arriba en los niveles mineralizados.

## DISCUSIÓN

### Condiciones de depositación

La asociación de minerales y la química de la mineralización antes descrita son indicativas de las condiciones físico-químicas que controlaron su precipitación, lo que implica:

- Ambiente hidrotermal reductor inicial que habría favorecido la cristalización de tefroíta primaria, rodocrosita y sulfuros (galena, esfalerita, gersdorffita y probable alabandita). La temperatura de formación de esta última es del orden de los 200° C. La asociación primaria de tefroíta-rodocrosita ha sido descrita en yacimientos de Estados Unidos como por ejemplo el depósito Big Indian, California (Hewett *et al.* 1961). Se destaca que esta asociación puede formarse de manera secundaria por metamorfismo, dando lugar a relaciones y asociaciones paragenéticas diversas de las del depósito estudiado.

- Formación de rodocrosita a partir de soluciones hidrotermales ricas en Mn en condiciones reductoras de pH y Eh moderadamente bajos.

- Predominio de la molécula de almandino en la composición de los granates debido a condiciones de  $fO_2$  relativamente bajas. Si las condiciones fueran de alta  $fO_2$  el almandino no sería estable y se formaría andradita.

- Asociación de los niveles granatíferos con niveles BIMF (*Banded Iron Manganese Formation*) (cf. Wonder *et al.* 1988) y no con cuarzo ("coticules": Spry 1990). Usualmente estos niveles granatíferos se presentan en rocas afectadas por metamorfismo, interpretándose en estos casos que los granates se han originado en condiciones de metamorfismo en facies de esquistos verdes a partir de precipitados químicos con Si, Mn y Fe y presencia de arcillas. El hallazgo en La Casualidad de la asociación de granates con los otros minerales en una secuencia no afectada

por metamorfismo sugiere que la formación de los granates se produjo en condiciones de P-T equivalentes a las de la facies de esquistos verdes.

- Formación de espinelos de Mn (jacobsita-franklinita) por mecanismos de adsorción de Mn y Zn en partículas de Fe(OH)<sub>2</sub> en condiciones oxidantes y de baja temperatura, si bien también ha sido definida su formación en condiciones hidrotermales con pH moderadamente alcalino y temperaturas de 200° C. Se ha descrito jacobsita en Dalroy Burn, Escocia (Nicholson 1990) donde su origen se asigna a *hot springs* en ambiente subácueo.

- Depositación tardía de goethita primaria, ya en condiciones más oxidantes, en ambiente subácueo, característica de fuentes hidrotermales próximas (Hein *et al.* 1994).

- Presencia de criptomelano en mezclas isomorfas con coronadita y de braunita relacionados con fuentes hidrotermales (Liakopoulos *et al.* 2001, Glasby *et al.* 2005). La coronadita por su parte ha sido descrita en relación con fuentes hidrotermales (Hewett 1971, Glasby *et al.* 2005) y asociada en bandas alternantes con criptomelano.

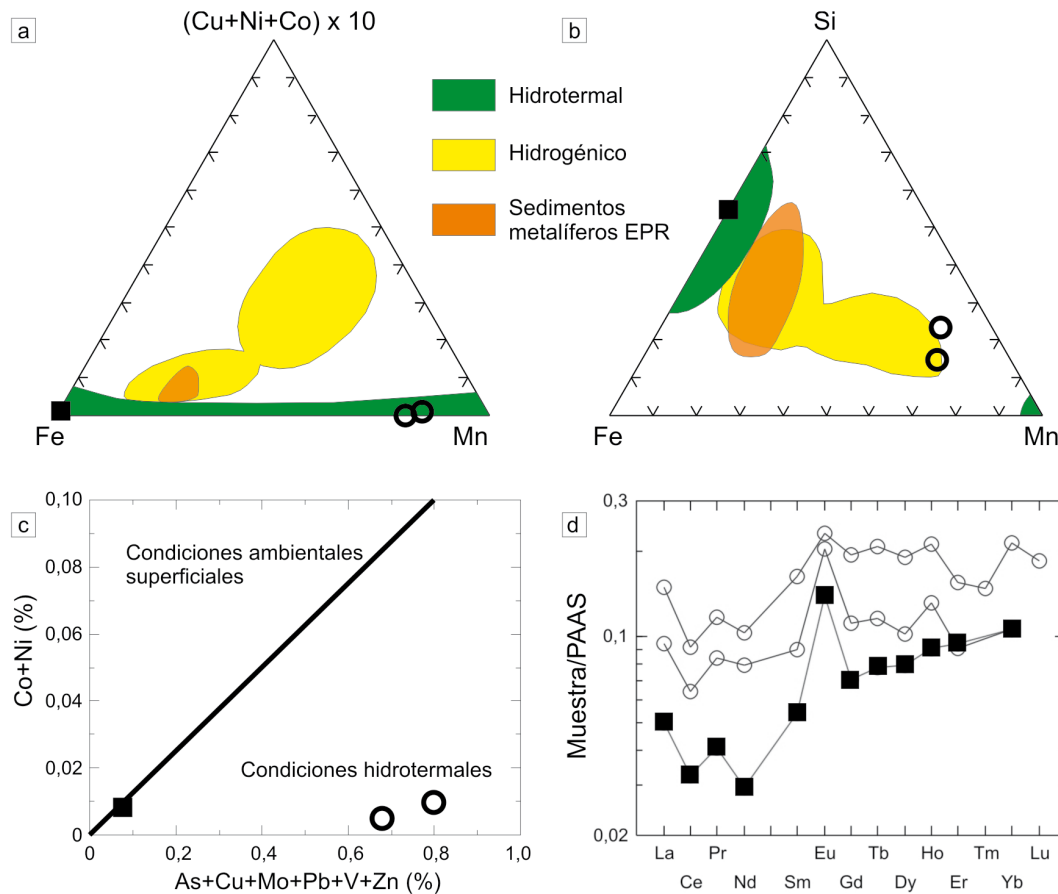
- Formación de jarosita por oxidación de pirita-greigita, lo que indicaría circulación de agua de mar en condiciones oxidantes.

- Asociación de nontronita, que se forma en condiciones de baja fugacidad de oxígeno, con óxidos de Mn (e.g. akhtenskita), indicativa de fluctuaciones en el gradiente de oxidación (Singer *et al.* 1984).

- Relación As/S en la gersdorffita indicativa de fluidos heterogéneos con moderadamente altas fugacidades de As, característica de yacimientos de tipo estratiforme.

Los datos geoquímicos obtenidos han sido interpretados en relación con los de los depósitos hidrotermales de Mn en océanos modernos. Para este ambiente, Glasby (2000) indica que hay bajas concentraciones de Cu (20-1000 ppm), Ni (1-1400 ppm), Zn (1-1230 ppm), Co (6-210 ppm) y Pb (0-93 ppm). La depresión en Cu, Ni y Co reflejaría una rápida precipitación de los minerales de Mn y la consecuente baja





**Figura 6:** a) Diagrama  $(Cu+Co+Ni)$ -Fe-Mn con indicación de los campos hidrotermal, hidrogénico (incluye nódulos y costras de ferromanganeso) y de sedimentos metalíferos EPR -*East Pacific Ridge*- (Toth, 1980). b) Diagrama Si-Fe-Mn con los mismos campos que en la figura a (Toth, 1980). c) Diagrama  $(Co+Ni)$  % -  $(As+Cu+Mo+Pb+V+Zn)$  % (Nicholson 1992). d) Diagrama de los elementos de tierras raras (ETR) normalizados a PAAS de la mineralización de Mn (castaño) y de la jaspilita. Círculo: nivel manganesífero. Cuadrado: nivel ferífero (jaspilita)

capacidad de retención de estos elementos (Bolton *et al.* 1988, Usui *et al.* 1997). Los valores obtenidos en La Casualidad están comprendidos en los rangos planteados excepto para Zn y Pb, cuya presencia en altas concentraciones sugiere que los niveles manganesíferos representan una mineralización distal respecto de posibles cuerpos de sulfuros masivos que podrían localizarse a escala distal. En cuanto a los datos de los elementos de tierras raras, la presencia de anomalías positivas de Eu y anomalías cercanas a 0 para Ce, así como el enriquecimiento en los elementos de tierras pesadas, indican un origen hidrotermal de los fluidos mineralizantes, a diferencia de los valores del agua de mar que presentan anomalías fuertemente negativas de Ce y débilmente negativas de Eu. El decrecimiento de la relación Eu/Sm hacia la parte superior de la secuencia mineralizada sugiere un incremento de las condiciones oxidantes con el tiempo durante la diagénesis (Glas-

by *et al.* 1987). Por otra parte, los valores obtenidos, junto con la presencia de óxidos de Fe y de Mn indican valores bajos de Eh y pH.

Las condiciones de depositación antes mencionadas permiten establecer un esquema de formación de los minerales (Fig. 7) de acuerdo con las condiciones de óxido y reducción, las variaciones de  $fO_2$  y de  $fAs$ , que condicionan la precipitación de sulfuros, silicatos, carbonatos y óxidos. En el mismo diagrama se indican, además, los minerales secundarios identificados.

### Génesis y marco geotectónico del depósito

En general los depósitos de manganeso como el descrito son clasificados de manera genérica como volcanogénicos submarinos. Entre los subtipos de depósitos de Mn de este origen, se describen cuatro modelos principales en base a sus características geológicas, geoquímicas y geofísicas

cas: Franciscano, Cubano, Olympic Peninsula y Chipre (Mosier y Page 1988); en todos los casos se asigna su génesis a una combinación de procesos volcánicos e hidrotermales relacionados a una actividad de tipo *hot spring* en ambiente oceánico (Fig. 8a). El tipo Franciscano ocurre en cuencas marginales de retroarco; el tipo Cubano se presenta en ambiente de arco de islas; el Olympic Peninsula en ambientes de placas oceánicas obducidas y el tipo Chipre en un ambiente similar al Franciscano pero con una asociación litológica y mineralógica diferentes donde predominan óxidos e hidróxidos de Fe manganesíferos. En los otros modelos la mineralogía consiste en óxidos, carbonatos y silicatos.

El depósito La Casualidad, asociado a la Formación Chachil, se formó en la etapa de rift tardío del depocentro Chachil, definido como un pequeño hemigraben extensional activo durante el rifting inicial de la cuenca Neuquina (Franzese

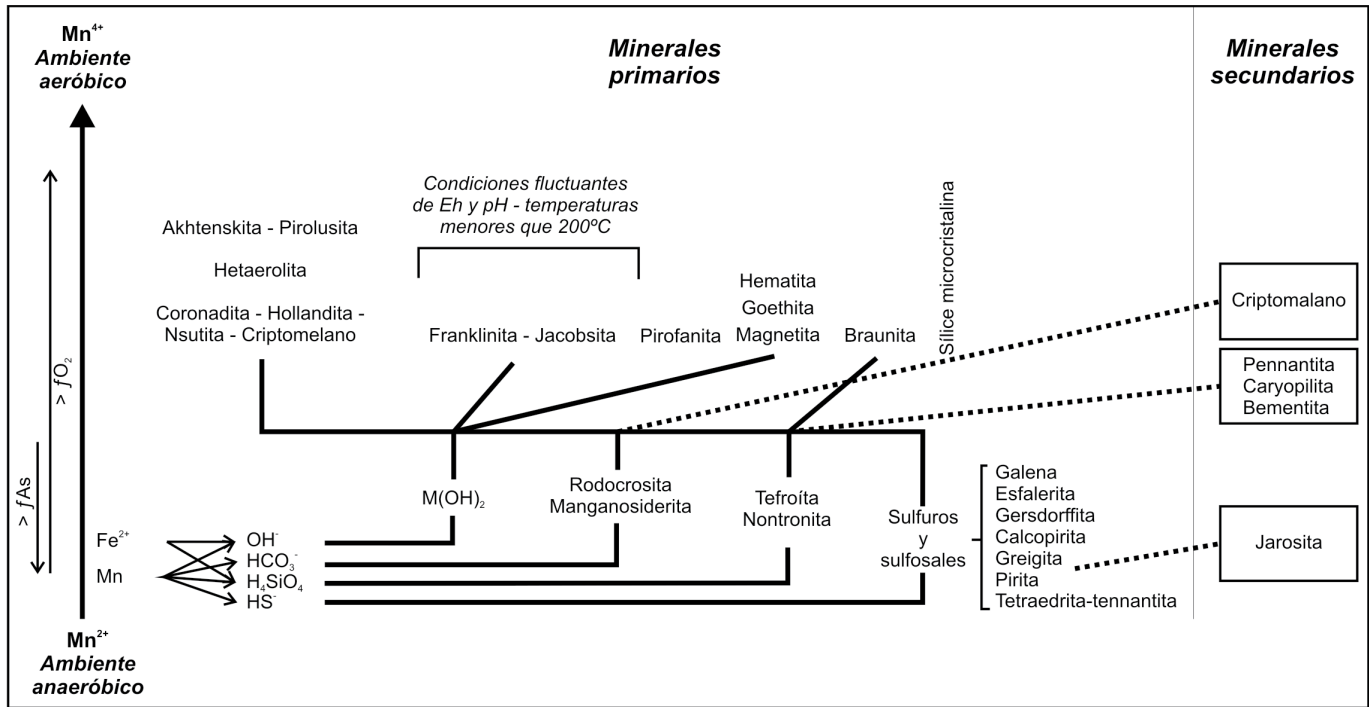


Figura 7: Evolución del Mn y formación de especies minerales en respuesta a la variación de las condiciones de óxido-reducción

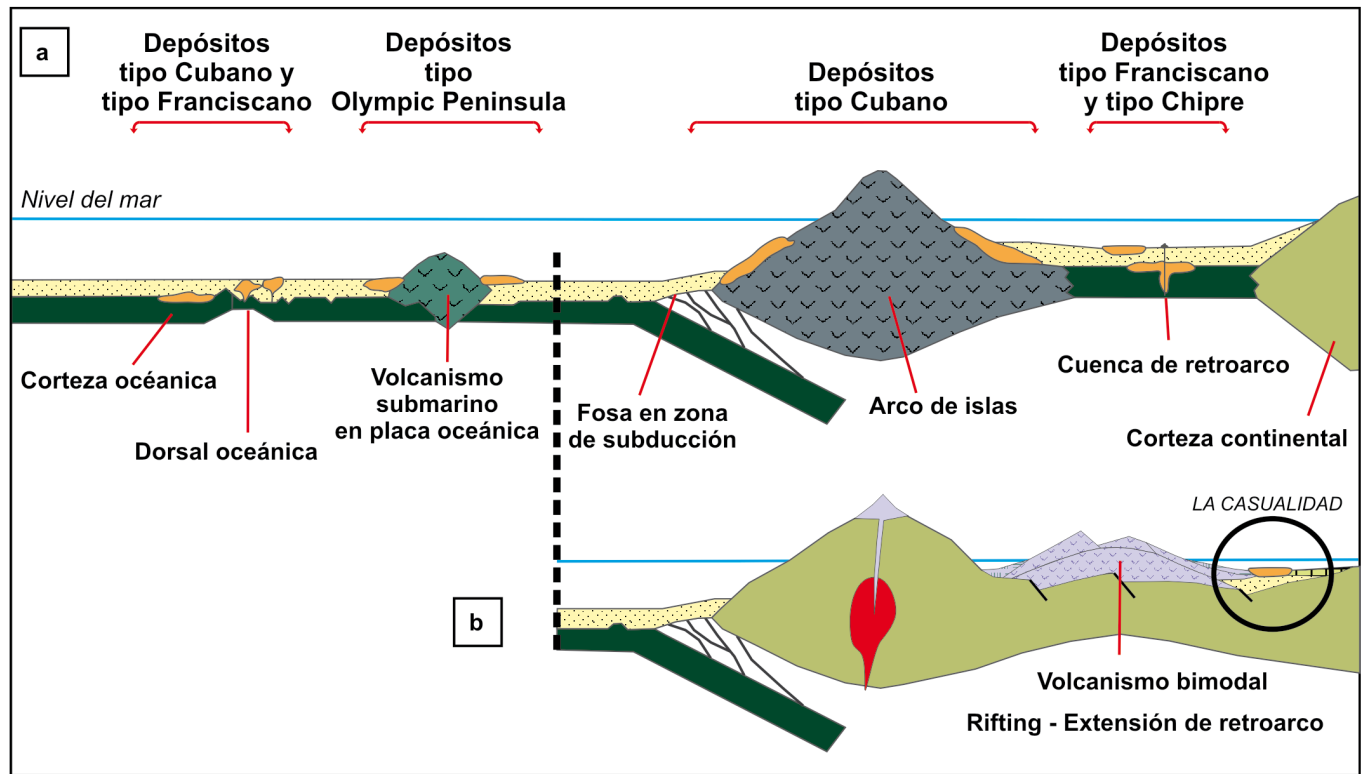
2006). Este depósito fue originalmente comparado con los yacimientos de Mn del *Franciscan Assemblage* (Leanza *et al.* 1990). Coincidentemente, el modelo más próximo al que se puede asignar la mineralización estudiada es a la del tipo Franciscano. Sin embargo se destaca que el ambiente geotectónico asignado a la secuencia que contiene al depósito estudiado, aunque es de tipo extensional, no involucró el desarrollo de corteza oceánica (Fig. 8b) como es el caso del modelo tipo Franciscano *sensu stricto* y que la asociación mineralógica descrita en este trabajo es minoritaria para ese modelo de mineralización.

### CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES

El evento metalogenético que originó la mineralización de manganeso con hierro subordinado en el norte de la Sierra de Chachil presenta una precisa posición cronoestratigráfica (Pliensbachiano) y alcance regional. A este evento se asigna la mineralización de hierro bandeado (exhalitas asimilables al modelo BIF tipo Algoma) del norte de la Cordillera del Vien-

to, de igual edad y ambiente de formación (Zappettini y Dalponte 2010). El carácter distal de la mineralización de La Casualidad respecto de los focos hidrotermales submarinos relacionados con el volcanismo bimodal explicaría su intercalación en una secuencia sedimentaria con elementos volcanoclásticos subordinados. Corbin *et al.* (2000) vincularon las elevadas concentraciones de Mn en sedimentos del Jurásico con un incremento de la actividad hidrotermal submarina, relacionada con el proceso de rifting en los márgenes continentales pasivos de Tethys. Ejemplo de una mineralización de Mn vinculada con este ambiente es la descrita en el Grupo Jbel Moussa de edad jurásica en Marruecos (Reolid *et al.* 2010). En el contexto geotectónico planteado, el hidrotermalismo que dio origen a la mineralización de Mn de La Casualidad se interpreta relacionado con el proceso de rifting que en ambiente de retroarco dio origen a la Cuenca Neuquina. La composición mineralógica y las características geoquímicas de la mineralización sugieren que ésta se formó en condiciones hidrotermales submarinas en un paleomargen extensional a través de fa-

llas sinsedimentarias en un ambiente hemipelágico con desarrollo de plataforma calcárea. La actividad hidrotermal acaeció en los estadios finales de la actividad volcánica representada por el magmatismo Precuyano, pudiendo considerarse distal respecto de éste. Los minerales de Mn precipitaron en el fondo marino o cerca de él, por mezcla de los fluidos hidrotermales con el agua de mar y no lejos de las bocas de emisión, que no han sido identificadas al presente en el área del depósito. La paragénesis del depósito La Casualidad es infrecuente para el modelo considerado. En efecto, en este tipo de depósitos en otros lugares del mundo los minerales primarios han sido usualmente afectados por metamorfismo en condiciones de P-T media-alta, dificultando el reconocimiento de la paragénesis original (cf. Sivaprakash 1980). Se describe una asociación típica de ambiente volcanogénico submarino en un yacimiento en el que varios de los minerales son descriptos por primera vez en Argentina, tales como tefroíta, bementita, pennantita, caryopilita, akhtenskita, pirofanita, hetaerolita y jacobsita-franklinita.



**Figura 8:** a) Modelos de depósitos de Mn y ambiente tectónico de formación (modificado de Mosier y Page 1988). b) Submodelo para la mineralización de La Casualidad.

La conspicua presencia de sulfuros, tales como esfalerita y galena, la asociación de los niveles de Mn con calizas y los niveles de granates manganesíferos sugiere la vinculación de la mineralización con posibles cuerpos de sulfuros masivos aún no reconocidos en las proximidades (cf. Wonder *et al.* 1988, Hein *et al.* 2000), lo que aumenta la potencialidad metalogénica del magmatismo Precuyano (Pliensbachiano) y de los niveles sedimentarios marinos asociados en el ámbito de la cuenca Neuquina.

#### AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo forma parte del estudio metalogénico de las unidades precuyanas en el ámbito de la provincia del Neuquén que realizan los autores como parte de las actividades del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), a cuyas autoridades se agradece la autorización para publicar los resultados. A Andrea Romano por su colaboración en la observación de los minerales estudiados mediante microscopía electrónica de

barrido. A los técnicos Eduardo Devia y Daniel Hernández por su trabajo en el campo. A Manuel Pérez, de Zapala, por su colaboración en el pulido de muestras de mano de la mineralización. A los árbitros Pablo Leal y Marta Franchini por sus valiosas observaciones.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bayliss, P. 1983. The polytypes of pennantite. *Canadian Mineralogist* 21: 545-547.
- Bolton, B.R., Both, R., Exon, N.F., Hamilton, T.F., Ostwald, J. y Smith, J.D. 1988. Geochemistry and mineralogy of seafloor hydrothermal and hydrogenetic Mn oxide deposits from the Manus Basin and Bismarck Archipelago region of the southwest Pacific Ocean. *Marine Geology* 85: 65-87.
- Bonatti, E., Kraemer, T. y Rydell, H. 1972. Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits. En Horn, D. (ed.) *Ferromanganese deposits on the ocean floor*. National Science Foundation: 149-165, Washington, D.C.
- Chukhrov, F.V., Gorshkov, A.I. y Drits, V.S. 1987. Advances in the crystal chemistry of

manganese oxides. *Zapiski Vsesojuznoe Mineralogicheskoe Obshchestvo* 16: 210-221

- Corbin J.-C., Person A., Iatzoura A., Ferré B. y Renard M. 2000. Manganese in Pelagic carbonates: indication of major Tectonic events during the geodynamic evolution of a passive continental margin (the Jurassic European Margin of the Tethys-Ligurian Sea). *PALAEO, Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 156: 123-138.
- Franzese, J. R., Veiga, G. D., Schwarz, E., y Gómez-Pérez, I. 2006. Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: the Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 163: 707-721
- Glasby, G.P. 2000. Manganese—Predominant role of nodules and crusts. En Schulz, H.D. y Zabel, M. (eds.) *Marine Geochemistry*: 335-372, Springer-Verlag, Berlin.
- Glasby, G.P., Gwozdz, R., Kunzendorf, H., Friedrich, G. y Thijssen, T. 1987. The distribution of rare earth and minor elements in manganese nodules and sediments from the equatorial and S.W. Pacific. *Lithos* 20: 97-113.
- Glasby, G.P., Papavassiliou, C.T., Mitsis, J., Valami-Jones, E., Liakopoulos, A., y Renner,

- R.M. 2005. The Vani manganese deposit, Milos Island, Greece: A fossil stratabound Mn-Ba-Pb-Zn-As-Sb-Wrich hydrothermal deposit. En Fytikas, M. y Vougioukalakis, G.E. (eds.), *Developments in Volcanology 7*: 255-288, Elsevier, Amsterdam.
- Groeber, P. 1956. Acerca de la edad del Sañicolitense. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 11: 281-292
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, R. y Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del Oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259, Neuquén
- Hein, J.R., Hsueh-Wen, Y., Gunn, S.H., Gibbs, A.E. y Chung-ho, W. 1994. Composition and origin of hydrothermal ironstones from central Pacific seamounts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58: 179-189
- Hein, J.R., Stamatakis, M.G., y Dowling, J.S. 2000. Trace metal-rich Quaternary hydrothermal manganese oxide and barite deposit, Milos Island, Greece. *Applied Earth Science: IMM Transactions section B* 109: 67-76.
- Hewett, D.F. 1971. Coronadite - modes of occurrence and origin. *Economic Geology* 66: 164-177.
- Hewett, D.F., Chesterman, C.W. y Troxel, B.W. 1961. Tephroite in California Manganese Deposits. *Economic Geology* 56: 39-58.
- Lalou, C., Brichet, E. y Thompson, G. 1988. Radionuclide Gradients in two Mn oxide deposits from the Mid-Atlantic Ridge: Possible influence of a Hydrothermal Plume. *Canadian Mineralogist* 26: 713-720.
- Leanza, H., Brodtkorb, M.K. de, Brodtkorb, A. y Danieli, J. C. 1990. La formación Chachil y sus niveles manganesíferos en el área del Cerro Atravesada, provincia del Neuquén, Argentina. 3° Congreso Nacional de Geología Económica (1988), Actas 3: A171-A186, Olavarría.
- Liakopoulos, A., Glasby, G.P., Papavassiliou, C.T. y Boulegue, J. 2001. Nature and origin of the Vani manganese deposit, Milos, Greece: an overview, *Ore Geology Reviews* 18: 181-209.
- Mosier, D.L. y Page, N.J. 1988. Descriptive and Grade-Tonnage Models of Volcanogenic Manganese Deposits in Oceanic Environments - a Modification. *United States Geological Survey Bulletin* 1811, 28 p., Denver.
- Nicholson, K. 1990. Stratiform manganese mineralisation near Inverness, Scotland: A Devonian sublacustrine hot-spring deposit? *Mineralium Deposita* 25: 126-31
- Nicholson, K. 1992. Contrasting Mineralogical-Geochemical Signatures of Manganese Oxides: Guides to Metallogenesis. *Economic Geology* 87: 1253-1264.
- Reolid, M., El Kadiri, K., Abad, I., Olóriz, F. y Jiménez-Millán, J. 2010. Jurassic microbial communities in hydrothermal manganese crust of the Rifian Calcareous Chain, Northern Morocco. *Sedimentary Geology* 233: 159-172
- Schiller, E.A. y Taylor, F.C. 1965. Spessartine-quartz rocks (coticles) from Nova Scotia. *American Mineralogist* 50: 1477-1481
- Singer, A., Stoffers, P., Heller-Kallai, L., y Szafrenek, D. 1984. Nontronite in a deep-Sea core from the South Pacific. *Clays and Clay Minerals* 32: 375-383.
- Sivaprakash, C. 1980. Mineralogy of Manganese Deposits of Koduru and Garbham, Andhra Pradesh, India. *Economic Geology* 75: 1083-1104.
- Sureda, R., del Valle Ruiz, T. Quiroga, A. y Ramírez, A. 2011. Las Especies Minerales. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J. (eds.) *Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino*: 775-809, Neuquén.
- Thompson, J.A. 2001. Relationships of coticle geochemistry to stratigraphy in the Perry Mountain and Megunticook Formations, New England Appalachians. *Canadian Mineralogist* 39: 1021-1037.
- Toth, J. R. 1980, Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron: *Geological Society of America Bulletin* 91: 44-54.
- Usui, A., Bau, M. y Yamazaki, T. 1997. Manganese microchimneys buried in the Central Pacific pelagic sediments: evidence of intraplate water circulation?. *Marine Geology* 141: 269-285.
- Volkheimer, W. 1973. Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacaicó y adyacencias (Cuenca Neuquina, Rep. Argentina). *Ameghiniana* 10: 105-129.
- Weaver, Ch. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. *Memoir University of Washington* 1, 469 p., Seattle.
- Weaver, Ch. 1942. A general Summary of the Mesozoic of South America and Central America. *Proceedings 8° American Science Congress (1940)* 4, *Geology*: 149-193, Washington.
- Wonder, J.D., Spry, P.G. y Windom, K.E. 1988. Geochemistry and Origin of Manganese-rich Rocks related to Iron Formation and Sulfide Deposits. *Economic Geology* 83: 1070-1081.
- Zanettini, J.C. 2005. Hoja Geológica 3972-II Loncopué, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, *Boletín N° 381*, 93 p., Buenos Aires.
- Zappettini, E. y Dalponte, M. 2009. Hallazgo de hierro bandeado en el basamento del sector noroccidental de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén: Aspectos estratigráficos y metalogénéticos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64: 550-554.
- Zappettini, E. y Dalponte, M. 2010. Lower Jurassic Algoma-type BIF Mineralization at Cordillera del Viento, NW Neuquén, Argentina. 13° Quadrennial IAGOD Symposium 2010, *Proceedings*: 278-279, Adelaida.
- Zappettini, E.O., Segal, S., Cozzi, G. y Dalponte, M. 2011. Una paragénesis de Mn inusual en el depósito volcanogénico La Casualidad, Cerro Atravesada, Sierra de Chachil, Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 1374-1375, Neuquén.

Recibido: 1 de marzo, 2012.  
Aceptado: 30 de julio, 2012.