

RELACIÓN ENTRE MINERALIZACIÓN DE CU Y BITUMEN EN EL PROSPECTO LA CUPROSA, DORSAL DE HUINCUL, NEUQUÉN

Maximiliano PAZ¹, María Josefina PONS^{1,2}, Adolfo GIUSIANO³, María Cecilia CÁBANA¹, Marta FRANCHINI^{1,2}, Esteban GONZÁLEZ⁴, Agnes IMPICCINI² y Ana Laura RAINOLDI^{2,5}

¹ Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (Universidad Nacional de Río Negro-CONICET), Río Negro. E-mail: maximapaz@yahoo.com.ar, jpons@unrn.edu.ar, mccabana@unrn.edu.ar, mfranchini@speedy.com.ar

² Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos, Universidad Nacional del Comahue, Neuquén.

³ Subsecretaría de Minería e Hidrocarburos, Neuquén. E-mail: agusiano@neuquen.gov.ar

⁴ CEPCOM, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue, Neuquén.

⁵ Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos, CONICET Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. E-mail: analaurarl@hotmail.com

RESUMEN

La Cuprosa es un depósito de Cu estratiforme hospedado en rocas sedimentarias de la Formación Portezuelo (Grupo Neuquén) tipo *Revelt* o sub-tipo *sandstone*, ubicado sobre el yacimiento hidrocarburífero Aguada Baguales, Dorsal de Huincul. Su historia diagenética puede subdividirse en: diagénesis, mineralización y telogénesis. Durante la diagénesis temprana se formaron los cementos de hematita y caolinita por la acción de aguas meteóricas. La oxidación temprana de hidrocarburos en subsuelo, el ascenso de CO₂ y su mezcla con las aguas meteóricas produjo la precipitación de calcita I. El ingreso de hidrocarburos líquidos y las reacciones redox con la roca provocaron: disolución de clastos y cementos previos, aumento de porosidad, cementos de esmectita ± clorita y micro-cuarzo sintaxial, reducción de Fe³⁺ a Fe²⁺ para formar pirita (± clorita), y una posterior precipitación de analcima y calcita barroca II. La circulación de salmueras cuencales ligeramente oxidantes y de pH neutro pudo extraer el Cu de los estratos rojos y rocas ígneas subyacentes, transportarlo en solución, y en contacto con los hidrocarburos precipitar sulfuros de Cu y Fe. Los sulfuros reemplazaron a pirita y generaron removilización parcial del hierro hacia la periferia de la zona mineralizada. La tectónica andina durante el Mioceno produjo los procesos telogenéticos: formación de calcita III y reemplazo de sulfuros de Cu por malaquita > crisocola > azurita > brochantita y de pirita por hematita > goethita. La distribución de la decoloración mapeada a partir de análisis de imágenes satelitales y la zonación de la alteración pueden ser utilizadas para el estudio de migraciones de hidrocarburos y depósitos de Cu estratiformes similares.

Palabras clave: *Depósitos estratiformes de Cu, Grupo Neuquén, hidrocarburos, decoloración.*

ABSTRACT

Relationship between Cu mineralization and bitumen in the La Cuprosa prospect, Huincul Ridge, Neuquén

La Cuprosa is a Revett or sandstone sub-type sediment-hosted stratiform Cu deposit of the Portezuelo Formation (Neuquén Group), located over the Aguada Baguales oil field, Huincul Ridge. Its diagenetic story can be subdivided in: diagenesis, mineralization and telogenesis. During early diagenesis hematite and kaolinite precipitated from meteoric waters. Early oxidation of hydrocarbon in depth, rising CO₂ and mixing with meteoric waters produced calcite I precipitation. The incoming of liquid hydrocarbons and redox reactions with the rock generated: clasts and previous cements dissolution, porosity increase, smectite ± chlorite and sintaxial micro-quartz cements, reduction of Fe³⁺ to Fe²⁺ to form pyrite (± chlorite), and later analcime and baroque calcite II precipitation. Circulation of slightly oxidizing, neutral, Cu-rich basinal brines could extract Cu from subjacent red beds and igneous rocks, transport it in solution, and precipitate Cu-Fe sulfides in contact with hydrocarbons. These sulfides replaced pyrite and generated partial iron remobilization to the periphery of the mineralization zone. Andean tectonic during the Miocene produced the telogenetic processes: calcite III formation, and Cu sulfides replacement by malachite > chrysocolla > azurite > brochantite? and pyrite by hematite > goethite. The bleaching distribution mapped by satellite imagery analysis and the zonation of the alteration can be utilized for hydrocarbon migration and similar stratiform Cu deposits studies.

Keywords: *Sediment-hosted stratiform Cu deposits, Neuquén Group, hydrocarbons, bleaching.*

INTRODUCCIÓN

La Cuprosa (Figs. 1 y 2) es un depósito es-

tratiforme de Cu hospedado en rocas sedimentarias de la Formación Portezuelo (Grupo Neuquén) y forma parte de lo

que se conoce como “areniscas cupríferas del Neuquén” (Lyons 1999). Está ubicado ~25 km al NE de la ciudad de Plaza

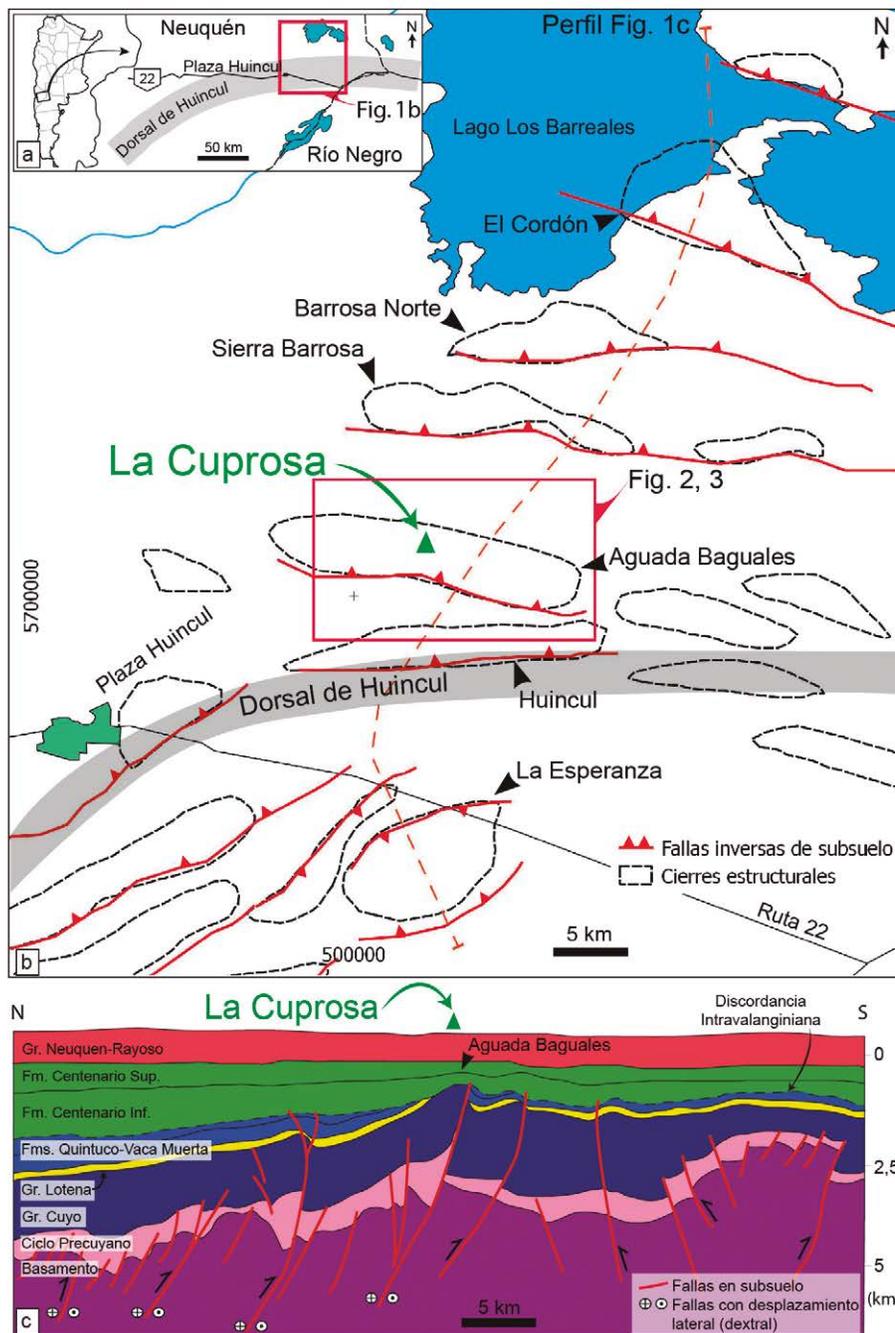


Figura 1: a-b) Mapa de ubicación del área de estudio y de las principales fallas inversas y cierres estructurales de los anticlinales de subsuelo. Modificado de Silvestro y Zubiri (2008); c) Sección estructural N-S (ubicación en fig. 1b) modificada de Silvestro y Zubiri (2008). Coordenadas UTM, datum WGS84.

Huincul, provincia del Neuquén. El mismo corresponde a un prospecto en estado de exploración operado por la empresa AMA Resources. Al igual que en otros depósitos de Cu de la Cuenca Neuquina, la mineralización está hospedada en areniscas del Grupo Neuquén y en contacto con impregnaciones de bitumen (Gusia-

no *et al.* 2006, 2008, 2009, Paz *et al.* 2014, Pons *et al.* 2009, 2011, 2013a, b, 2014, 2015, Rainoldi 2015).

La Cuprosa se ubica sobre el yacimiento hidrocarburífero y anticlinal de subsuelo homónimo Aguada Baguales (Fig. 1), y cercano a los anticlinales de subsuelo Huincul y Sierra Barrosa, entre otros.

En el área de estudio las rocas se encuentran decoloradas (*bleaching*) producto de las reacciones redox entre los hidrocarburos y el cemento hematítico de las rocas (Surdam *et al.* 1993), como sucede en otros depósitos estudiados de la Cuenca Neuquina (Franchini *et al.* 2014, Pons *et al.* 2015, Rainoldi *et al.* 2012, 2014, 2015) y en reservorios de hidrocarburos del mundo (Donovan 1974, Lilburn y Al Shaieb 1983, 1984, Schumacher 1996, Garden *et al.* 2001, Beitler *et al.* 2003, 2005, Parry *et al.* 2009).

Los objetivos de esta contribución son los siguientes: (1) definir las litofacies de la Formación Portezuelo en el prospecto La Cuprosa, (2) describir las facies diagenéticas y su distribución local y regional, (3) establecer la cronología entre los minerales diagenéticos, bitumen y mineralización, (4) determinar cuáles fueron las condiciones que favorecieron la circulación de fluidos mineralizantes y la precipitación de Cu y (5) comparar La Cuprosa con otros depósitos de Cu similares de la Cuenca Neuquina y del mundo.

Antecedentes

Las primeras menciones de la presencia de Cu en rocas sedimentarias de la Cuenca Neuquina fueron realizadas por Wichmann (1927) en los denominados Estratos con Dinosaurios (Grupo Neuquén). En el prospecto Barda González, distante 5 km al SO del área de estudio, Fernández Aguilar (1945) efectuó los primeros intentos de cubicación de recursos, mientras que las campañas de perforación realizadas entre los años 1994 y 1998 por distintas empresas mineras (Polimet-MIM, Río Tinto) calcularon recursos indicados del orden de 35,5 Mt, con un contenido de 0,368 % de Cu y una ley de corte de 0,15 % (Lyons 1999).

Las primeras hipótesis sobre el origen de estos depósitos de Cu corresponden a Reynoso (1975), quien señaló el carácter sedimentario de las mineralizaciones, y Ramos (1975), que relacionó los episodios mineralizantes con la teoría de la bio-rexistiasia (Erhart 1956), considerando que el cobre lixiviado por meteorización química del Grupo Choiyoi se

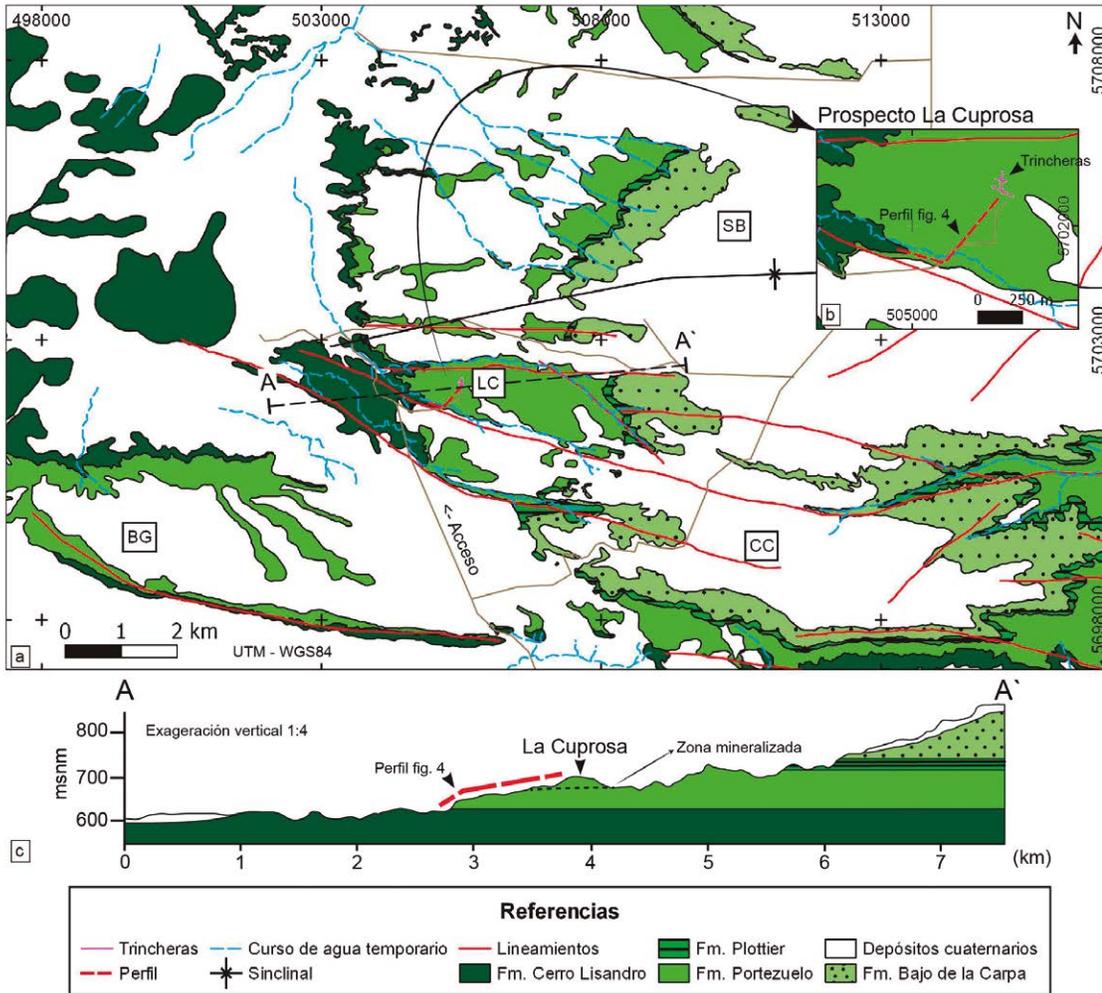


Figura 2: a) Mapa geológico-estructural del área de estudio, con la ubicación de Sierra Barrosa (SB), La Cuprosa (LC), Barda González (BG), y el Cerro Challaco (CC). Basado en información geológica de Rodríguez *et al.* (2007) y Garrido (2010); b) Mapa geológico del prospecto La Cuprosa, con la ubicación del perfil estratigráfico (Fig. 4a) y de las trincheras de exploración. Coordenadas UTM, datum WGS84; c) Sección estructural del área de estudio.

incorpora a la roca en un estadio singenético, con la presencia de materia orgánica como trampa reductora. Posteriormente, Lyons (1999) reafirmó la hipótesis singenética y destaca al orógeno andino y sus eventos tectónicos como la principal fuente de los fluidos mineralizantes. Giusiano *et al.* (2006, 2008) propusieron una nueva hipótesis epigenética que vincula las fallas de la Dorsal de Huincul con las migraciones de hidrocarburos y fluidos con Cu.

METODOLOGÍA

Se realizó un análisis de imágenes satelitales utilizando las bandas del sensor *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) del satélite LANDSAT 7, con las cuales se confeccionaron diferentes combinaciones RGB (Fig. 3) para ser comparadas con

la combinación en color natural 321 (Fig. 3a). Para diferenciar las zonas con óxidos e hidróxidos de hierro en sus distintos estados de oxidación, se realizó una imagen utilizando la combinación de cocientes 3/1, 5/4, 5/7 (Chica-Olmo 2002, Fig. 3b), en la que se observa en tonos de rojo los minerales que contienen hierro férrico, de verde los minerales con hierro ferroso y de azul los minerales arcillosos con iones hidroxilos. Esta misma imagen fue creada, retocada y analizada con el programa ENVI 4.5. Sobre ella se realizó un análisis por componentes principales o PCA (*Principal Component Analysis*, Fig. 3c), que consiste en una transformación estadística utilizada para reducir el número de variables, y que tiene como objetivo obtener un nuevo conjunto de variables, más pequeño, sin perder una parte significativa de información original (Chuvie-

co 1990). Posteriormente se realizaron las diferencias desde su histograma. También se confeccionó un mapa con clasificación supervisada, discriminando las zonas con areniscas decoloradas del área de La Cuprosa (verde), de las zonas con óxidos de hierro férrico de la Formación Bajo de la Carpa (rojo, Fig. 3d). Para el análisis estructural de superficie se realizó un mapa de sombras a partir de imágenes SRTM, con el cual se identificaron los lineamientos mapeados en la figura 2. A partir del análisis de todas estas imágenes se definió el lugar donde realizar un perfil estratigráfico (Fig. 4) y el mapeo de la alteración regional.

El trabajo de campo consistió en el chequeo de la alteración regional observada en las imágenes, el levantamiento de una columna estratigráfica y el relevamiento de aproximadamente 300 m de trinche-

ras en el sector del depósito La Cuprosa (Fig. 2b), donde se extrajeron 48 muestras geo-referenciadas para su análisis en laboratorio. La descripción de facies sigue la clásica denominación sugerida por Miall (1978) para ambientes fluviales. Las muestras fueron estudiadas en el laboratorio con lupa binocular y tubo de rayos UV de onda corta (254 nm) y larga (365 nm). Luego se realizaron 23 cortes delgados impregnados en resina color celeste para su análisis en microscopio petrocalográfico.

Muestras representativas de cada facies diagenética fueron seleccionadas para determinar la composición de los minerales arcillosos en la fracción menor a 2 μm utilizando un Difractómetro de rayos X Bruker D8 Advance con radiación $\text{CuK}\alpha_{1+2}$ (40 kV, 40 mA) y un detector de Lynx Eyes en los laboratorios de IC2MP de la Université de Poitiers, Francia. Estos análisis se complementaron con análisis de espectroscopía de infrarrojo medio (400 a 4000 cm^{-1}) utilizando un espectrómetro FTIR Nicolet 760 equipado con bromuro de potasio (KBr) divisor de haz y detector DTGS-KBr. La resolución se fijó en 4 cm^{-1} con co-adición de 100 exploraciones. Se prepararon pastillas de KBr usando 1 mg de muestra por 150 mg de polvo de KBr. La mezcla se trituró en un mortero de ágata y se colocó en una prensa hidráulica por 5 min (<8 toneladas) antes de secar a 120 °C (248 °F).

La composición química y la textura de los silicatos, carbonatos y óxidos, se estudiaron utilizando un microscopio electrónico de barrido (MEB) JEOL® 5600 equipado con un detector de espectroscopía de energía dispersiva de rayos X Bruker (EDX) del Laboratorio Hidra-sa IC2MP, Université de Poitiers, Francia y microscopio electrónico de barrido (MEB), FE-SEM Carl Zeiss Sigma del laboratorio Lamarx, FAMAF, Universidad Nacional de Córdoba. Las muestras utilizadas fueron secciones delgadas ($n=3$) y fragmentos de roca ($n=3$) previamente recubiertas con carbono en el AT IC2MP. Las muestras representativas de cada facies diagenética fueron sometidas a mediciones de porosidad con el objetivo de

determinar la relación entre los cementos diagenéticos y la permeabilidad de la roca (Cuadro 1). Se realizó la estimación visual de porosidad sugerida por Swanson (1981) a partir de fotomicrografías de los cortes delgados, con la herramienta *Object extraction* del *software* JMicrovision v1.27. Se realizaron ensayos de determinación de densidad de sólido, porosidad y medición de permeabilidad al gas (He), previa eliminación de las impregnaciones de bitumen, en el laboratorio CEPCom de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional del Comahue. Los diagramas de concentración de minerales y bitumen del perfil (Fig. 4a) fueron hechos con datos de estimación visual de las muestras extraídas en el campo.

MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca Neuquina es una cuenca de retroarco-antepaís que abarca la mayor parte de la provincia de Neuquén, el sector austral de la provincia de Mendoza y la porción occidental de las provincias de Río Negro y La Pampa. Su historia evolutiva se extiende desde el Triásico Tardío hasta el Terciario, con un registro de hasta 7.000 m de sedimentitas marinas y continentales (Leanza *et al.* 2001). El basamento de la cuenca está integrado por rocas plutónicas y volcánicas del Pérmico Superior-Triásico Inferior del Grupo Choyoi. El Triásico Superior-Jurásico Inferior está caracterizado por rocas volcánicas asociadas a un episodio de rift, agrupadas dentro del Ciclo Precucuyano (Gulisano 1981). A partir del Jurásico Inferior se instala un arco magmático en el sector occidental y se depositan los sedimentos de los grupos Cuyo, Lotena y Mendoza, y de la Formación Rayoso, que constituyen facies marinas y continentales asociadas a variaciones eustáticas del océano Pacífico (Legarreta y Uliana 1996). La fase de antepaís tiene lugar a fines del Cretácico Temprano (Tunik *et al.* 2010, Di Giulio *et al.* 2012) con un amplio desarrollo de las sedimentitas continentales del Grupo Neuquén. Por encima se apoyan en discordancia las facies continentales y marinas del Grupo Malargüe

(Cretácico Tardío-Paleógeno Temprano), que representan la primera transgresión atlántica de la cuenca (Legarreta y Uliana 1999).

El Grupo Neuquén (Fig. 1c) está formado por ~1200 m de depósitos continentales de origen fluvial, eólico y lacustre somero, de edad cretácica superior (Cazau y Uliana 1973, Garrido 2010 y referencias allí citadas). Agrupa capas rojas compuestas por areniscas, fangolitas y grauvacas, con una menor participación de niveles conglomerádicos con intercalaciones de niveles tobáceos y tufíticos (Garrido 2010). Se divide en 3 Subgrupos: Río Limay (formaciones Candeleros, Huincul y Cerro Lisandro), Río Neuquén (Formaciones Portezuelo y Plottier) y Río Colorado (Formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto) (Ramos 1981).

La deformación en la Cuenca Neuquina fue multiepisódica desde el Triásico al Terciario (Digregorio y Uliana 1980) y comienza con una etapa de rift entre el Triásico Superior y Jurásico Inferior con la generación de depocentros NO-SE, debido a un retroceso de la trinchera oceánica en el margen Pacífico (Ramos 1999). Desde el Jurásico Temprano al Cretácico Temprano cambia a una tectónica compresiva por subducción oblicua de dirección NO-SE, que genera la mega-estructura de la Dorsal de Huincul (Fig. 1, Ploszkiewicz *et al.* 1984, Zavala y González 2001). Esta morfoestructura consiste en un sistema de fallas E-O a lo largo del paralelo 39° S, caracterizado por la presencia de estructuras compresivas, transcurrentes y transpresivas dextrales (Silvestro y Zubiri 2008). Posteriormente ocurren dos reactivaciones en el Terciario, una compresiva en el Mioceno, ortogonal al margen pacífico (de dirección E-O) y una extensional de edad pliocena (Folguera *et al.* 2007, Mosquera 2008, Mosquera *et al.* 2011).

Como consecuencia de la configuración estratigráfica de la cuenca, existen varios sistemas petroleros con múltiples rocas generadoras (ciclo Precucuyano y Formaciones Los Molles, Vaca Muerta y Agrio) y rocas reservorios (Formaciones Lajas, Lotena, Tordillos-Sierras Blancas y

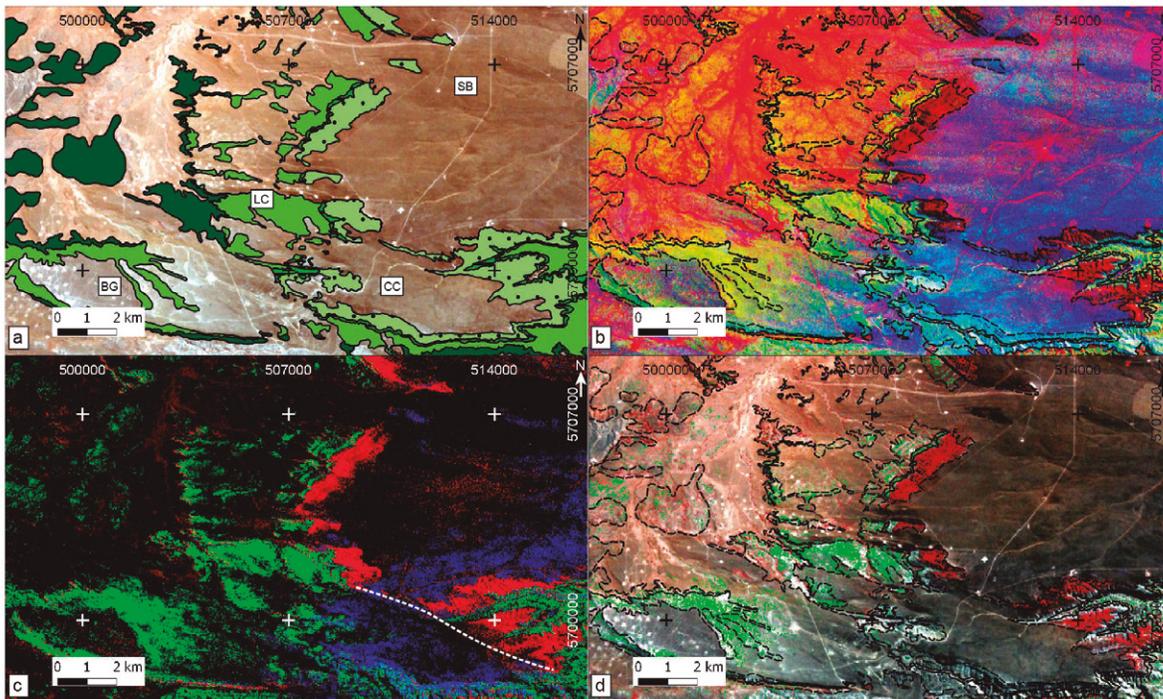


Figura 3: Mapas utilizados para el análisis de la alteración regional. a) Mapa geológico de la figura 2 superpuesto a combinación 321 de bandas Landsat 7; b) Combinación de cocientes 3/1, 5/4, 5/7 de bandas Landsat 7 con mapa geológico en línea punteada; c) misma combinación de cocientes con Análisis de Componentes Principales (PCA). Lineamiento NO-SE que delimita la decoloración en la Formación Bajo de La Carpa (línea punteada blanca); d) Clasificación supervisada (ver texto). Coordenadas UTM, datum WGS84.

Quintuco-Loma Montosa, entre otras; Cruz *et al.* 2002, Legarreta y Villar 2012). En el ámbito de la Dorsal de Huincul y en particular en el yacimiento Aguada Baguales, los niveles productivos corresponden a los Grupos Cuyo y Lotena (Fig. 1c). La trampa consiste en truncaciones contra el sello regional (Formación Vaca Muerta) en el flanco norte de un anticlinal de eje E-O. Sin embargo, en la cresta de esta estructura, la erosión total del sello provocó la fuga de hidrocarburos hacia niveles superiores (discordancia Intravalanginiana, Fig. 1c, Cevallos 2005, Pángaro *et al.* 2005, Elizondo 2014).

Geología local

El sector de estudio (Fig. 2b) está caracterizado por una topografía de bardas y mesetas donde afloran las Formaciones Cerro Lisandro (91-90 Ma, Turoniano superior) y Portezuelo (90-86 Ma, Turoniano superior-Santoniano inferior, Legarreta y Gulisano 1989). Hacia el sector oriental del área de estudio se apoyan en concordancia las Formaciones Plottier y Bajo de la Carpa. Estos afloramientos se encuentran ubicados sobre los anticlinales Aguada Baguales y Huincul, que son estructuras de subsuelo de orientación

E-O relacionados a fallas inversas de basamento (Fig. 1c) y afectados por una componente de rumbo de tipo dextral que originó fallas extensionales perpendiculares al eje del anticlinal (Silvestro y Zubiri 2008). En superficie las sedimentitas del Grupo Neuquén forman amplios anticlinales y sinclinales de orientación ENE-OSO (Rodríguez *et al.* 2007) y lineamientos de orientación E-O que hacia el O cambian a un rumbo NO-SE. En el sector oriental hay tres lineamiento menores de orientación NE-SO (Fig. 2a).

La Formación Cerro Lisandro aflora en la base de la meseta (Fig. 4b) y consiste en una sucesión de pelitas y fangolitas de hasta ~70 m de espesor (Hererro Ducloux 1938), con intercalaciones de areniscas de grano fino a medio que aumentan su proporción hacia el techo. Se componen de arcillas (88 %), cuarzo (10 %), feldespato (2 %) y trazas de calcita (Pons *et al.* 2009).

La Formación Portezuelo está constituida por areniscas y conglomerados con una menor participación de niveles pelíticos (Fig. 4a). En el área de La Cuprosa aflora solo la sección inferior (Hererro Ducloux 1938). Para diferenciar las características sedimentológicas del per-

fil se realizaron 3 subdivisiones: inferior, media y superior.

La sección inferior (34 m) se caracteriza por una sucesión cíclica de litofacies de conglomerados y areniscas con laminación entrecruzada (Gt y St) de 0,3 a 2,5 m de espesor, con geometrías lenticulares y bases erosivas (Fig. 4a) y paleo-corrientes hacia el SSE (N190°, n=2). Intercalados en los anteriores hay bancos de areniscas con laminación entrecruzada de bajo ángulo (Sl) de grano medio a grueso, que gradan hacia arriba a bancos de areniscas masivas (Sm) de grano fino.

La sección media está compuesta por una sucesión espesa (11 m) de pelitas laminadas a masivas (Fsc), con una menor participación de bancos de conglomerados y areniscas con laminación entrecruzada (Gt y St) y areniscas con laminación paralela (Sh) que no sobrepasan los 50 cm de espesor.

En la sección superior (13 m) dominan bancos de conglomerados y de areniscas de grano medio y fino con laminación entrecruzada (Gt y St) y de areniscas masivas (Sm) con espesores de hasta 4 m y paleocorrientes en dirección N205° (n=1).

En todas las secciones los conglomerados son clasto sostén y están compues-

tos por clastos de cuarzo, feldespato y líticos intraformacionales de limolitas gris verdosas de 1 mm a 2 cm de diámetro, inmersos en una matriz de arena media. Las areniscas están formadas por clastos subangulosos, bien seleccionados de cuarzo monocristalino, policristalino y con extinción ondulosa, microclino, plagioclasa, y líticos plutónicos, volcánicos (composición ácida a intermedia) y sedimentarios intraformacionales (limolitas). Como minerales accesorios hay biotita, muscovita, turmalina, zircón y magnetita.

RESULTADOS

Alteración Regional

A partir del análisis de imágenes satelitales se obtuvo la distribución regional de la decoloración en las sedimentitas del Grupo Neuquén en el área que abarca Barda González, Cerro Challacó y el sector sur de Sierra Barrosa (Fig. 3). Las figuras 3b y 3c muestran el resultado de la combinación de cocientes 3/1, 5/4, 5/7, donde en colores rojos se indica la distribución de Fe^{3+} , que coincide con los afloramientos de pelitas rojas de las formaciones Cerro Lisandro, Portezuelo y Plottier y gran parte de las areniscas de la Formación Bajo de La Carpa. El color verde resalta la presencia de minerales con Fe^{2+} y representa las areniscas y conglomerados decolorados de la Formación Portezuelo y la base de la Formación Bajo de La Carpa (Figs. 3b, c). En colores turquesas y azules se muestra la distribución de los minerales arcillosos con iones hidroxilos. Los colores turquesas predominan en el flanco sur del Cerro Challacó, delimitados hacia el norte por un lineamiento de dirección NO-SE (Fig. 3c) y resaltan las Formaciones Portezuelo, Plottier y Bajo de la Carpa, mientras que las tonalidades azules coinciden con la distribución de los sedimentos modernos al tope del cerro Challacó y Sierra Barrosa. Estas observaciones concuerdan con la distribución de la decoloración (verde) y los óxidos de hierro férrico (rojo) en la imagen con clasificación supervisada (Fig. 3d). El trabajo de campo permitió distinguir

con más detalle la distribución de esta alteración regional, donde se observaron intercalaciones de areniscas decoloradas dentro de los niveles pelíticos rojizos de las Formaciones Cerro Lisandro y Plottier. Estos niveles rojizos hacia el contacto con las areniscas cambian a coloraciones gris verdosas (Fig. 4b). La Formación Bajo de la Carpa presenta una variación desde sedimentitas decoloradas en la base, zonas con intercalaciones de sedimentitas decoloradas y con óxidos de hierro férrico y el predominio de las últimas hacia el techo. En el sur del cerro Challacó esta Formación exhibe una abundancia de secuencias pelíticas de color gris verdoso.

Distribución de las facies diagenéticas en el sector de la Cuprosa

La Formación Cerro Lisandro muestra un cambio de color de rojo a gris verdoso en la base del perfil hacia el contacto con la Formación Portezuelo (Figs. 4a, b), indicando ausencia de cementos de óxidos de hierro férrico hacia el techo. La Formación Portezuelo presenta facies con colores blanco, gris, negro, rojo y anaranjado en las areniscas (St, Sl, Sm y Sh), negro en los conglomerados (Gt) y tonalidades gris verdosa y roja en las pelitas (Fsc). *Facies blanca:* Esta facies corresponde a areniscas decoloradas sin cemento de hematita y se encuentra bien distribuida a lo largo de todo el perfil (Fig. 4a). Las areniscas decoloradas son friables, se caracterizan por la escasez de cementos (<1 %) y contienen trazas de pirita y bitumen. Los feldespatos y micas se encuentran fragmentados y alterados parcial a totalmente a caolinita (Figs. 5a, 6d, e) según planos de clivaje. Los líticos volcánicos tienen su pasta reemplazada por caolinita y los clastos de cuarzo presentan bordes corroídos y engolfamientos (detalle Fig. 5d). La alteración y disolución de los clastos producen una porosidad intragranular < 1 % y una porosidad total de 31,3 % (Cuadro 1). Un cemento incipiente de micro-cuarzo sintaxial se desarrolla en los granos de cuarzo, con cristales de 1 a 15 μm de diámetro (Figs. 5b, 6a) y un cemento circungranular de arcillas (esmec-

tita, Figs. 5a, 6a-e) tapiza los granos y el cemento previo.

En algunos niveles de areniscas hay bitumen y pirita. Ambos se encuentran como cemento en forma de nódulos (1 y 5 mm de diámetro) o diseminados (Figs. 4e, 5c). En los nódulos la pirita es intersticial, anhedral y con textura coliforme y raramente forma cristales euhedrales, mientras que cuando se encuentra diseminada es poiquilítica y desarrolla formas euhedrales a subhedrales. Está reemplazada parcial a totalmente por hematita-goethita (Fig. 5c), lo que le confiere a la roca colores marrón a anaranjado y en algunos casos se observan boxworks cúbicos. Un cemento tardío de analcima (<1 %) distribuido en forma de motas de 1 a 3 mm de diámetro (Figs. 4f, 5e) rellena la porosidad restante y presenta evidencias de disolución parcial (Fig. 6h) en contacto con los óxidos e hidróxidos de hierro.

Facies gris y negra: Estas facies presentan alteraciones similares a la facies blanca, sin embargo las coloraciones gris y negra obedecen a la mayor cantidad de bitumen presente en las areniscas y conglomerados. En las secciones inferior y superior, las areniscas presentan concreciones carbonáticas aisladas en formas ovalada, esférica y elipsoidal prolada de hasta 50 cm de largo (Fig. 4c). Muchas concreciones tienen su eje mayor dispuesto paralelo a los planos de estratificación. En el interior de algunas concreciones los feldespatos y líticos volcánicos se encuentran mejor preservados que en la facies blanca y la porosidad intragranular es menor. Los niveles de conglomerados están intensamente cementados por carbonato (Fig. 4d), el cual reemplaza parcial a totalmente los líticos pelíticos confiriéndoles una coloración blanco grisácea. La porosidad varía de 2,73 % en la facies gris a 10,2 % en la facies negra (Cuadro 1).

El carbonato en ambas facies es una calcita (I) límpida, poiquilítica y de grano grueso, que desarrolla textura de clastos flotantes (Fig. 5b) y reemplaza a los clastos a través de las fracturas y planos de exfoliación. Presenta fluorescencia rosa de intensidad débil al observarla con luz UV de onda corta y larga. En las con-

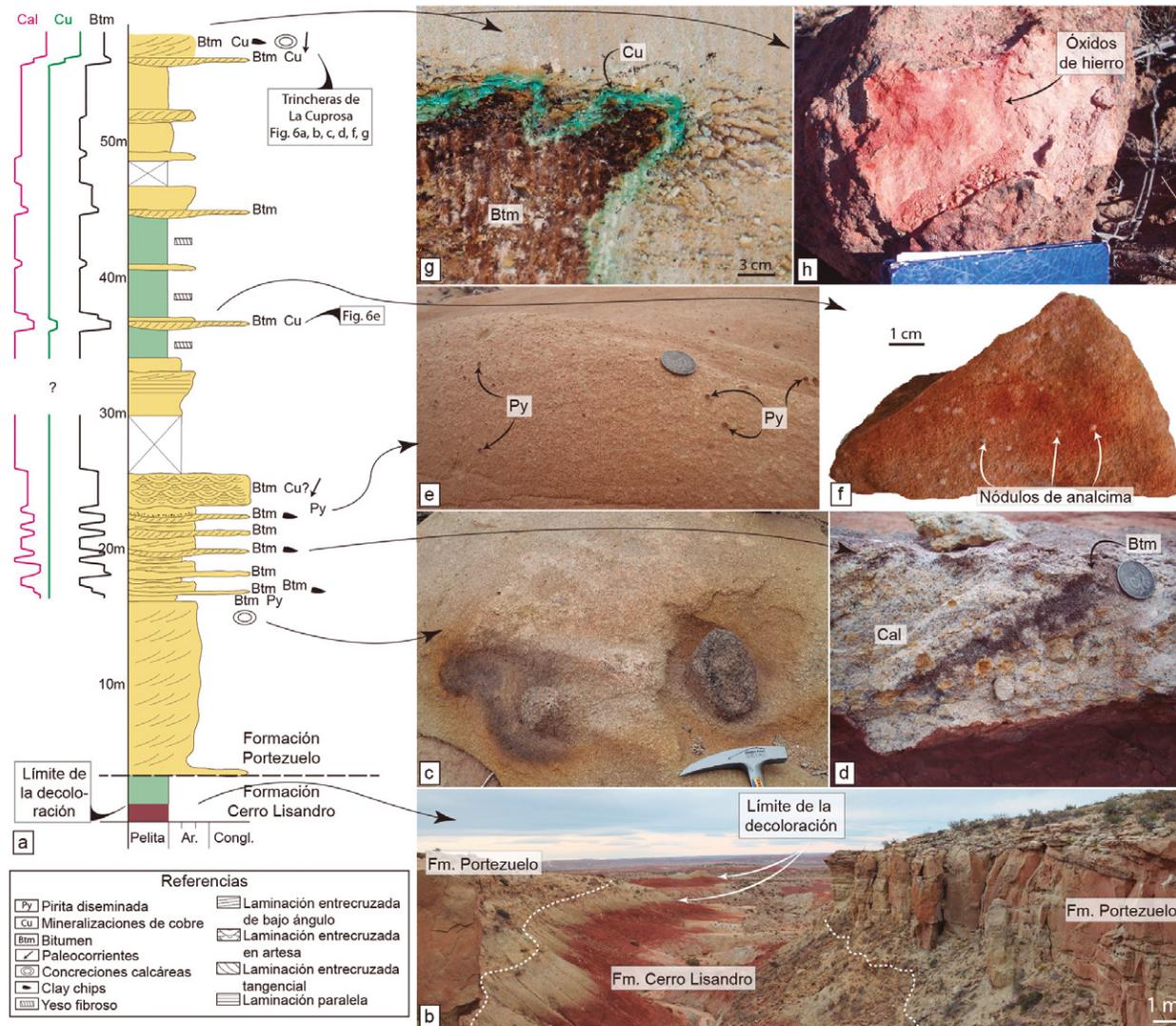


Figura 4: a) Perfil estratigráfico con los contenidos relativos de bitumen, calcita y cobre, y la ubicación de las fotografías de campo; b) Contacto entre las formaciones Cerro Lisandro y Portezuelo (línea punteada blanca) y límite de la decoloración en la Fm. Cerro Lisandro. c) Concreciones carbonáticas impregnadas exteriormente por bitumen; d) Bitumen (Btm) delineando planos de estratificación en conglomerados cementados por calcita (Cal); e) Pirita (Py) alterada a hematita en niveles de areniscas; f) Nódulos de analcima en areniscas con óxidos de hierro; g) Impregnaciones de bitumen en las areniscas de las trincheras de La Cuprosa, en contacto con mineralización supergénica de Cu; h) Afloramiento de areniscas con abundantes óxidos de hierro.

creciones, la calcita grada de esparítica en el núcleo a micrítica hacia el borde. Los clastos de cuarzo exhiben sobrecrecimiento sintaxial de cristales de microcuarzo que se preservan sin evidencias de disolución en contacto con la calcita (I, figs. 5b). El bitumen es más abundante en las facies conglomerádicas y en las areniscas de la sección superior que en las areniscas de las secciones inferior y media. Las trincheras de La Cuprosa (Figs. 2b, c) exponen dos niveles subhorizontales de areniscas de la sección superior de hasta 1 m

de espesor y 20.000 m² de extensión intensamente impregnados en bitumen, el cual obtura la porosidad (Figs. 4g, 7a, b). Aquí el bitumen forma tubos verticales cilíndricos (Fig. 7c), hongos, plumas de hasta 30 cm de diámetro y nódulos esféricos y lenticulares (Figs. 7a, b). Hay juegos de fracturas curvas y anastomosadas que interconectan las lentes de bitumen y en algunos casos fracturas planas y cónicas que irradian desde los ápices de las impregnaciones de bitumen (Figs. 7b, d). El bitumen es de colores negro, marrón claro y marrón oscuro y tapiza y cemen-

ta los clastos (Figs. 5b, d). En los niveles conglomerádicos y concreciones carbonáticas, el bitumen tiene hábito dendrítico alrededor de los mismos y su cantidad aumenta de ~1-2% a ~80% desde el centro a la periferia (Fig. 4c). Las zonas con abundante bitumen presentan una calcita II (Fig. 5d) rica en impregnaciones de bitumen e inclusiones fluidas orgánicas (calcita barroca), que no presenta fluorescencia al observarla con luz UV. Los clastos de cuarzo en contacto con esta calcita (II) presentan bordes corroídos y engolfamientos (detalle Fig. 5d). También hay

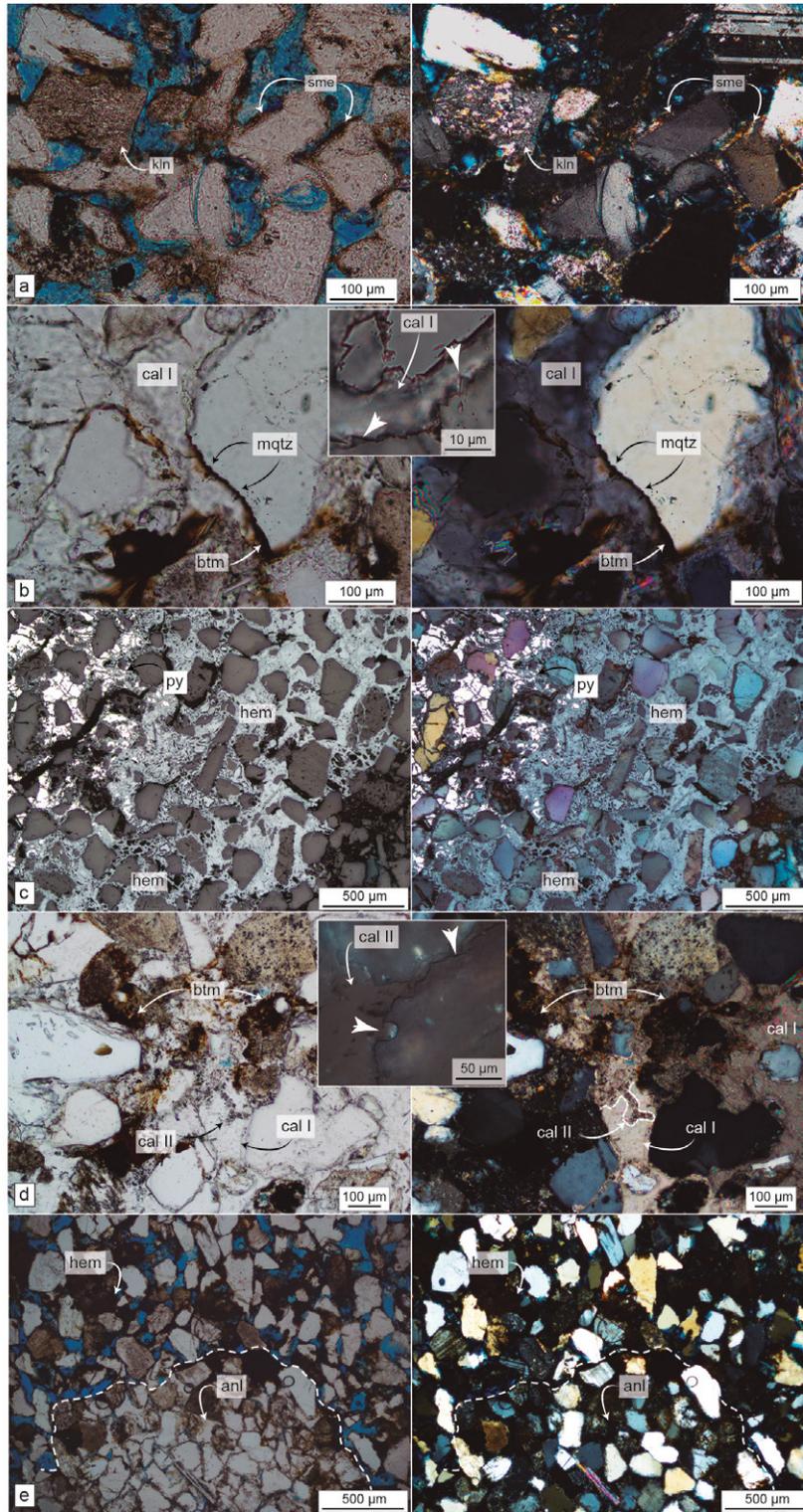


Figura 5: Fotomicrografías con PP y XP de los cortes pulidos: a) Arenisca con clastos alterados a caolinita (kln) y cemento circungranular de arcillas (sme); b) Clastos con impregnaciones de bitumen (btm) y sobrecrecimiento sintaxial de micro-cuarzo (mqtz). Detalle del micro-cuarzo (flechas blancas) en contacto con la calcita I (cal I); c) Fotomicrografías con luz reflejada de pirita (py) reemplazada por hematita (hem); d) Textura de clastos flotantes con cemento de calcita I y II (cal II), esta última asociada a impregnaciones de bitumen. Detalle del micro-cuarzo con bordes corroídos y engolfamientos (flechas blancas) en contacto con calcita II; e) Cemento de analcima (anl, línea punteada) rodeado por clastos reemplazados por hematita. Abreviaturas minerales según Whitney y Evans (2010).

hematita o goethita según pirita como cemento poiquilítico de los clastos, como inclusión en la calcita II y en las fracturas de clastos. Vetillas subparalelas de calcita granular límpida (III) de 1 a 0,2 mm cortan al bitumen, a los cementos previos y a los clastos e incluyen islas de calcita barroca (II) y trazas de analcima. Esta calcita (III) presenta fluorescencia amarillo pálido de intensidad moderada al observarla con luz UV de onda corta y larga.

Facies roja y anaranjada: Si bien la mayoría de las rocas exhibe la típica decoloración por ausencia de óxidos e hidróxidos de hierro, existen también en las secciones media y superior zonas de areniscas con coloraciones roja y anaranjada (Fig. 4h). Las trincheras de La Cuprosa muestran una gradación lateral desde facies gris (niveles de bitumen), facies blanca con motas de pirita, a las facies roja y anaranjada sin bitumen (Fig. 7e). Estas dos últimas facies presentan caolinita temprana reemplazando los líticos volcánicos, cementos de esmectita \pm clorita (Figs. 6h-l) y de analcima en motas de distribución irregular (Figs. 4f, 5e). La analcima en estas facies muestra evidencias de disolución (Fig. 6h). Hematita \pm goethita reemplazan pseudomórficamente a pirita, tapizan los clastos y rellenan fracturas que cortan al cemento de analcima y a los clastos. La roca conserva una buena porosidad (25,7 y 30,2 %, cuadro 1).

Mineralogía de la fracción menor a 2 μ m

En las tres facies diagenéticas descritas se identificaron los siguientes minerales arcillosos: illita, caolinita, esmectita y clorita (Cuadro 2). Las facies gris y negra cementadas por carbonatos presentan muy baja cantidad de minerales arcillosos (<5% del volumen total). De acuerdo a las observaciones petrográficas de las secciones delgadas e imágenes de SEM, la illita tiene un origen detrítico. La caolinita se identificó a partir de los difractogramas de rayos X, por sus reflexiones d(001) en 7,14-7,19 Å y d(002) en 3,57Å. El espectro de infrarrojo en las facies blanca, roja y anaranjada mostró las bandas de absorción típicas de los mine-

rales de grupo de la caolinita en ~ 3700 cm^{-1} (Fig. 6 d-g, k, l; Madejová *et al.* 2011). La esmectita se observó en las tres facies en cantidades variables, siendo mayor en la facies blanca (72 a 74% de la fracción menor a $2\mu\text{m}$) y menor en la gris ($< 8\%$ de la fracción menor a $2\mu\text{m}$). El espectro de difracción de rayos X mostró las reflexiones $d(001)$ entre 14,16 y 15,16Å en la muestra secada al aire, que se desplazan a 16,60 y 16,70Å en la muestra glicolada. Los espectros de infrarrojo exponen las bandas de absorción típicas de una esmectita dioctaédrica en los 3613-3620 y una ancha banda en ~ 3400 cm^{-1} (Madejová *et al.* 2011). Las bandas de absorción en los 915 cm^{-1} es típica de minerales dioctaédricos e indican la presencia de enlaces AlAl-OH (Madejová *et al.* 2011); por lo que esta esmectita pertenece a la serie montmorillonita-beidelita.

La clorita se encuentra en poca cantidad en las facies blanca y roja-anaranjada y se identificó a partir de las reflexiones $d(001)$ 14,16Å, $d(002)$ 7,14-7,19Å, $d(004)$ 3,51Å (fig. 6d). Los espectros de infrarrojo muestran un mineral trioctaédrico (clorita) con un ancho doblete en 3491 y 3459 cm^{-1} (Fig. 6l), junto a una banda de absorción en 840 cm^{-1} que señala la presencia de enlaces AlMg-OH (Madejová *et al.* 2011).

Petrografía de inclusiones fluidas

Las inclusiones fluidas (IF) observadas en todas las facies pueden dividirse en tres asociaciones según el mineral hospedante y las características generales.

Una asociación de IF hospedadas en clastos de cuarzo comprende las inclusiones heredadas. Una segunda asociación de IF secundarias (1 a 8 μm de diámetro) e inclusiones anhedrales de piritita están alineadas a lo largo de fracturas selladas en clastos de cuarzo (Figs. 8a, b, c) que cortan incluso al cemento sintaxial de micro-cuarzo. Dentro de este grupo existen tres tipos de inclusiones: a) bifásicas ricas en líquido (IIa, fig. 8a), con formas ovoide a irregular y burbuja móvil (grado de relleno de la fase líquida L: 0,95 hasta 0,7), b) bifásicas ricas en vapor (IIb, Fig. 8b) y burbujas con fenómenos de adherencia

CUADRO 1: Mediciones de porosidad, permeabilidad y densidad de grano de las distintas facies diagenéticas.

Facies diagenéticas	Muestra	Por. Estimada	Porosidad (%)	Kgas (mD)	Dens. de grano
Facies blanca	LC010913-11A	Buena	31,3	4394	2,652
Facies gris	LC310813-9	Mala	2,73	36,1	2,631
Facies negra	LC010913-15	Mala	10,2	21,6	2,682
Facies roja y anaranjada	LC310813-2E	Regular	25,7	2824	2,651
	LC010913-16	Buena	30,2	2225	2,625
Facies blanca con mineralización de Cu	LC310813-2C	Buena	29,8	127	2,608
Zonas mineralizadas	LC310813-2C	Mala	-	-	-

(L: 0,7 hasta 0,5) y c) monofásicas (Ia, fig. 8a), ovoides a irregulares, con tonalidades amarilla, castaña y negra y de relieve alto. Las inclusiones de tipo IIa y IIb tienen un relieve medio a bajo.

Una tercera asociación de inclusiones fluidas de tipo IIa, IIb y Ia está hospedada en calcita barroca (II). Son inclusiones primarias alineadas, demarcando planos de crecimiento de cristales de calcita (Fig. 8d) junto a impregnaciones de bitumen. Similar asociación de inclusiones fluidas de origen secundario cortan a la calcita II y continúa en algunos casos en los clastos de cuarzo. Estas inclusiones secundarias presentan fluorescencia de color celeste de intensidad baja a moderada al ser observadas bajo luz UV.

Mineralización

La mineralización de Cu se hospeda en el contacto entre la facies blanca y la facies gris del sector superior del perfil relevado, en los bordes de los dos niveles de bitumen (trincheras de La Cuprosa, Figs. 4g, 7a, b) y le confiere a las rocas coloraciones verde a verde turquesa. También hay mineralización de Cu ($< 1\%$) en un nivel de conglomerado de la sección media del perfil (Fig. 7f). Por encima del nivel superior, las areniscas presentan tubos verticales y nódulos esféricos de bitumen de hasta 10 cm de diámetro, rodeados de un halo de minerales de Cu de 1-5 cm de espesor. En todas las zonas la mineralización se encuentra en contacto con bitumen. En las concreciones carbonáticas es donde mejor se aprecia la se-

CUADRO 2: Cuantificación de minerales arcillosos presentes en la fracción de $2\mu\text{m}$. Cuantificación por el método de Moore y Reynolds (1997).

Facies	Blanca (N=3)	Gris-negra (N=4)	Roja-anaranjada (N=2)
Illita (%)	6-8	83-85	79-81
Esmectita (%)	72-74	6-8	14-16
Clorita (%)	1-2	7-9	2-4
Caolinita (%)	16-18	2-4	2-4

cuencia de cementos: calcita I domina en el interior de la concreción, calcita II y bitumen hacia el borde y minerales de Cu en contacto con el bitumen.

Los minerales supergénicos azurita, malaquita, brochantita y crisocola reemplazan parcial a completamente los cementos tempranos y obturan la porosidad en las zonas intensamente mineralizadas. Se identificaron trazas de calcopirita incluida en los minerales supergénicos de Cu (Fig. 9a). Si bien los niveles de la facies blanca en contacto con esta mineralización presentan una buena porosidad (29,8 %, cuadro 1), la permeabilidad disminuye en las zonas cementadas por minerales de Cu supergénicos. La azurita se encuentra localmente en forma de motas de 0,5-2 cm de diámetro (Figs. 7g, 9b, c, d). Esta azurita rellena las fracturas de los clastos, incluye poiquilíticamente a los clastos y cementos y reemplaza a calcita. Cristales fibrosos a microgranulares de malaquita y brochantita reemplazan a las calcitas previas, incluyen poiquilítica-

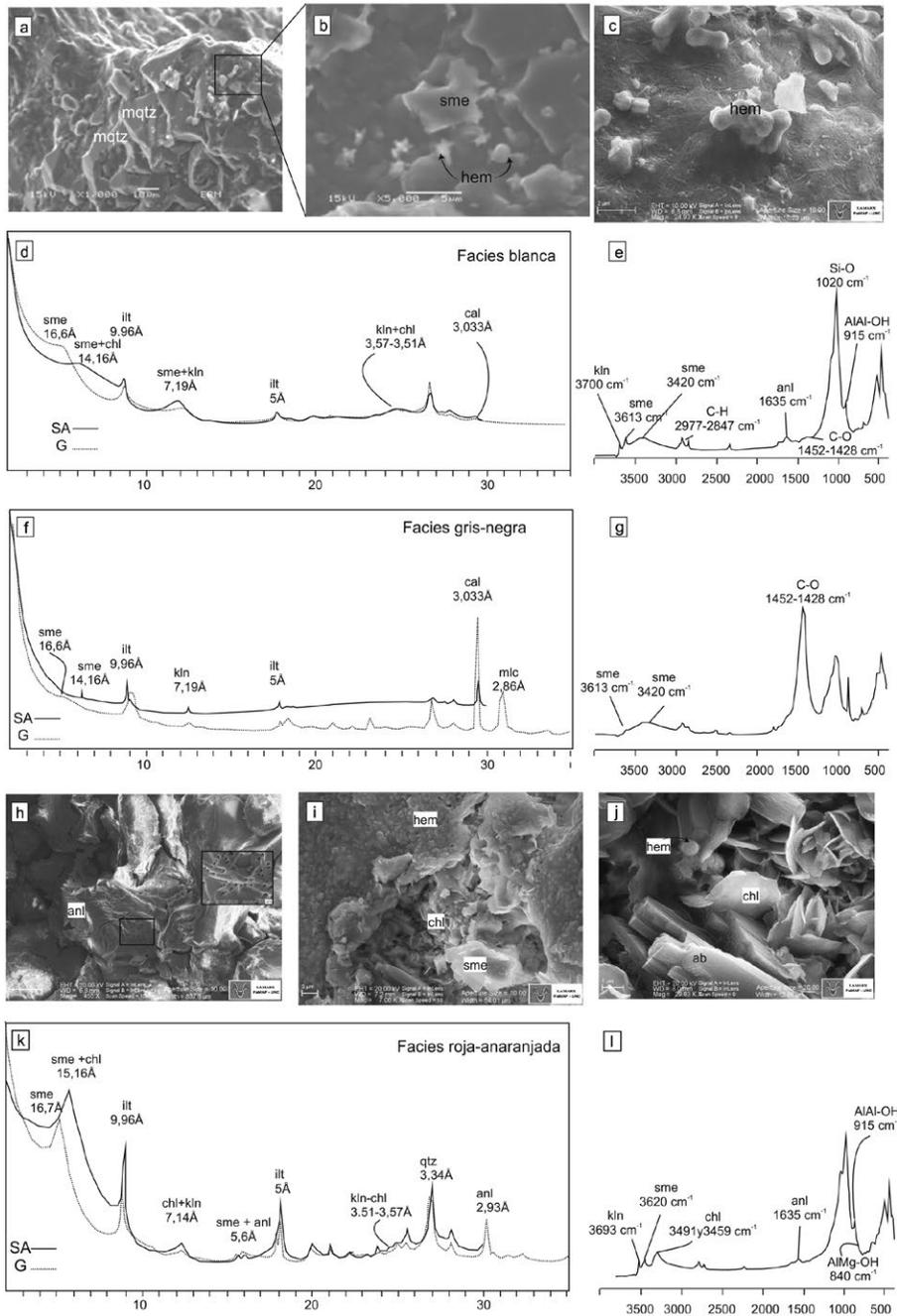


Figura 6: a) Imágenes de MEB de arenisca de la facies blanca donde se observa crecimiento secundario de micro-cuarzo sintaxial (matz); b-c) cementos de esmectita (sme) y de óxidos e hidróxidos de hierro supergénicos (hem) cubriendo la esmectita; d-e) Patrón de difracción de rayos X y espectro de infrarrojo respectivamente, de arenisca de la facies blanca (chl, clorita, ilt, illita, kln, caolinita, cal, calcita, SA y G, muestra secada al aire y glicolada); f-g) Patrón de difracción de rayos X y espectro de infrarrojo respectivamente, de las areniscas y conglomerados de la facies negra y gris (mlc, malaquita); h-j) Imágenes de MEB que muestran (h) cemento de analcima con evidencias de disolución, y (i, j) cemento de arcillas (esmectita \pm clorita) recubierto por patinas de óxidos e hidróxidos de hierro de las areniscas de la facies roja-anaranjada (ab, albita); k-l) Patrón de difracción de rayos X y espectro de infrarrojo medio respectivamente, de arenisca de la facies roja-anaranjada. Abreviaturas minerales según Whitney y Evans (2010).

mente clastos, motas de bitumen y hematita \pm goethita según pirita y forman vetillas que cortan a las motas de azurita (Fig.

9c). La crisocola rellena el espacio poral restante con hábito botroidal, microgranular y/o fibrorradiado circungranular

(Fig. 9d), reemplaza selectivamente a los minerales arcillosos y forma vetillas que cortan las zonas de bitumen y azurita. Las zonas con bitumen y minerales de Cu supergénicos presentan halos periféricos de óxidos e hidróxidos de hierro de hasta 1 cm de espesor.

DISCUSIÓN

Configuración de facies y migración de fluidos

Los estudios sedimentológicos en la Formación Portezuelo realizados por Garrido (2000) en el área de sierra de Portezuelo y sierra Barrosa sugieren sistemas fluviales de alta sinuosidad, de tipo meandrado y carga arenosa dominante, depositados bajo condiciones climáticas cálidas. Las interpretaciones de elementos arquitecturales a partir del perfil relevado (sección inferior de la Formación Portezuelo, Fig. 4a) confirman un ambiente fluvial, con un tramo inferior y otro superior donde predominan depósitos de relleno de canal con barras gravosas (litofacies Gt) y formas de lecho arenosas (litofacies St, Sm y Sl). El tramo medio constituye llanuras de inundación (litofacies Fsc) con una menor participación de canales, barras gravosas y formas de lecho arenosas (Gt, St, Sm y Sh) generados durante períodos de alta descarga y desborde del canal principal (Miall 1978). Las asociaciones de facies observadas en este y en otros perfiles relevados en zonas próximas al prospecto (Pons *et al.* 2015) sugieren un ambiente fluvial de tipo entrelazado.

La configuración de facies de la Formación Portezuelo fue condicionante para la posterior circulación de fluidos (aguas meteóricas, aguas de formación, hidrocarburos, fluidos con Cu) en las litofacies más permeables Gt, St, Sl, Sm y Sh (Fig. 10). El pasaje de diferentes fluidos quedó registrado en la secuencia de cementos descrita (Fig. 11) y en su distribución espacial, con los mayores porcentajes de bitumen, calcita y mineralización en el nivel superior (trincheras de La Cuprosa, fig. 4a). La distribución heterogénea de la mineralización y del bitumen en

la sección inferior de la Formación Portezuelo surge como un interrogante que podría explicarse a través de la circulación tortuosa de fluidos en reservorios fluviales (C. Zavala *com. pers.*, Fig. 10b). Esta circulación es producto de la interconexión de canales a través de depósitos de lóbulo frontal (migración lateral entre canales) y superficies erosivas (migración vertical), mientras que las secuencias pelíticas constituyen barreras para el pasaje de fluidos. En consecuencia, la sucesión pelítica (~20 m) de la sección media de la Formación Portezuelo que suprayace estos niveles mineralizados y tiene amplia distribución lateral (Fig. 10b), podría haber funcionado como trampa estratigráfica para los fluidos.

Diagénesis

Posterior a la deposición comenzó el enterramiento y la compactación progresiva de la Formación Portezuelo. La circulación de aguas meteóricas oxidantes generó la alteración de los minerales detríticos, líticos, feldespatos y arcillas y la precipitación de hematita y caolinita (Keller 1970, Walker 1976, Brown 2005). El enrojecimiento (*reddening*) regional de las sedimentitas del Grupo Neuquén obedece al cemento hematítico que en el área de estudio se preserva en las fangolitas de la Formación Cerro Lisandro, en algunos niveles pelíticos de las formaciones Portezuelo y Plottier y en las areniscas del tramo superior de la Formación Bajo de La Carpa (Figs. 3 y 10a).

Teniendo en cuenta la presencia de bitumen y la ausencia de cemento hematítico en las areniscas y conglomerados de la sección inferior de la Formación Portezuelo (facies blanca, gris y negra, Figs. 4c, d y 5b), el origen de la calcita I que forma las concreciones carbonáticas puede interpretarse como producto de la oxidación temprana de los hidrocarburos durante su migración hacia la superficie y ascenso de CO_2 a través de fracturas (Schumacher 1996). Similar origen ha sido atribuido a las concreciones carbonáticas de la Formación Huincul al Sur de la Dorsal (Cuenca Neuquina, Rainoldi *et al.* 2015) y de otras regiones del mun-

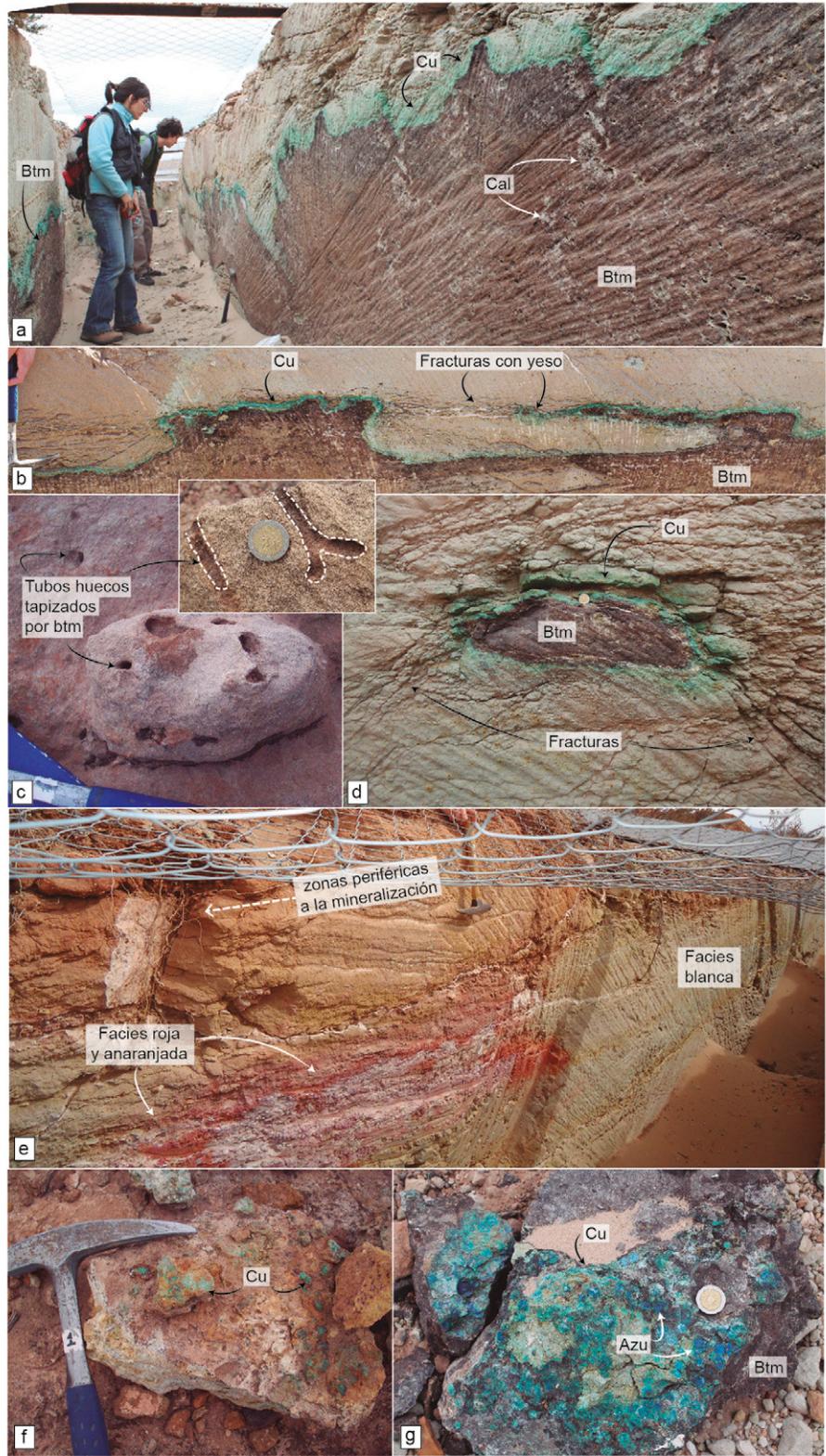


Figura 7: Fotografías de campo: a-b) Trincheras de La Cuprosa donde se observan las zonas homogéneamente impregnadas en bitumen (Btm) y cementadas por calcita (Cal), en contacto con la mineralización de Cu (Cu); c) Tubos huecos tapizados por bitumen y detalle de un corte longitudinal; d) Fracturas irradiando desde las zonas impregnadas en bitumen; e) Gradación desde facies blanca a facies roja y anaranjada hacia la periferia de la mineralización; f) Conglomerado con la primera aparición de mineralización de Cu incipiente en el perfil; g) Motas de azurita (Azu) y mineralización supergénica de Cu en contacto con bitumen.

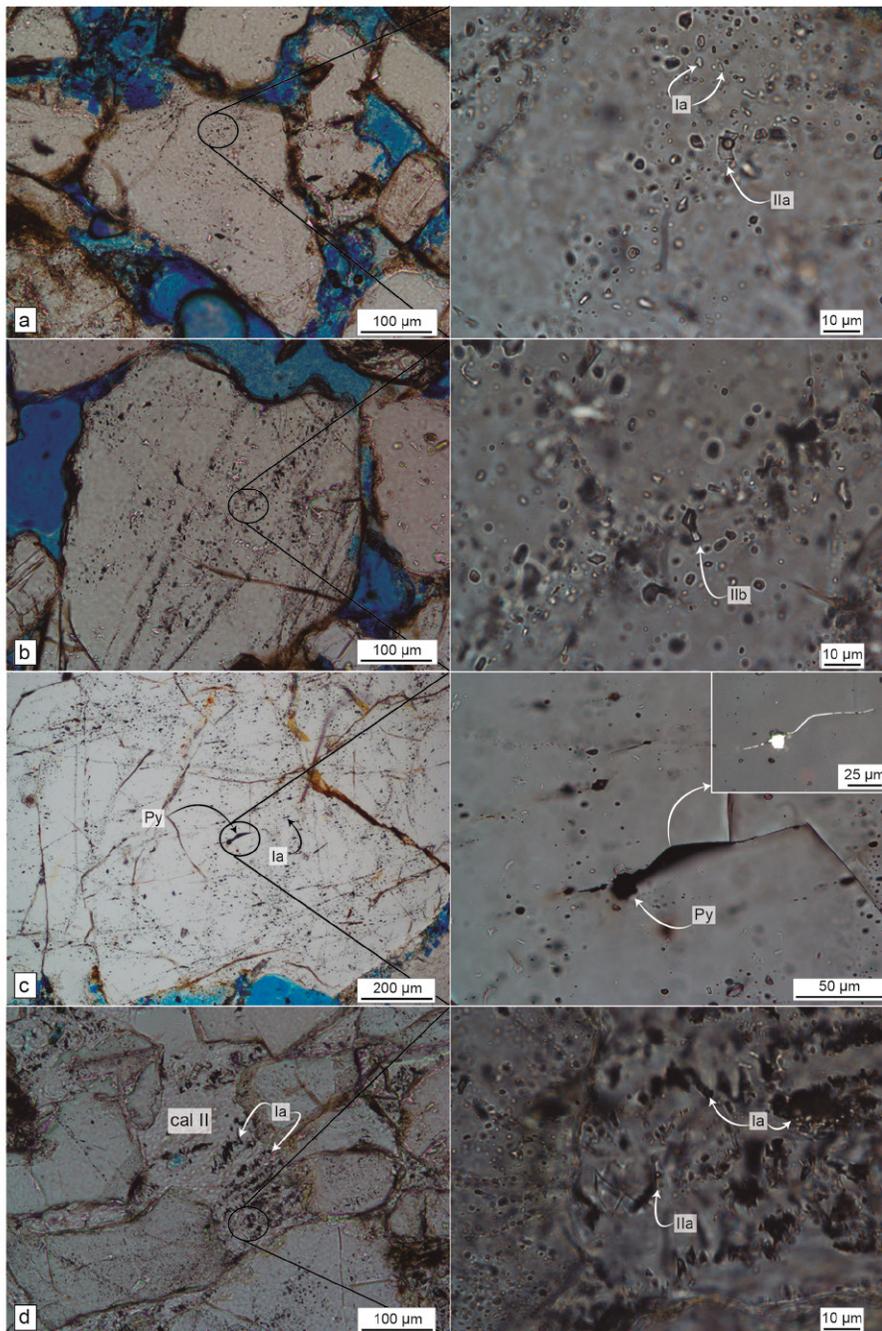


Figura 8: Fotomicrografías general (derecha) y de detalle (izquierda) de las inclusiones fluidas, ambas con luz refractada (PP). a-b Inclusiones fluidas secundarias en clastos de cuarzo, de tipo IIa, IIb, y Ia; c) Inclusiones sólidas de pirita (Py) asociada a trenes de inclusiones de tipo Ia, con fotomicrografía de detalle en luz reflejada (derecha); d) Inclusiones fluidas primarias en cemento de calcita II (cal II), de tipo IIa y Ia.

do (Garden *et al.* 2001). La mezcla de CO_2 con aguas meteóricas produce la saturación del bicarbonato y la precipitación de calcita (Garden *et al.* 2001). Estas concreciones carbonáticas son comunes en los halos de alteración asociados a migración de hidrocarburos, también conocidos co-

mo HIDAs (*Hydrocarbon Induced Diagenetic Aureoles*, Lilburn y Al Shaieb 1984). Estos halos gradan desde zonas centrales con cemento carbonático y pirita a areniscas decoloradas y finalmente a areniscas sin alterar hacia la periferia (Schumacher 1996).

Otra posibilidad es que esta calcita (I) haya precipitado debido a la saturación del $\text{CO}_3=$ en las aguas subterráneas. En concreciones similares hospedadas en la Formación Huincul del Dorso de Los Chihuidos, los valores $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ son más pesados en los núcleos y corresponden a una calcita precipitada en equilibrio con aguas superficiales y se aligeran hacia los bordes de la concreción, reflejando una fuente de carbono orgánico (ácidos orgánicos, Rainoldi 2015). En las concreciones de la Formación Portezuelo en el sector de Barda González, los valores isotópicos del $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ indican un origen mixto del C procedente de la disolución de un carbonato temprano y de la oxidación de hidrocarburos (Pons *et al.* 2015).

Las impregnaciones de bitumen alrededor de las concreciones de calcita I (Fig. 4c) y la menor porosidad intragranular dentro de las mismas, son evidencias de que el hidrocarburo líquido circuló con posterioridad a la calcita I. El ingreso de hidrocarburos líquidos afectó a todas las facies permeables y fue mayor en las facies más gruesas (conglomerados). La circulación de los hidrocarburos por los estratos rojos generó reacciones redox que provocaron la formación de ácidos orgánicos (CH_3COOH) los cuales actuaron como buffer externo y produjeron consecuentes fluctuaciones de pH. Estos cambios generaron: (1) la disolución de cementos (hematita temprana y calcita I) y clastos a causa de la interacción con estos ácidos orgánicos, (2) el aumento de la permeabilidad a causa de la disolución, que favoreció la circulación de los fluidos a través de las rocas (Surdam *et al.* 1989, 1993), (3) la formación de complejos orgánicos con Al^{3+} liberado de la disolución de feldspatos y líticos, que posteriormente precipita para formar minerales arcillosos (esmedita \pm clorita; Blake y Walter 1999), (4) el sobrecrecimiento sintaxial de micro-cuarzo, y (5) la reducción del Fe^{3+} liberado durante la disolución de hematita a Fe^{2+} . Este último proceso provocó la decoloración de los estratos rojos y la formación de pirita (\pm clorita) al complejizarse Fe^{+2} con S.

El incipiente sobrecrecimiento de microcuarzo sintaxial (Fig. 5b) para esta Formación que solo alcanzó la diagénesis temprana (<1000 m, Pons *et al.* 2015) pudo obedecer a la precipitación posterior del Si liberado de la disolución de los clastos a temperaturas mayores a 70°C (Bjørlykke y Egeberg 1993). Similares temperaturas (80°C) se han documentado experimentalmente para la formación de la esmectita a partir de la disolución por la acción de ácidos orgánicos (Blake y Walter 1999). La preservación de formas euhedrales de cuarzo sintaxial en contacto neto con la calcita I (Fig. 5b) indica que este cuarzo es posterior a dicha calcita, dado que las condiciones de precipitación de la calcita (pH >7) generarían disolución de cuarzo (Bjørlykke y Egeberg 1993).

Los análisis de porosidad y permeabilidad de las areniscas y conglomerados de la sección inferior de la Formación Portezuelo (Cuadro 1) muestran que los mayores valores se correlacionan con la facies blanca (29,8 y 31,3 %) debido a la intensa disolución y ausencia de cementos, mientras que los valores más bajos se presentan en las concreciones carbonáticas (facies gris, 2,73 %) y en los niveles conglomerádicos cementados por calcita (facies negra, 10,2 %). Esto indicaría que, debido a los procesos diagenéticos en el área de estudio, los conglomerados y concreciones carbonáticas son menos permeables que las areniscas de la facies blanca.

La posterior formación de analcima y calcita barroca II podría documentar el ingreso de salmueras en conjunto con los hidrocarburos (Van der Kamp y Leake 1996), dado que en el área de estudio las aguas de reservorios son ricas en cloruros (5-9%) con Na⁺, Ca²⁺, Ba²⁺, Sr²⁺ y Mg²⁺ y trazas de metales en solución (Pons *et al.* 2015). Con respecto a la calcita II, Surdan *et al.* (1989) explican la precipitación de calcita y consecuente formación de litocapas por encima o rodeando las rocas reservorios como producto de la supersaturación de Ca²⁺, desgasificación de CO₂ en zonas más permeables y/o dilución de los ácidos orgánicos por mezcla con aguas intersticiales. El aumento de la alcalini-

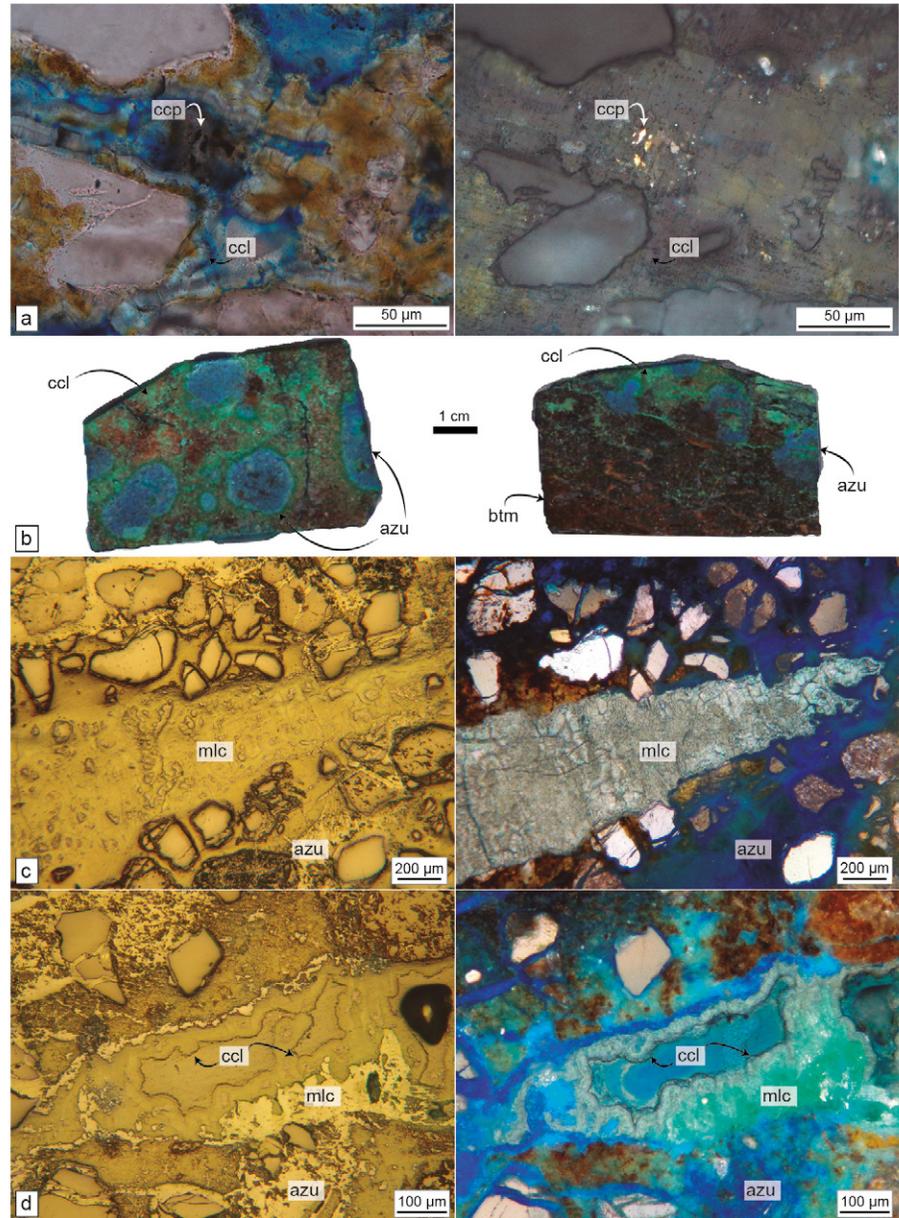


Figura 9: a) Fotomicrografías con luz refractada y luz reflejada, que muestran calcopirita (ccp) anhedral, y crisocola (ccl) circungranular; b) Muestras de mano con motas de azurita (azu) y cemento de malaquita (mlc) en contacto con bitumen (btm); c-d) Fotomicrografías con luz reflejada (PP y XP) de venilla de malaquita cortando motas de azurita, y de crisocola circungranular relleno de la porosidad, respectivamente.

dad de los fluidos durante la formación de la calcita II localmente en las areniscas e intensamente en los conglomerados produjo la disolución del microcuarzo (detalle Fig. 5d). La presencia de abundantes inclusiones fluidas bifásicas primarias (IIb, Fig. 8d) fluorescentes y con burbujas con fenómenos de adherencia en esta calcita (II), revela un entrapamiento heterogéneo (Roedder 1984) constituido

por un fluido acuoso y uno de origen orgánico (Levorsen 1973). Las inclusiones fluidas orgánicas en la calcita II sugieren que durante la formación del carbonato los poros de las areniscas estaban saturados en hidrocarburos. Estas mismas asociaciones pero de tipo secundarias están hospedadas en clastos de cuarzo (Fig. 8a, b) y se interpretan contemporáneas con las inclusiones fluidas primarias de la cal-

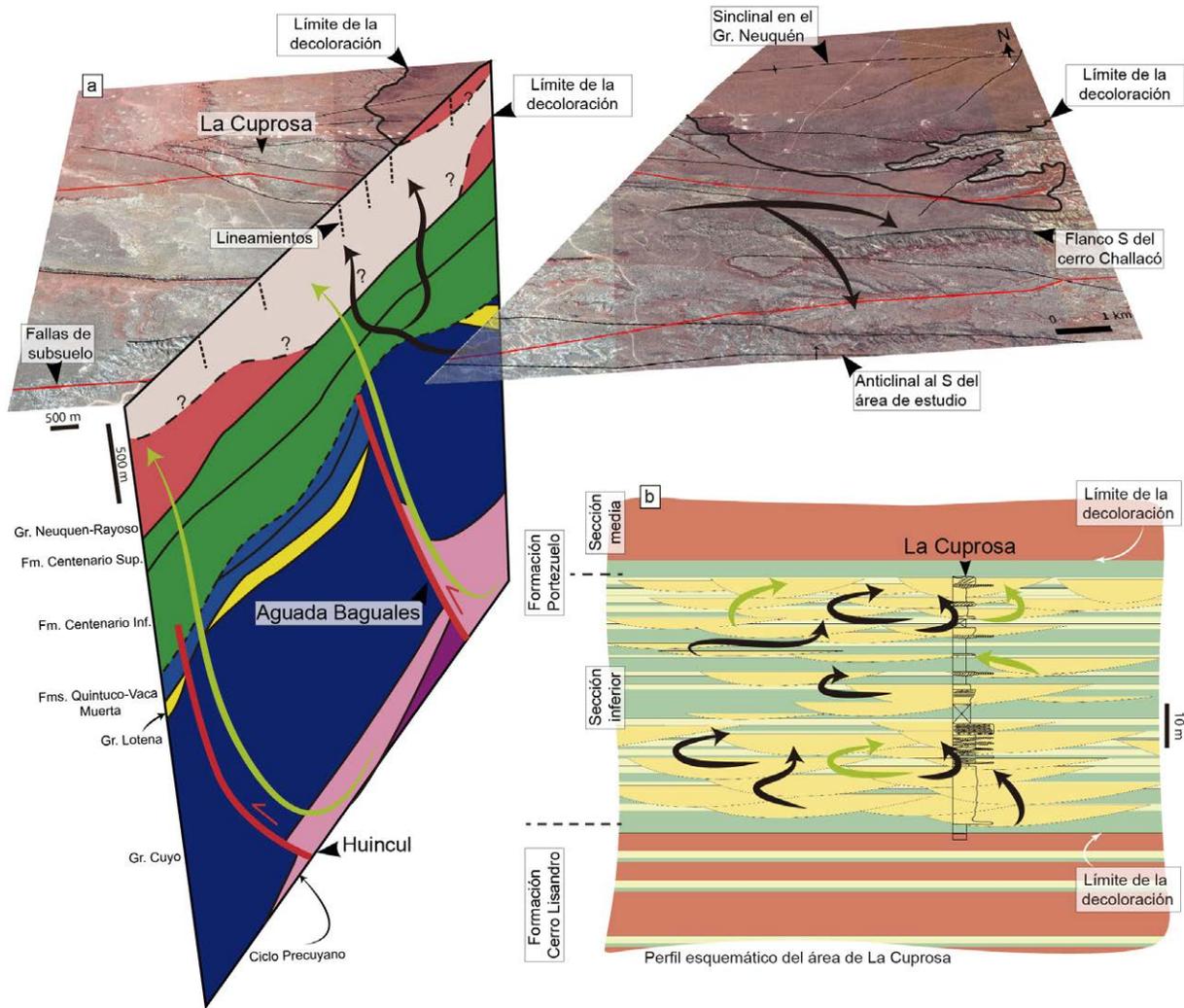


Figura 10: a) Block diagrama del área de estudio y modelo propuesto para la circulación de hidrocarburos (flechas negras) y de fluidos portadores de Cu (flechas verdes). Sección estructural N-S modificada de Silvestro y Zubiri (2008); b) Perfil esquemático del área de La Cuprosa y migración de fluidos a través de los niveles de areniscas y conglomerados de la Fm. Portezuelo (estratigrafía según Herrero Ducloux 1938, esquema modificado de Zavala *com. pers.*).

cita II, y similares a las descritas por Pons *et al.* (2015) para la misma Formación en el prospecto Barda González. La pirita intersticial asociada a bitumen y las inclusiones sólidas de pirita alineadas con inclusiones fluidas orgánicas (Fig. 8c), son evidencias de que el hidrocarburo actuó como fuente reductora. Las fuentes de S pudieron haber sido: (1) las salmueras que migraron con el hidrocarburo, (2) el mismo hidrocarburo, o (3) las aguas intersticiales del Grupo Neuquén ricas en sulfatos (Pons *et al.* 2009, 2015).

Alteración regional

La alteración previamente descrita ha sido observada a escala regional para el

área de estudio, en los niveles de areniscas y conglomerados de las formaciones Cerro Lisandro, Portezuelo y Plottier, que se encuentran totalmente decolorados (*bleaching*) y coinciden con el canal verde de las imágenes de las figuras 3b y c. La Formación Bajo de La Carpa presenta su nivel basal decolorado y su sección superior preserva el cemento de hematita. La zona del flanco sur del cerro Challacó constituye un caso particular, donde al sur del lineamiento NO-SE (Fig. 3c), las Formaciones Portezuelo, Plottier y Bajo de La Carpa exhiben respuestas turquesas (Fig. 3b y c) debido a la abundancia de pelitas verdes grisáceas que indican ausencia de hematita. Esta alteración en

todos los niveles permeables e incluso en las secuencias pelíticas, sugiere que en el flanco sur del cerro Challacó hubo una intensa circulación de fluidos reductores (Fig. 10). Teniendo en cuenta la flotabilidad de los hidrocarburos, estos fluidos se habrían acumulado hacia la cresta del anticlinal ENE-OSO ubicado al sur del área de estudio, por encima del anticlinal de subsuelo Huincul (Fig. 10a). La ausencia del sello regional (Formación Vaca Muerta) en el anticlinal Aguada Baguales a causa de la erosión por la discordancia Intravalanginiana (~126 Ma), revelaría que esta estructura pudo funcionar como el principal conducto de migración para el hidrocarburo (Fig. 10a),

en conjunto con el sistema de fallas de la Dorsal de Huincul. Análisis cromatográficos de dos muestras de bitumen de la Formación Portezuelo en el prospecto aledaño Barda González, indican una afinidad con los hidrocarburos de la Formación Vaca Muerta (Pons *et al.* 2015), al igual que los petróleos atrapados en el yacimiento Aguada Baguales (Elizondo 2014). La Formación Vaca Muerta está térmicamente inmadura en esta zona de la Dorsal de Huincul, por lo tanto el vector de migración más probable hacia el Grupo Neuquén sería lateral, desde las posiciones generadoras al norte (Cruz *et al.* 2002, Fig. 10a). La edad de generación y expulsión de petróleo para el norte comenzó a los ~80 Ma, controlada por la subsidencia provocada por la sedimentación del Grupo Neuquén (Villar *et al.* 2005). Sin embargo, no se descarta que las pelitas de la Formación Los Molles también pudieran haber cargado los reservorios someros, dado que entraron en ventana de generación de petróleo y gas a los 130 y 94 Ma respectivamente, en la zona del Engolfamiento (Cruz *et al.* 2002, Fig. 10a).

Mineralización y telogénesis

En La Cuprosa la mineralización está hospedada en las areniscas (St) decoloradas del tramo superior de la sección inferior de la Formación Portezuelo, siempre en contacto con bitumen, al igual que en el prospecto Barda González. Si bien la mayor parte de la mineralización es de tipo supergénica (malaquita>crisocola>azurita>brochantita?), se observaron trazas de calcopirita de grano muy fino relicta dentro de estos minerales supergénicos (Fig. 9a).

La gradación vertical y horizontal desde areniscas con bitumen y mineralización de Cu (facies gris), a areniscas decoloradas (facies blanca) y areniscas con óxidos de hierro (facies roja y anaranjada, fig. 7e), sugiere zonación con una relación Cu/Fe decreciente hacia afuera de la trampa reductora (bitumen). Esta zonación de decenas de metros no se corresponde con la típica secuencia hematita, calcosina, bornita, calcopirita y pirita observa-

da en numerosos depósitos de Cu hospedados en rocas sedimentarias del mundo (Hitzman *et al.* 2005), dada la ausencia de cantidades significativas de minerales hipogénicos. El hecho de que La Cuprosa presenta siempre aureolas de óxidos e hidróxidos de hierro periféricas a las zonas mineralizadas (Fig. 7e), estaría indicando posiblemente que parte de esas aureolas son producto de la removilización del hierro de la pirita a causa de su reemplazo por minerales de Cu (Brown 1984, Oszczepalski 1989). Esta característica se puede utilizar como guía de prospección local dentro del prospecto.

La exhumación de estos afloramientos del Grupo Neuquén en el Mioceno (Mosquera *et al.* 2011) produjo (1) disolución de calcita (I y II) y precipitación de calcita (III) en forma de vetillas, cuya diferente respuesta a la fluorescencia estaría indicado diferencias composicionales (Gies 1975, Bissig *et al.* 2007) y (2) alteración supergénica de la pirita por hematita \pm goethita y de los sulfuros de Cu por azurita, malaquita, brochantita y crisocola. La alteración de la pirita en las areniscas periféricas a la mineralización produjo la disminución local del pH y posterior disolución de la analcima (Fig. 6h). Esta alteración supergénica disminuyó la porosidad de 31,3 % (facies blanca) a 25,7-30,2 % en las areniscas con óxidos e hidróxidos de hierro (facies roja y anaranjada) y en las zonas mineralizadas cementadas por minerales supergénicos de Cu (facies blanca con mineralización de Cu, cuadro 1).

La abundancia de carbonatos de Cu supergénicos en las areniscas mineralizadas y la ausencia de sulfuros sugiere una intensa circulación de aguas meteóricas oxidantes, de pH neutro a alcalino, que alteraron los sulfuros hipogénicos (Sillitoe 2005). Las relaciones de corte entre los minerales supergénicos indican una secuencia de cementos de azurita reemplazada por malaquita, brochantita y crisocola que rellena el espacio restante. La interacción de los carbonatos tempranos con las aguas meteóricas levemente ácidas debió producir el aumento en la fugacidad del CO₂ y la consecuente precipi-

tación de azurita. Al agotarse la fuente de CO₂, la azurita fue reemplazada por malaquita y brochantita subordinada, debido a la baja concentración de SO₄ (Woods y Garrels 1986). Los mismos fluidos neutros a alcalinos generaron el reemplazo de los clastos y cementos por crisocola en condiciones de elevadas concentraciones de sílice (Sillitoe 2005).

Modelo genético y comparación con otros depósitos de Cu

De acuerdo a las características anteriormente descritas, donde la mineralización está hospedada en rocas clásticas continentales decoloradas, en contacto con bitumen y dentro de la secuencia de estratos rojos del Grupo Neuquén, La Cuprosa constituye un depósito de Cu estratiforme hospedado en rocas sedimentarias de tipo *Revett* (Cox *et al.* 2003) o sub-tipo *sandstone* (Zientek *et al.* 2015). La configuración estratigráfica y estructural de la cuenca Neuquina reúne características similares a las observadas en numerosos depósitos de Cu hospedados en rocas sedimentarias (Hitzman *et al.* 2005 y referencias allí citadas), dado que presenta grandes espesores de estratos rojos (Formaciones Tordillos y Rayoso, y Grupo Neuquén) y rocas ígneas (Grupo Choiyoi y Ciclo Precuyano), que pudieron ser fuente de metales. La alteración de los minerales lábiles en estas rocas pudo liberar cationes de Fe y Cu, proceso intrínsecamente relacionado con la evolución de aguas meteóricas durante el enrojecimiento de los estratos rojos (Brown 2005). El Fe y Cu habrían re-precipitado como geles coloidales que luego recristalizaron a hidróxidos y óxidos de hierro. Inicialmente, el Cu adsorbido en los hidróxidos de Fe pudo haber sido liberado y recolectado por fluidos salinos previo al enrojecimiento (Brown 1984). Las fuentes de S pudieron ser similares a las descritas para la pirita asociada al ingreso de hidrocarburos (Pons *et al.* 2009, 2014). El transporte del Cu se da en presencia de una salmuera oxidante, de pH neutro, rica en cloruros y de baja temperatura (Rose 1976, 1989). Estas salmueras se generan durante la circulación de aguas

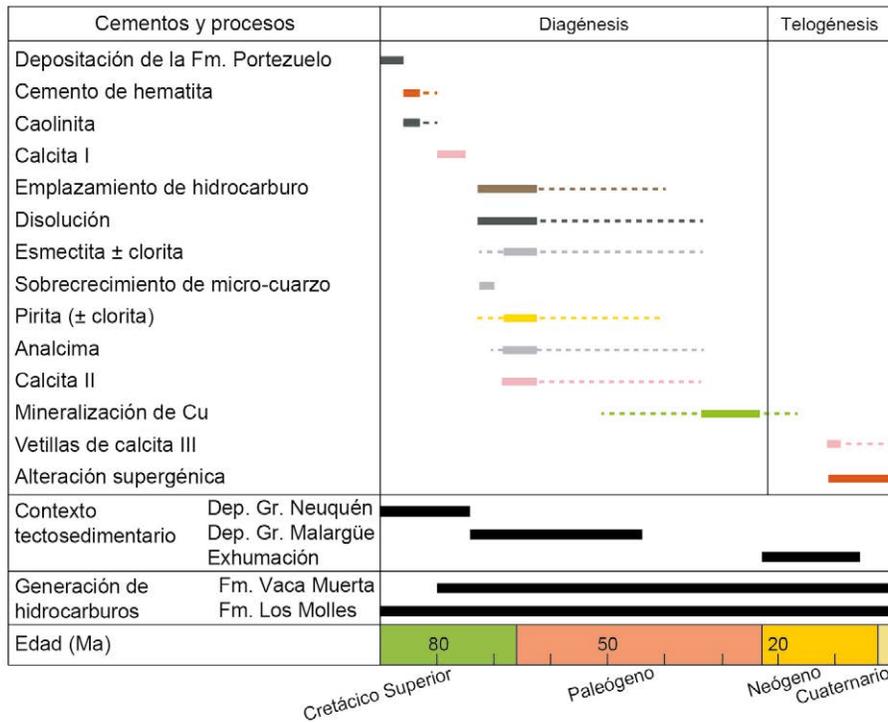


Figura 11: Secuencia paragenética de los minerales diagenéticos de la sección inferior de la Formación Portezuelo en el sector de La Cuprosa. Edad de los eventos tectosedimentarios extraída de Rodríguez *et al.* (2007), Garrido (2010) y Mosquera *et al.* (2011). Edad de expulsión de hidrocarburos extraída de Cruz *et al.* (2002) y Villar *et al.* (2005).

meteóricas a través de los estratos rojos, rocas ígneas y evaporitas subyacentes (Formaciones Tábanos, Auquileo y Huirtrín), que pudieron suministrar metales y Cl⁻ al fluido. Esta recarga y circulación de fluidos debió ser a nivel cuencal (Fig. 10a), con el ingreso de aguas meteóricas desde las zonas topográficamente altas al oeste (Cordillera de los Andes) y al este (peripheral bulge, Di Giulio *et al.* 2012). Estos fluidos se canalizaron y ascendieron a través de las mismas vías de migración utilizadas por los hidrocarburos: la cresta del anticlinal Aguada Baguales y las fallas de la Dorsal de Huincul en profundidad, y los lineamientos del Grupo Neuquén en zonas subsuperficiales (Figs. 2a, 10a). Similares características fueron descritas para otros prospectos de Cu como Barda González, Tordillos, El Porvenir (Dorsal de Huincul) y Sapó Sur (Dorso de los Chihuidos), donde existen fallas que afectan al basamento y que fueron reactivadas durante la orogenia andina (Pons *et al.* 2009, 2013b, Rainoldi *et al.* 2014, 2015). Las relaciones de contacto entre la mine-

ralización de Cu y el bitumen indicarían que el hidrocarburo constituyó un frente reductor para los fluidos que transportaron Cu en solución y provocaron su precipitación, al igual que en los demás prospectos de Cu hospedados en rocas sedimentarias de la cuenca Neuquina. Si bien en La Cuprosa no se preservaron los minerales hipogénicos, en otros prospectos (Barda González, Tordillos, El Porvenir y Sapó Sur) se han descrito bornita, calcopirita y minerales del grupo de la calcosina (Pons *et al.* 2009, 2013b, 2014, Rainoldi 2015). En Tordillos y Sapó Sur se mencionan también minerales supergénicos de vanadio y uranio (Pons *et al.* 2013b, 2014).

CONCLUSIONES

Este estudio permitió definir la evolución de la secuencia paragenética (Fig. 11) de la Formación Portezuelo en el sector del prospecto La Cuprosa con: (1) el enrojecimiento (*reddening*) de las sedimentitas y alteración de feldespatos y líticas a

caolinita por la acción de aguas meteóricas durante la diagénesis temprana, (2) la formación de calcita I en los niveles más permeables (conglomerados y areniscas), posiblemente como resultado de la oxidación temprana de hidrocarburos en subsuelo y ascenso de CO₂ a través de fracturas, (3) la migración de hidrocarburos y sus reacciones redox con la roca, que produjeron: (a) disolución de cementos (hematita y calcita I), (b) alteración de feldespatos y líticas y formación de minerales arcillosos (esmeclita ± clorita), (c) aumento de la permeabilidad a causa de la disolución, (d) formación del cemento de micro-cuarzo sintaxial, a causa del ingreso de fluidos con temperaturas mayores >70 °C, y (e) formación de pirita (± clorita) con la reducción del Fe⁺³ a Fe⁺² y decoloración de los estratos rojos. Las aguas de reservorio generaron (f) cemento de analcima, y (g) calcita II que provocó la disolución de clastos de cuarzo y cemento de micro-cuarzo. El ingreso de salmueras con Cu generó (4) la formación de calcopirita en contacto con el hidrocarburo y removilización del Fe hacia la periferia. Al exhumarse el Grupo Neuquén en el Mioceno se produjo (5) la precipitación de calcita III y (6) la alteración supergénica de los sulfuros de Fe y Cu (hematita > goethita y malaquita > crisocola > azurita > brochantita?).

Desde el punto de vista de la exploración, la distribución de la decoloración (bleaching) por encima de las fallas y estructuras de la Dorsal de Huincul es una evidencia de la circulación de hidrocarburos que puede ser cartografiada a través de los análisis de imágenes satelitales (Fig. 3). La zonación mineralógica observada a escala de depósito, donde la mineralización de cobre se encuentra en contacto con facies gris a negra ricas en bitumen y grada a facies blanca y roja-anaranjada hacia la periferia, puede ser utilizada como guía para la exploración de depósitos de Cu similares en otros sectores de la Cuenca Neuquina.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado en el marco

de una “Beca Estímulo a las Vocaciones Científicas” del Consejo Interuniversitario Nacional, de los proyectos FONCYT PICT-1120, PICT-07/2608, PICT 2010-2608, Beca Erasmus Mundus Mobility –IMACS program- 2014 desarrollados por los integrantes del Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos y una “Beca para la finalización de trabajos finales de grado”, financiada por la Asociación Geológica Argentina. Se agradece al Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN), a la empresa AMA Resources por permitirnos entrar al prospecto y a los Dres. Patricia Patrier y Daniel Beaufort de la Universidad de Poitiers, Francia por su colaboración en la obtención de los análisis de DRX. Se agradecen las observaciones críticas del Lic. Martín Cevallos, y de la Dra. Nora Cesaretti, así como también las excelentes correcciones de los revisores Dr. Carlos Herrmann y Dra. Teresita Montenegro que colaboraron a mejorar este manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Beitler, B., Chan, M.A. y Parry, W.T. 2003. Bleaching of Jurassic Navajo Sandstone on Colorado Plateau Laramide highs: Evidence of exhumed hydrocarbon supergiants?. *Geology* 31: 1041-1044.
- Beitler, B., Parry, W.T. y Chan, M.A. 2005. Fingerprints of fluid flow: Chemical diagenetic history of the Jurassic Navajo Sandstone, Southern Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 75: 547-561.
- Bissig, T., Donosco, D., Guerra, N. y Dipple, G.M. 2007. Carbonatos en vetas en el distrito epitermal de baja sulfuración de El Peñón, II Región, Chile: ambiente de formación e implicancias para la exploración. *Revista Geológica de Chile* 34: 291-303.
- Bjørlykke, K. y Egeberg, P.K. 1993. Quartz cementation in sedimentary basins. *AAPG Bulletin* 77: 1538-1548.
- Blake, R. E. y Walter, L. M. 1999. Kinetics of feldspar and quartz dissolution at 70 – 80°C and near-neutral pH: Effects of organic acids and NaCl. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63: 2043-2059.
- Brown, A.C. 1984. Alternative sources of metals for stratiform copper deposits. *Precambrian Research* 25: 61-74.
- Brown, A.C. 2005. Refinements for footwall red-bed diagenesis in the sediment hosted stratiform copper deposits model. *Economic Geology* 100: 765-771.
- Cazau, L.B. y Uliana, M.A. 1973. El Cretácico superior continental de la Cuenca Neuquina. Vº Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 131-163, Carlos Paz.
- Cevallos, M.F. 2005. Análisis estratigráfico de alta frecuencia del límite kimberidgiano-tithoniano en el subsuelo de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina. *Petrotecnia* 12/2005: 34-55.
- Chica-Olmo, M. 2002. Development of a decision support system based on remote sensing and GIS techniques for gold-rich area identification in SE Spain. *International Journal Remote Sensing* 23: 4801-4814.
- Chuvieco, E. 1990. Fundamentos de Teledetección Espacial. Ediciones Rialp S.A., 453 p., Madrid.
- Cox, D.P., Lindsey, D.A., Singer, D.A. y Diggles, M.F. 2003. Sediment- Hosted Copper Deposits of the World: Deposit Models and Database. U.S. Geological Survey Open – File Report, 50 p.
- Cruz, C., Boll, A., Gómez Omil, R., Martínez, E., Arregui, C., Gulisano, C., Laffitte, G. y Villar, H. 2002. Hábitat de hidrocarburos y sistemas de carga Los Molles y Vaca Muerta en el sector central de la Cuenca Neuquina, Argentina. 5º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas CD, 20 p., Mar del Plata.
- Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Tiepolo, M., Pimentel, M. y Ramos, V.A. 2012. Detrital zircon provenance in the Neuquén basin (south-central Andes): Sedimentary response to the Cretaceous geodynamic evolution of a retroarc-foreland basin. *Geology* 40: 559-562.
- Digregorio, J.H. y Uliana, M. 1980. Cuenca Neuquina. En: J.C. Turner (ed.), 2º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 985-1032, Córdoba.
- Donovan, T. J. 1974. Petroleum microseepage at Cement, Oklahoma-evidence and mechanisms. *AAPG Bulletin* 58: 429-446.
- Elizondo, M.E. 2014. Análisis estructural a partir de datos sísmicos 3D del Área Aguada Baguales, Neuquén, Argentina. Tesis de licenciatura, Universidad N. de San Juan (inédita), 82 p., San Juan.
- Erhart, H. 1956. La genèse des sols entant que phénomène géologique. Esquisse d’une théorie géologique et géochimique. Biostasie et rhexistasie. Collection Evolution des Sciences, nº 8 Ed. Masson et Cie., 90 p., Paris.
- Fernández Aguilar, R. 1945. Los yacimientos de areniscas cupríferas del Neuquén. Dirección de Minas, Geología e Hidrología, Publicación 58: 1-27.
- Franchini, M., Rainoldi, A. L., Pons, M.J., Giusiano, A., Impiccini, A., Cesaretti, N., Beaufort, D. y Patrier, P. 2014. Trazadores diagenéticos de las paleomigraciones de hidrocarburos en las areniscas rojas cretácicas del Grupo Neuquén, Cuenca Neuquina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Tomo 1: 203-222, Mendoza.
- Folguera, A., Introcaso, A., Giménez, M., Riuz, P.M., Tunstall, C., García Morabito, E. y Ramos, V.A. 2007. Crustal attenuation in the Southern Andean retroarc (38° - 39° 30' S) determined from tectonic and gravimetric studies: The Lonco-Luán asthenosferic anomaly. *Tectonophysics* 439: 129-147.
- Garden, I.R., Guscott, S.C., Burley, S.D., Foxford, K.A., Walsh, J.J y Marshall, J. 2001. An exhumed palaeo-hydrocarbon migration fairway in a faulted carrier system, Entrada Sandstone of SE Utah, USA. *Geofluids* 1: 195-213.
- Garrido, A.C. 2000. Estudio estratigráfico y reconstrucción paleoambiental de las secuencias fosilíferas continentales del Cretácico Superior en las inmediaciones de Plaza Huincul, provincia del Neuquén. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 78 p., Córdoba.
- Garrido, A.C. 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales* 12: 121-177.
- Gies, H. 1975. Activation possibilities and geochemical correlations of photoluminescing carbonates, particularly calcites. *Mineralium Deposita* 10: 216-227.
- Giusiano, A., Franchini, M., Impiccini, A. y O’Leary, S. 2006. Mineralización de Cu asociada a bitumen en las areniscas cretácicas, prospecto Barda González, Neuquén, Argentina.

- 11° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 255-258, Antofagasta.
- Giusiano, A., Franchini, M.B., Impiccini, A. y Pons, M.J. 2008. Mineralización de Cu en sedimentitas Mesozoicas del Grupo Neuquén y hábitat de los hidrocarburos en la Dorsal de Huinul Neuquén. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 769-770, Jujuy.
- Giusiano, A., Franchini, M.B., Pons, M.J. y Impiccini, A. 2009. Mineralización de Cu en el Grupo Neuquén asociada a la presencia de hidrocarburos, Dorsal de Huinul, Neuquén, Argentina. 9° Congreso Argentino de Geología Económica, Actas: 53-58, San Fernando del Valle de Catamarca.
- Gulisano, C.A. 1981. El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino 3: 573-592, San Luis.
- Herrero Ducloux, A. 1938. Reconocimiento de la zona situada entre la vía férrea, el río Neuquén y el meridiano de Plaza Huinul. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito), 23 p., Buenos Aires.
- Hiztman, M., Kirkham, R., Broughton, D., Thorson, J. y Selly, D. 2005. The Sediment-Hosted Stratiform Copper Ore System. Economic Geology 100th Anniversary Volume: 609-642.
- Keller, W.D. 1970. Environmental aspects of clay minerals. Journal of Sedimentary Petrology 40: 788-813.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A. y Repol, D. 2001. Hoja Geológica 3969-I, Zapala. Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 275, 128 p., Buenos Aires.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior). En: Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6: 221-243, Tucumán.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1996. La sucesión jurásica en el centro-oeste de Argentina. Arreglo estratigráfico, secuencias y evolución paleogeográfica. Boletín de Informaciones Petroleras 45: 66-78.
- Legarreta, L. y Uliana, M. A. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la cuenca Neuquina. Facies sedimentarias. En: Caminos, R. (ed), Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 399-416.
- Legarreta, L. y Villar, H.J. 2012. Las facies generadoras de hidrocarburos de la Cuenca Neuquina. Petrotecnia 8/2012: 14-42.
- Levorsen, A.I. 1973. Geología del petróleo. EU-DEBA, 452 p., Buenos Aires.
- Lilburn, R.A. y Al-Shaieb, Z. 1983. Geochemistry and isotopic composition of hydrocarbon-induced diagenetic aureole (HIDA), Cement, Oklahoma. Oklahoma City Geological Society Shale Shaker 34: 40-56.
- Lilburn, R.A. y Al-Shaieb, Z. 1984. Geochemistry and isotopic composition of hydrocarbon-induced diagenetic aureole (HIDA), Cement, Oklahoma. Oklahoma City Geological Society Shale Shaker 34: 57-67.
- Lyons, W.A. 1999. Las areniscas cupríferas del Neuquén. En: Zappettini, E.O. (ed.), Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1149-1158, Buenos Aires.
- Madejová, J., Balan, E. y Petit, S. 2011. Application of vibrational spectroscopy to the characterization of phyllosilicates and other industrial minerals. EMU Notes in Mineralogy 9: 171-226.
- Miall, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: Miall, A.D. (ed.), Fluvial Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 597-604, Calgary.
- Moore, D.M. y Reynolds, R. Jr. 1997. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press, 378 p., New York.
- Mosquera, A. 2008. Mecánica de deformación de la cuenca Neuquina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (Inédita), 270 p., Buenos Aires.
- Mosquera, A., Silvestro, J., Ramos, V.A., Alarcón, M. y Zubiri, M. 2011. La estructura de la Dorsal de Huinul. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, 385-397, Neuquén.
- Oszczepalski, S. 1989. Kupferschiefer in southwestern Poland: Sedimentary environments, metal zoning, and ore controls. Geological Association of Canada Special Paper 36: 571-600.
- Pángaro, F., Melli, A.T., Malone, P., Cevallos, M., Soraci, A., Mosquera, A. y Kim, H.J. 2005. Modelos de entrapamiento de la Dorsal de Huinul, Cuenca Neuquina. En: Kozłowski, E., Vergani, G. y Boll, A. (eds.), Las Trampas de Hidrocarburos en las Cuencas Productivas de Argentina, Simposio del 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 331-368, Mar del Plata.
- Parry, W.T., Chan, M.A. y Nash, B.P. 2009. Diagenetic characteristics of the Jurassic Navajo Sandstone in the Covenant oil field, central Utah thrust belt. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 93: 1039-1061.
- Paz, M., Pons, M.J., Cábana, M.C. y Rainoldi, A.L. 2014. Distribución de facies en la Formación Portezuelo, su importancia en la circulación de fluidos (hidrocarburos-fluidos con Cu). 19° Congreso Geológico Argentino, Actas CD: T1-38, Córdoba.
- Ploszkiewicz, J.V., Orchueta, I.A., Vaillard, J.C. y Viñes, R.F. 1984. Compresión y desplazamiento lateral en la zona de Falla Huinul: estructuras asociadas, provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 163-169, Buenos Aires.
- Pons, M. J., Franchini, M.B., Giusiano, A., Impiccini, A. y Godeas, M. 2009. Alteraciones, mineralización de Cu y bitumen en areniscas Cretácicas del Prospecto Barda González, Neuquén, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 64: 321-333.
- Pons, M.J., Giusiano, A., Franchini, M., Impiccini, A., Ríos, J. F. y Testi, A. 2011. Diagénesis, alteración y mineralización de Cu en la Formación Huinul, Prospecto Tordillos, Cuenca Neuquina. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas CD: S16, Neuquén.
- Pons, M.J., Cesaretti, N. y Rainoldi, A.L. 2013a. Cambios texturales y de fluorescencia del cemento carbonático como indicadores de cambios fisicoquímicos durante la diagénesis de la Formación Portezuelo, Grupo Neuquén. 11° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 249-254, San Juan.
- Pons, M.J., Rainoldi, A., Franchini, M. y Giusiano, A. 2013b. Sediment-hosted copper deposits in the Cretaceous rocks of Neuquén basin, Argentina. Proceedings of the 12th Biennial SGA Meeting, 12-15 August 2013: 667-670, Uppsala.
- Pons, M.J., Franchini, M., Giusiano, A., Maydagán, L. y Rainoldi, A.L. 2014. Mineralización de Cu (V-U) en la Formación Huinul, Pros-

- pecto Tordillos, Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71: 537-552.
- Pons, M.J., Rainoldi, A. L., Franchini, M., Giusiano, A., Cesaretti, N., Beaufort, D., Patrier, P. y Impiccini, A. 2015. Mineralogical signature of hydrocarbon circulation in Cretaceous red beds of the Barda González area, Neuquén Basin, Argentina. *AAPG Bulletin* 99: 525-554.
- Rainoldi, A.L. 2015. Alteración regional de las sedimentitas cretácicas en la Dorsal de Huincul y en el Dorso de los Chihuidos. Su relación con la mineralización de Cu y con los hidrocarburos, Neuquén. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 259 p., Bahía Blanca.
- Rainoldi, A.L., Franchini, M.B., Cesaretti, N.N., Impiccini, A. y Pons, M.J. 2012. Alteración y decoloración de areniscas rojas, Formación Huincul (Grupo Neuquén). Evidencias de la circulación de hidrocarburos en el Dorso de los Chihuidos. 13° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 183-184, Salta.
- Rainoldi, A., Franchini, M., Beaufort, D., Patrier, P., Giusiano, A., Impiccini, A. y Pons, M.J. 2014. Large-scale bleaching of red beds related to upward migration of hydrocarbons: Los Chihuidos High, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 84: 373-393.
- Rainoldi, A.L., Franchini, M., Beaufort, D., Mozley, P., Giusiano, A., Cesaretti, N., Patrier, P., Impiccini, A. y Pons, M.J. 2015. Mineral reactions associated with hydrocarbon paleomigration in the Huincul High, Neuquén Basin, Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 127: 1711-1729.
- Ramos, V.A. 1975. Los ciclos sedimentarios y biorhexistacia en el control de las manifestaciones cupríferas del Neuquén extraandino, Argentina. 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, Actas 5: 373-394, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1981. Descripción Geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 182: 1-103, Buenos Aires.
- Ramos, V. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22: 183-19.
- Reynoso, M. 1975. Tipología para las mineralizaciones de cobre asociadas a rocas sedimentarias. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 145-163, Buenos Aires.
- Rodríguez, M.F., Leanza, H. A. y Salvarredy Aranguren, M. 2007. Hoja Geológica 3969-II, Neuquén, provincias del Neuquén, Río Negro y La Pampa. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 370, 165 p., Buenos Aires.
- Roedder, E. 1984. Fluid Inclusions. *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy* 12, 644 pp, Virginia.
- Rose, A.W. 1976. The effect of cuprous chloride complexes in the origin of red-bed copper and related deposits. *Economic Geology* 71: 1036-1048.
- Rose, A.W. 1989. Mobility of copper and other heavy metals in sedimentary environments: Geological Association of Canada Special Paper 36: 97-110.
- Schumacher, D. 1996. Hydrocarbon-induced alteration of soils and sediments. En: Schumacher, D. y Abrams, M. A. (eds.), *Hydrocarbon Migration and its Near-Surface Expression*. AAPG Memoir 66: 71-89, Tulsa.
- Sillitoe, R.H. 2005. Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*: 723-768.
- Silvestro, J. y Zubiri, M. 2008. Convergencia oblicua: Modelo estructural alternativo para la Dorsal neuquina (39°S) Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 49-64.
- Surdam, R.C., Crossey, L.J., Hagen, E.S. y Heasler, H.P. 1989. Organic-inorganic interactions and sandstone diagenesis. *AAPG Bulletin* 73: 1-32.
- Surdam, R.C., Zun, S.J. y MacGowan, D.B. 1993. Redox reactions involving hydrocarbons and mineral oxidants: A mechanism for significant porosity enhancement in sandstones. *AAPG Bulletin* 77: 1509-1518.
- Swanson, R.G. 1981. *Methods in Exploration Series N° 1, Sample examination manual*. AAPG, 35 p., Tulsa.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y Ramos, V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén basin: Constraints on the andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489: 258-273.
- Van der Kamp, P.C. y Leake, B.E. 1996. Petrology, geochemistry, and Na metasomatism of Triassic-Jurassic non-marine clastic sediments in the Newark, Hartford, and Deerfield rift basins, northeastern USA. *Chemical Geology* 133: 89-124.
- Villar, H. J., Legarreta, L., Cruz, C. E., Laffitte, G. A. y Vergani, G. 2005. Los cinco sistemas petroleros coexistentes en el sector sudeste de la Cuenca Neuquina: definición geoquímica y comparación a lo largo de una transecta de 150 km. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos IAPG, Actas CD: PAGINAS, Mar del Plata.
- Walker, T.R. 1976. Diagenetic origin of continental red beds. En Falke, H. (Ed.) *The Continental Permian in Central, West, and South Europe*. Proceedings of the NATO Advance Study Institute: 353-368.
- Whitney, D.L. y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Wichmann, R. 1927. Sobre la Facies Lacustre Senoniana de los Estratos con Dinosaurios y su fauna. *Boletín Academia Nacional de Ciencias* 30: 383-405.
- Woods, T.L. y Garrels, R.M. 1986. Use of oxidized copper minerals as environmental indicators. *Applied Geochemistry* 1: 181-187.
- Zavala, C. y González, R. 2001. Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior-medio) en la sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 65: 40-54.
- Zientek, M.L., Hayes, T.S., Wintzer, N.E. y Heather, L.P. 2015. Qualitative Assessment of Sediment-Hosted Stratabound Copper Permissive Tracts. En: Zientek, M.L., Hammarstrom, J.M., Johnson, K.M. (eds), *Qualitative Assessment of Selected Areas of the World for Undiscovered Sediment Hosted Stratabound Copper Deposits*, U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5090-Y: 3-23.

Recibido: 24 de noviembre, 2015
Aceptado: 6 de septiembre, 2016