

ESTUDIOS SEDIMENTOLÓGICOS EN LOS DEPÓSITOS CARBONÍFEROS Y PÉRMICOS DEL BORDE OCCIDENTAL DE LA PUNA

Claudia Inés GALLI¹, María Cristina MOYA^{1,2} y Marcelo ARNOSIO¹.

¹ Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, Salta. E-mail: cgalli@unsa.edu.ar; moyacris@arnet.com.ar

² CONICET.

RESUMEN

Se realizó el estudio de los depósitos carboníferos y pérmicos expuestos al sudoeste del Salar del Rincón, en el borde occidental de la Puna argentina; éstos comprenden a las capas rojas continentales de la Formación Cerro Oscuro (Carbonífero Superior) y a las calizas marinas de la Formación Arizaro (Pérmico Inferior). La columna estratigráfica analizada consta de 480 m de rocas clásticas y carbonáticas, con niveles volcánoclasticos intercalados. Los depósitos integran una estructura sinclinal de rumbo NNO, que se hunde hacia el NO. Los depósitos carbonífero-pérmicos fueron relevados en ambos flancos del sinclinal. En base a las características estratigráficas y sedimentológicas analizadas en las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro, se brindan nuevas interpretaciones paleoambientales: i. La secuencia grano y estratodecreciente que documenta la Formación Cerro Oscuro comprende, de base a techo, flujos de detritos acumulados en un sistema de abanico aluvial y tres ciclos o secuencias positivas, correspondientes a un sistema fluvial gravoso a arenoso tipo *braided*. ii. En las secciones analizadas, la relación entre las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro es una paraconformidad. iii. La Formación Arizaro comprende tres ciclos desarrollados en paleoambientes de plataforma marina silicoclástico - carbonática. Se describen características mineralógicas y petrográficas de las facies reconocidas y se incorpora un análisis de proveniencia, que sugiere la existencia de diferentes áreas de aporte. Se analiza la transgresión que documenta la Formación Arizaro y se la vincula con el evento de inundación global que provocaron los fenómenos de deglaciación ocurridos durante el Artinskiano-Kunguriano. Se discute la injerencia de procesos tectónicos y volcánicos que habrían afectado la cuenca durante su evolución.

Palabras clave: *Carbonífero-Pérmico, Puna, Noroeste Argentino, Sedimentología, Estratigrafía.*

ABSTRACT: *Sedimentological study of Carboniferous and Permian deposits on the western edge of the Puna.* The study of Carboniferous - Permian deposits exposed in the south-west of Salar del Rincón, on the western edge of the Argentine Puna has been carried out. These deposits include the continental red beds of the Cerro Oscuro Formation (Upper Carboniferous) and the marine limestones of the Arizaro Formation (Lower to Middle Permian). The stratigraphic column analyzed consists of 480 m of clastic and carbonate rocks with interbedded volcanoclastic levels. The deposits integrate a synclinal structure of NNW-SSE trend, which pitches to the NW. The carboniferous-permian deposits were analyzed in both flanks of the syncline. Based on the stratigraphic and sedimentologic characteristics analyzed in the Cerro Oscuro and Arizaro Formations, new paleoenvironmental interpretations are given: i. The thinning and fining sequence that documents the Cerro Oscuro Formation includes, from base to top, debris flows accumulated in an alluvial fan system, and three cycles or minor positive sequences, corresponding to a sand-gravel braided fluvial system. ii. In the analyzed sections, the relationship between the Cerro Oscuro and Arizaro formations is a paraconformity. iii. The Arizaro Formation includes three cycles developed in a mixed carbonate-siliciclastic marine shelf paleoenvironment. Mineralogic and petrographic characteristics of the recognized facies are described and a provenance analysis which suggests the existence of different source areas is included. The transgression that documents the Arizaro Formation is analyzed and it has been related with the global sea level rise event caused by deglaciation phenomena during the Artinskian-Kungurian time. The effect of tectonic and volcanic processes that would have affected the basin during their evolution is discussed.

Keywords: *Carboniferous, Permian, Puna, Northwestern Argentina, Sedimentology, Stratigraphy.*

INTRODUCCIÓN

El área que interesa a este trabajo se ubica al sudoeste del Salar del Rincón, en el bor-

de occidental de la Puna argentina (Fig. 1). La comarca presenta características geológicas muy particulares, en el sentido que constituye una ventana estratigráfica que

permite analizar los únicos depósitos de edad silúrica, devónica, carbonífera y pérmica, hasta ahora reconocidos en el ámbito de la Puna argentina.

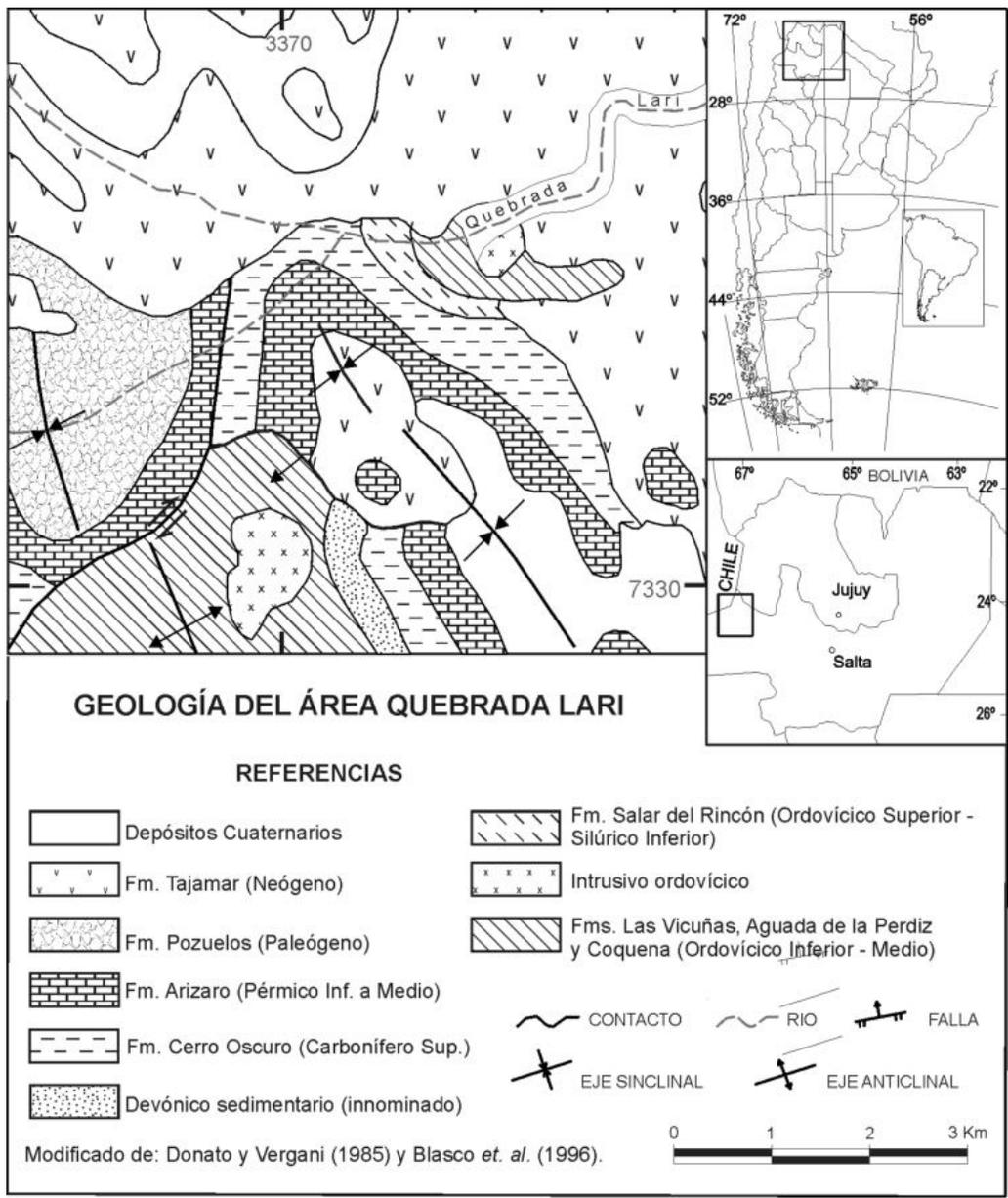


Figura 1: Ubicación y mapa geológico del área de estudio.

Una columna estratigráfica muy completa aflora en la quebrada Lari o del Médano (Fig. 1), donde la sucesión se inicia con depósitos de la Formación Las Vicuñas (Tremadociano inferior; Moya *et al.* 1993), la cual está intruida y parcialmente cubierta por pórfidos cuarcíferos. La edad de estos últimos queda acotada al lapso Tremadociano inferior - Hirnantiano, debido a que tanto los pórfidos como los depósitos tremadocianos, subyacen en marcada discordancia angular a sedimentitas fluviales y marinas de la Formación Salar del Rincón (Aceñolaza *et al.* 1972 a y b), de edad hirnantiana-llan-

doveriana (Isaccson *et al.* 1976, Benedetto y Sánchez 1990, Malanca y Moya 1998). En esta sección, la Formación Salar del Rincón es cubierta discordantemente por los depósitos carbonífero - pérmicos de las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro; sin embargo, al sur de la Quebrada Lari, la Formación Cerro Oscuro yace sobre acumulaciones marinas costeras de edad devónica (Fig. 1). En el área de trabajo no fueron registradas unidades mesozoicas; las entidades más jóvenes corresponden a los depósitos continentales de la Formación Pozuelos (Pa-

leógeno), a las piroclastitas neógenas de la Formación Tajamar (Koukharsky 1969, Blasco *et al.* 1996) y a los sedimentos y volcánicas cuaternarios que completan la columna estratigráfica del área (Fig. 1). Las unidades arriba señaladas integran un conjunto de anticlinales y sinclinales andinos, cuyos ejes se orientan según una dirección NO y se disponen subparalelos, hundiéndose hacia el NO (Fig. 1).

Antecedentes sobre las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro

Las observaciones de campo que acompa-

ñan al presente trabajo, fueron realizadas en secciones ubicadas en ambos flancos del sinclinal que se hunde en la Quebrada Lari (Fig. 1), área que concentra la casi totalidad de los antecedentes geológicos del Paleozoico Superior del occidente de la Puna argentina.

La Quebrada Lari es el área donde Aceñolaza *et al.* (1972 a y b) notificaron el hallazgo de Paleozoico superior en la región y definieron las Formaciones Cerro Oscuro (capas rojas continentales) y Arizaro (areniscas y calizas marinas), asignándolas, respectivamente, al Westfaliano-Stefaniano (Carbonífero superior) y al Wolfcampiano (=Aseliiano-Sakmario; Pérmico inferior).

Estos autores señalan la presencia de *Botrychiopsis* sp. cf. *B. weissiana* Kurtz y de *Sphenopteridium* sp. en el tercio superior de la Formación Cerro Oscuro, e indican que la Formación Arizaro contiene una nutrida fauna compuesta por corales, briozoarios, braquiópodos, gastrópodos, bivalvos y restos de peces; correlacionan esta unidad, con las calizas de la Formación Copacabana de Bolivia.

La edad de la Formación Cerro Oscuro fue ratificada por Archangelsky y Azcuy (1985) y Azcuy *et al.* (2007), quienes citan *Botrychiopsis weissiana*, *Sphenopteridium* sp. y *Fedekurtzia* sp. (originalmente referida a *Botrychiopsis* sp. cf. *B. weissiana* por Aceñolaza *et al.* 1972 b), señalándolas como integrantes de la Flora NBG (Fitozona *Nothorhacopteris - Botrychiopsis - Ginkgo-phyllum*).

La edad de la Formación Arizaro fue ampliada por Benedetto (1976) al Pérmico Inferior a Medio, en base a un conjunto de foraminíferos no fusulínidos, procedentes de calizas de dicha formación, expuesta 6 km al oeste del área aquí tratada. Más recientemente, Díaz Martínez *et al.* (2000) revisan el conjunto de foraminíferos que estudiara Benedetto (1976), reasignan algunos taxones y ubican el conjunto fósil de la Formación Arizaro, en el lapso Pérmico Temprano tardío - Pérmico Medio temprano. Por otro lado, Donato y Vergani (1985) presentan columnas estratigráficas integradas de las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro y brindan interpretaciones paleoambien-

tales sobre la base de las principales facies reconocidas. Identifican en la Formación Cerro Oscuro, tres ciclos granodecrecientes compuestos por una sucesión de facies que, de acuerdo con su interpretación, representarían el pasaje gradual de sistemas fluviales anastomosados a meandrosos. Como se verá en este trabajo, las asociaciones de facies reconocidas en la Formación Cerro Oscuro, permitieron reinterpretar su paleoambiente de depósito.

A diferencia de lo observado por Aceñolaza *et al.* (1972 b) y que fuera aceptado por Moya y Salfity (1982), Donato y Vergani (1985) señalan que la relación entre las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro es transicional, opinión que es compartida por López Gamundí y Rossello (1993). En este contexto, Donato y Vergani (1985) indican que la Formación Arizaro registra un paulatino incremento en carbonatos y definen en ésta tres miembros: a) Un miembro inferior eminentemente clástico, en el que de acuerdo a su opinión, se registraría la transición entre los medios continental y marino somero; b) Un miembro intermedio, con importante aporte de material piroclástico; y c) Un miembro superior carbonático, que documentaría el máximo de la transgresión.

En el curso del presente trabajo se observó que las capas rojas carboníferas, cuyos niveles más jóvenes contienen restos de plantas (Fig. 2), subyacen a través de un nítido contacto paraconforme, a los depósitos marino - litorales de la Formación Arizaro. Asimismo se comprobó lo señalado por Donato y Vergani (1985), respecto a que la Formación Cerro Oscuro está ausente en el sudoeste del área aquí tratada, donde las calizas pérmicas de la Formación Arizaro yacen directamente y discordancia mediante, sobre depósitos ordovícicos.

Por otro lado, Bahlburg y Hervé (1997) consideran que las capas rojas de la Formación Cerro Oscuro serían equivalentes temporales de las turbiditas de la Formación Sierra del Tigre, en la Cordillera de la Costa de Chile; señalan que estas últimas son cubiertas en discordancia (Orogenia El Toco) por las calizas de la Formación Cerros de Cuevitas (Pérmico Inferior), a las que correla-

cionan con la Formación Arizaro.

Poco después, Díaz-Martínez *et al.* (2000) redefinieron la Formación Juan de Morales en el norte de Chile, asignándola al Pérmico Temprano tardío (Artinskiano tardío? - Kunguriano) y correlacionando los depósitos clásticos y carbonáticos que la componen, con la Formación Arizaro. Como se verá más adelante, en este trabajo se propone que la Formación Cerro Oscuro sería equivalente del miembro inferior de la Formación Juan de Morales, y que la Formación Arizaro lo sería del miembro intermedio.

Los antecedentes arriba señalados fijaron los objetivos de la presente contribución: i) Brindar nuevas interpretaciones paleoambientales, a partir de la descripción de las facies y de las asociaciones de facies reconocidas en las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro, al tiempo de proponer correlaciones regionales de las unidades analizadas y de las discontinuidades que las limitan; ii) Discutir la probable influencia que habrían tenido los eventos tectónicos y/o glaciares del Paleozoico superior, en la naturaleza y acumulación de los depósitos; iii) Complementar las observaciones con estudios petrográficos y análisis preliminares de proveniencia, a fin de establecer probables áreas fuente de la cuenca; iv) Analizar los resultados obtenidos, en el marco de modelos tectónicos previamente propuestos, v) Brindar información que aporte al conocimiento sobre la evolución geológica en el sur de los Andes Centrales durante el Paleozoico superior.

En este contexto, las facies y asociaciones de facies clásticas reconocidas en la Formación Cerro Oscuro y en la base de la Formación Arizaro, fueron nominadas según Miall (1978, 1981, 2006). La geometría de los cuerpos sedimentarios y la jerarquía de las discontinuidades se clasificaron según Miall (1985, 2006), en tanto que para los estratos se utilizó la nomenclatura propuesta por Ingram (1954). Las facies carbonáticas de la Formación Arizaro fueron clasificadas mediante análisis microscópico según Dunham (1962) e interpretadas según diversos autores.

ASOCIACIÓN DE FACIES Y PALEOAMBIENTES SEDIMENTARIOS

El arreglo estratigráfico integrado de las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro se muestra en la figura 2. El cuadro 1 sintetiza las facies reconocidas en esas unidades, correspondiendo a este apartado, la discusión de los procesos que las generaron y los probables ambientes vinculados con su desarrollo.

Formación Cerro Oscuro

La Formación Cerro Oscuro comprende una sucesión de capas rojas compuesta por un intervalo basal de conglomerado y tres ciclos granodecrecientes de conglomerado, arenisca y pelita.

La facies Cmp (Cuadro 1) caracteriza la base de la Formación Cerro Oscuro (Fig. 2) y es prácticamente excluyente en este tramo de la unidad. Acumulaciones macizas, matriz soportadas y de fábrica gradada como las aquí tratadas, son típicas de flujos en masa y flujos hiperconcentrados (Miall 2006); dentro de éstos, la facies Cmp representaría depósitos de flujos de detritos (*debris flows*), con buen desarrollo en áreas de borde de cuenca, con relieve pronunciado e importante influjo de material, lo que conlleva procesos gravitacionales de rápida sedimentación. La presencia de flujos de detritos ha sido propuesta como el principal criterio para definir a los depósitos de abanico aluvial, como un sistema depositacional independiente (Mc Phearson y Blair 1993, Blair y Mac Phearson 1994). En base a este criterio, se propone que los depósitos identificados en la facies Cmp en la base de la Formación Cerro Oscuro, corresponden a un sistema de abanico aluvial dominado por flujos de detritos.

Por encima de los depósitos de abanico aluvial arriba señalados, se desarrollan facies de conglomerado (Cop), de arenisca (Arc) y de arenisca fina y pelita (Aro); éstas integran una asociación que tipifica los tres ciclos fluviales granodecrecientes que componen el resto de la Formación Cerro Oscuro (Fig. 2).

Se considera que la facies Cop refleja la acumulación simultánea de grava y arena a

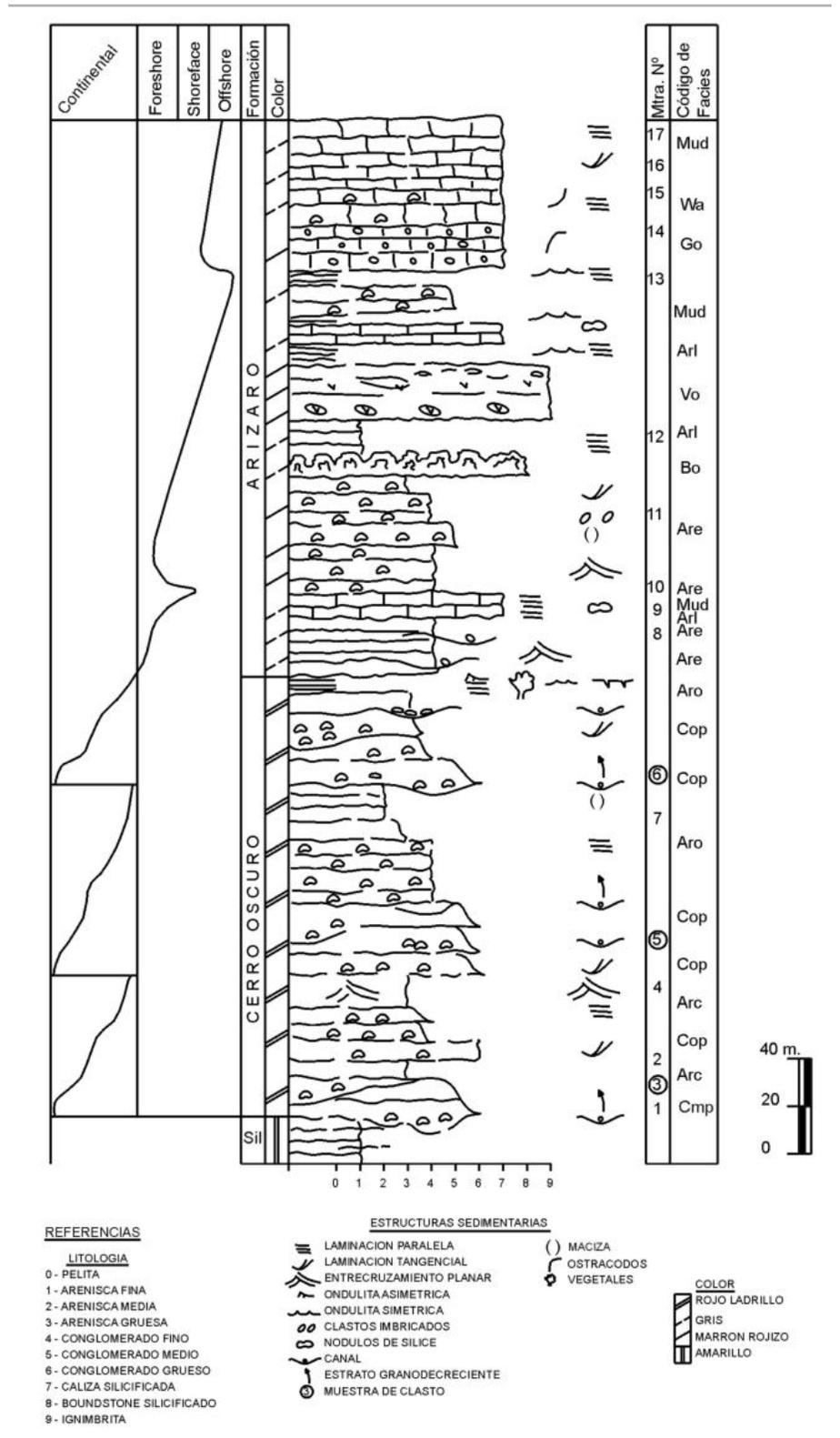


Figura 2: Columna estratigráfica de las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro (Carbonífero Superior - Pérmico Inferior-Medio), quebrada Lari. Código de facies según Cuadro 1.

partir de corrientes tractivas altamente concentradas en sedimento, dando origen a de-

pósitos de barras longitudinales. El proceso involucra el depósito de la fracción

más gruesa de la carga que transporta la corriente en el fondo del canal, crecimiento vertical por acreción de clastos y generación de estructuras entrecruzadas y granodecrecientes, a medida que disminuye el régimen de flujo (Miall 1981).

Verticalmente, la facies Cop se vincula con la Arc de arenisca muy gruesa y arenisca conglomerádica. Esta última denota acumulación bajo condiciones de alto régimen de flujo, con canales cortantes y profundos, seguidos por el depósito de barras transversales, desarrolladas en etapas de energía intermedia o bien en canales menores. Cada uno de los tres ciclos fluviales reconocidos en la Formación Cerro Oscuro, culmina con depósitos heterolíticos de planicie de inundación (facies Aro). La arena fina y la pelita habrían sido transportadas por suspensión y acumuladas en condiciones de alto régimen de flujo. En el último de los tres ciclos fluviales, la facies Aro contiene fitofósiles en niveles con ondulitas simétricas, indicativas de un cuerpo de agua estancada. La desecación de este cuerpo quedó plasmada en las estructuras de exposición subaérea (grietas de desecación y marcas de gotas de lluvia), presentes en el techo de este último ciclo (Fig. 2). Dado que los depósitos más característicos en sistemas de ríos entrelazados son los vinculados con barras longitudinales gravosas y con barras transversales, se considera que la asociación vertical de facies Cop, Arc y Aro, desarrolladas por encima de los depósitos basales de abanico aluvial en la Formación Cerro Oscuro, evolucionó en un *sistema fluvial entrelazado gravoso a arenoso* tipo Donjek (Miall 1977).

Formación Arizaro

La Formación Arizaro es de ambiente marino y está constituida por tres ciclos de inundación granodecrecientes: Los dos ciclos inferiores son de naturaleza clástico-carbonática y están compuestos por las asociaciones de facies Are, Arl y Mud (Cuadro 1); el tercero y último ciclo es enteramente carbonático.

Los depósitos lavados y retrabajados de la facies Are, con evidencias de cortas diastemas y estructuras bidireccionales de co-

CUADRO 1: Facies sedimentarias reconocidas en las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro.

Códigos de Facies	Descripción	Estructuras Sedimentarias	Interpretación
Cmp	Conglomerado polimítico, rojizo, grueso a muy grueso, matriz soporte, pobremente seleccionado. Clastos subangulos a subredondeados de arenisca, granito, basalto, esquisto moteado y cuarzo, desde 4 mm a más de 30 cm de diámetro. Matriz areno-limosa y fangosa.	Estratos macizos o con gradación positiva, morfologías lobuladas y en mantos multiepisdódicos, con terminaciones laterales abruptas.	
Cop	Conglomerado polimítico, rojizo, grueso y mediano, clasto y matriz soporte, pobremente seleccionado. Clastos subredondeados a redondeados de cuarcita, pizarra, filita y granito. Matriz arenosa.	Estratos muy gruesos (> 1 metro de espesor), irregulares, con estratificación entrecruzada planar paralela, clastos imbricados en la base.	
Arc	Arenisca muy gruesa a arenisca conglomerádica, color rojo, con clastos redondeados de cuarcita, pizarra, filita y granito.	Estratos cuneiformes y lenticulares medianos, con escasa extensión lateral, bases nítidas y muy erosivas, con material residual (lag), macizos o con gradación positiva. Estructura entrecruzada planar, tangencial simple y doble; y laminación paralela granodecreciente.	
Aro	Heterolítica de arenisca fina a muy fina, con cemento calcáreo y limolitas laminadas: ambas de color rojo.	Estratos psamíticos tabulares finos a muy finos, de contactos bien definidos, macizos o con laminación paralela fina y ondulitas asimétricas en el techo. Pelitas laminadas, con ondulitas y grietas de desecación.	
Are	Arenisca limpia, muy gruesa a sabulítica, con una moda secundaria de arenisca cuarzosa fina. Color gris verdoso, con granos redondeados y subredondeados de cuarzo y de fragmentos líticos. Cemento calcáreo. Matriz escasa o ausente.	Estratos tabulares finos y medianos, con bases erosivas; sets separados por superficies de reactivación, con entrecruzamientos bidireccionales de tipo planar y tangencial simple de alto ángulo, con láminas granodecrecientes.	
Arl	Heterolítica de arenisca gris muy fina y limolita.	Estratos tabulares medianos a finos de 10 a 30 cm de espesor, con laminación paralela y ondulitas simétricas en el techo.	
Bo	<i>Boundstone</i> gris, silicificado.	Estromatolitos en bancos medianos de diseño irregular, con base plana y techo contorsionado, tipo LLH-S. Pese a estar silicificados, preservan la estructura original.	
Go	<i>Grainstone</i> oolítico grisáceo, muy silicificado.	Estratos tabulares medianos, con contactos rectos y laminación paralela de alto régimen de flujo.	
Wa	<i>Wackstone</i> gris verdoso, con abundantes nódulos de sílice y restos de fósiles marinos.	Estratos tabulares finos y medianos, de contactos rectos; laminación paralela de alto régimen de flujo y tangencial simple.	
Mud	Mudstone gris verdoso y gris amarillento, con trazas fósiles, restos de fósiles marinos y abundantes nódulos de sílice.	Estratos tabulares finos y medianos, de contactos nítidos y rectos. Subfacies Mud 1, con ondulitas simétricas y asimétricas. Subfacies Mud 2, con laminación paralela muy fina, de bajo régimen de flujo.	
Vo	Acumulaciones color rojo, macizas y mal seleccionadas, con líticos de composición volcánica (fenodácítica). Matriz con granulometría de arena, desvitrificada en un agregado que varía de equigranular microcristalino a equigranular de grano fino.	Dos cuerpos de geometría mantiforme de 10 m de espesor promedio, macizos. Líticos equidimensionales distribuidos caóticamente o bien de formas aplanadas semejantes a fiammes, con orientación preferencial.	

rrientes fuertes aunque no críticas, inducen a interpretar procesos de acumulación y erosión en un medio con efectiva acción de mareas, alta energía de depósito y baja tasa de preservación, como el que caracteriza a la franja de transición entre las zonas intermareal baja y submareal proximal, donde se desarrollan canales, mantos y barras de arena.

La facies Ar1 de arenisca muy fina y limolita denota procesos de decantación en un cuerpo de agua tranquilo; las óndulas simétricas que presenta son de crestas agudas, indicando movimientos oscilatorios con rolido de granos, dinámica afín a un medio con baja energía de depósito. En base a estas características, los subambientes que se estiman probables para el desarrollo de esta facies, corresponderían a una zona intermareal protegida o a una zona submareal, por encima y próxima al nivel de base de olas normales o de tormenta. La falta de evidencias de exposición subaérea en estos depósitos, sugiere la segunda interpretación (Cuadro 1).

Las capas estromatolíticas que intercalan en el tramo intermedio de la Formación Arizaro (facies Bo), comprenden estructuras tipo hemisferoides conectados lateralmente (*lateral-linked hemispheroids*, LLH). De acuerdo con Hoffman (1976), Playford y Cockbain (1976) y Bridge y Demico (2008), estromatolitos de este tipo se desarrollan actualmente en el oeste de Australia, en subambientes que van desde la planicie de marea a la zona submareal proximal, ámbito sugerido para la facies aquí descrita.

Las estructuras sedimentarias en las fangolitas calcáreas de la facies Mud (Cuadro 1; Fig. 2), permiten reconocer una subfacies de *fangolita calcárea con óndulas de ola* (Mud₁) y otra de *fangolita calcárea laminada* (Mud₂), cuya disposición marcaría niveles de energía decrecientes. En ambas, el contenido en trazas y restos fósiles marinos es moderado a importante. Se interpreta que estas subfacies se habrían desarrollado en un ambiente de plataforma, en el que Mud₁ representaría los depósitos acumulados por encima y muy próximos al nivel de base de olas normales y Mud₂, los depositados por debajo de éste.

Con la facies Mud culminan no sólo los dos ciclos clástico-carbonáticos arriba señalados, sino el tercero y último ciclo de la Formación Arizaro. Éste es enteramente carbonático y está compuesto por una sucesión integrada por *grainstone* (Go), *wackestone* (Wa) y *mudstone* (Mud) fosilíferos (Fig. 3f y g). Se interpreta que este tercer ciclo evolucionó desde un ambiente de aguas agitadas y alta energía (Go), probablemente vinculado con la franja de transición comprendida entre la planicie de marea inferior y la plataforma interna, hasta la zona por debajo del nivel de base de olas normales (Mud).

Distintos procesos diagenéticos habrían actuado en los depósitos de la Formación Arizaro; el más notable es la silicificación, bajo la forma de sílice nodular y como reemplazamientos y rellenos. Ejemplo de esto último lo constituye la muestra de la figura 3f, la que megascópicamente corresponde a un *grainstone* oolítico muy silicificado, cuya resolución óptica muestra crecimientos esferoidales de calcedonia tipo *length-fast*, por lo que resulta más probable un proceso de relleno que de reemplazamiento. Se estima que en una primera etapa, el depósito estuvo sujeto a disolución y generación de porosidad secundaria oomóldica, a lo que habría sucedido el relleno de los espacios porales, resultando en la inversión total de la fábrica original.

La asociación de facies Vo de rocas volcánicas documenta la ocurrencia de vulcanismo ácido en el sistema depositacional, con registros que intercalan entre las facies clástico-carbonáticas del tramo intermedio de la Formación Arizaro (Fig. 2; Cuadro 1). Los líticos volcánicos que tipifican a esta facies son de composición fenodácítica y poseen textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, pseudomorfo de minerales máficos, cuarzo y opacos. La matriz está desvitrificada, tiene granulometría tamaño arena, está compuesta por cristales anhedros de cuarzo y feldespato potásico y tiene textura microcristalina y equigranular de grano fino (Fig. 3h). Los fenocristales de plagioclasa presentan moderada alteración a sericita y caolín. Los pseudomorfo corresponden a hornblenda y biotita; presentan

secciones basales y prismáticas euhedras y subhedras, con reemplazamiento total por minerales opacos. Los opacos se presentan como microfenocristales, con tamaños menores que 0,13 mm (Fig. 3h). Las características texturales de la facies Vo, inducen a vincularla con depósitos de flujos volcánicos (*sensu* Tucker 2006), resultando difícil una clasificación más precisa dentro de éstos, porque no se observaron evidencias primarias, como presencia de material juvenil vesiculado (pómez), trizas vítreas o verdaderas *fiammes*.

En base al arreglo de facies arriba descrito, se interpreta que los depósitos de la Formación Arizaro evolucionaron en un *sistema de plataforma mixta silicoclástica - carbonática*, con pasaje gradual desde áreas litorales a otras de plataforma externa proximal e irrupción de fenómenos volcánicos en el sistema depositacional (Fig. 2).

LA SECUENCIA DEPOSITACIONAL CERRO OSCURO - ARIZARO

En un marco estratigráfico secuencial, la sucesión integrada por las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro, representa una secuencia depositacional limitada en la base por una discordancia tipo 1 (Vail *et al.* 1984) o discordancia subaérea (Catuneanu 2006), truncada en el techo por erosión y constituida por un cortejo sedimentario de nivel bajo (*lowstand systems tract*) y un cortejo sedimentario transgresivo (*transgressive systems tract*), ambos separados por una paraconformidad (*paraconformity*).

El cortejo sedimentario de nivel bajo está integrado por tres secuencias menores, cada una de las cuales desarrolla ciclos estrato y granodecrecientes, en los que se distinguen: i) Depósitos de abanico aluvial y de relleno de canales principales, y ii) Depósitos de relleno de canales secundarios, con acreción de barras arenosas y facies de llanura de inundación hacia el techo.

El cortejo sedimentario transgresivo está integrado por tres secuencias de orden menor, las que constituyen ciclos de inundación-somerización que marcan una paulatina transgresión marina y registran un

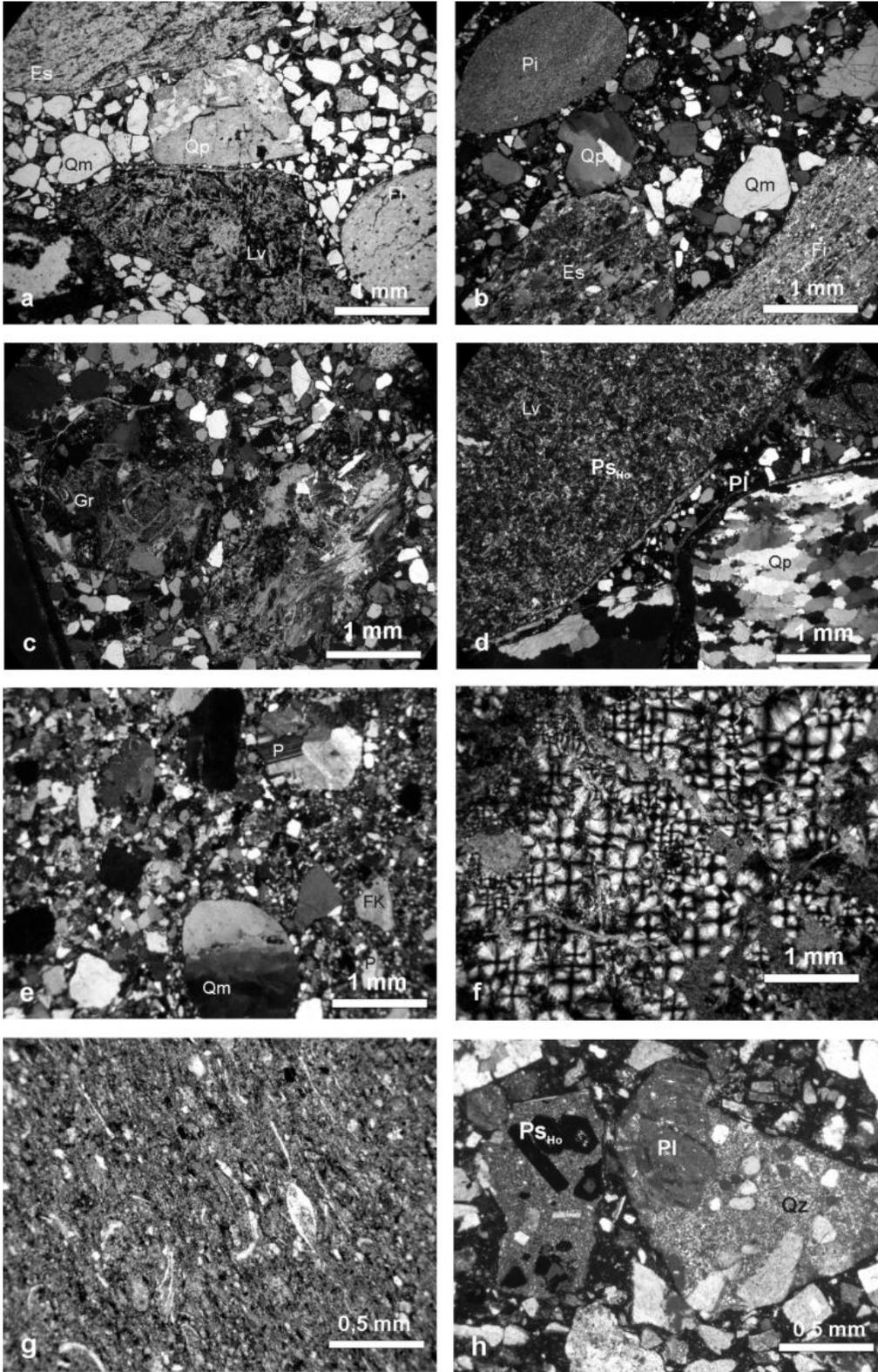


Figura 3: Fotomicrografías de las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro. A, B, C, D y E, Formación Cerro Oscuro; F, G y H, Formación Arizaro. A: Arenita lítica bimodal con clastos subredondeados de esquistó biotítico (Es), filita (Fi), cuarzo policristalino (Qp), monocristalino (Qm) y lítico volcánico (Lv). B: Arenita bimodal, con clastos de pizarra (Pi), filita (Fi), Esquisto (Es) inmerso en una matriz cuarzosa. C: clasto de granito (Gr) y esquistó (Es) inmerso en una matriz cuarzosa. D: Lítico volcánico (Lv) con *coating* pelítico y cuarzo policristalino con contacto crenulado (Qp). E: Arenita feldespática granoflotante, cuarzo monocristalino con extinción ondulosa (Qm), plagioclasa (P) y feldespato potásico (FK) alterado. F: Inversión completa de la fábrica de un *grainstone* oolítico muy silicificado, con crecimientos esféricos de calcedonia tipo *length-fast*, rellenando espacios oomóldicos. G: *Wackestone* fosilífero. H: Facies volcánoclastica: fenocristales de plagioclasa (Pl), pseudomorfo de hornblenda (Psho) y cuarzo redondeado (Qz).

gradual enriquecimiento en carbonatos, con depósitos de planicie de marea y plataforma marina interna.

La secuencia Cerro Oscuro - Arizaro es prácticamente idéntica a la integrada por los miembros inferior e intermedio de la For-

mación Juan de Morales en el norte chileno, según fuera redefinida por Díaz Martínez *et al.* (2000). En este contexto, el cor-

tejo sedimentario de nivel bajo representado por la Formación Cerro Oscuro, se considera que podría ser equivalente del miembro inferior de la Formación Juan de Morales (capas rojas fluviales y de abanico aluvial), en tanto que el cortejo sedimentario transgresivo representado por la Formación Arizaro, lo sería del miembro intermedio de la Formación Juan de Morales (sucesión transgresiva silicoclástica - carbonática, portadora de fauna marina bentónica). En la correlación propuesta, la discordancia en la base de la Formación Cerro Oscuro, podría equipararse con aquella que en el norte de Chile, separa las volcanitas carboníferas de la Formación Quipisca, de la Formación Juan de Morales (Díaz Martínez *et al.* 2000), ó la Formación Zorritas (Devónico-Carbonífero Inferior) del Grupo Peine (Carbonífero Superior - Pérmico); es decir, la discordancia generada por el evento tectónico El Toco, registrado en el norte chileno durante el Carbonífero Superior bajo (Bahlburg y Breitzkreuz 1991, Bahlburg y Hervé 1997).

INJERENCIA DE LA TECTÓNICA Y EL CLIMA

De acuerdo con Miall (2006), el desarrollo de abanicos aluviales en las márgenes de una cuenca, está gobernado por controles autogénicos y alogénicos (tectónica, clima). En el caso que interesa a este trabajo, el intervalo basal de la Formación Cerro Oscuro está representado por flujos de detritos, en tanto que el resto de la unidad comprende depósitos de barras y canales vinculados con un sistema fluvial entrelazado. Se interpreta que este esquema responde tanto a condiciones tectónicas como climáticas de la cuenca.

Una injerencia tectónica importante se deduce de las relaciones de base de la Formación Cerro Oscuro, dado que en cortas distancias, cubre discordantemente tanto a depósitos silúricos como devónicos, lo que permite suponer un paleorelieve en bloques, sobre el cual se habría instalado un sistema de abanico aluvial, que luego evolucionó a un sistema fluvial entrelazado gravoso a arenoso. Precisamente, una dinámica de blo-

ques similar a la aquí invocada, fue señalada por Bahlburg y Hervé (1997) para el sector oriental del norte chileno, como respuesta al evento tectónico El Toco, cuya acción plegante sólo estaría documentada en el costa de Chile.

La injerencia climática en la evolución de los depósitos de la Formación Cerro Oscuro, se deduce de la flora contenida en niveles próximos a su techo, particularmente, de *Botrychiopsis weissiana* (Archangelsky y Azcuy 1985, Azcuy *et al.* 2007). Según Jasper *et al.* (2003a), el registro más antiguo de *B. weissiana* ocurre en una fase interglaciar durante el Namuriano - Westfaliano, en un ambiente de tundra o taiga de clima frío periglaciar. En el Westfaliano - Stefaniano, la especie se habría adaptado a condiciones climáticas más benignas y se habría extinguido en o cerca del límite Carbonífero - Pérmico, lapso que marca el tiempo mínimo del cierre depositacional de la Formación Cerro Oscuro.

Respecto al clima que habría imperado durante el depósito de la Formación Arizaro, no existe opinión consensuada; la controversia gira alrededor de la información paleontológica y sedimentológica conocida: i. Por un lado, la composición definitivamente carbonática del tercer ciclo de la Formación Arizaro *versus* la naturaleza clástico-carbonática de los dos ciclos inferiores, sugiere cambios en las condiciones físico-químicas del medio de depósito, vinculadas con un incremento en la temperatura, pH y salinidad de las aguas. Por otro lado, el contenido fósil del tercer ciclo de la Formación Arizaro, podría respaldar una propuesta de aguas templado-cálidas para su depósito, porque incluye briozoos fenestélidos, braquiópodos productidos y espiriferidos, corales rugosos y bivalvos pectínidos (Aceñolaza *et al.* 1972 a y b, Benedetto 1976). Fósiles de estos grupos, junto con esponjas y algas, son clásicos integrantes de comunidades arrecifales pérmicas (Sánchez 2007), como ocurre en las calizas pérmicas del sur y el este de China (Fan *et al.* 1990, Wang *et al.* 1998), norte de México (Montgomery 2004) y sur de U.S.A., con exponentes en New México (Kues 1995) y Texas (Guadalupe y Delaware Mountains),

donde se emplaza el complejo arrecifal Capitán, el más conocido del mundo (Scholle 2000, Cornet 2005).

ii. En contrario, la ausencia de fusulínidos (los indicadores más notables de aguas cálidas en los mares pérmicos), en el conjunto de foraminíferos procedentes de las calizas de las Formaciones Arizaro y Juan de Morales, condujo a diversas interpretaciones, entre las que se cuenta la acumulación de los depósitos en aguas templado-frías (Díaz Martínez *et al.* 2000 y bibliografía allí citada).

iii. En la presente contribución se discute una propuesta alternativa, ante la probabilidad que no toda la Formación Arizaro se depositó bajo las mismas condiciones de temperatura. Este postulado focaliza la fase glacioeustática señalada para Gondwana en el lapso Stefaniano - Sakmariano medio (Carbonífero Superior alto - Pérmico Inferior bajo), en la que habrían ocurrido fluctuaciones eustáticas del orden de 100-120 m (Rygel *et al.* 2008, Birgenheier *et al.* 2009). En América del Sur, la deglaciación subsiguiente quedó registrada a partir del Artinskiano, con un evento de transgresión que generó una superficie de inundación ampliamente documentada en Bolivia (*Artinskian flooding surface*), en la base del miembro superior de la Formación Copacabana (Grader *et al.* 2008). Si se atiende a los conceptos precedentes y a la edad revisada de las calizas de la Formación Arizaro (Pérmico Inferior alto - Pérmico Medio bajo; Díaz Martínez *et al.* 2000), se advierte que el evento de inundación artinskiano pudo haber iniciado el depósito de la Formación Arizaro. Si éste es el caso, la superficie de inundación que define la relación paraconforme entre las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro, sería correlacionable con la *Artinskian flooding surface*.

Lo antedicho plantea interesantes temas de discusión que se enunciarán como propuestas, hasta tanto se cuente con estudios geoquímicos, isotópicos y radimétricos que avalen o modifiquen los considerandos vertidos: 1. El lapso Asseliano - Sakmariano incluido dentro de la fase glacioeustática previamente comentada (Rygel *et al.* 2008), no estaría documentado en la Formación Arizaro y

se correspondería con el hiato de la discontinuidad paraconforme que separa esta unidad de la Formación Cerro Oscuro (Discordancia Atacama de Moya y Salfity 1982), cuestionada por Donato y Vergani (1985) y por López Gamundí y Rosello (1993).

2. Los dos ciclos siliciclástico - carbonáticos que componen los tramos inferior e intermedio de la Formación Arizaro, se habrían depositado durante el Artinskiano-Kunguriano (Pérmico Inferior alto), a partir del evento de transgresión que acompañó la deglaciación de Gondwana. En este considerando, se asume que los depósitos representativos de estos ciclos podrían haberse acumulado en aguas templado-frías, como lo señalan Díaz-Martínez *et al.* (2000) para la Formación Juan de Morales, en el norte de Chile.

3. El ciclo de calizas fosilíferas con el que culmina la Formación Arizaro en la Puna occidental argentina, podría haberse desarrollado en aguas templado-cálidas. Este considerando atiende por un lado, a la edad mínima revisada por Díaz-Martínez *et al.* (2000) para la Formación Arizaro (Pérmico Medio bajo), y por otro lado, al lapso de calentamiento que se habría registrado a partir del Pérmico Inferior terminal (Jasper *et al.* 2003a y b). Para estos autores, la transición a un clima cálido en América del Sur en este lapso, se evidencia en el recambio florístico dado por la extinción del género *Botrychiopsis* (con *B. valida*) y la aparición de nuevos elementos que caracterizan una flora distinta. Así, es probable que el depósito de las facies carbonáticas del tramo superior de la Formación Arizaro, responda a un incremento paulatino en la temperatura de las aguas, sea por fenómenos climáticos, o por la ubicación paleolatitudinal que le hubiese correspondido a la región durante el Pérmico Medio.

ANÁLISIS PETROGRÁFICOS

Se analizaron 20 cortes delgados orientados perpendicularmente a la estratificación, procedentes de los muestreos sistemáticos realizados en las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro; de ellos, 11 corresponden a la Formación Cerro Oscuro y 9 a la Formación

CUADRO 2: Características petrográficas de los componentes detríticos analizados.

Componentes Detríticos		Rocas Fuente	
Qt Cuarzo Total	Qm Cuarzo Monocristalino Granos gruesos redondeados, granos finos angulosos a subangulosos. (Fig. 3 A, B, C, D, E)	Con extinción relámpago. Cristales límpidos (sin vacuolas, ni inclusiones fluidas o de otros minerales). Algunos granos fracturados y otros con engolfamientos. Crecimiento secundario.	Plutónicas, metamórficas de alto grado, volcánicas.
	Qp Cuarzo Policristalino (Fig. 3 B y D)	Con extinción ondulosa. Contactos suturados o crenulados. Contactos rectos y poligonales.	Metamórficas de bajo grado. Metamórficas de alto grado. Plutónicas.
F Feldespato Total	P Plagioclasa (Fig. 3 E)	Euhedral a subhedral. Con maclas de tipo polisintética, Carlsbad y ley de Albita-Carlsbad. Zonación normal e inversa. Estructuras perfiticas. En general poco alterada, aunque puede estar reemplazada por calcita.	Volcánicas y plutónicas.
	K Feldespato Potásico (Fig. 3 E)	<u>Ortoclasa</u> : euhedral, muy alterada; con calcita, sericita y ocasionalmente caolinita. <u>Microclino</u> : euhedral, muy fresco, con típica macla en enrejado.	Plutónicas y volcánicas.
L Líticos Totales	Lv Líticos Volcánicos (Figs. 3 A y D)	Textura holocristalina con fenocristales de plagioclasa y pasta microlítica alterada, o bien, fenocristales de plagioclasa y opacos y pasta afanítica. Líticos alterados, muy redondeados.	Volcánicas.
	Lm Líticos Metamórficos Bien redondeados (Figs. 3 A, B y C)	Pizarra, filita y esquistos cuarzo - micáceo. Micro-estructura esquistosa (alineación de micas). Agregados de textura granoblástica de cuarzo, feldespato y mica. Láminas contorsionadas de biotita.	Metamórficas de bajo grado. Metamórficas de mediano y alto grado.
	Ls Líticos Sedimentarios	Arenisca y pelita. Litoclastos muy escasos; redondeados a subredondeados.	Sedimentarias clásticas.

Arizaro. Las rocas estudiadas presentan escaso grado de alteración, lo que facilita el reconocimiento óptico de las especies minerales, así como los principales atributos indicativos de procedencia.

Para el análisis cuantitativo se contó un mínimo de 300 granos por corte delgado, cuyos diámetros oscilan entre 0,062 y 2 mm. Las psamitas fueron clasificadas según Pettijohn *et al.* (1972), teniendo en cuenta la granulometría muy gruesa de las areniscas; el conteo se realizó de acuerdo al método de Gazzzi-Dickinson (Dickinson 1970, Gazzzi *et al.* 1973, Ingersoll *et al.* 1984).

El Cuadro 2 muestra la clasificación de los componentes detríticos analizados y sus características. Las modas de los granos fueron recalculadas al 100%, como la suma de Qm-F-Lt, Qt-F-L, Qm-P-K, Qp-Lv-Ls y Lm-Lv-Ls (Dickinson 1985); los resultados se presentan en el Cuadro 3. Se considera-

ron los granos intracuencales, no así los minerales pesados, no porque éstos no brinden información de procedencia, sino porque su presencia responde a diferentes condiciones hidrodinámicas y/o geoquímicas del medio de depósito (Zuffa 1985). El cuarzo con extinción ondulosa fue reconocido de acuerdo a su extinción aparente (aproximadamente menor al ángulo de extinción verdadera): ondulatorio si es mayor a 5° y no ondulatorio si es menor o igual a 5°. De acuerdo con Basu *et al.* (1975), se consideró al cuarzo ondulatorio como producto de rocas metamórficas de bajo grado y al no ondulatorio como producto de rocas metamórficas de alto grado que se comportan como cuarzo plutónico. Debido a que el número promedio de individuos en cada grano de cuarzo policristalino tamaño arena depende de la roca madre del área fuente, en este trabajo se

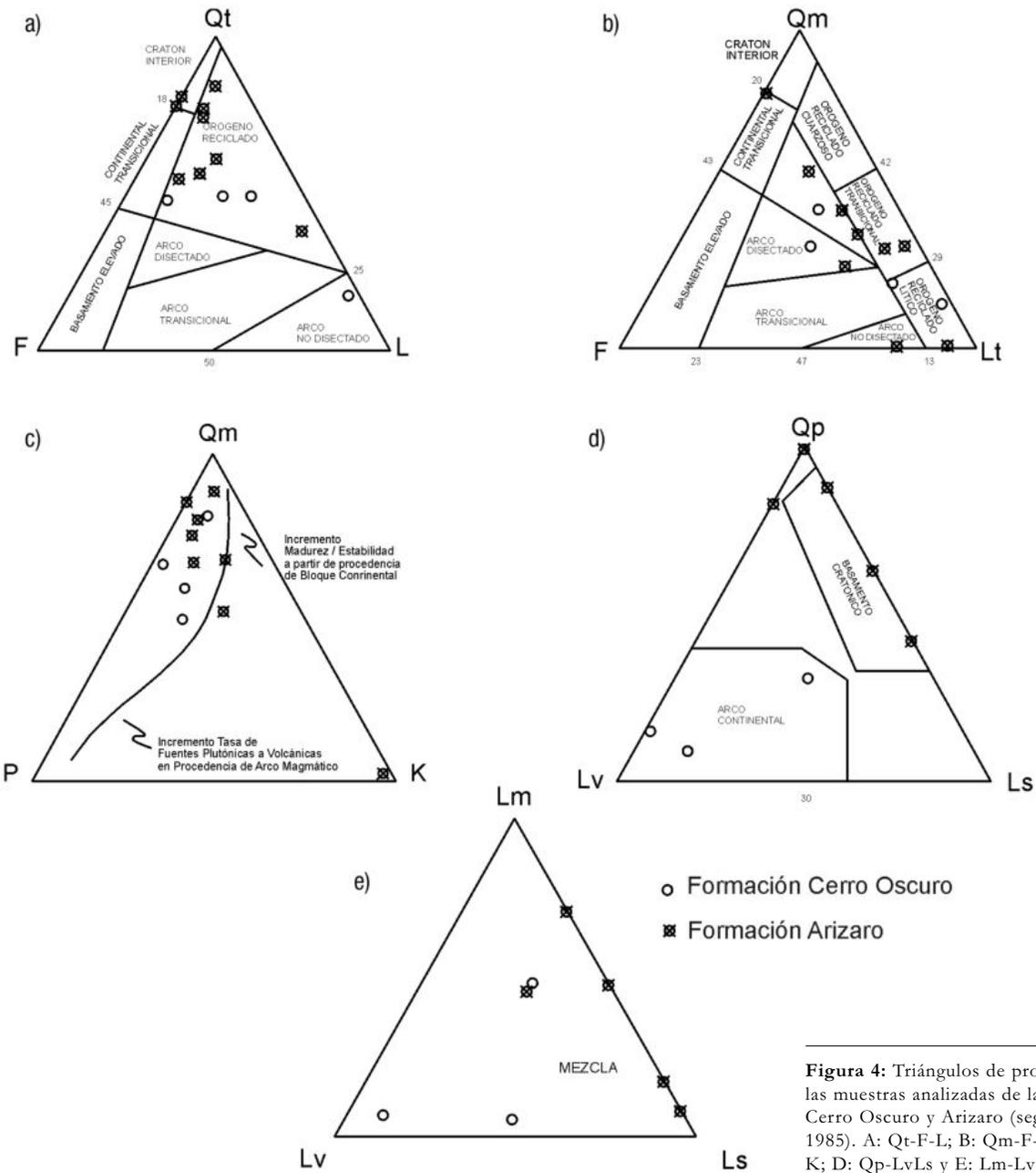


Figura 4: Triángulos de procedencia de las muestras analizadas de las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro (según Dickinson, 1985). A: Qt-F-L; B: Qm-F-Lt; C: Qm-P-K; D: Qp-LvLs y E: Lm-Lv-Ls.

consideró a los granos constituidos por 2 a 5 cristales, como de origen plutónico y a los de más de 5 cristales, de origen gnésico (Basu *et al.* 1975).

Los componentes detríticos

Petrográficamente, las psamitas de la sucesión carbonífera-pérmica de la Puna occidental fueron clasificadas de acuerdo a su composición detrítica, en arenitas líticas en la base de la Formación Cerro Oscuro y arenitas subarcóicas a líticas en el techo,

mientras que la Formación Arizaro está constituida por arenitas líticas.

La matriz de las areniscas es escasa (menor de 8%) y cuando se presenta, es sericítica; el cemento es calcáreo de tipo esparítico y se observan pátinas de óxidos de hierro (*coatings*) (Fig. 3d). Las características de los componentes detríticos analizados se presentan en el Cuadro 2; su distribución se discute a continuación.

El cuarzo total en las muestras analizadas es muy variable (17 - 84%); los mayores por-

centajes se registran en las areniscas de la Formación Arizaro, donde la participación de cuarzo policristalino es más importante que la de cuarzo monocristalino (Cuadro 3). Los valores de este último varían a través de la sucesión carbonífero-pérmica, aunque tienden a ser algo superiores en la Formación Cerro Oscuro.

El porcentaje de feldespato total es similar en las muestras de las dos unidades analizadas; sin embargo, en la Formación Cerro Oscuro predominan las plagioclasas, en tan-

CUADRO 3: Valores modales en porcentajes recalculados de las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro.

Ejemplo N°	QtFL%			QmFLt%			QmPK%			QpLvLs%			LmLvLs%		
	Qt	F	L	Qm	F	Lt	Qm	P	K	Qp	Lv	Ls	Lm	Lv	Ls
MN°1-CO	17	3	80	13	3	84	81	9	10	10	76	14	51	41	8
MN°2-CO	49	22	28	44	22	33	67	26	7	15	85	0	0	100	0
MN°4-CO	36	14	50	20	14	66	59	24	17	32	50	18	30	50	20
MN°7-CO	47	33	20	33	31	34	50	27	23	76	24	0	75	25	0
MN°8-A	60	17	23	43	17	40	67	15	18	74	26	0	74	26	0
MN°9-A	56	22	22	0	22	78	0	0	100	100	0	0	100	0	0
MN°10-A	84	8	8	0	8	92	0	0	100	100	0	0	100	0	0
MN°11-A	75	16	9	34	16	50	68	10	22	89	0	11	38	0	62
MN°13-A	82	18	0	55	18	27	75	15	10	100	0	0	100	0	0
MN°14-A	50	25	25	26	25	49	51	18	31	65	0	35	48	0	52
MN°15-A	80	20	0	80	20	0	80	10	10	0	0	0	0	0	0
MN°16-A	84	10	6	70	10	20	88	5	7	100	0	0	100	0	0
MN°17-A	37	5	58	31	5	64	86	14	0	43	57	0	86	14	0

to que en la Formación Arizaro, los feldspatos potásicos (Cuadro 3).

Los fragmentos líticos son componentes importantes. Los líticos metamórficos (Lm) registran porcentajes muy variables a través de la sucesión estudiada, alcanzando valores máximos en la Formación Arizaro, donde también predominan cuarzo policristalino y feldespato potásico. Los líticos volcánicos (Lv), en cambio, son importantes en muestras de la Formación Cerro Oscuro, donde dominan cuarzo monocristalino y plagioclasa. Los líticos sedimentarios (Ls) son muy escasos y sólo se destacan en muestras de la porción superior de la columna estratigráfica.

El marco paleogeográfico y los análisis petrográficos

De acuerdo con Azcuy *et al.* (2007), el área de trabajo habría pertenecido a una cuenca de retroarco (Cuenca Arizaro), ubicada dentro del dominio pacífico, el cual comprende una extensa faja de acumulación carbonífero-pérmica que se extiende a lo largo de los Andes, desde Venezuela al norte, hasta Tierra del Fuego al sur. A diferencia de las cuencas intracratónicas sudamericanas, las del dominio pacífico habrían estado vinculadas con procesos de subducción y con el emplazamiento de arcos magmáticos (Azcuy 1985, Cuerda *et al.* 1987, Azcuy y Caminos 1988).

En este contexto, la cuenca Arizaro se ubicaba, en coordenadas actuales, al este de un arco magmático continental emplazado

en el norte de Chile a partir del Carbonífero Superior, cuyos registros corresponden al Grupo Peine y sucesiones volcano-sedimentarias equivalentes (Bahlburg y Breitreuz 1991). Cuencas de intra y antearco, con capas rojas y depósitos marinos clástico-carbonáticos similares a los de las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro (Formaciones Juan de Morales, Cerros de Cuevitas, Cerro del Arbol), se habrían desarrollado en las actuales regiones andinas chilenas (Díaz-Martínez *et al.* 2000). Complejos ígneos cámbrico-ordovícicos (Faja eruptiva de la Puna occidental; Palma *et al.* 1986), sucesiones volcano-sedimentarias ordovícicas y sedimentitas principalmente devónicas, habrían constituido el sustrato de este arco magmático.

El límite oriental de la cuenca Arizaro era el arco puneño (Azcuy *et al.* 2007), una estructura positiva constituida por terrenos precarboníferos plegados (orógeno reciclado), que actualmente integran la Cordillera Oriental del norte argentino y del sur de Bolivia y parte de la Puna (Faja eruptiva de la Puna oriental; Méndez *et al.* 1973) y de las Sierras Pampeanas septentrionales. Esto es, una estructura compuesta por rocas ígneas, sedimentarias marino-clásticas y metamórficas de bajo a alto grado, integrantes del basamento (Proterozoico - Cámbrico Inferior) y de la espesa cobertura paleozoica en esas regiones.

En base al marco paleogeográfico descrito y a fin de analizar la injerencia de las áreas fuente que aportaron material a la cuenca

de las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro, se tomaron en cuenta las principales direcciones de paleocorrientes obtenidas (este/sudeste - oeste/noroeste y oeste - este) y se plotearon los datos del cuadro 3 en los diagramas ternarios propuestos por Dickinson y Suczek (1979), Dickinson *et al.* (1983) y Dickinson (1985), dando como resultado las siguientes observaciones:

- Las muestras analizadas tienen buenos índices de madurez, tal como indican los porcentajes elevados de cuarzo total versus feldspatos y líticos inestables (L), y de cuarzo monocristalino versus plagioclasas y feldspatos potásicos (Figs. 4a y 4c).
- El diagrama QtFL (Fig. 4a) muestra proveniencias variadas, desde un arco no disectado (Formación Cerro Oscuro) a cratón interior (Formación Arizaro), aunque la mayoría de las muestras de ambas unidades indican aportes desde un orógeno reciclado.
- El aporte desde un arco no disectado para la Formación Cerro Oscuro, es coherente con un arco magmático activo al oeste de la cuenca, con los elevados porcentajes de líticos volcánicos que registra esta unidad y con la rápida acumulación de los depósitos aluviales y fluviales que la integran. La naturaleza continental del arco magmático queda reflejada en el diagrama QpLvLs (Fig. 4d). Este diagrama muestra además, el predominio de líticos estables en las muestras de la Formación Arizaro, lo que se interpreta como el resultado de la erosión y el desgaste de los líticos inestables, sometidos al retrabajamiento marino de olas y

corrientes.

- La distribución de los líticos en las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro (diagramas QpLvLs y LmLvLs; Figs. 4d y 4e), podría estar vinculada con el paulatino cambio climático deducido en base al contenido paleontológico de ambas unidades: un clima templado a frío, árido a semiárido, favorecería la preservación de líticos volcánicos, que son los más inestables (Formación Cerro Oscuro); un aumento de temperatura y humedad, habría favorecido la preservación de líticos estables (Formación Arizaro).

- Al discriminar el cuarzo monocristalino y sumar el cuarzo policristalino a los líticos inestables, para considerar líticos totales (diagrama QmFLt; Fig. 4b), se advierte una gran dispersión de las modas detríticas, que toca los campos de arco no disectado, arco disectado, orógeno reciclado (lítico a transicional) e incluso, cratón interior. Se considera que tal dispersión responde al aporte de: i) Detritos neovolcánicos del arco no disectado del oeste; ii) Detritos paleovolcánicos de un arco disectado antiguo, representado por las sucesiones volcanosedimentarias ordovícicas de la Puna, que forman parte del sustrato de la cuenca (Formaciones Las Vicuñas, Aguada de la Perdiz y equivalentes); iii) Detritos ígneos, sedimentarios y metamórficos de bajo grado, procedentes de un orógeno reciclado (Arco Puneño), correspondiente a la Cordillera Oriental y a las fajas eruptivas de la Puna Oriental y Occidental; iv) Detritos ígneos y metamórficos de alto grado, procedentes de un cratón interior, correspondiente a las Sierras Pampeanas Septentrionales.

CONCLUSIONES

El intervalo basal de la Formación Cerro Oscuro corresponde a depósitos de flujos de detritos y el resto de la unidad se organiza en tres ciclos grano y estrodecientes, en los que se distinguen depósitos de barras transversales y longitudinales y el desarrollo de una planicie de inundación. Existen tres ciclos de inundación - some-rización en la sucesión marina silicoclástica

- carbonática correspondiente a la Formación Arizaro; éstos se interpretan como pul-sos vinculados con una transgresión global, documentada en las plataformas de Gondwana a partir del Pérmico Inferior alto. Los depósitos involucrados habrían evolucionado en medios sedimentarios someros, desde planicie de marea a plataforma marina interna.

Las facies y asociaciones de facies reconocidas en la sucesión carbonífero-pérmica de la Puna Occidental argentina (Cuenca Arizaro), permiten interpretar un sistema de abanico aluvial y un sistema fluvial entrelazado gravoso a arenoso para la Formación Cerro Oscuro y una plataforma mixta silicoclástica - carbonática para la Formación Arizaro.

La sucesión integrada por las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro representa una secuencia depositacional limitada en la base por una discordancia interregional tipo 1 o discordancia subaérea, equiparable con el evento tectónico El Toco (Carbonífero Superior alto), registrado en el norte de Chile. Existe una relación de paraconformidad entre las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro, atribuible a la Discordancia Atacama. Su hiato coincidiría con un pico de glaciación registrado en Gondwana durante el Asseliano-Sakmario (Pérmico Inferior bajo).

Los tramos inferior e intermedio de la Formación Arizaro se habrían depositado en aguas templado-frías a partir del evento de transgresión que acompañó la deglaciación de Gondwana durante el Artinskiano-Kunguriano. Se acepta una probable edad pérmica media para las calizas de la parte superior de esta unidad, la que coincidiría con una etapa de calentamiento en Gondwana.

La actividad de un arco magmático carbonífero - pérmico emplazado al oeste de la cuenca Arizaro, fue registrada por la presencia de líticos volcánicos en los depósitos de arenisca y de conglomerado que componen la Formación Cerro Oscuro (Carbonífero Superior alto), y por dos intervalos de flujos volcanoclásticos que intercalan en la parte intermedia de la Formación Arizaro (Pérmico Inferior a Medio).

La casi totalidad de las psamitas analizadas corresponden a arenitas líticas. En las muestras de la Formación Cerro Oscuro dominan líticos volcánicos, plagioclasa y cuarzo monocristalino, en tanto que líticos metamórficos, cuarzo policristalino y feldespato potásico, predominan en la Formación Arizaro.

Los aportes de rocas fuente son variados, en coincidencia con los elementos estructurales que habrían regulado la geometría de la cuenca Arizaro: i) Detritos neovolcánicos de un arco continental no disectado, ubicado al oeste; ii) Detritos paleovolcánicos de un arco disectado, de edad ordovícica; iii) Detritos ígneos, sedimentarios y metamórficos de bajo grado, procedentes de un orógeno reciclado (Arco Puneño), ubicado al este; iv) Detritos ígneos y metamórficos de alto grado, procedentes de un cratón interior ubicado al sudeste.

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo de Investigación de la Universidad Nacional de Salta, por el apoyo económico brindado a través del Trabajo 1432 y de los Proyectos 1270 y 1582. A los señores árbitros, doctores Magdalena Koukharsky, Enrique Díaz-Martínez y Heinrich Bahlburg y a los miembros de la Subcomisión de Publicaciones de esta Revista, por sus comentarios y sugerencias.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G., Benedetto J.L., Koukharsky, M. Salfity, J.A. y Viera, O. 1972a. Presencia de sedimentitas devónicas y neopaleozoicas en la Puna de Atacama, Provincia de Salta, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 27(3): 345-346.
- Aceñolaza, F.G., Benedetto, J.L. y Salfity, J.A. 1972b. El Neopaleozoico de la Puna Argentina: Su fauna y relación con áreas vecinas. *Academia Brasileira de Ciências, Anales* 44 (Suplemento): 5-20.
- Archangelsky, S. y Azcuy, C.L. 1985. Carboniferous paleobotany and palinology in Argentina. 10º Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero, Actas 4: 267-280, Madrid.
- Azcuy, C.L. y Caminos, R. 1988. Características paleo-

- ogeográficas y diastróficas de algunas cuencas neopaleozoicas de América del Sur: una reseña. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú 78: 203-224.
- Azcuy, C.L., Beri, A., Bernardes-de-Oliveira, M.C., Carrizo H., di Pasquo, M., Díaz Saravia, P., González, C., Iannuzzi R., Lemos, V.B., Melo, J.H., Pagani, A., Rohn, R., Rodríguez Amenábar, C., Sabattini, N., Souza, P.A., Taboada, A. y Vergel, M. 2007. Bioestratigrafía del Paleozoico Superior de América del Sur: Primera etapa de trabajo hacia una nueva propuesta cronoestratigráfica. Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación especial 11: 09-65.
- Bahlburg, H. y Breikreuz, C. 1991. Paleozoic evolution of active margin basins in the southern Central Andes (northwestern Argentina and northern Chile). *Journal of South American Earth Sciences* 4(3): 171-188.
- Bahlburg, H. y Hervé, F. 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *Geological Society of American Bulletin* 109(7): 869-884.
- Basu, A., Young, S.W., Suttner, L.J., James, W.C. y Marck, G.H. 1975. Re-evaluation of the use of oscillatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology* 45(4): 873-882.
- Benedetto, J.L. 1976. Foraminíferos pérmicos de la Formación Arizaro (Provincia de Salta, Argentina). 2º Congreso Latinoamericano de Geología, Memorias (Caracas, 1973). Boletín de Geología del Ministerio de Minas e Hidrocarburos de Venezuela. Publicación Especial 7(2): 1009-1024.
- Benedetto, J.L. y Sánchez, T. 1990. Fauna y edad del estratotipo de la Formación Salar del Rincón (Eopaleozoico, Puna Argentina). *Ameghiniana* 27(3-4): 317-326.
- Birgenheier, L.P., Fielding, Ch.R., Rygel, M.C., Frank, T.D. y Roberts, J. 2009. Evidence for dynamic climate change on sub-106-year scales from the late Paleozoic glacial record, Tappan Belt, New South Wales, Australia. *Journal of Sedimentary Research* 79(1): 56-82.
- Blair, T.C. y Mac Phearson, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* A64: 450-489.
- Blasco, G., Zappettini, E. y Hongn, F. 1996. Hoja Geológica 2566-I San Antonio de los Cobres. Escala 1:250.000. SEGEMAR. Boletín 217: 1-126.
- Bridge, J.S. y Demico, R.V. 2008. *Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits*. Cambridge University Press, 815 p., New York.
- Catuneanu, O. 2006. *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier, 375 p., Amsterdam, Boston, Heidelberg.
- Cornet, B. 2005. Permian Reefs and Carbonate Complexes, West Texas. www.palaeos.com/Paleozoic/Permian/Capitanian.html.
- Cuerda, A., Azcuy, C.L., Valencio, D.A. y Vilas, J.F. 1987. Introducción. En Archangelsky S. (ed.) *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba: 5-13.
- Díaz Martínez, E., Mamet, B., Isaacson, P.E. y Grader, G.W. 2000. Permian marine sedimentation in northern Chile: new paleontological evidence from the Juan de Morales Formation, and regional paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Science* 13: 511-525.
- Dickinson, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology* 40: 695-707.
- Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstone. En G. Zuffa (ed.) *Provenance of arenites*. Reidel Publishing Company. Series 148: 333-361
- Dickinson, W.R. y Suczek, C. A. 1979. Plate tectonic and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 63: 2164-2182.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakwring, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A. y Ryberg, P. T. 1983. Provenances of North American Phanerozoic sandstones in relations to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin* 94: 222-235.
- Donato, E. y Vergani, G. 1985. Geología del Devónico y Neopaleozoico de la zona del Cerro Rincón, provincia de Salta, Argentina. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 262-283, Antofagasta.
- Dunham, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En Ham, W.E (ed.) *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 1: 108-121.
- Fan, J., Rigby, J.K. y Qi, J. 1990. The Permian reefs of South China and comparisons with the Permian reef complex of the Guadalupe Mountains, west Texas and New Mexico: Brigham Young University, *Geology Studies* 36:15-55.
- Gazzi, P., Zuffa, G., Gandolfi, G. y Paganelli, L. 1973. Provenienza e dispersione litoranea delle sabbie delle spiagge adriatiche fra le foci dell'Isonzo e del Foglia: Inquadramento regionale. *Società Geologica Italiana, Memorie* 12: 1-37.
- Grader, G.W., Isaacson, P.E., Díaz-Martínez, E. y Pope, M.C. 2008. Pennsylvanian and Permian sequences in Bolivia: Direct responses to Gondwana Glaciation. En Fielding, C.R., Frank, T.D. y Isbell, J.L. (eds.): *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Geological Society of America, Special Paper 44: 143-159.
- Hoffman, P. 1976. Stromatolite morphogenesis in Shark Bay, western Australasia. En Walter R.M. (ed.) *Stromatolites, Developments in sedimentology*. Elsevier, Memoir 20: 261-271.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D. y Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology* 54 (1): 103-116.
- Ingram, R. L. 1954. Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. *Geological Society of American Bulletin* 65: 937-938.
- Isaacson, P.E., Antelo, B. y Boucot, A.J. 1976. Implications of a Llandovery (Early Silurian) brachiopod fauna from Salta Province, Argentina. *Journal of Paleontology* 50 (6): 1103-1112.
- Jasper, A., Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M. e Iannuzzi, R. 2003a. Biostratigraphic and paleoclimatic significance of *Botrychiopsis* fronds in the Gondwana realm. En Wong, Th E. (ed.) *Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy*, Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences. Utrecht, the Netherlands: 379-388.
- Jasper, A., Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M. y Menegat, R. 2003b. The *Botrychiopsis* genus and its biostratigraphic implications in Southern Paraná Basin. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 75 (4): 513-535.
- Koukharsky, M.M.L. 1969. Informe preliminar de la estratigrafía de las Hojas 6 a y b, Socompa y Cerro Guanaquero, Provincia de Salta. Mapa geológico. Dirección Nacional de Geología y Minería (inédito), Buenos Aires.
- Kues, B.S. 1995. Marine fauna of the Early Permian (Wolfcampian) Robledo Mountain Member, Hueco Formation, Southern Robledo Mountain,

- New Mexico. En Lucas, S.C. y Heckert, A.B. (eds.): Early Permian footprints and facies. New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin 6: 63-90.
- López Gamundi, O.R. y Rossello, E. 1993. La Fase Atacama y los Movimientos Intracarbónicos en las Cuencas Neopaleozoicas del Oeste de Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3:100-106, Mendoza.
- Malanca, S. y Moya, M.C. 1998. Nuevos fósiles de la Formación Salar de Rincón (Ashgill Tardío - Llandoverly Temprano), Puna Occidental Argentina. 13° Congreso Geológico Boliviano Memorias 1: 167-173, Potosí.
- Mc Phearson, J.G. y Blair, T.C. 1993. Alluvial fans: Fluvial or not?. 5th International Conference on Fluvial Sedimentology, Keynote addresses and abstracts: K33-K41, Brisbane, Australia.
- Méndez, V., Navarini D., Plaza, D. y Viera, V. 1973. Faja Eruptiva de la Puna Oriental. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 89-100, Carlos Paz.
- Miall, A. D., 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Reviews* 13: 1-62.
- 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 Petroleum Geologists. Memoir 5: 597-604.
- Miall, A. D. 1981. Alluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture. En Miall, A.D. (ed.) *Sedimentation and tectonics in alluvial basins*. Canadian Geological Association. Special Paper 23: 1-33.
- Miall, A.D. 1985. Arquitectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews* 22: 261-308.
- Miall, A.D. 2006. The geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. 4th Edition, Springer: 582 p., Berlin-Heidelberg.
- Montgomery, H. 2004. Deposition and emplacement of Permian reefs in Sierra Plomosa, Chihuahua, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21 (2): 236-246.
- Moya, M.C. y Salfity, J.A. 1982. Los ciclos magmáticos en el noroeste argentino. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3: 523-536, Buenos Aires.
- Moya, M.C., Malanca, S., Hong, F. y Bahlburg, H. 1993. El Tremadoc Temprano en la Puna occidental argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 20-30, Mendoza.
- Palma, M.A., Parica, P.D. y Ramos, V.A. 1986. El granito Archibarca: Su edad y significado tectónico, provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (3-4): 414-419.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R. 1972. Sand and sandstone. Second Edition. Springer-Verlag: 553 p., New York.
- Playford, P.E. y Cockbain, A.E. 1976. Modern algal stromatolites at Hamelin Pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, Western Australia. En Walter R.M. (ed.) *Stromatolites. Developments in sedimentology*, Elsevier. Memoir 20: 389-411.
- Rygel, M.C., Fielding, C.R., Frank, T.D. y Birgenheier, L.P. 2008. The magnitude of Late Paleozoic Glacioeustatic Fluctuations: A Synthesis. *Journal of Sedimentary Research* 78(5): 500-511.
- Sánchez, T.M. 2007. La historia de la vida en pocas palabras. Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, CIPAL, 200 p., Córdoba.
- Scholle, P. 2000. An Introduction and Virtual Geologic Field Trip to the Permian Reef Complex, Guadalupe and Delaware Mountains, New Mexico-West Texas. www.geoinfo.nmt.edu/staff/scholle/guadalupe.html#stratnom
- Tucker, M., 2006. *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. 3th Edition. Blackwell Science Publishers: 262 p., Oxford.
- Vail, P.R. Hardenbol, J. y Todd, R.G. 1984. Jurassic Unconformities, Chronostratigraphy, and Sea-Level Changes from Seismic Stratigraphy and Biostratigraphy. En Schlee, J.S. (ed.) *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*. American Association of Petroleum Geologist. Memoir 36: 129-144.
- Wang, Y., Zhang, K., Gong, Y., Zhang, Z. y Luo, M. 1998. The discovery of early Permian reef belt in east Kunlun and its significance. *Chinese Science Bulletin* 43(11): 947-950.
- Zuffa, G. 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. En Zuffa, G. (ed.) *Provenance of arenites*, Reidel Publishing Company. Series 148: 165-190.

Recibido: 15 de enero, 2009.

Aceptado: 9 de diciembre, 2009.