

ANÁLISIS PALEOAMBIENTAL Y PROCEDENCIA DE LOS DEPÓSITOS CENOZOICOS EN EL EXTREMO SUROESTE DE LA SIERRA DE ACONQUIJA, PROVINCIA DE CATAMARCA

Claudia Inés GALLI¹, Pablo J. CAFFE², Marcelo ARNOSIO³, Raúl SEGGIARO³ y Raúl BECCHIO⁴

¹ Facultad de Ingeniería, UNJu, S.S. de Jujuy. Facultad de Ciencias Naturales, UNSa. Salta. E-mail: claudiagalli@fibertel.com.ar

² CONICET e Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy, S.S. de Jujuy.

³ Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Salta.

⁴ INENCO - CONICET- Geonorte. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta.

RESUMEN

Se realizó el estudio de facies y petrografía de los depósitos sedimentarios y volcánoclasticos-sedimentarios expuestos en la zona de cerro Atajo, cerro Blanco y alrededores del río Capillita, provincia de Catamarca, con el fin de analizar los paleoambientes sedimentarios y la proveniencia de los mismos. Estos comprenden bancos rojos depositados por sistemas fluviales correspondientes a la Formación Hualfin (Eoceno-Mioceno inferior?) y acumulaciones clásticas, volcánoclasticas y depósitos volcánicos primarios intercalados, del Complejo Volcánico Farallón Negro (Mioceno superior- Plioceno). La asociación de facies de la Formación Hualfin está caracterizada por el desarrollo de una sucesión de formas de lecho predominantemente arenosas, en menor medida, barras gravosas conformando un sistema fluvial entrelazado arenoso poco profundo perenne. Las muestras analizadas de la Formación Hualfin corresponden a arenitas cuarzosas, derivadas principalmente del resultado de la erosión de rocas graníticas y gnéissicas con elevados porcentajes de cuarzo, que muestran proveniencias de interior cratónico y orógeno reciclado cuarzoso. El paleoambiente de los depósitos del Complejo Volcánico Farallón Negro evoluciona desde un sistema fluvial de río entrelazado distal areno dominado a uno de sistema fluvial entrelazado gravoso asociado a flujos de gravedad, para culminar en un sistema fluvial entrelazado gravoso somero. En estos depósitos se han podido diferenciar de base a techo: *wackes* cuarzosas, con proveniencias de orógeno reciclado que habría derivado del basamento; *wackes* líticas, con alto porcentaje de fragmentos líticos volcánicos de basaltos y con proveniencia de arco no disectado. *Wackes* feldespáticas, con altos porcentajes de plagioclasa y en menor medida clastos de andesitas, producto del cambio composicional del aporte volcánico.

Palabras clave: *Formación Hualfin, Complejo Volcánico Farallón Negro, fluvial entrelazado, flujos de gravedad.*

ABSTRACT

Paleoenvironmental analysis and provenance of Cenozoic deposits in the southwest Aconquija range, Catamarca province.

A sedimentological study was carried out to analyze the sedimentary paleoenvironments and the provenance of the sedimentary and volcanoclastic-sedimentary deposits, located in the areas of Atajo hill, Blanco hill and around Capitallitas river, in the Catamarca Province. These units include fluvial red beds of the Hualfin Formation (Eocene-lower Miocene), clastic-volcanoclastic deposits, and mixed primary volcanic deposits, known as the Farallón Negro Volcanic Complex (late Miocene-Pliocene). The Hualfin Formation facies association is characterized by sandy bed-forms, with fewer gravel bars, forming a "shallow perennial sand-bed braided river". The samples of the Hualfin Formation show cratonic interior and recycled quartz origin and are composed by quartz arenites generated by the erosion of granitic and gneissic rocks with high percentages of quartz. The paleoenvironment of the deposition of the Farallón Negro Volcanic Complex evolves from a sheetflood distal braided to gravelly braided river systems associated with gravity flows, finally, to a shallow gravelly braided fluvial system. There are three different composition in these deposits: quartz wackes, composed by recycled orogen sandstones derived from the basement; feldespatic-lithic wackes composed by transitional arc sandstones with a high percentage of lithic volcanic fragments of basalt; and lithic wackes composed by undissected arc sandstones with a high proportion of andesite, glass and plagioclase.

Keywords: *Hualfin Formation, Farallón Negro Volcanic Complex, fluvial braided, gravity flow.*

INTRODUCCIÓN

La cuenca del Campo del Arenal, ubicada al suroeste de la sierra de Aconquija, Si-

erras Pampeanas noroccidentales (Ramos 1999), presenta un relleno sedimentario clástico continental que constituye la Formación Hualfin (Eoceno-Mioceno infe-

rior?, Muruaga 1998, 2001a, b, Bossi *et al.* 1999), así como una secuencia volcano-sedimentaria relativamente extensa (~1300 km²) de edad miocena (Sasso 1997, Bossi

y Muruaga 2009). La importante participación volcánica en este último conjunto no se restringe a la presencia de rocas primarias intercaladas entre depósitos sedimentarios, sino que incluye el aporte de grandes volúmenes de material volcanoclástico reabajado. En el sector más oriental de la cuenca, entre minas Capillitas y Cerro Atajo (27° y 28° latitud Sur y entre los 67°30' y 66°00' de longitud Oeste, Fig. 1) este relleno volcano-sedimentario está representado principalmente por los depósitos del Complejo Volcánico Farallón Negro (*sensu* Sasso y Clark 1998, a su vez tomado del "Complejo Volcánico" de González Bonorino 1950). Los flujos lávicos, los cuerpos intrusivos y los depósitos volcanoclásticos intercalados en el Complejo Volcánico Farallón Negro fueron asignados al Mioceno más alto por Sasso (1997) y Sasso y Clark (1998), particularmente al intervalo de edad entre 12,5 a 5 Ma. Recientemente, Harris *et al.* (2006) reordenaron geocronológicamente la estratigrafía, acotando mucho más sus edades, en el lapso ~9-6 Ma.

Dentro del Complejo Volcánico Farallón Negro se reconocieron dos grandes grupos composicionales, que involucran la emisión temprana de basaltos, basandesitas y andesitas de poco volumen en el primero de ellos, y la formación de domos, intrusivos y brechas andesíticos, dacíticos y riolíticos de mayor volumen en el segundo (Llambías 1970, 1972, Proffett 2003). Aparentemente, este ordenamiento podría reflejarse en los componentes de las unidades sedimentarias (Harris *et al.* 2006), aunque la evaluación de las variaciones composicionales realizada hasta el momento ha sido solo cualitativa y restringida a la mera observación de campo. La mayoría de los autores (Llambías 1970, Sillitoe 1973, Sasso 1997, Proffett 2003) han interpretado la estratigrafía del Complejo Volcánico Farallón Negro bajo el esquema de un extenso estratovolcán erodado de 16 km de diámetro, el cual, según la gran variación composicional de los productos, debería haberse edificado a partir de varios focos eruptivos. Sobre la base del estudio estratigráfico del complejo, Halter *et al.* (2004) propusieron un

modelo de al menos tres edificios centrales de gran tamaño (5000-6000 m.s.n.m.), vinculados a una estructura caldérica de colapso situada entre Loma Morada y Agua Tapada. En contraposición, tanto Harris *et al.* (2006) como Caffè *et al.* (2011) han sugerido que el conjunto de rocas del Complejo Volcánico Farallón Negro correspondería a un complejo volcánico estratificado, pero no asociado a la estructura de un estratovolcán, sino a la actividad simultánea de múltiples centros emisores pequeños dispersos en la cuenca.

Uno de los principales problemas para reconstruir e interpretar adecuadamente al Complejo Volcánico Farallón Negro se basa en la correcta clasificación de muchos de sus depósitos. En efecto, las características predominantes de muchos de ellos (gran tamaño de clasto medio, composición predominante o puramente volcánica, masividad y escasa selección) no permiten una clara distinción entre productos volcánicos brechosos primarios y sus reelaboraciones tempranas en ambiente proximal. A pesar de que se ha reconocido que algunas de las brechas presentes en el registro del Complejo Volcánico Farallón Negro no tendrían un origen volcánico primario (Sasso 1997, Harris *et al.* 2006), su análisis sedimentológico, estratigráfico y paleoambiental ha sido hasta el momento superficial.

En este trabajo se presenta una nueva interpretación paleoambiental para los depósitos sedimentarios del Complejo Volcánico Farallón Negro y unidades sedimentarias relacionadas, realizada a partir de columnas estratigráficas de detalle levantadas en los afloramientos de la zona de Capillitas y Cerro Atajo. Los mismos corresponden a los niveles basales del complejo en el margen oriental de la cuenca, donde se elevan las serranías del basamento, favoreciendo la mejor exposición de las relaciones del Complejo Volcánico Farallón Negro con las unidades subyacentes. Los resultados alcanzados son valiosos no sólo para la reconstrucción paleoambiental de la cuenca sedimentaria, sino también para la reconstrucción volcanológica del Complejo Volcánico Farallón Negro. Finalmente, en conjunto

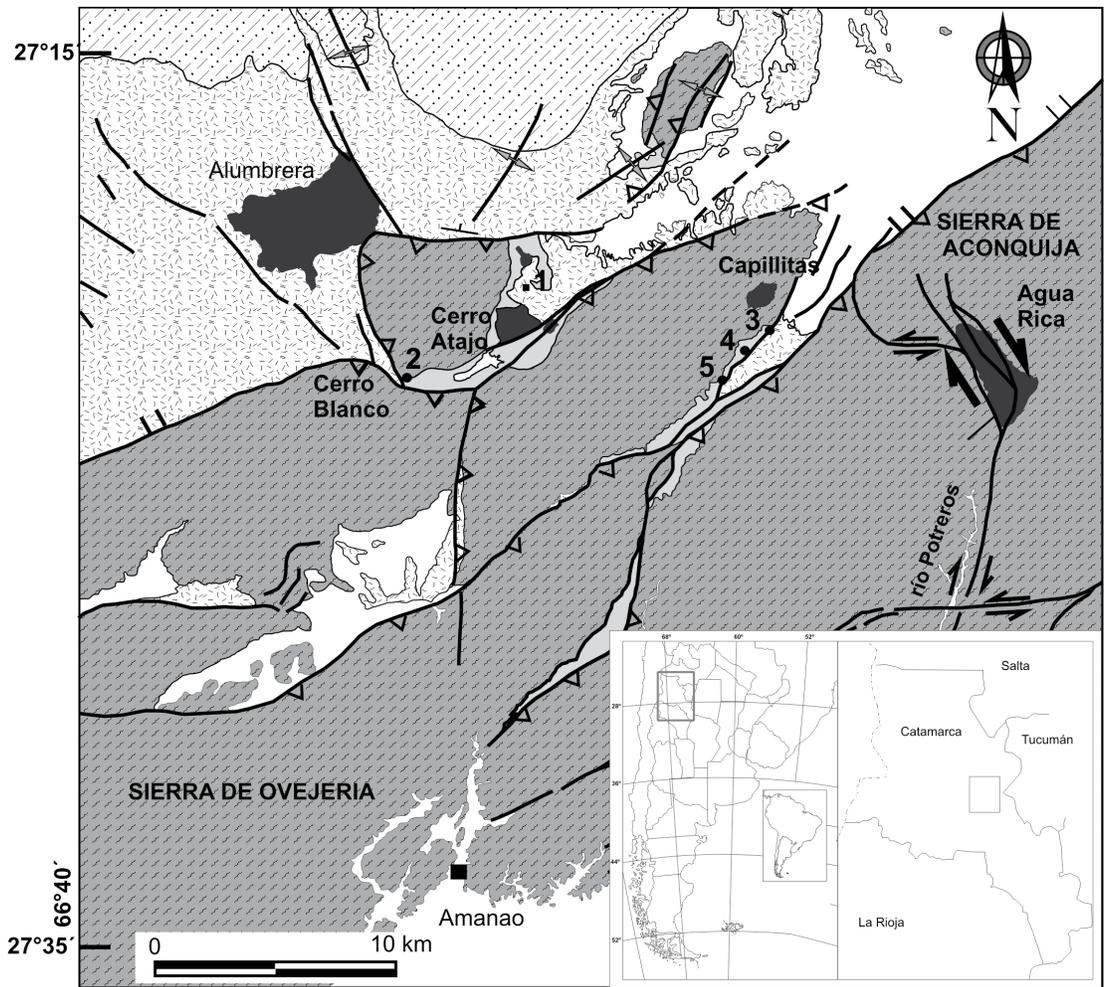
con estudios volcanológicos y tectónicos complementarios (e.g. Caffè *et al.* 2011, Seggiaro *et al.* 2011) este trabajo aportará elementos indispensables para generar un modelo geológico general de la región, de gran importancia económica por los recursos mineros asociados a la misma.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Los depósitos cenozoicos estudiados se encuentran en la región norte de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, en la provincia de Catamarca, entre los 27° y 28° latitud Sur y entre los 67°30' y 66°00' de longitud oeste (Fig. 1). Los cordones serranos constituyen bloques basculados del basamento cristalino orientados con rumbo general NNE-SSO a NE-SO, con alturas máximas en la sierra del Aconquija (5550 m s.n.m.). Entre ellos, se ubican las depresiones del campo del Arenal y de Pipanaco, la primera de ellas alojante de las secuencias volcano-sedimentarias bajo estudio.

El basamento de la región está conformado por rocas metamórficas y plutónicas del Paleozoico inferior a superior, aflorantes en las sierras de Aconquija, Capillitas y Ovejería. El basamento comprende granitoides, gneises, esquistos y milonitas con indicios de procesos de meteorización y erosión típicas de una peneplanicie de presunta edad pérmica (Bossi y Muruaga 2009). Esta última, actualmente inclinada por fallas subverticales y generalmente inversas, está muy bien representada en la zona en las laderas de las sierras de Capillitas, Durazno, Ovejería y Bola del Atajo.

Bossi y Muruaga (2009) interpretan que la cuenca de Santa María-Hualfín comenzó con un fallamiento extensional de un gran domo orientado NNO-SSE desarrollado sobre el basamento en forma de hemigraben, con relleno inicial paleógeno (Formaciones Hualfín y Saladillo) asociado a una serie de depocentros asimétricos controlados por fallas normales. La sedimentación alcanzó un máximo de 3.000 m en los depocentros cercanos a las fallas lítricas principales, asociado a



REFERENCIAS

Depósitos aluviales y coluviales actuales		Cuaternario	
Depósitos sedimentarios indet.		Neógeno - Cuaternario	Perfiles relevados:
Pórfiros dacíticos - riolíticos		Neógeno	1- Cerro Atajo
Complejo Volcánico Farallón Negro		Neógeno	2- Cerro Atajo Sur - Cerro Blanco
Formación Hualfin		Paleogeno	3- Río Capillitas
Basamento metamórfico y granítico		Neoproterozoico - Eopaleozoico	4- Doña Jovita Sur
			5- Doña Jovita Norte
		Falla Transcurrente	
		Falla Inversa	

Figura 1: Mapa de ubicación del área de estudio y localidades en donde se relevaron los perfiles estratigráficos de la Formación Hualfin y Complejo Volcánico Farallón Negro.

un volcanismo activo en el lapso de 11-6 Ma relacionado con un ascenso de la astenósfera que determinó así mismo el engrosamiento de la litosfera y el cambio de régimen de la deformación superficial de extensional a compresiva, definido por una disconformidad intra-Andalhueta que está datada entre 4,8 y 5,2 Ma. Las secuencias cenozoicas se inician con

depósitos fluviales psamíticos y pefíticos rojos de la Formación Hualfin (Eoceno-Mioceno inferior?, Muruaga 1998, 2001a, b y Bossi *et al.* 1999), dispuestos sobre la superficie peneplanizada del basamento. Sobre la Formación Hualfin, ya sea en discordancia o en paraconformidad se apoya la secuencia I (Bossi *et al.* 1993) equivalente a las areniscas y pelitas rojas

de la Formación Morterito (Turner 1973). La secuencia II (Bossi *et al.* 1993) se inicia con facies gruesas volcanoclásticas equivalentes a los depósitos del Complejo Volcánico Farallón Negro (Sasso 1997) o Formación El Aspero (Turner 1973). En cambio, ligeramente al norte de la región de estudio, entre El Durazno y Bajo de la Alumbreira, Harris *et al.* (2006) observa-

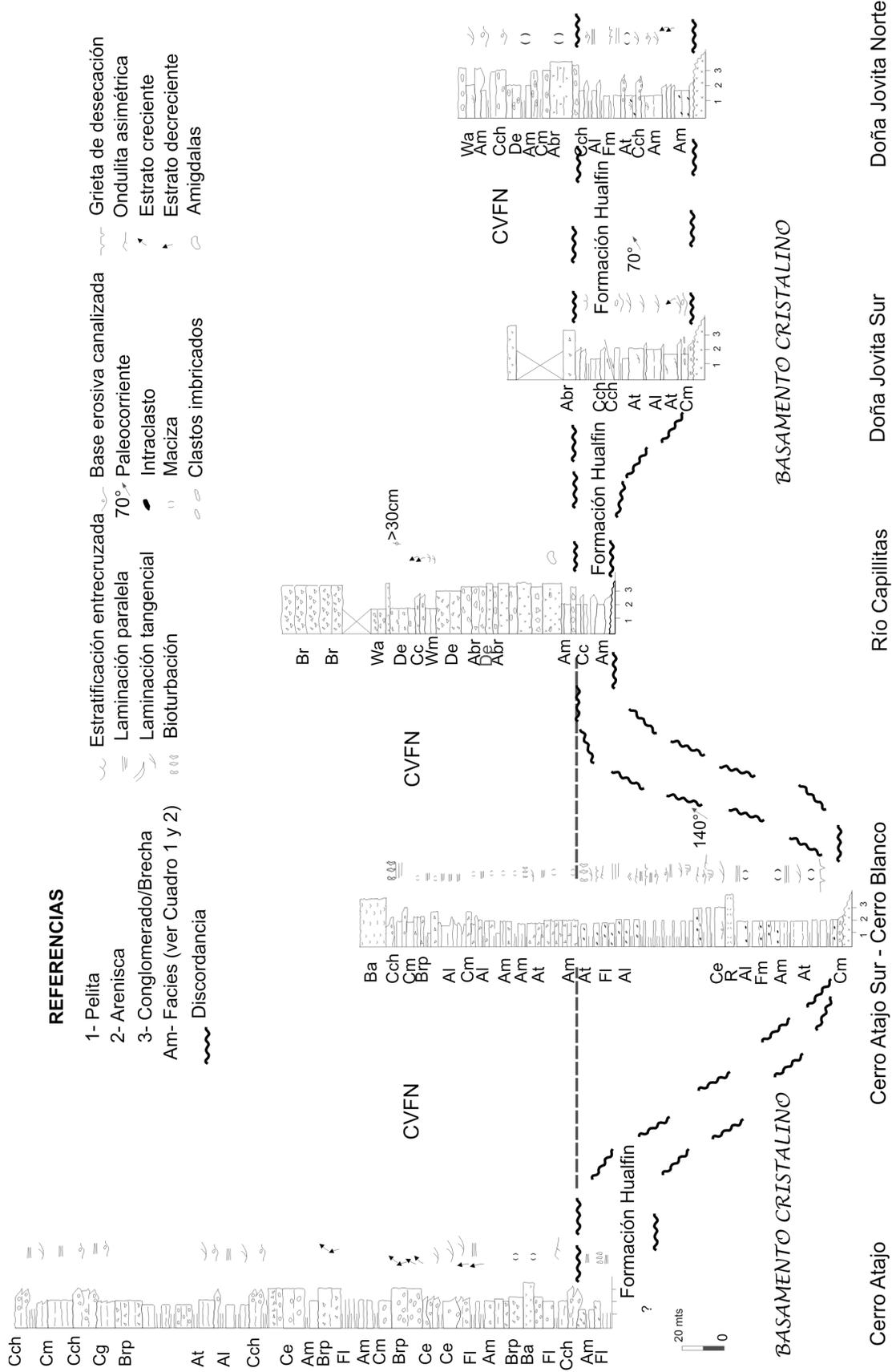


Figura 2: Correlación de perfiles sedimentológicos realizados en la cuenca del cerro Atajo, nivelado a la aparición más importante de aporte volcánico.

ron un pasaje concordante o bien gradual entre la Formación Morterito y la base del Complejo Volcánico Farallón Negro.

En la zona de Los Nacimientos Seggiaro *et al.* (2011), observaron cerca del área de estudio, en la Formación Hualfin pliegues tipo *drapes* con estratos de crecimiento, que muestran una relación sintectónica de un primer ciclo de deformación. En una segunda etapa de deformación, la Formación Hualfin presenta contactos erosivos previos a la depositación de la secuencia I en diferentes partes de la cuenca, con variaciones de espesores. La tercera etapa de deformación fue identificada en las proximidades del cerro Atajo, donde la base del Complejo Volcánico Farallón Negro se encuentra intensamente plegada bajo la secuencia II, que solo presenta un basculamiento suave. La última etapa de deformación se manifiesta desde la base de la secuencia II, con la presencia de discordancias progresivas que indican sincronismo de la depositación con un ciclo tectónico cuyo *climax* podría estar representado por la irrupción del volcanismo en la cuenca. Durante la depositación de la secuencia II, la tectónica local dominante fue transcurrente generando ambientes transpresivos con elevaciones de bloques y transtensivos con el desarrollo de cuencas restringidas y volcanismo (Seggiaro *et al.* 2011). El inicio del desarrollo de las cuencas controladas por una tectónica transpresiva-transtensiva, está representado por la acumulación de depósitos de abanicos aluviales dominados por flujos hiperconcentrados (*debris flow*), que posteriormente habrían evolucionado a un sistema fluvial de tipo entrelazado, con menor cantidad de flujos de detritos (Galli *et al.* 2011).

En el presente trabajo los depósitos continentales rojos, en la base del Complejo Volcánico Farallón Negro, son considerados equivalentes a la Formación Morterito de Turner (1973) (base del Grupo El Bolsón) y distinguidos de los infrayacentes que se asignan a la Formación Hualfin. La secuencia basal del Complejo Volcánico Farallón Negro, de características granoderecientes, presenta típicamente el desarrollo de barreales y lagunas en el

techo así como un paulatino incremento en el aporte volcánico; al norte de la zona de estudio, además, se caracteriza por la presencia de vertebrados, pelecípodos y gastrópodos de edad miocena media a superior (Turner 1973, Parra y Morales 2003, Morton y Herbs 2007). En la zona de trabajo se ha reconocido el desarrollo de una discordancia progresiva entre los depósitos rojos continentales y las acumulaciones volcánicas del Complejo Volcánico Farallón Negro (Seggiaro *et al.* 2011).

Las formaciones Andalhuala y Corral Quemado (Bossi *et al.* 1993) que están conformadas por potentes acumulaciones psamíticas y psamíticas granoderecientes, con escasa participación volcánica, integran la parte superior de la secuencia II de Bossi *et al.* (1993, Cuadro 1).

ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE ATAJO Y CAPILLITAS

El presente trabajo se realizó en los depósitos sedimentarios expuestos en las localidades de Cerro Atajo y Mina Capillitas (Fig. 1). Los mismos comprenden capas rojas de sistemas fluviales de la Formación Hualfin (Eoceno-Mioceno inferior?) y acumulaciones volcánicas-sedimentarias equivalentes a los depósitos del Complejo Volcánico Farallón Negro (Mioceno inferior a superior).

Las columnas estratigráficas analizadas comprenden tanto rocas clásticas y volcánicas, como niveles volcánicos primarios (lavas, sills, piroclásticas) intercalados. Los depósitos integran un homoclinal, cuyo techo está afectado por las intrusiones del cerro Atajo y del cerro Blanco, o bien está erosionado.

En el sector occidental de cerro Blanco, la Formación Hualfin yace en discordancia sobre el basamento y consta de 55 metros de espesor, mientras que en el sector oriental del Cerro Atajo estos depósitos también yacen discordantemente sobre el basamento cristalino paleozoico con espesores que varían entre 15 y 45 metros (Fig. 2). La Formación Hualfin está afectada por plegamientos internos que se

asocian a esfuerzos compresivos anteriores a la instauración de la secuencia volcánico-sedimentaria del Complejo Volcánico Farallón Negro (Seggiaro *et al.* 2011). Comprende una secuencia granodereciente que se inicia con facies de conglomerado macizos matriz-soporte, con bases canalizadas. Continúa hacia el techo con facies de areniscas macizas, laminadas y con entrecruzamientos, en estratos tabulares medianos intercalados con niveles de pelitas laminadas, con grietas de desecación, abundante bioturbación y laminación convoluta.

El contacto entre la Formación Hualfin y los depósitos de la base del Complejo Volcánico Farallón Negro es una discordancia bien expuesta en el sector occidental del Cerro Atajo. Estos últimos depósitos están constituidos por ciclos granodereciente de conglomerados gruesos clasto-soporte macizos con base erosiva canalizada, asociados a brechas monomícticas y polimícticas. Intercalan areniscas gruesas macizas, con laminación horizontal de alto régimen y con entrecruzamientos y pelitas macizas y laminadas.

METODOLOGÍA

Se relevaron cinco columnas estratigráficas de detalle, a escala 1:150. Dos columnas se ubican en el sector oriental de Cerro Atajo (Cerro Atajo Norte y Cerro Atajo Sur-Cerro Blanco) y tres en el sector de Mina Capillitas (río Capillitas, quebrada Doña Jovita y Doña Jovita norte, Fig. 2). El espesor de la columna se midió con el báculo de Jacob graficando la columna a escala en el campo.

La estratigrafía de la zona queda resumida en el cuadro 1, en el cual se observan las distintas unidades formales que han sido utilizadas por diferentes autores desde la década de 1950. Estas denominaciones han sido utilizadas en áreas vecinas y algunas en la zona de estudio (Sasso 1997, Bossi y Muruaga 2009). En base a estos datos regionales, en el presente trabajo se eligió designar formalmente como Formación Hualfin a los depósitos fluviales rojos que están fuertemente plegados y erosionados en inconformidad sobre el

CUADRO 2: Facies sedimentarias de la Formación Hualfin.

Código de litofacies	Descripción	Interpretación
Cm	Conglomerado macizo, matriz-soporte, clastos pobremente seleccionados, matriz arenosa. Estratos con terminaciones laterales abruptas.	<i>Debris flow</i> de alta energía, pueden ocupar topografías fluviales preexistentes por ejemplo canales y asumir formas canalizadas.
Cch	Conglomerado clasto-soporte, con estratificación horizontal cruda, abundante matriz arenosa. Clastos imbricados.	Depósitos de dunas y <i>lag</i> gravoso.
At	Arenisca rojiza gruesa con set de entrecruzamiento planar, tangencial simple, con intraclastos. Estratos cuneiformes con <i>lag</i> residual.	Depósitos de dunas 3D-Barras linguoides y lobuladas.
Ach	Arenisca gruesa con set de laminación entrecruzada planar y <i>lag</i> residual, con intraclastos. Estratos con bases erosivas.	Dunas 2D-Barras transversas y <i>sand wave</i> .
Al	Arenisca gruesa a muy gruesa, con laminación paralela grano-decreciente y <i>lag</i> residual. Estrato tabular con base erosiva.	Transportadas bajo condiciones de alto régimen de flujo de lecho plano. <i>Flash flood</i> .
Am	Arenisca mediana a gruesa, mal seleccionada, maciza, con intraclastos. Estrato tabular con base erosiva.	Depósitos de rápida acumulación y pobre selección.
Fl	Arenisca muy fina y pelita finamente laminada e interestratificadas. Presenta grietas de desecación, bioturbación, ondulitas y nódulos.	Depósitos de planicie de inundación.

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

ASOCIACIÓN DE FACIES Y PALEOAMBIENTES SEDIMENTARIOS

Asociaciones de facies de la Formación Hualfin

El arreglo estratigráfico de la Formación Hualfin (Fig. 2) presenta espesores variados: 15 metros en el perfil del cerro Atajo, 19 metros en el río Capillitas, un espesor de 58 metros, fallado y plegado en la quebrada de Doña Jovita y 55 metros en la zona de Doña Jovita norte. La Formación Hualfin está ausente en la zona sur del cerro Atajo y cerro Blanco (Fig. 2).

Las litofacies sedimentarias identificadas de la Formación Hualfin están resumidas

en el cuadro 2 y a continuación se detallan las asociaciones de facies presentes. Las litofacies identificadas fueron agrupadas en tres asociaciones de facies, de acuerdo a como se presentan en la sucesión en la columna estratigráfica, reconociéndose:

Asociación A(H): consiste en depósitos gravosos cuneiformes y mantiformes, de 0,3 a 0,5 m de espesor, constituidos por las litofacies Cm, Cch, intercalados con cuerpos tabulares de areniscas. Los conglomerados constituyen el relleno inicial de canal y los registros de la migración de barras de gravas. Las facies de areniscas resultan del apilamiento de varios cuerpos de canal y solapan lateralmente. Los canales individualmente alcanzan 2 m de espesor (litofacies Ach y Am, Figs. 3a, b, c y g). Están limitados por superficies planas o irregulares erosivas, se desarrollan en mantos multiepisódicos de 1 a 2 m de espesor, los estratos presentan terminaciones laterales abruptas.

Se forman durante episodios de grandes descargas de agua y sedimento, los mantos agradan y se desarrollan pendiente abajo formando barras gravosas, que con-

sisten en depósitos con geometría cuneiforme y mantiforme. Representan barras gravosas y formas de lecho. Los cuerpos están integrados por múltiples rellenos de canal dominados en la base por procesos de agradación en barras gravosas tipo manto (Ramos y Sopena 1983) y el desarrollo de barras transversales simples y compuestas arenosas (Allen 1983) hacia el tope.

Asociación B(H): estos depósitos están integrados por litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada planar (At), asociados en el tope a litofacies de areniscas laminadas (Al) (Figs. 3d y e). Representan la migración de formas de lecho que se relacionan con barras transversas y *sand wave* por acreción vertical y corriente abajo en el canal. Constituyen fajas complejas (Friend *et al.* 1979) con rellenos multiepisódicos de 5 a 8 m de ancho y 0,5 m de potencia, que corresponderían a canales móviles de baja sinuosidad (Gibling 2006) y conforman formas de lecho arenosas.

Asociación C(H): estas acumulaciones están integradas por litofacies de areniscas muy finas laminadas (Al) y pelitas laminadas (Fl), marrón oscuro y rojizas, con grietas de desecación (Pgr) y paleosuelos (Pa) (Fig. 3h). Los estratos son finos con contactos netos y en forma de mantos. Los depósitos mantiformes de granulometría muy fina, representan inundaciones individuales o un aporte lento y continuo de sedimento de grano fino en suspensión; se habrían acumulado en zonas de la llanura de inundación con poco drenaje, produciendo la acumulación de pelitas laminadas muy finas.

Asociaciones de facies del Complejo Volcánico Farallón Negro

Los depósitos del Complejo Volcánico Farallón Negro se inician, en la zona sur del cerro Atajo y cerro Blanco, mediante discordancia sobre el basamento, con facies fluviales clásticas que pasan transicionalmente a facies volcanoclásticas brechosas, con coladas y *sills* andesíticos y basálticos intercalados, que marcan el inicio de la actividad volcánica en la región. Hacia el sector medio de la secuen-

cia se presentan ciclos de conglomerados y brechas intercalados con areniscas muy gruesas y pelitas. Finalmente, hacia el techo, se observan facies de conglomerados y areniscas, con participación de clastos de composición andesítica y abundantes cristales de plagioclasas (Cuadro 3).

En el sector oeste del cerro Atajo, mediante discordancia con la Formación Hualfin, se inicia directamente con facies volcanoclásticas principalmente brechas y conglomerados de composición basáltica, con intercalaciones de *sills* de la misma composición.

Asociación A (CVFN): Comienza con facies de conglomerado macizo matriz soporte, con bases canalizadas (Cm), asociadas con facies de areniscas macizas (Am), laminadas (Al), con entrecruzamientos (At) y limolitas laminadas (Ll) (Fig. 4h).

Esta asociación representa la migración de formas de lecho individuales en canales someros, que se han acumulado predominantemente por agradación vertical (Miall 2006), dunas linguoides y/o transversas cubiertas por depósitos finos cuando desciende el nivel del agua.

Asociación B (CVFN): areniscas medianas a finas, en estratos tabulares de 20 cm de espesor promedio (facies Am y Al) intercalados con niveles de pelitas laminadas (Facies Pl), con grietas de desecación (Facies Pgr) y abundante bioturbación, laminación convoluta formada por escape de fluidos, ondulitas y calcos de carga (Facies Pb) (Figs. 4i y j).

Esta asociación consiste en unidades en estratos medianos de cientos de metros de extensión lateral, lo que refleja una superficie de depositación más o menos plana. Las diferentes facies asociadas representan eventos de flujos individuales (facies Al y Am) y por decantación de material fino en suspensión en un cuerpo de agua somero, con periodos de exposición subaérea dado la presencia de grietas de desecación (facies Pb y Pl, Miall 2006), que sufrieron largos periodos de desecación (facies Pgr).

Asociación C (CVFN): ciclos granodecrecientes de conglomerados gruesos clasto soporte y matriz soportado, macizos, con

CUADRO 3: Facies sedimentarias del Complejo Volcánico Farallón Negro.

Código de litofacies	Descripción	Interpretación
Brm	Brecha clasto soporte, monomictica, inmersa en pasta volcánica.	Fragmentación no explosiva de un flujo lávico.
Brp	Brecha matriz soporte polimictica, maciza y con gradación inversa. Clastos de andesita muy angulosa y matriz arenosa, con líticos volcánicos, cuarzo e intraclastos.	Flujos de detritos no cohesivos o flujo de grano, en donde el material se transporta a temperatura ambiente.
Cch	Conglomerado grueso, clasto soporte, matriz arenosa, gradación positiva y macizo. Clastos redondeados. Base erosiva canalizada y estrato tabular mediano a grueso (20 cm a 1 mt.)	Depósitos de acreción.
Cm	Conglomerado grueso polimictico, muy mal seleccionado, matriz-soporte.	Depósitos de flujos hiperconcentrados. Eventos de altas descargas de agua y sedimento.
Cg	Conglomerado fino, grano-soporte. Estratificación gradada normal y laminación paralela de alto régimen.	Migración de formas de lecho.
Ce	Conglomerado mediano a grueso, matriz-soporte. Base canalizada erosiva y estratificación entrecruzada tangencial. Laminación paralela de alto régimen.	Depósitos de barras gravosas dentro de los canales.
Al/At	Arenisca gruesa a sabulítica, con laminación paralela de alto régimen y laminación tangencial. Estratos gruesos con bases erosivas.	Al: transportada bajo condiciones de alto régimen de flujo. <i>Flash flood</i> .
Wa	Wacke grises, de grano grueso a sabulítico, con clastos de andesitas angulosas de hasta 3 cm de diámetro. Estratos tabulares y cuneiformes.	Depósitos de rápida acumulación y pobre selección.
Ll	Limolita con intercalaciones de bancos finos de arenisca muy fina. Estratos tabulares finos	Depósitos de muy baja energía depositados en la planicie de inundación.
Pa	Limolita y arcillita maciza, intercaladas con finos bancos calcáreos con abundantes trazas fósiles. Estratos tabulares finos.	Depósitos de baja energía de la planicie de inundación.
Po	Limolita y arcillita, con ondulitas asimétricas escalonadas y laminación paralela muy fina y grietas de desecación.	Depósitos de muy baja energía acumulados en la planicie de inundación, con periodos de exposición subaérea.

base erosiva canalizada (facies Cch, Fig. 4c), asociadas a brechas monomicticas y polimicticas (facies Brm y Brp, Figs. 4a y b) que intercalan, en la base, coladas volcánicas andesíticas asociadas a brechas volcanoclásticas.

Los conglomerados clasto soporte y con bases canalizadas erosivas (Cch) representan depósitos de flujos fluido. Las brechas y conglomerados gruesos (Brm, Brp y Cm), cuyas características principales son: el diámetro máximo de hasta 0,70 cm, la naturaleza maciza de los bancos, su aspecto caótico y el carácter matriz-soportado de gran parte de los mismos, son interpretadas como depósitos de abanicos aluviales en los que se habrían desarrolla-

do frecuentes flujos de detritos (Cronin *et al.* 1999, 2000). El carácter arenoso de la matriz de las psefitas de los flujos de gravedad vinculados a áreas volcánicas difiere de los típicos torrentes de barro en que raramente exhiben matriz fangosa, siendo mucho más común que el material ligante corresponda a arena fina (Smith 1970, 1986, Smith y Lowe 1991).

Asociación D (CVFN): ciclos de conglomerados y brechas (facies Brp y Cm, Fig. 4 d) intercalados con areniscas gruesas macizas (facies Am), laminadas de alto régimen (Facies Al) y con entrecruzamientos (facies At) (Figs. 4 e y h); pelitas macizas (Pm) y laminadas (Pl) (Fig. 4g). Esta asociación está integrada por depó-

sitos derivados de dos procesos diferentes. El primer proceso es interpretado como depósitos de *debris flow* que generaron las facies de brechas y conglomerados, con clastos de hasta 100 cm de diámetro (facies Brp y Cm). En ellos la gradación inversa resulta de la colisión entre granos y la presión dispersiva, que juegan un papel importante en los flujos de detritos volcánicos, especialmente debido a la falta de arcilla en la matriz (Smith 1986, McPhie *et al.* 1993).

El segundo proceso es interpretado como la sedimentación en condiciones de flujos diluidos (facies Al, At, Am, Pm y Pl) e hiperconcentrados (facies Cm). Estos depósitos corresponden a barras de canales entrelazados que se desarrollaron luego de los episodios de flujos de detritos produciendo el retrabajo del tope de los mismos.

Asociación E (CVFN): Hacia el tope de la secuencia, se observan facies de conglomerados matriz soporte, macizos y con entrecruzamientos, con bases canalizadas, con clastos de andesitas bien redondeadas de hasta 50 centímetros de diámetro (facies Cch, Facies Ce y facies Cm, Figs. 4c, d, y f) y areniscas con laminación paralela de alto régimen (facies Al), laminación tangencial (facies At) y macizas (facies Am).

Los depósitos conglomerádicos clasto-soportados macizos (Cm) asociados a areniscas (facies Am) representan depósitos de canal originados por flujos hiperconcentrados (de acuerdo a Miall 2006). Los conglomerados con estratificación horizontal y gradación positiva (Cch), a los que se asocian los niveles de areniscas At y Al representan condiciones de baja concentración (*dilute stream flow*). Las facies Cch representan el desarrollo de barras gravosas dentro de los canales, que rematan con niveles de areniscas macizas (Am) o con laminación tangencial (facies At) de techo de barra.

ANÁLISIS PETROGRÁFICOS

Las psamitas de la Formación Hualfin fueron clasificadas de acuerdo a su com-

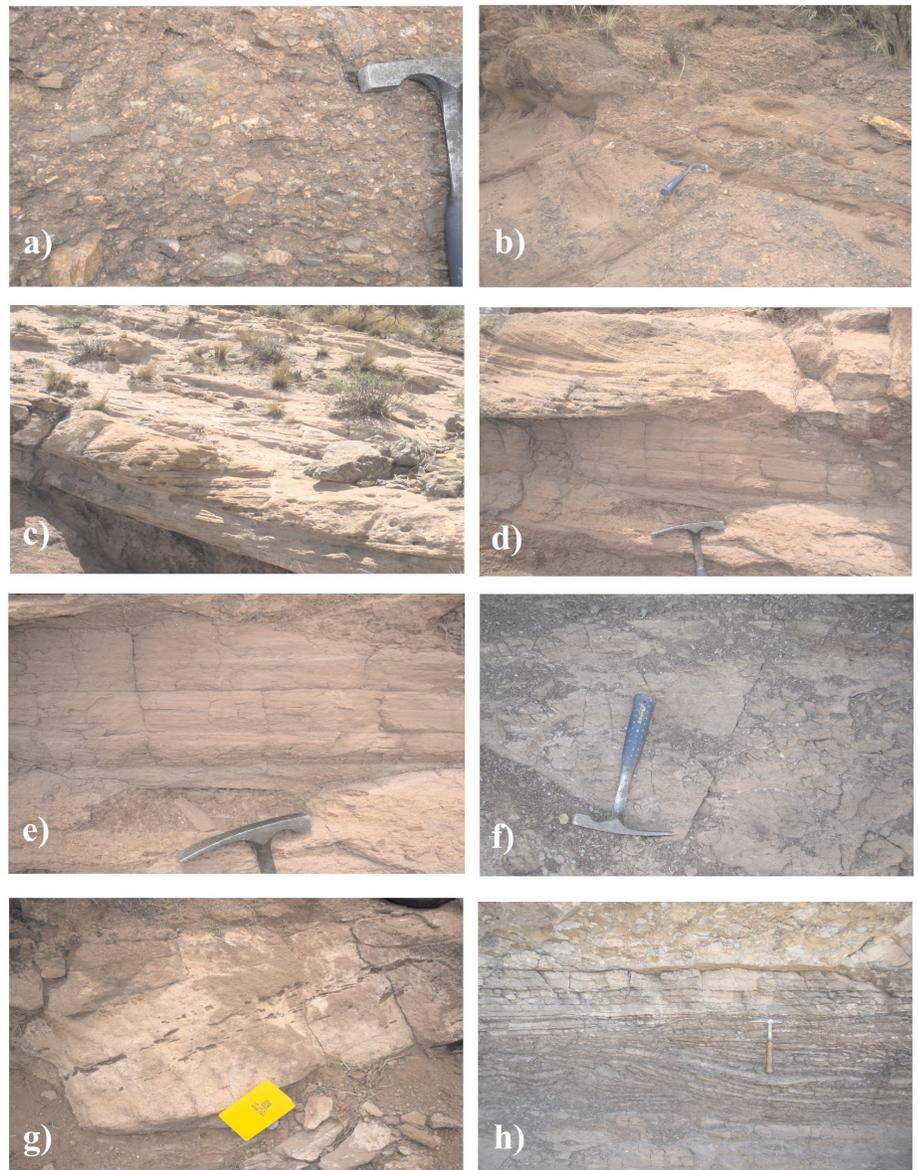


Figura 3: Fotos de facies de la Formación Hualfin: a) Facies Cm de *debris* de alta energía. b) Facies Cch de dunas y *lag* gravoso. c) Facies Ach de dunas 2D, barras transversas y *sand wave*. d) Facies At de dunas 3D, linguoides y lobuladas. e) Facies Al de alto régimen de flujo. f y g) Facies Am de areniscas macizas de rápida acumulación. h) Facies Fl de pelitas laminadas.

posición detrítica como “arenitas cuarzosas”, mientras que en los depósitos del Complejo Volcánico Farallón Negro se identificaron “*wacke* cuarzosa” (base) y “*wackes* líticas” y “*wackes* feldespáticas” (techo).

La matriz (2-18%) de las areniscas es sericitica y/o arcillosa; el cemento es calcáreo de tipo esparítico y se observan pátinas de óxidos de hierro (*coatings*). Las características de los componentes detríticos analizados se presentan en el cuadro 5; su distribución se discute a continuación.

El cuarzo total (Qt) en las muestras analizadas es muy variable (0 - 86 %). Los mayores porcentajes se registran en las areniscas de la Formación Hualfin, donde la participación de cuarzo monocristalino es mayor que la de cuarzo policristalino (Cuadro 5).

El porcentaje de feldespato total (F) varía de 0 a 47%, como feldespato potásico se presenta en muestras de la Formación Hualfin (0 a 7 %), mientras que las plagioclasas aumentan hasta un 56 % en las muestras analizadas de base a techo

del Complejo Volcánico Farallón Negro (Cuadro 4).

Los fragmentos líticos (Lt) son componentes importantes. Los líticos metamórficos, plutónicos y escasos sedimentarios se registran en porcentajes variables a través de la sucesión estudiada de la Formación Hualfin, alcanzando valores de hasta 11 %. Los líticos volcánicos del Complejo Volcánico Farallón Negro, se van incorporando en las *wackes* de la base en pequeños porcentajes (0 a 19%) siendo predominantes en muestras del techo (variando de 10% a 79%). Los líticos volcánicos reconocidos son, de base a techo, fragmentos de basaltos, andesitas, dacitas; y en algunos sectores de la sección media presenta una importante proporción de material vítreo (trizas y pómez).

DISCUSIÓN

Paleoambiente y proveniencia de los depósitos de la Formación Hualfin

La naturaleza y organización de las asociaciones de facies de la Formación Hualfin están caracterizada por el desarrollo de una sucesión de formas de lecho predominantemente arenosas y, en menor medida, barras gravosas en un sistema fluvial “entrelazado arenoso poco profundo perenne” (*Platte type*, Smith 1970; *shallow perennial sand-bed braided river*, Miall 2006).

La característica principal de este sistema fluvial es la presencia de barras arenosas de bajo régimen de flujo conformadas principalmente por facies At y Ach; y en menor proporción por facies de alto régimen de flujo como las facies Al y Am, como producto de fluctuaciones estacionales en el régimen de las corrientes. Se asocian a canales someros, conformando las “formas de lecho arenosas” (equivalente al elemento SB de Miall 2006).

Las muestras analizadas de la Formación Hualfin tienen buenos índices de madurez, tal como indican los porcentajes elevados de cuarzo total vs feldespatos y líticos inestables, y de cuarzo monocristalino vs plagioclasas y feldespatos potásicos (Figs.5 a y b). El diagrama QtFL y QmFLt (Fig. 6) muestra proveniencias

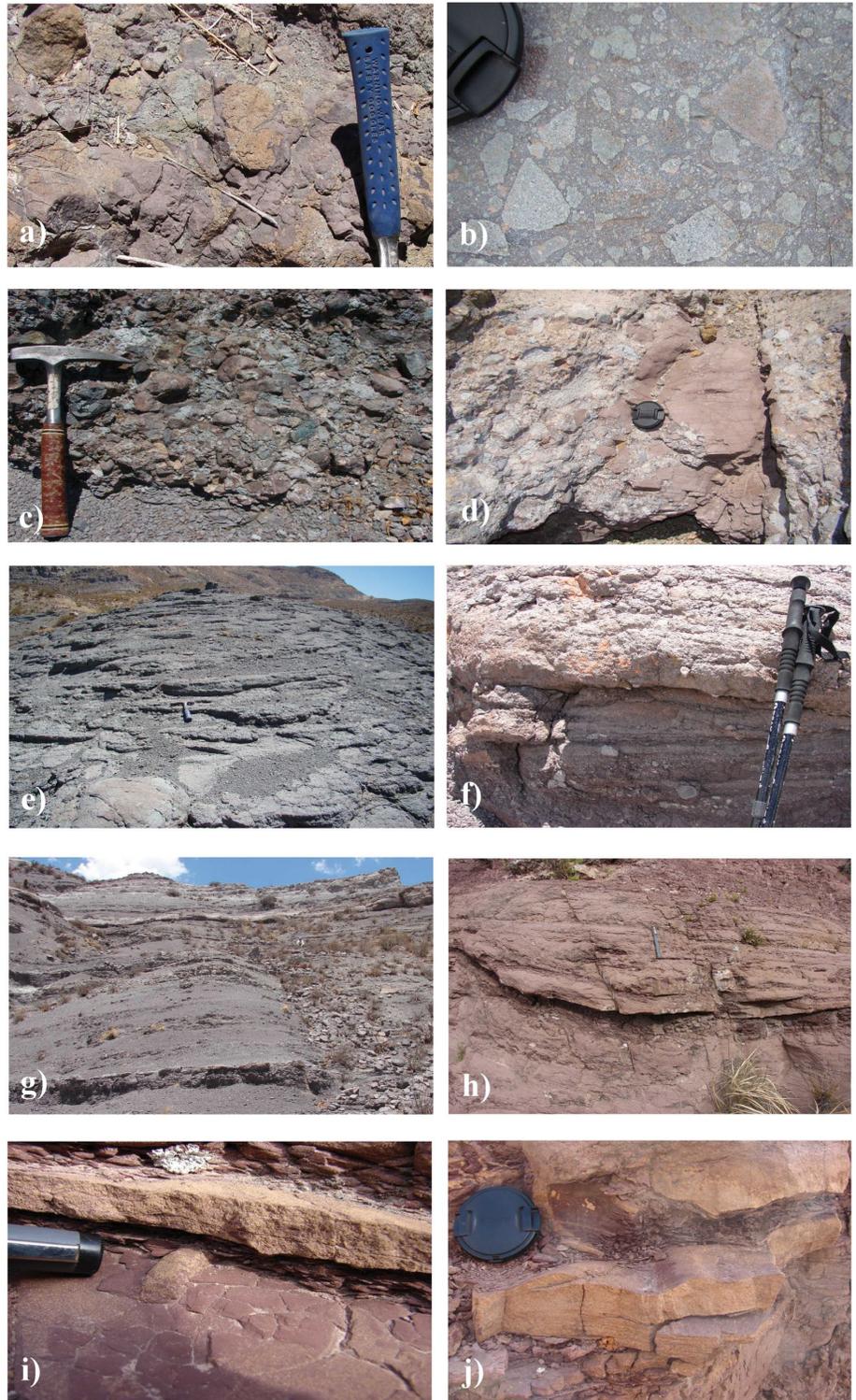


Figura 4: Fotos de facies del Complejo Volcánico Farallón Negro: a) Facies Brm de brechas monomícticas. b) Facies Brp de brechas pomícticas. c) Facies Cch de conglomerados macizos y con gradación positiva. d) Facies de Conglomerado grueso polimíctico. e) Facies Al/At de arenisca gruesa a sabulítica con laminación paralela. f) Facies Ce de conglomerados con laminación tangencial. g) Facies Ll de limolitas interestratificadas con areniscas finas. h) Facies At de areniscas con laminación tangencial. i) Facies Pa intercalación de limolitas y arcillitas con trazas fósiles. j) Facies Po de pelitas con ondulitas asimétricas.

tos con flujos de gravedad”, que corresponden a ríos de baja sinuosidad gravo dominados (*Trollheim type*, Miall 1985, 1987, Haughton 1993).

Estas acumulaciones son características de los márgenes de cuencas, en donde predominan altas pendientes, abundante aporte sedimentario y frecuente flujos efímeros, que bajo condiciones áridas y semiáridas, desarrollan depósitos de flujos de gravedad (elemento SG, Miall 2006), formas de lecho y barras gravosas (elemento GB, Miall 2006) asociados a formas de lecho arenosas (elemento SB, Miall 2006).

Un sistema fluvial como el modelado se caracteriza por acumulaciones de *debris flows* en estratos de bases abruptas, no canalizadas y geometría lobulada, interestratificados con facies conglomerádicas canalizadas (facies Cm, Cch, Cg), que erosionan los depósitos anteriores. Por último están presentes las corrientes de flujos fluidos laminares responsables del depósito de las facies arenosas (facies Al, At y Am) conformando ciclos grano y estratodecrecientes.

Hacia el techo del depósito del Complejo Volcánico Farallón Negro, se ha podido definir el estilo fluvial “entrelazado gravoso somero” (Miall 2006, “*Scott type*”). Consiste en canales de baja sinuosidad con variados depósitos de formas de lecho gravosas (elemento GB, Miall 2006). Los depósitos de barras gravosas son predominantes y consisten en cuerpos tabulares con superficies de erosión, también se presentan superficies de canales abandonados con depósitos de lentes arenosas. Estos últimos son sistemas fluviales gravosos proximales en donde predominan, durante el período de alto régimen de flujo, las facies gruesas (facies Cch y Cm) formando depósitos de barras longitudinales. En el período de bajo régimen de flujo se depositan, en ciclos grano y estratodecreciente, las facies arenosas (facies Am, At) de tope de barras o barras longitudinales menores (elemento SB, Miall 2006).

El aporte para los depósitos del Complejo Volcánico Farallón Negro varía de base a techo (Fig. 5e, f, g y h). La *wackes* cuarzo-

CUADRO 5: Características petrográficas de los componentes detríticos analizados.

Componentes Detríticos		Proveniencia	
Qt Cuarzo Total	Qm Cuarzo Monocristalino Granos medianos a gruesos redondeados, granos finos angulosos a subangulosos. (Fig.3 A)	Granos lípidos, con vacuolas e inclusiones fluidas y de rutilo. Con extinción ondulosa.	Plutónicas y metamórficas de alto grado. Metamórficas de bajo grado.
	Qp Cuarzo Policristalino (Figs.3 A, B y C)	Contactos suturados.	Metamórficas de alto grado.
Ft Feldespatos Total	P Plagioclasa (Figs.3 G y H)	Individuos euhedrales, bien definidos, poco alterados, con maclas de tipo ley de Albita-Carlsbad.	Volcánicas y plutónicas.
	K Feldespatos Potásico	Ortoclase, muy alterada; con calcita y sericita. Microclino: euhedral, muy fresco, con típica macla en enrejado.	Plutónicas y metamórfica.
L Líticos Totales	Lv Líticos volcánicos (Figs.3 E, F y G)	Textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, horblenda y pasta microlítica o fenocristales y pasta afanítica. Líticos alterados.	Volcánicas.
	Ls Líticos sedimentarios	Arenisca y pelita.	Sedimentarias clásticas.

sas derivan desde un *orógeno reciclado* (Fig. 6c y d). El incremento del porcentaje de líticos volcánicos y la disminución en el contenido de granos de cuarzo, desplaza a composiciones de *wackes* líticas indicando proveniencias de *arvo no disectado* (Fig. 6c y d) y *wackes* feldespáticas con predominio de granos de plagioclasas que se concentran en el campo de *arvo transicional* (Fig. 6g y h).

La evolución composicional de las sedimentitas queda evidenciada con una tendencia general en sentido estratigráfico y es coherente con un volcanismo activo geográficamente cercano (es decir, el que también integra el Complejo Volcánico Farallón Negro), concomitante con la sedimentación (12,5 a 5 Ma). En función del carácter polimíctico del aporte volcánico, de composición tan variada como basalto, andesita basáltica, andesita y dacita, es probable que las rocas fueran emitidas a partir de diversos centros eruptivos presentes en la misma área de estudio (Caffe *et al.* 2011). La actividad volcánica habría tenido mayor desarrollo al oeste y norte de la cuenca (e.g., en

dirección al Alto de la Blenda), como lo indican los datos de paleocorrientes. Las variaciones composicionales observadas en las modas detríticas corresponden sólo a variaciones composicionales volcánicas del área de aporte, con emisiones de basaltos, basandesitas, andesitas y dacitas de poco volumen. Esto es consistente también con los elevados porcentajes de líticos volcánicos que registra esta unidad y con el gran aporte de granos de plagioclasa, con la rápida acumulación de los depósitos de *debris flows* y sistemas fluviales que la integran.

CONCLUSIONES

Los resultados sobre el análisis paleoambiental de la Formación Hualfin reflejan un sistema fluvial “entrelazado arenoso poco profundo perenne” (Miall 2006), caracterizado por una sucesión de formas de lecho predominantemente arenosas y en menor medida barras gravosas. Estos depósitos habrían derivado de una zona de aporte de interior cratónico desde el basamento cristalino.

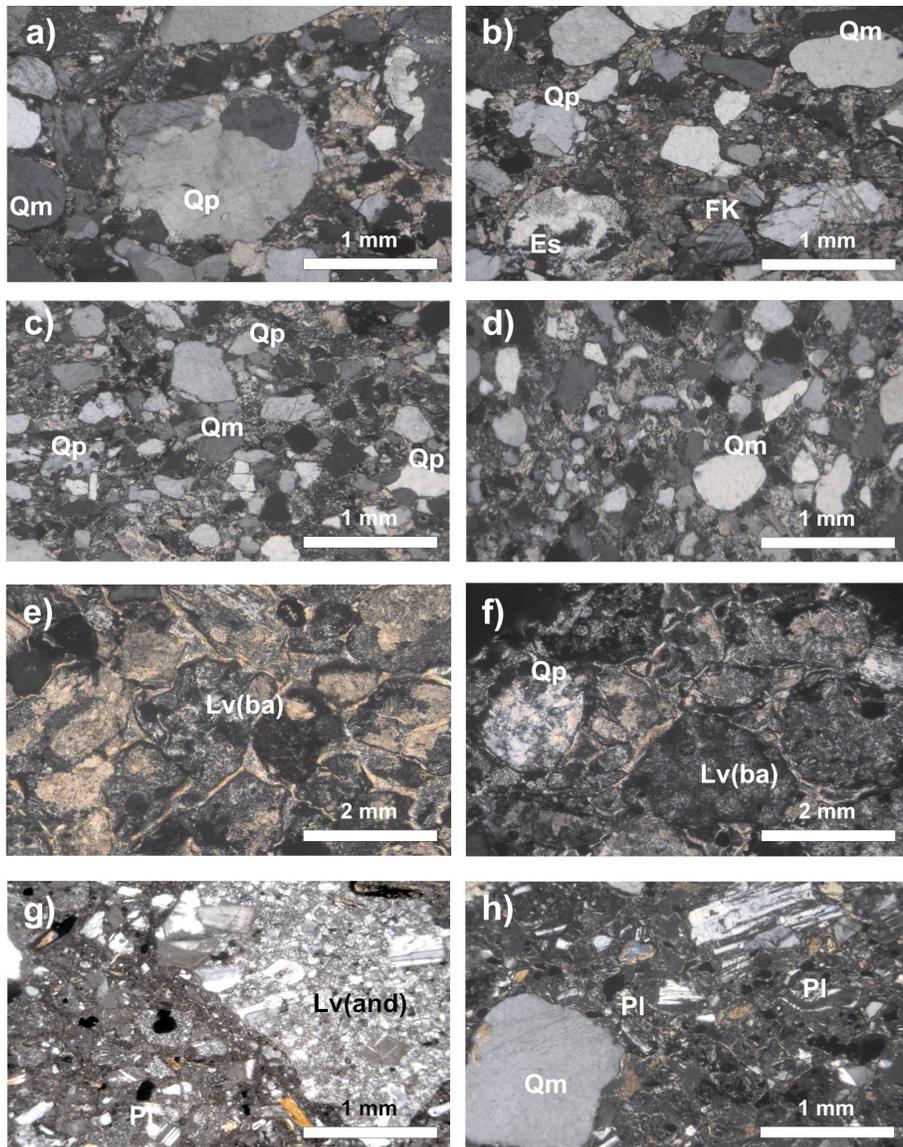


Figura 5: Fotomicrografías de la Formación Hualfin, a-d: *wacke* cuarzosa del Complejo Volcánico Farallón Negro; e y f: *wacke* lítica del Complejo Volcánico Farallón Negro; g y h: *wacke* feldespática del techo Complejo Volcánico Farallón Negro: a) Arenita lítica bimodal con granos redondeados (Qp: cuarzo policristalino) y angulosos (Qm: cuarzo monocristalino). b) Arenita lítica con granos de esquistos (Es), microclino (FK), cuarzo policristalino (Qp) y cuarzo monocristalino (Qm). c) *Wacke* cuarzosa con granos de cuarzo policristalino, con contactos rectos y crenulados, matriz sericitica. d) *Wacke* cuarzosa, con granos de cuarzoes monocristalino redondeados y angulosos. e y f) *Wacke* lítica sabulítica, líticos basálticos (Lv(ba) muy alterada). g) *Wacke* lítica con abundantes cristales de plagioclasa y líticos de andesita -Lv(ánd)-. h) *Wacke* feldespática, con granos de cuarzo monocristalino y cristales de plagioclasas (Pl).

El paleoambiente de los depósitos del Complejo Volcánico Farallón Negro se inicia con asociaciones de facies clásticas finas rojizas definidas como de un “sistema fluvial de río entrelazado distal areno dominado” (Miall 2006) y con sinuosidad baja, constituido por depósitos mantiformes, lenticulares y en cuñas con formas de lecho y con facies arenosas de alto

y bajo régimen de flujo. Estos depósitos basales del Complejo Volcánico Farallón Negro, desde el punto de vista petrográfico, corresponden a *wackes* cuarzosas, con proveniencias de orógeno reciclado que habrían derivado principalmente del basamento.

Las características paleoambientales de la sección media de los depósitos del Com-

plejo Volcánico Farallón Negro son semejantes a “sistemas fluviales entrelazados gravosos asociados a flujos de gravedad”, que corresponden a ríos de baja sinuosidad gravo dominados, típicos de márgenes de cuencas, con altas pendientes, abundante aporte sedimentario y frecuente flujos efímeros, bajo condiciones áridas y semiáridas. Desde el punto de vista petrográfico, el sector medio del depósito del Complejo Volcánico Farallón Negro, presenta un marcado incremento en el porcentaje de fragmentos líticos volcánicos, prevaleciendo los líticos de basalto, luego reemplazados por líticos de andesitas y dacitas; junto a la disminución en el contenido de granos de cuarzo. Corresponden a *wackes* líticas, con proveniencia de *arco no disectado*, derivado de diversos centros volcánicos del Complejo Volcánico Farallón Negro.

Los depósitos del techo Complejo Volcánico Farallón Negro consisten en asociaciones de facies de un “sistema fluvial entrelazado gravoso somero”, con canales de baja sinuosidad y acumulaciones de barras durante período de alto régimen de flujo, mientras que en el período de bajo régimen de flujo se depositaron facies arenosas de tope de barras o barras longitudinales menores. Dada las características de los componentes detríticos de las *wackes* feldespáticas y la importante actividad volcánica que actuó en la región durante el Neógeno puede deducirse que la mayor parte de los granos de plagioclasas, que dominan este sector, no es debido a la erosión de la zona de aporte volcánica, como lo indicaría la proveniencia de arco transicional, sino que estos materiales tienen la misma área de aporte que la anterior pero con una marcada variación composicional.

La actividad magmática del Complejo Volcánico Farallón Negro se desarrolló conjuntamente con sistemas fluviales con distintos grados de aportes, siendo el aporte volcánico más importante a partir de la parte media de la secuencia. También queda evidenciada la evolución del magmatismo desde términos basálticos en la base hacia magmas intermedios a dacíticos en la parte alta del depósito.

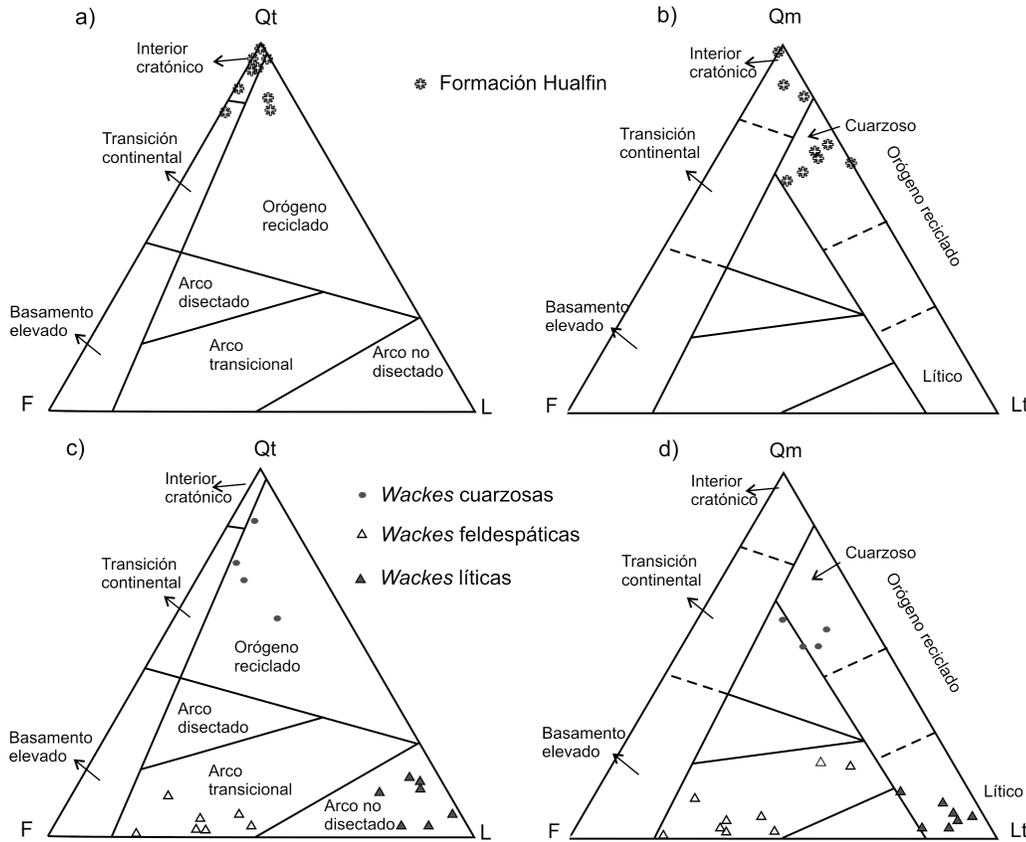


Figura 6: Triángulos de proveniencia de las muestras analizadas de la Formación Hualfín y Complejo Volcánico Farallón Negro (según Dickinson 1985). a) Qt-F-L y b) Qm-F-Lt de la Formación Hualfín. c) Qt-F-L y d) Qm-F-Lt del Complejo Volcánico Farallón Negro.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue financiado con los subsidios del proyecto PICTO UNSa N° 36641 ANPCyt, a la familia Yampa y al SEGEMAR por el apoyo logístico. Desearnos agradecer al Dr. Marcelo Manasero y al árbitro anónimo por las sugerencias realizadas en este artículo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen J.R.L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: Bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the brownstones (Lower devonian), welsh borders. *Sedimentary Geology* 33: 237-293.
- Basu, S.W., Young, L.J., Suttner, J. C. y Mack, G.H. 1975. Re-evaluation of the use of oscillatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology* 45: 873-882.
- Bossi, G.E., Ovejero, R. y Strecker, M. 1987. Correlación entre los perfiles del Terciario superior en la Puerta de Corral Quemado-Hualfín y de Entre Ríos (Chiquimil). Provincia de Catamarca, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 117-120, San Miguel de Tucumán.
- Bossi, G.E., Muruaga, C.M., Sanagua, J.G., Hernandez, A. y Ahumada, A. 1993. Geología y estratigrafía de la cuenca Neógena de Santa María-Hualfín (Departamentos Santa María y Belén, Provincia de Catamarca). 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 156-165, Mendoza.
- Bossi, G.E., Muruaga, C. y Gavrilloff, I.J.C. 1999. Ciclo Andino. Neógeno-Pleistoceno. Sedimentación. En González Bonorino, G, Omarini, R., Viramonte, J. (eds). 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 329-360, Salta.
- Bossi, G.E. y Muruaga, C. 2009. Estratigrafía e inversión tectónica del 'rijil' neógeno en el Campo del Arenal, Catamarca, NO Argentina. *Andean Geology* 36: 311-341.
- Caffe P., Arnosio M., Becchio R., Galli C.I., Da Poian G. y Seggiaro R. 2011. Magmatismo Mioceno en Mina Capillitas y Cerro Atajo, Provincia de Catamarca. Implicancias volcánológicas para la reconstrucción del Complejo Volcánico Farallón Negro. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 710-711, Neuquén.
- Cronin, S., Neall, V., Lecointre, J. y Palmer, A. 1999. Dynamic interactions between lahars and stream flow: A case study from Ruapehu volcano, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin* 111: 28-38.
- Cronin, S., Neall, V., Lecointre, J. y Palmer, A. 2000. Dynamic interactions between lahars and stream flow: A case study from Ruapehu volcano, New Zealand: Discussion and reply: Reply. *Geological Society of America Bulletin* 112: 1151-1152.
- Dickinson, W. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: *Journal of Sedimentary Petrology* 40: 695-707.
- Dickinson, W. R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital models of sandstone. En: Zuffa, G. (ed.) *Provenances of arenites*. Reidel Publishing Company, Serie 148: 333-361, Boston.
- Friend, P.F., Slater M.J. y Williams, R.R. 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *Journal of Geological Society of London* 136: 39-46.
- Galli, C.I., Seggiaro, R., Arnosio, M., Caffe, P., Becchio, R. y Da Poian, G. 2011. Análisis paleoambiental de los depósitos terciarios en el extremo suroeste de la sierra de Aconquija Catamarca. 18° Congreso Geológico Argentin

- tino, Actas 1: 1334-1335, Neuquén.
- Gazzi, P., Zuffa, G.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.
- Gibling, M.R. 2006. Width and Thickness of Fluvial Channel Bodies and Valley Fills in the Geological Record: A Literature Compilation and Classification. *Journal of Sedimentary Research* 76: 731-770.
- González Bonorino, F. 1950. Geología y Petrografía de las Hojas 12d (Capillitas) y 13d (Andalgalá). *Boletín Dirección General de Industria Minera* 70: 1-100, Buenos Aires.
- Halter W.E., Bain, N., Becker, K., Heinrich, C.A., Landtwing, M., VonQuadt, A., Clark, A.H., Sasso, A.M., Bissig, T. y Tosdal, R.M. 2004. From andesitic volcanism to the formation of a porphyry Cu-Au mineralizing magma chamber: the Farallón Negro Volcanic Complex, northwestern Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 136: 1-30.
- Harris, A., Scotte, B. y Holcombe, J. 2006. Volcanic Setting of the Bajo de la Alumbrera Porphyry Cu-Au Deposit, Farallón Negro Volcanics, Northwest Argentina. *Economic Geology* 101: 71-94.
- Houghton, P.D. 1993. Simultaneous dispersal of volcanoclastic and non-volcanic sediments in fluvial basins: examples from the Lower Old Red Sandstone, east-central Scotland. En Marzo, M. and Puigdefábregas, C. (eds.) *Alluvial Sedimentation, Special Publication 17° of the International Association of Sedimentologists*: 451-471. Blackwell Publishing Ltd., Oxford.
- Ingersoll, R.I., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Picle, J.D. y Sares, S.W. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 103-116.
- Llambías, E.J. 1970. Geología de los Yacimientos Mineros Agua de Dionisio, Provincia de Catamarca, República Argentina. *Revista Asociación de Mineralogía y Petrología Sedimentaria* 1: 2-32.
- Llambías, E.J., 1972. Estructura del grupo volcánico Farallon Negro, Catamarca, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 27: 161-169.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993. *Volcanic Textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks.* Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, 198 p., Launceston.
- Miall, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Research Journal* 22: 261-308.
- Miall, A.D. 1987. Recent developments in the study of fluvial facies models, En Ethridge F.G., Flores R. (eds.) *Recent developments in fluvial sedimentology.* Society Economic Paleontology Mineral Special Publication 39: 1-9. Tulsa.
- Miall, A.D. 2006. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology.* Springer, 581 p., Berlin, London.
- Morton, S. y Herbst R. 2007. Gastrópodos de la Formación Morterito (Mioceno superior), valle El Cajón, provincia de Catamarca, Argentina. *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales* 9: 153-160.
- Muruaga, C.M. 1998. *Estratigrafía y Sedimentología del Terciario Superior de la Sierra de Hualfín, entre las localidades de Villavil y San Fernando, Provincia de Catamarca.* Tesis doctoral, Universidad Nacional de Tucumán, (inédita), 270 p., Tucumán.
- Muruaga, C.M. 2001a. *Estratigrafía del Miembro El Jarillal (Formación Chiquimil, Mioceno superior), la Sierra de Hualfín, Catamarca.* *Acta Geológica Lilloana* 18: 265-280.
- Muruaga, C.M. 2001b. *Estratigrafía y desarrollo tectosedimentario de sedimentos terciarios en los alrededores de la Sierra de Hualfín, borde suroriental de la Puna, Catamarca, Argentina.* *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 8: 27-50.
- Parra L.E. y Morales J.A. 2003. Descripción e interpretación de la columna estratigráfica tipo de la serie Vulcano-sedimentaria neógena del Valle del Cajón (Catamarca, Argentina). *Geogaceta* 33: 55-48.
- Pettijohn, F., Potter, P.E. y Siever, R. 1973. *Sand and Sandstones:* Springer Verlag: 618 p., New York.
- Proffett, J.M. 2003. Geology of the Bajo de la Alumbrera porphyry Cu-Au deposit, Argentina. *Economic Geology* 98: 1535-1574.
- Ramos, V. 1999. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina, Anales* 29: 651-691.
- Reading, H.G. y Leavell, B.K. 1996. Controls on the sedimentary rock record. En H.G. Reading (ed.) *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy.* Blackwell Science: 5-36, Oxford.
- Sasso, A. 1997. *Geological evolution and metallogenic relationships of the Farallón Negro Volcanic Complex, NW Argentina.* Tesis doctoral, Universidad de Queens, (inédito), 268 p., Kingston.
- Sasso, A.M. y Clark, A.H. 1998. The Farallón Negro Group, northwest Argentina: magmatic, hydrothermal and tectonic evolution and implications for Cu-Au metallogeny in the Andean back-arc. *Society of Economic Geologist, Newsletter* 34: 6-18.
- Seggiaro, R., Da Poian, G., Becchio, R., Galli, C.I., Arnosio M. y Caffè P. 2011. *Tectónica Andina en las Sierras Pampeanas Noroccidentales, Provincia de Catamarca.* 18° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 856-857, Neuquén.
- Sillitoe, R.H. 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists* 68: 799 -815.
- Smith, G.A. 1986. Coarse grained no-marine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process. *Geological Society of American Bulletin* 97: 1-16.
- Smith, N.D. 1970. The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastic rock, north central Appalachians, *Geological Society of American Bulletin* 81: 2993-3014.
- Smith, G.A. y Lowe, D.R. 1991. Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. En Fisher, R.V., Smith, G.A. (eds.), *Sedimentation Volcanic Settings.* *Journal of Sedimentary Petrology, Special Publication* 45: 60-70, Tulsa, OK.
- Strecker, M.R., Cervený, P., Bloom, A.L., y Malizia, D. 1989. Late Cenozoic tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Tectonics* 8: 517-534.
- Turner, J.C. 1973. Descripción geológica de la hoja 11d-Laguna Blanca. *Servicio Nacional Minero Geológico* 142: 1-70, Buenos Aires.

Recibido: 17 de diciembre, 2011.

Aceptado: 9 de mayo, 2012.