



# FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS y NATURALES

## UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

## TESINA PRESENTADA PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE LICENCIADA EN GEOLOGÍA

## SEDIMENTOLOGÍA DE LOS "RODADOS PATAGÓNICOS" EN UN PALEOCAUCE DEL RÍO COLORADO, PROVINCIA DE LA PAMPA

María Gabriela Gonzalez

Santa Rosa (La Pampa)

Argentina

2014

## Prefacio

Esta Tesina es presentada como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Licenciada en Geología, en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de La Pampa, y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad ni en otra Institución Académica. Se llevó a cabo en las Cátedras de Sedimentología y Estudio del Geosistema dependientes del Departamento de Geología, durante el período comprendido entre el 01/09/2013 y el 19/06/2014, bajo la dirección de Visconti, Graciela; y la codirección de Umazano, Aldo Martín.

Deseo expresar mi sincero agradecimiento a las personas e instituciones que se detallan a continuación. Todas ellas han contribuido de diferentes maneras para la concreción de este trabajo.

- A **Graciela Visconti** y **Aldo Martín Umazano**, Directora y Codirector respectivamente, quienes me ayudaron aportando sus conocimientos y manifestando siempre buena disposición.

-A Pablo Villegas y Soledad Del Reguero Martínez, que participaron de las campañas y aportaron con sus conocimientos e inquietudes.

-A Alexis Ponce, Mauro Bernardi, Gustavo Berttoto y Hugo Tickyj, por la ayuda brindada en la realización de los cortes delgados y en la determinación petrográfica.

-A la **Facultad**, que brindó apoyo financiero, principalmente a través del proyecto de investigación N° 223, el cual es dirigido por Graciela Visconti.

-A **Heraldo Rodríguez**, Encargado del campo Guaca Mala, quien nos otorgó permiso para ingresar y trabajar en el afloramiento estudiado.

-A mi **Familia**. Que me apoyó siempre incondicionalmente, brindándome todas las comodidades para estudiar y sin recibir ningún tipo de presión.

-A mis Compañeros. Todos aquellos con los que cursé y compartí experiencias.

-A mis Amigos. Por el apoyo de siempre.

## Índice

Resumen	4
Abstract	4
Introducción	6
Descripción general del afloramiento estudiado	10
Marco geológico	12
Metodología	14
Resultados	
Facies	18
Asociación de facies	22
Arquitectura	22
Paleocorrientes	25
Textura	35
Composición de los clastos y procedencia	37
Discusión: paleoambiente depositacional y sus controles	43
Conclusiones	44
Bibliografía	45
Anexo I	52

#### Resumen

Se realizó un estudio sedimentológico detallado de los "Rodados Patagónicos" (Plio-Pleistoceno) en la terraza intermedia de un paleocauce del río Colorado, al sur de Puelches, provincia de La Pampa. El estudio incluyó tres aspectos principales: i) interpretación paleoambiental de la sucesión empleando análisis de facies y arquitectura; ii) estimación del paleoflujo mediante datos de paleocorrientes (clastos imbricados); iii) análisis de la proveniencia de los detritos usando datos composicionales y paleocorrientes, así como el conocimiento geológico y paleogeográfico del Cenozoico tardío. Los resultados obtenidos permitieron determinar un ambiente fluvial gravoso de diseño entrelazado. Los canales fluviales drenaron hacia el este, o sea de manera paralela al paleocauce asociado; erigiéndose como potenciales afluentes del Río Curacó. El análisis composicional indicó, mayormente, una procedencia a partir de la erosión de rocas volcánicas efusivas básicas y, en menor cuantía, de rocas volcánicas efusivas intermedias, volcaniclásticas y cuarzosas. Las principales rocas fuente fueron las sucesiones basálticas de la Cordillera de Los Andes y el piedemonte asociado; infiriéndose aportes locales de menor relevancia. Como generalidad, el factor extrínseco que controló la sedimentación de la sucesión podría haber sido el clima, particularmente la transición de condiciones glaciares a interglaciares.

#### Abstract

A detailed sedimentological study of the "Rodados Patagónicos" (Plio-Pleistocene) was conducted in the intermediate terrace of a río Colorado paleochannel, south of Puelches, La Pampa Province. The study included three main aspects: i) paleoenvironmental interpretation of the succession using both facies and architectural analysis; ii) estimation of the paleoflux using paleocurrent data (imbricated clasts); iii) analysis of the debris provenance using both compositional and paleocurrent data, as well as the late Cenozoic regional geological and paleogeographic knowledge . The results suggest a gravelly fluvial environment of braided pattern. The fluvial channels drained eastwards in agreement with associated paleochannel elongation, which indicates that the rivers were tributary of the Curacó River. Compositional analysis of gravels indicated a provenance mostly from basic effusive volcanic rocks with subordinate participation of volcaniclastic, quarcitic and intermediate effusive rocks. The main source rocks were the basaltic successions from Cordillera de Los Andes and associated piedmont; although there were minor local sources. As a generality, the likely extrinsic factor that controlled the sedimentation was climate, particularly the transition from glaciar to interglaciar conditions.

## Introducción

Los "Rodados Patagónicos" están ampliamente distribuidos en la República Argentina, desde la Cordillera de los Andes al océano Atlántico, y desde el norte del río Colorado hasta Tierra del Fuego (Fidalgo et al. 1984, 1999; Digregorio et al. 1980; Martínez et al. 2009). Están asociados a diferentes sectores geomorfológicos incluyendo terrazas fluviales y/o fluvio-glaciales, pedimentos, bajadas y mesetas (figura 1).

En general los depósitos son mantiformes, horizontales a subhorizontales, de espesor variado, con un gradiente relativo de oeste a este. Comúnmente los depósitos son asignados al Cenozoico tardío (Martínez y Kutschker 2011). Sedimentológicamente son gravas redondeadas, en general guijarros, con matriz esencialmente limosa/arcillosa y cemento carbonático. La litología de los clastos es muy variada, pero predominan los fragmentos de rocas volcánicas efusivas, básicas y mesosilíceas, y rocas plutónicas ácidas (Martínez et al. 2009).

El primero en realizar inferencias acerca de la génesis de estos rodados fue Charles Darwin, quien en 1833 durante su expedición en las inmediaciones de la ciudad de Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires, los agrupó bajo el nombre de "Formación Shingle Patagónico" o "Formación de Gravas". Estableció que estas gravas eran producto de una acumulación aluvial al pie de la Cordillera de los Andes, y que su amplia distribución sobre Patagonia fue posterior, debido a la acción de las olas durante una trasgresión marina (Martínez et al. 2009).

Existen otras interpretaciones acerca del origen de los "Rodados Patagónicos"; entre las más destacadas se pueden mencionar a Doering (1882), quien les asignó un origen glacio-fluvial, Ameghino (1890), que propuso un origen marino, y Windhausen (1931), quien infirió diferentes orígenes tales como fluvial, glacio-fluvial y pedemontano. Posteriormente, Fidalgo y Riggi (1970) propusieron una división de los rodados de acuerdo al ambiente geomórfico donde fueron depositados. Según los autores mencionados los depósitos más antiguos corresponderían a sistemas fluviales y bajadas, y los más jóvenes serían de origen estrictamente glacial, incluyendo depósitos morrénicos retrabajados y depósitos glacio-fluviales. Además de los autores citados, otros investigadores reconocieron que los depósitos tienen diferentes orígenes en distintas zonas geográficas y/o posiciones estratigráficas (Martínez et al. 2009, página 94, tabla 1).

Recientemente, Martínez y Kutschker (2011) propusieron que los rodados podrían haber sido formados y depositados en los períodos glaciares e interglaciares ocurridos a fines del Cenozoico. Durante los períodos glaciares, en la Patagonia andina se produjeron las condiciones



necesarias para la formación de morrenas marginales, depositándose grandes cantidades de

sedimentos. De manera coetánea, en la Patagonia extra-andina (condiciones muy frías y secas) se originó un intenso crioclastismo que generó gran cantidad de fragmentos de rocas. Posteriormente, durante la transición a condiciones interglaciales se produjeron importantes deshielos y, consecuentemente, se reactivaron las redes fluviales de la Patagonia, quienes fueron responsables de la erosión y depositación de los rodados.

En La Pampa, los "Rodados Patagónicos" se encuentran en el sur y al este de la provincia (figura 2), en subregiones fisiográficas denominadas "de las terrazas y paleocauces con rodados de vulcanitas", "de las mesetas y depresiones alargadas cubiertas con arenas y rodados de vulcanitas", "de mesetas y valles" y "de las planicies medanosas" (INTA et al. 1980).



La localidad estudiada se encuentra dentro de la "subregión de las terrazas y paleocauces con rodados de vulcanitas" que está estrechamente vinculada con la historia del río Colorado y es coincidente con el desarrollo del paleoabanico del mismo (INTA et al. 1980, Linares et al. 1980; figura 2). Constituye una inmensa planicie que fuera mayormente elaborada y disectada por la acción hídrica (Calmels 1996). Las geoformas positivas del paisaje, son terrazas y mesetas alargadas con una dirección preferencial NO-SE; y las negativas son depresiones elongadas (interpretadas como paleocauces), cañadones, bajos sin salida y la planicie aluvial actual del río Colorado (INTA et al. 1980).

Particularmente, en la Hoja Geológica Puelches, (Espejo y Silva Nieto 1996), estos rodados se incluyen dentro de la denominada Formación Tehuelche. Los mismos se distribuyen como una cubierta discontinua de hasta 2 m de espesor, que está mejor expuesta en los cañadones. Están formados por conglomerados finos a gruesos, con clastos líticos redondeados, pobremente seleccionados y de tamaño variable, en su mayoría de composición volcánica (porfiritas, andesitas, dacitas y basaltos), con matriz arenosa y cemento calcáreo.

En la Hoja Geológica La Reforma (Melchor y Casadío 2000), los autores mencionan a los conglomerados objeto de estudio como pertenecientes a la Formación El Sauzal, de origen fluvial efímero. Los atribuyen a paleocauces del río Colorado (reconocidos como depresiones elongadas en imágenes satelitarias), que se habrían extendido entre el área ubicada al norte de la localidad de El Sauzal y el extremo sur de las sierras Carapacha Grande, para unirse al río Chadileuvú. Previamente, Nágera (1926) había mapeado en esta región diversos "cañadones", que corresponden a las depresiones aquí aludidas, denominándolos "Cañadón de los Jagüeles" y "Cañadón de los Médanos" (este último fuera del ámbito de la Hoja).

A pesar de estas menciones, no existen estudios sedimentológicos detallados en la provincia y, consecuentemente, se propone hacer esta tesina en un afloramiento ubicado en la terraza sur de un paleocauce del río Colorado, en las cercanías de la localidad de Puelches (figura 2). Dicha terraza tendría una posición topográfica intermedia entre la terraza más alta que forma el límite del paleocauce y el sector más profundo.

**Objetivos.** El objetivo de la tesina es realizar un análisis sedimentológico detallado de los "Rodados Patagónicos" en un paleocauce del río Colorado ubicado al sur de la localidad de Puelches. En particular, se pretende inferir el paleoambiente sedimentario, el paleoflujo y la procedencia de los detritos. Se puso énfasis en el análisis arquitectural de los depósitos tratando de lograr una visión más precisa del paleoambiente de sedimentación.

**Hipótesis.** La hipótesis a testear es la siguiente: en la zona de estudio, los "Rodados Patagónicos" son de origen fluvial y se vincularon con cursos que drenaban de manera paralela y/o perpendicular al paleocauce asociado.

## Descripción general del afloramiento estudiado

La localidad estudiada se encuentra en el centro-sur de la provincia de La Pampa, a 43° 07,985′ S y 68° 39,628′ O (figura 3). Se trata de una sucesión sedimentaria situada sobre la margen este de la ruta Provincial N° 106, a 43 km al SO de Puelches y, en línea recta, a 44 km al N del río Colorado (figura 4). El afloramiento forma parte de una cantera de ripio inactiva de Vialidad Nacional, y se corresponde con una terraza de un paleocauce del paleoabanico del río Colorado (INTA et al. 1980, Calmels 1996, Calmels y Casadío 2004).



En la localidad estudiada, los "Rodados Patagónicos" tienen un espesor mínimo de 4 m y una continuidad lateral de aproximadamente 47 m. La litología predominante es de conglomerados epiclásticos, extraformacionales y polimícticos (Pettijhon 1949, 1957). Son conglomerados redondeados, selección moderada y tamaño variable entre guija muy fina y muy gruesa. La composición de la mayoría de los clastos es de rocas volcánicas efusivas (andesíticas y basálticas), rocas volcaniclásticas y clastos cuarzosos. Tienen matriz arenosa y cemento calcáreo.



Figura 4. Vista panorámica del paleocauce del río Colorado y posición de la localidad estudiada.

## Marco geológico

El afloramiento estudiado se encuentra en la Provincia Geológica denominada Bloque de Las Mahuidas (Nágera 1939). Esta región ha sido designada también como Bloque del Chadileuvú por Llambías y Caminos (1987), y definida por Nágera (1939) como una unidad orográfica distintiva y separada de las Sierras Pampeanas. El bloque se caracteriza por haberse comportado rígidamente y por haber sido una zona relativamente estable durante la mayoría del Mesozoico y del Cenozoico, estando aun sometida a una peneplanización (Ramos 1999).

El Basamento Cristalino de la zona está mayormente constituido por metamorfitas y rocas pegmatíticas asociadas (Tabla 1), en general son esquistos que afloran de manera aislada. Linares et al. (1980) indicaron que estas rocas de edad precámbrica, por la disposición norte-sur, el fallamiento y la esquistosidad regional, formarían parte de la prolongación más austral de las Sierras Pampeanas Orientales, las cuales se extenderían hasta las orillas del río Colorado (Tickyj et al. 1999a).Estas rocas metamórficas están intruidas por granodioritas del Cámbrico Superior-Devónico Inferior (Grupo Pichi Mahuida, Tickyj et al. 1999b).

Por encima del Basamento Cristalino se disponen areniscas limosas, pelitas, cuarcitas y escasas calizas de un ambiente continental del Pérmico Inferior, denominadas Formación Carapacha (Vilela y Riggi 1956; Tabla 1). Esta Formación fue redefinida por Melchor (1995, 1999), quien precisó un ambiente fluvio-lacustre y una edad pérmica temprana-tardía baja sobre la base de evidencias paleoflorísticas.

La Formación Carapacha está intruida o cubierta por las rocas volcánicas del Grupo Lihuel Calel. Dicho grupo correspondería a un ciclo magmático constituido por una fase efusiva ácida (Formación Choique Mahuida), una fase efusiva de composición mesosilícica (Formación El Centinela) y las plutonitas asociadas (Formación Zúñiga, Llambías y Leveratto 1975, Linares et al. 1980). Hay dataciones U-Pb en diferentes afloramientos del grupo en La Pampa que permiten asignar a la unidad al Pérmico Inferior-Triásico Superior (Tickyj et al. 2010, 2013, Barrionuevo et al. 2013).

Sobre la Formación El Centinela apoyan discordantemente las areniscas, areniscas tobáceas y limosas de la Formación Río Negro del Mioceno superior (Visconti et al. 1993) -Plioceno inferior (Andreis 1965). Estas sedimentitas representan un paleoambiente depositacional fluvio-eólico (Visconti et al. 1993, 2013).

Suprayaciendo a la Formación Río Negro, se desarrolla una cobertura conglomerádica discontinua conocida informalmente como "Rodados Patagónicos" que, en el ámbito de la zona estudiada, es incluida en la Formación Tehuelche, que se le asigna un rango de edades desde el Plioceno superior al Pleistoceno inferior (Groeber 1939, Tapia 1939, Vilela y Riggi 1956, Espejo y Silva Nieto 1996). Está conformada por conglomerados continentales, presumiblemente fluviales, finos a gruesos, con matriz arenosa y cemento calcáreo. Estos "Rodados" han sido incluidos por Linares et al. (1980) dentro de la Formación El Sauzal a la que le asignaron una edad Pliocena inferior. Los mismos habían sido descriptos por Sobral (1942), quien los consideró de edad pleistocénica, de la misma forma que lo hicieran Vilela y Riggi (1956).

De forma ascendente en la columna estratigráfica, le siguen limos, arcillas y rodados de vulcanitas de la Formación Puesto Alí que ha sido establecida por Espejo y Silva Nieto (1987) con carácter local en la descripción de la Hoja Geológica Puelches. Por último, se disponen sedimentos holocenos del río Colorado, aluviales, coluviales, eólicos y finos de bajos y lagunas.

Unidad Estratigráfica	Cronoestratigrafía
Eólico, aluvial, coluvial	Holoceno
Formación Puesto Alí	Pleistoceno superior
Formación Tehuelche = "Rodados Patagónicos"	Plioceno superior-Pleistoceno
	inferior
Formación Río Negro	Mioceno superior-Plioceno
	inferior
Grupo Lihuel Calel: formaciones El Centinela, Zúñiga y	Pérmico Inferior-Triásico
Choique Mahuida	Superior
Formación Carapacha	Pérmico Inferior-Pérmico
	Superior
Grupo Pichi Mahuida	Cámbrico Superior-Devónico
	Inferior
"Basamento Cristalino"	Precámbrico

Tabla 1. Síntesis estratigráfica de la zona estudiada.

Para una apreciación general de la estratigrafía del área estudiada se muestra un perfil geológico esquemático perpendicular al paleocauce asociado (figura 5), el cual fue construido utilizando la información del software libre Google Earth. En dicho perfil se exhiben los espesores relativos

de la Formación Tehuelche, la Formación Río Negro y los sedimentos holocénicos, teniendo en cuenta las unidades estratigráficas presentes en el mapa geológico de La Pampa (Rimoldi y Silva Nieto 1999).



## Metodología

Las tareas realizadas pueden agruparse en tres etapas: tareas de gabinete, tareas de campo y tareas de gabinete-laboratorio. A continuación, se describen las labores y metodologías específicas de cada una de ellas.

## Etapa 1: tareas de gabinete

En esta primera etapa se hizo una exhaustiva búsqueda y recopilación bibliográfica, teniendo en cuenta principalmente aspectos estratigráficos, sedimentológicos, geomorfológicos e

hidrológicos de la zona de estudio. Además, se compiló información cartográfica (topografía y geología) e imágenes satelitales para la confección de mapas y perfiles.

## Etapa 2: tareas de campo

Se realizaron dos viajes de campaña al afloramiento de tres y un día de duración, respectivamente.

En primer lugar se tomaron datos de GPS para posicionar los perfiles sedimentológicos a medir. Seguidamente se realizó el levantamiento de los perfiles sedimentológicos detallados considerando litología, contactos, granulometría (escala de Udden-Wentworth), estructuras sedimentarias (Collinson y Thompson 1982), color (Goddard et al. 1980) y geometría de los planos de estratificación (Collinson y Thompson 1982). Se elaboró un registro fotográfico de las estructuras sedimentarias y demás características relevantes, realizándose además un muestreo litológico de los estratos de interés.

Por otra parte, se construyó un fotomosaico teniendo en cuenta la propuesta de Wizevich (1991) y se midió la orientación del mismo (figura 6).

Una vez establecida la geometría y dimensiones de los cuerpos sedimentarios, se obtuvieron datos para determinar paleocorrientes en gabinete, con una brújula geológica tipo Brunton. Los indicadores de paleocorriente medidos en el campo fueron de dos tipos: 50 datos de rumbo de buzamiento y buzamiento del eje A de clastos imbricados en distintos sectores de los cuerpos sedimentarios (Potter y Pettijohn 1977), con los cuales se construyeron diagramas de densidades areales (Potter y Pettijohn 1977), y entre 8 y 15 datos de rumbos del eje A en clastos imbricados (teniendo en cuenta que la dirección de paleocorriente es inversa a la dirección del buzamiento del eje A).

En un nivel fuertemente indurado con carbonato de calcio, al no ser posible desagregar la roca para efectuar la determinación de forma y tamaño de los clastos de manera individual, se midieron en el campo los ejes máximos y mínimos aparentes y se reconoció la litología de cada uno de ellos. Se realizó un conteo, y la elección de los clastos a contar se efectuó mediante una grilla de un metro por un metro dividida en rectángulos de 9 cm por 5 cm. Para independizar las medidas del observador y efectuar el análisis al azar, las mediciones se registraron por fila y por rectángulos alternos, y sólo fueron descriptos aquellos clastos de grava que se ubicaban

totalmente en el interior de dichos rectángulos (figura 7). La forma general de los clastos fue estimada por comparación visual (Powers 1953).



Para aquellos niveles conglomerádicos friables, se tomaron muestras que fueron posteriormente desagregadas y medidas en el laboratorio.



## Etapa 3: tareas de gabinete-laboratorio

Con los datos de campo se digitalizaron los perfiles, y a partir de ellos, se realizó el análisis de facies (incluyendo asociaciones y sucesiones). Se utilizó el criterio de codificación facial de Miall (1978), aunque no siempre se emplearon sus interpretaciones por considerarse demasiado restrictivas (Melchor 1995, Visconti 2007, Umazano 2009).

Posteriormente, sobre el fotomosaico se dibujaron las superficies limitantes externas de los depósitos, interpretándose a los cuerpos como canales o barras siguiendo criterios esencialmente geométricos (e.g. Bridge et al. 2000, Georgieff y Gonzalez Bonorino 2002; Lámina II).

La determinación del tamaño de grano promedio de muestras no consolidadas se hizo sobre 50 clastos tomados al azar de las muestras recolectadas en el campo, en los cuales se midieron los tres ejes (A: eje mayor, B: eje intermedio y C: eje menor, Krumbein 1941). La forma se determinó mediante el ploteo en el gráfico de Zingg (1935) de los cocientes entre los ejes B/A y los ejes C/B.

Por otro lado, en el caso de las areniscas presentes en la sección, el tamaño de grano promedio, la selección, la morfología y la clasificación composicional se estimaron empleando una lupa binocular y comparadores visuales (Powers 1953).

A partir del reconocimiento macroscópico de cinco poblaciones litológicas, se hicieron secciones delgadas para corroborar y disponer de descripciones detalladas de las mismas. De este modo, se identificaron los minerales constituyentes de las rocas, las texturas y las alteraciones presentes; todo esto con el fin de poder clasificarlas.

Para efectuar las representaciones de las paleocorrientes obtenidas a partir de la petrofábrica de los rodados se utilizó el método de Fisher (1953). La representación se realizó mediante el programa OpenStereo. Con los datos de clastos imbricados se efectuaron las representaciones de los vectores resultantes (Steimetz 1962) y los histogramas circulares (Curray 1956) con el programa Stereonet.

Con los datos obtenidos a través del procesamiento de la información de campo y gabinete se hizo la interpretación paleoambiental y su evolución, se infirió el rol de los controles sedimentarios, así como la procedencia de los detritos. Finalmente, toda la información obtenida, discusiones y conlusiones fueron volcadas en el presente manuscrito.

## **Resultados**

## **Facies**

Se definieron cinco facies sedimentarias teniendo en cuenta la litología, la granulometría y las estructuras sedimentarias. En la Lámina I se ilustran las facies y, en la figura 8, se muestra la distribución estratigráfica de las mismas en cada perfil. Por otra parte, la tabla 2 resume las características y la interpretación de las facies. A continuación se realiza la descripción e interpretación correspondiente.

**Facies Gmm:** conglomerado matriz sostén, macizo, pobremente seleccionado y con predominio de clastos de vulcanitas efusivas. El color varía de acuerdo a las diferentes litologías de los clastos: rocas volcaniclásticas de color negro oliva (5Y 2/1), basaltos de color rojo muy oscuro (10R 2/2) y naranja amarillento moderado (10YR 5/4), andesitas de color gris oliva claro (5Y 6/1) y cuarzosas de color gris muy claro. Los clastos son de tamaño guija y la matriz varía en tamaño desde arena fina a mediana; el cemento es carbonático. Hacia el techo hay abundantes nódulos calcáreos (Lámina I: 1).

*Interpretación:* el carácter de conglomerado matriz soportado macizo sugiere un origen como flujos de detritos plásticos (Miall 1996), en los cuales los mecanismos de soporte del sedimento son mayormente la presión dispersiva y la resistencia de matriz.

**Facies Gh:** conglomerado clasto sostén, con granos imbricados y selección moderada. Dominan los fragmentos líticos volcánicos, principalmente efusivos. Al igual que en la facies precedente, el color depende de la composición litológica de los clastos. El tamaño de los clastos es guija y la forma más abundante es elipsoidal. La matriz presenta tamaño arena mediana a gruesa. La roca se encuentra cementada por carbonatos que se hacen más abundantes hacia el techo (Lámina I: 2). En uno de los perfiles (perfil 5) se observó un lente conglomerádico con una estratificación paralela horizontal grosera.

*Interpretación:* según las características de esta facies, el proceso que originó los depósitos fue un flujo diluido de alta energía (Miall 1996).

**Facies Gt:** conglomerado clasto sostén, con estratificación entrecruzada en artesa y base erosiva. La composición de los clastos es similar a las facies anteriores, por lo tanto también los colores. La forma es esencialmente discoidal y de tamaño guija. La matriz es arena mediana y el cemento carbonático (Lámina I: 3).



Lámina I. 1) facies Gmm, 2) facies Gh, 3) facies Gt, 4) facies Sm, 5) facies Sl. Referencia de escalas. Lápiz: 17 cm, piqueta: 33 cm y moneda 2,5 cm.

*Interpretación:* debido a las particularidades descriptas y, teniendo en cuenta los criterios de Collinson y Thompson (1989) y Leeder (1999), el proceso que gestó esta facies fue la migración de dunas gravosas, subácueas y de crestas sinuosas, debido a flujos diluidos y unidireccionales. La base erosiva sugiere que las formas de fondo probablemente migraron dentro de canales.

**Facies Sm:** arenisca conglomerádica maciza, de color naranja (10 YR 8/2), moderadamente seleccionada, con extraclastos de hasta 4 cm de eje máximo aparente. Es frecuente la presencia de excavaciones tubulares, verticales e inclinadas, con sección transversal circular a oval, de hasta 10 cm de largo y 1 cm de ancho (Lámina I: 4).



*Interpretación:* esta facies es compatible con un flujo diluido de alta densidad, que da como resultado la falta de desarrollo o preservación de formas de fondo (Miall 1996, Collinson y Thompson 1989). Luego de sedimentados, los depósitos fueron biológicamente disturbados.

**Facies SI:** arenisca mediana, de color pardo amarillento pálido (10 YR 6/2), bien seleccionada, con estratificación entrecruzada de bajo ángulo. Presenta excavaciones tubulares, dispuestas subhorizontalmente, de hasta 5 cm de largo y 0,8 cm de ancho (Lámina I: 5).

*Interpretación:* existen varias opciones para interpretar el origen de la estratificación entrecruzada de bajo ángulo en condiciones subácueas (Miall 1996). La misma podría deberse a: I) dunas de lavado (washed-out dunes) que representan la transición de un flujo subcrítico a uno supercrítico, II) la migración de antidunas o III) desarrollo de un fondo plano o formas de fondo de baja amplitud sobre superficies inclinadas. Esta última opción es la que mejor se adapta como proceso según el contexto paleoambiental, ya que esta facies forma parte del techo de una barra. Posteriormente, aconteció el disturbio biológico de los sedimentos.

Nombre de Facies	Características	Interpretación
Gmm	Conglomerado matriz sostén y macizo	Flujo de detritos plástico
Gh	Conglomerado clasto sostén con	Flujo diluido de alta
	clastos imbricados	energía
Gt	Conglomerado con estratificación	Migración de dunas
	entrecruzada en artesa	gravosas de crestas
		sinuosas
Sm	Arenisca conglomerádica maciza	Flujo diluido de alta
		densidad
SI	Arenisca medianacon estratificación	Migración de fondo plano
	entrecruzada de bajo ángulo	o formas de fondo de baja
		amplitud sobre superficies
		inclinadas

Tabla 2. Resumen de la descripción e interpretación de facies.

## Asociación de facies

Las cinco facies sedimentarias se agruparon en una asociación de facies (AF) de depósitos fluviales. A continuación se procede a la descripción detallada de la misma y su correspondiente interpretación.

*Descripción:* la asociación está mayormente compuesta por las facies Gh y Gmm en los sectores inferior y superior de la sucesión, respectivamente. El espesor máximo de Gh es 1,5 m; en tanto la potencia máxima de Gmm es 1 m. Son frecuentes las intercalaciones arenosas centimétricas correspondientes a la facies Sm. Localmente (en el perfil 1) las facies Gt y Sl, con espesores de 55 cm y 11 cm respectivamente, constituyen una proporción minoritaria del registro. La geometría de la asociación no pudo ser establecida porque la base del depósito está cubierta; no obstante, el techo de la misma es plano a ligeramente irregular. Internamente se reconocen varias superficies erosivas asociadas a facies gravosas

*Interpretación:* la AF se interpreta como depósitos aluviales, probablemente emplazados dentro de una faja de canales, con un predominio de flujos diluidos gravosos (facies Gh) que evolucionaron a flujos de detritos (facies Gmm) (Miall 1996). Localmente hubo desarrollo de flujos diluidos arenosos con alta concentración de sedimentos (facies Sm) y flujos diluidos típicos que originaron las facies entrecruzadas Gt y Sl.

### **Arquitectura**

En el fotomosaico (Lámina II) se enumeran los cuerpos sedimentarios con letras mayúsculas, asignándose la letra A al más antiguo, B al siguiente y, así sucesivamente. Como generalidad, en el sector inferior de la sucesión hay depósitos de barras gravosas; en tanto en la parte superior se aprecian depósitos conglomerádicos de canales fluviales. A continuación se efectúa una descripción detallada correspondiente de ambos tipos de depósitos.

<u>Barras</u>: se reconocen por lo menos cinco barras asociadas (A, B, C, E y F) que constituyen el sector inferior de la sucesión y, localmente, la parte alta de la misma (Lámina II). En general tienen bases irregulares, techos convexos hacia arriba o irregulares y contactos no erosivos. El espesor promedio de estos cuerpos es 0,6 m; la extensión lateral aparente es de 20 m. Se caracterizan por registrar la facies conglomerádica Gh y, ocasionalmente, interestratificaciones

de las facies arenosas SI y Sm de espesor reducido y geometría lenticular. El material más fino (arenoso) se encuentra en el techo de los depósitos.

<u>Canales:</u> se reconocen tres canales principales (G, H e I?; Lámina II) y uno de menor jerarquía (D; Lámina II). Los cuerpos principales poseen una base erosiva, irregular o cóncava hacia arriba y un techo plano a suavemente convexo hacia arriba, sobre el que se desarrolla en algunos casos el suelo actual. Poseen un espesor promedio de 1 m y un ancho aparente que varía entre 8 m y 20 m aproximadamente. La dirección del eje de los canales es: N 76° (H en perfil N° 1), N 148° (G en perfil N° 2) y N 126° (I? en perfil N° 4).Se encuentran rellenos principalmente por la facies Gmm y, localmente, por las facies Gh y Gt.



## **Paleocorrientes**

La determinación de paleocorrientes se efectuó en algunos canales y en algunas barras (Lámina II). A continuación se mostrarán los datos de paleocorrientes obtenidas en dos canales principales (G e I), en el *cross-bar channel* (D) y en tres barras gravosas (A, A? y E).

Paleocorrientes en canales.

En el canal principal del perfil 2 (G, Lámina II), se midieron direcciones a 180° de los rumbos de buzamiento del eje A (eje máximo de cada clasto) en 13 clastos imbricados, dando como resultado un paleoflujo promedio hacia el sureste. En la figura 9 se muestra la tabla con los datos tomados y el histograma circular obtenido mediante el programa Stereonet.



En el canal principal (I) ubicado en el perfil 4 (Lámina II), se realizó la medición del rumbo de buzamiento y el buzamiento del eje A en 15 clastos imbricados. Los datos se representaron

empleando el programa Stereonet, que determinó una paleocorriente promedio al noreste: 35°/43° (figura 10).



También se calculó la paleocorriente promedio en el *cross-bar channel* (D) ubicado en el tope de la barra B, en un sector aledaño al perfil 2 (Lámina II), donde se midieron 8 datos de rumbos de buzamiento y buzamiento del eje A en clastos imbricados. Al igual que en los casos previos, fueron procesados mediante el programa Stereonet obteniéndose un paleoflujo promedio hacia el sureste: 155°/ 32° (figura 11).



Paleocorrientes en barras.

En las barras gravosas se tomaron 50 datos de rumbo de buzamiento y buzamiento del eje A de clastos imbricados, realizándose una estimación de la abundancia areal mediante el programa Open Stereo. En las figuras 12 y 13 se muestran los datos y resultados de la barra E, ubicada en entre los perfiles 1 y 2 (Lámina II). Se presume que se trata de la misma barra y que se midieron los lados derecho (figura 12) e izquierdo (figura 13) de la misma. Como se puede apreciar, en ambos casos el diagrama muestra una distribución periférica de los datos con un máximo preferencial al sur y sureste para los lados izquierdo y derecho respectivamente. Los valores de paleoflujo promedio son 138° y 180°. La diferencia entre los valores medios podría estar relacionada a la dinámica de la barra, representar una pseudo-imbricación en una estratificación entrecruzada inadvertida, o simplemente ser el producto del calce con otros rodados (Bossi 2007).



Figura 12. Paleocorrientes en el lado derecho de la barra E.



Figura 13. Paleocorrientes del lado izquierdo de la barra E.

En las figuras 14 y 15 se ilustran los datos obtenidos en los lados derecho e izquierdo de la barra A, ubicada en la parte inferior del perfil 1 (Lámina II). En estos casos, los diagramas también muestran una dirección dominante del eje máximo de los rodados, en el primer caso hacia el sureste y en el segundo, hacia el noreste. Las paleocorrientes promedios son de 145° y 93° respectivamente. La diferencia en los valores medios podría estar vinculada con lo expresado en el párrafo precedente.

Por último, en la figura 16 se observa el diagrama de petrofábrica correspondiente a la barra A? (Lámina II), que muestra una distribución periférica con una concentración en el cuadrante noroeste. La dirección de paleocorriente media es de 318°.

![](_page_30_Figure_0.jpeg)

1	205	10	20	152	21
2	286	10	27	77	56
3	254	20	28	153	10
4	296	16	29	143	28
5	284	32	30	145	23
6	295	34	31	. 145	20
7	320	11	32	42	28
8	326	10	33	127	35
9	336	10	34	92	41
10	326	37	35	48	21
11	340	5	36	i 134	18
12	194	15	37	131	18
13	346	15	38	119	29
14	352	12	39	46	12
15	1	48	40	80	34
16	2	20	41	. 85	34
17	4	13	42	128	10
18	174	11	43	120	16
19	172	20	44	92	23
20	14	46	45	109	15
21	164	17	46	89	17
22	18	14	47	116	2
23	21	22	48	93	11
24	20	5	49	109	2
25	156	14	50	85	3

Figura 14. Paleocorrientes en lado derecho de la barra A.

Equal-area Lower hemisphere	N + +		Paleoco (la	Density 704 704 704 704 704 704 704 704	arra A. D) lineación Barra A, la Maximum d at 93.3/3 Grid detail: Counting m Fisher Dis	do izquierdo ensity: 7.0 % 9.8 Low ethod: stribution	
Datos	Rh de Bz	B7		Datos	Rh de Bz	Bz	
1	282	5		26	35	40	
2	282	5		27	154	21	
3	248	10		28	33	33	
4	279	20		29	39	40	
5	286	36		30	142	30	
6	220	14		31	29	11	
7	322	18		32	116	45	
8	253	52	1	33	35	12	
9	204	5		34	35	10	
10	335	20		35	40	19	
11	342	17		36	93	45	
12	198	24		37	120	35	
13	191	25		38	94	42	
14	190	34		39	96	41	
15	186	10		40	36	1	
16	355	16		41	40	10	
17	354	46	1	42	52	24	
18	177	31		43	94	36	
19	3	11		44	100	30	
20	6	46		45	75	27	
21	5	29		46	93	26	
22	8	9		47	123	11	
23	172	1		48	75	15	
24	167	13		49	80	15	
25	27	30		50	70	3	

Figura 15. Paleocorrientes en lado izquierdo de la barra A.

![](_page_32_Figure_0.jpeg)

Figura 16. Paleocorrientes en barra A?

#### <u>Textura</u>

La determinación del tamaño relativo y de la forma de los clastos correspondiente a la facies Gmm arrojó un tamaño promedio aparente de 8,25 mm, que corresponde a lo que se denomina guija en la escala granulométrica de Udden-Wentworth. La forma general de los clastos es principalmente elipsoidal. Los datos recopilados en el campo se encuentran en la tabla I del anexo I.

En el caso de la facies no indurada Gh, una vez volcados los datos en el gráfico de Zingg (figura 17), los resultados obtenidos son los siguientes un 58% de los clastos tienen forma elipsoidal, un 40% discoidal y un 2% esférica. El tamaño promedio de los clastos es de 22 mm, correspondiente a guija. En la tabla II del anexo I se presentan las mediciones de campo.

![](_page_33_Figure_3.jpeg)

En la facies Gt se utilizó el mismo método para obtener forma y tamaño para obtener la forma y el tamaño. Según la clasificación la granulométrica de Udden-Wentworth, los clastos se encuentran dentro del tamaño guija, con un valor promedio de 23,1 mm. Por otro lado, el gráfico de Zingg (figura 18) muestra que la forma más abundante es discoidal (46%), le siguen

en orden decreciente de abundancia las morfologías elipsoidal (32%), esférica (16%) y cilíndrica (6%). En la tabla III del anexo I, se muestran los datos y resultados mencionados.

La facies Sm tiene un tamaño de grano promedio de 1 mm, que corresponde a arena gruesa, con selección moderada, clastos subredondeados de baja esfericidad; y puede ser tentativamente clasificada como arenita lítica. La facies S1 presenta una granulometría promedio de 0,5 mm, que corresponde a una arena mediana, bien seleccionada y clastos también subredondeados de baja esfericidad; el contenido de matriz y la composición es compatible con una arenita lítica.

![](_page_34_Figure_2.jpeg)

#### Composición de los clastos y procedencia

Macroscópicamente se determinaron cinco poblaciones litológicas en muestras de las facies Gmm, Gh y Gt. La facies Gmm está compuesta de un 46% de rocas volcánicas básicas, un 44% de rocas volcaniclásticas, 6% rocas volcánicas intermedias y un 4% de clastos cuarzosos. La facies Gt contiene 70% de rocas volcaniclásticas, 18% de rocas volcánicas básicas y 12% rocas volcánicas intermedias. La facies Gh tiene 38,6% de rocas volcánicas básicas, 31,2% de rocas volcánicas intermedias y 30,2% de rocas volcaniclásticas. En estas últimas dos facies no se observaron clastos cuarzosos.

Posteriormente se hicieron secciones delgadas para corroborar y profundizar las descripciones petrográficas de las litologías reconocidas.

Descripción macroscópica:

- Muestra B: roca volcaniclástica. Textura hipocristalina, con fenocristales de minerales máficos inmersos en una pasta afanítica de coloración gris oscura. Estructura maciza.
- Muestra I: roca volcánica efusiva básica. Textura hipocristalina, con fenocristales de feldespato, cuarzo y máficos rodeados por una pasta afanítica de coloración parda. Estructura amigdaloide.
- Muestra A: roca volcánica efusiva básica. Textura hipocristalina, con fenocristales de minerales máficos y feldespatos, inmersos en una pasta afanítica de coloración rosada. Estructura maciza.
- Muestra P: roca volcánica efusiva intermedia. Textura hipocristalina, con fenocristales de feldespatos, cuarzo y máficos, inmersos en una pasta. Estructura amigdaloide.
- Muestra Q: clastos cuarzosos.

Descripción microscópica:

• Muestra B: roca volcaniclástica compuesta de litoclastos volcánicos, angulosos y redondeados, de composición principalmente básica, y cristales de plagioclasas, rodeados de una matriz hialocristalina. Los litoclastos volcánicos poseen texturas de desvitrificación y, en algunos casos, tienen microlitos orientados y constituidos por un mineral no identificado debido a su alteración total. Los fenocristales de plagioclasas son subhedrales, con maclas polisintéticas y de Carlsbad, y algunos presentan zonación. Comúnmente sus bordes se encuentran alterados. En la figura 19 se muestra un corte delgado al microscopio del mismo sector de la muestra sin y con nicoles cruzados.

![](_page_36_Figure_0.jpeg)

• Muestra I: roca volcánica básica, hialocristalina y con textura porfídica. Los fenocristales de feldespato. La matriz está compuesta por pequeños cristales de plagioclasas, clinopiroxeno, vidrio de tipo sideromelano y opacos. Las plagioclasas son subhedrales y poseen macla de Carlsbad. La roca tiene una estructura amigdaloide, donde las vesículas están rellenas principalmente por sílice amorfa, carbonato y un mineral de textura esferulítica, que posiblemente responda a un proceso de desvitrificación. En algunas vesículas rellenas por sílice también es posible observar la presencia de un mineral fibroso radial que podría ser apatito. Según la clasificación de la IUGS para rocas volcánicas, la muestra se clasifica como un basalto (figura 20).

![](_page_36_Figure_2.jpeg)

Figura 20. Muestra I: corte delgado al microscopio, A) sin analizador y B) con analizador: V Qz (vesículas con sílice) y matriz con Pl (plagioclasa) y Cd (sideromelano).

Muestra A: roca volcánica básica, hialocristalina y con textura porfídica. Los fenocristales son plagioclasas u olivinos alterados a opacos. La matriz está compuesta por tablillas de plagioclasas y opacos. Los microlitos de la matriz se encuentran orientados en algunos sectores y en otros se disponen de forma caótica. Los fenocristales de plagioclasas son subhedrales y presentan maclas polisintéticas y de Carlsbad. Toda la muestra tiene alteración de sericita. Según la clasificación de la IUGS para rocas volcánicas, la muestra se clasifica como un basalto (figura 21).

![](_page_37_Figure_1.jpeg)

Figura 21. Muestra A: corte delgado al microscopio sin analizador (A) y con analizador (B): Ol (olivino) y Pl (plagioclasa).

• Muestra P: roca volcánica intermedia, hialocristalina y con textura porfídica. Los fenocristales son comúnmente plagioclasas y anfíboles, estos últimos zeolitizados. Los fenocristales de plagioclasas son subhedrales, algunos presentan macla de Carlsbad y están alterados a sericita. Los opacos constituyen los minerales accesorios. Los fenocristales se encuentran inmersos en una matriz microcristalina constituida principalmente por plagioclasas sin orientación preferencial. Las zeolitas también pueden encontrarse rellenando vesículas. Según la clasificación de la IUGS para rocas volcánicas, la muestra se clasifica como una andesita (figura 22).

![](_page_38_Figure_0.jpeg)

• Muestra Q: clasto constituido totalmente por sílice, posiblemente de calcedonia. En el corte se puede observar una textura plumosa (figura 23).

![](_page_38_Figure_2.jpeg)

Figura 23. Muestra Q: corte delgado al microscopio sin analizador (A) y con analizador (B).

#### Discusión: paleoambiente depositacional y sus controles

De acuerdo al análisis arquitectural es posible distinguir entre dos tipos de cuerpos: barras y canales.

Barras: en base a la geometría y litología se las interpreta como barras gravosas. Las facies arenosas se habrían desarrollado en el sector aguas arriba de las barras, presumiblemente de centro de canal, donde es característica la presencia de granulometrías más finas (Bridge 2003, 2006, Sanchez Moya y Sopeña 2010). Esto pudo deberse a una disminución de la velocidad del flujo que, a su vez, permitió el desarrollo de un estadio de relativa estabilidad y el concomitante disturbio biológico del sustrato (Melchor et al. 2012), evidenciado por la presencia de excavaciones tubulares de orientación subvertical. Las paleocorrientes medidas sugieren que, en forma grosera, la dirección del flujo (y de acreción de las macroformas) fue hacia el este.

Canales: los mismos son compatibles con canales fluviales que, al encontrarse adyacentes a barras probablemente coetáneas, sugieren fajas de canales gravosas y múltiples (Bridge et al. 2000, Bridge 2003, 2006). Paralelamente, la ausencia de evidencias de exposición subaérea en la base de los canales principales indica que la escorrentía fue permanente (Bridge et al. 2000, Melchor et al. 2012).

Por otra parte, en el perfil 1 se observa un canal de menor jerarquía disectando a la barra C (D; Lámina II), que se interpreta como un cross-bar channel (Bridge et al. 2000, Sanchez Moya y Sopeña 2010). Estos canales secundarios se originan durante estiajes cuando al menos una parte de la barra queda emergida.

Como corolario puede mencionarse que, en general, los canales fluviales drenaban hacia el E y las barras se trasladaban en esa misma dirección y sentido (figura 24). La diferencia en los valores medios entre los canales principales está en el rango esperable para sistemas fluviales multicanalizados, en coincidencia con la interpretación arquitectural. La cuasi-ortogonalidad registrada en el canal de menor jerarquía (cross-bar channel) estaría vinculada a los típicos cambios en la dirección de flujo que se producen durante estiajes.

Por lo tanto, el ambiente depositacional fue fluvial, particularmente constituido por una faja de canales entrelazados con barras gravosas que se movilizaban por traslación aguas abajo, de

manera solidaria al paleocauce asociado, erigiéndose como potenciales afluentes del río Curacó durante el Plioceno-Pleistoceno (cf. Calmels 1996, Melchor y Casadío 2000, Espejo y Silva Nieto 1996).

Con respecto a la procedencia, los porcentajes de los tipos litológicos descriptos sugieren que los detritos proceden, mayoritariamente, de la erosión de rocas volcánicas efusivas básicas. En menor cuantía, los clastos provendrían de rocas volcaniclásticas, volcánicas efusivas intermedias y cuarzosas. Teniendo en cuenta los datos de paleocorrientes, así como la geología y paleogeografía del Cenozoico tardío, resulta probable que las principales rocas fuente fueron las sucesiones basálticas que afloran en Cordillera y el piedemonte andino (Yrigoyen 1976, Ramos 1985, Bermúdez et al. 1993), particularmente aquellas de la provincia de Mendoza. Por otra parte, los detritos volcaniclásticos son compatibles con un aporte local, muy probablemente vinculado a los afloramientos del Grupo Lihuel Calel en el ámbito de la provincia de La Pampa (Linares et al. 1980, Calmels y Casadío 2004). Por último, los clastos cuarzosos podrían provenir de venas, las que pueden desarrollarse sobre tipos litológicos muy diversos y, por ello, tener escasa relevancia para inferir la procedencia.

En este contexto paleoambiental y paleogeogáfico, y teniendo en cuenta que no se reconocen indicios de control tectónico y volcánico, la alternancia de condiciones glaciares e interglaciares habría controlado la sedimentación de la sucesión estudiada (cf. Blum 2007). Aunque no se dispone de información de los sedimentos asociados de planicie de inundación, la posición topográfica de la sucesión en el paleocauce es compatible con el retrabajo de depósitos morrénicos y sedimentos crioclásticamente generados durante estadios interglaciares tempranos (cf. Martínez y Kutschker 2011). Esta interpretación es consistente con la retracción de morrenas que se está incrementando en Patagonia desde fines del Mioceno (Rabassa 2008). Durante los estadios interglaciares los perfiles de equilibrio de los ríos son típicamente agradacionales, con una tasa de aporte sedimentario que supera a la creación de espacio de acomodación; o sea perfiles de equilibrio que están por encima de la superficie topográfica (Legarreta et al. 1993, Shanley y McCabe 1993). La repetición de estos ciclos glaciarios e interglaciarios genera terrazas intermedias como la que se desarrolló en la zona de estudio (Blum 2007). Por otro lado, la presencia de facies generadas por flujos diluidos y flujos con alta concentración de sedimentos, así como el desarrollo de canales fluviales de menor jerarquía durante estiajes, indicarían una variación temporal en la disponibilidad de agua. Dicha variación podría estar asociada con estacionalidad climática en las cuencas de captación (cf. Parrish 1998, Blum y Tornqvist 2000, Cecil 2003); por ejemplo la magnitud de los deshielos anuales.

![](_page_41_Figure_1.jpeg)

## Conclusiones

Las tareas sedimentológicas desarrolladas en los "Rodados Patagónicos" que afloran en una terraza intermedia de un paleocauce del río Colorado permiten arribar a las siguientes conclusiones principales:

- 1- El paleoambiente depositacional de la unidad fue fluvial permanente; constituido por canales entrelazados y barras gravosas. En este contexto, los depósitos fueron generados por flujos diluidos con baja y alta concentración de sedimentos, y por flujos de detritos.
- 2- Los datos de paleocorrientes indican que, mayoritariamente, los canales escurrían hacia el este y las barras se movilizaban por traslación en ese mismo sentido. Por ello, la sucesión registraría un sistema fluvial paralelo al paleocauce y, por lo tanto, que podría haber actuado como afluente del río Curacó durante el Plio-Pleistoceno.
- 3- En su mayoría, los detritos proceden de la erosión de rocas volcánicas de la Cordillera de Los Andes y el piedemonte asociado. No obstante, también se reconocen aportes locales, a partir de la erosión de rocas volcaniclásticas.
- 4- El factor predominante que habría controlado la sedimentación de la sucesión sería el clima. Particularmente, la transición de condiciones glaciares a interglaciares a fines del Cenozoico, y la concomitante retracción de morrenas que generó una gran cantidad de sedimentos susceptibles de ser transportados por los ríos, entre ellos el que estuvo asociado al paleocauce estudiado. Además, estos ríos transportaron los sedimentos formados por crioclastismo durante los estadios glaciares
- 5- La forma general de las gravas es coincidente con el desgaste producido por corrientes fluviales.

### **Bibliografía**

Ameghino, C., 1890. Exploraciones geológicas en la Patagonia. Boletín del Instituto Geográfico Argentino 11 (1): 2-46.

Andreis, R., 1965. Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro. Revista Museo La Plata (Geología) 5 (36): 245-310.

Barrionuevo, M., Arnosio, M. y Llambías, E. J., 2013. Nuevos datos geocronológicos en subsuelo y afloramientos del Grupo Choiyoi en el oeste de La Pampa: implicancias estratigráficas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 70 (1): 31-39.

Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F. y Saal, A., 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos.
En: Ramos, V.A. (Ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza.12º Congreso Geológico
Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio I-13: 161-172.

Blum M. D., 2013. Glacial- Interglacialscale fluvial responses. En: Encyclopedia of Cuaternary Science, (1° Edition) volumen 2: 995-1010. Elsevier B. V.

Blum, M. D. y Tornqvist, T .E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. Sedimentology 47: 2-48.

Bossi, G. E., 2007. Análisis de paleocorrientes. IESGLO (Instituto de Estratigrafía y Geología Sedimentaria Global), Facultad de Ciencias Naturales e Instituto M. Lillo, UNT.; San Miguel de Tucumán, 200 p.

Bridge, J. S., Jalfin, G. A. y Georgieff, S. M., 2000. Geometry, lithofacies, and spatial distribution of cretaceous fluvial sandstone bodies, San Jorge basin, Argentina: Outcrop analog for the hydrocarbon-bearing Chubut Group. Journal of Sedimentary research 70: 341-359.

Bridge, J. S., 2003. Rivers and Floodplains. Oxford, U.K., Blackwell, 491 p.

Bridge, J. S., 2006. Fluvial Facies Models: Recent Developments. En: Facies Models Revisited. Posamentier, H. W y Walker, R. G. (Eds.). Society for Sedimentary Geology: 85-170. Calmels, A. P., 1996. Bosquejo Geomorfológico de la Provincia de La Pampa. Universidad Nacional de La Pampa, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales; Santa Rosa, La Pampa, 110 p.

Calmels, A. P. y Casadío, S. A., 2004. Compilación geológica de la provincia de La Pampa. Ediciones Amerindia, Santa Rosa, 322 p.

Cecil, C. B., 2003. The concept of autocyclic and all o cyclic controls on sedimentation and stratigraphy, emphasizing the climatic variable. En: Climate Controls on Stratigraphy. Cecil, C. B., Edgar, N. T. (Eds.). SPEM Special Publication 77: 13-20.

Collinson, J. D. y Thompson, D. B., 1982. Sedimentary Structures. George Allen &Unwin, Londres, 194 p.

Collinson, J. D. y Thompson, D. B., 1989. Sedimentary Structures. Routledge, 207 p.

Curray J. R., 1956. The analysis of two- dimensional orientation data. Journal of Geology 64: 117-131.

Döering, A., 1882. Informe Oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la expedición al Río Negro (Patagonia). Tercera Parte (Geología): 300-490. Edición Oficial, Buenos Aires.

Digregorio, J. H. y Uliana, M. A., 1980. Cuenca Neuquina. Segundo simposio de Geología Regional Argentina: 985-1032.

Espejo, P. y Silva Nieto, D., 1987. Estratigrafía, litología y geomorfología de la Formación Puesto Alí. III Jornadas de Ciencias Naturales de La Pampa 3: 65-72.

Espejo, P. y Silva Nieto, D., 1996. Hoja Geológica 3966-11, Puelches, provincias de La Pampa y Río Negro. Subsecretaría de Minería de La Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín 216, Buenos Aires, 35 p.

Fidalgo, F. y Rabassa, J., 1984. Los depósitos Cuaternarios. En: Relatorio del IX Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. Capítulo I-11: 301-316. Buenos Aires. Fidalgo, F. y Riggi, J. C., 1970. Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25: 430-443.

Fisher, R. A., 1953. Dispertion on a sphere. Proceedings of the Royal Society London. A 267: 295-305.

Georgieff, S. M. y González Bonorino, G., 2002. Facies y geometrías de los depósitos aluviales cuaternarios en la quebrada del Portezuelo, Sierra de Mojotoro, provincia de Salta, Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 9 (1): 31-42.

Goddard, E. N., Parker, T. D., De Ford, R. K., Rove, O. N., Singewald, J. T. y Overbeck, R. M., 1980. The Rock Color Chart. Geological Society of America, Boulder, 8 p.

Groeber, P., 1939. Mapa geológico de Mendoza. Physis, 1°, XIV, Sec. Geología y Paleontología, 14 (46): 171-220. Buenos Aires.

INTA, Provincia de La Pampa y Universidad Nacional de La Pampa, 1980. Inventario integrado de los recursos naturales de la provincia de La Pampa. Buenos Aires, 487 p.

Krumbein, W. C., 1941. Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. Journal of Sedimentary Petrology 11: 64-72.

Legarreta, L., Uliana, M. A., Larotonda, C. A. y Mecconi, G. R., 1993. Approaches to nonmarine sequence stratigraphy theoretical models and examples from Argentine basins. En: Subsurface Reservoirs Characterization from Outcrop Observations. Eschard, R. y Doligez, B. (Eds.). Collection Colloques et Séminaires 51: 125-143.

Leeder, M. R., 1999. Sedimentology and sedimentary basins. Oxford, U. K., Blackwell, 592 p.

Linares, E., Llambías, E. y Latorre, C., 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronlogía de sus rocas metamórficas y eruptivas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 35 (1): 87-146.

Llambías, E. J. y Leveratto, M. A., 1975. El "Plateau" riolítico de la provincia de La Pampa, República Argentina. Segundo Congreso Iberoamericano Geológico-Económico I: 99-114, Buenos Aires. Llambías, E. J. y Caminos, R., 1987. El magmatismo neopaleozoico de Argentina. En: El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Archangelsky, S. (Ed.). Academia Nacional Ciencias, Córdoba: 253-280.

Martínez, O. A., Rabassa, J. y Coronato, A., 2009. Charles Darwin and the first scientific observations on the Patagonian Shingle Formation (Rodados Patagónicos). Revista de la Asociación Argentina 64 (1): 90-100.

Martínez, O. A. y Kutschker, A., 2011. The 'Rodados Patagónicos' (Patagonian shingle formation) of Eastern Patagonia: environmental conditions of gravel sedimentation. Biological Journal of the Linnean Society 103: 336-345.

Melchor, R. N., 1995. Sedimentología de las unidades paleozoicas aflorantes del centro-oeste de la provincia de La Pampa, Argentina. Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral (inédita), La Plata, 272 p.

Melchor, R. N. y Casadío, S., 2000. Hoja Geológica 3766-III, La Reforma, provincia de La Pampa. Subsecretaría de Minería de La Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín 295. Buenos Aires. 74 p.

Melchor, R. N., 1999. Redefinición estratigráfica de la Formación Carapacha (Pérmico), provincia de La Pampa. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54 (2): 99-108.

Melchor, R., Genise, J., Buatois, L. y Umazano, A. M., 2012. Fluvial environments. En: Trace fossils as indicators of sedimentary environments. Knaust, D. y Bromley, R.G. (Eds.): Developments in Sedimentology 64: 329-378.

Miall, A. D., 1978. Facies types and vertical profile models in braide driver deposits: a summary. En: Fluvial Sedimentology. Miall, A. D. (Ed.): Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, Canadá: 597-604.

Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth Science Reviews 22: 261-308.

Miall, A. D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer-Verlag, Berlín, 582 p.

Nágera, J. J., 1926. Atlas de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. Buenos Aires.

Nágera, J. J., 1939. Geografía Física de la República Argentina. En: Geografía Física de las Américas y de la República Argentina. Editorial Kapeluz. Manito, O. y Nágera, J.J., (Eds.), Buenos Aires, 232 p.

Nivière, B., Messager, G., Carretier, S. y Lacan, P., 2013. Geomorphic expression of the southern Central Andes forebulge (37°S, Argentina). Terra Nova, 0: 1-7.

Parrish, J. T., 1998. Interpreting Pre-Quaternary Climate from the Geologic Record. Columbia University Press, New York, 338 p.

Powers, M. C., 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. Journal of Sedimentary Petrology 23: 117-119.

Pettijhon, F. J., 1949. Sedimentary rocks. Primera edición, Harper Bros. New York, 526 p.

Pettijhon, F. J., 1957. Sedimentary rocks. Segunda edición, Harper Bros. New York, 718 p.

Potter, P. E. y Pettijohn, F. J., 1977. Paleocurrent and basin analysis. Springer Verlag, 425 p.

Ramos, V.A., 1985. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: reconstrucción tectónica de sus facies, Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas 1 (2): 104-118, Antofagasta.

Ramos, V. A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Geología Argentina. Caminos, R. (Ed.), Anales 29 (3): 41-96, Buenos Aires.

Rabassa J., 2008. Late Cenozoic glaciations in Patagonian and Tierra del Fuego. En: Development in Quaternary Sciences, volumen 11: 151- 204. Elsevier B. V.

Rimoldi, H. V. y Silva Nieto, D. G., 1999. Mapa Geológico de la provincia de La Pampa, República Argentina. Geos, Cartografía y Sistemas. Un mapa.

Sanchez Moya, Y. y Sopeña, A., 2010. Sistemas aluviales de baja sinuosidad. En: Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Arche, A. (Ed.). Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Textos Universitarios 46: 225-260, Madrid. Sobral, J. M., 1942. Geología de la región occidental del territorio de La Pampa, situada al occidente de Chadi- Leuvú. Boletín de informaciones petroleras 212: 33-81 Buenos Aires.

Tapia, A., 1939. Chacharramendi y sus alrededores. Physis XIX: 221-224. Buenos Aires.

Tickyj, H., Llambías, E. y Sato, A.M., 1999a. El basamento cristalino de la región sur-oriental de la provincia de La Pampa: Extensión austral del Orógeno Famatiniano de Sierras Pampeanas. 14°Congreso Geológico Argentino, Actas I: 160-163. Salta.

Tickyj, H., Basei, M. A .S., Sato, A. M. y Llambías, E. J., 1999 b. U-Pb and K-Ar ages of Pichi Mahuida Group, crystalline basement of SE La Pampa province, Argentina. II South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstract: 139-142, Carlos Paz, Argentina.

Tickyj, H., Tomezzoli, R. N. y Porcher, C. C., 2013. Edades U-Pb de Sierra Chica, magmatismo Choiyoi, La Pampa. XI Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, resúmenes, 68 p.

Shanley, K. W., y Mc Cabe, P. J., 1993. Alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework: a case history from the Upper Cretaceous of southern Utah, USA. En: The Geological Modeling of Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues. Flint, S. y Bryant, I.D. (Eds.). International Association of Sedimentologists, Special Publication 15: 21–56.

Steimetz, R., 1962. Analysis of vectorial data. Journal of Sedimentary Petology 32: 801-812.

Umazano, A. M., 2009. Sedimentación fluvial en ambientes volcaniclásticos cretácicos de la Cuenca San Jorge occidental (Grupo Chubut), Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis. Tesis doctoral (inédita), San Luis, 226 p.

Vilela, C. y Riggi, J., 1956. Rasgos geológicos y petrográficos de las sierras de Lihuel Calel. Revista de la Asociación Geológica Argentina 11 (4): 217-272.

Visconti, G., 2007. Sedimentología de la Formación Cerro Azul (Mioceno superior) en la provincia de La Pampa. Tesis Doctoral (inédita). Biblioteca de la Facultad de Ciencias Exactas

y Naturales de la Universidad de Buenos Aires "Luis Federico Leloir". Nº de Tesis: 4084, 203 p.

Visconti, G., Montalvo, C. I. y Giai, S. B., 1993. Depósitos de la Formación Río Negro (Mioceno superior), en el sector suroeste de la Laguna La Amarga, Provincia de La Pampa. V Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales II: 102-108.

Visconti, G., Umazano, A. M., Perez, M. y Melchor, R. N., 2013. Paleoambientes sedimentarios de la Formación Río Negro en la Provincia de La Pampa, Argentina. VI Latin American Congress of Sedimentology. San Pablo, Brasil. Resúmenes páginas 52

Windhausen, A., 1931. Geología Argentina. Segunda Parte. Editorial Peuser, Buenos Aires. 650 p.

Wizevich, M. C., 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. En: The Three Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery. Miall, A.D. y Tyler, N. (Eds.). Society of Sedimentary Geology, Concepts in Sedimentology and Paleontology 3: 22-24, Tulsa.

Yrigoyen, M. R., 1976. Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua. 1º Congreso Geológico Chileno, Actas I: 168-190, Santiago.

Zingg, T., 1935. Beitragzur Schotter analyse, Schweizer Miner. Petrog. Mitt. 15: 39-140.

## Anexo I. Dimensiones y formas de los clastos gravosos

Datos	Ejes Apa	arentes	26	3,1	2,5	
	Máximo (cm)	Mínimo (cm)	27	1,3	0,6	
1	1,3	1	28	1,7	0,6	
2	1,5	0,9	29	0,8	0,4	
3	0,6	0,2	30	0,8	0,2	
4	0,7	0,3	31	1	0,7	
5	0,6	0,2	32	0,9	0,3	
6	1,3	1	33	1,3	0,7	
7	0,6	0,5	34	0,8	0,3	
8	1,7	0,7	35	1,1	0,6	
9	0,7	0,4	36	0,7	0,4	
10	1,8	1,1	37	0,6	0,4	
11	1,3	0,8	38	1,5	1,1	
12	0,6	0,3	39	1	0,7	
13	1,9	0,9	40	1	0,6	
14	1	0,7	41	0,6	0,3	
15	0,8	0,3	42	1,3	0,7	
16	0,7	0,3	43	1,4	1	
17	0,5	0,2	44	0,9	0,6	
18	1,4	0,7	45	0,8	0,4	
19	1,1	0,9	46	0,6	0,5	
20	0,5	0,3	47	0,6	0,4	
21	1	0,6	48	1	0,6	
22	0,8	0,5	49	0,7	0,4	
23	0,7	0,3	50	1,2	0,9	
24	1,2	1	Promedio	1,016	0,584	0,826 cm
25	1,1	0,5	Tamaño			8,26 mm

Tabla I. Ejes máximos y mínimos (aparentes) de los clastos de la facies Gmm.

EJES (cm)							25	3	2,2	1,3	0,7	0,4	discoidal
Datos	А	В	С	b/a	c/b	forma	26	3,4	1,6	0,9	0,5	0,3	elipsoidal
1	6,5	3,9	2	0,6	0,3	elipsoidal	27	3,6	2,4	1,2	0,7	0,3	discoidal
2	4	2,8	0,8	0,7	0,2	discoidal	28	3,5	2,2	0,8	0,6	0,2	elipsoidal
3	3,9	3,4	0,8	0,8	0,2	discoidal	29	3,2	2,1	1,1	0,7	0,3	discoidal
4	6,4	6	2,6	0,9	0,4	discoidal	30	2,4	1,6	1	0,7	0,4	discoidal
5	3,7	3,3	1,1	0,8	0,3	discoidal	31	2,4	1,5	1,2	0,6	0,5	elipsoidal
6	4	2,7	1,1	0,6	0,3	elipsoidal	32	2,1	1,5	1,1	0,7	0,5	discoidal
7	4	2,2	1	0,5	0,3	elipsoidal	33	4,5	1,1	1	0,2	0,2	elipsoidal
8	5,2	4,2	1,1	0,8	0,2	discoidal	34	2,2	1,9	1	0,9	0,5	discoidal
9	4,9	2,9	1,1	0,5	0,2	elipsoidal	35	1,9	1	0,8	0,5	0,4	elipsoidal
10	3,4	1,4	0,7	0,4	0,2	elipsoidal	36	2,2	1	0,9	0,5	0,4	elipsoidal
11	3,9	2	0,7	0,5	0,2	elipsoidal	37	2,9	2,2	2	0,8	0,7	esferico
12	3,1	1,6	0,6	0,5	0,2	elipsoidal	38	2,2	1,5	0,8	0,7	0,4	discoidal
13	10,2	4,2	4	0,4	0,4	elipsoidal	39	1,6	0,8	0,7	0,5	0,4	elipsoidal
14	7,6	6,1	4,3	0,8	0,6	discoidal	40	1,8	1,3	1	0,7	0,6	discoidal
15	5,4	4,4	2,5	0,8	0,5	discoidal	41	2,2	1,7	1	0,8	0,5	discoidal
16	5	3	1,8	0,6	0,4	elipsoidal	42	2,2	1,7	0,4	0,8	0,2	discoidal
17	2,6	1,5	0,8	0,6	0,3	elipsoidal	43	2,3	1,4	1,3	0,6	0,6	elipsoidal
18	4,5	2,5	1,3	0,6	0,3	elipsoidal	44	1,8	1,3	0,2	0,7	0,1	discoidal
19	4,1	2	1,5	0,5	0,4	elipsoidal	45	1,7	1,5	0,7	0,9	0,4	elipsoidal
20	3,7	2,7	1,3	0,7	0,4	discoidal	46	1,9	1,3	0,7	0,7	0,4	elipsoidal
21	2,6	1,5	1	0,6	0,4	elipsoidal	47	1,8	1,3	0,4	0,7	0,2	elipsoidal
22	2,7	1,6	0,9	0,6	0,3	elipsoidal	48	1,8	1,2	0,5	0,7	0,3	elipsoidal
23	4,1	1,6	0,6	0,4	0,1	elipsoidal	49	1,5	1	0,3	0,7	0,2	elipsoidal
24	2,8	1,4	0,2	0,5	0,1	elipsoidal	50	1,6	0,7	0,5	0,4	0,3	discoidal
							Promedio	3,4	2,158	1,132			
								Tamaño	2,20 cm				

Tabla II.Ejes máximo (A), intermedio (B) y mínimo (C), y forma de los clastos de la facies Gh.

			EJES (cm)				26	2,7	2,1	0,9	0,78	0,4	discoidal
Datos	А	В	C	b/a	c/b	forma	27	2,8	2	1,1	0,71	0,6	discoidal
1	6	2,7	1,5	0,45	0,6	elipsoidal	28	2	1,8	1,1	0,90	0,6	discoidal
2	2,8	2	1,1	0,71	0,6	discoidal	29	2,8	2,4	0,9	0,86	0,4	discoidal
3	3,1	2,5	2,1	0,81	0,8	esferico	30	4,8	2,7	1,7	0,56	0,6	elipsoidal
4	3	2,2	1,3	0,73	0,6	discoidal	31	2,5	1,6	1	0,64	0,6	elipsoidal
5	2,9	2,5	1,4	0,86	0,6	esferico	32	4,2	3,2	1,6	0,76	0,5	discoidal
6	2,5	1,6	1,1	0,64	0,7	cilindrico	33	3,3	1,8	1,3	0,55	0,7	cilindrico
7	2,1	1,7	1,2	0,81	0,7	esferico	34	2,8	1,7	0,5	0,61	0,3	elipsoidal
8	5	2,4	1	0,48	0,4	elipsoidal	35	2,6	1,7	0,9	0,65	0,5	elipsoidal
9	5,6	4,2	2,9	0,75	0,7	esferico	36	7	4,8	1,6	0,69	0,3	discoidal
10	4,4	2,1	1	0,48	0,5	elipsoidal	37	2,9	2,5	0,8	0,86	0,3	discoidal
11	2,5	1,8	1,1	0,72	0,6	discoidal	38	3,8	3,2	1,8	0,84	0,6	discoidal
12	4,1	2,4	1,2	0,59	0,5	elipsoidal	39	0,9	1,3	0,7	1,44	0,5	discoidal
13	2,5	2	1,1	0,80	0,6	discoidal	40	2,9	1,9	0,9	0,66	0,5	discoidal
14	2,6	1,8	1,4	0,69	0,8	esferico	41	3,2	2,6	0,5	0,81	0,2	discoidal
15	2,8	1,5	1,3	0,54	0,9	cilindrico	42	3,2	1,6	0,8	0,50	0,5	elipsoidal
16	3,1	2,7	1,1	0,87	0,4	discoidal	43	2,2	1,3	0,7	0,59	0,5	elipsoidal
17	1,9	1,5	1,2	0,79	0,8	esferico	44	2	1,5	1	0,75	0,7	esferico
18	1,8	1,1	0,7	0,61	0,6	elipsoidal	45	6,2	3,9	1,3	0,63	0,3	elipsoidal
19	2,8	1,7	0,9	0,61	0,5	elipsoidal	46	2,5	1,8	0,5	0,72	0,3	discoidal
20	3,8	2,7	2,2	0,71	0,8	esferico	47	3	2,5	0,9	0,83	0,4	discoidal
21	2,9	1,9	0,9	0,66	0,5	elipsoidal	48	3,5	2,2	0,5	0,63	0,2	elipsoidal
22	2,6	1,8	0,9	0,69	0,5	discoidal	49	4,2	3	0,7	0,71	0,2	discoidal
23	5,3	4,7	2,6	0,89	0,6	discoidal	50	1,9	1,5	0,9	0,79	0,6	discoidal
24	3,4	2,9	1,5	0,85	0,5	discoidal	Promedio	3,316	2,256	1,348			
25	3,4	2	1	0,59	0,5	elipsoidal		Tamaño	2,31 cm				

Tabla III. Ejes máximo (A), intermedio (B) y mínimo (C), y forma de los clastos de la facies Gt.