

Universidad Nacional de Río Negro
Doctorado de la Universidad Nacional de Río Negro
Mención en Ciencias de la Tierra



**LOS DEPÓSITOS CONTINENTALES DEL CRETÁCICO INFERIOR TARDÍO-SUPERIOR
EN EL NORTE DE LA CUENCA NEUQUINA (34-35°S) Y SU RELACIÓN
CON EL INICIO DEL LEVANTAMIENTO ANDINO**

(Tesis presentada para la obtención del grado de
doctor de la Universidad Nacional de Río Negro)

Lic. Ricardo E. Gómez

Dra. Maisa Tunik
Directora

Dr. Silvio Casadio
Director

2021

Universidad Nacional de Río Negro
Doctorado de la Universidad Nacional de Río Negro
Mención en Ciencias de la Tierra



**LOS DEPÓSITOS CONTINENTALES DEL CRETÁCICO INFERIOR
TARDÍO-SUPERIOR EN EL NORTE DE LA CUENCA NEUQUINA (34-
35°S) Y SU RELACIÓN CON EL INICIO DEL LEVANTAMIENTO
ANDINO**

(Tesis presentada para la obtención del grado de Doctor de la Universidad
Nacional de Río Negro)

Lic. Ricardo E. Gómez

2021

Directores:

Dra. Maisa Tunik

Dr. Silvio Casadio

*“a mi familia,
a mis amigos y amigas,
a la vida”*

*“El secreto de mi éxito puede resumirse en cuatro c: curiosidad, constancia, coraje y
confianza. De todas, la más importante es la confianza”
Walt Disney*

TABLA DE CONTENIDOS

AGRADECIMIENTOS	5
RESUMEN	7
ABSTRACT	9
CAPITULO 1	
1.1. Introducción.....	12
1.2. Objetivo general.....	13
1.3. Objetivos específicos.....	15
1.4. Marco geológico y contexto tectónico.....	15
1.5. Síntesis estratigráfica y nomenclatura de los depósitos sinorogénicos cretácicos de la cuenca Neuquina.....	19
1.6. Referencias.....	24
CAPITULO 2	
2. Métodos y técnicas de estudio: análisis combinados de procedencia.....	36
2. 1. Sedimentología.....	36
2.2. Petrografía.....	38
2.3. Geocronología U-Pb en circones detríticos.....	39
2.4. Termocronología de baja temperatura: trazas de fisión en apatitas y circones (AFT y ZFT).....	39
2.5. Microscopio electrónico de barrido (SEM): análisis morfológico de apatitas y circones.....	41
2.6. Referencias.....	43
CAPITULO 3	
3. Resultados.....	47
3.1. Análisis de facies.....	47

3.2. Análisis de paleocorrientes.....	66
3.3. Análisis petrográfico.....	66
3.4. Análisis de edades U-Pb en circones detríticos.....	73
3.5. Trazas de fisión en apatitas (<i>AFT</i>) y circones (<i>ZFT</i>).....	76
3.6. Análisis morfológico de apatitas y circones (SEM).....	77
3.7. Referencias.....	79
CAPITULO 4	
4. Interpretación de los datos y discusiones.....	82
4.1. Modelo paleoambiental.....	82
4.2. Análisis de procedencia.....	87
4.2.1. Composición de los clastos y paleocorrientes.....	87
4.2.2. Datos geocronológicos.....	89
4.2.3. ¿Diacronismo o sincronismo en el comienzo de la sedimentación en el antepaís?	91
4.2.4. Señales de actividad volcánica coetánea a la deposición de los sedimentos continentales del Albiano-Campaniano (34-35°S).....	93
4.2.5. Importancia de los circones de edad pérmica y jurásica superior.....	95
4.3. Configuración paleogeográfica y sistema de cuenca de antepaís (34- 35°S).....	97
4.4. Referencias.....	101
CAPITULO 5	
5. Conclusiones.....	109
ANEXOS	113

AGRADECIMIENTOS

Llega el final y el momento de agradecer brevemente a todas las personas que estuvieron y me ayudaron en el proceso de realización de mi tesis doctoral. Fueron cinco años intensos, donde aprendí mucho y conocí a grandes personas. Culmine mi tesis en el 2020, un año muy particular y que nos sorprendió a todos con la llegada de una pandemia, la cual seguramente marcará un antes y un después en la forma de pensar y actuar por parte de la humanidad. Aun así y pasando por varios momentos de dudas y preocupaciones pude terminar este trabajo y eso es en gran parte gracias a las personas que voy nombrar a continuación.

A mis directores, amigos y geo-padres, Maisa Tunik y Silvio Casadio, quienes me orientaron, formaron y brindaron las herramientas necesarias para llevar a cabo este proceso de aprendizaje. Gracias por creer en mí desde un principio y formarme no solo como geólogo sino como persona. Gracias además por permitirme conocer lugares increíbles de la cordillera, lugares que no olvidaré jamás.

Un especial agradecimiento a mi gran amigo y compañero de trabajo en campañas de campo, Lucas Lothari. Caminatas eternas, noches frías en la cordillera, mates, discusiones, un vino, charlas y risas. Fuiste fundamental en este proceso amigo.

A la gente linda que conocí durante mis campañas de campo en la cordillera mendocina, por su generosidad, hospitalidad y amistad. En especial a la familia Pavez. Juan y Ariel Pavez, sin ustedes hubiese sido muy difícil. Gracias por los mates, charlas y asados compartidos. Gracias también familia Araya, grandes personajes y amigos.

A la Universidad Nacional de Río Negro y todo el personal que forma parte de dicha institución. Gracias por el apoyo en todo momento y por financiar en parte las investigaciones que se llevaron a cabo durante el desarrollo de esta tesis. Al Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG) por brindarme el espacio y las herramientas para llevar a cabo las tareas de investigación. A los

investigadores, becarios y técnicos que forman parte de esta institución. En especial a Martin Parada, Juan Ison y Martin Arce por la ayuda brindada.

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) y la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (AGENCIA) por otorgarme las becas que me permitieron realizar mi tesis doctoral y por financiar las tareas de investigación.

A mis amigos/as compañeros/as del IIPG, aquellos que estuvieron en el día a día, charlas, mates, discusiones, almuerzos y happy hour en Natural Mystic. Gracias Ale, Dario, Diego, Manu, Juli, Debo, Sam, Neri, Vero, Yeny y Matti. Una especial mención a Romi y Lucho quienes estuvieron muy cerca en la última etapa, brindando apoyo y amistad.

Quiero agradecer muy especialmente a Anto Galetto, por el apoyo, charlas, discusiones y aporte en el desarrollo de la última etapa de mi tesis, pero principalmente por la amistad brindada en un momento clave.

Al Dr. Marcelo de la Fuente, por la cordialidad y el apoyo en los inicios de este camino. A la Dra. Laura Giambiagi y Dra. Guadalupe Arzadún por la buena predisposición y ayuda en las discusiones de la tesis.

Un agradecimiento especial a los Jurados, Dra. Cecilia del Papa, Dr. Maximiliano Naipauer y Dr. Gonzalo Veiga, por el tiempo, dedicación y aportes valiosos que ayudaron a enriquecer significativamente el desarrollo final de esta tesis doctoral.

Finalmente quiero agradecer a mi familia, amigos y amigas, por el estímulo y motivación en este tiempo. A mi abuela, mis tíos y tías quienes a la distancia mi enviaban la energía y motivación para lograr mis objetivos. En especial a mis padres, Pedro y Chichí, mi hermano Gustavo y mis hermanas Marcela y María Emilia que a pesar de la distancia, siempre los tuve cerca con una palabra de aliento. Este logro es por ustedes y para ustedes. Por último, agradecer a Rubén y Estela. Los mates y charla compartida en el día de hoy fueron mi inspiración para escribir estas líneas y poder agradecer. ¡Gracias totales!

RESUMEN

La tesis doctoral que se presenta a continuación consiste en un estudio paleoambiental combinado con análisis de procedencia de los depósitos continentales de edad cretácica inferior tardía-superior de la cuenca Neuquina, en su sector más septentrional. Este enfoque multidisciplinario provee nuevos datos acerca de la evolución de los Andes del Sur e incluye un análisis sedimentológico y estratigráfico de detalle, petrología, geocronología U-Pb en circones detríticos y termocronología de baja temperatura en afloramientos ubicados entre el río Atuel y la laguna del Diamante (34-35°S), Alta Cordillera de Mendoza. El intervalo estratigráfico de estudio representa la transición de la cuenca Neuquina desde una etapa extensional en el retroarco a una cuenca de antepaís como respuesta a un aceleramiento en el movimiento absoluto de la placa sudamericana luego de la apertura del océano Atlántico. Esto dio lugar a un régimen tectónico compresivo en el sector andino y la migración del frente orogénico hacia el este. Los depósitos sinorogénicos asociados al levantamiento incipiente de los Andes fueron incluidos, al sur de los 35°S, en el Grupo Neuquén, unidad de amplio desarrollo en la cuenca Neuquina y muy estudiada debido a su contenido paleontológico y a su importancia como roca reservorio en algunos depocentros de la cuenca. Sin embargo, al norte de los 35°S los depósitos equivalentes del Grupo Neuquén se incluyen en la Formación Diamante y no habían sido estudiados en detalle hasta el inicio de las tareas vinculadas con esta tesis doctoral. Este trabajo aporta nuevos datos de edad, paleoambiente sedimentario y áreas fuente de la Formación Diamante aflorante entre los 34 y 35°S, asimismo se comparan los resultados de este estudio con aquellos obtenidos para el Grupo Neuquén al sur del área de estudio. El análisis paleoambiental de la Formación Diamante en el área estudiada, indica que esta unidad corresponde un sistema fluvial entrelazado que evoluciona a través del tiempo a un sistema fluvial meandroso, sin descartar que en conjunto correspondan a un modelo depositacional tipo abanico fluvial o sistema fluvial distributivo (SFD). El estudio petrográfico indica que las areniscas corresponden a litoarenitas feldespáticas, feldarenitas líticas y en menor medida litoarenitas, mientras que el área de aporte es compatible con una procedencia desde un orógeno reciclado y un arco magmático transicional. La presencia de clastos de rocas carbonáticas con fragmentos de amonites en conglomerados de las secciones

analizadas, junto a cambios en las direcciones de paleocorriente, sugieren una procedencia desde el oeste para las sedimentitas de la Formación Diamante. Esto indica un cambio importante en la polaridad de la cuenca y la presencia de un frente de deformación asociado al levantamiento de los Andes. En cuanto al análisis de edades U-Pb en circones detríticos, una muestra de la base de la Formación Diamante presenta un pico importante de circones de edad jurásica tardía-cretácica temprana, mientras que la muestra extraída del tope de esta unidad, muestra un mayor aporte de circones detríticos permo-triásicos. Se obtuvieron dos edades máximas depositacionales en el área de estudio: $107,2 \pm 1,4$ Ma (1σ : $n = 4$) para la base y $91,1 \pm 2,2$ Ma (1σ : $n = 3$) para el tope de la Formación Diamante. En particular, la edad de 107,2 Ma indicaría que el inicio del relleno de la cuenca de antepaís en estas latitudes (34° - 35° S) ocurrió en el Albiano. La comparación con edades máximas depositacionales calculadas y publicadas al sur del área de estudio pone en duda y deja abierta la discusión respecto a si la sedimentación fue diacrónica o sincrónica a lo largo de la cuenca Neuquina durante el levantamiento de los Andes. El análisis de trazas de fisión en apatitas (AFT), de una muestra de la base de la Formación Diamante, indica una edad central de enfriamiento correspondiente al Albiano. La muestra también indica una notable presencia de cristales angulosos de apatita (21%) y un predominio de granos redondeados y sub-angulosos (56% y 23% respectivamente). Asimismo, indica un predominio de cristales sub-angulosos de circón (28%), con un porcentaje importante de cristales angulosos (23%) y en menor medida redondeados (19%). Por otro lado, el análisis de trazas de fisión en circones (ZFT), de una muestra al tope de la Formación Diamante, arroja dos poblaciones discretas de edades de enfriamiento de la fuente, una correspondiente al Jurásico Superior (~ 161 Ma) y la otra al Pérmico (~ 265 Ma), con implicancias en los patrones de procedencia. Por último, la comparación entre la edad central AFT obtenida y la edad máxima depositacional U-Pb de la misma muestra (VLP001-base de la Formación Diamante), indica un tiempo de retraso de 3 ma. Los resultados mencionados anteriormente evidencian la presencia de un arco volcánico que sería coetáneo a la depositación de la Formación Diamante durante el Albiano.

ABSTRACT

A multi-proxy provenance approach of the Early Cretaceous-Late Cretaceous succession in the northern Neuquén Basin using sedimentology, petrology, detrital zircon U–Pb geochronology and detrital low-temperature thermochronology provides new constraints for the evolution of the Southern Central Andes. The stratigraphic interval studied represents the transition of the Neuquén Basin between the back-arc and foreland stage as the result of acceleration in the absolute movement of South American tectonic plate after the opening of Atlantic Ocean. This resulted in a compressive tectonic regime in the Andean sector and the eastward migration of the orogenic front. The Upper Cretaceous non-marine deposits of the Neuquén Basin have an important regional exposure and characterized as the first foreland basin associated with the early uplift of the Andean orogen at ca. 100 Ma. These deposits are included in the Neuquén Group, a well-studied unit in both the south and central part of the basin and associated with an important paleontological content and as reservoir rock in some depocenters of the basin. However, the northernmost exposed between the Laguna del Diamante and the Atuel River (34°-35°S)-assigned to the Diamante Formation had not been studied in detail before this work. In the studied area, the Diamante Formation corresponds to a braided fluvial system evolving through time towards a meandering fluvial system possibly as a part of fluvial fan or Distributive Fluvial System (DFS). Petrographic analyses show a predominance of feldspathic litharenite, lithic feldarenite and litharenite, while the source areas are mainly recycled orogen (QFL diagram), mixed and dissected arc (QmFLt diagram). The presence of limestone clasts and fragments of ammonites in the middle part of the stratigraphic sections together with changes in paleocurrents suggest a regional source shift and provenance from the west of the studied area associated with the onset of an important stage of deformation on the west. Detrital zircons from the base of the Diamante Formation were supplied sources from Upper Jurassic and Lower Cretaceous that were exposed during Late Cretaceous times, whereas in the top, a high content of Permo-Triassic detrital zircons indicates exhumation of the surrounding Permo-Triassic crystalline basement. Two maximum depositional ages were obtained, 107.2 ± 1.4 Ma (1σ ; $n = 4$) from the base and 91.1 ± 2.2 Ma (1σ ; $n = 3$) to the top of the Diamante Formation. In particular, the age of 107.2 Ma

would indicate that the sedimentation of the Upper Cretaceous non-marine deposits occurred in the Albian at these latitudes (34°-35°S). The comparison between U-Pb maximum depositional ages documented for nonmarine Upper Cretaceous deposits throughout the Neuquén Basin allowed a re-evaluation of the diachronism between the first foreland deposits of the basin. An apatite fission track analysis (AFT) of a sample from the lower part of the Diamante Formation indicated an Albian central cooling age. The sample also showed a notable presence of angular apatite crystals (21%) and a predominance of rounded and sub-angular grains (56% and 23%, respectively). Likewise, it indicates a predominance of sub-angular zircon crystals (28%), with a significant percentage of angular crystals (23%) and to a lesser extent rounded (19%). A zircon fission-track analysis (ZFT) of a sample from the upper part of the Diamante Formation yielded two discrete populations of cooling ages, both reflecting source-cooling during the Late Jurassic (~161 Ma) and the Permian (~265 Ma). Finally, comparisons between the AFT and the U-Pb maximum depositional zircon-ages of the same sample revealed a short lag time (ca. 3 ma), likely related to the rapid magmatic cooling of a coeval volcanic source at ~110 Ma (Albian). The results presented in this work suggest coeval volcanic activity during the Diamante Formation deposition. The new data provided indicates a need to re-evaluate the role of the volcanic arc in the Southern Andes during the late Early-Late Cretaceous and its influence over the foreland deposits; as well as a re-evaluation of the timing of the onset of the foreland basin.



CAPÍTULO 1
INTRODUCCIÓN

1.1. INTRODUCCIÓN

Durante la última década, los depósitos continentales del Cretácico Inferior tardío-Superior de la cuenca Neuquina han sido estudiados en detalle a fin de entender los inicios del orógeno Andino. Estos estudios se basaron en la combinación de análisis sedimentológicos, estructurales y de procedencia. Además, en los últimos años se agregaron técnicas de termocronología y geoquímica para definir las fases de acortamiento cortical y deformación, especialmente en el centro de Neuquén y sur de Mendoza (Zamora Valcarce *et al.* 2009, Garrido 2010, Tunik *et al.* 2010, Di Giulio *et al.* 2012, Rojas Vera *et al.* 2014, Folguera *et al.* 2015, Balgord y Carrapa 2016, Di Giulio *et al.* 2016, Fennell *et al.* 2017a, b, Asurmendi *et al.* 2017, Balgord 2017, Borghi *et al.* 2019, Gómez *et al.* 2019, 2020a, b, Lothari *et al.* 2020, Martos *et al.* 2020).

La cuenca Neuquina (Fig. 1.1) representa el escenario ideal para este tipo de estudios, dada la calidad de sus afloramientos, incluyendo un registro sedimentario completo que supera los 7.000 m de espesor de secuencias marinas y continentales que abarcan desde el Triásico Superior al Paleoceno. Durante la transición entre el Cretácico Inferior y Superior, la cuenca Neuquina pasó de una etapa extensional de retroarco a una cuenca de antepaís, en respuesta a un aceleramiento en el movimiento absoluto de la placa sudamericana luego de la apertura del océano Atlántico, acompañado por el levantamiento incipiente de los Andes (Mpodozis y Ramos 1990, Howell *et al.* 2005, Ramos y Kay 2006, Tunik *et al.* 2010). Los depósitos continentales sinorogénicos resultantes (Fig. 1.1) de esta nueva etapa fueron definidos al sur de los 35°S como Grupo Neuquén (Garrido 2010 y referencias allí citadas). Esta unidad estratigráfica tiene un amplio desarrollo en las provincias de Neuquén, Río Negro y Mendoza, alcanzando un espesor máximo de 1.600 m (Cazau y Uliana 1973, Uliana *et al.* 1975, Ramos 1981, Legarreta y Gulisano 1989, Legarreta y Uliana 1999, Garrido 2010). Las rocas que componen el Grupo Neuquén corresponden a conglomerados, areniscas y pelitas rojizas ricas en vertebrados fósiles que fueron depositadas durante el Albiano-Campaniano cuando, a partir de una nueva configuración tectónica en la cuenca Neuquina, se desarrollaban extensos sistemas fluviales, eólicos y lacustres. Previo al levantamiento de los Andes, las áreas positivas se ubicaban hacia el este desarrollándose desde allí sistemas fluviales y lacustres perennes de salinidad

variable y afectados por descargas hiperpícnicas, representados por las sedimentitas del Grupo Bajada del Agrio (Zavala *et al.* 2001, 2006, Ponce *et al.* 2002). El Grupo Bajada del Agrio fue formalizado por Leanza (2003) para incluir a las formaciones Huitrín y Rayoso.

Al norte de los 35°S, los depósitos continentales más septentrionales de la cuenca Neuquina asociados al levantamiento incipiente de los Andes reciben el nombre de Formación Diamante debido a la falta de correlación regional con las unidades que integran el Grupo Neuquén. Dada su posición estratigráfica y las edades U-Pb en circones detríticos obtenidas en esta tesis doctoral (ver capítulo de discusiones), se considerará a la Formación Diamante como equivalente temporal del Grupo Neuquén. La Formación Diamante fue inicialmente definida por Groeber (1946) a lo largo del valle del Río Diamante y no fue estudiada en detalle hasta esta tesis. Los antecedentes más relevantes son los trabajos de Kozlowski y Baldi (1983), quienes hicieron un minucioso estudio estratigráfico y estructural de la región evaluando sus posibilidades petroleras y los trabajos inéditos de YPF en la década del 80, a cargo de Carlos Cruz y colaboradores, quienes publicaron sus resultados en el XII Congreso Geológico Argentino de 1993 (Cruz *et al.* 1993) para la zona localizada entre la laguna del Diamante y el río Atuel. Por último, Sruoga (2000) sintetizó y compiló la geología regional en la hoja geológica Volcán Maipo a escala 1: 250,000. En años más recientes estudiantes de geología de la Universidad de Buenos Aires realizaron sus trabajos finales de grado haciendo importantes aportes al mapeo geológico y estructural de la región (Zubiri 2002, Kim 2003, Pereira 2003, Scaricabarozzi 2003, Broens 2004). De estos trabajos finales mencionados anteriormente, Broens y Pereira (2005) publicaron los resultados de estudios estructurales realizados en las nacientes del río Diamante.

1. 2. OBJETIVO GENERAL

El objetivo general de esta tesis doctoral es presentar nuevos datos sobre la edad, el paleoambiente sedimentario, las relaciones estratigráficas y las áreas fuente de los depósitos de antepaís cretácicos en el sector más septentrional de la cuenca Neuquina entre el río Atuel y la laguna del Diamante en la Alta Cordillera de Mendoza. Toda esta información permitió establecer los controles tectónicos y la configuración paleogeográfica de la cuenca Neuquina durante el Cretácico Inferior-

Superior y contribuye a establecer la edad del levantamiento de la cordillera de los Andes en el norte de la cuenca Neuquina.

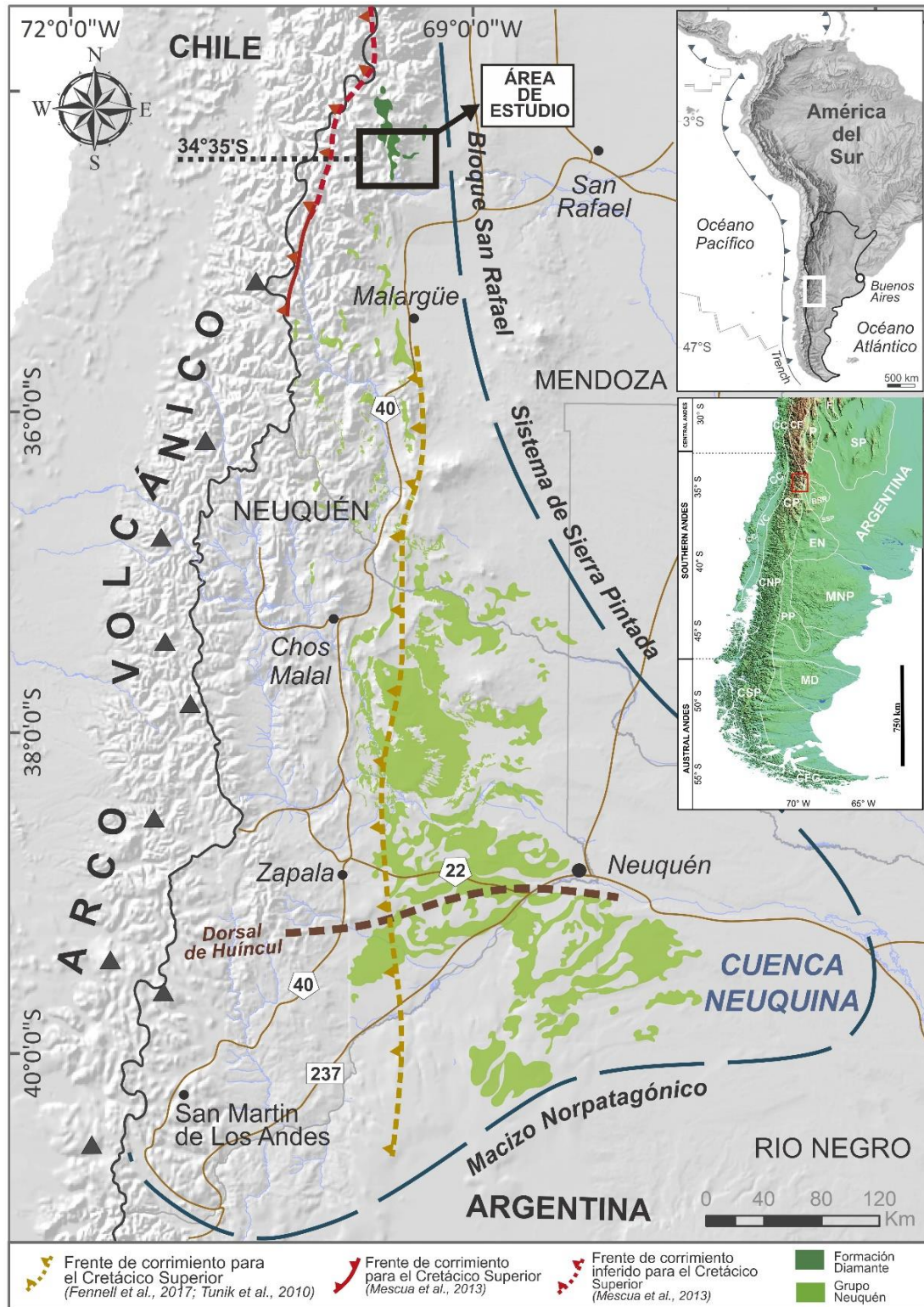


FIGURA. 1.1- DEM regional (basado en Mpodozis y Ramos 1990, Tassara y Yáñez 2003, Tunik *et al.* 2010, Mescua *et al.* 2013, Folguera *et al.* 2015, Balgord y Carrapa 2016, Fennell *et al.* 2017a) que

muestra la localización del área de estudio en el contexto de Sudamérica y de la cuenca Neuquina para el Cretácico Inferior-Superior, la extensión del frente orogénico para este intervalo de tiempo y la extensión de los afloramientos del Grupo Neuquén y la Formación Diamante.

1.3. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Para lograr el objetivo general de esta tesis se establecieron los siguientes objetivos específicos:

- Relevar secciones estratigráficas de detalle definiendo facies y asociaciones de facies.
- Establecer las principales direcciones de transporte del material detrítico para complementar el análisis de procedencia.
- Caracterizar petrográficamente cada una de las facies sedimentarias arenosas, para clasificarlas y definir las áreas de procedencia.
- Complementar los datos de procedencia con edades U-Pb en circones detríticos y termocronología de baja temperatura de las fracciones detríticas que componen la Formación Diamante, de manera que permita una mayor caracterización de las áreas fuente.
- Establecer la edad máxima depositacional de la unidad estratigráfica de estudio para este sector de la cuenca Neuquina.
- Proponer un modelo depositacional que explique las características y distribución de las facies y asociaciones de facies en un marco geotectónico para el límite Cretácico Inferior-Superior, así como también que contemple y discuta los factores tectónicos, climáticos y de aporte volcánico que ha tenido el relleno de la cuenca de antepaís para este sector de la cuenca Neuquina.
- Integrar todos los datos obtenidos de la Formación Diamante y comparar con la información existente sobre el Grupo Neuquén en otros sectores de la cuenca, elaborando un modelo paleogeográfico que explique la evolución del relleno durante la primera etapa de levantamiento de la Cordillera de los Andes en el norte de la cuenca Neuquina.

1.4. MARGO GEOLÓGICO Y CONTEXTO TECTÓNICO

Tres etapas evolutivas con distintos regímenes cinemáticos fueron documentadas en los Andes: 1) extensión en el retroarco como resultado de una

velocidad de retroceso de la losa negativa (*negative slab roll-back*); 2) cinemática dominante de tipo transcurrente (*strike-slip*) asociada a períodos de convergencia oblicua, que involucra transtensión y transpresión a escala local; y 3) deformación contraccional causada por la componente normal de velocidad absoluta de la placa superior que excede la tasa de retroceso de la losa (*slab roll-back*) (Ramos 1999, Mpodozis y Ramos 2008, Schellart 2008, Balgord 2017).

El área de estudio se localiza en el sector centro-occidental de la provincia de Mendoza ($\sim 34^{\circ}30'S$, $69^{\circ}40'O$), aproximadamente 120 km al oeste de la ciudad de San Rafael ($\sim 34-35^{\circ}$), en la Cordillera Principal y más específicamente en la faja plegada y corrida de Malargüe (Fig. 1.1). La Faja plegada y corrida de Malargüe es una unidad morfo-estructural que expone rocas de la cuenca Neuquina en su margen oriental (Kozlowski *et al.* 1993, Manceda y Figueroa 1995, Giambiagi *et al.* 2008, 2009, Turienzo 2010, Mescua *et al.* 2013). Recientemente, Bande *et al.* (2020) presentaron nuevos datos (U/Th)/He y resultados de edades en trazas de fisión, que muestran un enfriamiento/exhumación del sector frontal de la Faja plegada y corrida de Malargüe durante el Mioceno temprano a tardío.

La cuenca Neuquina ($30^{\circ}-40^{\circ}S$) contiene una sucesión sedimentaria que refleja la interacción entre controles tectónicos, cambios en el nivel del mar y actividad volcánica, controlando el desarrollo de las condiciones marinas vs. no-marinas (Howell *et al.* 2005). Limita al noreste con el Bloque San Rafael (BSF), al este por el Sistema de la Sierra Pintada (SSP), al norte por la Cordillera Frontal (CF) y al sureste por el Macizo Norpatagónico (MNP), mientras que su límite occidental corresponde con la ubicación del arco volcánico andino (Fig. 1.1). La evolución de la cuenca estuvo controlada por variaciones en la zona de subducción, con períodos de baja inclinación hasta subhorizontales, que alternan con períodos de mayor empujamiento y retroceso del arco magmático (Ramos *et al.* 2011). La evolución tectónica de la cuenca y su subsecuente relleno sedimentario, puede dividirse en tres etapas principales: una fase extensional con el desarrollo de cuencas tipo *rift* (desde el Triásico Superior hasta el Jurásico Inferior), evidenciada por depocentros aislados con características estructurales y estratigráficas propias (Scivetti y Franzese 2019, D'Elia *et al.* 2020, Bechis *et al.* 2020 y referencias allí citadas); una etapa de *postrift* (Jurásico Inferior hasta Cretácico Inferior) causado por un intervalo de subsidencia termal (Uliana y Legarreta 1993, Legarreta y

Uliana 1996, Schwarz *et al.* 2016) y una etapa de antepaís (fines del Cretácico Inferior hasta el Cenozoico)(Ramos y Folguera 2005, Mpodozis y Ramos 2008, Tunik *et al.* 2010, Naipauer y Ramos 2016, Horton 2018).



FIGURA 1.2. Localidades estudiadas durante el desarrollo de esta tesis doctoral donde se observan las diferentes unidades aflorantes en la zona.

Durante la primera etapa se generó la configuración inicial de la cuenca, representada por los depósitos del ciclo Precuyano. Estos depósitos se caracterizan por tener una distribución controlada por los hemigrábenes y por sus espesores variables. Se encuentran representados por rocas volcánicas de composición bimodal y depósitos continentales gruesos y piroclásticos intercalados (Franzese y Spalletti 2001, D'Elia *et al.* 2012). La etapa posterior de *posrift* está relacionada a un período de hundimiento termal, en la que se registró la primera transgresión marina paleo-pacífica representada por el Grupo Cuyo (Uliana y Legarreta 1993, Legarreta y Uliana 1996, Schwarz *et al.* 2016). A su vez, comenzó el desarrollo de un arco magmático al oeste, en la actual Cordillera de la Costa de Chile, a partir del Jurásico Inferior. La etapa extensional continuó hasta el Cretácico Inferior y se caracterizó por el desarrollo de potentes sucesiones sedimentarias tanto marinas como continentales, depositadas en el retroarco andino (Mpodozis y Ramos 2008). La transición a una cuenca de antepaís comenzó a fines del Cretácico Inferior con la horizontalización de la placa subducida, lo que dio lugar a un régimen tectónico compresivo y provocó la migración del frente orogénico hacia el este (Tunik *et al.* 2010, Gianni *et al.* 2019, entre otros). Para el Cretácico Inferior tardío-Superior (aproximadamente a los 100-107 Ma), se estableció la cuenca de antepaís en el retroarco. Esto se ve reflejado en los datos obtenidos de procedencia del Grupo Neuquén y la Formación Diamante a partir de los patrones de edades de los circones detríticos (Tunik *et al.* 2010, Di Giulio *et al.* 2012, 2016, Balgord y Carrapa 2016, Fennell *et al.* 2017a, Borghi *et al.* 2019, Gómez *et al.* 2019). Además, hay evidencias de estratos de crecimiento compresivos en el Grupo Neuquén (Fennell *et al.* 2017a, Borghi *et al.* 2019).

La cuenca Neuquina muestra cambios geodinámicos importantes durante el Mesozoico y Cenozoico, que ocurrieron a lo largo del margen suroeste de Gondwana y que están relacionados con el inicio de los procesos de subducción asociados a la convergencia de las placas Nazca-Farallón y Sudamericana (Somoza y Zaffarana 2008). Estos procesos provocaron la formación de la Cordillera de los Andes y el desarrollo del arco magmático. Estos cambios en el margen occidental de la placa Sudamericana se han atribuido durante muchos años a la ruptura de Laurasia y Gondwana, junto con un aumento en las velocidades absolutas de estos dos grandes bloques continentales (Mpodozis y Ramos 1990, Ramos y Kay 2006).

Esta hipótesis ha sido modificada en los últimos años por varios autores sugiriendo que el inicio de la contracción fue provocado por cambios en los procesos de convección en el manto inferior (Faccenna *et al.* 2017, Schellart 2017). Chen *et al.* (2019) utilizando datos de tomografías sísmicas, sugirieron que la subducción comenzó en los Andes del norte (5°S) durante el Cretácico Tardío (~80 Ma) y se propagó hacia el sur, alcanzando los 40°S en el Cenozoico temprano (~55 Ma). Más recientemente, Gianni *et al.* (2020) estudiaron los depósitos sinorogénicos cretácicos de la cuenca Aysén-Río Mayo y propusieron que el levantamiento andino fue un proceso diacrónico que se propagó hacia el norte.

1.5. SÍNTESIS ESTRATIGRÁFICA Y NOMENCLATURA DE LOS DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS CRETÁICOS DE LA CUENCA NEUQUINA

Los depósitos sinorogénicos del Grupo Neuquén al sur de los 35°S, se subdividen en tres subgrupos (Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado) y siete formaciones: Candeleros, Huincul y Cerro Lisandro para el Subgrupo Río Limay; formaciones Portezuelo y Plottier en el Subgrupo Río Neuquén y formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto en el Subgrupo Río Colorado, alcanzando en algunos sectores los 1,600 m de espesor (Cazau y Uliana 1973, Uliana *et al.* 1975, Ramos 1981, Legarreta y Gulisano 1989, Legarreta y Uliana 1999, Garrido 2010) (Fig. 1.3). Según la definición de Cazau y Uliana (1973), cada subgrupo estaría representado por secuencias grano-estrato decrecientes. Sin embargo, la multiplicidad de eventos dentro de cada subgrupo presenta cambios internos en las condiciones de sedimentación, hecho que genera un problema para el reconocimiento de las formaciones que los integran. A su vez, las facies sedimentarias y paleoambientes del Grupo Neuquén muestran gran variabilidad lateral y vertical resaltado por la gran exposición regional de esta unidad. En general, esta unidad consta de depósitos fluviales, eólicos, lacustres, deltaicos y estuarinos controlados por factores alocíclicos y autocíclicos, desarrollados en diferentes sectores del antepaís, así como en depocentros independientes (entre otros, Cazau y Uliana 1973, Leanza y Hugo 2001, Leanza *et al.* 2004, Garrido 2010, Sánchez y Asurmendi 2016, Asurmendi *et al.* 2017). Este patrón cíclico del Grupo Neuquén es interrumpido por las facies marinas suprayacentes de edad Maastrichtiano-Paleoceno del Grupo Malargüe (entre otros, Uliana y Dellapé 1981, Barrio 1990,

Aguirre-Urreta *et al.* 2008). Por otro lado, la discontinuidad que separa al Grupo Bajada del Agrio del Grupo Neuquén corresponde a una discordancia angular a escala de cuenca llamada discordancia Patagónica (Leanza 2003, Mosquera y Ramos 2006, Leanza 2009 Tunik *et al.* 2010, Fennell *et al.* 2017b). Esta discordancia fue observada tanto en afloramientos como en subsuelo (Vergani *et al.* 1995).

En la provincia de Mendoza, la sucesión de depósitos continentales que afloran por encima de las evaporitas de la Formación Huítrin, está constituida principalmente por conglomerados, areniscas y limoarcilitas pardo rojizas a gris rojizas (Fig. 1.2) y ha sido adjudicado al Cretácico Superior en los trabajos pioneros de la zona, como el que realizó Gerth (1925) denominando a esta unidad “Areniscas Coloradas del Cretácico Superior” o Lahee (1927), quien hizo el primer reconocimiento geológico destinado a la prospección petrolífera en el área y le dio el nombre de *Salas Sandstones*. Por otro lado, Groeber (1946, 1947) incluyó un sector de estos depósitos dentro del ciclo Diamantino (Ciclo Andico) y otra parte en el Neuqueniano (Ciclo Riogránico) separados por una discordancia de alcance regional atribuida a los movimientos intersenonianos. La definición formal como Formación Diamante le corresponde a Yrigoyen (1972) quien ubica al Diamantino por debajo de la discordancia intersenoniana y lo separa temporalmente del Grupo Neuquén, aunque luego Volkheimer (1978) volvió a utilizar la denominación de Formación Salas. Cazau y Uliana (1973) al realizar un esquema estratigráfico para el Grupo Neuquén, actualmente en uso con ligeras variantes (Uliana y Dellapé 1981, Ramos 1981), propusieron una correlación entre esta unidad y la Formación Diamante en el sur de Mendoza, posición que fue ratificada por un detallado estudio de la Formación Rayoso (Uliana *et al.* 1975) que demostró que la espesa sucesión de estratos rojos continentales del sur de Mendoza se correlacionan con el Grupo Neuquén y no con la Formación Rayoso. A partir de esta interpretación, la discordancia intersenoniana se ubicaría en la base del Grupo Neuquén, lo que se vio corroborado por un estudio de las fases orogénicas que afectaron a los depósitos mesozoicos (Bettini *et al.* 1978), si bien allí se mantiene el nombre de Formación Diamante para esas sedimentitas que se correlacionan con el Grupo Neuquén. Luego Legarreta y Gulisano (1989) establecieron la correlación entre la Formación Diamante y las formaciones Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado,

integrantes del Grupo Neuquén, en base a estudios de estratigrafía secuencial. Cruz *et al.* (1988) designaron como Formación Diamante a las arcilitas y limoarcilitas rojas y violáceas que intercalan con bancos de poco espesor de yeso, calizas micríticas y areniscas líticas finas fuertemente cementadas y que sobreyacen en forma concordante a la Formación Huitrín. Según estos autores, estas sedimentitas están separadas del Grupo Neuquén, unidad que estaría por encima de la misma, mediando discordancia regional equivalente a la producida por los movimientos intersenonianos de Groeber (1946). Un año más tarde, Cruz *et al.* (1989) publicaron un estudio del Grupo Neuquén en el área del valle del Río Grande, sur de Mendoza y propusieron una división en secuencias depositacionales. Según estos autores, estas secuencias depositacionales pueden agruparse en tres unidades de orden superior o megasecuencias y que además pueden asimilarse a las tres unidades propuestas por Cazau y Uliana (1973) para el Grupo Neuquén, pero teniendo presente que ambas divisiones estratigráficas se basan en principios diferentes. Luego Cruz *et al.* (1991,1993) realizaron estudios en la región del río Diamante, en su tramo cordillerano, definiendo dos conjuntos de secuencias depositacionales, Neuquén Inferior y Neuquén Superior, confirmando además en estos trabajos la equiparación entre la Formación Diamante y el Grupo Neuquén.

A pesar de los numerosos aportes realizados por diferentes investigadores sigue siendo motivo de discusión y confusión la nomenclatura estratigráfica de esta unidad del Cretácico Superior, existiendo discrepancias para optar por Formación Diamante o Grupo Neuquén (Fig. 1.3). Turienzo *et al.* (2010), nombraron a la unidad como Formación Diamante, mientras que Horton *et al.* (2016) y Fennell *et al.* (2017a) como Grupo Neuquén en áreas cercanas al Río Grande, sur de Mendoza, tomando como base la división propuesta por Cazau y Uliana (1973) con sus modificaciones posteriores. Por otro lado, Balgord y Carrapa (2016) consideraron a esta unidad como Formación Diamante y además la dividieron, a partir de aspectos sedimentológicos, en Diamante inferior, medio y superior. Esta discrepancia se generó a partir de los parámetros que se tuvieron en cuenta para correlacionar las unidades a nivel regional a partir de la ausencia de niveles guías y contenido fosilífero. Uno de los parámetros que se usó fue el cambio litológico y el arreglo vertical de las facies, sin embargo cuando se observan las secciones relevadas no siempre se logra detectar el mismo arreglo de facies debido

probablemente a, entre otros factores, cambios en los controles de sedimentación. Actualmente la edad de los circones detríticos constituye una herramienta importante que permite demostrar una correlación entre los depósitos continentales aflorantes entre la laguna del Diamante y el Río Atuel y el Grupo Neuquén definido más al sur, tal como lo señaló Fennell *et al.* (2017a, b). Sin embargo, la escasez de datos al norte de los 34°S juega un rol fundamental para confirmar fehacientemente dicha relación. Por otro lado, si se sigue el artículo 31 del Código Argentino de Estratigrafía (1992), no es correcto definir el rango de grupo previamente al reconocimiento de las formaciones que lo integran. Lo mismo se aplica al rango de subgrupo. Teniendo en cuenta todo lo anterior, en este trabajo se referirá a la Formación Diamante como equivalente del Grupo Neuquén para el sector mendocino. Uno de los desafíos para el futuro es obtener parámetros de correlación de las sedimentitas de la Formación Diamante ubicadas entre la laguna del Diamante y el río Atuel, con respecto a las que se ubican tanto al sur como al norte del área de estudio. Por último y un aspecto muy importante es que en la zona de estudio, no se han encontrado discordancias significativas y el contacto entre las formaciones Rayoso y Diamante estaría representado por una paraconformidad (Broens y Pereira 2005, Gómez *et al.* 2019, Lothari *et al.* 2020). Balgord y Carrapa (2016) propusieron un hiato de 25 ma al sur del área de estudio, que incluye toda la Formación Rayoso, con la Formación Huitrín en contacto directo con la Formación Diamante, mientras que Gómez *et al.* (2019) propusieron un hiato más breve (17 ma) pero incluyen a la Formación Rayoso en contacto con la Formación Diamante. Esto último será discutido en los próximos capítulos, dado que las características sedimentológicas muestran un contacto de tipo transicional entre las formaciones Diamante y Rayoso.

La ausencia de edades radiométricas para los niveles volcánicos intercalados en el Grupo Neuquén o la Formación Diamante dificulta la obtención de una edad definitiva para esta unidad. Por esa razón, la edad de estas unidades está aún en debate. Basado en estudios paleomagnéticos, Dingus *et al.* (2000) estimaron la edad de la Formación Anacleto como Campaniano temprano (~83.5–79.5 Ma), mientras que Corbella *et al.* (2004) obtuvieron una edad de trazas de fisión en circones de 88 ± 3.9 Ma (Coniaciano) para la base de la Formación Huincul del Grupo Neuquén.

Periodo	Época	Piso	Edad (Ma)	ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA NEUQUINA		HISTORIA TECTÓNICA		
				Mendoza (~34-35°S)	Neuquén-Río Negro			
PALEÓGENO	PALEOCENO	Thanetiano	56.0	Fm Pircala	Fm Pircala	GRUPO MALARGÜE		
		Selandiano	59.2					
		Daniano	61.6					
			66.0					
CRETÁCICO	SUPERIOR	Maastrichtiano	72.1	Fm Saldeño	Fm Roca Fm Loncoche	GRUPO NEUQUEN		
		Campaniano	83.6	Fm Diamante	Fm Anacleto Fm Bajo de la Carpa			
		Santoniano	86.3		Fm Plottier			
		Coniaciano	89.8		Fm Portezuelo			
		Turoniano	93.9		Fm Cerro Lisandro Fm Huincul Fm Candeleros			
		INFERIOR	Albiano	100.5	Fm Rayoso		Fm Rayoso	GRUPO BAJADA DEL AGRIO
			Aptiano	113.0				
	Barremiano		125.0	Fm Huitrín	Mb La Tosca Fm Huitrín Mb Troncoso Mb Chorreado			
	Hauteriviano		129.4	Fm Agrio	Mb Agua de la Mula Mb Avile Mb Pilmatue			
	Valanginiano		132.6	Fm Chachao	Fm Mulichinco			
	Berriasiano		139.8	Fm Vaca Muerta		Fm Quintuco		
	JURÁSICO		SUPERIOR	Titoniano	145.0	Fm Tordillo	Fm Vaca Muerta	
		Kimmeridgiano		152.1	Fm Tordillo			
		Oxfordiano		157.3	Fm Auquilco	Fm Auquilco		
MEDIO		Calloviano	163.5	Fm La Manga Fm Lotena	Fm La Manga Fm Lotena	GRUPO LOTENA		
		Bathoniano	166.1	Fm Tábanos	Fm Tábanos			
		Bajoniano	168.3	Fm Calabozo Fm Lajas	Fm Chacay Melehue Fm Challaco Fm Lajas			
		Aaleniano	170.3	Fm Bardas Blancas	Fm Los Molles			
Toarciano		174.1	Fm Tres Esquinas					
INFERIOR		Pliensbachiano	182.7	Fm Puesto Araya Fm El Freno	Caliza Chachil	GRUPO CUYO		
		Sinemuriano	190.8	Fm Remoredo	Fm Piedra del Aguila Fm Lapa			
	Hettangiano	199.3	Fm Cordillera del Viento					
TRIÁSICO			201.3	Fm Arroyo Malo	Fm Ñireco	CICLO PRECUCUYANO		
PÉRMICO			251.9	Provincia Magmática Choiyoi				

————— ETAPA DE FORELAND (ANTEPAÍS) —————

 ————— ETAPA DE RETROARCO — SAG —————

 ————— RIFTING —————

FIGURA. 1.3. Cuadro estratigráfico de las unidades involucradas, comparando el centro de la cuenca Neuquina con la zona de estudio (edades tomadas de la Carta Cronoestratigráfica Internacional 2020).

1.6. REFERENCIAS

- Aguirre-Urreta, M.B., Pazos, P.J., Lazo, D.G., Fanning, C.M., y Litvak, V.D. 2008. First U–Pb SHRIMP age of the Hauterivian stage, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 91–99.
- Asurmendi, E., Sánchez, M.L., y Fennell, L. 2017. Neuquén Group (Upper Cretaceous): a case of underfilled-overfilled cycles in an Andean foreland basin, Neuquén basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 80: 444–459.
- Balgord, E. 2017. Triassic to Neogene evolution of the south-central Andean arc determined by detrital zircon U-Pb and Hf analysis of Neuquén Basin strata, central Argentina (34°S–40°S). *Lithosphere* 9: 453–462.
- Balgord, E.A. y Carrapa, B. 2016. Basin evolution of Upper Cretaceous–Lower Cenozoic strata in the Malargüe fold-and-thrust belt: northern Neuquén Basin, Argentina. *Basin Research* 28 (2): 183–206.
- Bande A., Boll, A., Fuentes, F., Horton, B.K., y Stockli, D.F. 2020. Thermochronological Constraints on the Exhumation of the Malargüe Fold-Thrust Belt, Southern Central Andes. In: Kietzmann D., Folguera A. (eds) *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*. Springer Earth System Sciences. Springer, Cham.
- Barrio, C.A. 1990. Late cretaceous early tertiary sedimentation in a semi-arid foreland basin (Neuquén Basin, western Argentina). *Sedimentary Geology* 66: 255-275.
- Bechis, F., Giambiagi, L.B., Tunik, M.A., Suriano, J., Lanés, S., y Mescua, J.F. 2020. Tectono-Stratigraphic Evolution of the Atuel Depocenter During the Late Triassic to Early Jurassic Rift Stage, Neuquén Basin, West-Central Argentina. En: Kietzmann D., Folguera A. (eds) *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*. Springer Earth System Sciences. Springer, Cham.
- Bettini F., Pombo R., Mombrú., y Uliana M. 1978. Consideraciones sobre el diastrófismo andino en la vertiente oriental de la Cordillera Principal, entre los 34°30' y los 37° de latitud sur. 7° Congreso Geológico Argentino. *Actas* 1: 671-683, Neuquén.

- Borghi, P., Fennell, L., Omil, R., Naipauer, M., Acevedo, E., y Folguera A. 2019. The Neuquén group: The reconstruction of a Late Cretaceous foreland basin in the southern Central Andes (35–37°S). *Tectonophysics* 767: 1-23.
- Broens, S. 2004. Geología de la Región del Morro de Cuero, alto río Diamante, provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), 83 p., Buenos Aires.
- Broens, S., y Pereira, M. 2005. Evolución estructural de la zona de transición entre las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (4): 685-695.
- Cazau, L., y Uliana, M. 1973. El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 131- 163, Córdoba.
- Chen, Y.W., Wu, J., y Suppe, J. 2019. Southward propagation of Nazca subduction along the Andes. *Nature* 565 (7740): 441.
- Corbella, H., Novas, F.E., Apesteguía, S., y Leanza, H.A. 2004. First fission track-age for the dinosaur-bearing Neuquén Group (Upper Cretaceous) Neuquén Basin, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 6 (2): 1–6 (n.s).
- Comité Argentino de Estratigrafía., 1992. Código Argentino de Estratigrafía. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Serie B* (20), 64 p., Buenos Aires.
- Cruz, C., Kozłowski, E., Condat P., y Manceda R. 1988. Estratigrafía del Grupo Neuquén en el Valle del Río Grande. Comisión Geológica N°7. Gerencia General de Exploración-YPF. Informe interno Inédito.
- Cruz, C., Condat, P., Kozłowski, E., y Manceda, R. 1989. Análisis estratigráfico secuencial del Grupo Neuquén (Cretácico Superior) en el Valle del Río Grande, Provincia de Mendoza. 1º Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 689-714. Mar del Plata, Buenos Aires.
- Cruz, C., Manceda, R., Aguerre, G., y Brisson, I. 1991. Geología estructural de la zona Río Diamante-A° La Matancilla, Provincia de Mendoza. YPF S.A. Informe interno Inédito.
- Cruz, C. 1993. Facies y estratigrafía secuencial del Cretácico superior en la zona del río Diamante, Provincia de Mendoza, Argentina. 12º Congreso Geológico

- Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 46-54, Mendoza.
- D'Elia, L., Muravchik M., Franzese J. R., y Bilmes A. 2012. Volcanismo de sin-rift de la Cuenca Neuquina, Argentina: relación con la evolución Triásico Tardío-Jurásico Temprano del margen Andino. *Andean Geology* 39(1):106-132.
- D'Elia L., Bilmes A., Naipauer M., Vergani G.D., Muravchik M., y Franzese J.R. 2020. The Syn-Rift of the Neuquén Basin (Precuyano and Lower Cuyano Cycle): Review of Structure, Volcanism, Tectono-Stratigraphy and Depositional Scenarios. En: Kietzmann D., Folguera A. (eds) *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*. Springer Earth System Sciences. Springer, Cham.
- Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Tiepolo, M., Pimentel, M., y Ramos, V.A. 2012. Detrital zircon provenance from the Neuquén Basin (south-central Andes): Cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc-foreland basin. *Geology* 40: 559–562.
- Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Baggord, E., Carrapa, B., y Ramos, V.A. 2016. Cretaceous evolution of the Andean margin between 36°S and 40°S latitude through a multi-proxy provenance analysis of Neuquén Basin strata (Argentina). *Basin Research* 29: 284–304.
- Dingus, L., Clarke, J., Scott, G.R., Swisher, C.C., Chiappe, L.M., y Coria, R.A. 2000. Stratigraphy and magnetostratigraphic/faunal constraints for the age of sauropod embryo-bearing rocks in the Neuquén Group (Late Cretaceous, Neuquén province, Argentina). *American Museum Novitates* 3290: 1–11.
- Faccenna, C., Oncken, O., Holt, A.F., y Becker, T.W. 2017. Initiation of the Andean orogeny by lower mantle subduction. *Earth and Planetary Science Letters* 463: 189–201.
- Fennell, L., Folguera, A., Naipauer, M., Gianni, G., Rojas E., Bottesi, G. y Ramos, V. 2017a. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquén Group (35° 30'–37° S). *Basin Research* 29: 51-72.
- Fennell L., Naipauer M., y Folguera A. 2017b. El movimiento Intersenoniano de Pablo Groeber en el norte de Neuquén y Sur de Mendoza: bases de la

- primera orogenia andina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74: 59–73.
- Folguera, A., Bottesi, G., Duddy, I., Martín-González, F., Orts, D., Sagripanti, L., Rojas Vera, E.A., y Ramos, V.A. 2015. Exhumation of the Neuquén Basin in the southern Central Andes (Malargüe fold and thrust belt) from field data and low-temperature thermochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 381–398.
- Franzese, J. R., y Spalletti L. A. 2001. Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14(3): 257–270.
- Garrido, A.C. 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (República Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 12 (2).
- Gerth F. 1925. Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes Argentinos. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias* 9: 1–56, Córdoba.
- Giambiagi, L., Bechis, F., García, V., y Clark, A.H. 2008. Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation: A case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics* 459(1–4): 123–139.
- Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E., y Bottesi, G. 2009. Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology* 31(12): 1443–1457.
- Gianni, G.M., Dávila, F.M., Echaurren, A., Fennell, L., Tobal, J., Navarrete, C., Quezada, P., Folguera, A., y Giménez, M. 2019. A geodynamic model linking Cretaceous orogeny, arc migration, foreland dynamic subsidence and marine ingression in southern South America. *Earth-Science Reviews* 185: 437–462.
- Gianni, G.M., Navarrete, C., Echaurren, A., Díaz, M., Butler, K.L., Horton, B.K., Encinas, A., y Folguera, A. 2020. Northward propagation of Andean genesis: Insights from Early Cretaceous synorogenic deposits in the Aysén-Río Mayo basin. *Gondwana Research* 77: 238–259.

- Gómez, R., Lothari, L., Tunik, M., y Casadio, S. 2019. Onset of foreland basin deposition in the Neuquén Basin (34°-35°S): New data from sedimentary petrology and U-Pb dating of detrital zircons from the Upper Cretaceous non-marine deposits. *Journal of South American Earth Science* 95: 102257.
- Gómez, R., Tunik, M. A., y Casadio, S. A. 2020a. Fluvial deposits as a record of the Late Cretaceous tectonic activity in southern Central Andes, Argentina. *Andean Geology* 47 (2): 256-274.
- Gómez R., Galetto A., Arzadún G., Tunik M., Casadio S., Parada M., y Lothari L. 2020b. Multi-proxy provenance analysis of Upper Cretaceous deposits in the Andes (34-35°S): evidence of coeval volcanism with the onset of the Andean orogen. *Cretaceous Research* (Enviado).
- Groeber P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1(3): 177-208. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1: 1-174 (1980), Buenos Aires.
- Groeber, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 3) Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar-co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 2(4): 347-408, Buenos Aires.
- Horton, B. K., Fuentes, F., Boll, Starck, D., Ramirez, S., y Stockli, D. 2016. Andean stratigraphic record of the transition from backarc extension to orogenic shortening: A case study from the northern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 71: 17-40.
- Horton, B.K. 2018. Tectonic Regimes of the Central and Southern Andes: Responses to Variations in Plate Coupling During Subduction. *Tectonics* 402-429.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L., y Veiga, G.D. 2005. The Neuquén Basin: an overview. En: *The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics* (Veiga, G., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E., editors). The Geological Society, Special Publication 252: 1-14.
- Kim, H. J. 2003. Geología del Cerro Amarillo, sur del arroyo Las Playas, Provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), 104 p., Buenos Aires.

- Kozlowski, E., y Baldi, J. 1983. Estratigrafía, estructura y posibilidades petroleras de la zona: Río Diamante - Río Atuel, Provincia de Mendoza. YPF (informe inédito), Buenos Aires.
- Kozlowski, E., Manceda, R., y Ramos, V.A. 1993. Estructura. En: Ramos, V.A. (Ed.) Geología y recursos naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino, y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio 1(18): 235-256, Buenos Aires.
- Lahee F. H. 1927. The petroliferous belt in Central Western Mendoza, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 11(3): 216-278, Tulsa.
- Leanza, H.A. 2003. Las sedimentitas huitrinianas y rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la cuenca Neuquina, Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino 2: 1-31.
- Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales 11 (2): 145-184.
- Leanza, H.A., Apestequí, S., Novas, F.E., y de la Fuente, M.S. 2004. Cretaceous terrestrial beds from the Neuquén Basin (Argentina) and their tetrapod assemblages. Cretaceous Research 25: 61-87.
- Leanza, H.A., y Hugo, C.A. 2001. Hoja Geológica 3969-I - Zapala, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Naturales. Servicio Geológico Minero Argentino 275: 1-128, Buenos Aires.
- Legarreta, L., y Gulisano, C. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En: Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.) Cuencas Sedimentarias Argentinas, Correlación Geológica 6: 221-243.
- Legarreta L., y Uliana M. A. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal pattern, sequences and paleogeographic evolution. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 120: 303-330.
- Legarreta, L., y Uliana, M.A. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la cuenca Neuquina. 1. Facies sedimentarias. En: Geología Argentina (Caminos, R.: editor). Servicio Geológico y Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(16): 399-416. Buenos Aires.

- Lothari, L., Gómez R., Tunik M. y Casadio S. 2020. Análisis de facies y petrografía de los depósitos del Cretácico Superior en el norte de la cuenca Neuquina: implicancias para el inicio de la etapa de *foreland*. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 27 (1): 3-28.
- Naipauer M., y Ramos V.A. 2016. Changes in Source Areas at Neuquén Basin: Mesozoic evolution and tectonic setting based on U–Pb ages on zircons. In: Folguera A, Naipauer M, Sagripanti L., et al (Eds.) *Growth of the Southern Andes*. Springer Earth System Sciences 1–269.
- Mackaman-Lofland, C., Horton, B.K., Fuentes, F., Kurt, N.C., y Stockli, D.F. 2019. Mesozoic to Cenozoic retroarc basin evolution during changes in tectonic regime, southern Central Andes (31–33°S): insights from zircon U-Pb geochronology. *Journal South American Earth Science* 89: 299–318.
- Maceda, R., y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold-thrust belt, Mendoza, Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez, R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geology 62: 369–382.
- Martos, F.E., Fennell, L.M., Brisson, S., Palmieri, G., Naipauer, M., y Folguera, A. 2020. Tectonic evolution of the northern Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102711>.
- Mescua, J., Giambiagi, L.B., y Ramos, V.A. 2013. Late cretaceous uplift in the Malargüe fold-and-thrust belt (35°S), southern central Andes of Argentina and Chile. *Andean Geology* 40: 102–116.
- Mosquera, A., y Ramos, V. 2006. Intraplate deformation in the Neuquen embayment. En: Kay, S.M., Ramos, V. (Eds.), *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S)*. Geological Society of America 407: 97-123.
- Mpodozis, C., y Ramos V.A. 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 481-497.
- Mpodozis, C., y Ramos, V. 1990. The Andes of Chile and Argentina, in: Cañas Pinochet, M., Reinemud, J. (Eds.), *Geology of the Andes and Its Relation to*

- Hydrocarbon and Mineral Resources. Circum Pacific Council Publications, 59–90, Houston.
- Pereira, D.M. 2003. La faja plegada y corrida Malargüe en la margen norte del río Diamante. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), 105 p., Buenos Aires.
- Ponce, J.J., Zavala, C., Marteau, M., y Drittanti, D. 2002. Análisis estratigráfico y modelo deposicional para la Formación Rayoso (Cretácico Inferior) en la Cuenca Neuquina, provincia del Neuquén. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 716–721, El Calafate.
- Ramos, V.A. 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c Los Chihuidos Norte, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 182: 1-103, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22(3): 183-190.
- Ramos, V.A., y Folguera A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En: Veiga G.D., Spalletti L.A., Howell J.A., Schwarz E., (Eds.) *The Neuquén Basin, Argentina: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London 252: 15–35.
- Ramos, V.A., y Kay, S.M. 2006. Overview of the Tectonic Evolution of the Southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S Latitude). En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (Eds.): *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 1-18.
- Ramos, V. A., Mosquera A., Folguera A., y García Morabito E. 2011. Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. 18° Congreso Geológico Argentino, *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén* 335-348.
- Rojas Vera, E.A., Sellés, D., Folguera, A., Gímenez, M., Ruíz, F., Orts, D., Zamora Valcarce, G., Martínez, P., Bechis, F., y Ramos, V.A. 2014. The origin of the Loncopué Trough in the retroarc of the Southern Central Andes from field, geophysical and geochemical data. *Tectonophysics* 637: 1–19.

- Sánchez, M., y Asurmendi, E. 2016. Evolución tecto-estratigráfica del relleno de sistemas de cuencas de antepaís andino cretácico: Grupo Neuquén en la región central de la Cuenca Neuquina. En: 7° Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 15° Reunión Argentina de Sedimentología 148 p. Santa Rosa, La Pampa.
- Scaricabarozzi, N. 2003. Geología del área del Arroyo Las Playas, Departamento de San Rafael, Provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito) 62 p., Buenos Aires.
- Schellart, W. P. 2008. Overriding plate shortening and extension above subduction zones: A parametric study to explain formation of the Andes Mountains. *Geological Society of America* 120 (11-12): 1441-1454.
- Schwarz, E., Spalletti, L.A., Veiga, G.D., y Fanning, C.M. 2016. First U-Pb SHRIMP age for the Pilmatué Member (Agridio Formation) of the Neuquén Basin, Argentina: Implications for the Hauterivian lower boundary. *Cretaceous Research* 58 (3-2016): 223-233.
- Scivetti, N., y Franzese J. R. 2019. Late Triassic-Late Jurassic subsidence analysis in Neuquén Basin central area. *Journal of South American Earth Sciences* 94:102-230.
- Somoza, R., y Zaffarana, C. B. 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. *Earth and Planetary Science Letters* 271: 267-277.
- Sruoga, P. 2000. Descripción geológica de la Hoja Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. Informe Preliminar, Servicio Geológico Minero Argentino (inédito), 238 p., Buenos Aires.
- Tassara, A., y Yáñez, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15°-47°S). *Revista Geológica de Chile* 30 (2): 159-186.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., y Ramos, V. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489: 258-273.

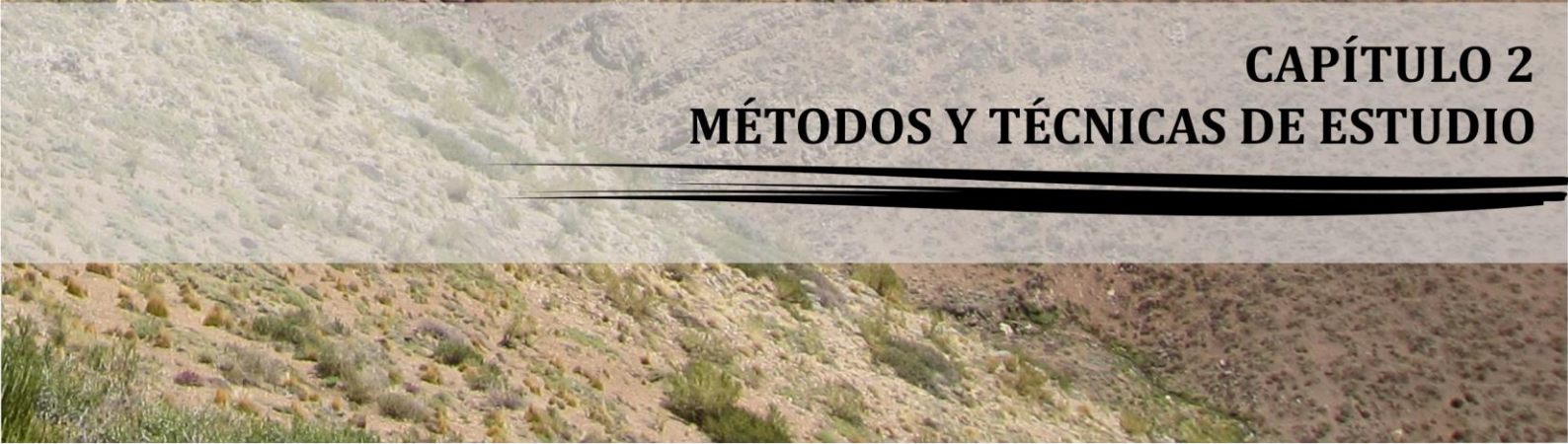
- Turienzo, M., Dimieri, L., Frisicale, M. C., y Araujo, V. 2010. Evolución de las estructuras andinas en la región del Río Diamante (34°40'LS): vinculación entre la faja corrida y plegada de Malargüe y la cordillera frontal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67(3): 354-368.
- Uliana M. A., Dellapé D. A., y Pando G. A. 1975. Distribución y génesis de las sedimentitas rayosianas (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza, República Argentina). 2° Congreso Ibero-Americano de geología económica; La geología en el desarrollo de los pueblos. Tomo 1: 151-176, Buenos Aires, Argentina.
- Uliana, M.A., y Dellapé, D.A. 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maestrichtiano-eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia Septentrional). 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 673-711, San Luis.
- Uliana M. A., y Legarreta L. 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic to Cretaceous sub-andean setting: Neuquén basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology* 16: 397-420.
- Vergani, G., Tankard, A.J., Belotti, H.J., y Welsnik, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: *Petroleum Basins of South America* 62: 383-402.
- Volkheimer W. 1978. Descripción geológica de la Hoja 27b, Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional. Boletín 151: 1-80, Buenos Aires.
- Yrigoyen M. 1972. Cordillera Principal. *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias 345- 364, Córdoba.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Ramos, V.A., Rodriguez Monreal, F., y Bernardo, L. 2009. Evolución tectónica del frente andino en Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 192-203.
- Zavala, C., Ponce, J., Drittanti, D., Arcuri, M., Freije, H., y Asensio, M. 2006. Ancient lacustrine hyperpycnites: a depositional model from a case study in the Rayoso formation (Cretaceous) of west-central Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 76: 41-59.
- Zavala, C., Ponce, J., y Marteau, M. 2001. Origin, sequence stratigraphy and hydrocarbon potential of the Rayoso formation (Aptian-Albian) in the

central Neuquén Basin (Argentina). En: American Association of Petroleum Geologists Hedberg Conference «New Technologies and New Play Concepts in Latin America», Abstracts, pp. 35–36, Mendoza.

Zubiri M. 2002. Geología y estructura en las adyacencias del arroyo Bravo, Provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito) 79 p., Buenos Aires.



CAPÍTULO 2
MÉTODOS Y TÉCNICAS DE ESTUDIO



2. MÉTODOS Y TÉCNICAS DE ESTUDIO: ANÁLISIS COMBINADOS DE PROCEDENCIA

Esta tesis doctoral incluye una combinación de técnicas de estudio para llevar a cabo el análisis de la procedencia en los sedimentos que integran los depósitos continentales del Cretácico Inferior tardío-Superior de la cuenca Neuquina en su sector más septentrional. Aunque en la última década se publicaron artículos que muestran la aplicación de este enfoque multidisciplinario, pocos incluyen, además de estudios de procedencia, un análisis sedimentológico de detalle (entre otros, Surpless y Augsburger 2009, Suriano *et al.* 2017) y ninguno de ellos en la zona de estudio. Esto es clave para comprender no solo las características de las áreas fuente, sino también para reconocer los factores y los patrones de sedimentación en la cuenca de antepaís cretácica.

2.1. SEDIMENTOLOGÍA

Con el fin de realizar un análisis sedimentológico de detalle, se relevaron secciones a escala métrica en las siguientes localidades ubicadas entre los ríos Atuel y Diamante (Fig. 2.1): **Vega Grande** (34°40'19.46"S; 69°39'54.35"O), **Vega de los Patos** (34°39'33.28"S; 69°41'32.11"O), **Arroyo Oscuro** (34°36'15.45"S; 69°44'20.00"O) y **Arroyo Las Playas** (34°33'39.42"S; 69°44'44.91"O). Para cada localidad de estudio se realizó la medición de la sección estratigráfica utilizando el báculo de Jacob y una brújula estructural tipo *Brunton*, registrando el punto inicial y final mediante un GPS.

El trabajo de campo permitió la caracterización de facies sedimentarias a partir de las descripciones de las rocas con énfasis en la litología (incluyendo textura y composición), estructuras sedimentarias (definiendo tipos, dimensiones y orientación en caso de tener carácter direccional) y organización interna de los estratos. Para la nomenclatura de las facies se utilizó el sistema de códigos de Miall (1996, 2014), con ligeras modificaciones (Tabla 3.1). También se realizó un estudio de la geometría de los cuerpos sedimentarios, específicamente en la sección Vega Grande. Por otro lado, la localidad Arroyo Oscuro fue la única sección adecuada para un análisis de arquitectura fluvial dada las características de los afloramientos, aunque los resultados permitieron realizar una buena correlación con las otras secciones.

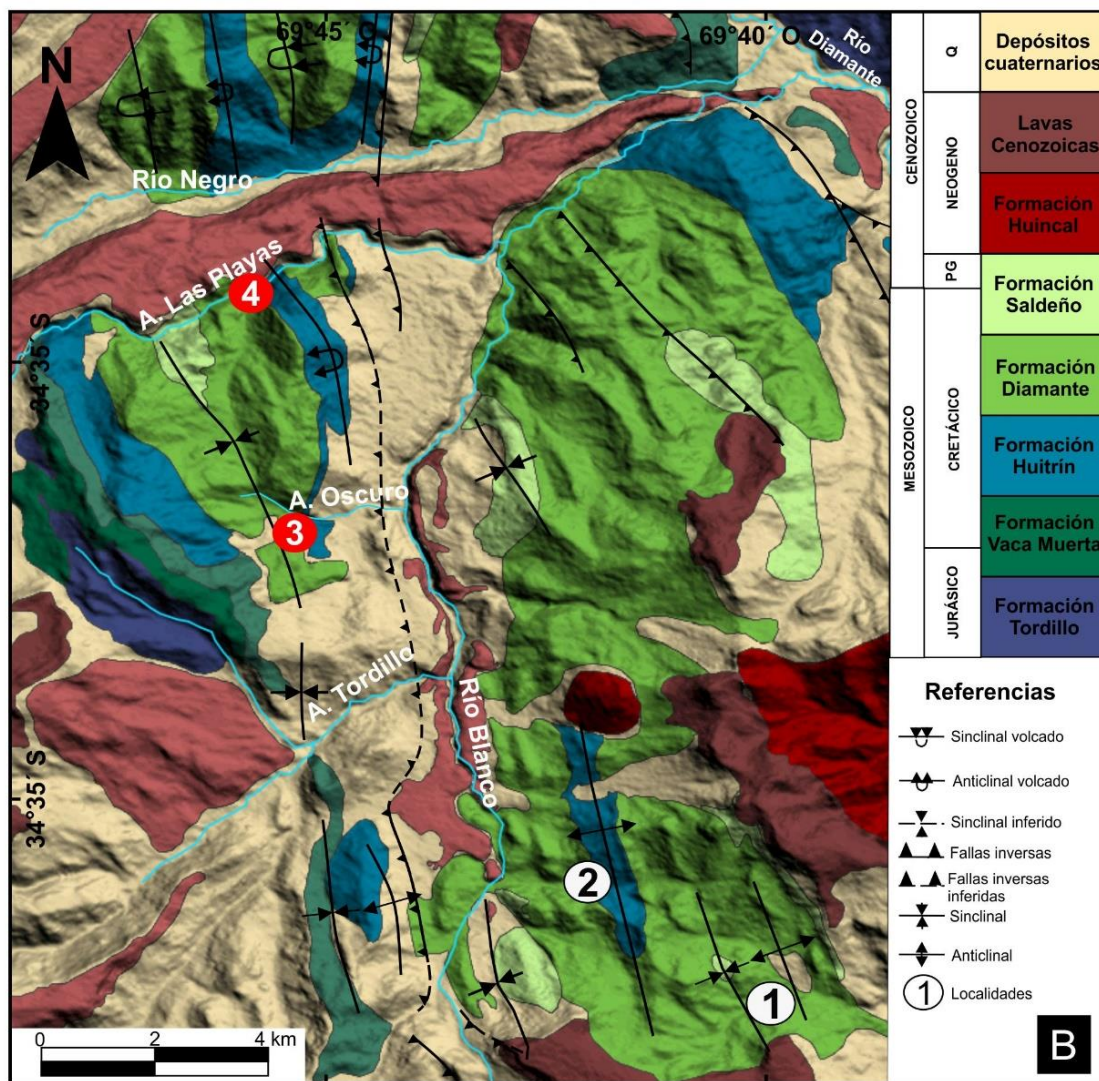
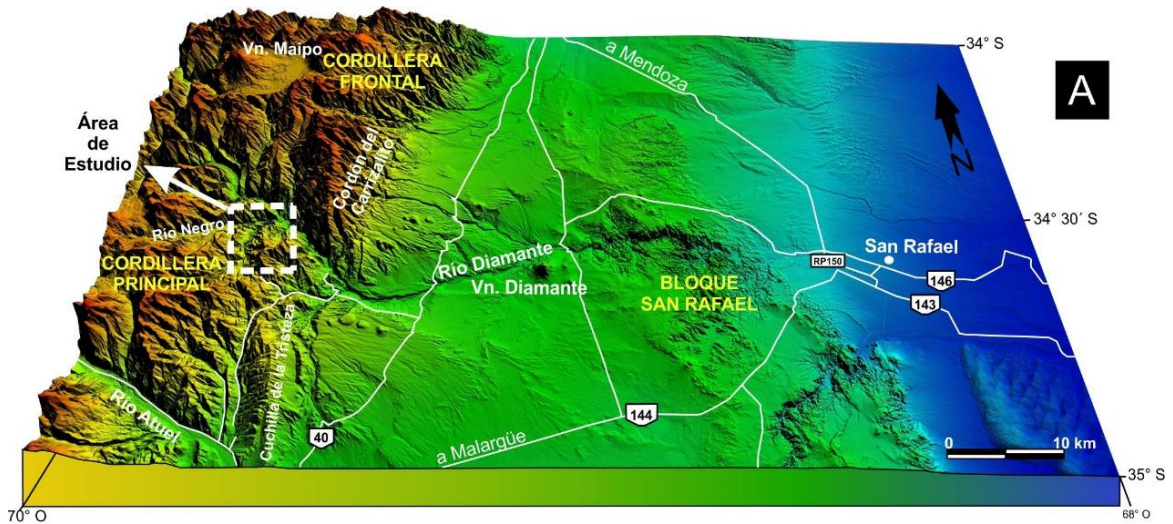


FIGURA. 2.1. A) DEM del área de estudio mostrando las principales unidades morfoestructurales. B) Mapa geológico local mostrando las principales unidades que afloran, rasgos estructurales y la localización de las secciones estratigráficas relevadas. 1: Vega Grande; 2: Vega de los Patos; 3: Arroyo Oscuro; 4: Arroyo Las Playas (modificado de Lothari *et al.* 2020 y Gómez *et al.* 2020).

La definición de facies y asociaciones de facies se realizó para proponer un modelo paleoambiental de la Formación Diamante en el área de estudio. Se llevaron adelante mediciones de paleocorriente siempre que la exposición y la orientación de los afloramientos permitieran mediciones precisas. Se utilizó la imbricación de clastos y la estratificación cruzada tangencial y en artesa para obtener direcciones de la paleocorrientes, para lo cual fue necesario identificar exposiciones tridimensionales.

2.2. PETROGRAFÍA

Se realizó un muestreo sistemático de areniscas en todas las secciones estratigráficas relevadas. Posteriormente y como tarea de gabinete, se observaron y clasificaron las muestras de mano con la utilización de lupa binocular y se realizó una selección de muestras para la confección de cortes delgados de 30 μm . Para realizar los cortes delgados, se seleccionaron tanto muestras de areniscas medianas de la Formación Diamante y la Formación Rayoso, como de rocas evaporíticas y carbonáticas de la Formación Huitrín. Estas últimas se tomaron únicamente de la sección Vega de los Patos dada la repetición de las facies en los afloramientos del Grupo Bajada del Agrio. Los cortes delgados fueron realizados en el Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG) y se impregnaron con resina epoxi azul para resaltar la porosidad y se les realizó una tinción de carbonatos con Rojo de Alizarina con el fin de diferenciar calcita de dolomita y ferricianuro potásico para distinguir entre calcita ferrosa y no-ferrosa, siguiendo el método de Dickson (1965). Luego de analizar los cortes en un microscopio petrográfico, se seleccionaron los más indicados para el estudio de modas detríticas y análisis de procedencia, teniendo en cuenta la textura, grado de alteración, porcentaje de matriz y posición en la columna estratigráfica. Para la clasificación de las areniscas se realizó el conteo de 400 clastos por corte delgado (Ingersoll *et al.* 1984), siguiendo el método de Gazzi-Dickinson y se utilizó el diagrama de Folk *et al.* (1970) para la clasificación de las areniscas. Los datos fueron posteriormente incluidos en los diagramas de discriminación de procedencia de Dickinson *et al.* (1983) (Ver Anexo 1 y 3 para el detalle de los conteos de clastos).

2.3. GEOCRONOLOGÍA U-PB EN CIRCONES DETRÍTICOS

Con el fin de contribuir al análisis de procedencia y la obtención de la edad máxima depositacional de la Formación Diamante en el área de estudio, se realizó un análisis de edades U-Pb en circones detríticos de dos muestras, una de ellas corresponde a una arenisca feldespática lítica de grano medio extraída de la base de la Formación Diamante (VLP001- 34°39'31.04"S; 69°41'33.68"O), cerca del contacto con la Formación Rayoso (Grupo Bajada del Agrio) en la sección Vega de los Patos y la otra corresponde a una muestra de toba retrabajada ubicada en el tope de la sección Vega Grande (VG24-34°40'18.56"S; 69°40'3.32"O). El nivel de toba retrabajada tiene 50 cm de espesor, es macizo, friable y aparece justo por debajo de un depósito de llanura de inundación con desarrollo de paleosuelos.

La separación de los circones se realizó en dos etapas. La primera se llevó a cabo en el Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG). En este lugar, se realizó una primera separación que consistió en la molienda, tamizado y la subsecuente concentración de minerales pesados por métodos hidráulicos convencionales. Los minerales pesados fueron luego observados bajo una lupa binocular para confirmar la presencia de circones en la muestra. Posteriormente y como segunda etapa, se envió la fracción obtenida al Arizona LaserChron Center, de la Universidad de Arizona, donde se realizó en primera instancia la separación de circones utilizando líquidos pesados y un separador magnético isodinámico Frantz. Finalmente, la geocronología U-Pb en circones detríticos se realizó mediante LA-ICP-MS, basado en la metodología y datos analíticos propuestos por dicho laboratorio (Gehrels *et al.* 2006, 2008). Ver Anexo 2 para los detalles en la metodología y datos analíticos.

2.4. TERMOCRONOLOGÍA DE BAJA TEMPERATURA: TRAZAS DE FISIÓN EN APATITAS Y CIRCONES (AFT Y ZFT)

El método de trazas de fisión se basa en la acumulación de zonas de daño o cicatrices en la estructura cristalina de un mineral, representadas por rasgos lineales denominados "trazas de fisión". Las mismas se desarrollan en minerales ricos en uranio (por ejemplo; apatitas, circones) como resultado de la desintegración radiactiva de un isótopo mediante fisión espontánea natural del ^{238}U (Price y Walker 1963, Fleischer *et al.* 1975). Las trazas de fisión comienzan a

ser retenidas en la estructura cristalina una vez que la roca se ha enfriado por debajo de la temperatura de cierre (T_c) de 240 ± 20 °C para *ZFT* y 100 ± 10 °C para *AFT* (Laslett *et al.* 1987, Brandon *et al.* 1998, Ketcham *et al.* 1999) y comienzan a reducir su longitud dentro del rango térmico de 200-300 °C para *ZFT* (*ZFT partial annealing zone, PAZ*; Tagami 2005) y 60-120 °C para *AFT* (*AFT partial annealing zone, PAZ*; Gleadow y Fitzgerald 1987). Cuando los cristales se someten a temperaturas dentro del *PAZ* durante un tiempo prolongado, las trazas se borran completamente o resetean por recuperación térmica provocando un reinicio del sistema isotópico (Fleischer *et al.* 1975). Por el contrario, si los cristales se mantienen bajo temperaturas inferiores a la *PAZ*, las trazas de fisión se conservan.

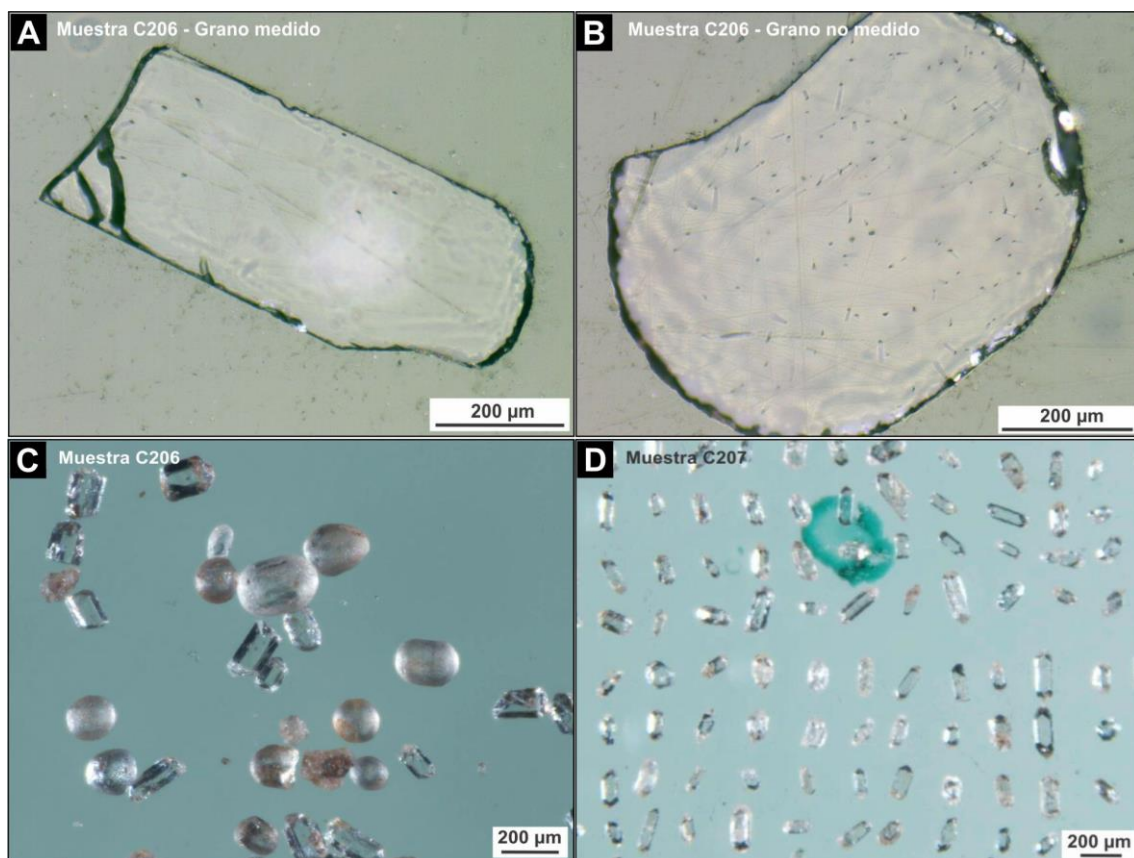


FIGURA. 2.2. Muestra VLP001-17 (C206). A) Grano medido con trazas paralelas al eje c. B) Grano redondeado que no pudo ser medido por no tener las trazas paralelas al eje c. C) Concentrado de apatitas, algunas euhedrales translúcidas y otras subhedrales con aristas redondeadas y superficies más turbias. D) Muestra 2119-Diamante (C207). Circones montados para el análisis de *ZFT* donde se observan algunos con formas euhedrales y otros subhedrales con bordes redondeados, la mayoría de éstos con tamaños más pequeños. Fotografías tomadas de los informes de La.Te. Andes.

Las edades de enfriamiento de trazas de fisión se calcularon para dos muestras extraídas de la base (VLP001, AFT) y tope (2119, ZFT) de la sección Vega de los Patos, ambas muestras pertenecientes a la Formación Diamante (Fig. 2.2-Tabla 2.1). Las edades se obtuvieron siguiendo el Método de Detector Externo (*EDM*; Hurford y Green 1983) y utilizando el software Trackkey (Dunkl 2002) (ver Anexo 4 para obtener más detalles sobre los procedimientos de laboratorio y datos analíticos). En cada caso se aplicó la prueba Chi cuadrado $-P(x^2)$ - para evaluar la sobredispersión de los datos en relación con la expectativa estadística del proceso de desintegración radiactiva (Galbraith 1981). Para las muestras con $P(x^2) < 5\%$, la distribución de sus edades por grano fue analizada por medio del método de ajuste de pico binomial (Galbraith y Green 1990) a partir del programa Binomfit (Brandon 2002), con el objetivo de identificar poblaciones discretas. Finalmente, se estimó un tiempo de retraso (*lag time*) mediante la comparación de las edades de enfriamiento FT obtenidas con la edad máxima depositacional U-Pb de la misma muestra de la Formación Diamante. En rocas sedimentarias, este parámetro representa el tiempo que tarda una muestra en enfriarse por debajo de las temperaturas de *PAZ* en el área fuente, transportarse y finalmente depositarse (Garver *et al.* 1999). Un enfriamiento rápido de la fuente se evidencia por un tiempo de retraso corto, y puede estar asociado con una exhumación rápida de la fuente (Reiners y Brandon 2006, Rahl *et al.* 2007) o con una fuente magmática cuando el tiempo de retraso es considerablemente corto (Malusà *et al.* 2011, Malusà y Fitzgerald 2019 y referencias allí citadas).

2.5. MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO (*SEM*): ANÁLISIS MORFOLÓGICO DE APATITAS Y CIRCONES

La datación de la muestra VLP001 a partir de trazas de fisión en apatitas (*AFT*) y de U-Pb en circones detríticos se complementó con una descripción morfológica detallada de los cristales de apatita y circón, mediante el análisis de imágenes de alta resolución obtenidas con un microscopio electrónico de barrido (*SEM*) y con el objetivo de distinguir poblaciones de granos detríticos con potenciales procedencias equivalentes. Con este fin, se seleccionaron aleatoriamente 530 granos de apatita detrítica y 508 granos de circon detrítico con una lupa binocular y se montaron sobre tacos de aluminio mediante cinta de

carbono de doble contacto. A su vez, las muestras fueron recubiertas con aproximadamente 20 nm de carbono. Cada cristal se fotografió con un microscopio electrónico de barrido (*SEM*) marca ZEISS modelo EVO MA15. El análisis morfológico se realizó en el Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG). El *SEM* se ejecutó en modo detector de retrodispersión bajo un alto vacío con 20 kV y una distancia de trabajo de ~ 8,5 a 5 mm, donde se utilizaron varios aumentos (~700x a 1.500x). El *SEM* también se equipó con un detector de rayos X OXFORD X-Max 20, que permitió determinar la composición química de los granos analizados y verificar que se trataba de cristales de apatita o circón. La morfología de cada cristal se describió como redondeado, sub-anguloso y anguloso según la clasificación estándar de redondez (Cox 1927). Los cristales con fracturas que impidieron el reconocimiento de su morfología no fueron considerados para el análisis (Ver Anexo 5 para detalles en el análisis morfológico).

Tabla 2.1

Descripción de las muestras analizadas y datos analíticos de trazas de fisión en apatitas y circones

Muestra	Numero de granos	Densidad de trazas espontánea $\rho_s \times 10^5$ trazas/cm ² (Ns)	Densidad de trazas inducidas $\rho_i \times 10^6$ trazas/cm ² (Ni)	Densidad de trazas dosímetro $\rho_d \times 10^6$ cm ² (Nd)	Edad Central (Ma) $\pm 1\sigma$	P (χ^2)	P ₁ (%)	P ₂ (%)
VLP001	42 (Ap)	1,601 (242)	1,91 (289)	7,47 (5000)	111,9 ± 13,6	31,13	x	x
2119	37 (Zr)	96,01 (4778)	11,07 (551)	3,33 (5000)	184,0 ± 13,1	0,75	161,1 ± 16,35 71%	265,2 ± 46,5 29%

Nota. Abreviaciones; Ns, número total de trazas espontaneas; Ni and Nd, número total de trazas inducidas en las muestras y en los vidrios dosimétricos; P(χ^2), χ^2 probabilidad. No se midió largo de tazas confinadas. ζ z-calibración: 131,3 ± 5,1 (ZFT_2119); 352,4 ± 22,9 (AFT_VLP001-17). Mediciones realizadas por la Dra. Arzadún G. en La.Te.Andes S.A. Para más información sobre el procesamiento de las muestras ver anexo 4 y/o la web de La. Te. Andes S.A (<http://www.lateandes.com/>)

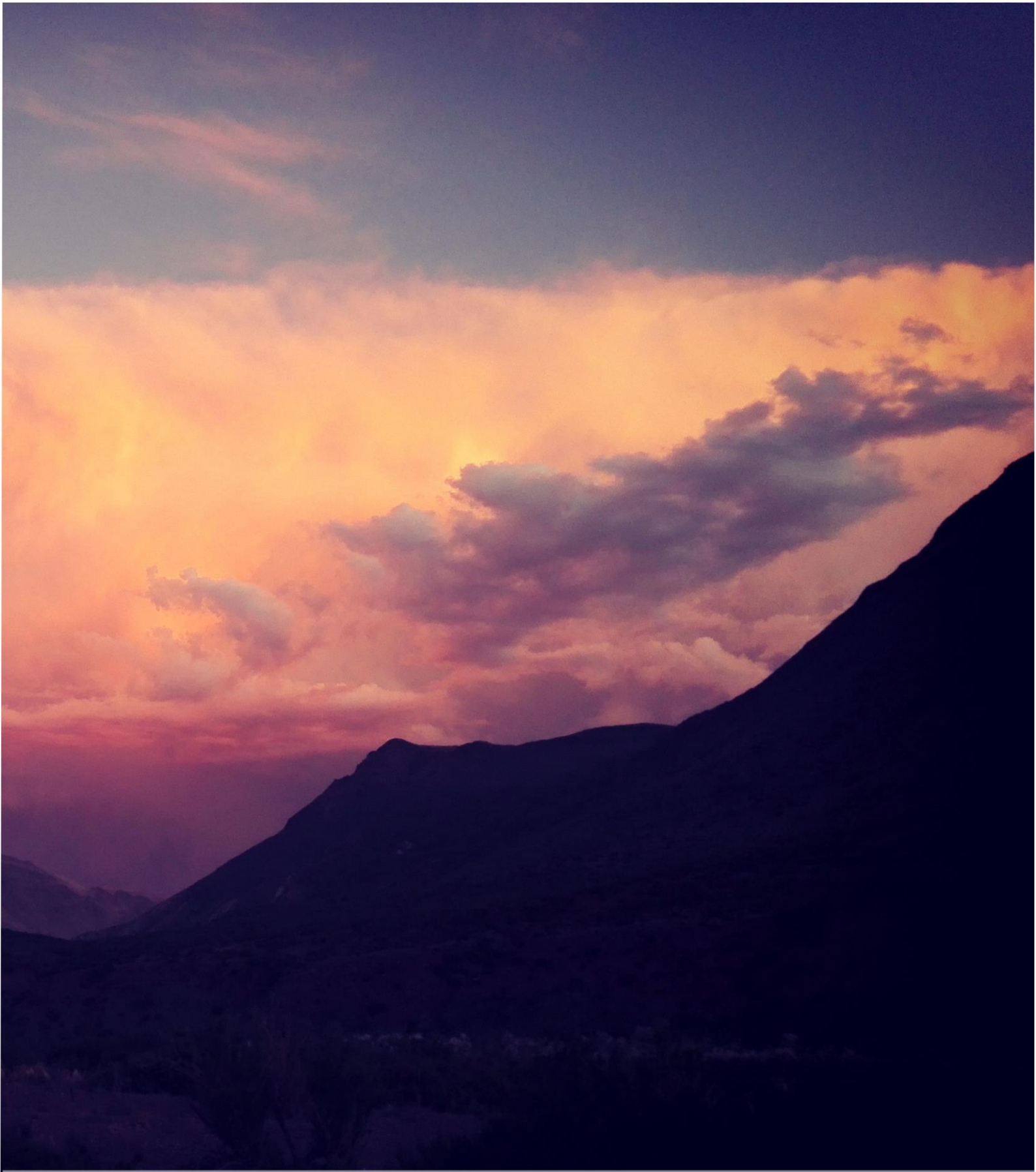
2.6. REFERENCIAS

- Brandon, M.T. 2002. Decomposition of mixed grain age distributions using Binomfit. *On Track* 24: 13–18.
- Brandon, M. T., Roden-Tice, M. K., y Garver, J. I. 1998. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, Northwest Washington State. *Geological Society of America Bulletin* 110 (8): 985-1009.
- Cox, E.P. 1927. A method of assigning numerical and percentage values to the degree of roundness of sand grains. *Journal of Paleontology* 1(3): 179–183.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., y Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in Relation to Tectonic Setting. *Geological Society of America* 94: 222–235.
- Dickson, J.A.D. 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature* 205 (4971): 587-587.
- Dunkl, I. 2002. TRACKKEY: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computers and Geosciences* 28 (1): 3-12.
- Fleischer, R.L., Price P.B., y Walker, R.M. 1975. *Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications*. University of California Press, Berkeley.
- Folk, R.L., Andrews, P.B., y Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics* 13: 937–968.
- Galbraith, R. F. 1981. On statistical models for fission track counts. *Journal of the International Association for Mathematical Geology* 13 (6): 471-478.
- Galbraith, R.F., y Green, P.F. 1990. Estimating the component ages in a finite mixture. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 17(3): 197–206.
- Garver, J.I., Brandon, M.T., Roden-Tice, M., y Kamp, P.J. 1999. Exhumation history of orogenic highlands determined by detrital fission-track thermochronology. *The Geological Society* 154(1): 283-304.
- Gehrels, G.E., Valencia, V., y Pullen, A. 2006. Detrital zircon geochronology by laser-ablation multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron center. En: Olszewski, T., Huff, W. (Eds.), *Geochronology: Emerging Opportunities*, Paleontological Society 12: 1-10, Philadelphia.
- Gehrels, G.E., Valencia, V., y Ruiz, J. 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation- multicollector

inductively coupled plasma–mass spectrometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9: Q03017.

- Gleadow, A.J.W., y Fitzgerald P.G. 1987. Uplift history and structure of the Transantarctic mountains-New evidence from fission-track dating of basement apatites in the Dry Valleys area, southern Victoria Land. *Earth and Planetary Science Letters* 82: 1-14.
- Gómez, R., Galetto, A., Arzadún, G., Tunik, M., Casadio, S., Parada, M., y Lothari, L., 2020b. Multi-proxy provenance analysis of Upper Cretaceous deposits in the Andes (34-35°S): evidence of coeval volcanism with the onset of the Andean orogen. *Cretaceous Research* (Enviado).
- Hurford, A.J., y Green, P.F. 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology* 41: 285-317.
- Ingersoll, R.V., Fullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., y Sares, S.W. 1984. The effect of grain size on detrital modes; a test of the Gazzi–Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Research* 54: 103–116.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A., Carlson, W.D. 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist* 84 (9): 1235-1255.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R., y Gleadow, A.J.W. 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. *Chemical Geology* 65: 1-13.
- Lothari, L., Gómez, R., Tunik, M., y Casadio, S. 2020. Análisis de facies y petrografía de los depósitos del Cretácico Superior en el norte de la cuenca Neuquina: implicancias para el inicio de la etapa de foreland. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 27 (1): 3-28.
- Malusà M.G., Villa I.M., Vezzoli G., y Garzanti E. 2011. Detrital geochronology of unroofing magmatic complexes and the slow erosion of Oligocene volcanoes in the Alps. *Earth and Planetary Science Letters* 301: 324–336.
- Malusà, M.G., y Fitzgerald, P.G. 2019. Application of thermochronology to geologic problems: bedrock and detrital approaches. En: *Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology* (pp. 191-209). Springer, Cham.
- Malusà, M.G., y Fitzgerald, P.G. 2019. From cooling to exhumation: setting the reference frame for the interpretation of thermochronologic data. En: *Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology* (pp. 147-164). Springer, Cham.

- Miall A.D. 1996. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer-Verlag, Inc., Heidelberg, 582 p.
- Miall, A.D. 2014. Fluvial Depositional Systems. Springer: 316 p. New York.
- Price, P.B., y Walker, R.M. 1963. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. *Journal Geophysics Research* 68:4847-4862.
- Rahl J.M., Ehlers T.A., y Van der Pluijm B.A. 2007. Quantifying transient erosion of orogens with detrital thermochronology from syntectonic basin deposits. *Earth and Planetary Science Letters* 256:147–161.
- Reiners, P.W., y Brandon, M.T. 2006. Using thermochronology to understand orogenic erosion. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 34: 419-466.
- Suriano, J., Mardonez, D., Mahoney, J.B., Mescua, J.F., Giambiagi, L.B., Kimbrough, D., Lossada, A. 2017. Uplift sequence of the Andes at 30°S: insights from sedimentology and U/Pb dating of synorogenic deposits. *Journal of South American Earth Sciences* 75: 11-34.
- Surpless, K.D., y Augsburger, G.A. 2009. Provenance of the Pythian Cave conglomerate, northern California: implications for mid-Cretaceous paleogeography of the U.S. Cordillera. *Cretaceous Research* 30: 1181-1192.
- Tagami, T. 2005. Zircon fission-track thermochronology and applications to fault studies. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58(1): 95-122.



CAPÍTULO 3
RESULTADOS

3. RESULTADOS

3.1. ANÁLISIS DE FACIES

Las localidades que se presentan a continuación no habían sido estudiadas en detalle hasta el desarrollo de esta tesis doctoral e incluyen depósitos sedimentarios del Grupo Bajada del Agrio (formaciones Rayoso y Huitrín) y de la Formación Diamante. Tal como se mencionó en los Antecedentes y considerando que no se identificaron evidencias de discontinuidades en las secciones de estudio, se propone un contacto transicional entre ambas unidades. El nombre, descripción y síntesis de los procesos depositacionales que dieron origen a las facies sedimentarias se muestran en la Tabla 3.1, la que se aplica para todas las secciones estudiadas.

Vega Grande

En el área de Vega Grande, los afloramientos de la Formación Diamante tienen un espesor de 377 m (Fig. 3.1). La base está cubierta, mientras que hacia el techo pasa de manera transicional a los depósitos marinos someros de la Formación Saldeño (Tunik 2001). En esta localidad, la unidad se divide en dos secuencias grano-estrato decrecientes (A y B-Fig. 3.1), constituidas por rocas clásticas donde se identificaron facies de conglomerados, areniscas y pelitas. Nueve facies fueron definidas (Tabla 3.1). Las facies conglomerádicas tienen extensión lateral (de 1 a 14 m) y espesor (menor a 5 m) variable. Presentan geometrías lenticulares, en cuña y tabulares. Las facies de conglomerados clasto-soportados (Gcm, Gct) son las más abundantes, mientras que los conglomerados matriz-soportados (Gmm) se presentan en menor proporción. En conjunto, forman ciclos depositacionales continuos que comienzan con conglomerados gruesos a la base, seguido por facies de areniscas gruesas y culminan con facies de areniscas medianas a finas (Sp, Sm) con bioturbación (Sm). Las facies de areniscas no solo están asociadas a las facies conglomerádicas sino que también aparecen como cuerpos individuales (Sp, Sm, Sh) mostrando geometrías tipo en cinta (*ribbon*) o en manto (*sheet*), con espesores de 1 a 5 m aproximadamente. Por otro lado, las facies pelíticas (Fm, Fl, Fr) están representadas por bancos con geometrías tabulares y en manto (*sheet*), normalmente aparecen semi-cubiertas y con espesores de a 1 a 80 m, representando las facies más abundantes en los depósitos del área Vega Grande.

Tabla 3.1. Descripción en interpretación de facies ordenadas por tamaño de grano y tipo de estructura sedimentaria

Código de facies	Litología	Estructura sedimentaria	Geometría	Interpretación	Observaciones
Gcm	Conglomerado clasto-soportado	Maciza-estructuras de corte y relleno	Lenticular-Difusa	Flujos hiperconcentrados-Flujos gravitacionales de sedimentos	Fragmentos líticos volcánicos y de calizas, pobremente a bien seleccionados, con imbricación incipiente
Gct	Conglomerado clasto-soportado	Estratificación entrecruzada tangencial y en artesa	Lenticular-Difusa*-En cuña	Migración unidireccional de formas de lecho tridimensionales Flujos canalizados	Fragmentos líticos volcánicos y de calizas, pobremente seleccionado, con carpetas de tracción
Gmm	Conglomerado matriz-soportado	Maciza	Lenticular	Flujos hiperconcentrados-Flujos gravitacionales de sedimentos	Fragmentos de rocas volcánicas pobremente seleccionados
Gch	Conglomerado clasto-soportado	Estratificación paralela, gradación normal	Lenticular-Tabular	Bajo régimen de flujo, Flujos no-canalizados	Fragmentos líticos angulosos a sub-angulosos de rocas volcánicas y calizas
SGm	Arenisca conglomerádica gruesa a fina	Maciza	Lenticular-Tabular-Difusa*	Múltiples procesos, Rápida depositación producto de alta descarga de agua y sedimentos, relleno de canal	Moteado y bioturbación Concreciones. Presencia de carpetas de tracción
St	Arenisca mediana a fina	Estratificación entrecruzada tangencial y en artesa	Lenticular-Difusa*	Migración unidireccional de formas de lecho tridimensionales	Presencia de carpetas de tracción
Sm	Arenisca fina a muy fina	Maciza	Tabular-Lenticular-Difusa*	Rápida depositación producto de alta descarga de agua y sedimentos o secundaria por bioturbación	Fragmentos líticos angulosos a sub-angulosos, bien seleccionados. Bioturbación, moteado y concreciones
Sh	Arenisca fina a muy fina	Estratificación horizontal planar	Difusa*	Transporte en condiciones de alto régimen de flujo	Concreciones/nodulos carbonáticos
Sl	Arenisca mediana a fina	Laminación plano-paralela	Difusa*	Migración aguas abajo de formas de lecho bidimensionales	Pobremente seleccionado
Fm	Pelita	Maciza, con estratificación paralela incipiente	Tabular	Decantación durante el estadio final de decaimiento en la velocidad del flujo/ Flujos fluidos de fango	Parcialmente cubierta, baja compactación, bioturbación indiferenciada
Fl	Pelita	Laminación plano-paralela/ondulftica	Tabular-	Decantación	-
Fh	Pelita	Estratificación horizontal planar	Difusa*	Decantación	Bioturbación indiferenciada
Ce	Caliza	Estratificación paralela	Tabular	Decantación de fango calcáreo	-
Ea	Yeso/anhídrita	Maciza-Laminación	Tabular	Precipitación por saturación	-

Basado en Miall (2014) y referencias allí citadas

*geometría difusa: sin límites bien definidos

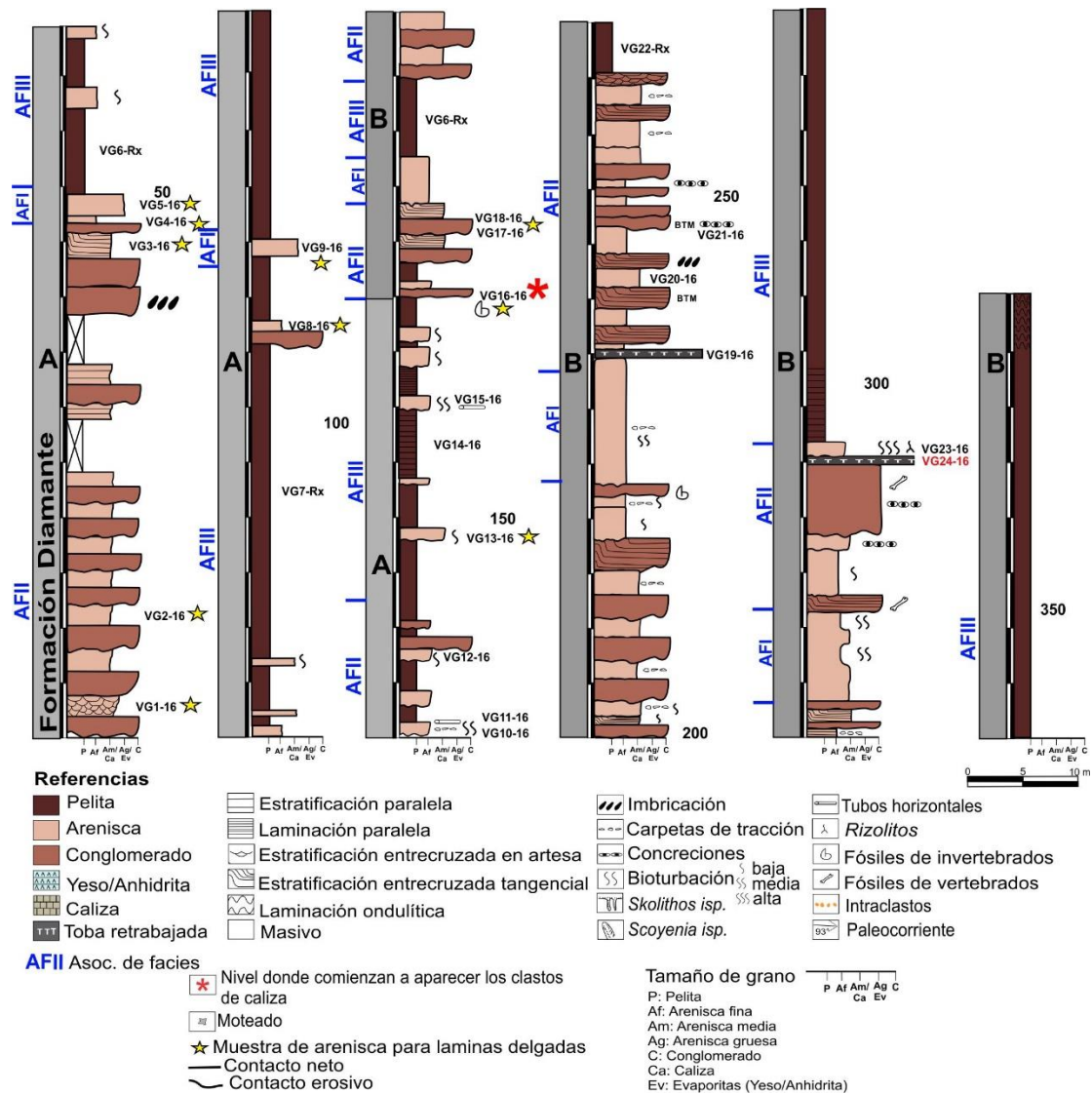


FIGURA. 3.1. Sección estratigráfica medida en el área Vega Grande. A-B: Secuencias grano-estrato decrecientes.

A partir del análisis de facies, se establecieron tres asociaciones de facies; de lóbulos terminales (AFI), canales y barras (AFII) y de planicie de inundación (AFIII).

La asociación de facies de lóbulos terminales (AFI), está representada por facies de areniscas macizas (Sm, SGm) que van de gruesas a finas y conglomerados clasto y matriz sostén macizos (Gcm, Gmm). Una de las características de estos depósitos es la presencia de clastos aislados de 2 a 5 cm, orientados según el eje A, en estratos que presentan laminación o estratificación difusa (Fig. 3.2 D) y diferentes grados de bioturbación (tubos horizontales y verticales) (Fig. 3.2 E-F).

Forman cuerpos tabulares no-canalizados asociados a eventos de inundación y flujos de alta viscosidad, los cuales son comunes a lo largo de toda la secuencia.

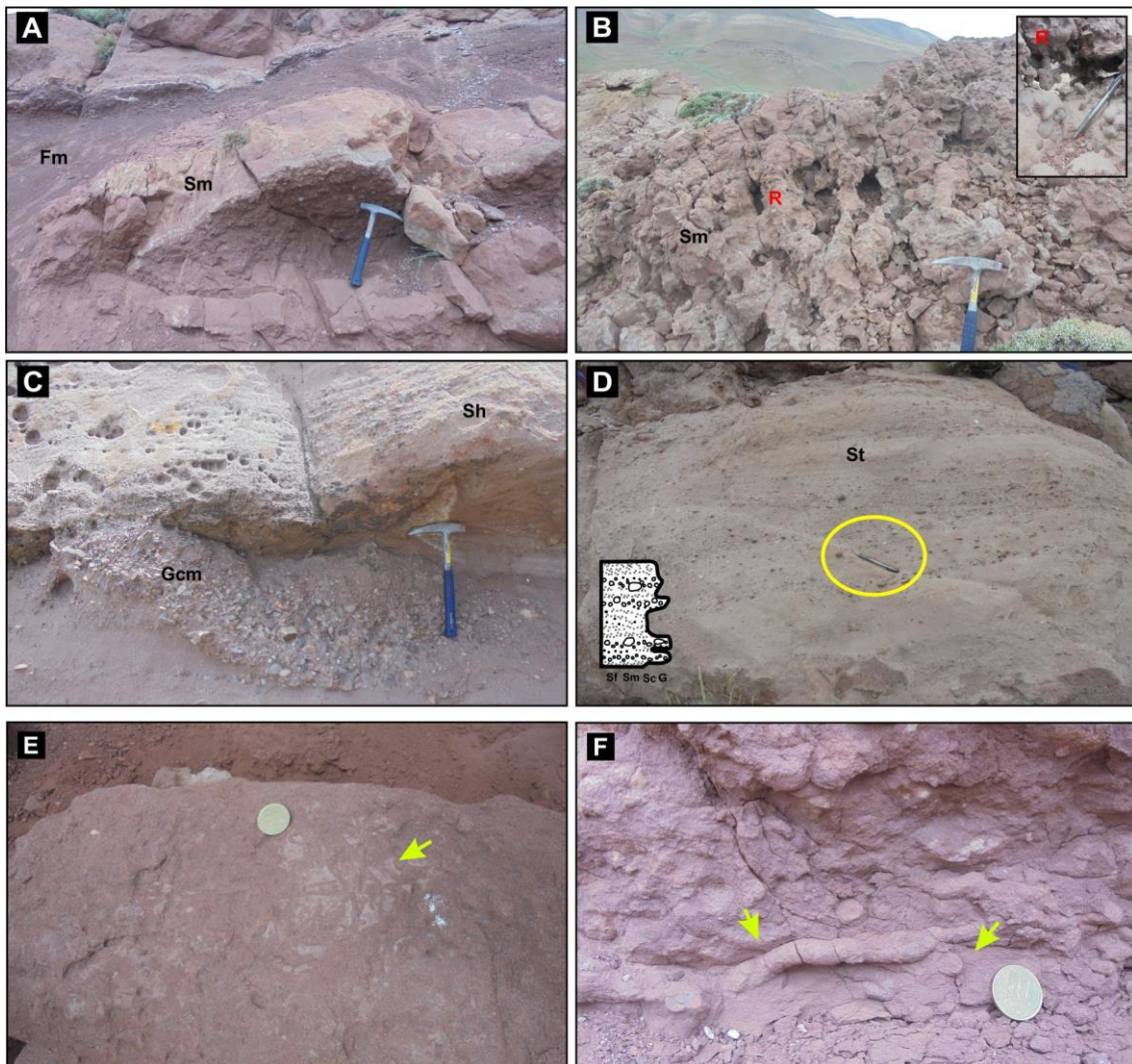


FIGURA. 3.2. Asociación de facies de barras y canales (AFII) presentes en el área Vega Grande. A) Facies de areniscas macizas (Sm) en cuerpos de geometría lenticular intercalados con niveles finos correspondiente a depósitos de planicie de inundación (Fm). B) Facies de areniscas macizas (Sm) con rizolitos (R) en el tope de la sección Vega Grande. Arriba a la derecha, un detalle de las trazas fósiles observadas. C) Conglomerado clasto-soportado macizo (Gcm) con estructuras de corte y relleno (flechas amarillas). D) Facies de areniscas con estratificación entrecruzada tangencial (Sp), mostrando carpetas de tracción. Abajo a la izquierda, un esquema de este tipo de depósitos. E-F) Facies de areniscas macizas (Sm) con tubos horizontales y verticales indiferenciados (flechas amarillas) (AFI).

La asociación de facies de canales y barras (AFII) esta evidenciada por la presencia de estratos con geometrías lenticulares y en cuña, de extensión y

espesor variable. El contacto basal de esta asociación de facies es erosivo, e inicia con conglomerados y areniscas gruesas a medianas, principalmente macizas (Gcm, Gmm, SGm, Sm), con estratificación entrecruzada tangencial y en artesa (St, Sp, Gct), con escasos niveles de clastos imbricados (Fig. 3.2). La falta de exposiciones de cuerpos sedimentarios canalizados 3-D dificultó la observación o definición de los tipos de barras. Por otro lado, es común la presencia de bioturbación, moteado, nódulos carbonáticos y niveles de calcrete en las facies de grano fino. Las trazas se asignaron a *Scoyenia* isp., *Taenidium* isp., *Arenicolites* isp., *Skolithos* isp. y *Rizolitos* isp., aunque también se observaron tubos verticales y horizontales indiferenciados (Fig. 3.2 B, E y F). Una de las particularidades de esta asociación de facies es la diferencia que se observa en la composición de los clastos. En los niveles inferiores de la sección, los conglomerados están principalmente compuestos por clastos de rocas volcánicas, mientras que hacia el tope estos corresponden casi exclusivamente a clastos de caliza retrabajados con escasos amonites indiferenciados. Los clastos de caliza han sido también identificados en la petrografía de los niveles arenosos. Respecto a este tipo de depósitos canalizados, la predominancia de facies macizas, así como los escasos niveles con clastos imbricados, impidió la medición de paleocorrientes en la sección Vega Grande (Fig. 3.2). El apilamiento de canales y la identificación de estructuras de corte y relleno representan la superposición de varios eventos, reflejando procesos de relleno multiepisódicos de canales. El desarrollo lateral de los canales se limita a unas pocas decenas de metros. No se observaron superficies de acreción lateral; sin embargo, las facies de conglomerados y areniscas con estructuras sedimentarias tractivas (Gct, Sp) sugieren el relleno de canales y el desarrollo de barras longitudinales o transversales.

Los depósitos de planicie de inundación (AFIII) están compuestos por pelitas rojizas que indicarían condiciones de bajo régimen de flujo que habría favorecido la sedimentación de la carga en suspensión durante el decrecimiento de la velocidad del flujo. El carácter friable de estas rocas y el hecho de que estén principalmente cubiertas a semi-cubiertas, impidió las observaciones en lo que refiere a la geometría de los bancos y la naturaleza de los contactos con otras facies (Fig. 3.3). Una de las características de los depósitos de planicie de inundación es la

presencia de cuerpos arenosos canalizados aislados (facies Sm, St, SGm, Sh), con espesores que van desde 2 a 5 m (Fig. 3.3).

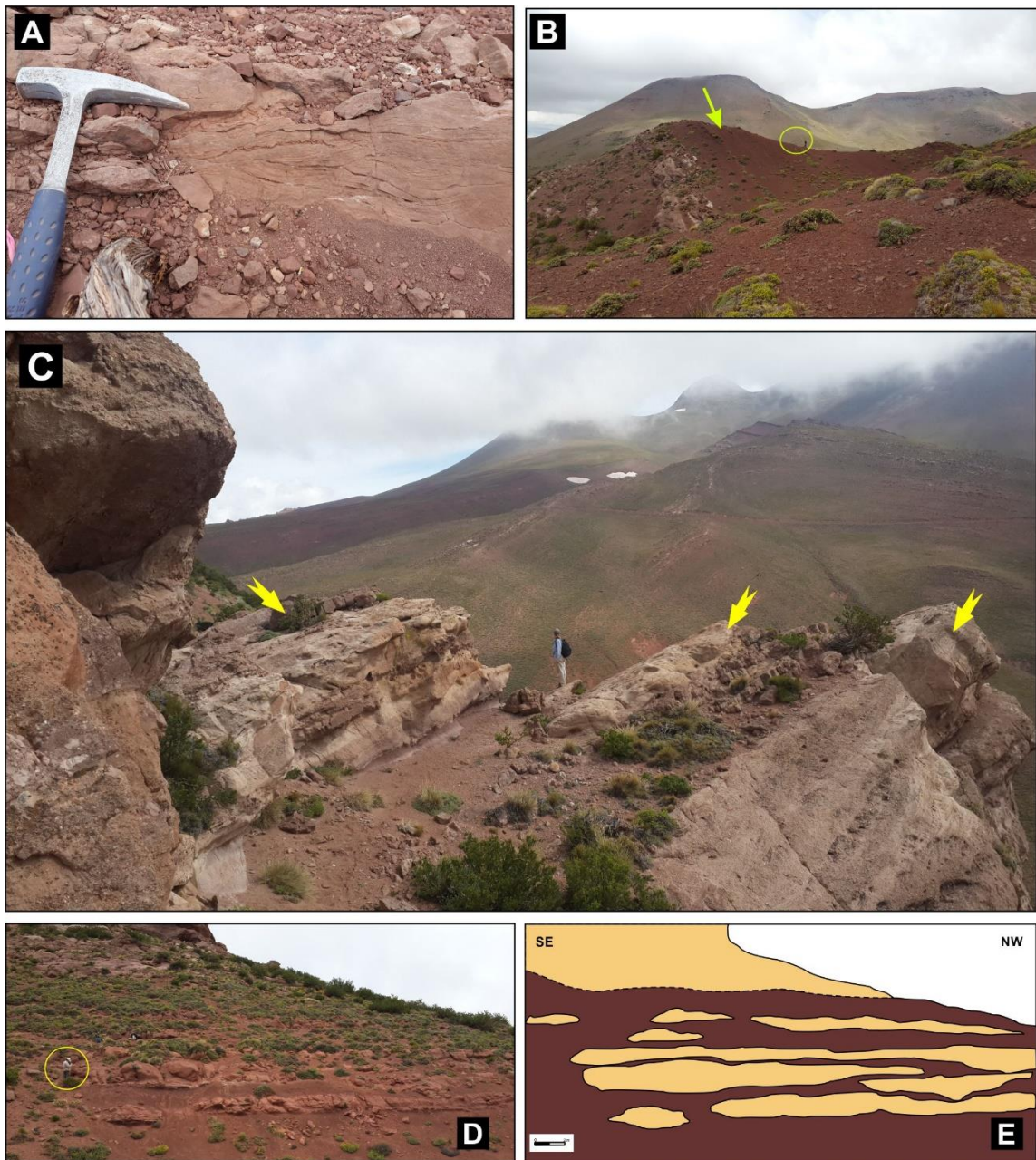


FIGURA. 3.3. Asociación de facies de llanura de inundación (AFIII). A) Facies de areniscas con laminación paralela y ondulas de corriente. B) Depósitos de planicie de inundación al tope de la sección Vega Grande. C) Apilamiento de canales y barras. D) Foto panorámica que muestra la intercalación entre ambas asociaciones de facies (AFII-AFIII) en el área de estudio. E) Redibujo de la foto anterior. Se observa la disposición y geometría de los canales fluviales y como se relaciona con los depósitos de planicie de inundación. Amarillo: canales y barras; Rojo: planicie de inundación.

A partir de las asociaciones de facies definidas previamente y en base a la geometría que presentan los estratos, se pudieron determinar diferentes cuerpos sedimentarios asignados a depósitos: no-canalizados (ej. flujos diluidos no-canalizados, flujos híper-concentrados, flujos no-canalizados viscosos), canalizados (canales con estructuras de corte y relleno, flujos diluidos canalizados y barras transversales y/o longitudinales) y no-canalizados asociados a eventos de desborde y agradación (planicie de inundación) (Miall 2014) (Fig. 3.4).

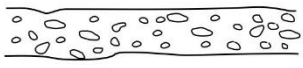
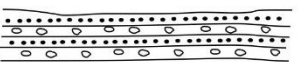

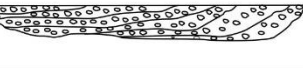

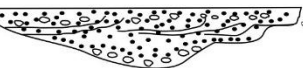

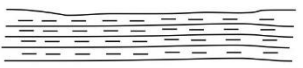

ASOCIACIÓN DE FACIES (AF)	TIPO DE DEPÓSITOS	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	CUERPOS SEDIMENTARIOS	Nº
LÓBULOS TERMINALES (AFI)	NO-CANALIZADO FLUJOS NO-CANALIZADOS FLUJOS VISCOSOS NO-CANALIZADOS DEPÓSITOS EN MANTO (SHEET FLOODS)	MACIZO Conglomerados	FACIES Gcm Gmm 	1
		MACIZO con clastos aislados	Sm Gmm Sm Gmm 	2
		MACIZO Areniscas	Sm 	3
CANALES Y BARRAS (AFII)	CANALIZADO CANALES FLUJOS HIPERCONCENTRADOS BARRAS TRANSVERSALES/LONGITUDINALES	ESTRATIFICACIÓN ENTRECruzADA TANGENCIAL Conglomerados y Areniscas	Gcl Sp 	4
		MACIZO Conglomerados y Areniscas	Sm Gcm Gmm 	5
		CICLO DEPOSITACIONAL TÍPICO Gmm+Gcm+Sp+Sm	Sm Sp Gcm Gmm 	6
		RELLENO MULTI-EPISÓDICO	Sm Gcm Gmm 	7
PLANICIE DE INUNDACIÓN (AFIII)	NO-CANALIZADO SEGREGACIÓN DE LA CARGA EN SUSPENSIÓN CONDICIONES DE BAJO REGÍMEN DE FLUJO	LAMINACIÓN PARALELA Y ONDULÁTICA	Fr Fl 	8
		MACIZO	Fm 	9

FIGURA. 3.4. Esquema que muestra las asociaciones de facies, estructuras sedimentarias, tipos de depósitos y sus respectivas geometrías (Miall 2014; y referencias allí citadas).

Vega de los Patos

En la localidad de Vega de los Patos, el contacto entre las formaciones Rayoso y Diamante está semi-cubierto y corresponde a un pasaje transicional marcado por un cambio de facies, desde pelitas finamente laminadas con yeso

intercalado a conglomerados y areniscas sin yeso y con geometrías lenticulares, mostrando un cambio claro en las condiciones paleoambientales (Fig. 3.5).

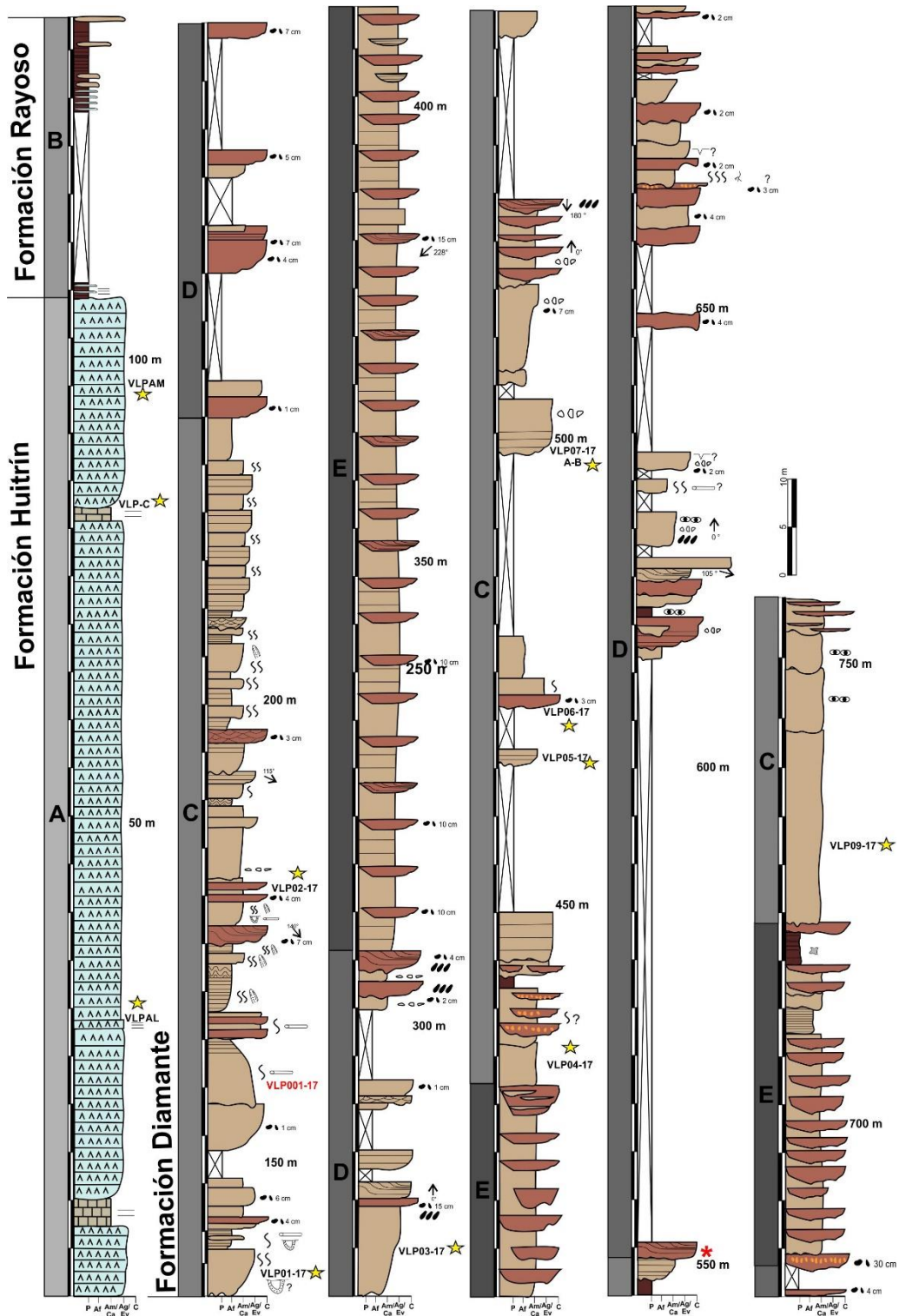


FIGURA. 3.5. Sección estratigráfica medida en el área Vega de los Patos.

Se identificaron e interpretaron 15 facies sedimentarias (Tabla 3.1) y cinco asociaciones de facies; A: marino marginal restringido; B: lago efímero; C: lóbulos terminales; D: canales de alta sinuosidad y E: canales entrelazados. El análisis de las asociaciones de facies y su disposición espacial permitió detectar dos ciclos depositacionales con un orden repetido: C1 y C2. Ambos ciclos tienen espesores similares (C1: 305 m; C2: 280 m). C1 y C2 están compuestos por las asociaciones de facies C, D y E. Esta disposición en la sucesión sedimentaria marca la ciclicidad en los patrones de apilamiento mostrando un cambio con respecto a las asociaciones A y B ubicadas hacia la base de la sección. Sin embargo, el contacto entre las asociaciones B y C es transicional. En esta área, el espesor medido de la Formación Diamante es de 619 m. Al igual que en las localidades de Arroyo Oscuro y Arroyo Las Playas (ver más adelante), la sección Vega de los Patos incluye sedimentitas del Grupo Bajada del Agrio (formaciones Huitrín-108 m de espesor y Rayoso-29 m de espesor, en contacto neto entre sí) y Formación Diamante (Fig. 3.5) (Lothari *et al.* 2020).

Asociación de facies A: marino marginal restringido

Esta asociación se encuentra en la parte basal de la sucesión. Consta de espesos bancos de yeso/anhidrita maciza (Ea) (Fig. 3.6 B y C) que llegan a una potencia de 80 m, escasos niveles de yeso/anhidrita laminada y bancos intercalados de caliza; irregularmente estratificada (Ce), con espesores aproximados de dos metros. También es destacable la presencia de microfósiles calcáreos mal preservados (foraminíferos? y ostrácodos?) en muestras completamente dolomitizadas.

Dichos depósitos se interpretan como correspondientes a un ambiente marino marginal restringido (Legarreta *et al.* 1993, Lescano *et al.* 2015, Gabriele 2016). Los bancos de calizas son las fases de mayor influencia marina, resultado de pulsos transgresivos esporádicos (Legarreta *et al.* 1993). Esto evidencia una conexión activa de la cuenca con el mar hacia el techo de la Formación Huitrín/base de la Formación Rayoso.

Asociación de facies B: lago efímero

La segunda asociación de facies corresponde a depósitos de pelitas laminadas, intercaladas con delgadas y escasas láminas de yeso/anhidrita paralelas a la estratificación (Fel) (Fig. 3.6 B y C) y escasos bancos lenticulares de areniscas medianas a gruesas macizas (Sm), las cuales aumentan en potencia hacia el techo (Fig. 3.6 D y E) y presentan niveles de ondulitas simétricas en la parte superior de los bancos (Fig. 3.6 D).

Estos depósitos corresponden a un ambiente lacustre, con acotados estadios de evaporación y precipitación. El aumento en la potencia y en el tamaño de grano de los cuerpos hacia la parte superior, marca un aumento en la energía del sistema, posiblemente relacionado a cambios en el nivel de base. Los cuerpos lenticulares se interpretan como el relleno de canales y la presencia de ondulitas simétricas indican condiciones subácuas someras (Lothari *et al.* 2020).

Asociación de facies C: lóbulos terminales

Esta asociación está dominada por areniscas macizas, que van de finas a gruesas, predominando las areniscas medianas y gruesas (Sb, Sm), siendo escasos los niveles conglomerádicos (Gm, SGm y SGt) (Fig. 3.6). La gran mayoría de los cuerpos presentan geometrías tabulares, estructuras de alto régimen de flujo (Sh) y niveles bioturbados (Sm), representados por tubos horizontales y verticales (*Scoyenia?*). Es la única asociación con facies de areniscas finas en toda la columna (Sl, Sm y Sh). La sucesión es interrumpida ocasionalmente por cuerpos lenticulares, erosivos y poco potentes de conglomerados matriz sostén (Gm) (Fig. 3.6 G).

Esta sucesión corresponde a depósitos de lóbulos terminales. Está representada principalmente por potentes cuerpos arenosos producidos por flujos en manto o no confinados. La depositación de grandes volúmenes de arenas responde a un aumento en el espacio de acomodación del sistema y las ventanas de colonización, reflejadas en los niveles bioturbados, responden a periodos de relativa estabilidad. Los conglomerados matriz sostén (Gmm), representan eventos de flujos de detrítos aislados, comunes en sistemas de abanicos fluviales (Moscariello 2017).

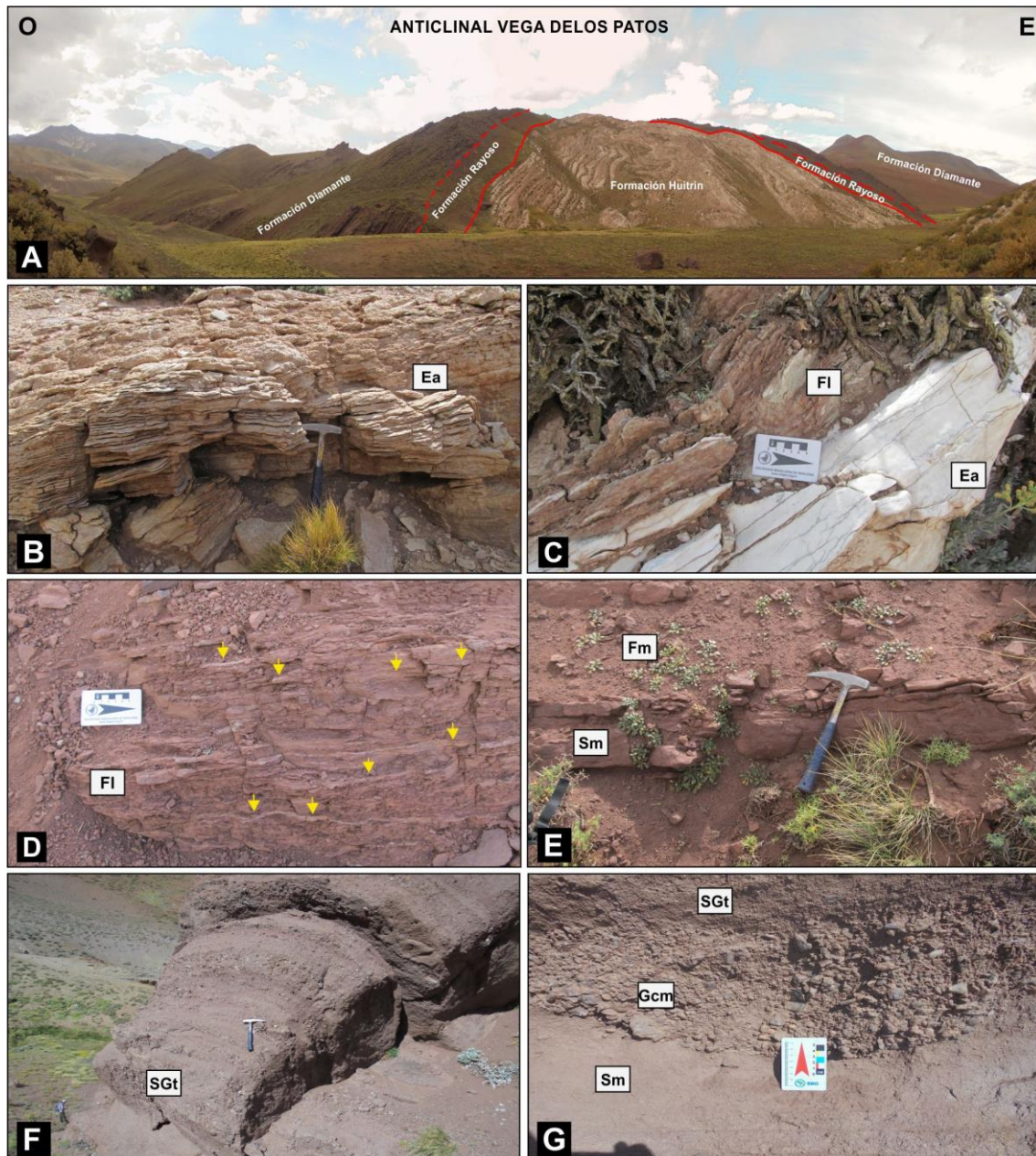


FIGURA. 3.6. Fotografías de campo. A) Anticlinal Vega de los Patos mostrando la posición y contacto entre las unidades aflorantes. B) Facies evaporíticas de la Formación Huitrín (Ea). C) Contacto entre las evaporitas (Ea) de la Formación Huitrín y las pelitas laminadas (Fl) de la Formación Rayoso. D) Pelitas laminadas (Fl) con yeso/anhidrita intercalada (flechas amarillas). E) Intercalación de facies Sm y Fm sugiriendo un contacto en transición entre las formaciones Rayoso y Diamante. F) Facies de areniscas conglomerádicas (SGt) con estratificación entrecruzada tangencial. G) Conglomerado clasto-soportado macizo (Gcm) con geometría lenticular y estructura de corte y relleno.

Asociación de facies D: canales de alta sinuosidad

Este sector de la columna es principalmente conglomerádico clasto sostén (Gc) (Fig. 3.6 F y G), con geometrías lenticulares, incipiente estratificación entrecruzada en artesas, imbricación de clastos y escasa participación de conglomerados matriz sostén (Gm) (Fig. 3.6 F y G). Los niveles arenosos corresponden a areniscas medianas a gruesas macizas, con estratificación entrecruzada tangencial y estratificación paralela horizontal (Sm, St y Sh). Estos niveles están asociados a potentes bancos de pelitas (Fm). También se observan bancos poco potentes integrados por paraconglomerados finos clasto sostén (Gcm), en ocasiones con grietas de desecación.

Esta asociación se interpreta como un sistema de canales y llanuras de inundación, representado por cuerpos lenticulares aislados, con estructuras tractivas y clastos mal seleccionados. La disposición aislada de los canales, se relaciona a la colmatación sedimentaria de los mismos y una posterior avulsión característica de sistemas distributivos. No se observan canales apilados y se infiere el desarrollo de depósitos de llanura de inundación evidenciado por paleosuelos en las facies de granulometría fina (Sm, Fm), a partir de la presencia de moteado como rasgo pedogenético (Lothari *et al.* 2020). Por otro lado, las grietas de desecación observadas evidencian exposición subaérea.

Asociación de facies E: canales entrelazados

Esta asociación está compuesta por una intercalación de areniscas medianas a gruesas (Sh y St) con areniscas medianas a conglomerádicas (SGt y SGm) y conglomerados clasto sostén (Gc) (Fig. 3.6). Tanto la facies SGt como la Gc, poseen una estratificación entrecruzada tangencial incipiente e imbricación de clastos. Los cuerpos están constituidos por geometrías lenticulares de aproximadamente un metro de ancho por 15 cm de alto, amalgamados lateral y verticalmente. La asociación de facies se encuentra limitada por bancos de conglomerados matriz sostén (Gm) (Fig. 3.6).

Esta sucesión sedimentaria corresponde a un sistema de canales entrelazados, con canales someros apilados y barras. No presenta desarrollo de llanuras de inundación y se encuentra interrumpida por flujos densos, producto de repentinos eventos de crecidas (Lothari *et al.* 2020).

Arroyo Oscuro

Esta sección muestra una sucesión sedimentaria de 316 m de espesor (Fig. 3.7), donde se destacan tres grupos texturales principales de facies sedimentarias; las facies clásticas de conglomerados-areniscas y las facies carbonáticas-evaporíticas (Fig. 3.8). Se han caracterizado en total nueve facies sedimentarias (Tabla 3.1). Estos depósitos han sido agrupados en tres asociaciones de facies principales; A: lago efímero restringido, B: depósitos tipo *sheet-flood*, C: depósitos fluviales canalizados.

Las rocas que constituyen la asociación de facies A, correspondientes a un ambiente de lago efímero restringido, son similares a las observadas en otras localidades y forman parte de la Formación Huitrín. Las facies constituyen espesos bancos de yeso/anhidrita maciza (Ea) y en menor medida laminada, que intercalan con calizas no fosilíferas (Ce). La ausencia de fósiles en las calizas y su relación con las evaporitas indicarían un ambiente restringido durante la depositación, aunque no se descarta una conexión de la cuenca con el mar, tal como se interpretó en la localidad Vega de los Patos para facies con características similares.

En cuanto a los depósitos netamente fluviales (B-C), las facies conglomerádicas (Tabla 3.1, Gmm, Gc, Gct) son las menos abundantes en el área y muestran generalmente un arreglo estrato-grano decreciente con espesores menores a 3 m y extensión lateral variable (de 1 a 27 m) (Fig. 3.9 A y B).

La geometría de los cuerpos sedimentarios es variable tal como se observó en Vega Grande (Fig. 3.4), con una predominancia de formas lenticulares. Se identificaron estructuras de corte y relleno. Es común en las facies de areniscas, la presencia de clastos angulosos aislados de diversos tamaños (6 cm aprox.). Esta última característica es común en todas las secciones relevadas. La composición de los clastos es fundamentalmente volcánica y corresponde a fragmentos de riolitas, traquitas, dacitas y andesitas. El arreglo típico que se observa en las facies de granulometría más gruesa comienza con conglomerados gruesos a finos (Gcm, Gct), seguido de facies de areniscas gruesas y culmina con facies de areniscas medianas a finas (St, Sh, Sl), estas últimas normalmente con bioturbación (Sm) (Fig. 3.8 y 3.9).

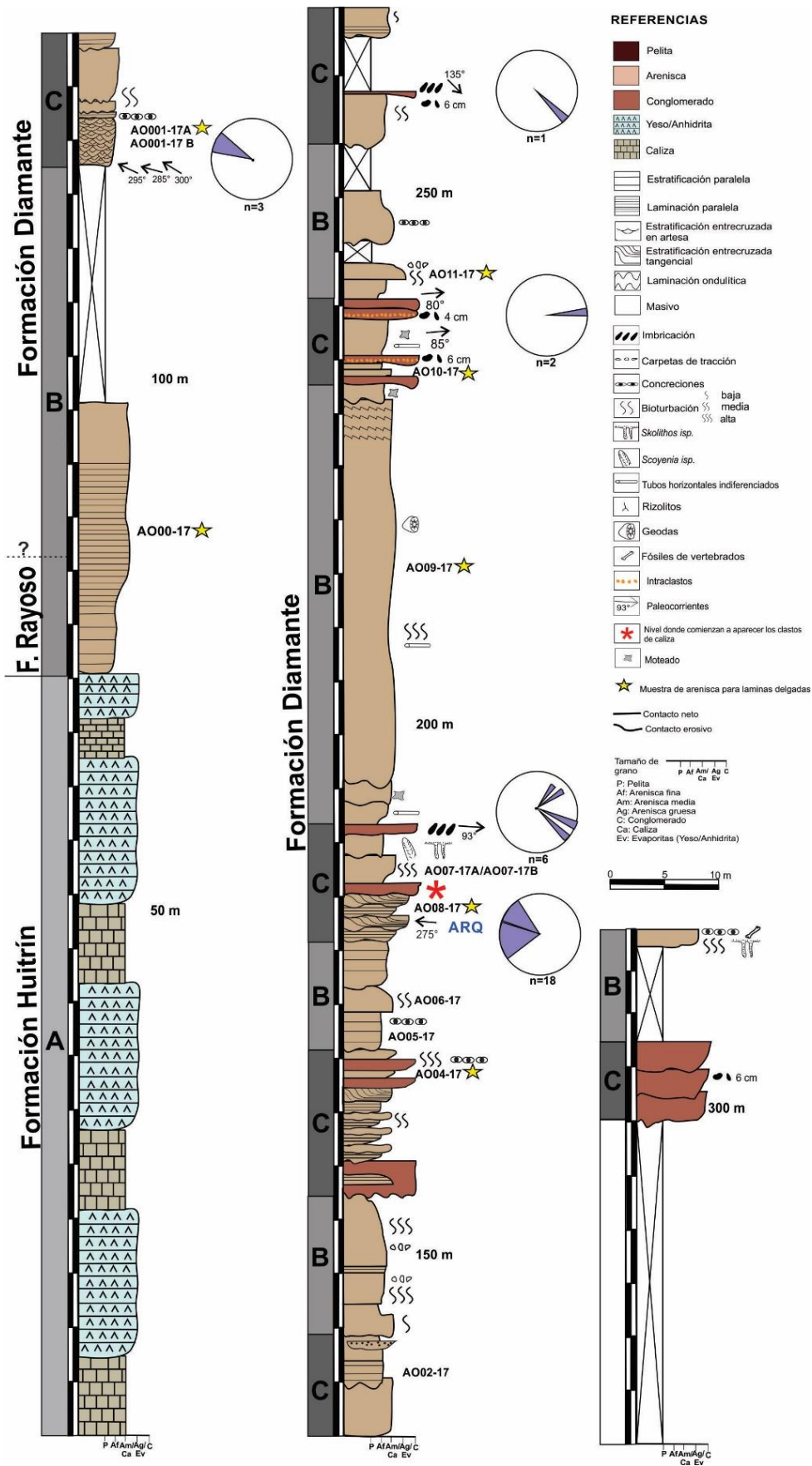


FIGURA. 3.7. Sección estratigráfica medida en el área Arroyo Oscuro.

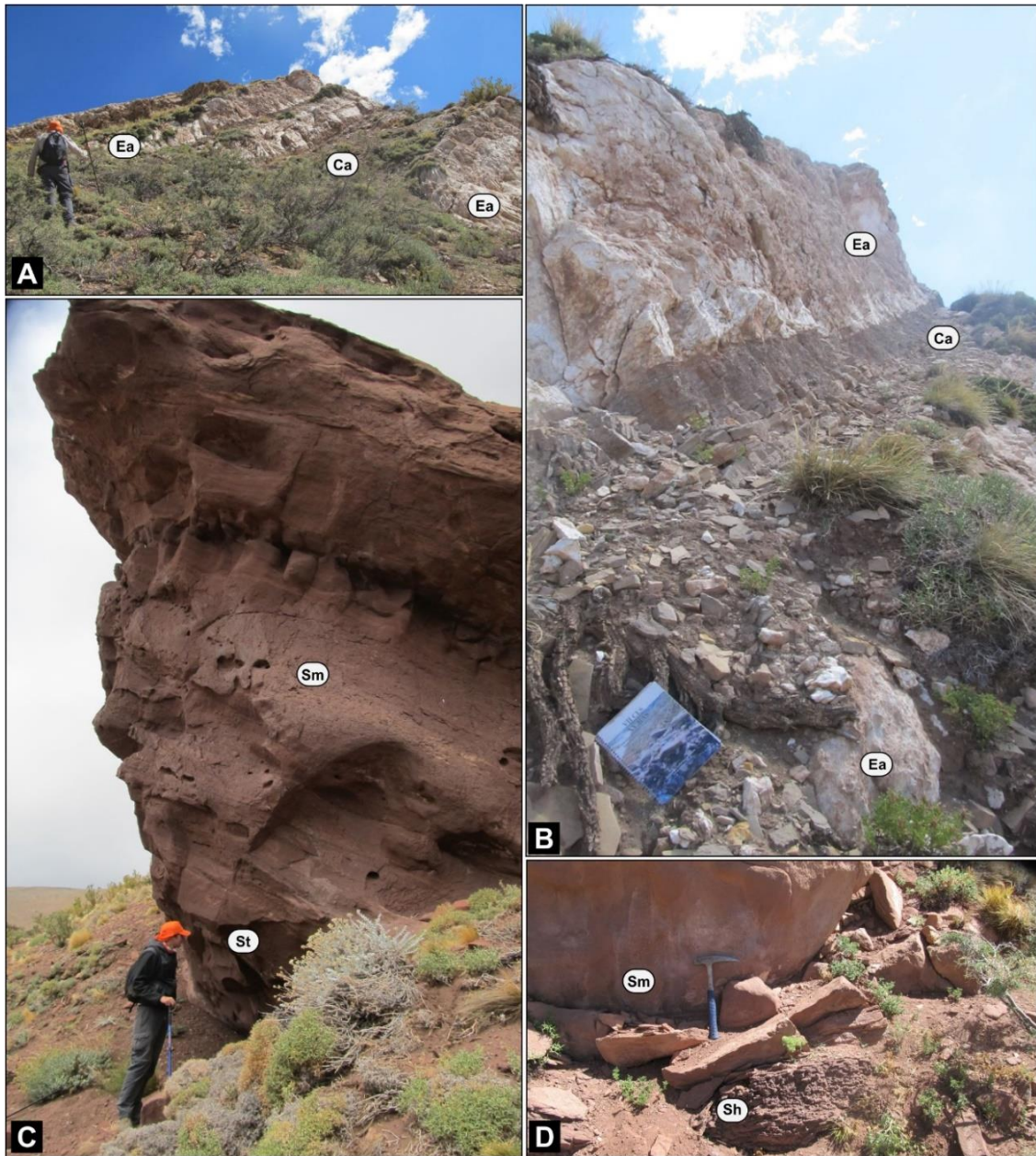


FIGURA. 3.8. Fotografías de campo-Área Arroyo Oscuro. A y B) Intercalación de yeso/anhidrita (Ea) y calizas (Ca) de la Formación Huitrín. C) Facies de areniscas con estratificación entrecruzada tangencial (St) y areniscas macizas (Sm) en la base de la Formación Diamante. D) Facies de areniscas con estratificación paralela (Sh) y areniscas macizas (Sm) en la base de la Formación Diamante.

Aunque predomina el carácter macizo en los depósitos sedimentarios de la Formación Diamante (Fig. 3.8 y 3.9), la presencia de cuerpos canalizados 3-D y clastos imbricados en la sección Arroyo Oscuro, permitió la medición de paleocorrientes con el uso de una brújula *Brunton*®, que a su vez fue corregida por declinación magnética. Los resultados de las mediciones, a pesar de estar limitados

a pocos datos obtenidos (n=44), permite observar cambios importantes en las direcciones de paleocorrientes entre la base (en promedio 280° al oeste) y el tope de la sección Arroyo Oscuro (en promedio 55° al este) (Fig. 3.6).

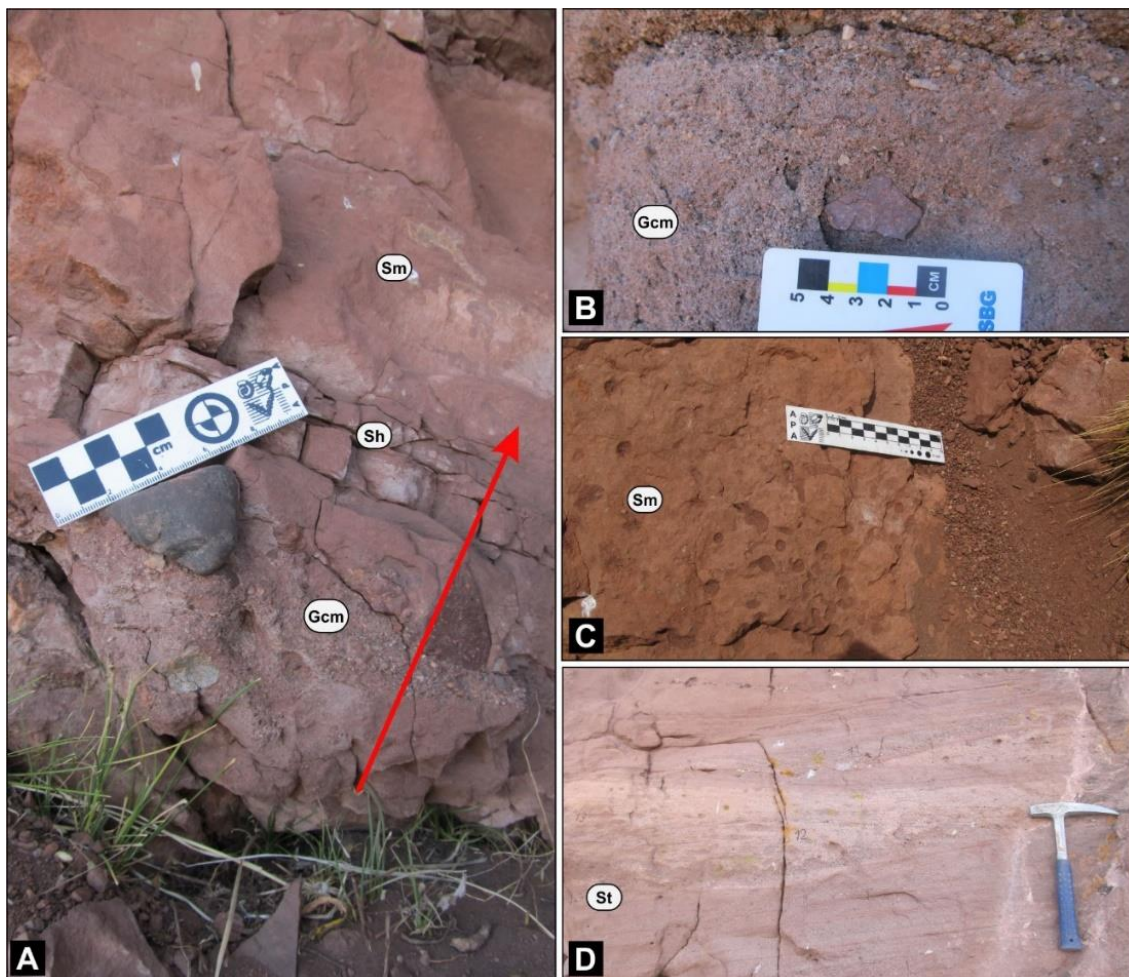


FIGURA. 3.9. Fotografías de campo. A) Arreglo de facies típico en el área Arroyo Oscuro. Facies de conglomerados clasto-soportados macizos (Gcm) con clastos aislados de mayor tamaño, areniscas con estratificación paralela incipiente (Sh) y areniscas macizas hacia el tope, normalmente bioturbadas (Sm). B) Facies de conglomerados clasto-soportados macizos con algunos clastos aislados de mayor tamaño. C) Facies de areniscas macizas con elevada bioturbación. D) Facies de areniscas con estratificación entrecruzada tangencial y en artesa (St).

En particular, la sección Arroyo Oscuro muestra un predominio de facies sedimentarias con estructuras sedimentarias más variadas. Se reconocieron cuatro facies: St, Sh, Sm y Sl (Tabla 3.1). En conjunto, estas facies representan una sucesión continua de canales y barras que se vinculan lateral y verticalmente, exhibiendo geometrías de tipo en cinta (*ribbon*) y en manto (*sheet*), así como

cuerpos individuales. La bioturbación es muy común y se observa frecuentemente obliterando la estructura primaria de la roca (Fig. 3.9 C). En relación a esto último, se observó un aumento de la bioturbación hacia la parte media y tope de la columna en estudio. En cuanto al contenido icnológico, se pudo reconocer *Scoyenia* isp., *Skolithos* isp. y *Arenicolites* isp., junto con tubos verticales y horizontales indiferenciados. Además, la presencia de moteado y nódulos carbonáticos en estas facies arenosas es muy común.

Arroyo Las Playas

Un estudio realizado a escala de detalle de la sucesión sedimentaria cretácica que incluye a los depósitos del Grupo Bajada del Agrio y la Formación Diamante en el área Arroyo Las Playas, permitió la identificación de una variedad de facies sedimentarias. Las características principales de estas facies se sintetizan en la Tabla 3.1.

El espesor total de la sucesión es de 614 m y se distinguieron 13 facies sedimentarias, divididas en cinco grupos texturales; conglomerados, areniscas, pelitas, facies carbonáticas y evaporíticas (Fig. 3.10). Como resultado del análisis de estas facies, se definieron e interpretaron cinco asociaciones de facies; A: lago salobre restringido, B: lago efímero, C: depósitos tipo *sheet-flood*, D: canales y barras y E: llanura de inundación.

En esta localidad, así como en las demás secciones relevadas, las facies de conglomerados constituyen cuerpos sedimentarios con base erosiva y arreglo grano-decreciente. Internamente, estos bancos corresponden a conglomerados clasto-soportados con estratificación paralela (Ghc). Están compuestos por clastos angulosos a sub-angulosos de líticos volcánicos, que alcanzan hasta 3-4 cm respecto al eje A. También se identificaron conglomerados matriz-soportados macizos (Gmm) con clastos sub-angulosos a subredondeados de hasta 6 cm de tamaño respecto al eje-A y conglomerados clasto-soportados macizos (Gcm) con clastos de hasta 7 cm correspondiente a líticos volcánicos y calcáreos, identificados hacia el tope de la sección (Fig. 3.11 C). Finalmente, se identificaron facies de conglomerados clasto-sostenidos con estratificación entrecruzada tangencial y en artesa (Gct), compuestos principalmente por fragmentos líticos volcánicos angulosos a subredondeados.

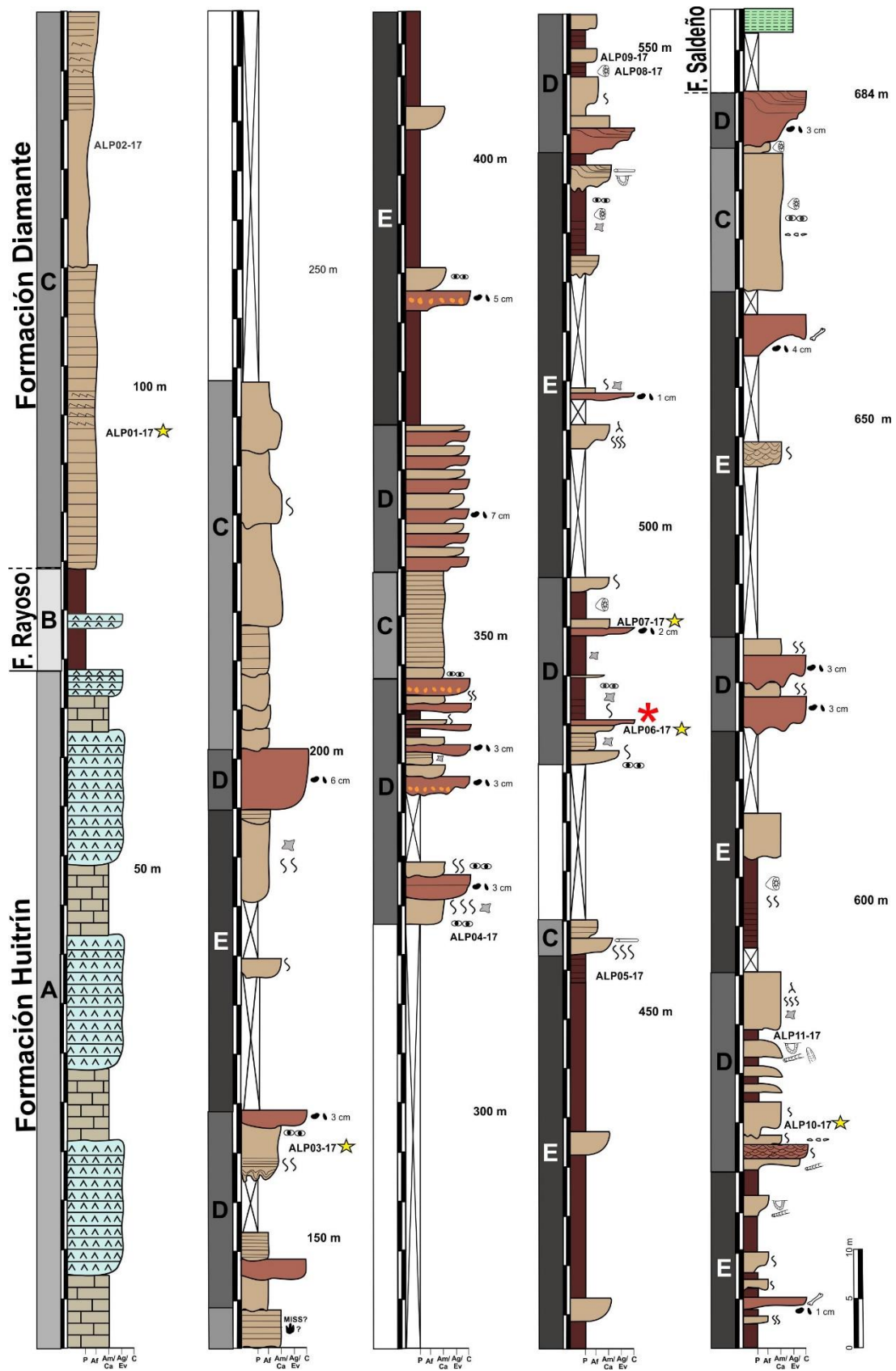


FIGURA. 3.10. Sección estratigráfica medida en el área Arroyo Las Playas.

En referencia a las facies arenosas, se identificaron areniscas medianas a finas con estratificación paralela (Sh), que eventualmente muestran estructuras internas de laminación paralela y ondulítica. También se reconocieron areniscas con laminación paralela (Sl), areniscas conglomerádicas medianas a finas macizas (SGm) con clastos aislados y areniscas macizas de grano medio a fino (Sm), que corresponden a las facies más abundantes en el área de estudio (Fig. 3.11).

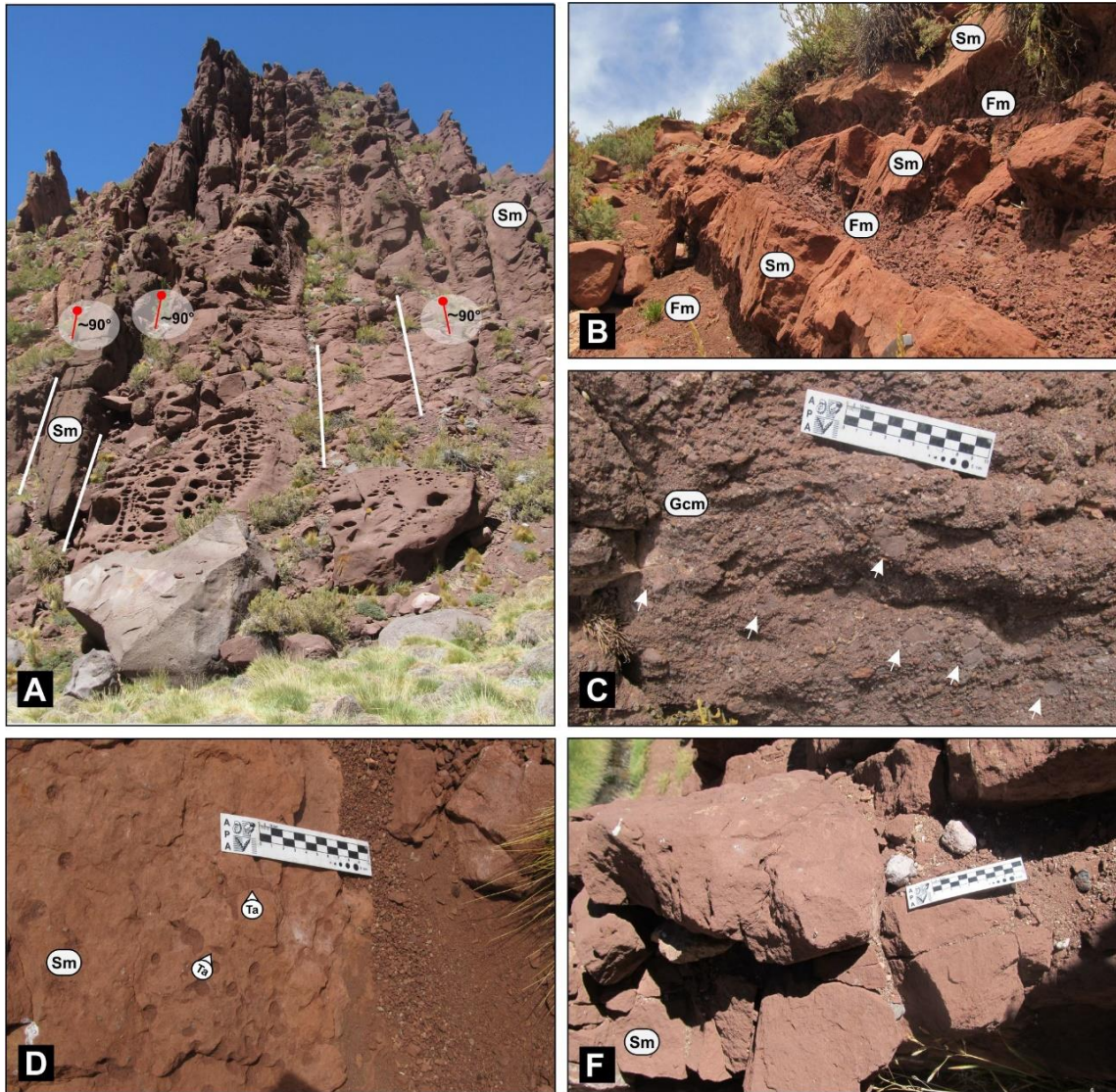


FIGURA. 3.11. Fotografías de campo. A) Naturaleza de los afloramientos de la Formación Diamante en el área Arroyo Las Playas, con estratos inclinados $\sim 90^\circ$. B) Apilamiento vertical de complejos de canales multi-episódicos con facies de areniscas macizas (Sm) que intercalan con facies de pelitas (Fm). C) Conglomerado clasto-soportado macizo (Gcm) compuesto casi exclusivamente de clastos de calizas (flechas blancas). D y F) Facies de areniscas bioturbadas (Sm) con ejemplares de *Taenidium* isp.

Por otro lado, las facies de grano fino están representadas por pelitas macizas (Fm), normalmente semi-cubiertas, pelitas con laminación paralela (Fl) y pelitas con estratificación paralela (Fh). Estas facies generalmente muestran características pedogenéticas como moteado, *slickensides*, *peds* en bloque y subagulares y bioturbación indiferenciada.

Las facies calcáreas y evaporíticas están presentes en la base de la sucesión sedimentaria del área Arroyo Las Playas, así como se mencionó anteriormente en las secciones Vega de los Patos y Arroyo Oscuro y consiste en bancos de yeso/anhidrita macizos (Em) con 70 m de espesor y en menor medida yeso/anhidrita laminada, con intercalaciones de calizas estratificadas (Lh).

3.2. ANÁLISIS DE PALEOCORRIENTES

Las direcciones de paleocorrientes medidas en el área Arroyo Oscuro (n=44) mostraron un cambio significativo entre la base y el tope de la sección (Fig. 3.7), definiendo un cambio en la dirección del sistema de drenaje de la cuenca. Los datos muestran direcciones de paleocorrientes desde el este (en promedio hacia 285° Az.) en la base de la sección y desde el oeste (en promedio hacia 093° Az.) en el tope de la misma. Sin embargo, en el área de Arroyo Las Playas, el dato de paleocorriente se limita a una sola medición (hacia 15 ° Az) en la parte superior, debido a la ausencia de estructuras sedimentarias medibles en 3-D y los escasos niveles con clastos imbricados.

3.3. ANÁLISIS PETROGRÁFICO

Grupo Bajada del Agrio

La sección evaporítica de la sucesión correspondiente específicamente a la Formación Huitrín, está representada por potentes cuerpos de yeso/anhidrita, intercalados con bancos carbonáticos de dos metros de espesor. La muestra VLP-AL, extraída de la base de la sección Vega de los Patos (Fig. 3.5), está constituida por cuplas calcáreo-anhidritas, con microbandeamientos claros y oscuros, de tonos parduzcos, características observadas además por Legarreta y Boll (1982). En cuanto a la muestra VLP-AM, presenta cristales de yeso y anhidrita distribuidos de manera homogénea, dando una textura maciza. Estudios experimentales y de análogos sedimentarios modernos, indican que, en condiciones normales de

superficie, el yeso primario es el que comúnmente precipita (Dedić *et al.* 2018 y trabajos allí citados). Esto sugiere que la composición yeso/anhidrita puede ser producto de un proceso diagenético derivado de la deshidratación del yeso primario (Lothari *et al.* 2020).

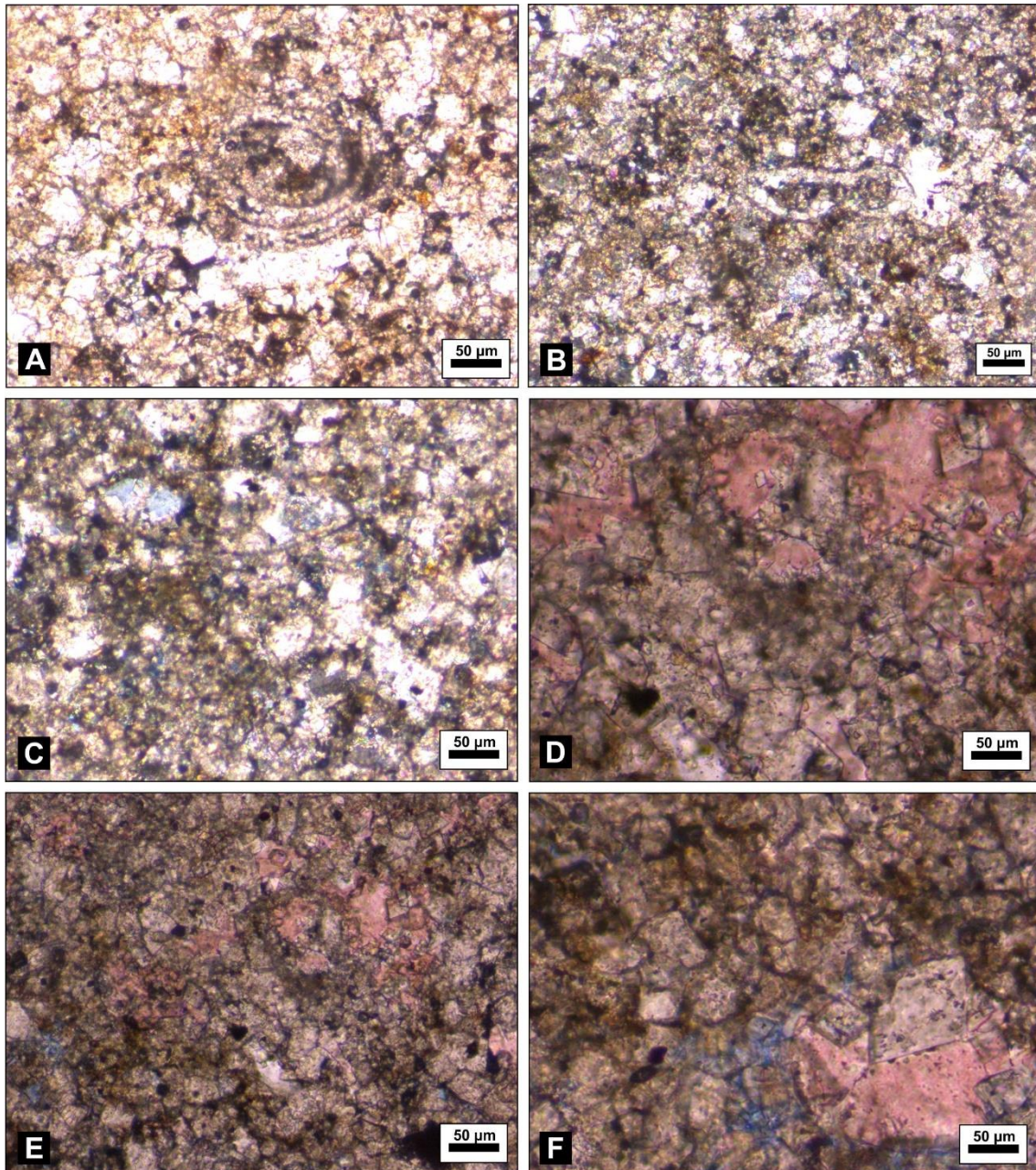


FIGURA. 3.12. Fotomicrograffas de la muestra VLP-C con nicoles paralelos (Lothari *et al.*, 2020). A, B y C) Presencia de estructuras biogénicas de microfósiles débilmente preservadas. D, E y F) Identificación de cristales romboédricos de dolomita, cemento carbonático (con tinción) y porosidad (en color azul).

Por último, la muestra VLP-C, está compuesta principalmente por cristales romboédricos de dolomita, illita y calcita, estos últimos ocupan los espacios porales (Fig. 3.12). Se interpreta que la roca precipitó como caliza y que durante su diagénesis sufrió dolomitización (Wang *et al.* 2015). Siguiendo el criterio de Wang *et al.* (2015), la muestra VLP-C correspondería a una dolomitización intensa, es decir que la cantidad de calcita dolomitizada está entre el 50% y el 90%. Quedando los espacios porales ocupados, en la mayoría de los casos, por calcita microcristalina residual y, en menor medida, por pátinas de illita. También es importante destacar la presencia de microfósiles (Fig. 3.12) (Lothari *et al.* 2020).

Formación Diamante

El análisis petrográfico realizado en cada sección de estudio, permitió obtener una descripción general de los componentes principales de la fracción clástica (Ver Anexo 1 y 3 para más detalles en el conteo). Se discriminaron y cuantificaron diferentes tipos de cuarzo (Q), feldespatos (F) y fragmentos líticos (L) (Gómez *et al.* 2020a,b, Lothari *et al.* 2020). Los resultados del conteo modal realizado indican que las areniscas de la Formación Diamante (en promedio $Q_{36}F_{15}L_{31}$), son principalmente, litoarenitas feldespáticas, feldarenita lítica y en menor medida litoarenitas (Folk *et al.* 1970), con porcentajes de matriz por debajo del 10% (Fig. 3.15A). A continuación, se detallarán los componentes principales con sus porcentajes promedio respecto al total mencionado anteriormente y correspondiente a todas las muestras analizadas.

El cuarzo es el componente principal en todas las muestras, tanto en su forma monocristalina (30%) como policristalina, de manera más subordinada (6%). Los cristales con extinción recta (22%) y ondulosa (5%) son predominantemente angulosos y sub-angulosos indicando un transporte reducido, siendo minoría los individuos subredondeados. Por otro lado, se observó cuarzo engolfado y cuarzo en rocas volcánicas (3%), evidenciando aporte de una fuente volcánica (Fig. 3.13 y 3.14).

Los feldespatos alcalinos (9%) generalmente se observan como cristales individuales o como fenocristales en líticos volcánicos félsicos y son mucho más abundantes que las plagioclasas. En Vega de Los Patos se observa una variación en el contenido y composición de feldespatos. La proporción de plagioclasas (6%) es

más elevada en la base y decrece hacia el tope, mientras que con los feldespatos alcalinos sucede lo contrario (Lothari *et al.* 2020). La relación feldespato plagioclasa/feldespato alcalino muestra valores bajos y solo pudo comprobarse a lo largo de las secciones Vega de Los Patos y Arroyo Las Playas.

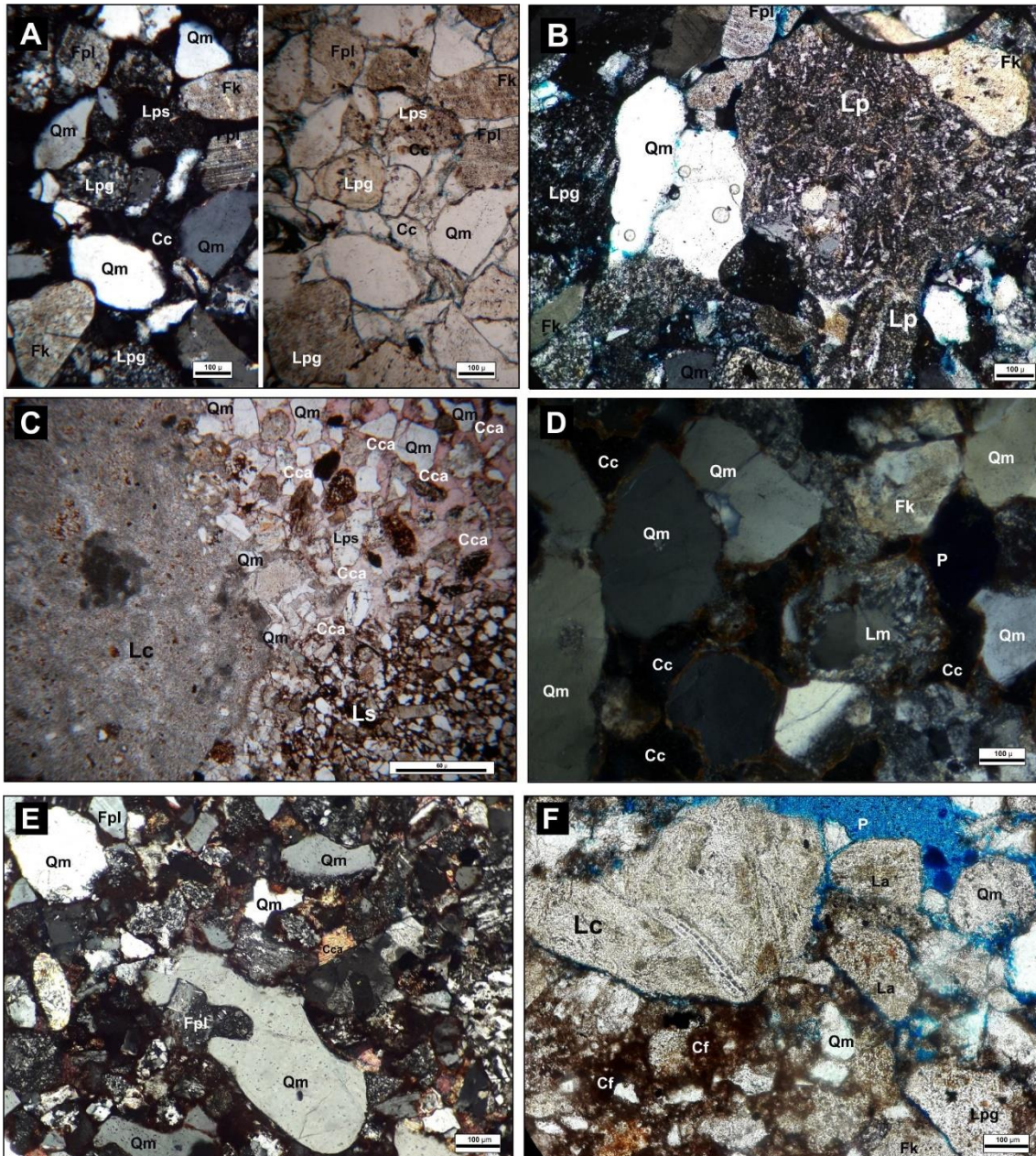


FIGURA. 3.13. Fotomicrográficas de los componentes principales (Vega Grande-VG y Vega de los Patos- VLP). A) Muestra VG1; cuarzo monocristalino (Qm), feldespato alcalino (Fk), plagioclasa (Fpl), fragmentos líticos paleovolcánicos granulares (Lpg) y seriado (Lps). Analcima como cemento principal (Cc). Fotomicrográficas en NP y NX. Escala: 100 μ m. B) Muestra VG4; cuarzo monocristalino (Qm), feldespato alcalino (Fk), plagioclasa (Fpl) y fragmento lítico piroclástico (Lp), con trizas vítreas alteradas. Fotomicrografía en NX. Escala: 100 μ m. C) Muestra VG16; porcentaje

alto de fragmentos líticos calcáreos (Lc). Escala: 60 μm . D) Muestra VLP02; cuarzo monocristalino (Qm), feldespato alcalino (Fk), fragmento lítico metamórfico (Lm), cemento ceolítico de tipo analcima (Cc) y porosidad (P). Fotomicrografía en NX. Escala: 100 μm . E) Muestra VLP06; cuarzo monocristalino (Qm), feldespato alcalino (Fk), fragmentos líticos paleovolcánicos granulares (Lpg) y seriados (Lps), otros líticos alterados (Lo) y porosidad (P). Fotomicrografía en NX. Escala: 100 μm . F) Muestra VLP09; cuarzo monocristalino (Qm), feldespato alcalino (Fk), fragmentos líticos granulares (Lpg) y seriados (Lps), cemento carbonático (Cca) y fragmentos líticos metamórficos (Lm). Fotomicrografía en NP. Escala: 100 μm . NP: nicoles paralelos, NX: nicoles cruzados.

Los fragmentos líticos (31%) son muy abundantes en todas las secciones analizadas y el reconocimiento de sus diferentes categorías es de suma importancia en los estudios de procedencia. Los fragmentos líticos son casi exclusivamente volcánicos y más específicamente del tipo paleovolcánico siguiendo los criterios utilizados por Critelli e Ingersoll (1995). Predominan los fragmentos paleovolcánicos de composición ácida a intermedia con textura granular, micro granular, seriada, *lathwork*, microlítica y en menor medida eutaxítica (Gómez *et al.* 2020a,b, Lothari *et al.* 2020) (Fig. 3.13 y 3.14). Se observó un porcentaje elevado (hasta 5%) de fragmentos líticos sedimentarios de composición carbonática en la parte media de las secciones de Vega Grande y Arroyo Oscuro (Fig. 3.13 C-Fig. 3.14 D). Por último, los fragmentos líticos metamórficos y plutónicos no son abundantes (en promedio suman el 5% del total) y muestran una distribución irregular.

En cuanto a los cementos (14%), el ferruginoso es el más abundante, seguido por el carbonático, arcilloso y ceolítico. En Vega de los Patos, se puede destacar una relación inversa entre los cementos carbonáticos y ferruginosos, cuando uno de los dos es abundante el otro es escaso o nulo. El cemento ferruginoso es muy común como resultado de la oxidación de líticos volcánicos y minerales máficos en presencia de aguas ricas en oxígeno, formando goethita y limonita que, en una etapa más avanzada de la diagénesis, se deshidratan para dar hematita (Scasso y Limarino 1997, Lothari *et al.* 2020). Por otro lado, el cemento ceolítico corresponde a la variedad analcima y se encuentra relleno totalmente los poros (Fig. 3.13 A y D-Fig. 3.14 B). El cemento ceolítico es dominante en ambientes lacustres alcalinos principalmente como analcima y un producto común en la diagénesis de rocas volcanoclásticas. Esto es debido a que las ceolitas

producen a partir de la hidratación del vidrio o de plagioclasas y puede liberarse Ca^{+2} que precipita como cemento carbonático (Scasso y Limarino 1997, Lothari *et al.* 2020, Gómez *et al.* 2020b).

Los constituyentes menores son las micas, opacos, junto con minerales pesados como circones y apatita, entre otros (en promedio 4%) (Fig. 3.14 E y F).

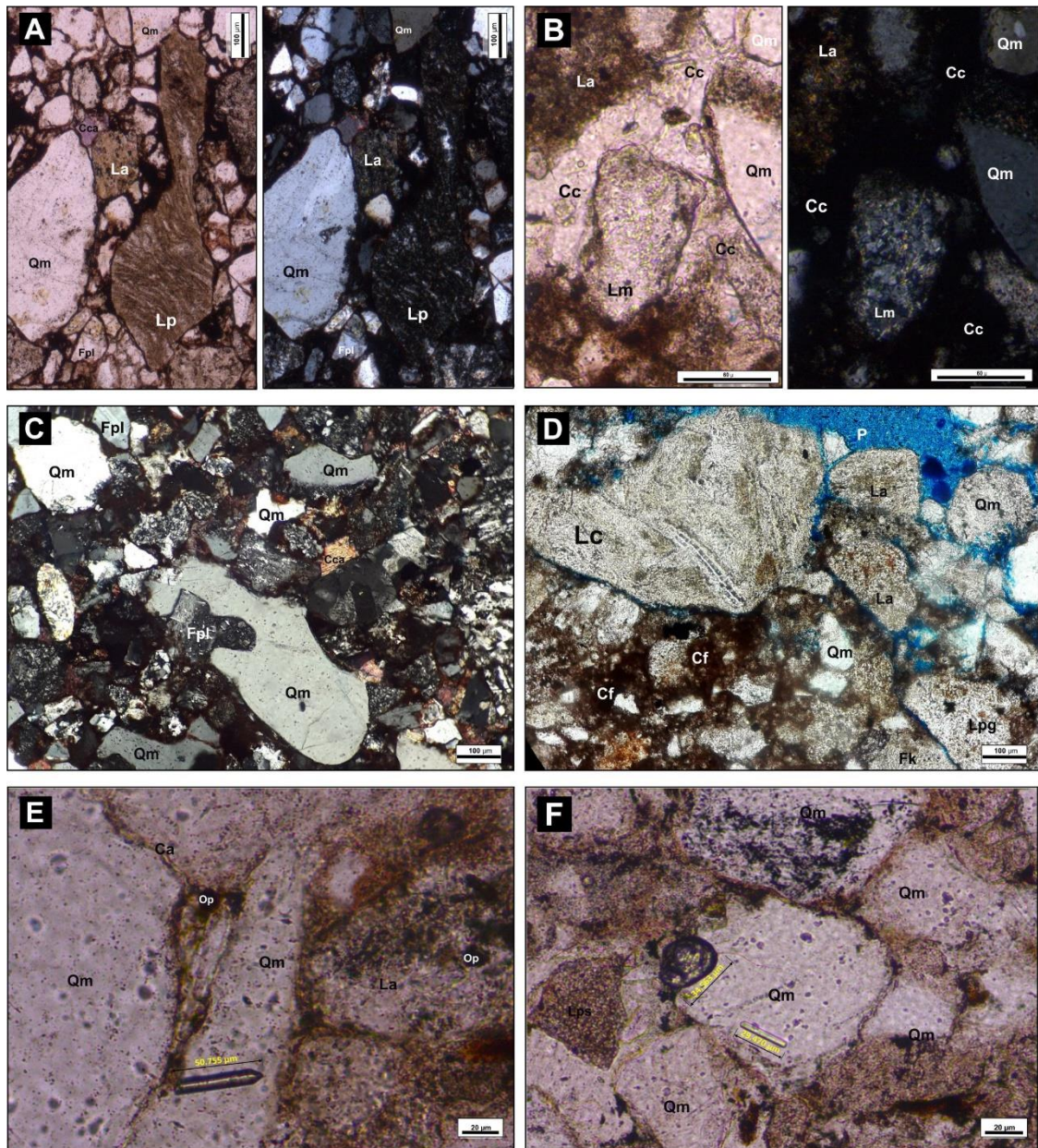


FIGURA. 3.14. Fotomicrografías de los componentes principales (Arroyo Oscuro-AO y Arroyo Las Playas-ALP). A) Muestra A001; cuarzo monocristalino (Qm), plagioclasa (Fpl), fragmentos líticos alterados e indeterminados (La) y fragmentos líticos paleovolcánicos pirocústicos (Lp) con texturas eutaxíticas. Calcita como cemento principal (Cca). Fotomicrografías en NP y NX. Escala: 100 µm. B) Muestra ALP06; cuarzo monocristalino (Qm), fragmentos líticos alterados e

indeterminados (La) y fragmentos líticos paleovolcánicos seriados (Lps). Analcima como cemento ceolítico principal (Cc). Fotomicrografías en NP y NX. Escala: 60 μm . C) Muestra A008; cuarzo monocristalino (Qm) con engolfamiento, plagioclasa (Fpl), cemento carbonático (Cca) y diferentes tipos de fragmentos líticos paleovolcánicos. Fotomicrografía en NX. Escala: 100 μm . D) Muestra ALP06; fragmento lítico calcáreo (Lc), cuarzo monocristalino (Qm) fragmento lítico paleovolcánico granular (Lpg), feldespato alcalino (Fk), fragmentos líticos alterados e indeterminados (La), cemento ferruginoso (Cf) y porosidad (P). Fotomicrografía en NP. Escala: 100 μm . E y F) Muestra ALP01; cuarzo monocristalino (Qm), fragmentos líticos alterados e indeterminados (La), fragmentos líticos paleovolcánicos seriados (Lps) y opacos (Op). Ambas fotomicrografías además, muestran un grano de circón redondeado (36,563 μm) y dos granos angulosos de apatita/circón (50,755 y 29,470 μm). Fotomicrografía en NP. Escala: 20 μm . NP: nicoles paralelos, NX: nicoles cruzados.

En cuanto a los diagramas de discriminación de procedencia de Dickinson *et al.* (1983), los resultados del Qt-F-Lt recalculado al 100% muestran principalmente procedencia a partir de un orógeno reciclado para las muestras analizadas y en menor medida a partir de arco disectado y transicional (Fig. 3.15B).

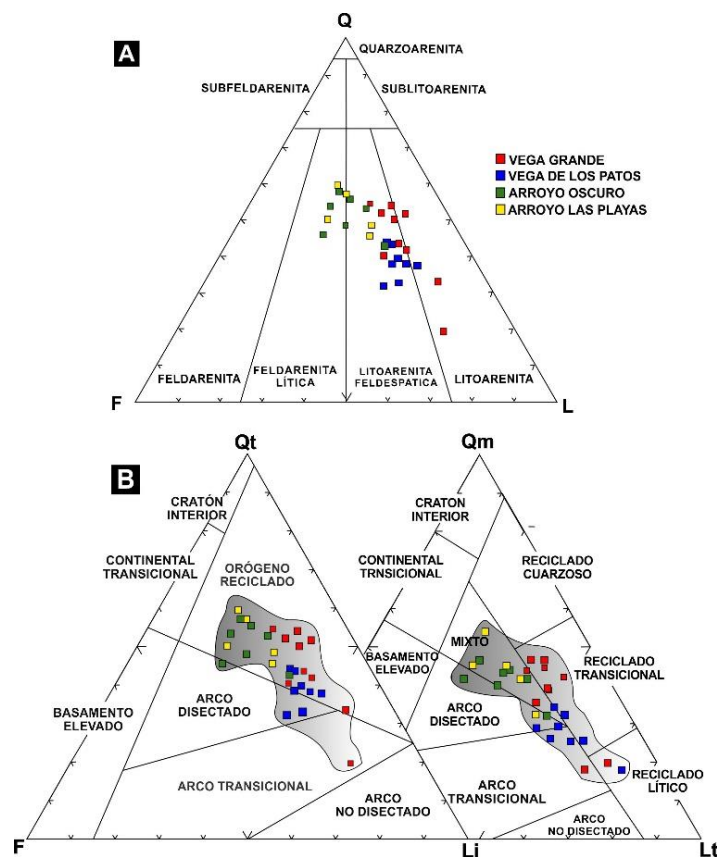


FIGURA. 3.15. A) Clasificación de areniscas QFL de acuerdo a Folk *et al.* (1970), de todas las muestras analizadas. B) Diagramas QFL y QmFLt en areniscas de la Formación Diamante que

muestran las áreas de procedencia, basado en Dickinson *et al.* (1983). Q: cuarzo total, F: feldspatos totales, L: fragmentos líticos totales, Qm: cuarzo monocristalino, Lt: fragmentos líticos totales más cuarzo policristalino.

Por otro lado, en el diagrama Qm-F-Lt, las distribuciones de las muestras se agrupan en diversos campos, sin una tendencia en el origen del material (mixto; arco disectado y transicional; reciclado cuarzoso, transicional y lítico) (Fig. 3.15B).

3.4. ANÁLISIS DE EDADES U-Pb EN CIRCONES DETRÍTICOS

Se analizaron dos muestras de la Formación Diamante para estudios de geocronología U-Pb en circones detríticos (Ver Anexo 2 para los datos analíticos).

Los histogramas de frecuencia y diagramas de probabilidad relativa, obtenidos del análisis de las edades U-Pb en circones detríticos, se pueden observar en la Fig. 3.16.

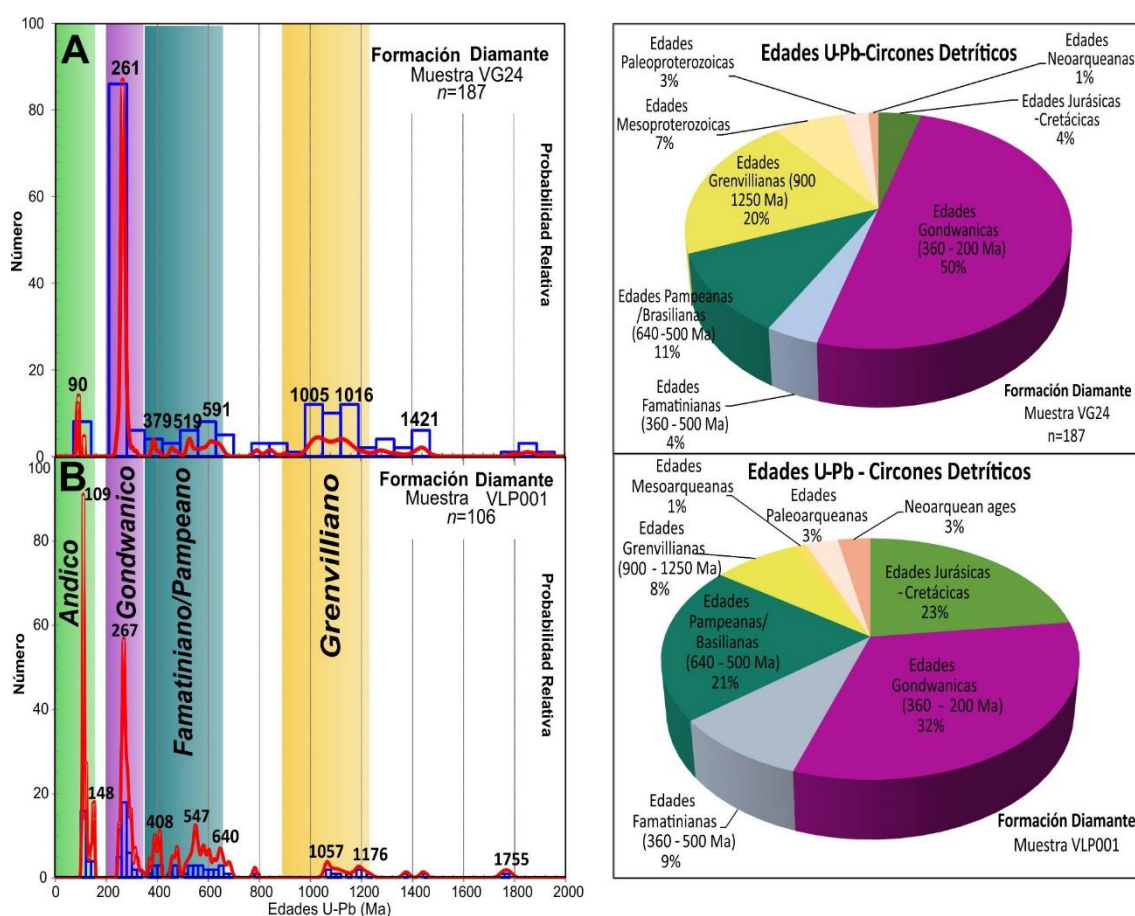


FIGURA. 3.16. A y B) Diagramas de Probabilidad relativa e histogramas de frecuencias mostrando los picos principales de edades U-Pb en circones detríticos (Muestra VG24: Vega Grande; Muestra

VLP001: Vega de Los Patos). A la derecha, diagramas circulares mostrando los porcentajes de cada población.

La muestra de la sección Vega Grande corresponde a una toba retrabajada (VG24, n=187) extraída del tope de la sección ($34^{\circ}40'18.56''S$; $69^{\circ}40'3.32''O$), cerca del contacto con la Formación Saldeño. Se obtuvieron 187 edades U-Pb, las cuales presentan una distribución de patrones multimodal (Fig. 3.16 A). La muestra está representada por tres poblaciones principales, 250-300 Ma (50%), 900-1.200 Ma (20%) y 500-600 Ma (11%), con picos menores que corresponden a los circones más jóvenes de edad cretácica (4%), así como aquellos de edad Paleozoico inferior (4%), Mesoproterozoico (7%), Paleoproterozoico (3%) e incluso circones de edad Neoarqueana (1%) (Fig. 3.16 A).

Por otro lado, el análisis de una muestra de litoarenita (VLP001, n=212) extraída de la base de la sección Vega de los Patos, cerca del contacto con el Grupo Bajada del Agrio, permitió distinguir tres picos principales; 250-365 Ma (32%), 500-700 Ma (21%) y 100-153 Ma (23%). Una de las diferencias en la distribución de edades en ambas muestras (VG24 y VLP001) es el pico de edades jóvenes. En el caso de la muestra VLP001, la población de edades jóvenes es mayor e incluye edades del Jurásico Superior y Cretácico Inferior tardío-Superior (Fig. 3.16 B). Otra diferencia que logra apreciarse al comparar los diagramas de ambas muestras, es el pico y porcentaje de edades grenvillianas y gondwanicas, siendo mayor en la muestra extraída del tope de la sección Vega Grande (Fig. 3.16). Más adelante, se discutirá que implicancia tienen estas diferencias en el análisis de procedencia. En corte delgado (Fig. 3.17), la muestra VLP001 tiene un alto contenido de cuarzo monocristalino con extinción recta (15%), se observa además cuarzo engolfado (3%) y cuarzo como parte de fragmentos líticos volcánicos (6%). Entre las variedades de feldespato, no hay predominancia entre uno u otro tipo (6% de plagioclasa; 5% feldespato alcalino). En cuanto a los fragmentos líticos, hay un predominio de líticos paleovolcánicos con textura microgranular (16%) y seriada (5%). Respecto al tipo de cemento, el porcentaje está dividido entre cemento carbonático (6%) y ceolítico (6%) respecto al porcentaje total de clastos contados (n=400). Las ceolitas corresponden a la variedad analcima (ver discusión más adelante respecto a la importancia de la ocurrencia de esta variedad).

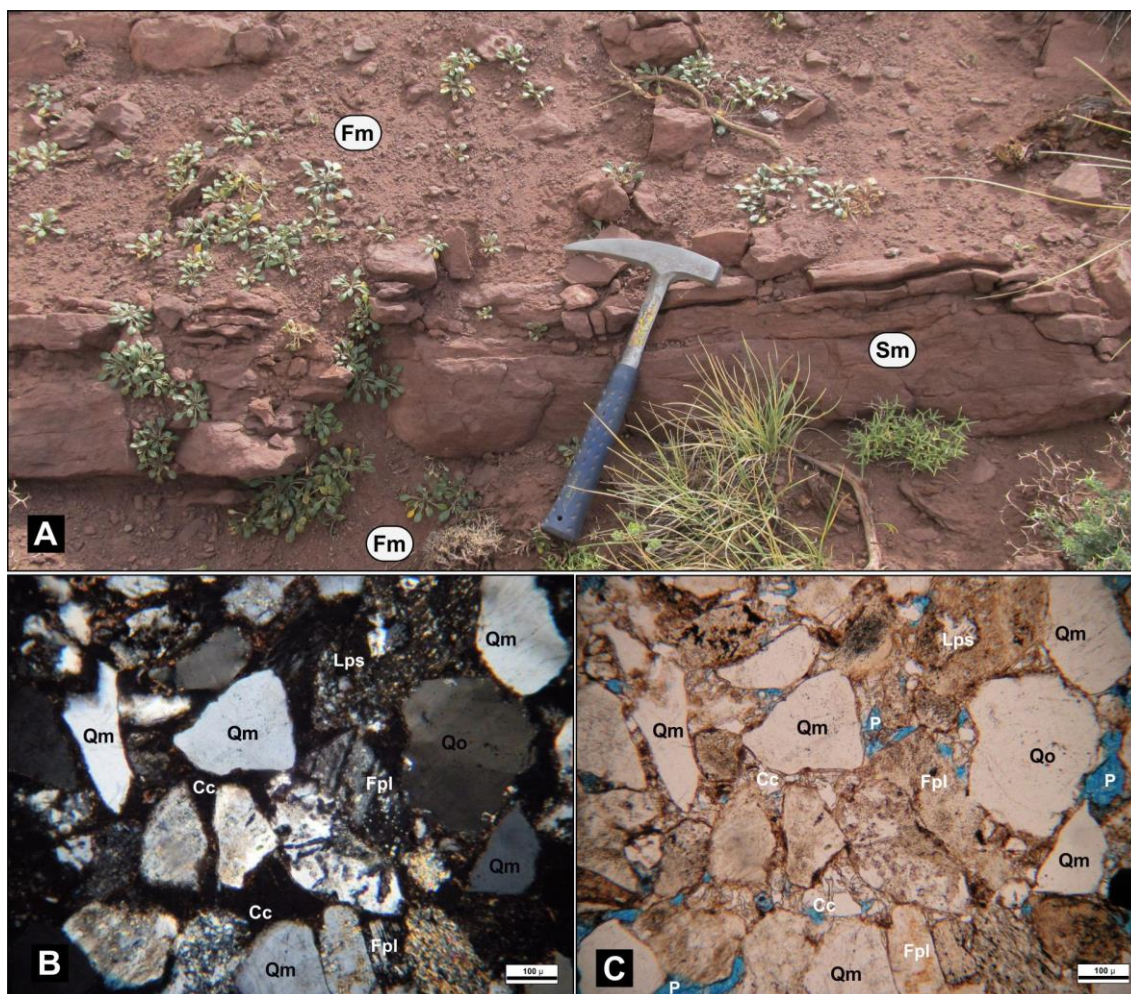


FIGURA. 3.17. A) Nivel muestreado con facies de litoarenita maciza (Sm). B) Fotomicrografía en NX de los componentes principales (muestra VLP001-Vega de los Patos); cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo con extinción ondulosa (Qo), plagioclasa (Fpl), fragmento lítico paleovolcánico seriado (Lps), cemento ceolítico (Cc), porosidad (P). C) ídem anterior, pero NP. Escala 100 μm .

Edad Máxima Depositacional

Ambas muestras contienen grupos de circones con edades U-Pb jóvenes que pueden usarse para determinar la edad máxima depositacional.

Para el cálculo de esta edad se consideraron diferentes formas de medición, desde la más robusta a la menos robusta desde el punto de vista estadístico (Dickinson y Gehrels 2009). Como resultado del análisis de los datos, la media ponderada del grupo de circones más jóvenes, de dos o más granos que se superponen con una incertidumbre de 1σ , fue la estimación que mejor se ajustó en las muestras de la Formación Diamante. Las edades obtenidas también se superponen con la edad *TuffZirc*, especialmente para el caso de la muestra VG24, ya que en el caso de la muestra VLP001 lo hace con cierta incertidumbre. *TuffZirc*

age es un algoritmo definido por Ludwig y Mundil (2002) para el grupo de granos con edades coherentes más jóvenes. Finalmente, y comparando ambas formas de obtención de la edad máxima depositacional, se optó por utilizar la primera estimación debido a que el error es menor (1σ), mientras que en el algoritmo *TuffZirc* la incertidumbre es mayor (2σ). Los detalles analíticos se proporcionan en el Anexo 2.

La muestra de toba retrabajada (VG24) del tope de la sección Vega Grande muestra una edad máxima depositacional de **91,1 ± 2,2 Ma (1σ : n=3)** (Fig. 3.18 A), mientras que la muestra de litoarenita de la base de la sección Vega de los Patos, muestra una edad máxima depositacional de **107,2 ± 1,4 Ma (1σ : n=4)** (Fig. 3.18 B).

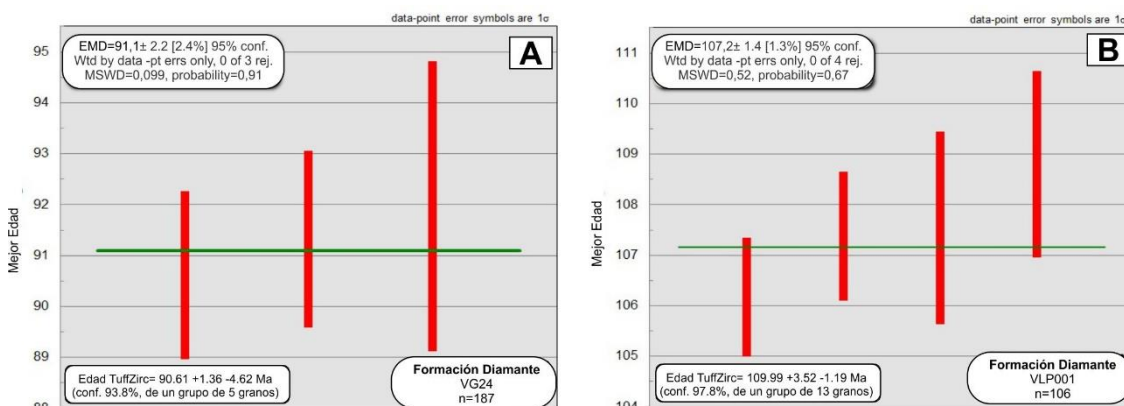


FIGURA. 3. 18. A y B) Edades máximas depositacionales calculadas para ambas muestras.

3.5. TRAZAS DE FISIÓN EN APATITAS (*AFT*) Y CIRCONES (*ZFT*)

La muestra VLP001 perteneciente a la base de la Formación Diamante, indica una edad *AFT* Cretácico Inferior tardía (Albiano) de $111,9 \pm 13,6$ Ma (Tabla 2.1), vinculada a una única población estadística de edades por grano con un bajo grado de dispersión evidenciado por un valor $P(x^2) > 5\%$ (Fig. 4.7). La distribución de edades por grano refleja que las edades más frecuentes se sitúan entre los 100 y 120 Ma, seguidas por edades de ~ 200 Ma (Fig. 4.7).

En cuanto al análisis de *ZFT*, 37 cristales de circón de la Formación Diamante (muestra 2119), no pasaron la prueba de Chi cuadrado ($P(x^2) << 5\%$) (Fig. 4.7), resultando en dos poblaciones discretas de edades: $P_1 = 156 \pm 15,9$ Ma (71%) y $P_2 = 256,8 \pm 45,15$ Ma (29%) (Tabla 2.1, Fig. 4.7). Ambas poblaciones son

visibles en los diagramas de distribución de frecuencias de edades por grano (Figs. 4.7 B-C). Para más detalles acerca de los resultados consultar el Anexo 4.

3.6. ANÁLISIS MORFOLÓGICO DE APATITAS Y CIRCONES (SEM)

De un total de 530 cristales de apatitas analizados pertenecientes a la muestra VLP001, 383 cristales presentan morfologías redondeadas (Fig. 3.19 C), equivalentes a un 56% del total. Cristales angulosos (Fig. 3.19 A) y sub-angulosos (Fig. 3.19 B) representan un 21% y 23% respectivamente. Los 147 cristales de apatita restantes no fueron considerados para este análisis por contener fracturas que dificultaron el reconocimiento de su morfología (Ver Anexo 5 para más detalles).

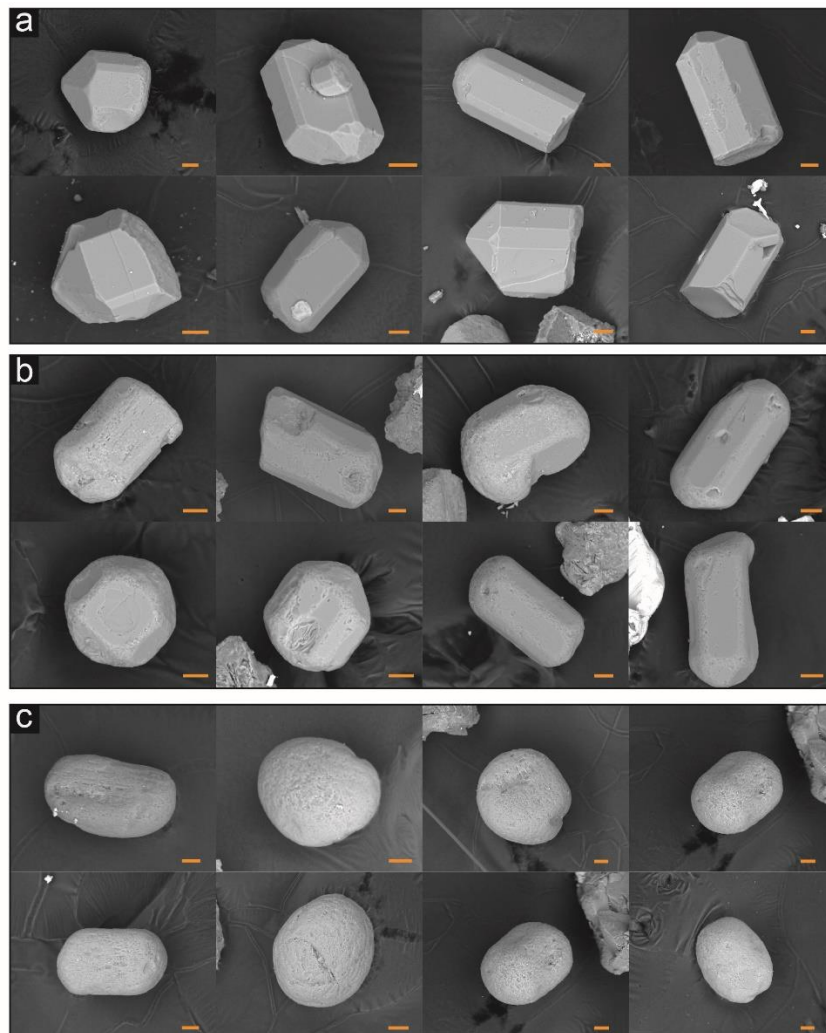


FIGURA. 3.19. Imágenes del microscopio electrónico de barrido (SEM) que muestra la clasificación morfológica propuesta para los granos de apatita de la muestra VLP001. A) Angularo. B) Sub-angularo. C) Redondeado. Escala: 20 µm.

Por otro lado, de un total de 508 cristales de circones analizados pertenecientes a la muestra VLP001, 144 cristales presentan morfologías subangulosas (Fig. 3.20 B), equivalentes a un 28% del total. Cristales angulosos (Fig. 3.20 A) y redondeados (Fig. 3.20 C) representan un 23% (119 cristales) y 19% (98 cristales) respectivamente. Los 147 cristales de circón restantes no fueron considerados para este análisis por contener fracturas que dificultaron el reconocimiento de su morfología (Ver Anexo 5 para más detalles).

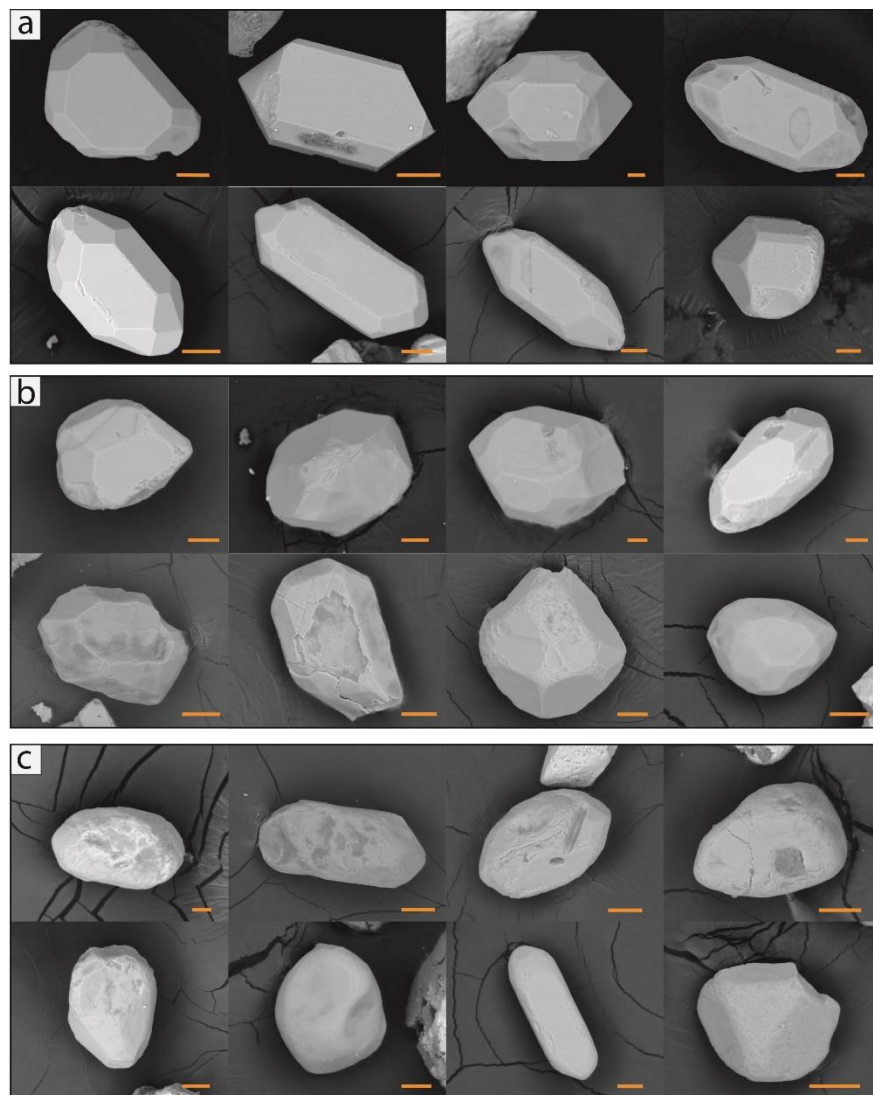


FIGURA. 3.20. Imágenes del microscopio electrónico de barrido (*SEM*) que muestra la clasificación morfológica propuesta para los granos de circón de la muestra VLP001. A) Anguloso. B) Subanguloso. C) Redondeado. Escala: 20 μm .

3.7. REFERENCIAS

- Critelli, S., e Ingersoll, R.V. 1995. Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanic sand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Southern California). *Sedimentology* 42: 783–804.
- Dedić, Ž., Ilijanić, N., y Miko, S. 2018. A mineralogical-petrographical study of evaporites from Mali Kukor, Vranjkovići and Slane Stine quarry (Upper Permian evaporites from Dalmatia, Croatia). *Geologia Croatica* 71(1):19-28.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., y Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in Relation to Tectonic Setting. *Geological Society of America* 94: 222–235.
- Dickinson, W.R., y Gehrels, G.E. 2009. Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau database. *Earth and Planetary Science Letters* 288(1–2): 115–125.
- Folk, R.L., Andrews, P.B., y Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics* 13: 937–968.
- Gabriele, N.A. 2016. Evapofacies del Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior, Cuenca Neuquina, Argentina): paleoambientes, evolución y controles. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 23 (1):35-69.
- Gómez, R., Tunik, M. A., y Casadío, S. A. 2020a. Fluvial deposits as a record of the Late Cretaceous tectonic activity in southern Central Andes, Argentina. *Andean Geology* 47 (2): 256-274.
- Gómez, R., Galetto, A., Arzadún, G., Tunik, M., Casadio, S., Parada, M., y Lothari, L. 2020b. Multi-proxy provenance analysis of Upper Cretaceous deposits in the Andes (34-35°S): evidence of coeval volcanism with the onset of the Andean orogen. *Cretaceous Research* (Enviado).
- Legarreta, L. y Boll, A. 1982. Formación Huitrín. Análisis estratigráfico y esquema prospectivo. Provincia de Mendoza. YPF, Informe interno (inédito).
- Legarreta, L., Gulisano, C.A., y Uliana, M.A. 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. *12° Congreso Geológico Argentino* 1 (9): 87-114.

- Lescano, M.A., Lazo D.G., Cataldo C.S., Aguirre-Urreta M.B., y Concheyro A. 2015. Primer hallazgo de nanofósiles calcáreos en el Miembro La Tosca, Formación Huitrín, Sierra de Cara Cura, Mendoza. Reunión de Comunicaciones “60 años (1955 2015)” de la Asociación Paleontológica Argentina. Actas 2015: 71-72.
- Lothari, L., Gómez, R., Tunik, M., y Casadio, S. 2020. Análisis de facies y petrografía de los depósitos del Cretácico Superior en el norte de la cuenca Neuquina: implicancias para el inicio de la etapa de *foreland*. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 27 (1): 3-28.
- Ludwing, K.R., y Mundil, R. 2002. Extracting reliable U-Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs. Geochimica et Cosmochimica Acta 66: 463.
- Miall, A.D. 2014. Fluvial Depositional Systems. Springer: 316 p., New York.
- Moscariello, A. 2017. Alluvial fans and fluvial fans at the margins of continental sedimentary basins: geomorphic and sedimentological distinction for geoenery exploration and development. Geological Society, Special Publications 440: 215-243.
- Scasso, R.A. y Limarino, C.O. 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación especial.
- Tunik, M.A. 2001. Análisis sedimentológico y tectónico de la primera ingresión atlántica en la Alta Cordillera de Mendoza. Tesis doctoral (Inédito), Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 257 p., Buenos Aires.
- Wang, G., Li, P., Hao, F., Zou, H., y Yu, X. 2015. Dolomitization process and its implications for porosity development in dolostones: A case study from the Lower Triassic Feixianguan Formation, Jiannan area, Eastern Sichuan Basin, China. Journal of Petroleum Science and Engineering 131:184-199.



CAPÍTULO 4
INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS Y DISCUSIONES

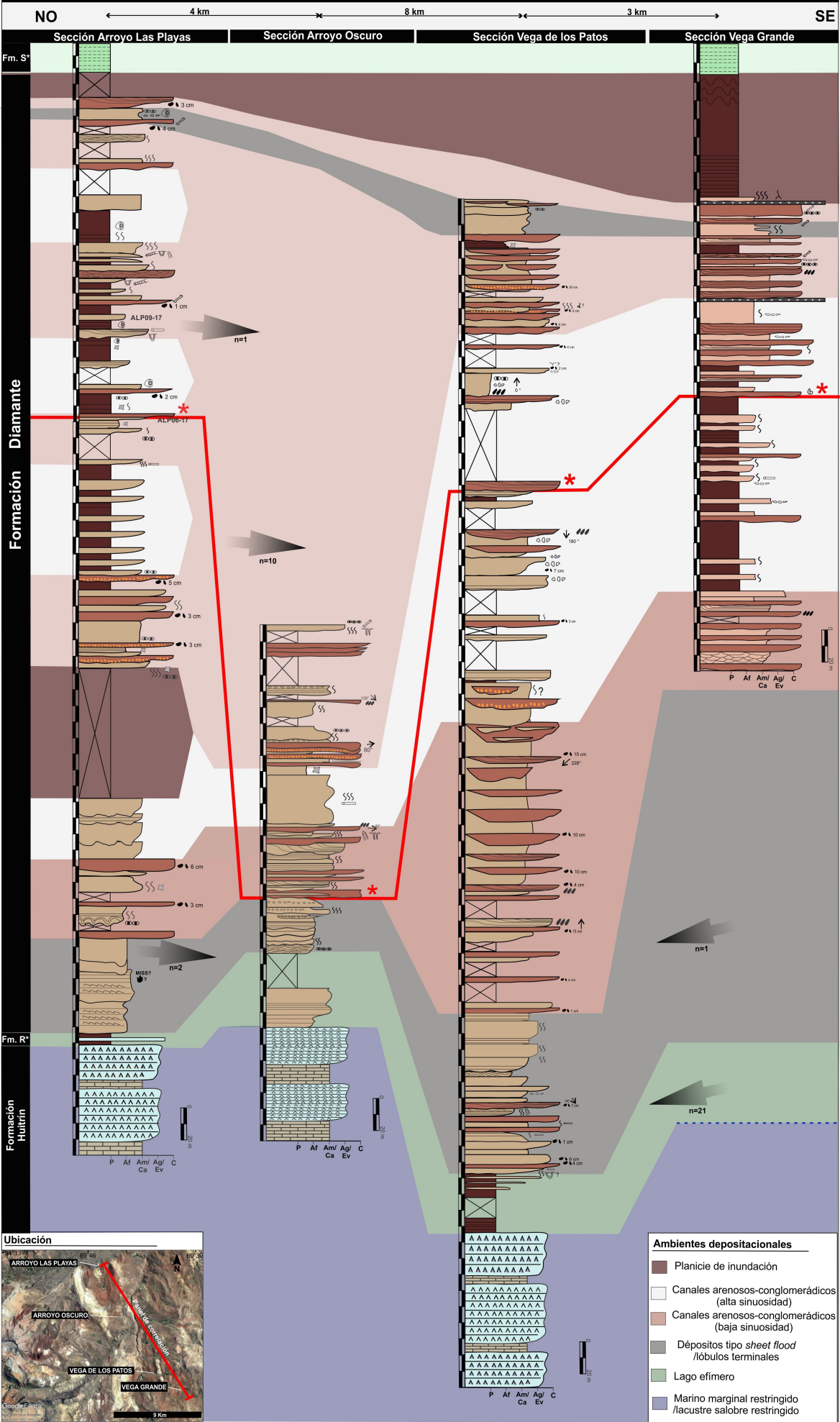
4. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS Y DISCUSIONES

4.1. MODELO PALEOAMBIENTAL

El análisis sedimentológico-estratigráfico incluye el estudio de cuatro secciones estratigráficas de detalle en las siguientes áreas: Vega Grande, Vega de los Patos, Arroyo Oscuro y Arroyo Las Playas. Estas localidades no habían sido estudiadas previamente en detalle e incluyen tanto los depósitos del Grupo Bajada del Agrio como de la Formación Diamante. La correlación de facies y asociaciones de facies entre las secciones de estudio puede observarse en la Figura 4.1.

Considerando que en el área de estudio, no se observa una discontinuidad estratigráfica entre ambas unidades, se asume que el contacto es transicional. A unos 100 km al sur del área de estudio, Balgord y Carrapa (2016) establecieron una paraconcordancia o no depositación de 25 ma, que abarca la totalidad de la Formación Rayoso, poniendo en contacto directo la Formación Huitrín con la Formación Diamante. Comparando la edad máxima depositacional de la Formación Huitrín calculada por estos autores (124 Ma) y la edad máxima depositacional obtenida en las primeras areniscas de la Formación Diamante (107 Ma) durante el desarrollo de esta tesis doctoral, el hiato bajaría a 17 ma. Sin embargo, es importante tener en cuenta que dicho hiato está calculado en base a edades máximas depositacionales y los perfiles están distantes entre sí. Un mayor número de dataciones en el área permitiría resolver finalmente el tipo de contacto entre las unidades de estudio. Es importante destacar que no se observaron evidencias suficientes para establecer la presencia de la discordancia Patagonídica en el área de estudio, la que habría sido reconocida por otros autores (Fennell *et al.* 2017a, Martos *et al.* 2020). Recientemente, Martos *et al.* (2020) en el área Vega de los Patos, identificaron e interpretaron la presencia de estratos de crecimiento en los depósitos de la Formación Diamante y la presencia de una discordancia angular entre esta unidad y la Formación Huitrín. Esto se contrapone con las características observadas por el autor de esta tesis doctoral en dicha localidad de estudio, interpretando el cambio de ángulo en los estratos de la Formación Diamante como pérdida de amplitud del pliegue anticlinal de Vega de los Patos (ver discusión más adelante). Por otra parte, tanto en el área de Vega Grande como en Arroyo Las Playas, la Formación Diamante pasa de manera transicional a los depósitos marginales de la Formación Saldeño (Tunik 2001, Tunik 2003).

FIG. 4.1. CORRELACIÓN ENTRE PERFILES



- Ambientes deposicionales**
- Planicie de inundación
 - Canales arenosos-conglomerádicos (alta sinuosidad)
 - Canales arenosos-conglomerádicos (baja sinuosidad)
 - Depósitos tipo *sheet flood* /lóbulos terminales
 - Lago efímero
 - Marino marginal restringido /lacustre salobre restringido

- Referencias**
- | | | | | |
|--|---|--|---|---|
| <p>Tamaño de grano</p> <p>P: Pelita</p> <p>Af: Arenisca fina</p> <p>Am: Arenisca media</p> <p>Ag: Arenisca gruesa</p> <p>Ca: Conglomerado</p> <p>Ca: Caliza</p> <p>Ev: Evaporitas (Yeso/Anhidrita)</p> | <p>Pelita</p> <p>Arenisca</p> <p>Conglomerado</p> <p>Yeso/Anhidrita</p> <p>Caliza</p> | <p>Estratificación paralela</p> <p>Laminación paralela</p> <p>Estratificación entrecruzada en artesa</p> <p>Estratificación entrecruzada tangencial</p> <p>Laminación ondulita</p> <p>Masivo</p> | <p>Imbricación</p> <p>Carpetas de tracción</p> <p>Concreciones</p> <p>Bioturbación %</p> <p>Sialitosis isp.</p> <p>Scoyenia isp.</p> <p>Tubos horizontales indiferenciados</p> <p>Rizolitos</p> | <p>Geodas</p> <p>Fósiles de vertebrados</p> <p>Intraclastos</p> <p>Paleocorrientes</p> <p>Meteado</p> |
|--|---|--|---|---|
- Fm. S Formación Salado
 Fm. R Formación Rayoso
- Dirección de paleocorriente

En el caso de las formaciones Huitrín y Rayoso (Grupo Bajada del Agrio), el análisis paleoambiental se llevó a cabo a partir estudios realizados en las localidades de Vega de Los Patos (Lothari *et al.* 2020), Arroyo Oscuro y Arroyo Las Playas (Gómez *et al.* 2020b) (Fig. 4.1). Desde el punto de vista paleoambiental, el Grupo Bajada del Agrio en el área de estudio corresponde a un sistema marino restringido que evolucionó en el tiempo a un ambiente lacustre efímero. Esto último estaría vinculado a un mar somero hipersalino, con altas temperaturas, lo cual generó una alta tasa de evaporación, así como precipitaciones esporádicas y descargas hiperpícnicas, evidenciado por la presencia de material siliciclástico de grano fino en la parte superior de la secuencia, lo que podría estar asociado a ingresos esporádicos de sedimentos desde áreas emergidas (Roulston y Waugh, 1983). La conexión con el océano proto-Pacífico ubicado al oeste estaba limitada por un arco magmático, que actuaba como una barrera topográfica que restringía parcialmente la entrada del mar (Fig. 4.2). Esta sucesión sedimentaria representa la transición entre una etapa extensional en el retroarco y el desarrollo de la cuenca de antepaís durante el Albiano (entre otros Veiga y Vergani 2011, Gabriele 2016, Lothari *et al.* 2020, Gómez *et al.* 2020b). Evidencias de la desconexión definitiva entre la cuenca y el océano proto-Pacífico se pueden identificar en las facies pelíticas con laminas de yeso/anhidrita intercaladas que pasan de manera transicional a areniscas macizas sin presencia de estas laminas (contacto entre las formaciones Rayoso y Diamante).

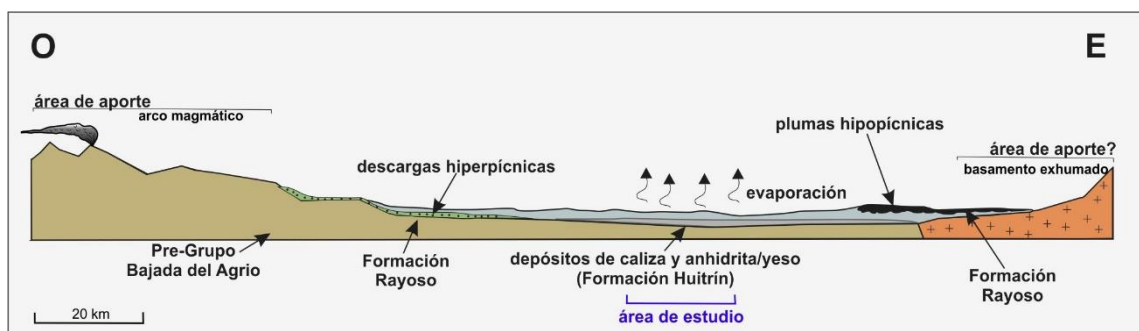


FIGURA. 4.2. Modelo deposicional del Grupo Bajada del Agrio en el área de estudio.

Los estudios realizados en la Formación Diamante sugieren un sistema fluvial complejo que refleja cambios en los controles deposicionales, principalmente tectónicos y climáticos, así como también cambios en las

condiciones de acomodación *versus* aporte de sedimentos representados por variaciones en los espesores de los depósitos de planicie de inundación y el apilamiento de canales. En conjunto, estos factores se ven reflejados en las variaciones de las facies sedimentarias y la geometría de los cuerpos (Schumm 1981, Ramon y Croos 2002, Bridge 2003, Miall 2014) (Fig. 3.4). En base a estas características, la Formación Diamante correspondería a un sistema fluvial tipo entrelazado gravo-arenoso que evoluciona en el tiempo a un sistema fluvial de alta sinuosidad con carga arenosa de tipo meandroso. Sin embargo, no se descarta que esta unidad sea parte de un abanico fluvial (*fluvial fan*) o de un sistema fluvial distributivo (SFD) (Fig. 4.3). Estos modelos permiten relacionar las variaciones verticales que muestran las facies, con una progradación de sistema, posiblemente relacionada a pulsos de levantamiento tectónico (Nichols y Fisher 2007, North y Warwick 2007, Cain y Mountney 2009, Hartley *et al.* 2010, Weissmann *et al.* 2010, Miall 2014). Un estudio sedimentológico más regional, análisis estadísticos de paleocorrientes, junto con datos de subsuelo permitiría confirmar o no este tipo de sistemas para la Formación Diamante.

Las facies de grano grueso en las secciones estudiadas muestran procesos distintivos asociados con sistemas fluviales tipo entrelazado con carga gravosa y arenosa. Ejemplo de esto es la recurrencia en el apilamiento de canales y barras, limitados por superficies erosivas y la presencia de estructuras de corte y relleno que representan la superposición de varios eventos (*multi-story channel*). Es muy común la presencia de canales aislados en los depósitos de planicie de inundación asociados a procesos de avulsión. En general, predominan los canales pandos o en cinta de acuerdo con la clasificación de Gibling (2006). Las características depositacionales de la Formación Diamante dificultaron la identificación de diferentes elementos arquitecturales en el área de estudio, sin embargo se identificaron y clasificaron los depósitos fluviales en base a la geometría de los cuerpos sedimentarios y las asociaciones de facies en: depósitos no-canalizados (flujos diluidos no-canalizados, flujos densos no-canalizados, flujos en manto), depósitos canalizados (canales, flujos hiperconcentrados, barras transversales/longitudinales) y depósitos no-canalizados asociados a eventos de desborde y agradación (planicie de inundación). Por otro lado, en la sección Arroyo Oscuro se pudo reconocer y caracterizar al menos un elemento arquitectural. Este

último fue definido como complejos de canales areno-gravosos multiepisodicos (basado en la metodología propuesta por Miall 1985, 1996 y Cain y Mountney 2009). Las superficies limitantes identificadas corresponden a superficies de 3er. orden que caracterizan la dinámica de macroformas y representan su superficie inclinada (ej: migración aguas abajo), superficies de 4to. orden que caracterizan la dinámica de macroformas y representan su límite superior e inferior y superficies de 5to. orden que limitan complejos de canal (Fig. 4.4).

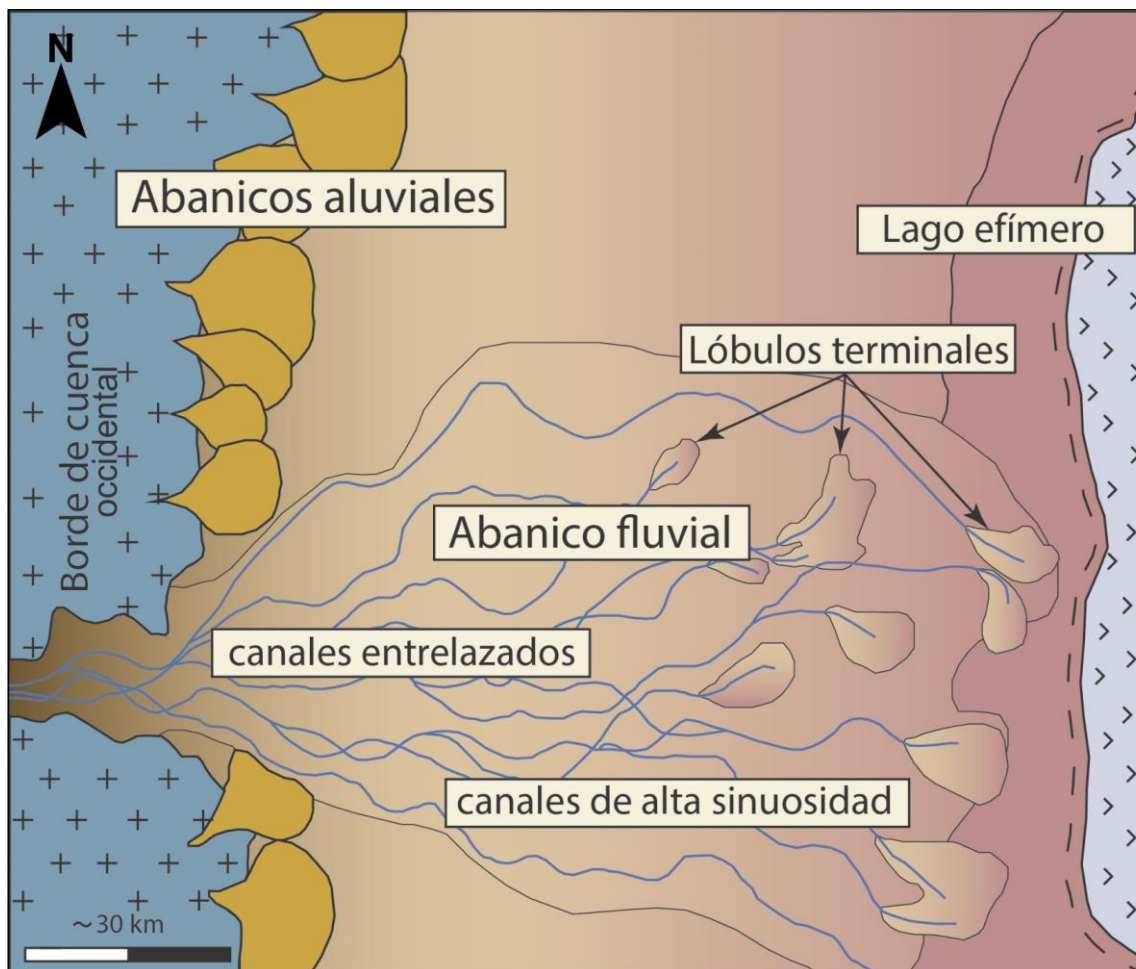


FIGURA. 4.3. Modelo deposicional esquemático de abanico fluvial propuesto para la Formación Diamante en el área de estudio (Lothari *et al.* 2020).

El arreglo lateral y vertical de facies sedimentarias es simple (Gct-Sh-Sm) y está constituido por conglomerados clasto-sostén con estratificación entrecruzada tangencial y en artesa (Gct), areniscas medianas a finas con estratificación paralela de alto régimen de flujo (Sh) y areniscas finas a muy finas macizas (Sm), eventualmente bioturbadas. Estas facies en conjunto conforman macroformas de

canales amalgamados de 2 a 6 m de espesor promedio, que intercalan con facies arenosas no-canalizadas.

Hay un predominio de facies con estructuras macizas, tanto en facies conglomerádicas como de areniscas (Gmm, Gcm, Sgm, Sm), asociadas probablemente con depósitos de flujos de detritos vinculados a eventos de crecida y en muchas ocasiones la acción de los organismos oblitera la estructura primaria. Además, una de las características principales de estos depósitos, es la presencia de clastos aislados (de aprox. 2 a 7 cm) formando depósitos tipo carpetas de tracción asociados a flujos de alta densidad (hiperconcentrados) (Lowe 1982, Mutti 1992).

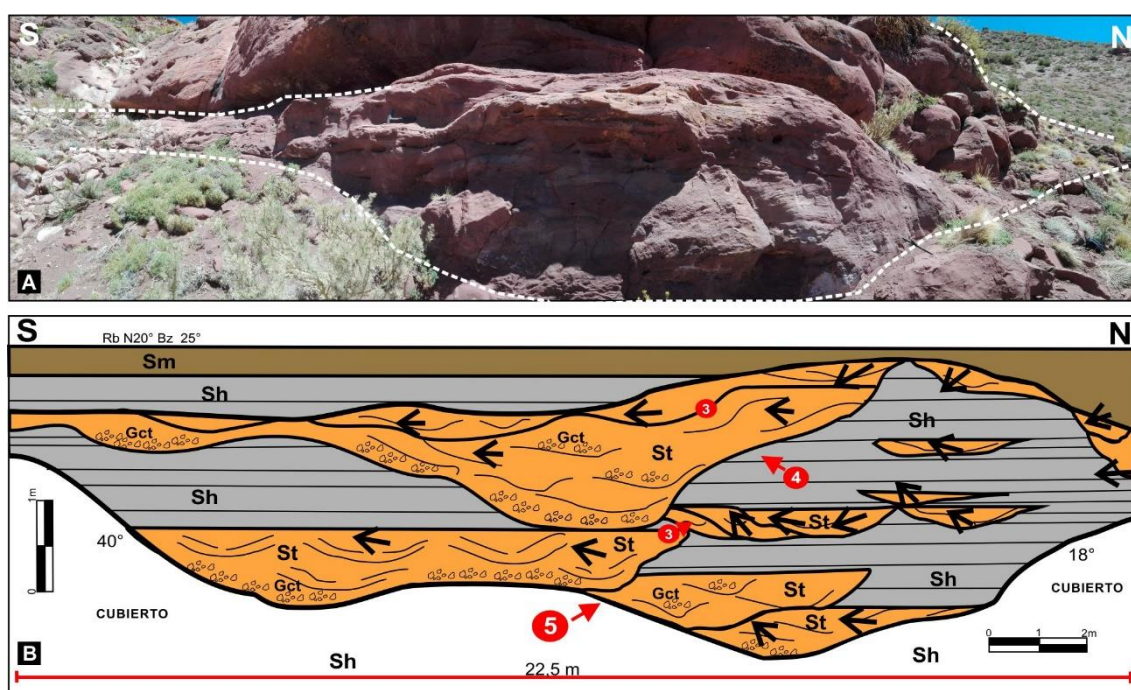


FIGURA. 4.4. A) Vista general sur-norte de los afloramientos en el área Arroyo Oscuro con; B) panel esquemático respectivo que muestra el complejo de canales areno-gravosos multiepisodicos. Este elemento arquitectural muestra datos de paleocorriente y las facies sedimentarias típicas, así como la jerarquía de las unidades arquitecturales basado en Miall (1996). En el esquema se muestran las superficies limitantes identificadas; 3-Superficie de 3er. Orden, 4-Superficie de 4to. Orden, 5-Superficie de 5to. Orden.

Las facies de grano fino (Fm, Fl, Fh), corresponden a los depósitos de llanura de inundación y generalmente se encuentran semicubiertas. Constituyen depósitos de acreción vertical con un espesor máximo de ~ 80 m (por ejemplo en Vega Grande). El proceso principal asociado con estas facies sedimentarias es la

decantación del material fino producido durante la etapa final de la desaceleración del flujo. El alto nivel de bioturbación en estas facies, la presencia de moteados, *slickensides*, estructuras en bloques, concreciones carbonáticas y niveles continuos de calcrete, son evidencia de procesos pedogenéticos. Un rasgo común en estos depósitos de granulometría fina, es la presencia de canales areno-conglomerádicos aislados (de aprox. 2 m de espesor). Estos canales que aparecen cortando la planicie de inundación se vinculan con un mecanismo típico de depositación denominado avulsión incisional (Slingerland y Smith 2004) (Fig. 4.4).

4.2. ANÁLISIS DE PROCEDENCIA

4.2.1. Composición de los clastos y paleocorrientes

En términos generales, los estudios macroscópicos en conglomerados de la Formación Diamante indican que existe una predominancia de clastos volcánicos de composición ácida e intermedia de tipo riolitas y traquitas (Fig. 4.5 A). Estos fragmentos líticos se asocian al Grupo Choiyoi (Pérmico-Triásico), unidad que integra el basamento estructural de la cuenca Neuquina y que corresponde a una fuente común en las sedimentitas del Grupo Neuquén en diferentes sectores de la cuenca (Naipauer y Ramos 2016). En el área de estudio, estos fragmentos podrían derivar de la erosión del Bloque San Rafael ubicado al este, si se considera a esta unidad morfoestructural como un rasgo positivo (*forebulge*) para el intervalo Albiano-Campaniano (Balgord y Carrapa 2016, Gómez *et al.* 2019). De manera subordinada se han observado clastos de andesita-dacita en las secciones Arroyo Oscuro y Arroyo Las Playas. Una de las particularidades más importantes para el análisis de procedencia es la aparición de clastos de calizas en todas las secciones analizadas. La identificación de conglomerados con clastos de calizas (Fig. 4.5 B) y en muchos casos con fragmentos de amonites (Gómez *et al.* 2020a), comienza desde la parte media de las secciones y son persistentes hasta la parte superior de la secuencia. La aparición de estos fragmentos fue utilizado como un nivel guía en cada sección analizada (Gómez *et al.* 2020a,b, Lothari *et al.* 2020), así como su identificación al sur del área de estudio (Balgord y Carrapa, 2016; Fennell *et al.* 2017a, Borghi *et al.* 2019), sugiere la presencia de una fuente común y un evento regional asociado con la exhumación del orógeno andino al oeste del área de estudio, como así también la erosión de sedimentitas del Grupo Mendoza (Jurásico

Superior-Cretácico Inferior). Esta característica se observa además en láminas delgadas de areniscas extraídas por encima de este nivel guía.

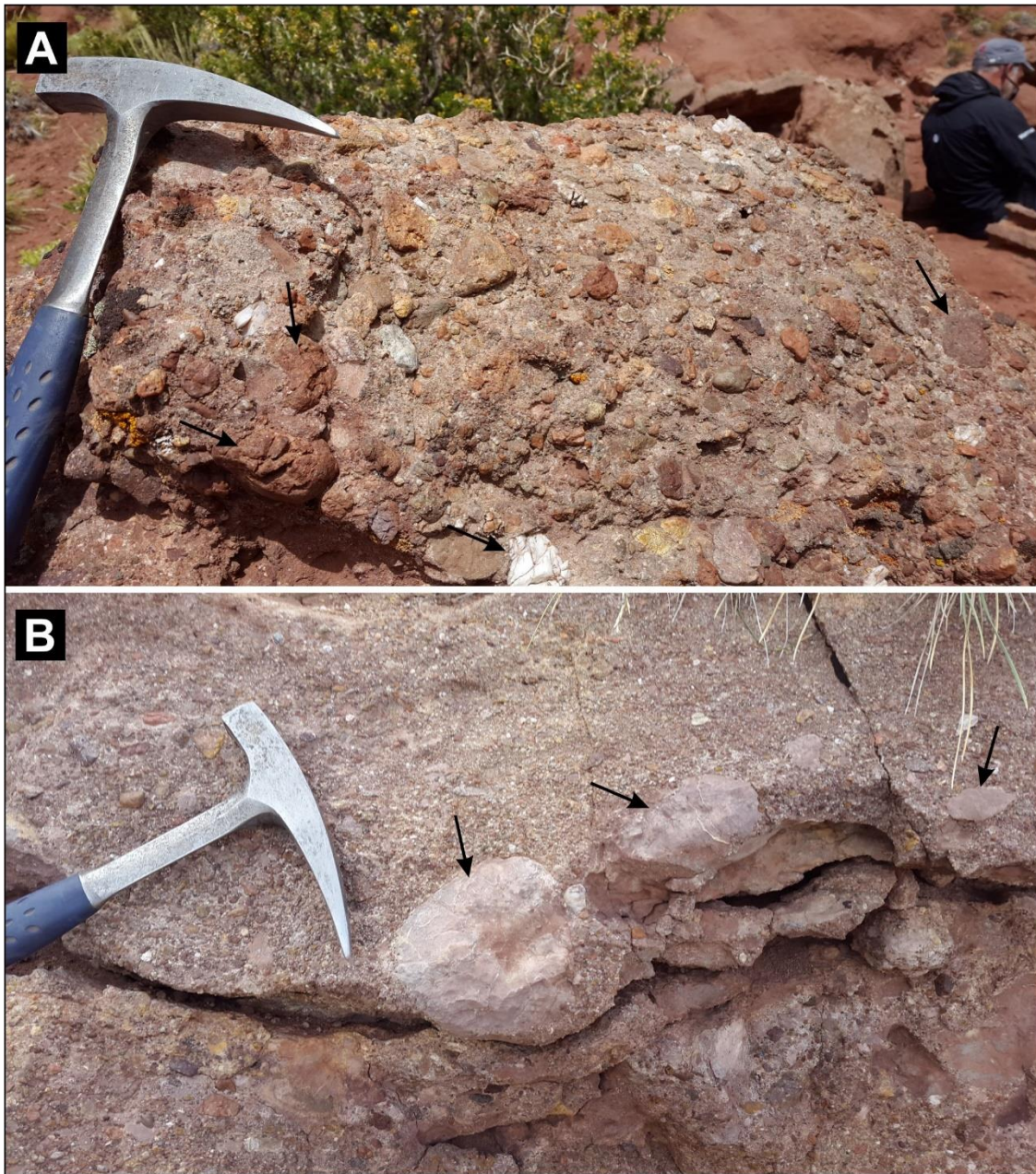


FIGURA. 4.5. A) Conglomerado constituido por clastos de composición volcánica ácida en la base de la sección Vega Grande. B) Conglomerado con clastos de caliza en la parte media de la sección Vega Grande. Las flechas indican la diferencia en la composición de los clastos.

Los datos de paleocorrientes confiables realizados sobre estructuras sedimentarias tractivas unidireccionales son escasos en las secciones estratigráficas relevadas, donde generalmente prevalecen las mediciones

aparentes. Esta particularidad no permite por ejemplo inferir la morfología radial de un sistema depositacional tipo abanico fluvial o SFD, que ayudaría para la interpretación propuesta del paleoambiente sedimentario, sin embargo, permiten obtener información acerca de la dirección del paleoflujo en este sector de la cuenca. Esto último se observa claramente en la sección Arroyo Oscuro. En esta sección, la imbricación de los clastos junto con las estructuras sedimentarias 3-D medidas, muestran direcciones de paleocorriente hacia el oeste para la primera parte de la sección (en promedio hacia 285°), seguido de un paleoflujo dirigido al este en la parte media de la sección (en promedio hacia 93°). Es por todo lo anteriormente expuesto que resulta necesario discutir como se ve reflejado ese cambio en la polaridad del paleoflujo en los patrones de edades de los circones datados.

4.2.2. Datos geocronológicos

Durante el desarrollo de esta tesis doctoral se obtuvieron edades U-Pb en circones detríticos de dos muestras, una de ellas fue extraída de un nivel de toba retrabajada en el techo de la sección Vega Grande (muestra VG24) y la otra corresponde a una arenisca de la base de la sección Vega de Los Patos (VLP001). De acuerdo con los diagramas de probabilidad relativa obtenidos, ambas muestras indican un patrón de edades multimodal y coincidente con otros patrones de edades obtenidas al sur del área de estudio (Tunik *et al.* 2010, Di Giulio *et al.* 2012, 2016, Balgord y Carrapa 2016, Fennell *et al.* 2017a, Borghi *et al.* 2019). El pico principal corresponde a edades Gondwánicas, asociadas a la provincia magmática Choiyoi (Kay *et al.* 1989, Sato *et al.* 2015) y a rocas del ciclo Precuyano expuestas tanto al este (Bloque San Rafael) como al noreste del área de estudio (Cordillera Frontal) (Naipauer y Ramos 2016). Otro pico importante de edades corresponde a los circones de edad Neoproterozoico-Cámbrico inferior derivadas del magmatismo Pampeano (500-600 Ma), expuesto en afloramientos ubicados al este del área de estudio (Ramos 2010). Los circones de edad Meso-Neoproterozoico pueden derivar tanto del basamento Grenvilliano (900-125 Ma) del terreno de Chilenia en la Cordillera Frontal (Ramos y Basei 1997) o del basamento del terreno Cuyania del Bloque San Rafael (Cingolani *et al.* 2005, Thomas *et al.* 2012). Los circones de edad Cretácico Inferior-Superior tienen edades que van desde 81 a 112

Ma para la muestra VG24 y de 102 a 139 Ma para la muestra VLP001. Estos últimos pueden derivar tanto de la erosión y aporte del arco magmático del Cretácico localizado al oeste del área de estudio asociado a un régimen extensional establecido en Gondwana occidental para este intervalo de edad (Ramos 1999) y/o la erosión de unidades sedimentarias del Cretácico Inferior correspondiente a los grupos Mendoza y Bajada del Agrio (Tunik *et al.* 2010).

Algo importante a destacar es la diferencia en la cantidad de circones jóvenes (Albiano-Campaniano) y de edad Grenvilliana (900-125 Ma) obtenidos para cada muestra analizada (Fig. 4.6). Para el primer caso, la muestra VG24, extraída al tope de la sección Vega Grande, tiene un número bajo de circones jóvenes (n=8) entre los 81 y 112 Ma, mientras que la muestra VLP001 extraída de la base de la sección Vega de Los Patos tiene 20 circones entre 102 y 139 Ma. Por un lado, la presencia de circones jóvenes en ambas muestras puede ser producto de: (i) el reciclado de depósitos sedimentarios del Cretácico Inferior-Superior ubicados en una barrera topográfica ubicada al oeste del área de estudio (Muñoz *et al.* 2018), (ii) el transporte de material volcánico ubicado en la zona de retroarco a partir de sistemas fluviales o (iii) a la presencia de niveles tobáceos de caída (ver discusión de actividad volcánica coetánea a la sedimentación más adelante). Por otro lado, la diferencia en el número de circones jóvenes entre la base y el tope de la Formación Diamante podría estar asociado al crecimiento de la faja plegada y corrida al oeste del área de estudio, lo que generó la inhibición en el suministro de sedimentos del arco magmático del Cretácico ubicado en la actual Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal Occidental de Chile (Muñoz *et al.* 2018) o a una disminución en la actividad del arco entre aproximadamente los 100 y 85 Ma (Fennell *et al.* 2017a, Balgord 2017). En cuanto a la diferencia entre la cantidad de circones de edad Grenvilliana entre ambas muestras, esto podría estar asociado al crecimiento del dorso periférico (*peripheral bulge*) para el tope de la Formación Diamante en el área de estudio (ca. 91 Ma), lo que generó mayor erosión del Bloque San Rafael ubicado al este del área de estudio (Balgord y Carrapa 2016).

4.2.3. ¿Diacronismo o sincronismo en el comienzo de la sedimentación en el antepaís?

Como se indicó anteriormente, se obtuvieron dos edades máximas depositacionales en base al grupo de circones detríticos más jóvenes: $91,1 \pm 2,2$ Ma (1σ : $n=3$) para el tope de la Formación Diamante en el área Vega Grande y $107,2 \pm 1,4$ Ma (1σ : $n=4$) para la base de esta unidad en el área de Vega de Los Patos, indicando edad Turoniana y Albiana respectivamente. La comparación entre estas edades y las obtenidas para el Grupo Neuquén en otros sectores de la cuenca Neuquina y, más específicamente, para la base de esta unidad, nos debería permitir restringir con mayor confianza desde el punto estadístico, el inicio del relleno de la cuenca de antepaís. Sin embargo, existen diferencias al comparar todas las edades máximas de depositación propuestas por cada autor en los diferentes sectores de la cuenca, específicamente con el número de circones usados para el cálculo de esta edad (Tunik *et al.* 2010, Di Giulio *et al.* 2012, Balgord y Carrapa 2016, Fennell *et al.* 2017a, Borghi *et al.* 2019). Es importante destacar que la falta de una correlación estrecha entre los datos probablemente se relaciona con el método estadístico aplicado para el cálculo de estas edades, en lugar de un diacronismo en la depositación. Los métodos aplicados para obtener la edad máxima depositacional van desde lo más robusto (por ejemplo, dos o más circones jóvenes que se superponen en edad) hasta el menos robusto (por ejemplo, la edad de un solo grano joven) desde un punto de vista estadístico, lo que a veces implica un cierto grado de subjetividad (Dickinson y Gehrels 2009). Esto se hace evidente cuando se realiza una comparación detallada entre las distribuciones de las edades de grano más jóvenes de cada muestra (Fig. 4.6). Cuando se analizan todas las edades U-Pb jóvenes en circones detríticos, a partir de los datos suplementarios de estudios anteriores, hay un grupo común de edades de circones jóvenes que se solapan y agrupan alrededor de aprox. 107-109 Ma y que generalmente no son considerados en el cálculo de la edad máxima depositacional debido a la diferencia con la edad de la base del Grupo Neuquén/Formación Diamante estimada por otros autores en el Cenomaniano (Dingus *et al.* 200, Corbella *et al.* 2004, entre otros). Debido a falta de edades radimétricas, ausencia de fósiles guía y teniendo en cuenta que el número de circones involucrados en este intervalo de edades es estadísticamente más robusto y confiable que la selección de una edad única, en

esta tesis doctoral se propone una edad máxima de sedimentación Albiana (Cretácico Inferior) para la base de la Formación Diamante (Gómez *et al.* 2020b).

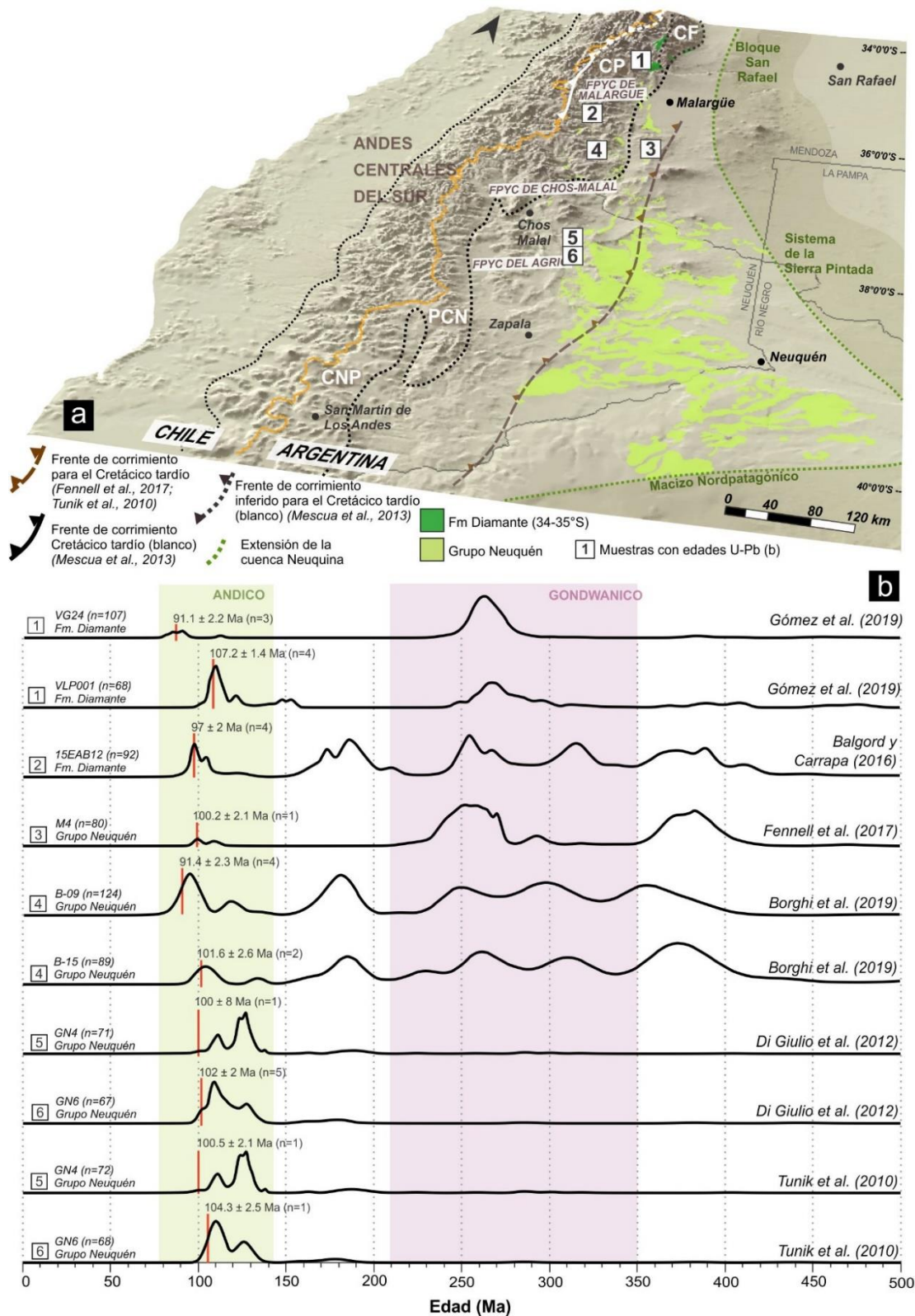


FIGURA. 4.6. A) DEM regional con la ubicación de las muestras de la Formación Diamante (1 y 2; Balgord y Carrapa 2016, Gómez *et al.* 2019) y el Grupo Neuquén (de 3 a 6; Tunik *et al.* 2010, Di

Giulio *et al.* 2012, Fennell *et al.* 2017, Borghi *et al.* 2019), en el contexto de la cuenca Neuquina. CF: Cordillera Frontal; CP: Cordillera Principal; PCN: Precordillera Neuquina; CNP: Cordillera Nordpatagónica. B) Comparación entre diagramas de probabilidad relativa (*PDPs*) de edades U-Pb en circones detríticos de las muestras indicadas en A. Para este diagrama se consideraron los circones menores a 500 Ma. Las barras de color representan diferentes áreas de procedencia.

4.2.4. Señales de actividad volcánica coetánea a la depositación de los sedimentos continentales del Albiano-Campaniano (34-35°S)

La aplicación de un enfoque combinado o *multi-proxy* en el análisis de procedencia de la Formación Diamante durante el desarrollo de esta tesis doctoral, permitió identificar evidencias de actividad volcánica durante el Albiano-Campaniano y contemporáneo a la sedimentación de la unidad estratigráfica en estudio. El análisis petrográfico de las secciones estudiadas muestra un predominio de fragmentos líticos volcánicos con texturas felsíticas, granulares, micro granulares y seriadas, en algunas ocasiones evidenciando procesos de desvitrificación. Además, en la localidad de Vega Grande, se pudieron observar fragmentos volcánicos con texturas pilotáxicas en muestras extraídas de la base de la sección. Sin embargo, en general la presencia de trizas vítreas o fragmentos líticos neovolcánicos (siguiendo la clasificación de Critelli e Ingersoll 1995), son escasos en las secciones estratigráficas analizadas. De acuerdo a Affolter e Ingersoll (2019), las texturas granulares en los fragmentos líticos volcánicos normalmente están asociadas fuentes con alto contenido de SiO₂. Estos autores explican la importancia de considerar la preservación de las diferentes texturas y composición de los fragmentos líticos volcánicos. Las texturas vítreas son las más reactivas porque el vidrio volcánico es frágil, especialmente como trizas vítreas. Por el contrario, los fragmentos líticos con alto contenido de SiO₂ son generalmente más estables durante el transporte y depositación. Esto podría explicar la baja proporción de texturas vítreas en las secciones delgadas analizadas. Cabe destacar que en el análisis petrográfico, se observó un porcentaje elevado de cuarzo engolfado evidenciando procesos volcánicos y analcima como cemento. La analcima se encuentra rellenando poros y su origen está asociado también a ambientes volcánicos dado que se forma por disolución y precipitación en presencia de vidrio volcánico (Scasso y Limarino 1997).

El análisis de trazas de fisión en apatitas (AFT) muestra una edad central de enfriamiento de $111,9 \pm 13,6$ Ma (Albiano) ($P(x^2) > 5$) (Fig. 4.7). Esta edad refleja tres escenarios hipotéticos: (1) enfriamiento/exhumación *in-situ* durante el Albiano, con una señal detrítica borrada por un reseteo total posterior a su depositación; (2) enfriamiento/exhumación de la fuente durante el Albiano; o (3) enfriamiento magmático de una fuente volcánica durante el Albiano. Teniendo en cuenta que el espesor máximo de los sedimentos registrados desde el Albiano en el área de estudio representa alrededor de 1.165-1.373 m (Turienzo *et al.* 2012), no es factible considerar el reseteo total del sistema isotópico AFT de la muestra VLP001 posterior a la depositación. El tiempo de retraso (*lag time*) calculado entre la edad central AFT y la edad máxima depositacional U-Pb en circones detríticos de la muestra VLP001 ($111,9 \pm 13,6$ Ma y $107,2 \pm 1,4$ Ma, respectivamente), es mínimo de 3 ma. Este lapso es corto para considerar la exhumación de la fuente, erosión, transporte y depositación, por lo que se explica mejor como el enfriamiento rápido de una fuente magmática. Es importante destacar que la mayoría de los cristales de apatita de la muestra VLP001 que se pudieron medir para el análisis de AFT, tienen morfologías euhedrales a subhedrales. Los cristales de apatita anhedrales no se incluyeron en la medición debido a las dificultades para encontrar cristales correctamente orientados (D_{par} paralelo al eje c-cristalográfico). Por lo tanto, inferimos que la edad de enfriamiento central obtenida pertenece a la misma población de apatitas derivada de una fuente volcánica, como lo sugiere el corto tiempo de retraso (*lag time*) estimado. Por otro lado, el análisis morfológico de 530 cristales de apatita y 508 cristales de circón de la muestra VLP001 a partir de imágenes obtenidas del microscopio electrónico de barrido (SEM), permitió discriminar tres poblaciones de granos: redondeados, sub-angulosos y angulosos. Para el caso de los cristales de apatita, los porcentajes son; 56 % redondeados, 23% sub-angulosos y 21% angulosos, mientras que para los cristales de circón los porcentajes son; 28% sub-angulosos, 23% angulosos y 19% redondeados (Fig. 3.18 y 3.19). La alta proporción de apatitas y circones angulosos y sub-angulosos es coherente con el aporte de una fuente volcánica como se mencionó anteriormente, mientras que la prevalencia de granos redondeados en la muestra podría evidenciar un reciclado de unidades sedimentarias mesozoicas (Gómez *et al.* 2020b). El análisis petrográfico y sedimentológico de las secciones

estudiadas durante el desarrollo de la tesis doctoral, combinado con las edades AFT y U-Pb obtenidas, permite reconocer en los depósitos sinorogénicos de la cuenca Neuquina, la presencia de un arco volcánico ubicado al oeste del área de estudio y coetáneo con la depositación de la Formación Diamante al menos durante el Albiano (119-102 Ma). La continuidad de la actividad volcánica hacia el Cretácico Superior se ve reflejado en los importantes niveles de tobas retrabajados intercalados hacia el tope de la sección Vega Grande, donde una de estas capas arrojó una edad máxima depositacional de $91,1 \pm 2,2$ Ma. La comparación entre las edades U-Pb en circones detríticos de unidades sedimentarias sinorogénicas contemporáneas con la depositación de la Formación Diamante en la Cordillera de la Costa (Chile), sugieren una actividad volcánica continua para la latitud del área de estudio (Muñoz *et al.* 2018, Tapia *et al.* 2020) (Fig. 4.7-Fig. 4.8).

4.2.5. Importancia de los circones de edad Pérmico y Jurásico Superior

El análisis de trazas de fisión en circones (ZFT) al tope de la sección Vega de Los Patos (muestra 2119), permite reconocer dos poblaciones discretas de edades $P1 = 161,1 \pm 16,35$ Ma and $P2 = 265,2 \pm 46,5$ Ma. Los resultados revelan un sistema isotópico ZFT no reseteado, donde ambas edades reflejan el enfriamiento de la fuente. Esto es coherente con el espesor máximo de la secuencia sedimentaria registrada desde el Albiano en el área de estudio (~ 1.165 - 1.373 m, Turienzo *et al.* 2012), el cual no es suficiente para resetear totalmente o parcialmente el sistema isotópico ZFT de la muestra 2119 (Gómez *et al.* 2020b).

Ambas poblaciones son consistentes y se superponen (considerando el rango de incertidumbre analítica) con el segundo y el tercer pico visible en el histograma de frecuencia y el gráfico de probabilidad relativa de edades U-Pb en circones detríticos de la muestra VLP001 (148 y 267 Ma, respectivamente; Gómez *et al.* 2019). En este sentido, los circones con edades U-Pb y ZFT del Jurásico Superior (U-Pb = 148 Ma, ZFT P1 = $161,1 \pm 16,35$ Ma) podrían derivarse del arco volcánico del Jurásico situado en la Cordillera de la Costa de Chile (Oliveros *et al.* 2006, Tapia *et al.* 2020), así como de la erosión y el reciclado de unidades mesozoicas (Rossel *et al.* 2014, Naipauer y Ramos 2016, Naipauer *et al.* 2018). Por último, los circones U-Pb y ZFT de edad Pérmica (U-Pb = 267 Ma, ZFT P2 = $265,2 \pm$

46,5 Ma), podrían derivarse de unidades pre-mesozoicas correspondientes al Grupo Choiyoi (Sato *et al.* 2015).

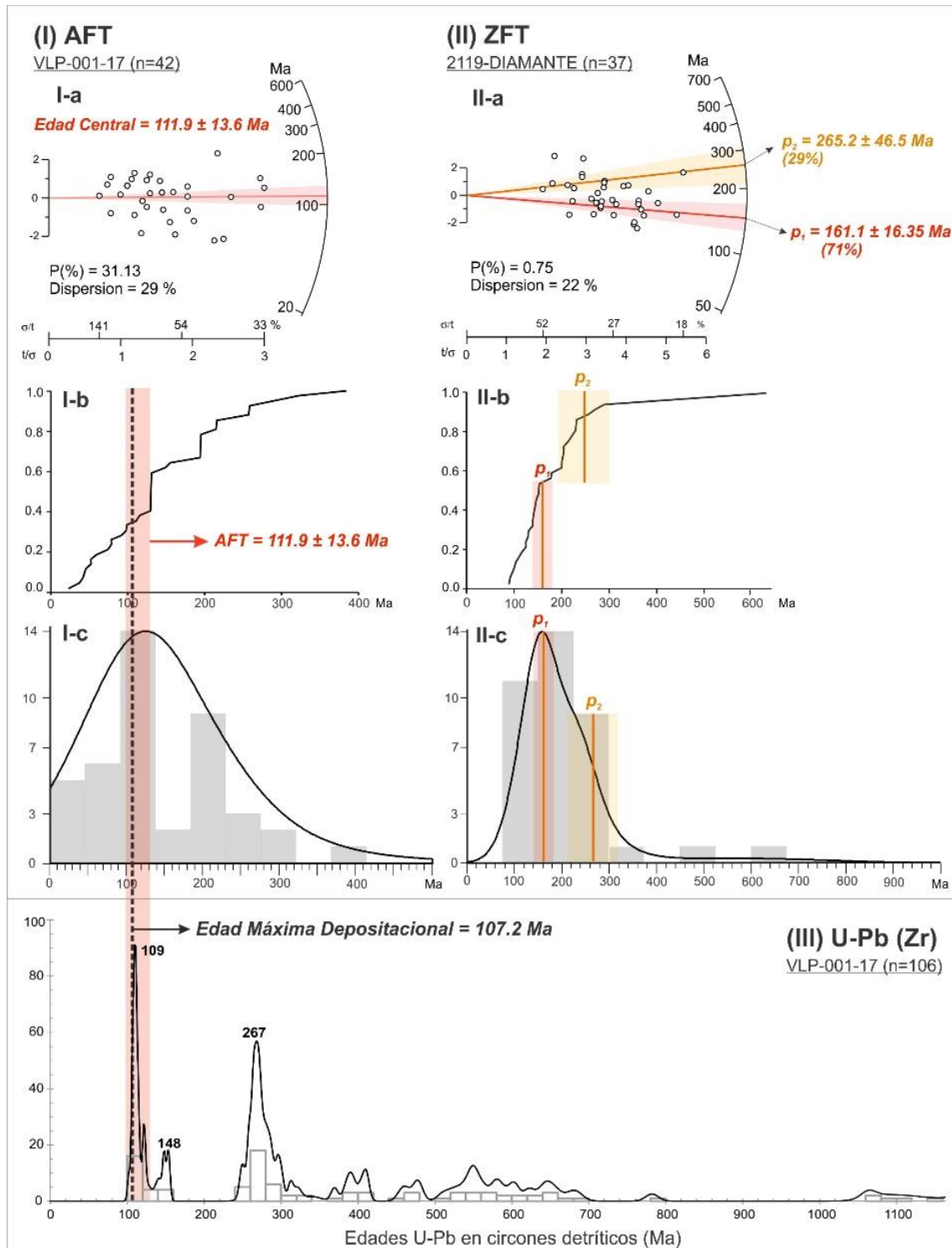


FIGURA. 4.7 Representación gráfica de los datos AFT (I), ZFT (I) y U-Pb (III) correspondiente a las muestras VLP001 y 2119-Diamante. Los datos de las trazas de fisión se muestran en tres gráficos diferentes: a- gráfico radial de edades de granos; b-distribución acumulada de edades; c- distribución de densidad de probabilidad y Kernel. Los diagramas a y c se realizaron usando

Density Plotter (Vermeesch 2012). Las edades U-Pb de los circones analizados se muestran en el diagrama de probabilidad relativa e histograma de frecuencias, con énfasis en el grupo de circones más jóvenes. En los diagramas I y III, la edad máxima depositacional de la muestra VLP001 se representa con una línea negra discontinua y la edad central *AFT* de la misma muestra, con su rango de incertidumbre analítica correspondiente, se representa con una sombra roja. En los diagramas II, las edades *ZFT* de poblaciones discretas (P1, P2), de la muestra 2119-Diamante, se indican con líneas continuas rojas y amarillas, mientras que el rango de incertidumbre analítica se resalta con la misma sombra de color en cada caso.

4.3. CONFIGURACIÓN PALEOGEOGRÁFICA Y SISTEMA DE CUENCA DE ANTEPAÍS (34-35°S)

Los sistemas de cuencas de antepaís consisten en regiones en la corteza continental ubicados en el frente de fajas plegadas y corridas. Estas regiones son consideradas como una de las áreas de mayor acumulación de sedimentos en el planeta, abarcando muchas veces masas continentales enteras y culminando en cuencas oceánicas y plataformas continentales de márgenes pasivos. Debido a su interés en cuanto a los procesos geodinámicos y su relación con fajas plegadas y corridas en márgenes convergentes, se desarrollaron diferentes modelos de cuencas de antepaís a partir del trabajo de DeCelles y Giles (1996). Los modelos más representativos son los sistemas de cuencas de antepaís de retroarco *s.s.* (*Retroarc Foreland System*) y los sistemas de cuencas de antepaís de retroarco fragmentado (entre otros DeCelles y Giles 1996, Strecker *et al.* 2011, DeCelles 2012). El primer modelo (sistemas de cuencas de antepaís de retroarco *s.s.*) está asociado a procesos de subsidencia flexural generado por la carga de la cuña orogénica y caracterizada por el desarrollo de una faja plegada y corrida cuya deformación migra hacia el antepaís. DeCelles y Giles (1996) plantearon que este sistema de antepaís ideal incluye cuatro depozonas discretas que se forman bajo diferentes condiciones de subsidencia y cinemática local. Estas depozonas se denominan; tope de cuña (*wedge-top*), antefosa (*foredeep*), dorso o bulbo periférico (*forebulge*) y retrodorso (*back-bulge*). Por otro lado, el modelo de antepaís fragmentado (entre otros Strecker *et al.* 2011, Huyghe *et al.* 2015, Gianni *et al.* 2015) propone reactivación e inversión de estructuras previas, generando deformación y elevación de bloques de basamento aislados muchas veces sin un patrón de migración. Existe una discrepancia aún para establecer cuál fue el

proceso principal que generó el espacio de acomodación inicial en la cuenca de antepaís andina a la latitud de estudio durante el Cretácico Superior. Probablemente sea una combinación de procesos, que incluya subsidencia flexural y levantamiento de bloques de basamento. Esta discusión no forma parte de los objetivos principales de esta tesis y queda pendiente para estudios futuros. Por este motivo, en este trabajo se sugiere el modelo de cuenca de antepaís s.s. con generación regional del espacio de acomodación asociado a flexión cortical para la depositación de la Formación Diamante, tal como lo sugieren por ejemplo Di Giulio *et al.* (2016) para el Grupo Neuquén al sur del área de estudio.

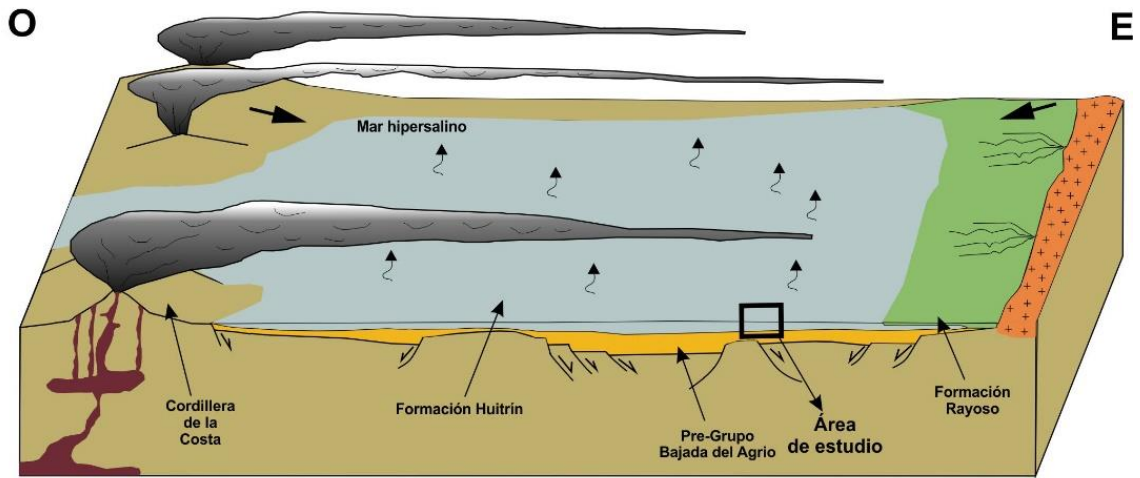
Los estudios sedimentológicos y de procedencia realizados durante el desarrollo de esta tesis doctoral en el área de estudio (Gómez *et al.* 2019, Gómez *et al.* 2020a,b, Lothari *et al.* 2020), indican que la sedimentación de la Formación Diamante en la cuenca de antepaís se habría producido en la depozona de la antefosa (*foredeep*), con la zona del dorso periférico (*forebulge*) ubicada al este y exhumada al menos parcialmente durante el relleno de la cuenca, generando un drenaje axial en la antefosa, tal como lo proponen diferentes modelos en cuencas de antepaís (DeCelles y Giles 1996, DeCelles 2012). El dorso periférico (*forebulge*) habría migrado hacia el este con el desarrollo del orógeno andino. En este sector de la cuenca (34-35°S), el aporte de sedimentos fue mixto, tanto desde la incipiente Cordillera de los Andes al oeste como del área cratónica al este (Fig. 4.8).

Con el desarrollo de la faja plegada y corrida y la migración del frente de corrimiento hacia el este, se habría generado una barrera topográfica al oeste del área de estudio, en la zona de tope de cuña (*wedge-top*). Esto provocó la exhumación y erosión de rocas jurásico-cretácicas (Muñoz *et al.* 2018, Gómez *et al.* 2019, Gómez *et al.* 2020b, Martos *et al.* 2020, Fennell *et al.* 2020). Recientemente, Martos *et al.* (2020) propusieron que el depocentro Alto Atuel fue inicialmente exhumado durante el Cretácico Superior a la latitud de estudio, representando el frente orogénico. Esto habría generado la erosión de rocas de la cuenca Neuquina durante la depositación de la Formación Diamante hacia el este, siendo esto último coherente con lo propuesto en esta tesis (Fig. 4.8). Estos autores propusieron además, que el área Vega de los Patos habría sido parte del frente orogénico, definiendo la zona de tope de cuña del sistema de antepaís, dada la presencia de estratos de crecimiento en los depósitos continentales del Cretácico Superior. Esta

última interpretación se contrapone con las características de campo observadas en el área de estudio, debido a que no se identificaron cambios de espesor y discontinuidades angulares internas que permitan evidenciar la presencia de estratos de crecimiento en las localidades estudiadas. El cambio en la inclinación de las capas (ej: Vega de los Patos) de base a techo estaría asociado a pérdidas de amplitud y por lo tanto de los ángulos, en pliegues por propagación de falla según el modelo cinemático *trishear* desarrollado para la geometría de las estructuras involucradas. En este caso, los cambios de espesores en los estratos es producto de la deformación observada en este tipo de pliegues (Erslev 1991, Hardy y Allmendinger 2011). Por otro lado, Turienzo *et al.* (2010) en base a secciones balanceadas realizadas en el área de estudio, explican que el anticlinal Vega de los Patos no fue perturbado por estructuras profundas y presentan una exposición uniforme a lo largo del rumbo afectando a las formaciones Huitrín y Diamante. Estos autores mencionan además que el pozo YPF.AM.x-1 ubicado en el flanco trasero de dicho anticlinal, muestra evidencias de que el Grupo Mendoza también se encuentra involucrado en este pliegue.

Por todo lo expuesto anteriormente, se interpreta que la deformación durante esta etapa se habría desarrollado al oeste del área de estudio (en el límite argentino-chileno), mientras que el sector externo ubicado al este habría actuado como dorso periférico de la cuenca de antepaís. Si bien lateralmente no se observan variaciones texturales importantes en las facies sedimentarias que indique alguna variación en la posición dentro de la antefosa, se pudieron identificar variaciones verticales que indicarían cambios en la configuración tectónica y por ende en los procesos de acomodación vs aporte de sedimentos durante el relleno de la cuenca de antepaís del Cretácico Superior (Fig. 4.1 y 4.8).

A)
Cretácico Inferior
(Aptiano)
ETAPA EXTENSIONAL EN EL RETROARCO



B)
Cretácico Inferior tardío-Cretácico Superior
(Albiano-Turoniano?)
ETAPA DE ANTEPAÍS

- Sistema Fluvial
- Evaporación
- Procedencia de los sedimentos

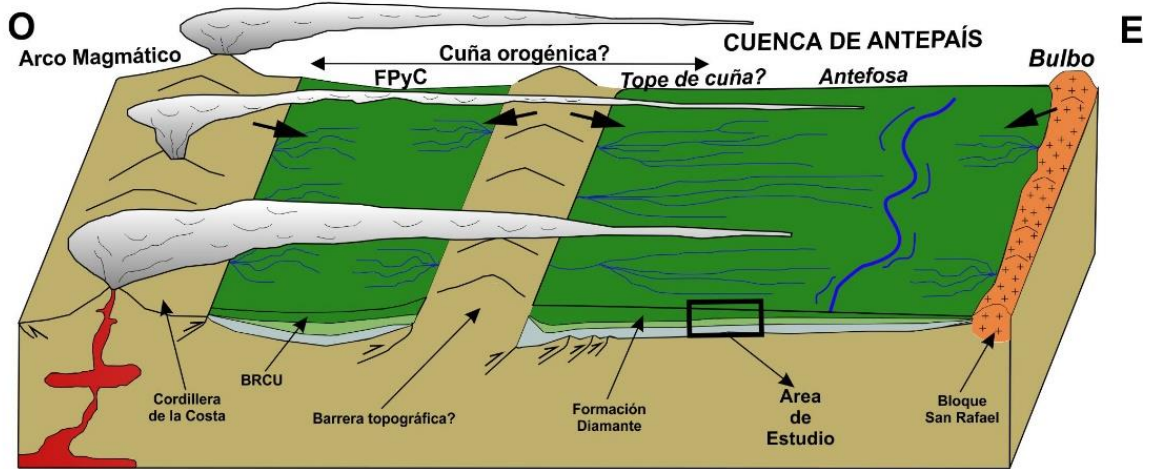


FIGURA. 4.8. Diagramas esquemáticos (no a escala) que muestra una reconstrucción paleogeográfica del orógeno Andino durante el Cretácico Inferior-Superior al norte de la cuenca Neuquina (34-35°S).

4.4. REFERENCIAS

- Affolter M.D., y Ingersoll R.V. 2019. Quantitative Analysis of Volcanic Lithic Fragments. *Journal of Sedimentary Research* 89 (6): 479–486.
- Balgord, E. 2017. Triassic to Neogene evolution of the south-central Andean arc determined by detrital zircon U-Pb and Hf analysis of Neuquén Basin strata, central Argentina (34°S–40°S). *Lithosphere* 9: 453–462.
- Balgord, E.A., y Carrapa, B. 2016. Basin evolution of Upper Cretaceous–lower Cenozoic strata in the Malargüe fold-and-thrust belt: northern Neuquén Basin, Argentina. *Basin Research* 28 (2): 183–206.
- Borghi, P., Fennell, L., Omil, R.G., Naipauer, M., Acevedo, E., y Folguera, A. 2019. The Neuquén group: The reconstruction of a Late Cretaceous foreland basin in the southern Central Andes (35–37°S). *Tectonophysics* 767: 228177.
- Bridge J.S. 2003. *Rivers and floodplains: forms, processes and sedimentary record*. Blackwell, Oxford, 491 p.
- Cain S.A., y Mountney, N.P. 2009. Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: the Permian Organ Rock Formation, South-east Utah. *Sedimentology* 56: 1774-1800.
- Cingolani, C.A., Llambías, E.J., Basei, M.A.S., Varela, R., Chemale Jr., F., y Abre, P. 2005. Grenvillian and famatinina-age igneous events in the san Rafael Block, Mendoza province, Argentina: geochemical and isotopic constraints. En: Pankhurst, R.J., Veiga, G.D. (Eds.), *Gondwana 12*. Academia Nacional de Ciencias, Mendoza, pp. 103.
- Corbella, H., Novas, F.E., Apesteguía, S., y Leanza, H.A. 2004. First fission track-age for the dinosaur-bearing Neuquén Group (Upper Cretaceous) Neuquén Basin, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 6 (2): 1–6 (n.s).
- Critelli, S., y Ingersoll, R.V. 1995. Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanic sand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Southern California). *Sedimentology* 42: 783–804.
- DeCelles, G., y Giles, K. N. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research* 8: 105–123.

- DeCelles, P. G. 2012. Foreland basin systems revisited: Variations in response to tectonic settings. *Tectonics of sedimentary basins: Recent advances* 405-426.
- Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Balgord, E., Carrapa, B., y Ramos, V.A. 2016. Cretaceous evolution of the Andean margin between 36°S and 40°S latitude through a multi-proxy provenance analysis of Neuquén Basin strata (Argentina). *Basin Research* 29, 284–304.
- Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Tiepolo, M., Pimentel, M., y Ramos, V.A. 2012. Detrital zircon provenance from the Neuquén Basin (south-central Andes): Cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc-foreland basin. *Geology* 40: 559–562.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., y Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America* 94: 222–235.
- Dickinson, W.R., y Gehrels, G.E. 2009. Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau database. *Earth and Planetary Science Letters* 288 (1–2): 115–125.
- Dingus, L., Clarke, J., Scott, G.R., Swisher, C.C., Chiappe, L.M., y Coria, R.A. 2000. Stratigraphy and magnetostratigraphic/faunal constrains for the age of sauropod embryo-bearing rocks in the Neuquén Group (Late Cretaceous, Neuquén province, Argentina). *American Museum Novitates* 3290: 1–11.
- Erslev, E. A. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology* 19: 617–620.
- Fennell, L., Folguera, A., Naipauer, M., Gianni, G., Rojas Vera, E., Bottesi, G., y Ramos, V.A. 2017a. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquén Group (35°30'–37°S). *Basin Research* 29: 51–72.
- Fennell, L., Naipauer, M., y Folguera, A. 2017b. El movimiento Intersenoniano de Pablo Groeber en el norte de Neuquén y Sur de Mendoza: bases de la primera orogenia andina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74: 59–73.
- Fennell, L., Borghi, P., Martos, F., Rosselot, E., Naipauer, M., y Folguera, A. 2020. The Late Cretaceous Orogenic System: Early Inversion of the Neuquén Basin

- and Associated Synorogenic Deposits (35°–38° S). Springer Earth System Sciences, 303-322
- Folk, R.L., Andrews, P.B., y Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 13: 937–968.
- Gabriele, N. A. 2016. Evapofacies del Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior, Cuenca Neuquina, Argentina): paleoambientes, evolución y controles. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 23 (1): 35-69.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, A., Folguera, A., y Giménez, M. 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics* 649: 81-99.
- 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.
- Gómez, R., Tunik, M.A., y Casadío, S.A. 2020a. Fluvial deposits as a record of the Late Cretaceous tectonic activity in southern Central Andes, Argentina. *Andean Geology* 47 (2): 256-274.
- Gómez, R., Galetto, A., Arzadún, G., Tunik, M., Casadio, S., Parada, M., y Lothari, L. 2020b. Multi-proxy provenance analysis of Upper Cretaceous deposits in the Andes (34-35°S): evidence of coeval volcanism with the onset of the Andean orogen. *Cretaceous Research* (Enviado).
- Gómez, R., Lothari, L., Tunik, M., y Casadio, S. 2019. Onset of foreland basin deposition in the Neuquén Basin (34°-35°S): New data from sedimentary petrology and U–Pb dating of detrital zircons from the Upper Cretaceous non-marine deposits. *Journal of South American Earth Science* 95: 102257.
- Hardy, S., y Allmendinger, R. 2011. Trishear: A review of kinematics, mechanics, and applications. En: K. McClay, J. Shaw, and J. Suppe, eds., *Thrust fault-related folding: AAPG Memoir 94*, P. 95–119.
- Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Nichols, G.J., y Warwick, G.L. 2010. Large distributive fluvial systems: characteristics, distribution and controls on development. *Journal of Sedimentary Research* 80: 167-183.

- Huyghe, D., Bonnel, C., Niviere, B., Fasentieux, B., y Hervouët, Y. 2015. Neogene tectonostratigraphic history of the southern Neuquén basin (39–40 30' S, Argentina): implications for foreland basin evolution. *Basin Research*, 27(5): 613-635.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., y Sruoga, P. 1989. Late paleozoic to jurassic silicic magmatism at the gondwanaland margin: analogy to the middle proterozoic in north America? *Geology* 17: 324–328.
- Lothari, L., Gómez R., Tunik M. y Casadio S. 2020. Análisis de facies y petrografía de los depósitos del Cretácico Superior en el norte de la cuenca Neuquina: implicancias para el inicio de la etapa de foreland. . *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 27 (1): 3-28.
- Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows: II, Depositional models with special reference to the deposits of highdensity turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52: 279-297.
- Martos, F.E., Fennell, L.M., Brisson, S., Palmieri, G., Naipauer, M., y Folguera, A. 2020. Tectonic evolution of the northern Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102711>.
- 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, Inc., Heidelberg, 582 p.
- Miall, A.D. 2014. *Fluvial Depositional Systems*. Springer: 316 p. New York.
- Muñoz, M., Tapia, F., Persico, M., Benoit, M., Charrier, R., Farías, M., y Rojas, A. 2018. Extensional tectonics during Late Cretaceous evolution of the southern Central Andes: evidence from the Chilean main range at ~35°S. *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.06.009>.
- Mutti, E. 1992. *Turbidite sandstone*. Instituto di Geologia Universita di Parma, Azienda Generale Italiana Petroli, Milano: 275 p. San Donato Milanese.
- Naipauer M., García Morabito E., Manassero M., Valencia V.V., y Ramos V.A. 2018. A Provenance Analysis from the Lower Jurassic Units of the Neuquén Basin. Volcanic Arc or Intraplate Magmatic Input? En: Folguera A. et al. (eds) *The*

- Evolution of the Chilean-Argentinean Andes. Springer Earth System Sciences. Springer, Cham.
- Naipauer M., y Ramos V.A. 2016. Changes in source areas at Neuquén basin: mesozoic evolution and tectonic setting based on U–Pb ages on zircons. En: Folguera A, Naipauer M, Sagripanti L et al (eds) Growth of the Southern Andes. Springer, New York, pp 33–61.
- Nichols, G.J., y Fisher, J.A. 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology* 195 (1): 75-90.
- North, C.P., y Warwick, G.L. 2007. Fluvial Fans: Myths, Misconceptions, and the End of the Terminal-Fan Model. *Journal of Sedimentary Research* 77 (9): 693-701.
- Oliveros, V., Féraud, G., Aguirre, L., y Morata, D. 2006. The Early Andean Magmatic Province (EAMP): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on Mesozoic volcanic and plutonic rocks from the Coastal Cordillera, Northern Chile. *Journal of Volcanological and Geothermal Research* 157: 311-330.
- Ramón, J., y Cross, T. 2002. Correlation Strategies and Methods in Continental Strata, Middle Magdalena Basin, Colombia. Department of Geology and Geological Engineering, Colorado School of Mines, Golden, Colorado 80401.
- Ramos, V.A. 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y recursos Minerales, *Anales* 29: 715–784.
- Ramos, V.A. 2010. The grenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 29 (1): 77–91.
- Ramos, V.A., y Basei, M. 1997. The basement of Chilenia: an exotic continental terrane to Gondwana during the Early Paleozoic. En: Bradshaw, J.D., Weaver, S.D. (Eds.), *Terrane Dynamics-97*, International Conference on Terrane Geology (Christchurch), Conference Abstracts, pp. 140–143.
- Rossel, P., Oliveros, V., Mescua, J., Tapia, F., Ducea, M.N., Calderón, S., Charrier, R., y Hoffman, D. 2014. El volcanismo jurásico superior de la Formación Río Damas-Tordillo (33°-35,5°S): antecedentes su sobre petrogénesis, cronología, proveniencia e implicancias tectónicas. *Andean Geology* 41: 529–557.

- Roulston B.V., y Waugh, D.C. 1983. Stratigraphic comparison of the Mississippian Potash Deposits in New Brunswick, Canada. En: B.Ch. Schreiber y H. L. Harner (Eds.), Sixth International Symposium on Salt. T.I: 115-129. The Salt Institute, Alexandria, VA.
- Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A.S., y Castro, C.E. 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences* 63: 48–69.
- Scasso, R.A., y Limarino, C.O. 1997. Petrología y diagénesis de Rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología. Publicación Especial, vol. 1. pp. 258, Buenos Aires.
- Schumm S.A. 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentological implications. En: Ethridge, F.G., Flores, R.M., (eds) Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration, vol. 31. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, pp 19–29.
- Slingerland, R.L., y Smith, N.D. 2004. River avulsions and their deposits. *Annual Revisions of Earth and Planetary Science* 32: 257-285.
- Strecker, M. R., Hilley, G. E., Bookhagen, B., y Sobel, E. R. 2012. Structural, geomorphic, and depositional characteristics of contiguous and broken foreland basins: examples from the eastern flanks of the central Andes in Bolivia and NW Argentina. *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances* 508- 521.
- Tapia, F., Muñoz, M., Farías, M., Charrier, R., y Astaburuaga, D. 2020. Middle Jurassic-Late Cretaceous Paleogeography of the Western Margin of the Neuquén Basin (34° 30'–36° S). En: Kietzmann D., Folguera A. (eds) *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*. Springer Earth System Sciences. Springer, Cham.
- Thomas, W.A., Tucker, R.D., Astini, R.A., y Denison, R.E. 2012. Ages of pre-rift basement and synrift rocks along the conjugate rift and transform margins of the Argentine Precordillera and Laurentia. *Geosphere* 8 (6): 1366–1383.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., y Ramos, V. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean

- uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489: 258–273.
- Tunik, M.A. 2001. Análisis sedimentológico y tectónico de la primera ingresión atlántica en la Alta Cordillera de Mendoza. Tesis doctoral (inédito). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. pp. 257.
- Tunik, M. A. 2003. Interpretación paleoambiental de los depósitos de la Formación Saldeño (Cretácico superior), en la alta Cordillera de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 417-433.
- Turienzo, M., Dimieri, L., Frisicale, M., y Araujo, V. 2010. Evolución de las estructuras andinas en la región del Río Diamante (34°40'LS): vinculación entre la faja corrida y plegada de Malargüe y la Cordillera Frontal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67(3): 352-366.
- Turienzo, M., Dimieri, L., Frisicale, C., Araujo, V., y Sánchez, N. 2012. Cenozoic structural evolution of the Argentinean Andes at 34°40'S: A close relationship between thick and thin-skinned deformation. *Andean Geology* 39.
- Veiga G.D., y Vergani, G.D. 2011. El Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En: H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danieli y J.M. Vallés (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18º Congreso Geológico Argentino*: 181-188, Buenos Aires.
- Vermeesch, P. 2012. On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical Geology* (312-313): 190-194.
- Weissmann, G.S., Hartley, A. J., Nichols, G.J., Scuderi, L.A., Olsen, M., Buehler, H., y Banteah, R. 2010. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: distributive fluvial systems. *Geology* 38: 39-42.



CAPÍTULO 5
CONCLUSIONES

5. CONCLUSIONES

El análisis de procedencia combinado o *multi-proxy* desarrollado en los depósitos continentales del Cretácico Inferior tardío-Superior, entre el río Atuel y la laguna del Diamante (34-35°S), y la comparación con estudios previos, permitió obtener las conclusiones y consideraciones finales que se enumeran a continuación:

-Los depósitos sedimentarios de edad cretácica inferior tardía-superior en el área de estudio muestran la transición entre la etapa extensional de retroarco y la cuenca de antepaís en el norte de la cuenca Neuquina. El Grupo Bajada del Agrio (formaciones Huitrín y Rayoso), depositado previo al primer pulso importante de levantamiento de los Andes, está representado por evaporitas y clásticos finos rojizos, mientras que la Formación Diamante está representada por los clásticos rojizos que se encuentran por encima de las pelitas laminas con intercalaciones de yeso/anhidrita de la Formación Rayoso. Esto último se observó claramente en las secciones Vega de Los Patos, Arroyo Oscuro y Arroyo Las Playas.

-La discordancia Patagónica definida previamente como “movimientos intersenonianos” y documentada en el centro y norte de cuenca, no se identificó en las secciones analizadas. De esta manera el contacto entre el Grupo Bajada del Agrio y la Formación Diamante es transicional para el área de estudio. Los cambios angulares observados en la zona de Vega de los Patos son propios de las estructuras anticlinales.

- Las formaciones Rayoso y Huitrín (Grupo Bajada del Agrio) corresponden a un sistema marino marginal restringido, que evoluciona hacia un sistema lacustre efímero.

-En cuanto al modelo depositacional de la Formación Diamante, se propone un sistema fluvial tipo entrelazado gravo-arenoso que evoluciona en el tiempo a un sistema fluvial de alta sinuosidad con carga arenosa. Sin embargo, no se descarta la posibilidad que estos depósitos sean parte de un sector proximal a medio de un

sistema tipo *fluvial fan* o sistema fluvial distributivo (*DFS-Distributive Fluvial System*).

- El análisis petrográfico muestra que las areniscas de la Formación Diamante son principalmente litoarenitas feldespáticas, feldarenitas líticas y en menor medida litoarenitas, de acuerdo a la clasificación de Folk *et al.* (1970). Por otro lado, el área de procedencia de acuerdo con Dickinson *et al.* (1983), corresponde a un orógeno reciclado (diagrama Qt-F-Li) a reciclado transicional (diagrama Qm-F-Lt).

-La presencia de clastos carbonáticos en todas las secciones estratigráficas analizadas, junto con la identificación de fragmentos de amonites en conglomerados de la sección Vega Grande y los cambios notables en las direcciones de paleocorriente en la sección Arroyo Oscuro, sugieren procedencia del oeste a partir del desarrollo de una faja plegada y corrida con exposición de rocas sedimentarias de edad jurásica tardía-cretácica inferior.

-Teniendo en cuenta el análisis de las edades U-Pb en circones detríticos, la muestra extraída de la base de la Formación Diamante en la localidad de Vega de los Patos, tiene una edad máxima depositacional de $107,2 \pm 1,4$ Ma (1σ : n = 4) (Albiano), mientras que la muestra extraída del tope de esta unidad en la localidad de Vega Grande, tiene una edad máxima depositacional de $91,1 \pm 2,2$ Ma (1σ : n = 3) (Turoniano).

- El análisis de las edades máximas depositacionales U-Pb en los depósitos continentales sinorogénicos del Cretácico Superior a lo largo de la cuenca Neuquina, integradas con aquellas obtenidas en la base de las formaciones Diamante y Candeleros, evidencia un grupo persistente de edades de circones jóvenes que se superponen y agrupan alrededor de ~ 107 - 109 Ma. En base a esta correlación de datos, y teniendo en cuenta los métodos aplicados para el análisis estadístico de las edades máximas depositacionales, se propone una edad máxima de sedimentación albiana para la base de la Formación Diamante (o la Formación Candeleros), poniendo en duda si los inicios del relleno de la cuenca de antepaís corresponde a un evento diacrónico o sincrónico.

- El análisis de trazas de fisión en apatitas (AFT) de la base de la Formación Diamante (VLP-001) llevado a cabo en cristales euhedrales a subhedrales, muestra una edad central de enfriamiento albiana. La comparación entre la edad central AFT y la edad máxima depositacional U-Pb de la misma muestra, permite definir un corto tiempo de retraso (o *lag time*), de 3 Ma. Este valor es interpretado como evidencia de una procedencia de arco volcánico durante el Albiano. En este sentido, la edad central AFT representaría el enfriamiento rápido de una fuente magmática. Además, el análisis morfológico de los cristales de apatita y circón de la muestra VLP-001, a través de imágenes SEM, revela una presencia notable de cristales euhedrales, probablemente derivados de una fuente magmática y cristales redondeados que reflejan una fuente sedimentaria.

- El análisis de trazas de fisión en circones (ZFT) de la Formación Diamante, de una muestra extraída en el tope de la sección Vega de Los Patos, presenta dos poblaciones discretas de edades de grano de aproximadamente 156 Ma y 256 Ma. Los datos reflejan un sistema isotópico ZFT no reseteado, donde ambas edades corresponderían al enfriamiento de la fuente. La primera población de circones podría derivarse de la erosión del arco magmático del Jurásico Superior, revelando así su enfriamiento magmático y/o la erosión de las rocas del Grupo Mendoza y su enfriamiento/exhumación. La segunda población podría derivarse de la erosión de las unidades del Grupo Choiyoi y reflejar un enfriamiento magmático durante el Pérmico.

- Los resultados presentados en esta tesis evidencian que la Formación Diamante se depositó en el sector de la antefosa de la faja plegada y corrida, con sedimentos derivados tanto del arco magmático ubicado al oeste, así como del dorso periférico ubicado al este del área de estudio y que correspondería al Bloque San Rafael.



ANEXOS



ANEXOS

En este apartado se presentan en forma de anexos, la base de datos empleada para la realización de esta tesis doctoral y para los trabajos publicados tanto en revistas como en congresos y reuniones científicas.

Anexo 1. Conteo de clastos de las secciones Vega Grande y Vega de los Patos.

Anexo 2. Metodología y datos analíticos de las dataciones U-Pb realizadas.

Anexo 3. Conteo de clastos de las secciones Arroyo Oscuro y Arroyo Las Playas.

Anexo 4. Metodología y datos analíticos de las edades de trazas de fisión en apatitas y circones.

Anexo 5. Análisis morfológico de cristales de apatita y circones a partir de imágenes *SEM*.

Referencias

Trabajos publicados en congresos y reuniones científicas

Trabajos publicados en revistas

Anexo 1

Clast counting (Vega Grande-Vega de los Patos)

		SAMPLES-VEGA DE LOS PATOS (% in weight)								SAMPLES-VEGA GRANDE (% in weight)										
		VLP01	VLP02	VLP03	VLP04	VLP05	VLP06	VLP07a	VLP09	VG1	VG2	VG3	VG4	VG5	VG8	VG9	VG13	VG16	VG17	
QUARTZ (Q)	Qf	13.5	13.25	14.75	8.75	16.5	12.25	17.25	14.5	24	9.25	27.5	30.75	26.5	23	31	29.5	11	27.75	
	Qo	3.75	5.25	4.25	3.75	4.5	5.5	5	5.25	6.5	0.25	1.5	3.75	5	9	1	0.75	3	5.5	
	Qv	3.5	3	2.5	10.5	5	8.75	4.75	6.25	2.75	3.75	1.75	5.25	1	1.5	2.5	3.25	0	1	
	Qp	2.5	2.5	5.25	7	3.25	6.5	3.5	10.25	4.25	9	7	5.5	5	3.25	4	4	1.25	8.5	
FELDSPAR (F= K+P)	Fk	5.75	9	6.75	5.75	9	9.5	9.25	8.5	8.75	2	2.25	6	7	3.75	5.5	5.5	4.75	8.75	
	Fpl	9	8.25	5.5	1.25	3	2.75	3.5	3	10.5	2	3.75	3	6.5	8	4.5	5	3.5	2.5	
	Fkp	0	0	0	0.75	0	0.75	0	0.25	0	2.25	0.75	0.25	0	0	0.25	0	1	1.5	
	FPp	0	1.5	1	3.5	0.75	0.5	1.25	3.25	0	1.5	0.5	0.75	0	1	0	0.25	1.75	0.5	
	Fc	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.25	0	
LITHICS (L)	Lpg	10.75	13	7.5	10.75	13.25	16	15.75	18.75	13.5	9.75	13	15.75	10.75	7.25	13.75	10.25	4.25	7.5	
	Lps	5	5	3.75	9	6.25	5.75	6	3.75	3.75	0.25	0.75	4.25	13.5	8	4.75	0.5	2.25		
	Lpp	3.25	3.5	6.75	3.75	4.75	1.5	3.75	1.5	9.25	8.5	0	0.25	8.75	10	0	2.5	0	0.25	
	Lpl	4.5	3.75	1.25	0.75	0.25	0	0	0.5	0	0	0.5	0	0	0	0	0	0.25	0	
	Lc	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	34.25	0	
	Ls	2.25	2.5	0.75	2.25	1.75	0	0.25	2.75	0.75	3	2.75	3	0.75	0	0.75	1.75	4.75	3.25	
	Lp	1	0.75	0.5	3.5	1.5	2.25	1	1.25	0	0	0	0	0	0.5	0.25	0	0	0	
	Lm	1.5	0.5	1.5	2.25	4	1	3	0.25	0.75	1	3.25	1.5	1.75	2	1	0.5	0	0	
La	3.5	2.75	5.25	5.25	2.25	1.75	2	2	8	11	8	7	9	4.75	4	3.25	5.25	8.75		
CEMENTS	Cc	6.5	7.75	8	2	2.5	3.75	2.25	1.75	6.25	0.5	0	0	2	1.75	8	3.25	0.5	0	
	Ca	2	0.25	0	1	2.75	2	2	1.5	0	1.25	4	1.75	2.25	0.75	0.5	0.25	0.25	0.75	
	Cf	8.75	6.75	12	1.5	1.25	6.25	6	2	0	3.25	2.75	1.5	0	0	4.75	2.5	3.75	1.25	
	Ccar	0	0.75	0.25	11.75	9.25	6	0	5	0.5	24.75	3.75	2.5	5.75	4.5	2.25	10.75	15.25	2.25	
	Co	1	0	0	0	1	0	2.5	0	0	0.5	0	1.75	0	1	0.5	0	0		
OTHER	M	0.25	0	0	0	0	0.25	2.5	0	0.25	0	1	0.25	0.25	0	0	0.25	0	0.25	
	Op	4.25	6.75	6	0.75	1.25	2.25	2.5	0.75	0	1	0.25	1.75	1.25	0.75	0.75	0.75	0.25	2.5	
	Om	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.5	0	0	0	0	0	
	O	7.5	3.25	6.5	4.25	6	4.75	6	7	0.25	1.75	15.5	7	1.75	4.75	6.25	10.5	2.25	15	
		100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	

Abbreviations used in point-count data table and equations for values (*Clast counting*)

Qf: non-ondulatory monocrystalline quartz
Qo: undulatory monocrystalline quartz;
Qv: quartz on volcanic rock grain;
Qp: polycrystalline quartz;
Fk: alkaline feldspar;
Fpl: plagioclase feldspar;
Fkp: alkaline feldspar on paleovolcanic lithic grain;
Fc: feldspar replaced by calcite;
FPp: plagioclase on paleovolcanic lithic grain;
Lpg: granular texture on paleovolcanic lithic grain;
Lps: serial texture on paleovolcanic lithic grain;
Lpp: pyroclastic lithic grain;
Lpl: lathwork texture on paleovolcanic texture;
Lpm: microlitic texture on paleovolcanic lithic grain;
Lc: carbonate lithic grain;
Ls: another sedimentary lithic grain (generally siltstone);
Lp: plutonic lithic grain;
Lm: metamorphic lithic grain;
La: altered and undetermined lithic grain;
Cc: zeolitic cement;
Ca: argillaceous cement;
Cf: iron cement;
Ccar: calcareous cement;
Co: other cements; M-micas;
Op: opaques;
Om: other minerals;
O/P: porosity. Recalculated values:

Anexo 2

U/Pb detrital zircon geochronology

The analyses involve ablation of zircon with a Photon Machines Analyte G2 excimer laser using a spot diameter of 30 microns. All measurements are made in static mode using Faraday detectors with 3×10^{11} ohm resistors for ^{238}U , ^{232}Th , ^{208}Pb - ^{206}Pb , and discrete dynode ion counters for ^{204}Pb and ^{202}Hg . For each analysis the errors in determining $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ result in a measurement error of $\sim 1\text{-}2\%$ (at 2- sigma level) in the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age. The errors in measurement of $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ also result in $\sim 1\text{-}2\%$ (at 2-sigma level) uncertainty in age for grains that are >1.0 Ga, but are substantially larger for younger grains due to low intensity of the ^{207}Pb signal. For most analyses, the cross-over in precision of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ages occurs at ~ 1.0 Ga.

Inter-element fractionation of Pb/U is generally $\sim 5\%$ whereas apparent fractionation of Pb isotopes is generally $<0.2\%$. In-run analysis of fragments of a large zircon crystal (generally every fifth measurement) with known age of 563.5 ± 3.2 Ma (2- sigma error) is used to correct for this fractionation. The uncertainty resulting from the calibration correction is generally 1-2% (2-sigma) for both $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages. The analytical data are reported in Appendix 1. Uncertainties shown in these tables are at the 1-sigma level, and include only measurement errors. Analyses that are $>20\%$ discordant (by comparison of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ages) or $>5\%$ reverse discordant are not considered further.

Table 1 A. U-Pb geochronological analyses from sample VG24-16 (n=187)

						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)								
Analysis	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	Best age	±	Conc
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(%)
VG24-16	233	100454	1.5	20.4693	2.4	0.0856	3.1	0.0127	1.9	0.61	81.5	1.5	83.4	2.5	140.8	57.0	81.5	1.5	NA
VG24-16	286	1672	0.9	25.1637	3.9	0.0724	4.3	0.0132	1.8	0.43	84.6	1.5	70.9	2.9	NA	NA	84.6	1.5	NA
VG24-16	169	10059	2.3	21.7650	2.3	0.0850	2.9	0.0134	1.9	0.63	86.0	1.6	82.9	2.3	NA	NA	86.0	1.6	NA
VG24-16	365	3561	2.1	23.7023	5.0	0.0798	5.5	0.0137	2.3	0.42	87.9	2.0	78.0	4.1	NA	NA	87.9	2.0	NA
VG24-16	633	17096	1.0	21.5046	1.5	0.0907	2.3	0.0142	1.8	0.78	90.6	1.6	88.2	2.0	23.7	35.3	90.6	1.6	NA
VG24-16	146	1877	2.6	24.2294	3.4	0.0812	3.9	0.0143	1.9	0.49	91.3	1.7	79.2	3.0	NA	NA	91.3	1.7	NA
VG24-16	27	1362	1.9	7.5899	18.0	0.2609	18.2	0.0144	3.1	0.17	92.0	2.8	235.4	38.3	2121.5	317.6	92.0	2.8	NA
VG24-16	221	54275	1.1	17.7269	2.3	0.1369	2.8	0.0176	1.6	0.57	112.5	1.8	130.2	3.4	468.6	50.2	112.5	1.8	NA
VG24-16	191	23428	0.3	19.0376	1.6	0.2748	2.5	0.0380	1.9	0.76	240.2	4.5	246.5	5.5	308.5	37.1	240.2	4.5	NA
VG24-16	20	3486	1.7	19.8405	4.2	0.2681	5.1	0.0386	2.9	0.57	244.1	6.9	241.2	10.9	213.6	96.6	244.1	6.9	NA
VG24-16	74	5569	2.6	20.3395	2.2	0.2630	3.1	0.0388	2.2	0.70	245.5	5.3	237.1	6.6	155.7	52.2	245.5	5.3	NA
VG24-16	21	21485	2.5	20.3269	3.8	0.2677	4.5	0.0395	2.3	0.52	249.6	5.7	240.8	9.6	157.2	90.0	249.6	5.7	NA
VG24-16	32	2020	1.7	22.5361	6.6	0.2437	7.0	0.0399	2.3	0.32	251.9	5.6	221.5	13.8	NA	NA	251.9	5.6	NA
VG24-16	29	2018	1.4	21.7097	4.1	0.2553	4.6	0.0402	2.1	0.45	254.2	5.2	230.9	9.5	NA	NA	254.2	5.2	NA
VG24-16	336	26692	1.6	19.5335	1.5	0.2842	2.3	0.0403	1.8	0.76	254.6	4.5	254.0	5.3	249.6	34.8	254.6	4.5	NA
VG24-16	49	6698	0.8	19.3304	2.7	0.2879	3.4	0.0404	2.1	0.61	255.2	5.2	256.9	7.7	273.6	62.1	255.2	5.2	NA
VG24-16	73	5786	1.6	19.5637	3.0	0.2853	3.8	0.0405	2.3	0.62	255.9	5.8	254.9	8.5	246.0	68.7	255.9	5.8	NA
VG24-16	413	113869	1.5	19.5204	1.1	0.2869	2.3	0.0406	2.0	0.88	256.8	5.1	256.1	5.2	251.1	25.0	256.8	5.1	NA
VG24-16	184	24212	1.2	19.5695	1.9	0.2870	2.6	0.0407	1.7	0.68	257.5	4.4	256.2	5.8	245.3	43.2	257.5	4.4	NA
VG24-16	96	15354	1.0	19.7365	2.0	0.2847	2.6	0.0408	1.6	0.64	257.6	4.2	254.4	5.8	225.8	46.3	257.6	4.2	NA
VG24-16	389	163487	0.9	17.9622	2.5	0.3128	3.3	0.0408	2.2	0.66	257.6	5.5	276.4	8.0	439.3	55.3	257.6	5.5	NA

VG24-16	127	18735	1.9	19.4601	1.7	0.2896	2.6	0.0409	2.0	0.76	258.3	5.0	258.2	6.0	258.2	39.2	258.3	5.0	NA
VG24-16	42	11891	1.4	20.6367	3.2	0.2731	3.9	0.0409	2.2	0.57	258.4	5.6	245.2	8.4	121.6	74.6	258.4	5.6	NA
VG24-16	28	3261	1.9	19.7244	3.8	0.2859	4.4	0.0409	2.3	0.52	258.5	5.8	255.3	9.9	227.2	87.2	258.5	5.8	NA

ages for grains<1000 Ma based on 206Pb/238U values; ages for grains>1000 Ma based on 206Pb/207Pb

Table 1 A. U-Pb geochronological analyses from sample VG24-16 (cont) (n=187)

						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)								
Analysis	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	Best age	±	Conc
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(%)
VG24-16	69	13212	1.2	18.6296	2.2	0.3029	2.9	0.0409	1.9	0.65	258.7	4.8	268.7	6.8	357.5	49.8	258.7	4.8	NA
VG24-16	708	18981	1.7	19.5900	1.3	0.2882	2.3	0.0410	2.0	0.84	258.8	5.0	257.2	5.3	242.9	29.4	258.8	5.0	NA
VG24-16	150	10537	1.1	19.5902	1.7	0.2885	2.5	0.0410	1.8	0.73	259.1	4.6	257.4	5.6	242.9	38.6	259.1	4.6	NA
VG24-16	231	18599	2.2	19.6796	1.9	0.2874	2.9	0.0410	2.2	0.75	259.3	5.6	256.5	6.6	232.4	44.4	259.3	5.6	NA
VG24-16	54	4074	2.4	20.9040	3.4	0.2707	4.0	0.0411	2.1	0.52	259.4	5.3	243.2	8.7	91.2	81.7	259.4	5.3	NA
VG24-16	45	6756	1.2	20.8848	2.0	0.2711	3.1	0.0411	2.4	0.77	259.6	6.0	243.6	6.7	93.4	46.2	259.6	6.0	NA
VG24-16	105	14354	2.6	19.4654	1.9	0.2909	2.8	0.0411	2.1	0.74	259.6	5.4	259.3	6.5	257.6	43.8	259.6	5.4	NA
VG24-16	171	11765	1.9	19.8539	1.6	0.2855	2.3	0.0411	1.7	0.74	259.8	4.3	255.0	5.2	212.0	36.1	259.8	4.3	NA
VG24-16	177	21967	1.4	19.2773	1.9	0.2940	2.7	0.0411	1.9	0.70	259.8	4.8	261.7	6.2	279.9	44.3	259.8	4.8	NA
VG24-16	192	28459	1.4	19.2871	1.3	0.2942	1.9	0.0412	1.5	0.76	260.1	3.8	261.8	4.5	278.7	28.9	260.1	3.8	NA
VG24-16	85	4588	1.1	20.4621	2.2	0.2776	2.8	0.0412	1.7	0.62	260.3	4.4	248.7	6.2	141.7	51.6	260.3	4.4	NA
VG24-16	106	15415	1.1	19.4556	1.7	0.2921	2.3	0.0412	1.6	0.68	260.5	4.0	260.2	5.3	258.8	39.3	260.5	4.0	NA
VG24-16	120	28114	2.0	20.6143	2.0	0.2757	3.0	0.0412	2.2	0.75	260.5	5.6	247.3	6.5	124.2	46.3	260.5	5.6	NA
VG24-16	61	7188	1.3	20.7634	3.4	0.2738	3.9	0.0412	1.9	0.48	260.6	4.8	245.7	8.4	107.2	80.1	260.6	4.8	NA
VG24-16	45	19150	1.6	19.4967	2.6	0.2917	3.0	0.0413	1.5	0.50	260.7	3.8	259.9	6.8	253.9	59.4	260.7	3.8	NA
VG24-16	47	9461	1.7	19.9417	2.7	0.2854	3.4	0.0413	2.1	0.62	260.9	5.4	254.9	7.7	201.8	61.8	260.9	5.4	NA
VG24-16	106	9573	1.6	17.0417	2.4	0.3344	3.2	0.0413	2.1	0.65	261.2	5.3	292.9	8.1	555.2	52.9	261.2	5.3	NA
VG24-16	123	5243	1.2	20.5949	1.9	0.2779	2.9	0.0415	2.2	0.75	262.3	5.7	249.0	6.5	126.5	45.5	262.3	5.7	NA

VG24-16	113	5067	1.6	20.6041	2.2	0.2779	3.1	0.0415	2.1	0.69	262.4	5.5	249.0	6.8	125.4	52.7	262.4	5.5	NA
VG24-16	639	100495	2.7	18.8854	1.4	0.3033	2.1	0.0416	1.5	0.74	262.5	3.9	269.0	4.9	326.7	31.9	262.5	3.9	NA
VG24-16	146	8481	1.0	20.1138	1.9	0.2848	2.5	0.0416	1.7	0.67	262.6	4.3	254.5	5.6	181.8	43.2	262.6	4.3	NA
VG24-16	27	8735	1.7	20.6042	3.3	0.2782	3.6	0.0416	1.6	0.43	262.7	4.0	249.2	8.0	125.4	77.2	262.7	4.0	NA

ages for grains<1000 Ma based on 206Pb/238U values; ages for grains>1000 Ma based on 206Pb/207Pb

Table 1 A. U-Pb geochronological analyses from sample VG24-16 (cont) (n=187)

Analysis						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)						Best age (Ma)	± (Ma)	Conc (%)
	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±			
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)			
VG24-16	515	43539	1.5	19.8098	1.2	0.2894	2.3	0.0416	1.9	0.85	262.7	5.0	258.1	5.2	217.2	27.8	262.7	5.0	NA
VG24-16	383	24499	1.1	19.5924	1.7	0.2929	2.7	0.0416	2.1	0.79	263.0	5.5	260.8	6.3	242.6	38.6	263.0	5.5	NA
VG24-16	228	18508	1.5	19.7464	1.4	0.2908	2.5	0.0417	2.1	0.84	263.1	5.4	259.2	5.7	224.6	31.5	263.1	5.4	NA
VG24-16	70	5854	1.8	19.9589	3.1	0.2878	3.8	0.0417	2.3	0.61	263.2	6.0	256.8	8.7	199.8	71.0	263.2	6.0	NA
VG24-16	169	13349	1.2	19.8472	1.6	0.2897	2.5	0.0417	1.9	0.77	263.5	4.9	258.3	5.7	212.8	36.8	263.5	4.9	NA
VG24-16	123	6676	1.2	19.6843	1.6	0.2923	2.4	0.0417	1.8	0.76	263.6	4.8	260.3	5.6	231.8	37.0	263.6	4.8	NA
VG24-16	86	7081	1.9	20.2106	1.9	0.2848	2.6	0.0418	1.8	0.67	263.7	4.6	254.4	5.9	170.6	45.2	263.7	4.6	NA
VG24-16	399	141404	1.3	19.1554	1.3	0.3010	2.3	0.0418	1.9	0.82	264.2	4.9	267.2	5.3	294.4	29.4	264.2	4.9	NA
VG24-16	530	256022	1.8	17.9581	1.4	0.3218	2.4	0.0419	2.0	0.82	264.8	5.1	283.3	6.0	439.8	31.1	264.8	5.1	NA
VG24-16	178	48490	2.4	19.7481	1.5	0.2929	2.4	0.0420	1.8	0.77	265.1	4.8	260.9	5.5	224.3	35.6	265.1	4.8	NA
VG24-16	308	41869	1.7	19.5742	1.1	0.2956	2.0	0.0420	1.7	0.84	265.2	4.3	263.0	4.6	244.8	24.7	265.2	4.3	NA
VG24-16	638	38352	2.1	19.5664	1.1	0.2961	2.0	0.0420	1.6	0.81	265.4	4.2	263.3	4.6	245.7	26.3	265.4	4.2	NA

VG24-16	263	29515	2.3	19.9275	1.5	0.2909	2.4	0.0421	1.8	0.78	265.6	4.8	259.3	5.4	203.4	34.7	265.6	4.8	NA
VG24-16	22	905	1.1	25.7808	8.6	0.2249	8.9	0.0421	2.1	0.24	265.6	5.5	205.9	16.6	NA	NA	265.6	5.5	NA
VG24-16	152	13691	6.0	19.9303	1.6	0.2909	2.2	0.0421	1.6	0.71	265.6	4.2	259.3	5.1	203.1	36.3	265.6	4.2	NA
VG24-16	260	7536	1.2	20.3585	1.6	0.2848	2.9	0.0421	2.4	0.84	265.7	6.3	254.5	6.5	153.5	36.8	265.7	6.3	NA
VG24-16	429	185676	2.5	17.0380	2.0	0.3405	2.7	0.0421	1.8	0.67	265.8	4.6	297.6	6.9	555.7	43.3	265.8	4.6	NA
VG24-16	29	2130	1.9	21.4402	3.8	0.2709	4.4	0.0421	2.1	0.48	266.1	5.5	243.4	9.5	30.9	92.3	266.1	5.5	NA
VG24-16	260	17684	2.6	19.6767	1.5	0.2954	2.1	0.0422	1.5	0.71	266.3	4.0	262.8	5.0	232.7	34.8	266.3	4.0	NA
VG24-16	237	13273	2.2	20.4617	1.6	0.2845	2.2	0.0422	1.5	0.68	266.7	3.9	254.2	4.9	141.7	37.8	266.7	3.9	NA
VG24-16	419	31685	2.1	19.7083	1.5	0.2957	2.4	0.0423	1.9	0.79	267.0	5.0	263.1	5.5	229.0	33.5	267.0	5.0	NA
VG24-16	327	24815	1.9	19.7761	1.4	0.2948	2.6	0.0423	2.2	0.85	267.1	5.7	262.3	5.9	221.1	31.5	267.1	5.7	NA

ages for grains<1000 Ma based on 206Pb/238U values; ages for grains>1000 Ma based on 206Pb/207Pb

Table 1 A. U-Pb geochronological analyses from sample VG24-16 (cont) (n=187)

Analysis						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)						Best age	±	Conc			
	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±				Best age	±	Conc
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)				(Ma)	(Ma)	(%)
VG24-16	149	13851	1.4	19.4574	1.3	0.3002	2.0	0.0424	1.5	0.75	267.6	3.9	266.5	4.7	258.5	30.0	267.6	3.9	NA			
VG24-16	128	8167	1.1	19.9902	2.4	0.2929	3.0	0.0425	1.8	0.59	268.2	4.7	260.9	6.9	196.2	55.7	268.2	4.7	NA			
VG24-16	839	359464	1.6	19.4409	1.1	0.3016	2.0	0.0425	1.6	0.82	268.6	4.3	267.7	4.7	260.5	26.1	268.6	4.3	NA			
VG24-16	506	79798	1.8	19.2571	1.4	0.3053	2.4	0.0427	2.0	0.80	269.3	5.2	270.5	5.8	282.3	33.1	269.3	5.2	NA			
VG24-16	353	19859	2.4	19.9441	1.2	0.2950	2.0	0.0427	1.7	0.82	269.5	4.4	262.5	4.7	201.5	27.1	269.5	4.4	NA			
VG24-16	103	11633	1.6	20.2704	2.5	0.2903	3.3	0.0427	2.2	0.67	269.6	5.9	258.8	7.6	163.7	57.4	269.6	5.9	NA			
VG24-16	468	43829	1.9	19.3417	1.2	0.3043	2.2	0.0427	1.8	0.84	269.6	4.8	269.8	5.2	272.2	27.4	269.6	4.8	NA			
VG24-16	65	4331	1.1	20.9326	4.1	0.2816	4.6	0.0428	2.2	0.47	270.0	5.8	251.9	10.4	88.0	97.1	270.0	5.8	NA			
VG24-16	224	14164	3.9	19.7446	1.4	0.2994	2.3	0.0429	1.9	0.81	270.7	5.0	265.9	5.4	224.8	31.2	270.7	5.0	NA			

VG24-16	298	16875	2.2	19.6509	1.6	0.3013	2.5	0.0430	1.9	0.77	271.1	5.2	267.4	6.0	235.8	37.8	271.1	5.2	NA
VG24-16	27	5162	1.9	19.5978	4.0	0.3027	4.4	0.0430	1.8	0.42	271.7	4.9	268.5	10.3	242.0	91.5	271.7	4.9	NA
VG24-16	616	77705	1.7	19.4475	1.0	0.3052	1.8	0.0431	1.5	0.84	271.8	4.0	270.4	4.2	259.7	22.2	271.8	4.0	NA
VG24-16	232	56044	2.0	19.4640	1.6	0.3055	2.6	0.0431	2.0	0.79	272.3	5.4	270.7	6.1	257.8	36.5	272.3	5.4	NA
VG24-16	675	49426	1.8	19.0614	1.1	0.3120	1.9	0.0432	1.5	0.81	272.3	4.1	275.7	4.6	305.6	25.9	272.3	4.1	NA
VG24-16	503	23760	2.3	19.9067	1.2	0.2993	2.3	0.0432	1.9	0.86	272.9	5.2	265.9	5.3	205.9	27.3	272.9	5.2	NA
VG24-16	278	13595	1.7	19.6809	1.4	0.3031	2.0	0.0433	1.5	0.71	273.1	3.9	268.8	4.8	232.2	33.0	273.1	3.9	NA
VG24-16	210	154973	2.1	19.3845	1.9	0.3080	2.5	0.0433	1.7	0.66	273.4	4.4	272.6	6.0	267.2	43.6	273.4	4.4	NA
VG24-16	137	6813	2.0	14.1607	2.9	0.4217	3.5	0.0433	2.1	0.58	273.5	5.5	357.3	10.6	946.4	58.8	273.5	5.5	NA
VG24-16	98	23801	8.7	19.5414	1.7	0.3057	2.5	0.0433	1.8	0.74	273.5	4.9	270.8	5.9	248.6	38.6	273.5	4.9	NA
VG24-16	473	77914	3.5	19.2461	1.5	0.3111	2.2	0.0434	1.7	0.75	274.1	4.5	275.0	5.4	283.6	33.8	274.1	4.5	NA
VG24-16	480	157634	2.5	18.9182	1.1	0.3169	2.0	0.0435	1.7	0.83	274.5	4.5	279.5	4.9	322.8	25.5	274.5	4.5	NA
VG24-16	81	3107	1.1	10.2860	4.9	0.5843	5.5	0.0436	2.4	0.43	275.2	6.3	467.2	20.5	1571.4	92.4	275.2	6.3	NA

ages for grains<1000 Ma based on 206Pb/238U values; ages for grains>1000 Ma based on 206Pb/207Pb

Table 1 A. U-Pb geochronological analyses from sample VG24-16 (cont) (n=187)

Analysis	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	206Pb* 207Pb*	± (%)	Isotope ratios					Apparent ages (Ma)						Best age (Ma)	± (Ma)	Conc (%)
						207Pb* 235U*	± (%)	206Pb* 238U	± (%)	error corr.	206Pb* 238U*	± (Ma)	207Pb* 235U	± (Ma)	206Pb* 207Pb*	± (Ma)			
VG24-16	180	106254	0.9	19.4540	1.4	0.3091	2.0	0.0436	1.5	0.75	275.3	4.1	273.5	4.9	259.0	31.1	275.3	4.1	NA
VG24-16	34	2019	2.2	22.8393	4.0	0.2647	4.6	0.0439	2.2	0.48	276.7	6.0	238.4	9.7	NA	NA	276.7	6.0	NA
VG24-16	269	32604	1.1	19.2690	1.5	0.3139	2.4	0.0439	1.9	0.79	276.9	5.1	277.2	5.8	280.9	33.4	276.9	5.1	NA
VG24-16	425	58498	2.4	19.5552	1.3	0.3108	2.6	0.0441	2.3	0.87	278.2	6.3	274.8	6.3	247.0	29.6	278.2	6.3	NA
VG24-16	203	27728	2.0	18.9158	1.6	0.3244	2.6	0.0445	2.0	0.78	280.8	5.6	285.3	6.5	323.1	37.3	280.8	5.6	NA
VG24-16	343	164156	1.2	19.9201	1.3	0.3097	2.4	0.0448	2.0	0.84	282.3	5.6	273.9	5.7	204.3	29.8	282.3	5.6	NA

VG24-16	961	112473	1.0	18.3716	1.3	0.3429	2.3	0.0457	1.9	0.82	288.1	5.3	299.4	5.9	388.9	28.7	288.1	5.3	NA
VG24-16	200	21989	2.4	19.9375	1.3	0.3161	2.0	0.0457	1.6	0.78	288.2	4.5	278.9	5.0	202.2	29.9	288.2	4.5	NA
VG24-16	258	17272	2.8	19.1275	1.5	0.3450	2.1	0.0479	1.5	0.70	301.5	4.3	301.0	5.5	297.7	34.5	301.5	4.3	NA
VG24-16	440	75419	2.6	16.8001	2.0	0.4111	2.9	0.0501	2.1	0.72	315.2	6.5	349.7	8.6	586.3	43.7	315.2	6.5	NA
VG24-16	516	60171	1.6	18.2211	1.2	0.4622	2.2	0.0611	1.8	0.83	382.3	6.8	385.8	7.0	407.4	27.3	382.3	6.8	NA
VG24-16	1070	209089	1.4	18.0061	1.2	0.4713	1.9	0.0616	1.5	0.77	385.2	5.6	392.1	6.3	433.9	27.7	385.2	5.6	NA
VG24-16	292	7214	1.0	19.3267	1.0	0.4418	2.0	0.0620	1.8	0.88	387.5	6.8	371.5	6.3	274.0	21.8	387.5	6.8	NA
VG24-16	315	75206	1.5	17.7658	1.1	0.5034	2.3	0.0649	2.0	0.88	405.3	7.8	414.0	7.7	463.8	24.3	405.3	7.8	87.4
VG24-16	411	25687	77.6	17.8287	1.2	0.5662	2.2	0.0732	1.8	0.82	455.7	8.0	455.6	8.1	455.9	27.7	455.7	8.0	100.0
VG24-16	206	36081	0.6	17.7542	1.2	0.5723	2.3	0.0737	1.9	0.84	458.5	8.5	459.5	8.4	465.2	27.4	458.5	8.5	98.6
VG24-16	170	32819	1.6	17.6424	1.9	0.6022	2.6	0.0771	1.7	0.68	478.7	8.0	478.6	9.8	479.1	41.8	478.7	8.0	99.9
VG24-16	145	30940	1.9	17.3599	1.4	0.6697	2.4	0.0844	2.0	0.81	522.1	9.8	520.5	9.8	514.7	30.9	522.1	9.8	101.4
VG24-16	163	34897	3.0	17.2896	1.2	0.6727	2.2	0.0844	1.8	0.82	522.3	8.9	522.4	8.8	523.6	26.8	522.3	8.9	99.7
VG24-16	473	119354	9.0	17.2635	1.1	0.6765	2.1	0.0847	1.8	0.86	524.4	9.1	524.7	8.6	527.0	23.8	524.4	9.1	99.5
VG24-16	284	41230	1.6	16.9431	1.0	0.6968	1.8	0.0857	1.5	0.82	529.8	7.5	536.8	7.5	567.9	22.3	529.8	7.5	93.3
VG24-16	156	96230	3.4	16.4848	1.3	0.7267	2.7	0.0869	2.4	0.88	537.3	12.4	554.6	11.7	627.3	28.3	537.3	12.4	85.7
ages for grains<1000 Ma based on 206Pb/238U values; ages for grains>1000 Ma based on 206Pb/207Pb																			

Analysis	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	206Pb* 207Pb*	± (%)	Isotope ratios					Apparent ages (Ma)						Best age (Ma)	± (Ma)	Conc (%)
						207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±			
						235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)			
VG24-16	188	22847	1.1	17.0189	1.3	0.7222	2.1	0.0892	1.6	0.79	550.7	8.6	552.0	8.9	558.2	28.1	550.7	8.6	98.7
VG24-16	227	638939	1.1	16.8635	1.6	0.7504	2.5	0.0918	1.9	0.76	566.3	10.3	568.5	10.8	578.1	35.1	566.3	10.3	98.0
VG24-16	247	12656	4.9	16.7145	1.7	0.7756	2.7	0.0941	2.1	0.79	579.5	11.7	582.9	11.9	597.4	35.8	579.5	11.7	97.0

VG24-16	241	87257	4.9	15.7635	1.6	0.8296	2.7	0.0949	2.2	0.81	584.4	12.3	613.4	12.6	722.9	34.2	584.4	12.3	80.8
VG24-16	571	119924	145.9	16.7249	0.9	0.8050	1.9	0.0977	1.7	0.87	600.9	9.5	599.6	8.6	596.0	20.2	600.9	9.5	100.8
VG24-16	587	98417	3.8	16.1404	1.1	0.8393	3.0	0.0983	2.8	0.93	604.4	16.0	618.7	13.8	672.6	22.7	604.4	16.0	89.9
VG24-16	387	121497	4.4	16.7502	1.0	0.8177	2.1	0.0994	1.8	0.88	610.7	10.6	606.7	9.4	592.7	21.2	610.7	10.6	103.0
VG24-16	282	26145	2.9	16.2620	1.2	0.8455	2.1	0.0998	1.8	0.83	613.0	10.3	622.2	9.8	656.5	25.1	613.0	10.3	93.4
VG24-16	395	188640	4.8	16.7485	1.2	0.8318	2.5	0.1011	2.2	0.87	620.8	12.8	614.6	11.4	593.0	26.1	620.8	12.8	104.7
VG24-16	363	65809	3.1	16.4624	1.3	0.8611	2.3	0.1029	1.9	0.82	631.1	11.2	630.7	10.7	630.2	28.0	631.1	11.2	100.1
VG24-16	128	16034	0.7	16.3064	1.1	0.8715	2.3	0.1031	2.0	0.87	632.6	12.0	636.4	10.9	650.7	24.7	632.6	12.0	97.2
VG24-16	452	66797	2.4	16.6064	1.2	0.8683	2.1	0.1046	1.8	0.84	641.5	11.0	634.6	10.1	611.4	24.9	641.5	11.0	104.9
VG24-16	115	94180	1.3	16.3313	1.6	0.8929	2.4	0.1058	1.7	0.73	648.4	10.6	647.9	11.4	647.4	35.0	648.4	10.6	100.1
VG24-16	358	122453	15.1	16.3591	0.8	0.9059	1.9	0.1075	1.7	0.90	658.4	10.9	654.9	9.3	643.8	17.7	658.4	10.9	102.3
VG24-16	173	106034	3.3	15.5078	1.1	1.1551	1.9	0.1300	1.5	0.81	787.7	11.1	779.6	10.1	757.5	23.1	787.7	11.1	104.0
VG24-16	307	106944	1.6	15.2028	1.1	1.1859	2.0	0.1308	1.7	0.84	792.5	12.6	794.1	11.2	799.3	23.3	792.5	12.6	99.2
VG24-16	374	123865	1.4	14.8196	0.9	1.2813	2.2	0.1378	2.0	0.91	832.1	15.5	837.4	12.4	852.6	18.9	832.1	15.5	97.6
VG24-16	87	159675	1.2	15.1346	1.2	1.2707	2.1	0.1395	1.7	0.82	842.1	13.5	832.7	11.9	808.7	25.3	842.1	13.5	104.1
VG24-16	100	35293	1.2	14.6848	1.1	1.3290	2.2	0.1416	1.9	0.86	853.7	14.9	858.4	12.6	871.5	23.2	853.7	14.9	98.0
VG24-16	83	52824	1.3	14.6745	1.2	1.4107	1.9	0.1502	1.5	0.79	902.1	12.6	893.4	11.3	873.0	24.1	902.1	12.6	103.3
VG24-16	86	62378	2.5	13.9705	1.1	1.5310	2.5	0.1552	2.2	0.90	930.0	19.4	942.9	15.3	974.0	21.8	974.0	21.8	95.5
VG24-16	174	30652	8.0	13.8281	1.2	1.6766	2.2	0.1682	1.9	0.83	1002.3	17.4	999.7	14.3	994.9	25.2	994.9	25.2	100.7

ages for grains<1000 Ma based on 206Pb/238U values; ages for grains>1000 Ma based on 206Pb/207Pb

Table 1 A. U-Pb geochronological analyses from sample VG24-16 (cont) (n=187)

Analysis	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	206Pb* 207Pb* (%)	±	Isotope ratios					Apparent ages (Ma)						Best age (Ma)	±	Conc (%)
						207Pb* 235U* (%)	±	206Pb* 238U (%)	±	error corr.	206Pb* 238U* (Ma)	±	207Pb* 235U (Ma)	±	206Pb* 207Pb* (Ma)	±			

VG24-16	169	25542	1.3	13.7647	0.8	1.5291	1.9	0.1527	1.7	0.91	916.2	14.6	942.1	11.6	1004.2	16.0	1004.2	16.0	91.2
VG24-16	169	71184	2.7	13.7451	0.9	1.5859	2.2	0.1582	2.0	0.91	946.6	17.8	964.7	13.9	1007.1	18.8	1007.1	18.8	94.0
VG24-16	309	15219	3.2	13.7189	1.1	1.6416	2.1	0.1634	1.8	0.86	975.7	16.3	986.3	13.3	1010.9	22.0	1010.9	22.0	96.5
VG24-16	611	101793	2.8	13.6676	1.0	1.5197	1.6	0.1507	1.3	0.80	904.9	11.1	938.3	10.1	1018.5	20.1	1018.5	20.1	88.8
VG24-16	472	166242	3.1	13.6143	0.9	1.5580	2.1	0.1539	1.9	0.90	922.8	16.2	953.7	13.0	1026.4	18.7	1026.4	18.7	89.9
VG24-16	497	90061	1.4	13.6007	1.2	1.6837	2.3	0.1662	2.0	0.86	990.9	18.5	1002.4	14.9	1028.5	24.1	1028.5	24.1	96.3
VG24-16	121	43252	0.7	13.5920	1.2	1.7455	2.4	0.1721	2.1	0.87	1023.9	19.8	1025.5	15.6	1029.7	24.3	1029.7	24.3	99.4
VG24-16	200	26949	1.2	13.5751	1.3	1.7229	2.2	0.1697	1.8	0.82	1010.5	16.9	1017.1	14.2	1032.3	25.8	1032.3	25.8	97.9
VG24-16	278	27321	3.8	13.5624	0.8	1.7281	1.8	0.1701	1.6	0.89	1012.4	14.8	1019.0	11.4	1034.2	16.1	1034.2	16.1	97.9
VG24-16	70	16790	5.0	13.5285	1.5	1.8485	2.2	0.1814	1.7	0.76	1074.9	16.9	1062.9	14.8	1039.2	29.3	1039.2	29.3	103.4
VG24-16	399	336333	3.9	13.4873	1.0	1.7744	2.1	0.1736	1.8	0.87	1032.2	17.1	1036.1	13.4	1045.4	20.8	1045.4	20.8	98.7
VG24-16	356	118806	1.4	13.3873	0.9	1.8212	2.5	0.1769	2.3	0.93	1050.1	22.1	1053.1	16.1	1060.4	18.6	1060.4	18.6	99.0
VG24-16	134	46390	1.9	13.3833	1.2	1.8313	2.3	0.1778	2.0	0.86	1055.1	19.1	1056.7	15.1	1061.0	23.8	1061.0	23.8	99.4
VG24-16	14	9922	1.7	13.3819	1.6	1.9228	2.7	0.1867	2.1	0.80	1103.5	21.6	1089.1	17.8	1061.2	32.4	1061.2	32.4	104.0
VG24-16	203	35863	2.3	13.3667	1.1	1.8583	2.2	0.1802	1.9	0.87	1068.2	18.8	1066.4	14.5	1063.5	22.0	1063.5	22.0	100.4
VG24-16	199	48012	2.9	13.3025	1.2	1.8995	1.9	0.1833	1.6	0.80	1085.2	15.6	1080.9	12.9	1073.2	23.3	1073.2	23.3	101.1
VG24-16	55	187710	2.2	13.2279	1.5	1.9981	2.0	0.1918	1.4	0.70	1131.0	14.8	1114.9	13.8	1084.5	29.4	1084.5	29.4	104.3
VG24-16	711	1198430	2.6	13.1977	1.1	1.8145	1.9	0.1738	1.5	0.81	1032.8	14.4	1050.7	12.1	1089.0	21.6	1089.0	21.6	94.8
VG24-16	441	1115453	2.7	13.1438	0.9	1.9655	2.4	0.1875	2.3	0.92	1107.6	23.0	1103.8	16.5	1097.2	18.9	1097.2	18.9	100.9
VG24-16	194	106275	1.3	13.0547	1.2	1.9534	1.9	0.1850	1.6	0.80	1094.4	15.8	1099.6	13.1	1110.8	23.1	1110.8	23.1	98.5
VG24-16	99	86270	2.3	13.0314	1.1	1.8974	1.9	0.1794	1.5	0.81	1063.8	15.2	1080.2	12.7	1114.4	22.2	1114.4	22.2	95.5
VG24-16	131	49859	2.6	12.9935	1.2	1.9541	2.4	0.1842	2.1	0.86	1090.1	20.7	1099.9	16.1	1120.2	24.0	1120.2	24.0	97.3

ages for grains<1000 Ma based on 206Pb/238U values; ages for grains>1000 Ma based on 206Pb/207Pb

Table 1 A. U-Pb geochronological analyses from sample VG24-16 (cont) (n=187)

Analysis	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	Isotope ratios					Apparent ages (Ma)						Best age	±	Conc
						207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±			
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)
VG24-16	80	45253	4.0	12.9890	1.4	1.8335	2.3	0.1728	1.8	0.79	1027.5	17.1	1057.5	15.0	1120.9	27.9	1120.9	27.9	91.7
VG24-16	140	55991	1.2	12.9465	1.1	1.8448	2.3	0.1733	2.0	0.88	1030.3	18.8	1061.6	14.9	1127.4	21.8	1127.4	21.8	91.4
VG24-16	29	29555	2.7	12.9112	1.7	1.9574	2.5	0.1834	1.8	0.72	1085.4	17.6	1101.0	16.5	1132.9	34.1	1132.9	34.1	95.8
VG24-16	209	104768	2.2	12.8970	1.0	2.0482	1.8	0.1917	1.5	0.83	1130.4	15.7	1131.7	12.4	1135.0	20.2	1135.0	20.2	99.6
VG24-16	297	84359	1.5	12.8858	1.1	1.9984	2.6	0.1868	2.3	0.90	1104.2	23.4	1115.0	17.4	1136.8	22.3	1136.8	22.3	97.1
VG24-16	248	213255	3.4	12.8842	1.3	1.9435	2.1	0.1817	1.7	0.78	1076.2	16.4	1096.2	14.3	1137.0	26.7	1137.0	26.7	94.6
VG24-16	47	19046	1.5	12.8807	1.6	2.0964	2.4	0.1959	1.8	0.74	1153.4	18.7	1147.6	16.6	1137.6	32.4	1137.6	32.4	101.4
VG24-16	204	467648	1.7	12.8162	1.2	1.9846	2.1	0.1846	1.7	0.81	1091.8	16.8	1110.3	14.0	1147.5	24.2	1147.5	24.2	95.1
VG24-16	593	91663	1.9	12.7180	1.1	2.0877	2.0	0.1927	1.7	0.83	1135.7	17.3	1144.8	13.7	1162.8	22.0	1162.8	22.0	97.7
VG24-16	274	89194	3.7	12.6956	1.0	2.1494	2.0	0.1980	1.7	0.86	1164.5	18.1	1164.8	13.7	1166.3	19.8	1166.3	19.8	99.9
VG24-16	144	71498	1.9	12.5698	1.2	2.0294	2.4	0.1851	2.0	0.87	1094.7	20.6	1125.4	16.0	1186.0	23.0	1186.0	23.0	92.3
VG24-16	299	77780	2.9	12.4356	1.1	2.2658	2.5	0.2044	2.2	0.89	1199.2	24.2	1201.7	17.5	1207.2	21.9	1207.2	21.9	99.3
VG24-16	243	100042	2.1	12.3609	1.3	2.2972	2.5	0.2060	2.1	0.85	1207.7	23.3	1211.4	17.5	1219.0	25.2	1219.0	25.2	99.1
VG24-16	119	23733	0.8	12.0639	1.3	2.3381	2.2	0.2047	1.9	0.83	1200.3	20.4	1223.9	16.0	1266.7	24.6	1266.7	24.6	94.8
VG24-16	195	142043	2.1	12.0248	1.2	2.0102	2.2	0.1754	1.9	0.84	1041.7	18.2	1119.0	15.2	1273.0	23.5	1273.0	23.5	81.8
VG24-16	282	90334	3.1	11.9802	1.1	2.4769	1.9	0.2153	1.5	0.82	1257.0	17.6	1265.3	13.6	1280.2	20.8	1280.2	20.8	98.2
VG24-16	65	36540	1.0	11.8272	1.4	2.6883	2.5	0.2307	2.1	0.84	1338.2	25.9	1325.2	18.9	1305.2	26.8	1305.2	26.8	102.5
VG24-16	8	4947	2.2	11.6485	2.8	2.4237	3.7	0.2049	2.4	0.66	1201.3	26.8	1249.7	26.5	1334.7	53.4	1334.7	53.4	90.0
VG24-16	131	167264	1.5	11.5884	1.2	2.7535	2.1	0.2315	1.7	0.81	1342.5	21.0	1343.0	15.9	1344.7	24.1	1344.7	24.1	99.8
VG24-16	761	134319	0.8	11.2294	1.0	2.9045	1.8	0.2367	1.6	0.85	1369.3	19.2	1383.1	13.8	1405.3	18.3	1405.3	18.3	97.4
VG24-16	275	135283	1.1	11.0846	1.2	2.8750	2.2	0.2312	1.9	0.85	1340.9	22.6	1375.4	16.5	1430.1	22.0	1430.1	22.0	93.8
VG24-16	368	115447	2.5	11.0468	1.0	2.9105	2.4	0.2333	2.2	0.92	1351.7	26.6	1384.6	18.0	1436.6	18.2	1436.6	18.2	94.1

ages for grains<1000 Ma based on 206Pb/238U values; ages for grains>1000 Ma based on 206Pb/207Pb

						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)								
Analysis	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	Best age	±	Conc
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(%)
VG24-16	261	67691	1.2	11.0237	1.0	3.0769	2.1	0.2461	1.8	0.87	1418.4	23.1	1426.9	16.1	1440.6	19.9	1440.6	19.9	98.5
VG24-16	206	966247	1.8	11.0159	0.9	3.0022	2.0	0.2400	1.7	0.88	1386.5	21.4	1408.2	14.9	1441.9	18.0	1441.9	18.0	96.2
VG24-16	261	102953	2.3	10.8964	1.2	3.3281	2.5	0.2631	2.2	0.88	1505.8	30.1	1487.7	19.8	1462.7	22.6	1462.7	22.6	102.9
VG24-16	299	33645	1.7	9.1015	1.0	4.9243	2.1	0.3252	1.9	0.88	1815.1	29.5	1806.4	17.8	1797.3	18.1	1797.3	18.1	101.0
VG24-16	178	601593	1.1	8.9168	1.1	5.0182	2.2	0.3247	1.8	0.85	1812.5	29.2	1822.4	18.4	1834.5	20.7	1834.5	20.7	98.8
VG24-16	309	113664	0.8	8.8263	0.8	4.5597	1.9	0.2920	1.7	0.91	1651.6	24.7	1741.9	15.5	1853.0	13.8	1853.0	13.8	89.1
VG24-16	356	262464	1.5	8.6976	0.8	5.1544	2.3	0.3253	2.2	0.94	1815.5	34.3	1845.1	19.5	1879.5	13.8	1879.5	13.8	96.6
VG24-16	294	97382	1.1	8.4652	0.8	5.6202	1.8	0.3452	1.6	0.90	1911.7	26.7	1919.2	15.4	1928.1	13.7	1928.1	13.7	99.1
VG24-16	169	315899	1.0	5.7058	1.0	11.6241	1.7	0.4812	1.3	0.82	2532.7	28.2	2574.6	15.4	2608.5	15.9	2608.5	15.9	97.1

ages for grains<1000 Ma based on 206Pb/238U values; ages for grains>1000 Ma based on 206Pb/207Pb

						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)								
Analysis	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	Best age	±	Conc
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(%)
VLP001-17	120	17936	1.9	18.2704	3.7	0.1209	4.2	0.0160	2.0	0.47	102.5	2.0	115.9	4.6	400.4	83.9	102.5	2.0	NA
VLP001-17	414	55038	1.0	19.8871	1.4	0.1151	1.8	0.0166	1.1	0.61	106.2	1.2	110.6	1.9	207.1	33.2	106.2	1.2	NA
VLP001-17	914	11906	1.2	17.0468	1.5	0.1358	1.9	0.0168	1.2	0.63	107.4	1.3	129.3	2.3	553.6	32.6	107.4	1.3	NA
VLP001-17	234	3209	1.6	22.5421	5.7	0.1028	6.0	0.0168	1.8	0.30	107.5	1.9	99.4	5.7	NA	NA	107.5	1.9	NA

VLP001-17	503	45196	1.5	20.2397	1.7	0.1159	2.4	0.0170	1.7	0.72	108.8	1.8	111.3	2.5	166.2	38.6	108.8	1.8	NA
VLP001-17	223	77476	1.4	18.7374	2.6	0.1262	3.1	0.0172	1.6	0.53	109.6	1.8	120.6	3.5	343.5	59.4	109.6	1.8	NA

ages for grains<1000 Ma based on 206Pb/238U values; ages for grains>1000 Ma based on 206Pb/207Pb

Table 1 B. U-Pb geochronological analyses from sample VLP001-17 (cont) (n=106)

Analysis						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)						Best age	±	Conc		
	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±				±	±
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)				(Ma)	(Ma)
VLP001-17	193	10544	1.4	18.9213	1.4	0.1250	1.9	0.0172	1.3	0.68	109.7	1.4	119.6	2.1	321.4	31.1	109.7	1.4	NA		
VLP001-17	433	15399	1.5	19.0962	1.9	0.1240	2.4	0.0172	1.5	0.63	109.8	1.7	118.7	2.7	300.5	43.5	109.8	1.7	NA		
VLP001-17	382	7336	1.8	21.1992	2.1	0.1119	2.8	0.0172	1.9	0.68	110.0	2.1	107.7	2.9	56.9	49.0	110.0	2.1	NA		
VLP001-17	562	11546	0.9	21.1320	1.3	0.1131	1.8	0.0173	1.1	0.65	110.8	1.2	108.8	1.8	64.4	31.9	110.8	1.2	NA		
VLP001-17	170	11078	1.7	19.2345	2.7	0.1257	3.0	0.0175	1.5	0.49	112.1	1.7	120.2	3.5	284.0	60.6	112.1	1.7	NA		
VLP001-17	178	7987	0.9	12.1384	2.6	0.2016	3.7	0.0178	2.7	0.72	113.4	3.0	186.5	6.3	1253.8	50.7	113.4	3.0	NA		
VLP001-17	195	11928	1.9	18.0292	2.2	0.1358	2.9	0.0178	1.9	0.65	113.5	2.1	129.3	3.5	430.0	49.4	113.5	2.1	NA		
VLP001-17	434	4412	1.0	16.1289	2.3	0.1520	2.8	0.0178	1.5	0.55	113.7	1.7	143.7	3.7	673.2	49.7	113.7	1.7	NA		
VLP001-17	73	2854	1.4	11.7642	4.2	0.2089	4.7	0.0178	2.3	0.48	113.9	2.6	192.6	8.3	1314.8	80.5	113.9	2.6	NA		
VLP001-17	87	2023	1.4	25.4933	4.0	0.1011	5.7	0.0187	4.0	0.71	119.5	4.7	97.8	5.3	NA	NA	119.5	4.7	NA		
VLP001-17	293	55100	1.9	21.3427	1.9	0.1230	2.6	0.0191	1.7	0.66	121.7	2.1	117.8	2.9	40.8	46.5	121.7	2.1	NA		
VLP001-17	375	2128	2.0	17.1806	2.0	0.1533	2.5	0.0191	1.5	0.60	122.0	1.8	144.8	3.3	536.5	42.9	122.0	1.8	NA		
VLP001-17	174	4751	2.1	18.1204	3.7	0.1521	5.2	0.0200	3.6	0.70	127.6	4.6	143.7	6.9	418.8	82.6	127.6	4.6	NA		
VLP001-17	182	6644	2.2	17.4308	3.2	0.1726	4.5	0.0218	3.2	0.70	139.2	4.4	161.7	6.7	504.8	70.5	139.2	4.4	NA		
VLP001-17	194	1598	1.0	20.7949	9.4	0.1500	9.9	0.0226	3.1	0.32	144.2	4.5	141.9	13.1	102.6	222.6	144.2	4.5	NA		
VLP001-17	1065	228325	0.8	20.0970	0.6	0.1590	1.3	0.0232	1.1	0.90	147.8	1.7	149.9	1.8	182.7	13.1	147.8	1.7	NA		

VLP001-17	414	32858	1.0	16.7084	2.2	0.1974	2.9	0.0239	1.8	0.63	152.5	2.7	182.9	4.8	597.2	48.6	152.5	2.7	NA
VLP001-17	447	15286	0.8	20.3595	1.4	0.1635	1.9	0.0242	1.3	0.67	153.8	2.0	153.8	2.7	152.4	33.4	153.8	2.0	NA
VLP001-17	206	7794	0.8	15.8653	2.0	0.3424	2.6	0.0394	1.7	0.64	249.2	4.0	299.0	6.7	708.3	42.3	249.2	4.0	NA
VLP001-17	378	117508	2.6	18.9876	1.2	0.2866	1.7	0.0395	1.2	0.71	249.6	3.0	255.8	3.9	313.5	28.0	249.6	3.0	NA
VLP001-17	281	4849	1.8	16.3291	1.5	0.3448	1.7	0.0409	1.0	0.55	258.1	2.4	300.8	4.5	646.8	31.4	258.1	2.4	NA
VLP001-17	91	19896	2.3	19.7654	2.1	0.2860	2.6	0.0410	1.5	0.59	259.1	3.9	255.4	5.9	221.3	48.6	259.1	3.9	NA

ages for grains<1000 Ma based on 206Pb/238U values; ages for grains>1000 Ma based on 206Pb/207Pb

Table 1 B. U-Pb geochronological analyses from sample VLP001-17 (cont) (n=106)

Analysis	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	Isotope ratios					Apparent ages (Ma)						Best age	±	Conc
						207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±			
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(%)
VLP001-17	210	19187	1.3	18.1638	1.5	0.3113	2.0	0.0410	1.3	0.65	259.2	3.3	275.2	4.8	413.4	33.8	259.2	3.3	NA
VLP001-17	272	31271	1.0	19.2058	1.1	0.3000	1.4	0.0418	0.8	0.62	264.0	2.2	266.4	3.2	287.4	24.4	264.0	2.2	NA
VLP001-17	129	2588	2.0	11.6196	8.4	0.4986	8.6	0.0420	1.9	0.22	265.4	4.9	410.7	29.1	1338.7	162.5	265.4	4.9	NA
VLP001-17	194	7186	2.4	20.0485	1.2	0.2890	1.7	0.0420	1.2	0.69	265.5	3.1	257.8	3.9	188.3	28.8	265.5	3.1	NA
VLP001-17	156	4973	1.1	18.4700	1.9	0.3148	2.3	0.0422	1.3	0.56	266.4	3.4	277.9	5.6	376.0	42.9	266.4	3.4	NA
VLP001-17	205	6569	1.9	19.2891	1.4	0.3017	2.3	0.0422	1.8	0.79	266.6	4.7	267.7	5.4	277.5	32.3	266.6	4.7	NA
VLP001-17	429	25563	2.8	19.1821	1.3	0.3040	2.2	0.0423	1.9	0.83	267.1	4.9	269.5	5.3	290.2	28.7	267.1	4.9	NA
VLP001-17	102	5174	2.3	16.8738	2.3	0.3469	2.7	0.0425	1.4	0.54	268.1	3.8	302.4	7.1	575.8	49.5	268.1	3.8	NA
VLP001-17	98	71429	0.8	16.9648	2.7	0.3454	3.2	0.0425	1.6	0.51	268.4	4.3	301.3	8.2	564.1	59.0	268.4	4.3	NA
VLP001-17	35	52911	1.9	19.0011	4.1	0.3088	6.7	0.0426	5.3	0.79	268.8	13.9	273.2	16.1	311.8	94.0	268.8	13.9	NA
VLP001-17	245	52530	2.2	19.4945	1.4	0.3024	2.5	0.0428	2.0	0.82	270.0	5.3	268.2	5.8	253.2	32.1	270.0	5.3	NA
VLP001-17	1048	75716	1.3	18.6614	0.7	0.3161	1.3	0.0428	1.1	0.86	270.2	3.0	278.9	3.2	352.7	14.9	270.2	3.0	NA

VLP001-17	282	8555	1.3	19.1246	1.5	0.3099	2.1	0.0430	1.4	0.69	271.4	3.8	274.1	4.9	297.1	34.0	271.4	3.8	NA
VLP001-17	157	7888	1.6	19.2925	1.5	0.3078	1.9	0.0431	1.2	0.64	271.9	3.2	272.5	4.5	277.1	33.3	271.9	3.2	NA
VLP001-17	23	747	1.8	31.3595	17.7	0.1901	18.1	0.0433	3.7	0.20	273.0	9.9	176.7	29.3	NA	NA	273.0	9.9	NA
VLP001-17	410	8626	1.5	18.0594	1.3	0.3307	1.8	0.0433	1.2	0.68	273.5	3.3	290.1	4.6	426.3	29.8	273.5	3.3	NA
VLP001-17	154	10368	1.7	19.8892	1.8	0.3048	2.5	0.0440	1.7	0.69	277.5	4.6	270.2	5.8	206.9	41.4	277.5	4.6	NA
VLP001-17	35	1558	1.0	18.1271	3.4	0.3366	3.8	0.0443	1.6	0.44	279.2	4.5	294.6	9.6	418.0	75.8	279.2	4.5	NA
VLP001-17	368	7022	1.0	20.3815	1.5	0.2997	1.9	0.0443	1.1	0.62	279.5	3.1	266.1	4.3	149.9	34.0	279.5	3.1	NA
VLP001-17	205	7975	2.6	17.2122	1.5	0.3602	2.2	0.0450	1.5	0.71	283.6	4.3	312.4	5.8	532.5	33.1	283.6	4.3	NA
VLP001-17	456	16650	1.6	18.9930	0.9	0.3276	1.8	0.0451	1.6	0.86	284.7	4.4	287.7	4.6	312.8	21.2	284.7	4.4	NA
VLP001-17	621	72131	2.1	19.0728	1.0	0.3289	1.5	0.0455	1.2	0.77	287.0	3.3	288.8	3.9	303.2	22.4	287.0	3.3	NA

ages for grains<1000 Ma based on 206Pb/238U values; ages for grains>1000 Ma based on 206Pb/207Pb

Table 1 B. U-Pb geochronological analyses from sample VLP001-17 (cont) (n=106)

Analysis						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)						Best age	±	Conc		
	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±				±	±
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)				(Ma)	(Ma)
VLP001-17	213	6807	3.3	17.7634	2.4	0.3565	3.0	0.0460	1.8	0.59	289.6	5.0	309.6	8.0	463.1	53.4	289.6	5.0	NA		
VLP001-17	588	12323	2.1	19.9613	0.9	0.3234	1.3	0.0468	1.0	0.77	295.1	2.9	284.5	3.3	198.5	19.9	295.1	2.9	NA		
VLP001-17	691	11389	2.0	17.8888	0.9	0.3643	1.6	0.0473	1.3	0.81	297.8	3.7	315.4	4.3	447.4	20.7	297.8	3.7	NA		
VLP001-17	521	62436	2.9	19.2037	0.9	0.3430	1.5	0.0478	1.2	0.80	300.9	3.4	299.4	3.8	287.6	20.0	300.9	3.4	NA		
VLP001-17	508	154418	3.3	18.8684	0.8	0.3625	1.4	0.0496	1.1	0.80	312.3	3.4	314.1	3.7	327.7	18.7	312.3	3.4	NA		
VLP001-17	338	8565	2.4	19.4395	1.5	0.3623	2.2	0.0511	1.6	0.74	321.3	5.0	313.9	5.8	259.7	33.6	321.3	5.0	NA		
VLP001-17	60	2902	3.7	20.5127	5.1	0.3627	6.4	0.0540	3.8	0.60	339.0	12.6	314.3	17.3	134.8	120.3	339.0	12.6	NA		
VLP001-17	349	25739	0.7	17.8239	1.0	0.4561	1.6	0.0590	1.3	0.77	369.5	4.5	381.6	5.1	455.5	22.7	369.5	4.5	NA		

VLP001-17	252	8011	1.9	18.9691	2.0	0.4468	2.4	0.0615	1.3	0.54	384.7	4.8	375.0	7.5	315.6	45.9	384.7	4.8	NA
VLP001-17	842	92914	1.6	18.2547	0.9	0.4727	1.7	0.0626	1.4	0.83	391.4	5.2	393.0	5.4	402.3	21.0	391.4	5.2	NA
VLP001-17	314	75017	1.6	17.6549	1.3	0.4894	1.8	0.0627	1.3	0.71	392.0	4.9	404.5	6.1	476.6	28.5	392.0	4.9	NA
VLP001-17	608	153448	2.6	17.3073	0.8	0.5175	1.7	0.0650	1.4	0.86	405.9	5.6	423.5	5.7	520.4	18.5	405.9	5.6	78.0
VLP001-17	610	33871	2.1	17.7079	0.9	0.5063	1.7	0.0651	1.4	0.83	406.3	5.5	416.0	5.7	470.0	20.5	406.3	5.5	86.4
VLP001-17	243	15925	1.1	18.0184	1.2	0.5040	1.5	0.0659	0.9	0.60	411.4	3.6	414.4	5.1	431.4	27.0	411.4	3.6	95.4
VLP001-17	353	40172	19.3	18.0548	1.2	0.5621	2.0	0.0736	1.6	0.78	458.1	6.9	452.9	7.2	426.9	27.6	458.1	6.9	107.3
VLP001-17	815	1664946	1.7	17.5115	1.0	0.5873	2.1	0.0746	1.8	0.88	463.9	8.2	469.1	7.8	494.7	21.9	463.9	8.2	93.8
VLP001-17	565	305738	1.7	17.9295	0.8	0.5909	1.5	0.0769	1.2	0.84	477.4	5.6	471.4	5.5	442.4	17.9	477.4	5.6	107.9
VLP001-17	642	58510	1.2	17.3896	0.9	0.6117	1.7	0.0772	1.4	0.85	479.3	6.6	484.6	6.4	510.0	19.2	479.3	6.6	94.0
VLP001-17	66	4047	1.9	17.8969	3.6	0.6349	3.9	0.0825	1.6	0.40	510.7	7.8	499.2	15.6	446.4	80.4	510.7	7.8	114.4
VLP001-17	179	33868	2.7	17.9195	1.4	0.6506	2.0	0.0846	1.5	0.73	523.5	7.5	508.8	8.2	443.6	31.2	523.5	7.5	118.0
VLP001-17	228	7993	2.8	17.4053	1.3	0.6864	2.1	0.0867	1.6	0.78	535.9	8.3	530.7	8.6	508.0	29.0	535.9	8.3	105.5
VLP001-17	235	17737	3.7	17.4931	1.2	0.6877	2.1	0.0873	1.8	0.83	539.5	9.1	531.4	8.8	497.0	26.0	539.5	9.1	108.6
ages for grains<1000 Ma based on 206Pb/238U values; ages for grains>1000 Ma based on 206Pb/207Pb																			

Table 1 B. U-Pb geochronological analyses from sample VLP001-17 (cont) (n=106)

Analysis						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)						Best age	Conc	
	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±			±
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(%)
VLP001-17	318	20905	6.3	17.2458	1.0	0.7087	1.7	0.0887	1.4	0.82	547.7	7.3	544.0	7.1	528.3	21.5	547.7	7.3	103.7
VLP001-17	328	91414	2.9	15.7872	1.2	0.7748	1.7	0.0888	1.2	0.71	548.1	6.3	582.5	7.4	718.8	25.0	548.1	6.3	76.3
VLP001-17	305	706485	1.7	16.1053	1.2	0.7651	1.6	0.0894	1.1	0.70	552.0	6.1	577.0	7.2	676.3	25.0	552.0	6.1	81.6
VLP001-17	238	14488	0.8	17.3715	1.3	0.7228	1.9	0.0911	1.4	0.72	562.0	7.4	552.3	8.2	512.3	29.3	562.0	7.4	109.7

VLP001-17	620	61174	6.0	17.1163	1.0	0.7336	1.9	0.0911	1.6	0.84	562.1	8.5	558.7	8.1	544.7	22.5	562.1	8.5	103.2
VLP001-17	378	188725	1.2	16.5982	0.7	0.7803	1.4	0.0940	1.1	0.84	579.0	6.3	585.6	6.0	611.5	15.7	579.0	6.3	94.7
VLP001-17	160	41165	5.1	14.3789	1.3	0.9032	1.8	0.0942	1.3	0.71	580.5	7.2	653.4	8.8	914.1	26.4	580.5	7.2	63.5
VLP001-17	326	35620	1.6	16.9231	1.0	0.7800	1.7	0.0958	1.3	0.80	589.6	7.5	585.5	7.4	569.5	21.7	589.6	7.5	103.5
VLP001-17	267	28242	1.0	16.5574	0.8	0.8163	1.4	0.0981	1.1	0.80	603.1	6.2	606.0	6.2	616.8	17.5	603.1	6.2	97.8
VLP001-17	402	92865	3.2	16.7246	0.8	0.8083	1.6	0.0981	1.3	0.84	603.2	7.6	601.5	7.1	595.1	18.1	603.2	7.6	101.4
VLP001-17	832	369886	21.1	16.5473	0.6	0.8424	1.2	0.1011	1.1	0.89	621.1	6.4	620.5	5.6	618.1	12.2	621.1	6.4	100.5
VLP001-17	597	1441196	13.5	16.0254	0.8	0.8866	1.6	0.1031	1.4	0.86	632.5	8.3	644.5	7.6	686.9	17.2	632.5	8.3	92.1
VLP001-17	128	12601	1.6	15.2767	1.3	0.9470	1.7	0.1050	1.1	0.66	643.5	6.7	676.6	8.2	788.2	26.4	643.5	6.7	81.6
VLP001-17	193	31783	1.5	16.3573	1.1	0.8933	1.7	0.1060	1.3	0.77	649.6	8.2	648.1	8.3	643.1	23.9	649.6	8.2	101.0
VLP001-17	157	37743	3.6	15.8244	1.0	0.9333	1.6	0.1072	1.3	0.80	656.3	8.1	669.4	7.9	713.8	20.5	656.3	8.1	91.9
VLP001-17	182	16442	2.5	15.2048	1.3	1.0016	2.2	0.1105	1.8	0.81	675.6	11.4	704.6	11.2	798.1	27.1	675.6	11.4	84.7
VLP001-17	89	11259	1.1	15.3696	1.3	1.0028	2.0	0.1118	1.4	0.73	683.4	9.3	705.2	9.9	775.4	27.9	683.4	9.3	88.1
VLP001-17	334	30881	5.9	14.2650	0.8	1.2464	1.4	0.1290	1.1	0.81	782.2	8.3	821.8	7.8	930.5	16.6	782.2	8.3	84.1
VLP001-17	409	21332248	3.4	13.3609	0.5	1.8699	1.2	0.1813	1.1	0.93	1073.9	11.3	1070.5	8.1	1063.5	9.4	1063.5	9.4	101.0
VLP001-17	132	181052	2.8	13.3186	0.9	1.8244	1.7	0.1763	1.5	0.85	1046.8	14.4	1054.3	11.5	1069.9	18.4	1069.9	18.4	97.8
VLP001-17	106	63213	2.0	13.1467	1.2	1.9405	2.0	0.1851	1.6	0.81	1094.8	16.4	1095.2	13.4	1095.9	23.4	1095.9	23.4	99.9
VLP001-17	97	24048	2.2	13.0823	1.2	1.9312	1.9	0.1833	1.4	0.76	1085.0	14.1	1091.9	12.4	1105.7	24.0	1105.7	24.0	98.1

ages for grains<1000 Ma based on 206Pb/238U values; ages for grains>1000 Ma based on 206Pb/207Pb

Table 1 B. U-Pb geochronological analyses from sample VLP001-17 (cont) (n=106)

						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)								
Analysis	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	Best age	±	Conc
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(%)
VLP001-17	60	26314	1.8	12.8546	1.3	2.0026	1.7	0.1868	1.2	0.68	1103.9	12.0	1116.4	11.8	1140.7	25.2	1140.7	25.2	96.8
VLP001-17	266	101665	1.4	12.5548	0.7	2.2235	1.1	0.2025	0.9	0.81	1189.0	10.0	1188.5	8.0	1187.5	13.3	1187.5	13.3	100.1
VLP001-17	83	39104	1.5	12.5183	1.2	2.0107	1.8	0.1826	1.3	0.73	1081.3	13.3	1119.1	12.4	1193.2	24.6	1193.2	24.6	90.6
VLP001-17	49	3341	2.2	12.3348	1.0	1.9195	2.2	0.1718	1.9	0.88	1022.0	18.1	1087.9	14.6	1222.3	20.6	1222.3	20.6	83.6
VLP001-17	241	63172	2.6	11.4044	0.7	2.8114	1.6	0.2326	1.4	0.89	1348.3	17.5	1358.6	12.1	1374.7	14.3	1374.7	14.3	98.1
VLP001-17	261	69840	1.3	11.0092	0.7	3.0139	1.6	0.2408	1.4	0.89	1390.6	17.8	1411.2	12.3	1442.3	14.3	1442.3	14.3	96.4
VLP001-17	120	304235	1.1	9.3129	0.9	4.4229	1.7	0.2989	1.5	0.85	1685.7	21.7	1716.6	14.2	1754.6	16.4	1754.6	16.4	96.1
VLP001-17	139	42610	1.2	9.1907	0.9	4.4828	1.6	0.2989	1.3	0.83	1686.1	19.5	1727.8	13.2	1778.7	16.4	1778.7	16.4	94.8
VLP001-17	193	95354	1.0	7.8383	0.7	6.4214	1.3	0.3652	1.1	0.83	2006.8	18.9	2035.2	11.6	2064.1	13.0	2064.1	13.0	97.2
VLP001-17	325	300668	13.5	5.2138	0.5	13.3860	1.0	0.5064	0.9	0.89	2641.2	18.8	2707.3	9.3	2756.9	7.5	2756.9	7.5	95.8
VLP001-17	234	30733	0.9	5.2035	0.7	11.7247	1.9	0.4427	1.8	0.92	2362.6	34.8	2582.7	17.8	2760.2	12.0	2760.2	12.0	85.6
VLP001-17	407	520201	2.1	5.1376	0.6	13.5228	1.5	0.5041	1.4	0.92	2631.4	30.5	2716.9	14.6	2781.1	10.0	2781.1	10.0	94.6

ages for grains<1000 Ma based on 206Pb/238U values; ages for grains>1000 Ma based on 206Pb/207Pb

Anexo 3

Clast Counting (Arroyo Oscuro-Arroyo Las Playas)

Abbreviations used in point-count data table and equations for values:

Qf: non-undulatory monocrystalline quartz

Qo: undulatory monocrystalline quartz;

Qv: quartz on volcanic rock grain;

Qp: polycrystalline quartz;

Fk: alkaline feldspar;

Fpl: plagioclase feldspar;

Fkp: alkaline feldspar on paleovolcanic lithic grain;

Fc: feldspar replaced by calcite;

FPP: plagioclase on paleovolcanic lithic grain;

Lpg: granular texture on paleovolcanic lithic grain;

Lps: serial texture on paleovolcanic lithic grain;

Lpp: pyroclastic lithic grain;

Lpl: lathwork texture on paleovolcanic texture;

Lpm: microlitic texture on paleovolcanic lithic grain;

Lc: carbonate lithic grain;

Ls: another sedimentary lithic grain (generally siltstone);

Lp: plutonic lithic grain;

Lm: metamorphic lithic grain;

La: altered and undetermined lithic grain;

Cc: zeolitic cement;

Ca: argillaceous cement;

Cf: iron cement;

Ccar: calcareous cement;

Co: other cements; M-micas;

Op: opaques;

Om: other minerals;

O/P: porosity.

Recalculated values:

Table A2.1. Clast counting

CLAST		SAMPLES-ARROYO OSCURO (% in weight)						SAMPLES-ARROYO LAS PLAYAS (% in weight)					
		AO00	AO01	AO04	AO08	AO09	AO10	AO11	ALP01	ALP03	ALP06	ALP07	ALP10
QUARTZ (Q)	Qf	22.3	24.3	22	17.5	27.5	27.3	26.3	29.3	37	28	19.5	35.8
	Qo	10.8	9.0	9	5.3	6	5.3	5.3	3.3	4.5	2.5	4.8	3
	Qv	0	0.5	0.5	2.3	0.3	0.8	1.5	0.3	0.8	1.8	0.5	1.3
	Qp	3.5	6.5	8.8	8.8	5.5	9.0	10.5	3.8	4.3	5.3	10.3	10.3
FELDSPAR (F=K+P)	Fk	17	14.3	10.8	10	11.8	10.0	11.3	7.5	10	10.8	9.3	10.3
	Fpl	9	6.8	2.8	4.5	8	6	6	14	7.5	4.5	6.8	8.8
	Fkp	0	0.8	0.5	0.5	0	0.3	0	0	0	0	0.5	0
	FPp	0	0	0.3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Fc	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
LITHICS (L)	Lpg	3.8	5.5	4.8	7	1.3	3	2	2.5	1.8	3	3.3	2
	Lps	5.5	3	4	5.8	2.8	3.5	3	3.3	4	9	9.8	7.8
	Lpp	0	1.8	1.3	2.3	0.5	1	0.5	0.8	0	0.8	1	1
	Lpm	0	0	0	0	0.5	0.3	0.3	0.3	0.3	0	0.3	0.3
	Lpl	1.5	1	0.3	0.8	0	0.5	0.3	1.8	0.5	0	0.3	0.3
	Lc	0	0	0	0.5	1.8	0.3	0	0	0	0	0	0
	Ls	0.3	0.8	1.3	2.3	0.5	1.3	1.3	0.8	1.3	3.8	1	1
	Lp	0	0	0	2.8	0	0.3	0.3	0.5	0.3	0.3	0.8	0.8
	Lm	0	1	2	1.8	1.8	2.5	1.3	0	2	0.5	2	1
	La	6.3	8.5	8	7	5.3	5	6.3	5.3	4.5	7.5	7	5
CEMENTS	Cc	1.3	0.3	0	0	1.5	1.5	0.8	0	0	5.5	7.8	2
	Ca	1.5	2.3	1.8	0.5	2.3	3.3	1.8	1.5	2.3	0.8	3	2.8
	Cf	7.5	2	1.3	6	8.8	8	8.5	7	7	8.5	6	0
	Ccar	5.5	6.8	7.5	4.8	7	2.8	1.8	1.3	4	4.8	4	0
	Co	0	3	0.5	0.8	0.8	0.8	0.8	1	1.3	0	0	0
OTHERS	M	0.3	0.3	0	0	1.3	0.3	0	0	0	0	0	0
	Op	3.3	1.3	2.3	1	4	4.8	3.8	6.3	5	0.3	1.5	3.8
	Om	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	O/P	1	0.8	10.8	8.3	1.3	2.8	7	10	2	2.8	1	3.3
Total		100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Anexo 4

Fission Track methodology and raw-data results

Methodology

Samples VLP001-17 and 2119 were processed and measured at the Laboratory of Thermochronology of La.Te. Andes S.A., located in the city of Vaqueros, Salta, Argentina.

Apatite and zircon crystals for fission track analysis were concentrated through mechanical separation, which involved: crushing, sieving and washing

procedures. Crushing and grinding was carried out using a jaw crusher. Subsequently, the crushed material was sieved at 50 and 250 μm . The fraction < 250 μm was further mechanically separated through successive washing and decanting. The washed concentrate was dried in an oven at less than 60°C prior to proceeding with the manual magnetic separation by using a permanent hand magnet. The dried concentrate was then separated into heavy and light fractions using heavy liquids through the use of Lithium heteropolytungstate (LST). A second magnetic separation was applied by using the Frantz Isodynamic Magnetic Separator. Finally, an additional heavy liquid-based separation with diiodomethane (density ~ 3.3 g/ml) allowed for separation of apatite from zircon. For AFT analysis, 100 to 200 apatite crystals were mounted on a sample holder and embedded in e-poxi resin. Once the resin had dried, it was polished to expose the surfaces of the apatite crystals. In order to reveal the spontaneous fission tracks under a microscope, polished surfaces were etched with nitric acid (HNO_3) 5.5 N for 20 seconds at 20°C (Donelick, 1993). Batch preparation for AFT (RA3 0919 013) included three dosimetry glasses of IRMM540 with known U-contents of 15 mg/kg, as well as three known age standards of Apatite Durango (DUR age: 31.4 ± 0.5 Ma) which allowed to calculate a Zeta factor of $\zeta\text{-IRMM540} = 352.4 \pm 22.9$ (Dr. Arzadún G., LaTe Andes S.A.).

For ZFT analysis, 100 to 200 zircon crystals were dispersed on Teflon or glass sample holder, and embedded with PFA teflon. Once the PFA had dried, it was roughed and mirror polished to expose the surfaces of the zircons crystals. In order to reveal the spontaneous fission tracks under a microscope, polished surfaces were etched with NaOH-KOH eutectic solution of 8 g of sodium hydroxide (NaOH) and 11.5 g of potassium hydroxide (KOH), melted at 210°C (Tagami *et al.*, 1988). Batch preparation for ZFT (RA3 1019 Zr 003) included three dosimetry glasses IRMM541 with known U-contents of 50 mg/Kg, and known age standards of Zircon Fish Canyon Tuff (FCT age: 27.8 ± 0.5 Ma) which allowed to calculate a Zeta factor of $\zeta\text{-IRMM541} = 131.3 \pm 5.15$ (Dr. Arzadún G., LaTe Andes S.A.).

Both batch were irradiated in the RA-3 Reactor in Centro Atómico Ezeiza (Buenos Aires, Argentina), with an estimated neutron flux of 2.42×10^{10} n/(cm^2s) for apatites, applied to the batch for a total of 76 consecutive hours, resulting in an integrated nominal flux of 6.65×10^{15} n/ cm^2 . For zircons, an integrated nominal flux

of 1×10^{15} n/cm² was applied. Once the irradiation were finished and all the samples were unpacked, the external detectors (mica) were etched with 48% hydrofluoric acid (HF) for 25 minutes at 20°C.

All measurements were made with a Zeiss AXIO Imager Z2m binocular microscope. The entire system is controlled by TrackWorks Autoscan Software with which the trace density count was performed. Fission track ages were estimated using the ζ -value method (external detector method) described by Hurford and Green (1983). Data processing was performed using the TrackKey program (Dunkl, 2002) for calculating central ages. Chi squared test ($P(x^2)$) was applied to evaluate whether a data distribution is "overdispersed" in relation to the expectation of the statistical count for the radioactive decay process (Galbraith, 1981). The value $P(x^2)$ means the probability of obtaining x^2 values for n degrees of freedom (where $n = \text{number of crystals} - 1$). A probability $> 5\%$ is indicative of the presence of a homogeneous population, reflecting a single cooling phase. Conversely, if $P(x^2) < 5\%$, a more complex analysis is applied to evaluate if the sample contain populations of apatite grains with inherited cooling ages or if it is partially annealed. For samples with $P(x^2) < 5\%$, grain age distribution was decomposed by using the binomial peak method (Galbraith & Green, 1990) through Binomfit program (Brandon, 2002) to identify discrete populations.

Raw-data of apatite and zircon fission track results

Table A3.1. Zircon Fission track counting and TrackKey results– Sample 2119

Grain/Mica	Tracks	Mica Count	Area (μm^2)	Density (tracks/ μm^2)	Mica Density (tracks/ cm^2)
Grain01	84	8	370.5	2.27E-01	2.16E-02
Grain02	133	9	666.1	2.00E-01	1.35E-02
Grain03	166	21	1616.0	1.03E-01	1.30E-02
Grain04	67	12	1422.0	4.71E-02	8.44E-03
Grain05	88	11	1396.0	6.30E-02	7.88E-03
Grain06	378	32	2183.0	1.73E-01	1.47E-02
Grain07	110	12	1604.0	6.86E-02	7.48E-03
Grain08	117	16	1795.0	6.52E-02	8.91E-03
Grain09	175	17	974.3	1.80E-01	1.74E-02
Grain10	119	15	1883.0	6.32E-02	7.96E-03
Grain11	59	8	1538.0	3.84E-02	5.20E-03
Grain12	99	13	1666.0	5.94E-02	7.80E-03
Grain13	86	13	1127.0	7.63E-02	1.15E-02
Grain14	157	21	1476.0	1.06E-01	1.42E-02
Grain15	82	7	840.0	9.76E-02	8.33E-03
Grain16	151	22	1771.0	8.53E-02	1.24E-02
Grain17	187	18	1346.0	1.39E-01	1.34E-02
Grain18	84	8	1599.0	5.26E-02	5.00E-03
Grain19	213	23	2632.0	8.09E-02	8.74E-03
Grain20	143	23	2438.0	5.87E-02	9.44E-03
Grain21	89	13	878.7	1.01E-01	1.48E-02
Grain22	40	8	762.3	5.25E-02	1.05E-02
Grain23	110	21	1416.0	7.77E-02	1.48E-02
Grain24	200	26	1734.0	1.15E-01	1.50E-02
Grain25	160	5	746.3	2.14E-01	6.70E-03
Grain26	65	5	2362.0	2.75E-02	2.12E-03
Grain27	94	16	878.0	1.07E-01	1.82E-02
Grain28	153	13	1017.0	1.51E-01	1.28E-02
Grain29	44	4	709.5	6.20E-02	5.64E-03
Grain30	212	32	1977.0	1.07E-01	1.62E-02
Grain31	114	21	1390.0	8.20E-02	1.51E-02
Grain32	134	13	971.9	1.38E-01	1.34E-02
Grain33	88	12	962.6	9.14E-02	1.25E-02
Grain34	108	22	1014.0	1.07E-01	2.17E-02
Grain35	148	13	820.7	1.80E-01	1.58E-02
Grain36	124	9	869.4	1.43E-01	1.04E-02
Grain37	197	9	911.1	2.16E-01	9.88E-03
Amount of grains = 42		P(χ^2) = 0.75		ND = 5000	
Area measured = 151193		RhoD	3.33	Ns = 4778	Ni = 551
Grain ages decomposed into $P_1 = 161.1 \pm 16.35$ (71%); $P_2 = 265.2 \pm 46.5$ (29%)					
Zeta Value = 131.3 ± 5.15		U (ppm) =	139.9	Irradiation Code: RA3 1019 Zr 003	

Table A3.2. Apatite Fission track counting and TrackKey results– Sample VLP001-17

Grain/Mica	Tracks	Mica Count	Area (μm^2)	Density (tracks/ μm^2)	Average Dpar (μm)	DPar Std Deviation	Mica Density (tracks/ cm^2)
Grain01	5	5	1907.0	2.62E-03	1.54	1.13E-01	2.62E-03
Grain02	6	6	1842.0	3.26E-03	1.77	2.19E-01	3.26E-03
Grain03	6	10	2888.0	2.08E-03	1.59	1.15E-02	3.46E-03
Grain04	7	22	4485.0	1.56E-03	1.73	1.74E-01	4.91E-03
Grain05	1	1	2176.0	4.60E-04	2.47	0.00E+00	4.60E-04
Grain06	7	8	2980.0	2.35E-03	1.75	1.74E-01	2.68E-03
Grain07	5	5	5182.0	9.65E-04	2.19	2.99E-01	9.65E-04
Grain08	3	4	3580.0	8.38E-04	2.11	2.28E-01	1.12E-03
Grain09	6	3	5084.0	1.18E-03	2.17	3.00E-01	5.90E-04
Grain10	3	2	4778.0	6.28E-04	2.42	1.89E-01	4.19E-04
Grain11	6	4	4911.0	1.22E-03	1.58	1.16E-01	8.15E-04
Grain12	5	3	4557.0	1.10E-03	2.41	1.17E-01	6.58E-04
Grain13	5	3	1809.0	2.76E-03	1.55	1.79E-01	1.66E-03
Grain14	6	13	2505.0	2.40E-03	1.59	1.74E-01	5.19E-03
Grain15	5	5	3517.0	1.42E-03	2.17	1.25E-01	1.42E-03
Grain16	12	14	3041.0	3.95E-03	1.64	1.75E-01	4.60E-03
Grain17	4	10	4132.0	9.68E-04	1.79	2.08E-01	2.42E-03
Grain18	5	3	2167.0	2.31E-03	2.2	1.90E-01	1.38E-03
Grain19	18	18	3878.0	4.64E-03	1.49	1.15E-01	4.64E-03
Grain20	3	2	4494.0	6.68E-04	2.46	1.97E-01	4.45E-04
Grain21	4	4	3265.0	1.23E-03	2.63	2.45E-01	1.23E-03
Grain22	6	4	4189.0	1.43E-03	2.23	2.63E-01	9.55E-04
Grain23	3	4	3286.0	9.13E-04	2.11	2.96E-01	1.22E-03
Grain24	19	16	3623.0	5.25E-03	1.69	2.32E-01	4.42E-03
Grain25	3	2	1541.0	1.95E-03	1.75	1.30E-01	1.30E-03
Grain26	18	8	2660.0	6.77E-03	1.37	3.57E-01	3.01E-03
Grain27	2	5	2825.0	7.08E-04	2.19	0.00E+00	1.77E-03
Grain28	2	10	6401.0	3.13E-04	2.2	6.60E-02	1.56E-03
Grain29	3	2	3800.0	7.89E-04	2.12	5.09E-02	5.26E-04
Grain30	1	3	3161.0	3.16E-04	1.26	0.00E+00	9.49E-04
Grain31	15	21	3945.0	3.80E-03	1.62	3.25E-01	5.32E-03
Grain32	8	7	3758.0	2.13E-03	1.5	1.11E-01	1.86E-03
Grain33	2	1	3404.0	5.88E-04	1.85	2.25E-01	2.94E-04
Grain34	3	5	3400.0	8.82E-04	2.25	1.54E-01	1.47E-03
Grain35	4	14	4222.0	9.47E-04	1.98	1.85E-01	3.32E-03
Grain36	2	2	2235.0	8.95E-04	1.88	8.61E-02	8.95E-04
Grain37	3	1	2588.0	1.16E-03	2.22	1.78E-01	3.86E-04
Grain38	5	2	2084.0	2.40E-03	1.84	2.51E-01	9.60E-04
Grain39	5	5	6208.0	8.05E-04	2.15	1.42E-01	8.05E-04
Grain40	8	23	5468.0	1.46E-03	1.58	5.07E-02	4.21E-03
Grain41	4	7	5677.0	7.05E-04	2.32	8.31E-02	1.23E-03
Grain42	4	2	3540.0	1.13E-03	2.47	2.25E-01	5.65E-04
Amount of grains = 42		P(χ^2) = 31.13		ND = 5000			
Area measured = 151193		RhoD 7.47		Ns = 242		Ni = 289	
Central Age = 111.9 ± 13.6							
Zeta Value = 352.4 ± 22.9		U (ppm) = 3.7		Irradiation Code: RA3 0919 013			

Anexo 5 - Morphological analysis of apatite and zircon crystals through SEM images

Table A5.1. Detail of rounded apatite crystals from sample VLP001-17

Number	Morphology	Number	Morphology	Number	Morphology	Number	Morphology
A00	Rounded	A85	Rounded	A214	Rounded	A331	Rounded

A001	Rounded	A86	Rounded	A215	Rounded	A334	Rounded
A02	Rounded	A087	Rounded	A217	Rounded	A337	Rounded
A002	Rounded	A87	Rounded	A218	Rounded	A338	Rounded
A05	Rounded	A90	Rounded	A219	Rounded	A339	Rounded
A005	Rounded	A090	Rounded	A221	Rounded	A347	Rounded
A006	Rounded	A091	Rounded	A229	Rounded	A348	Rounded
A007	Rounded	A91	Rounded	A231	Rounded	A401	Rounded
A07	Rounded	A94	Rounded	A233	Rounded	A402	Rounded
A008	Rounded	A098	Rounded	A236	Rounded	A408	Rounded
A010	Rounded	A099	Rounded	A237	Rounded	A410	Rounded
A14	Rounded	A99	Rounded	A240	Rounded	A413	Rounded
A16	Rounded	A100	Rounded	A241	Rounded	A419	Rounded
A17	Rounded	A102	Rounded	A242	Rounded	A423	Rounded
A017	Rounded	A105	Rounded	A243	Rounded	A424	Rounded
A20	Rounded	A106	Rounded	A244	Rounded	A425	Rounded
A023	Rounded	A107	Rounded	A251	Rounded	A429	Rounded
A024	Rounded	A110	Rounded	A252	Rounded	A430	Rounded
A25	Rounded	A113	Rounded	A254	Rounded	A431	Rounded
A025	Rounded	A114	Rounded	A255	Rounded	A433	Rounded
A026	Rounded	A115	Rounded	A256	Rounded	A434	Rounded
A26	Rounded	A117	Rounded	A258	Rounded	A435	Rounded
A27	Rounded	A119	Rounded	A261	Rounded	A440	Rounded
A028	Rounded	A120	Rounded	A263	Rounded	A441	Rounded
A28	Rounded	A122	Rounded	A264	Rounded	A451	Rounded
A35	Rounded	A124	Rounded	A265	Rounded	A452	Rounded
A37	Rounded	A130	Rounded	A267	Rounded	A455	Rounded
A042	Rounded	A131	Rounded	A270	Rounded	A456	Rounded
A42	Rounded	A133	Rounded	A271	Rounded	A461	Rounded
A44	Rounded	A135	Rounded	A276	Rounded	A463	Rounded
A48	Rounded	A136	Rounded	A277	Rounded	A465	Rounded
A049	Rounded	A140	Rounded	A278	Rounded	A467	Rounded
A050	Rounded	A143	Rounded	A281	Rounded	A472	Rounded
A051	Rounded	A145	Rounded	A282	Rounded	A473	Rounded
A53	Rounded	A148	Rounded	A283	Rounded	A478	Rounded
A055	Rounded	A151	Rounded	A286	Rounded	A479	Rounded
A56	Rounded	A152	Rounded	A287	Rounded	A487	Rounded
A57	Rounded	A156	Rounded	A289	Rounded	A489	Rounded
A59	Rounded	A161	Rounded	A291	Rounded	A490	Rounded
A62	Rounded	A162	Rounded	A295	Rounded	A491	Rounded
A63	Rounded	A163	Rounded	A299	Rounded	A492	Rounded
A64	Rounded	A168	Rounded	A300	Rounded	A494	Rounded
A064	Rounded	A171	Rounded	A301	Rounded	A495	Rounded
A065	Rounded	A173	Rounded	A302	Rounded		
A066	Rounded	A176	Rounded	A305	Rounded		
A067	Rounded	A177	Rounded	A306	Rounded		
A070	Rounded	A179	Rounded	A309	Rounded		

A071	Rounded	A180	Rounded	A310	Rounded
A74	Rounded	A181	Rounded	A313	Rounded
A074	Rounded	A182	Rounded	A134	Rounded
A077	Rounded	A183	Rounded	A315	Rounded
A078	Rounded	A187	Rounded	A316	Rounded
A080	Rounded	A188	Rounded	A324	Rounded
A83	Rounded	A190	Rounded	A325	Rounded
A083	Rounded	A197	Rounded	A326	Rounded
A084	Rounded	A198	Rounded	A328	Rounded
A84	Rounded	A207	Rounded	A330	Rounded

Table A5.2. Detail of angular and sub-angular apatite crystals from sample VLP001-17

Number	Morphology	Number	Morphology	Number	Morphology	Number	Morphology
A01	Angular	A266	Angular	A046	Sub-angular	A285	Sub-angular
A003	Angular	A274	Angular	A047	Sub-angular	A292	Sub-angular
A004	Angular	A275	Angular	A47	Sub-angular	A298	Sub-angular
A020	Angular	A280	Angular	A053	Sub-angular	A308	Sub-angular
A21	Angular	A290	Angular	A054	Sub-angular	A311	Sub-angular
A24	Angular	A293	Angular	A056	Sub-angular	A312	Sub-angular
A036	Angular	A297	Angular	A059	Sub-angular	A318	Sub-angular
A037	Angular	A320	Angular	A060	Sub-angular	A321	Sub-angular
A39	Angular	A322	Angular	A062	Sub-angular	A323	Sub-angular
A044	Angular	A335	Angular	A061	Sub-angular	A327	Sub-angular
A51	Angular	A336	Angular	A65	Sub-angular	A329	Sub-angular
A063	Angular	A342	Angular	A66	Sub-angular	A341	Sub-angular
A67	Angular	A343	Angular	A073	Sub-angular	A346	Sub-angular
A70	Angular	A345	Angular	A079	Sub-angular	A405	Sub-angular
A71	Angular	A349	Angular	A085	Sub-angular	A427	Sub-angular
A75	Angular	A350	Angular	A086	Sub-angular	A436	Sub-angular
A79	Angular	A351	Angular	A089	Sub-angular	A443	Sub-angular
A81	Angular	A352	Angular	A92	Sub-angular	A446	Sub-angular
A88	Angular	A400	Angular	A95	Sub-angular	A469	Sub-angular
A088	Angular	A401	Angular	A096	Sub-angular	A476	Sub-angular
A89	Angular	A406	Angular	A097	Sub-angular	A480	Sub-angular
A094	Angular	A409	Angular	A108	Sub-angular	A493	Sub-angular
A095	Angular	A411	Angular	A116	Sub-angular		
A101	Angular	A414	Angular	A141	Sub-angular		
A109	Angular	A447	Angular	A147	Sub-angular		
A132	Angular	A454	Angular	A150	Sub-angular		
A134	Angular	A459	Angular	A157	Sub-angular		
A137	Angular	A468	Angular	A169	Sub-angular		
A142	Angular	A483	Angular	A170	Sub-angular		
A144	Angular	A86	Angular	A174	Sub-angular		
A165	Angular	A04	Sub-angular	A175	Sub-angular		
A167	Angular	A06	Sub-angular	A185	Sub-angular		

A184	Angular	A009	Sub-angular	A193	Sub-angular
A186	Angular	A11	Sub-angular	A194	Sub-angular
A189	Angular	A016	Sub-angular	A195	Sub-angular
A191	Angular	A18	Sub-angular	A196	Sub-angular
A200	Angular	A018	Sub-angular	A201	Sub-angular
A202	Angular	A19	Sub-angular	A206	Sub-angular
A210	Angular	A021	Sub-angular	A230	Sub-angular
A211	Angular	A022	Sub-angular	A232	Sub-angular
A213	Angular	A025	Sub-angular	A234	Sub-angular
A224	Angular	A027	Sub-angular	A235	Sub-angular
A225	Angular	A029	Sub-angular	A238	Sub-angular
A226	Angular	A30	Sub-angular	A239	Sub-angular
A246	Angular	A035	Sub-angular	A245	Sub-angular
A248	Angular	A038	Sub-angular	A247	Sub-angular
A249	Angular	A43	Sub-angular	A262	Sub-angular
A250	Angular	A043	Sub-angular	A269	Sub-angular
A253	Angular	A045	Sub-angular	A272	Sub-angular

Table A5.3. Detail of rounded zircon crystals from sample VLP001-17

Number	Morphology	Number	Morphology	Number	Morphology
Zr01	Rounded	Zr121	Rounded	Zr322	Rounded
Zr07	Rounded	Zr122	Rounded	Zr323	Rounded
Zr011	Rounded	Zr127	Rounded	Zr331	Rounded
Zr012	Rounded	Zr135	Rounded	Zr332	Rounded
Zr14	Rounded	Zr136	Rounded	Zr335	Rounded
Zr016	Rounded	Zr137	Rounded	Zr340	Rounded
Zr018	Rounded	Zr140	Rounded	Zr341	Rounded
Zr020	Rounded	Zr141	Rounded	Zr352	Rounded
Zr027	Rounded	Zr144	Rounded	Zr358	Rounded
Zr028	Rounded	Zr147	Rounded	Zr366	Rounded
Zr032	Rounded	Zr158	Rounded	Zr376	Rounded
Zr032-2	Rounded	Zr162	Rounded	Zr383	Rounded
Zr034	Rounded	Zr172	Rounded	Zr386	Rounded
Zr036	Rounded	Zr173	Rounded	Zr400	Rounded
Zr045	Rounded	Zr182	Rounded	Zr403	Rounded
Zr046	Rounded	Zr188	Rounded	Zr410	Rounded
Zr048	Rounded	Zr190	Rounded	Zr412	Rounded
Zr049	Rounded	Zr195	Rounded	Zr416	Rounded
Zr051	Rounded	Zr196	Rounded		
Zr055	Rounded	Zr209	Rounded		
Zr55	Rounded	Zr215	Rounded		
Zr057	Rounded	Zr216	Rounded		
Zr058	Rounded	Zr238	Rounded		
Zr059	Rounded	Zr243	Rounded		
Zr069	Rounded	Zr244	Rounded		
Zr071	Rounded	Zr247	Rounded		
Zr074	Rounded	Zr255	Rounded		
Zr075	Rounded	Zr260	Rounded		
Zr076	Rounded	Zr264	Rounded		
Zr079	Rounded	Zr265	Rounded		
Zr080	Rounded	Zr268	Rounded		
Zr083	Rounded	Zr272	Rounded		
Zr084	Rounded	Zr278	Rounded		
Zr088	Rounded	Zr284	Rounded		
Zr095	Rounded	Zr287	Rounded		
Zr098	Rounded	Zr289	Rounded		
Zr104	Rounded	Zr300	Rounded		
Zr107	Rounded	Zr309	Rounded		
Zr108	Rounded	Zr313	Rounded		
Zr119	Rounded	Zr315	Rounded		

Table A5.4. Detail of angular and sub-angular zircon crystals from sample VLP001-17

Number	Morphology	Number	Morphology	Number	Morphology	Number	Morphology
Zr02	Angular	Zr094	Angular	Zr279	Angular	Zr003	Sub-angular
Zr002	Angular	Zr095	Angular	Zr281	Angular	Zr004	Sub-angular
Zr04	Angular	Zr103	Angular	Zr282	Angular	Zr05	Sub-angular
Zr005	Angular	Zr110	Angular	Zr288	Angular	Zr006	Sub-angular
Zr011	Angular	Zr112	Angular	Zr292	Angular	Zr007	Sub-angular
Zr013	Angular	Zr113	Angular	Zr293	Angular	Zr08	Sub-angular
Zr014	Angular	Zr120	Angular	Zr295	Angular	Zr009	Sub-angular
Zr019	Angular	Zr134	Angular	Zr296	Angular	Zr010	Sub-angular
Zr020	Angular	Zr138	Angular	Zr298	Angular	Zr10	Sub-angular
Zr022	Angular	Zr146	Angular	Zr303	Angular	Zr013	Sub-angular
Zr024	Angular	Zr164	Angular	Zr304	Angular	Zr015	Sub-angular
Zr24	Angular	Zr165	Angular	Zr307	Angular	Zr016	Sub-angular
Zr026	Angular	Zr166	Angular	Zr310	Angular	Zr017	Sub-angular
Zr26	Angular	Zr169	Angular	Zr325	Angular	Zr023	Sub-angular
Zr029	Angular	Zr175	Angular	Zr334	Angular	Zr025	Sub-angular
Zr031	Angular	Zr178	Angular	Zr339	Angular	Zr25	Sub-angular
Zr033	Angular	Zr180	Angular	Zr348	Angular	Zr029	Sub-angular
Zr037	Angular	Zr184	Angular	Zr349	Angular	Zr030	Sub-angular
Zr039	Angular	Zr185	Angular	Zr354	Angular	Zr034	Sub-angular
Zr39	Angular	Zr189	Angular	Zr364	Angular	Zr035	Sub-angular
Zr042	Angular	Zr193	Angular	Zr365	Angular	Zr036	Sub-angular
Zr043	Angular	Zr199	Angular	Zr367	Angular	Zr038	Sub-angular
Zr051	Angular	Zr207	Angular	Zr368	Angular	Zr38	Sub-angular
Zr054	Angular	Zr208	Angular	Zr369	Angular	Zr041	Sub-angular
Zr056	Angular	Zr218	Angular	Zr374	Angular	Zr043	Sub-angular
Zr061	Angular	Zr220	Angular	Zr380	Angular	Zr044	Sub-angular
Zr063	Angular	Zr222	Angular	Zr387	Angular	Zr045	Sub-angular
Zr067	Angular	Zr224	Angular	Zr388	Angular	Zr047	Sub-angular
Zr068	Angular	Zr226	Angular	Zr389	Angular	Zr47	Sub-angular
Zr071	Angular	Zr232	Angular	Zr390	Angular	Zr048	Sub-angular
Zr073	Angular	Zr239	Angular	Zr391	Angular	Zr049	Sub-angular
Zr074	Angular	Zr241	Angular	Zr396	Angular	Zr050	Sub-angular
Zr075	Angular	Zr242	Angular	Zr399	Angular	Zr50	Sub-angular
Zr082	Angular	Zr256	Angular	Zr401	Angular	Zr052	Sub-angular
Zr085	Angular	Zr257	Angular	Zr402	Angular	Zr053	Sub-angular
Zr086	Angular	Zr258	Angular	Zr404	Angular	Zr53	Sub-angular
Zr087	Angular	Zr266	Angular	Zr406	Angular	Zr054	Sub-angular
Zr088	Angular	Zr267	Angular	Zr404	Angular	Zr057	Sub-angular
Zr090	Angular	Zr271	Angular	Zr409	Angular	Zr58	Sub-angular
Zr093	Angular	Zr276	Angular	Zr00	Sub-angular	Zr060	Sub-angular
Zr061	Sub-Angular	Zr077	Sub-angular	Zr094	Sub-angular	Zr123	Sub-angular
Zr062	Sub-Angular	Zr078	Sub-angular	Zr098	Sub-angular	Zr124	Sub-angular
Zr064	Sub-Angular	Zr079	Sub-angular	Zr099	Sub-angular	Zr128	Sub-angular

Zr062	Sub-Angular	Zr080	Sub-angular	Zr99	Sub-angular	Zr132	Sub-angular
Zr066	Sub-Angular	Zr083	Sub-angular	Zr101	Sub-angular	Zr133	Sub-angular
Zr067	Sub-Angular	Zr084	Sub-angular	Zr105	Sub-angular	Zr139	Sub-angular
Zr068	Sub-Angular	Zr089	Sub-angular	Zr106	Sub-angular	Zr142	Sub-angular
Zr070	Sub-Angular	Zr091	Sub-angular	Zr114	Sub-angular	Zr148	Sub-angular
Zr072	Sub-Angular	Zr91	Sub-angular	Zr117	Sub-angular	Zr149	Sub-angular
Zr150	Sub-Angular	Zr152	Sub-angular	Zr153	Sub-angular	Zr154	Sub-angular
Zr156	Sub-Angular	Zr159	Sub-angular	Zr160	Sub-angular	Zr168	Sub-angular
Zr170	Sub-Angular	Zr171	Sub-angular	Zr177	Sub-angular	Zr191	Sub-angular
Zr192	Sub-Angular	Zr202	Sub-angular	Zr203	Sub-angular	Zr206	Sub-angular
Zr213	Sub-Angular	Zr219	Sub-angular	Zr225	Sub-angular	Zr228	Sub-angular
Zr233	Sub-Angular	Zr236	Sub-angular	Zr237	Sub-angular	Zr240	Sub-angular
Zr245	Sub-Angular	Zr246	Sub-angular	Zr248	Sub-angular	Zr250	Sub-angular
Zr251	Sub-Angular	Zr252	Sub-angular	Zr253	Sub-angular	Zr254	Sub-angular
Zr259	Sub-Angular	Zr261	Sub-angular	Zr270	Sub-angular	Zr274	Sub-angular
Zr277	Sub-Angular	Zr297	Sub-angular	Zr299	Sub-angular	Zr301	Sub-angular
Zr305	Sub-Angular	Zr311	Sub-angular	Zr318	Sub-angular	Zr321	Sub-angular
Zr326	Sub-Angular	Zr327	Sub-angular	Zr330	Sub-angular	Zr333	Sub-angular
Zr336	Sub-Angular	Zr350	Sub-angular	Zr353	Sub-angular	Zr359	Sub-angular
Zr362	Sub-Angular	Zr371	Sub-angular	Zr373	Sub-angular	Zr382	Sub-angular
Zr385	Sub-Angular	Zr392	Sub-angular	Zr393	Sub-angular	Zr394	Sub-angular
Zr408	Sub-Angular	Zr414	Sub-angular	Zr418	Sub-angular	Zr419	Sub-angular
Zr420	Sub-Angular	Zr421	Sub-angular	Zr423	Sub-angular		

References

- Brandon, M.T. 2002. Decomposition of mixed grain age distributions using Binomfit. *On Track* 24: 13–18.
- Donelick, R.A. 1993. A method of fission track analysis utilizing bulk chemical etching of apatite: U.S. Patent 5: 267, 274.
- Dunkl, I. 2002. TRACKKEY: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computers and Geosciences* 28 (1): 3-12.
- Galbraith, R.F. 1981. On statistical models for fission track counts. *Journal of the International Association for Mathematical Geology* 13(6): 471-478.
- Galbraith, R.F., y Green, P.F. 1990. Estimating the component ages in a finite mixture. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 17(3): 197–206.
- Gómez, R., Lothari, L., Tunik, M., y Casadio, S. 2019. Onset of foreland basin deposition in the Neuquén Basin (34°-35°S): New data from sedimentary petrology and U–Pb dating of detrital zircons from the Upper Cretaceous non-marine deposits, *Journal of South American Earth Sciences*, doi:10.1016/j.jsames.2019.102257.
- Hurford, A.J., y Green, P.F. 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology* 41: 285-317.
- Miall, A.D. 2014. *Fluvial depositional systems*. Springer: 316 p. New York.
- Tagami, T., Lal, N., Sorkhabi, R. B., Ito, H., y Nishimura, S. 1988. Fission track dating using external detector method: a laboratory procedure. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University* 53: 14–30.

Trabajos publicados en congresos y reuniones científicas

- Gómez, R., Tunik, M., y Casadío, S. 2016. Análisis de facies del Grupo Neuquén, Cretácico Superior, en el área Vega Grande, Mendoza. 7° Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 15° Reunión Argentina de Sedimentología, No. 15, Acta 1:86. Santa Rosa, La Pampa.
- Gómez, R., Tunik, M. y Casadío, S. 2016. Icnología del Grupo Neuquén (Cretácico Superior), Vega Grande, Mendoza: caracterización e importancia paleoambiental. 11° Congreso de la Asociación Paleontológica Argentina, No. 11, Acta 1:52. General Roca, Río Negro.
- Gómez, R., Tunik, M. y Casadío, S. 2017. Análisis sedimentológico-petrográfico del Grupo Neuquén (Cretácico Superior) en el área Vega Grande, sur de Mendoza. 20° Congreso Geológico Argentino, Actas ST7: 51-58. Tucumán, Argentina.
- Gómez, R., Lothari, L., Tunik, M. y Casadío, S. 2018. Nueva edad máxima de depositación para la Formación Diamante, en el sector norte de la cuenca Neuquina, Provincia de Mendoza. 16° Reunión Argentina de Sedimentología. General Roca, Río Negro.
- Gómez, R., Tunik, M., Pons, M.J., y Casadio, S. 2021. Diachronism in the onset of foreland basin deposition (Southern Central Andes): evidence from the Upper Cretaceous non-marine deposits, Neuquén Basin, Argentina (34-37°S). International Sedimentary Geoscience Congress, Society for Sedimentary Geology (SEPM). Flagstaff, Arizona-EEUU (Aprobado).
- Gómez, R., Tunik, M., Lothari, L., y Casadio S. 2021. Upper Cretaceous deposits in Neuquén Basin, Argentina (34-35°S): an ancient Fluvial Fan System? International Sedimentary Geoscience Congress, Society for Sedimentary Geology (SEPM). Flagstaff, Arizona-EEUU (Aprobado).

Trabajos publicados en revistas

- Gómez, R., Lothari, L., Tunik, M., y Casadio, S. 2019. Onset of foreland basin deposition in the Neuquén Basin (34°-35°S): New data from sedimentary petrology and U-Pb dating of detrital zircons from the Upper Cretaceous non-marine deposits. *Journal of South American Earth Science* 95: 102257.
- Lothari, L., Gómez R., Tunik M. y Casadio S. 2020. Análisis de facies y petrografía de los depósitos del Cretácico Superior en el norte de la cuenca Neuquina: implicancias para el inicio de la etapa de foreland. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 27 (1): 3-28.
- Gómez, R., Tunik, M. A., y Casadío, S. A. 2020a. Fluvial deposits as a record of the Late Cretaceous tectonic activity in southern Central Andes, Argentina. *Andean Geology* 47 (2): 256-274.
- Gómez, R., Galetto, A., Arzadún, G., Tunik, M., Casadio, S., Parada, M., y Lothari L. 2020b. Multi-proxy provenance analysis of Upper Cretaceous deposits in the Andes (34-35°S): evidence of coeval volcanism with the onset of the Andean orogen. *Cretaceous Research* (Enviado).

ANÁLISIS DE FACIES DEL GRUPO NEUQUÉN, CRETÁCICO SUPERIOR, EN EL ÁREA VEGA GRANDE, MENDOZA.

R. Gómez^{1,2}, M. Tunik^{2,3} & S. Casadío^{2,3}

¹ Museo de Historia Natural de San Rafael, Mendoza.

² Instituto de Investigaciones en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro. General Roca, Río Negro.

³ CONICET.

ricardocaucete@hotmail.com, mtunik@unrn.edu.ar, scasadio@unrn.edu.ar.

El Grupo Neuquén es una unidad de amplio desarrollo en las provincias de Mendoza, Neuquén y Río Negro alcanzado en algunos sectores 1200 m de potencia. Los sedimentos que lo componen fueron depositados durante el Cretácico tardío, cuando en este sector de la cuenca Neuquina se desarrollaban grandes sistemas fluviales con intercalaciones de sistemas eólicos y lacustres. En el sector central de la cuenca Neuquina, estudios de facies y de circones detríticos, definieron que la depositación del tramo inferior del Grupo Neuquén estaría relacionado con el levantamiento incipiente de la cordillera de los Andes. Sin embargo, los afloramientos más septentrionales del Grupo Neuquén que se encuentran entre el río Diamante y el río Atuel, no han sido estudiados en detalle, siendo los antecedentes más relevantes los trabajos inéditos de YPF en la década del 80 a cargo de Carlos Cruz y colaboradores (Cruz *et al.*, 1993), como así también trabajos de licenciatura de estudiantes de la UBA (Universidad de Buenos Aires).

La zona de trabajo se ubica en el suroeste de Mendoza, unos 90 km al NO de la localidad de Malargüe, en el puesto conocido como Vega Grande. La metodología de trabajo consistió en el levantamiento y muestreo de una sección de detalle para la posterior descripción del perfil estratigráfico poniendo énfasis en el análisis de la sucesión de facies.

La sucesión sedimentaria del Grupo Neuquén en el área Vega Grande está conformada por depósitos clásticos en los que se identificaron facies psefíticas, psamíticas y pelíticas. A partir del análisis de facies, se han caracterizado en total 10 facies y dos asociaciones de facies; Asociación de Facies de Canales y Barras (AFI) y de Llanura de Inundación (AFII).

La asociación de canales y barras (AFI) está evidenciado por la presencia de bancos lenticulares de extensión y espesor variable, de base predominantemente erosiva y formados por conglomerados y areniscas medianas a gruesas, principalmente masivas, con estratificación entrecruzada en artesa y tangencial, con escasos niveles de clastos imbricados. El carácter masivo es el más común y su origen puede estar atribuido ya sea a un proceso operante durante la depositación o bien por diagénesis. Además, es posible observar superficies de reactivación en los bancos con estructura de entrecruzamiento tangencial que indicarían la alternancia de periodos de avance de la barra con periodos de exposición y retrabajo. El apilamiento de las unidades limitadas por superficies erosivas, representan la superposición de varios eventos dando lugar a rellenos de canales multiepisódicos. Los bancos de conglomerados y areniscas medianas a gruesas alternan con areniscas finas masivas que presentan bioturbación. La ausencia de estructuras sedimentarias en la facies de areniscas finas masivas podría estar asociada a la acción de organismos que obliteraron todo tipo de ordenamiento en los bancos. También es posible que algunos de los bancos masivos hayan sido producto de una rápida depositación durante un evento de crecida y desbordamiento tal como lo reconocieron Cruz *et al.* (1993). La presencia de bioturbación y moteado en las facies más finas indicaría desarrollo de paleosuelos. Los depósitos de planicie de inundación (AFII), constituidos por pelitas rojizas, indicarían condiciones de bajo régimen de flujo, favoreciendo la sedimentación de la carga en suspensión. El carácter friable de estas rocas y el hecho de encontrarse mayormente cubiertas, dificultan las observaciones en cuanto a la geometría de los bancos y tipo de contactos.

Una primera interpretación paleoambiental de las sedimentitas del Grupo Neuquén en el área Vega Grande correspondería a un modelo depositacional continental con desarrollo de sistemas fluviales entrelazados de moderada sinuosidad que migran a sistemas de alta sinuosidad. Dichos sistemas están constituidos por canales conglomerádicos-arenosos multiepisódicos, depósitos de desborde y de planicie de inundación, con desarrollo de paleosuelos e importante bioturbación.

Cruz, C., 1993. Facies y estratigrafía secuencial del Cretácico superior en la zona del río Diamante, Provincia de Mendoza, Argentina. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas I: 46-54, Mendoza.

ICNOLOGÍA DEL GRUPO NEUQUÉN (CRETÁCICO SUPERIOR), VEGA GRANDE, MENDOZA: CARACTERIZACIÓN E IMPORTANCIA PALEOAMBIENTAL

R. GÓMEZ^{1, 2}, M. TUNIK^{2, 3} Y S. CASADÍO^{2, 3*}

¹ Museo de Historia Natural de San Rafael, Mendoza.

² Instituto de Investigaciones en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro. General Roca, Río Negro.

³ CONICET.

ricardocaucete@hotmail.com, mtunik@unrn.edu.ar, scasadio@unrn.edu.ar.

Este trabajo aborda la icnología del Grupo Neuquén (Cretácico Superior) en el área de Vega Grande, al sur de Mendoza con especial énfasis en niveles con rizolitos. La sucesión sedimentaria está conformada por depósitos clásticos de origen continental en los que se identificaron dos asociaciones de facies; Asociación de Facies de Canales y Barras (AFI) y de Llanura de Inundación (AFII). Uno de los rasgos más distintivos de dicha sucesión es la presencia de *rizotúbulos* en el techo de la sección analizada. Son formas cilíndricas que corresponden a moldes externos de raíces, que han sido posteriormente rellenos por arenas cuarcíticas de grano medio con cemento calcáreo, de diámetro no superior a 2 cm y longitud variable, entre 1 a 15 cm. Se disponen de forma aleatoria formando un enrejado complejo en un banco de 1,60 m de espesor. La presencia de los rizolitos (*rizotúbulos*) al techo de esta unidad indica elevada bioturbación, exposición subaérea, evidencias de procesos pedogenéticos y marcan el límite entre las dos asociaciones de facies sedimentarias definidas previamente.

*Proyecto subsidiado por PICT 2013-0095



XX CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO
GEOLOGÍA, PRESENTE Y FUTURO
Agosto de 2017 | San Miguel de Tucumán



SESIÓN TÉCNICA 7

SEDIMENTOLOGÍA Y PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

Coordinadores

OSCAR LIMARINO
MAISA TUNIK

ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO - PETROGRÁFICO DEL GRUPO NEUQUÉN (CRETÁCICO SUPERIOR) EN EL ÁREA VEGA GRANDE, SUR DE MENDOZA

Ricardo GÓMEZ^{1, 2}, Maísa TUNIK^{2, 3}, Silvio CASADÍO^{2, 3}

¹Museo de Historia Natural de San Rafael, Mendoza

²Instituto de Investigaciones en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro,
General Roca, Río Negro ³CONICET.
rgomez@unrn.edu.ar, mtunik@unrn.edu.ar, scasadio@unrn.edu.ar.

RESUMEN

El Grupo Neuquén es una de las unidades con mayor exposición regional en la cuenca Neuquina. Esta unidad ha sido muy estudiada en el sector centro y norte de la cuenca (norte de Neuquén y sur de Mendoza). Sin embargo, los afloramientos más septentrionales que se encuentran entre la laguna del Diamante y el río Atuel no fueron estudiados en detalle. Una primera interpretación del Grupo Neuquén, en el área Vega Grande, indica un ambiente continental con desarrollo de sistemas fluviales entrelazados de moderada sinuosidad que migran a sistemas de alta sinuosidad. Dicho sistema está constituido por canales conglomerádicos-arenosos multiepisódicos, depósitos de desborde y de planicie de inundación, con desarrollo de paleosuelos e importante bioturbación. Se llevaron a cabo análisis petrográficos de detalle que permitieron determinar las modas detríticas en areniscas para clasificarlas e inferir el marco técnico del área de aporte de las mismas. Las rocas estudiadas corresponden a litoarenitas feldespáticas y litoarenitas, mientras que el área de aporte indica procedencia de orógeno reciclado y arco transicional. Esto último podría estar asociado tanto a la exhumación del orógeno andino situado al oeste, como así también al aporte desde el borde nororiental de la cuenca Neuquina a partir del Sistema de Sierra Pintada.

Palabras clave: cuenca Neuquina, laguna del Diamante, río Atuel, sistemas fluviales entrelazados, modas detríticas.

ABSTRACT

Sedimentological-Petrographic analysis of the Neuquen Group (Upper Cretaceous) in the Vega Grande area, South of Mendoza. The Neuquén Group is one of the units with the greatest regional exposure in the Neuquén Basin. This unit has been extensively studied in the central and northern sector of the basin (north of Neuquén and south of Mendoza). However, the more northern outcrops that are among between the Laguna del Diamante and Atuel River were not studied in detail. A first interpretation of the Neuquén Group in the Vega Grande area indicates a continental environment with the development of braided fluvial systems of moderate sinuosity that migrate to high sinuosity systems. This system is composed of conglomerate-sandy channels multiepisodic, deposits of overflow and floodplain, with development of paleosols and important bioturbation. Petrographic studies were performed with the purpose of characterize the detrital modes in sandstones in order to classify them and infer the tectonic framework of source area. These rocks correspond to feldspathic litoarenites and litoarenites, while the source area indicates origin of recycled orogen and transitional arc. Based on the above could be associated with both the exhumation of the Andean orogen located to the west, as well as the contribution from the northeastern edge of the Neuquén basin from Sierra Pintada System.

Keywords: Neuquén basin, laguna del Diamante, río Atuel, braided fluvial systems, detrital modes.

INTRODUCCIÓN

El Grupo Neuquén es una de las unidades con mayor exposición regional en la cuenca Neuquina. Presenta un extenso desarrollo en las provincias de Mendoza, Neuquén y Río Negro, alcanzando en algunos sectores los 1.200 m de espesor. Dicha unidad está constituida por las características sedimentitas rojas continentales ricas en fósiles de vertebrados que fueron depositadas durante el Cretácico Superior (Cenomaniano-Campaniano) cuando en este sector de la cuenca Neuquina se desarrollaban grandes sistemas fluviales con intercalaciones de sistemas eólicos y lacustres. En el sector centro y norte de la cuenca Neuquina (norte de Neuquén y sur de Mendoza), estudios de facies, petrográficos y dataciones de circones detríticos, definieron que la depositación del Grupo Neuquén estaría relacionada con el levantamiento incipiente de la cordillera de los Andes. Antes de éste levantamiento, las áreas positivas se ubicaban hacia el este desarrollándose desde allí sistemas fluviales y lacustres actualmente representados por las sedimentitas del Grupo Bajada del Agrio (Formación Rayoso) (Tunik *et al.*, 2010). Sin embargo, los afloramientos más septentrionales del Grupo Neuquén que se encuentran entre la laguna del Diamante y el río Atuel (Fig. 1) no han sido estudiados

en detalle siendo los antecedentes más relevantes los trabajos de Kozłowski y Baldi (1983), quienes hicieron un minucioso estudio estratigráfico y estructural de la región entre los ríos Diamante y Atuel evaluando sus posibilidades petroleras y los trabajos inéditos de YPF en la década del 80' a cargo de Carlos Cruz y colaboradores (Cruz *et al.*, 1993), quienes realizaron un estudio estratigráfico secuencial y una interpretación paleoambiental del Cretácico Superior de la zona de estudio. Por último, Sruoga (2000) sintetizó y compiló la geología regional en la hoja geológica Volcán Maipo a escala 1:250.000. Cabe destacar, que los análisis petrográficos y de procedencia en areniscas del Grupo Neuquén son escasos para la zona de estudio. En años recientes estudiantes de geología de la Universidad de Buenos Aires realizaron sus trabajos finales haciendo importantes aportes al mapeo geológico y estructural de la región, como así también realizando un estudio petrográfico general en diferentes unidades aflorantes (Zubiri, 2002, Kim, 2003, Pereira, 2003, Scaricabarozzi, 2003, Broens, 2004). En esta contribución se presenta la combinación de resultados del análisis de facies en una sección de detalle y la caracterización petrográfica de facies sedimentarias arenosas con el objetivo de conocer las áreas de procedencia. La zona de estudio está ubicada en el sector centro-occidental de la provincia de Mendoza (departamento San Rafael), en

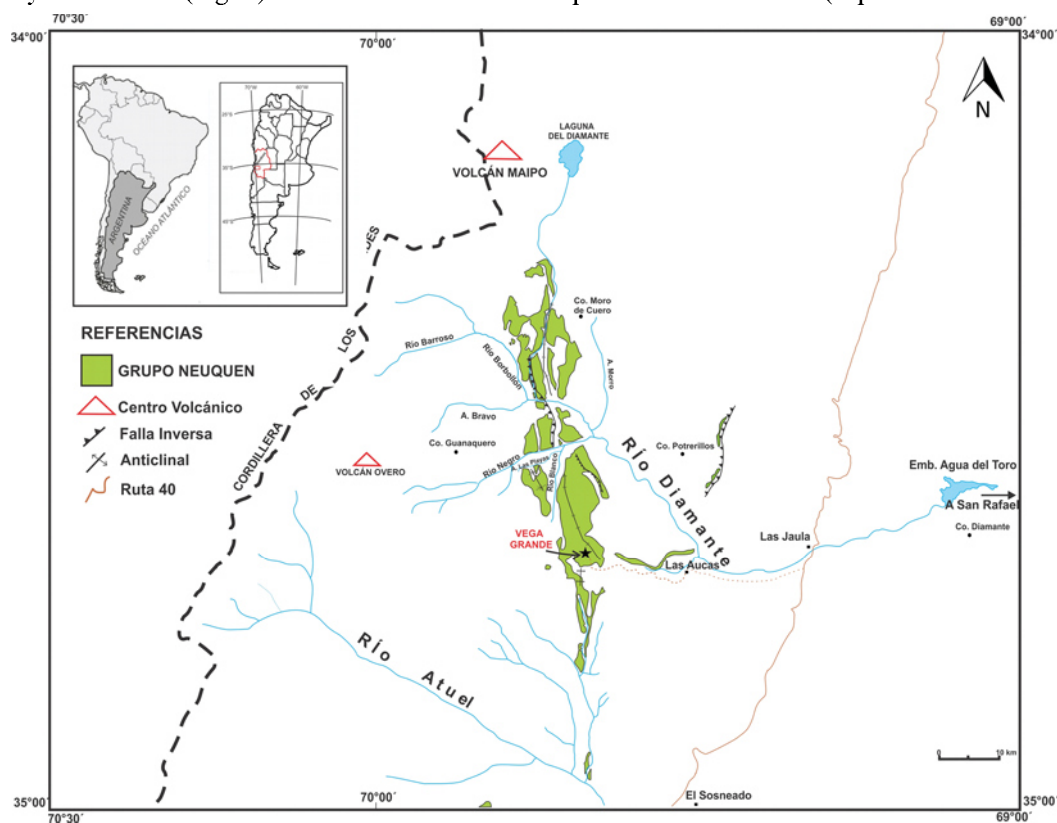


Figura 1. Ubicación y vías de acceso. En verde, afloramientos del Grupo Neuquén entre el río Atuel y la laguna del Diamante, Mendoza, Argentina.

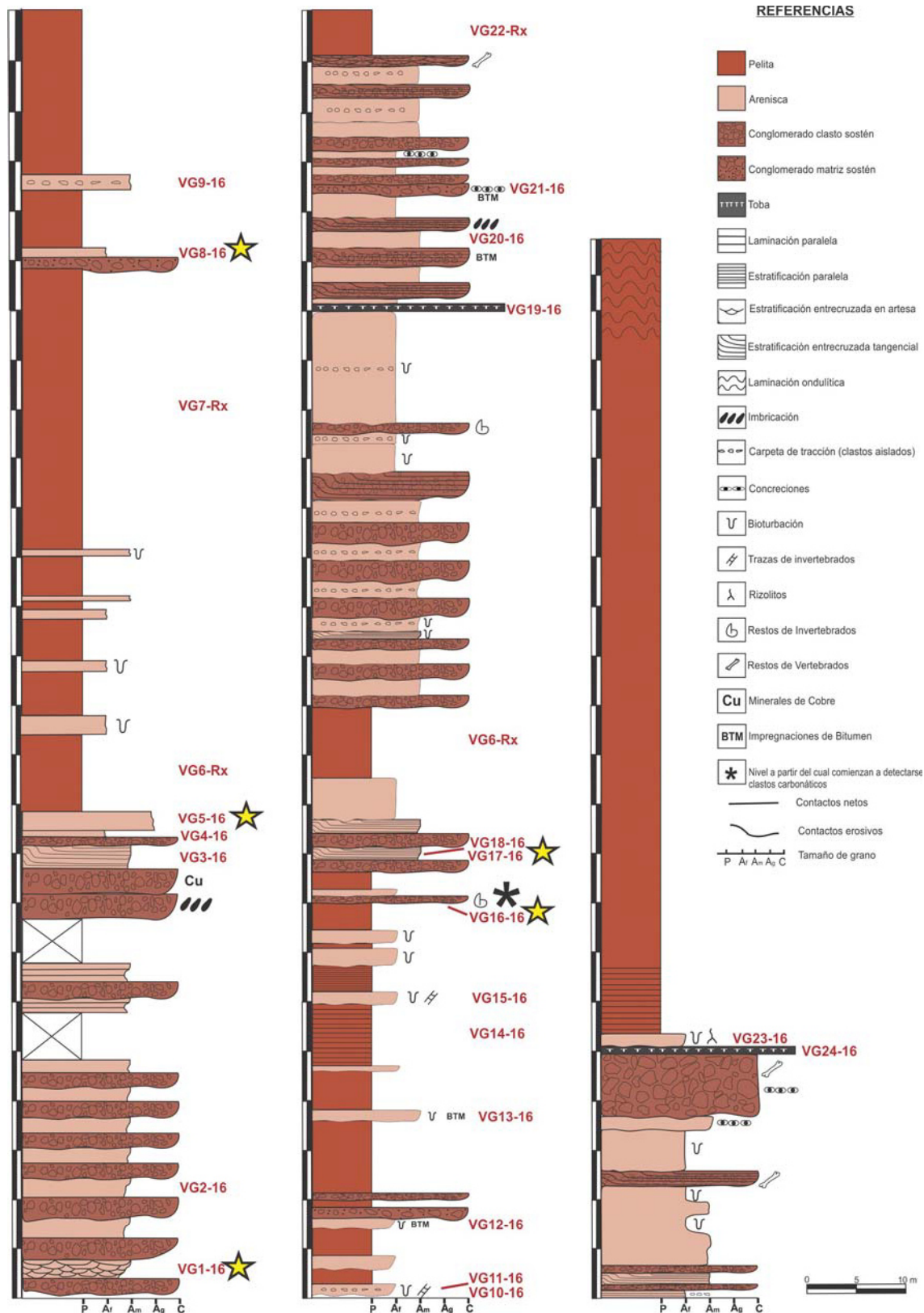


Figura 2. Columna estratigráfica (Área Vega Grande). Con símbolo de estrella amarilla la posición de las muestras estudiadas.

Tabla 1. Valores con los conteos de modas detríticas de las muestras analizadas. Qf: Cuarzo flash en cristal, Qo: Cuarzo ondulado en cristal, Qv: Cuarzo en rocas volcánicas, Qp: Cuarzo policristalino, Fk1: Feldespato alcalino en cristal único, FP1: Plagioclasas en cristal único, Fpp: Plagioclasas en paleovolcánico, Fc: Feldespato reemplazado por calcita, FMc: Microclino en cristal, Lpg: Líticos paleovolcánicos granulares, Lps: Líticos paleovolcánicos seriados, Lpv: Líticos paleovolcánicos vítreos, Lpm: Líticos paleovolcánicos microlíticos, Lpl: Líticos paleovolcánicos lathwork, Lc: Líticos carbonáticos, Ls: Líticos sedimentarios, Lm: Líticos metamórficos, Lp: Líticos plutónicos, La: Líticos alterados, Lo: Otros líticos, Cc: Cemento ceolítico, Ccar: Cemento carbonático, Ca: Cemento arcilloso, M: Micas, Op: Opacos, Om: otros minerales, O: Porosidad.

		MUESTRAS-VEGA GRANDE				
%		VG1-16	VG5-16	VG8-16	VG16-16	VG17-16
CUARZO	Qf	24	26,5	23	11	27,75
	Qo	6,5	5	9	3	5,5
	Qv	2,75	1	1,5	0	1
	Qp	4,25	5	3,25	1,25	8,5
FELDESPATOS	Fk1	8,5	7	3,5	4,75	8,25
	FP1	10,5	6,5	8	3,5	2,5
	Fc	0	0	0	2,25	0
	Fkp	0	0	0	1	1,5
	Fpp	0	0	1	1,75	0,5
	FMc	0,25	0	0,25	0	0,5
FRAGMENTOS LITICOS	Lpg	13,25	9,25	6,5	4	6,5
	Lps	3,75	4,25	13,5	0,5	2,25
	Lpv	9,25	8,75	10	0	0,25
	Lpl	0	0	0	0,25	0
	Lpm	0,25	1,5	0,75	0,25	1
	Lc	0	0	0	34,25	0
	Ls	0,75	0,75	0	4,75	3,25
	Lp	0	0	0,5	0	0
	Lm	0,75	1,75	2	0	0
	Lo	0	0	0	3	0
	La	8	9	4,75	2,25	8,75
	La	8	9	4,75	2,25	8,75
CEMENTOS	Cc	6,25	2	1,75	0,5	0
	Ca	0	2,25	0,75	0,25	0,75
	Cf	0	0	0	3,75	1,25
	Ccar	0,5	5,75	4,5	15,25	2,25
OTROS	M	0,25	0,25	0	0	0,25
	Op	0	1,25	0,75	0,25	2,5
	Om	0	0,5	0	0	0
	O	0,25	1,75	4,75	2,25	15

el ámbito de cordillera principal (Fig.1), aproximadamente a unos 120 km al oeste de la ciudad homónima y a unos 13 km de la localidad de Las Aucas, en el yacimiento Vega Grande.

ANÁLISIS DE FACIES

La sucesión sedimentaria del Grupo Neuquén en el área Vega Grande está conformada por depósitos clásticos en los que se identificaron, a partir del relevamiento de una sección estratigráfica de detalle, facies psamíticas y pelíticas (Fig. 2). A partir del análisis de facies, se han caracterizado en total 10 facies y dos asociaciones de facies; Asociación de Facies de Canales y Barras (AFI) y de Llanura de Inundación (AFII). La asociación de canales y barras (AFI) está evidenciada por la presencia de bancos lenticulares de extensión y espesor

variable, de base predominantemente erosiva y formados por conglomerados y areniscas medianas a gruesas, principalmente masivas, con estratificación entrecruzada en artesa y tangencial, con escasos niveles de clastos imbricados. El carácter masivo es el más común y su origen puede estar atribuido a un proceso operante durante la depositación a partir de corrientes altamente concentradas en sedimentos asociados a flujos de alta densidad. El apilamiento de las unidades limitadas por superficies erosivas y la presencia de estructuras de corte y relleno, representan la superposición de varios eventos dando lugar a rellenos de canales multiepisódicos. Los bancos de conglomerados y areniscas medianas a gruesas alternan con areniscas finas masivas que presentan bioturbación. La ausencia de estructuras sedimentarias en la facies de areniscas finas masivas podría estar asociada a la acción de organismos que obliteraron todo tipo de ordenamien-

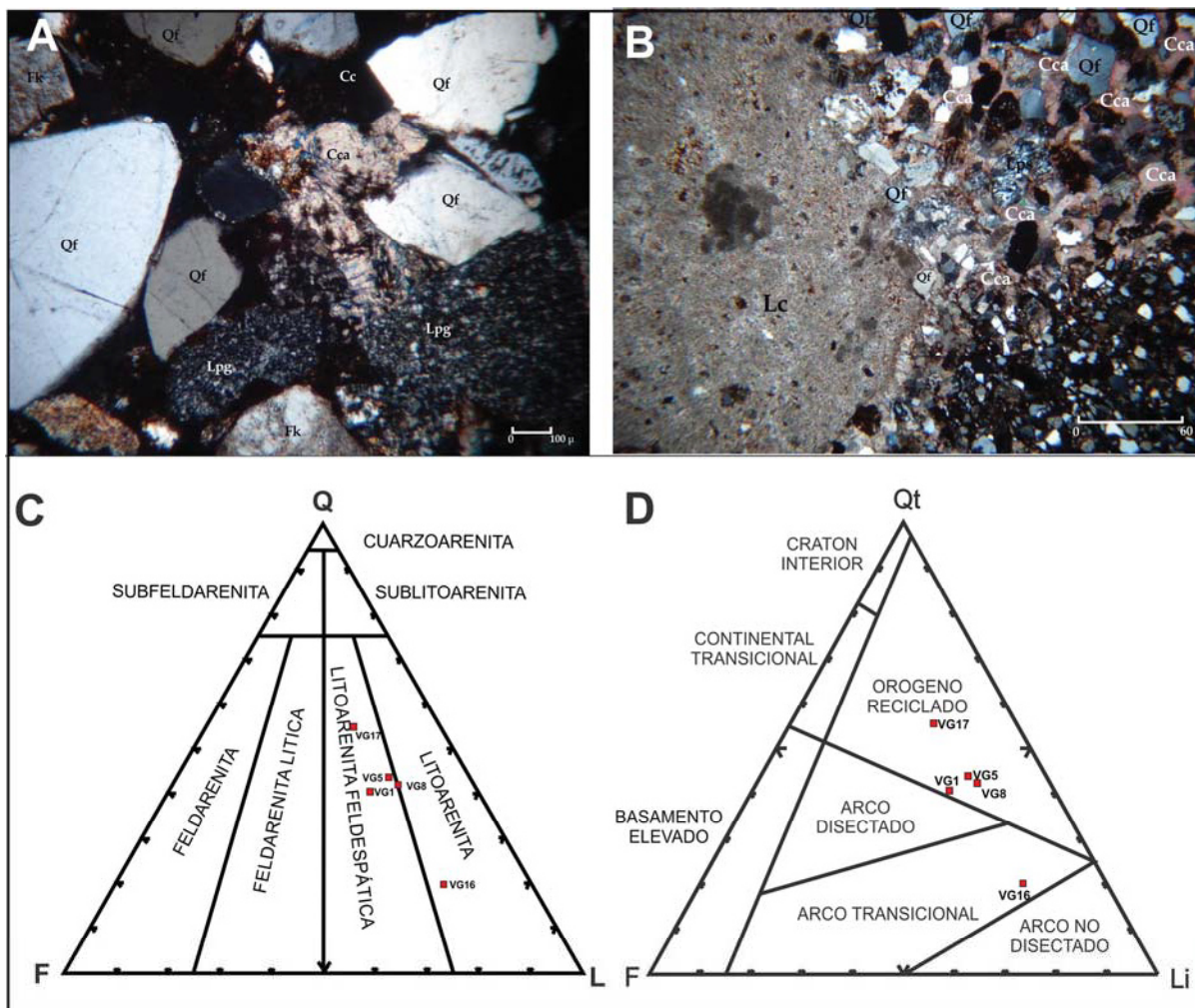


Figura 3. A) Muestra VG8-16. Vista general de la fracción clástica de la muestra compuesta por cuarzo (Qf), feldespato potásico (Fk), líticos paleovolcánicos granulares (Lpv), cemento ceolítico (Cc) y cemento carbonático (Cca)-(Con nicoles cruzados). B) Muestra VG16-16. Vista general de la fracción clástica compuesta principalmente por fragmentos líticos carbonáticos. C) Diagrama ternario de clasificación de areniscas de Folk et al. (1970). D) Diagrama de clasificación de áreas de procedencia de Dickinson et al. (1983).

Tabla 2. Valores recalculados al 100% para cada una de las muestras.

COMPONENTES TOTALES	MODAS DETRÍTICAS					VALORES RECALCULADOS AL 100%				
	MUESTRAS									
	VG1-16	VG5-16	VG8-16	VG16-16	VG17-16	VG1-16	VG5-16	VG8-16	VG16-16	VG17-16
CUARZO	37,5	37,5	36,8	15,3	42,8	40,4	43,5	42,0	19,6	54,8
FELDESPATOS	19,3	13,5	12,8	13,3	13,3	20,8	15,7	14,6	17,0	17,0
FRAGMENTOS LÍTICOS	36,0	35,3	38,0	49,3	22,0	38,8	40,9	43,4	63,3	28,2
TOTALES	92,75	86,25	87,5	77,75	78	100	100	100	100	100
AMBIENTE SEDIMENTARIO	BARRA	BARRA	CANAL	CANAL	BARRA					

to en los bancos como también a una rápida depositación durante un evento de crecida y desbordamiento tal como lo reconocieron Cruz *et al.* (1993). La presencia de bioturbación y moteado en las facies más finas indicaría desarrollo de paleosuelos. Se han identificado trazas asignadas a *Scoyenia*, *Taenidium*, *Arenicolites* y *Skolithos*, mientras que hacia el tope de la secuencia es común la presencia de niveles con rizolitos y tubos horizontales y verticales indiferenciados. La presencia de los rizolitos al techo de esta unidad indica elevada bioturbación, exposición subaérea, evidencias de procesos pedogenéticos y marcan el límite entre las dos asociaciones de facies sedimentarias definidas previamente. Los depósitos de planicie de inundación (AFII), constituidos por pelitas rojizas, indicarían condiciones de bajo régimen de flujo, favoreciendo la sedimentación de la carga en suspensión (Gómez *et al.*, 2016a; Gómez *et al.*, 2016b).

PETROGRAFÍA Y ANÁLISIS DE PROCEDENCIA METODOLÓGICA

Se realizó un muestreo sistemático de areniscas tomando como base la sección estratigráfica de detalle relevada (34°40'15.68"S/69°40'4.27"O) (Fig. 2). Los trabajos de gabinete consistieron en la observación y descripción de las muestras de mano con la utilización de la lupa, y la posterior selección de muestras para la confección de láminas delgadas. Se confeccionaron 17 láminas delgadas impregnadas con resina epoxy azul para resaltar la porosidad y además, se realizó tinción de los cortes utilizando alizarina para discriminar tipo y composición de carbonatos. Luego de analizar el perfil se seleccionaron 5 láminas delgadas para el análisis de modas detríticas (Tabla 1 y 2) y de procedencia. Además, para la selección de las muestras se tuvo en cuenta el grado de alteración de las mismas. Las areniscas se clasificaron siguiendo la propuesta de Folk *et al.* (1970) y se utilizó el método Gazzi-Dickinson para los análisis de procedencia. Todos los datos fueron volcados luego en los diagramas de discriminación de procedencia de Dickinson *et al.* (1983).

RESULTADOS

Las areniscas del Grupo Neuquén en el área Vega Grande corresponden fundamentalmente a Litoarenitas feldespáticas (en promedio Q₄₅F₁₈L₃₇) y en menor medida a Litoarenitas (Muestra VG16-16/Q₁₉L₁₇L₆₃) (Fig. 3. A y B), con porcentajes de matriz menor al 10% de la roca (Tabla 1 y 2). La proporción de cuarzo promedio en las muestras es del 45% y la variedad que predomina es la monocristalina con extinción recta sobre la policristalina. Se reconoció además, cuarzo ondulado (en promedio 5%) y cuarzo como fragmento de roca volcánica (en promedio 1,5%). Tanto en la muestra VG1-16 como en VG17-16 se observó cuarzo engolfado con preservación de la pasta. Dentro de la sección estratigráfica analizada no se observa una tendencia clara a la base o al techo en cuanto a la cantidad de cuarzo. La proporción de cuarzo policristalino (en promedio 2%) es baja. La proporción promedio de feldespato alcalino y plagioclasa es similar (6,4 y 6,2 % respectivamente) y normalmente presentan alteración sericitica y arcillosa. También se reconocieron plagioclasas como fragmentos de rocas volcánicas y feldespatos reemplazados por calcita. En menor medida aparece microclino en cristal único. Por otro lado, los fragmentos líticos constituyen el 37 % (valor promedio) de la fracción clástica, se presentan angulosos a subangulosos, en tamaños variados y corresponden principalmente a rocas volcánicas y más específicamente, paleovolcánicas (Critelli e Ingersoll, 1995). En casi todas las muestras predominan los fragmentos de volcanitas con pastas felsíticas, aunque se ha observado fragmentos de volcanitas con pastas pilotáxicas. Además, se reconoció una proporción importante (34,5 %) de fragmentos líticos carbonáticos en la parte media de la sección (Muestra VG16-16). Otros tipos de líticos sedimentarios y fragmentos de rocas metamórficas se observan en bajas proporciones. El tipo de cemento más común es el carbonático, y le siguen en nivel de abundancia el ceolítico, arcilloso y ferruginoso. La tinción realizada, permitió establecer que el cemento carbonático está compuesto por calcita no ferrosa. Los constituyentes menores más abundantes son las micas, junto a los minerales pesados y

opacos. La cantidad de porosidad en las muestras va aumentando con una tendencia hacia la parte media y alta de la sección analizada. Los valores obtenidos a partir del conteo modal realizado fueron volcados en el diagrama de Folk *et al.* (1970) para la clasificación de las areniscas (Fig 3. C).

ANÁLISIS DE PROCEDENCIA

En este trabajo se tomará únicamente el análisis modal de areniscas para caracterizar su área de aporte. La composición modal recalculada obtenida para las areniscas del Grupo Neuquén en el área Vega Grande (Cuadro 1) fue volcada en el gráfico de procedencia de Dickinson *et al.* (1983). El gráfico (Fig. 3. D) indica que las muestras analizadas tienen principalmente procedencia de orógeno reciclado (muestras VG1-16, VG5-16, VG8-16 y VG17-16) y una de ellas (muestra VG16-16) indica procedencia de arco transicional. La presencia de cuarzo engolfado en los cortes indicaría procesos de origen volcánico, mientras que el bajo contenido de cuarzo policristalino estaría relacionado con la ausencia o escasez de rocas metamórficas en el área fuente. Por otro lado, se observa un aumento de fragmentos líticos paleovolcánicos vítreos hacia la base de la sección analizada. De esta manera y en base a los antecedentes del área, junto con la proporción y composición de los fragmentos líticos se puede interpretar que el área de aporte estaría relacionada por un lado, a la exhumación del orógeno andino situado al oeste indicando un periodo de deformación y levantamiento importante. El alto contenido de líticos paleovolcánicos indica la erosión de un arco volcánico antiguo, mientras que el contenido de líticos carbonáticos y la procedencia de la litoarenita (VG16-16) refleja el aporte de parte de la secuencia carbonática del Mesozoico inferior, probablemente como consecuencia de un pulso de levantamiento. Es importante tener en cuenta que el aporte de fragmentos de rocas volcánicas podría estar asociado a la erosión del Sistema de Sierra Pintada, otra área positiva ubicada en este caso hacia el este.

CONCLUSIONES

La interpretación paleoambiental de las sedimentitas del Grupo Neuquén en el área Vega Grande corresponde a un modelo depositacional de ambiente continental con desarrollo de sistemas fluviales entrelazados de moderada sinuosidad que migran a sistemas de alta sinuosidad, característicos de borde de cuenca. Dicho sistema está constituido por canales conglomerádicos-arenosos multiepisódicos, depósitos de desborde y de planicie de inundación, con desarrollo de paleosuelos e importante bioturbación. El resultado del análisis petrográfico refleja que las areniscas corresponden, según la clasificación de Folk *et al.* (1970) a litoarenitas feldespáticas (en pro-

medio $Q_{45}F_{18}L_{37}$) y en menor medida a litoarenitas ($Q_{19}L_{17}L_{63}$), mientras que el área de aporte indica procedencia según Dickinson *et al.* (1983), de orógeno reciclado y arco transicional. Esto último podría estar asociado tanto a la exhumación de la incipiente cordillera de los Andes situada al oeste, indicando un periodo de deformación y levantamiento importante al momento de la depositación, como así también al aporte desde el borde nororiental de la cuenca Neuquina, a partir la erosión del Sistema de Sierra Pintada. El cambio brusco en la composición de los fragmentos líticos desde paleovolcánicos a carbonáticos, en el sector medio y alto de la sección estratigráfica analizada, permite inferir un cambio importante en la polaridad de la cuenca Neuquina, de la misma forma podría ser interpretado como un cambio a partir de un área de aporte local. Se espera que la incorporación de un mayor número de muestras caracterice definitivamente la tendencia presentada en este trabajo e identifiquen las áreas de procedencia.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional de Río Negro en el marco del proyecto UNRN-40A-321 y al proyecto PICT 2013-0095 por el financiamiento del presente trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Broens, S. 2004. Geología de la Región del Morro de Cuero, alto río Diamante, provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), 83 p., Buenos Aires.
- Cruz, C., 1993. Facies y estratigrafía secuencial del Cretácico superior en la zona del río Diamante, Provincia de Mendoza, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas I: 46-54, Mendoza.
- Critelli, S. & Ingersoll, R. V. 1995. Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanic sand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Southern California). *Sedimentology*, 42, 783-804.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C. Inman, K.F., Knepp, R.A. Lindberg, F.A. y Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: *Geological Society of America, Bulletin* 94: 222-235.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. y Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 13: 937-968.
- Gómez R., Tunik M. y Casadío S. 2016a. Análisis de facies del Grupo Neuquén, Cretácico Superior, en el área Vega Grande, Mendoza, Argentina. Congreso. VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología, CLS- y la XV Reunión Argentina de Sedimentología. Santa Rosa, La Pampa.
- Gómez R., Tunik M y Casadío S. 2016b. Icnología del Grupo Neuquén (Cretácico Superior), Vega Grande, Mendoza: ca-



- racterización e importancia paleoambiental. Congreso. 11° Congreso de la Asociación Paleontológica Argentina. General Roca, Río Negro.
- Kim, H. J. 2003. Geología del Cerro Amarillo, sur del arroyo Las Playas, Provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), 104 p., Buenos Aires.
- Kozlowski, E. y Baldi, J. 1983. Estratigrafía, estructura y posibilidades petroleras de la zona: Río Diamante - Río Atuel, Provincia de Mendoza. YPF (informe inédito), Buenos Aires.
- Pereira, D.M. 2003. La faja plegada y corrida Malargüe en la margen norte del río Diamante. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), 105 p., Buenos Aires.
- Scaricabarozzi, N. 2003. Geología del área del Arroyo Las Playas, Departamento de San Rafael, Provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito) 62 p., Buenos Aires.
- Sruoga, P. 2000. Descripción geológica de la hoja Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. Informe Preliminar, SEGEMAR (inédito) Buenos Aires.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y Ramos, V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489: 258-273.
- Zubiri M. 2002. Geología y estructura en las adyacencias del arroyo Bravo, Provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), Buenos Aires.

NUEVA EDAD MÁXIMA DE DEPOSITACIÓN PARA LA FORMACIÓN DIAMANTE, EN EL SECTOR NORTE DE LA CUENCA NEUQUINA, PROVINCIA DE MENDOZA

Ricardo Gómez^{1,2}, Lucas Lothari³, Maisa Tunik², y Silvio Casadío²

¹ Museo de Historia Natural de San Rafael, Mendoza

² Instituto de Investigaciones en Paleobiología y Geología (CONICET-UNRN), General Roca, Río Negro

³ Universidad Nacional de Río Negro (UNRN)
rgomez@unrn.edu.ar

Los depósitos continentales del Cretácico Superior en el norte de la cuenca Neuquina se conocen como Formación Diamante y son equivalentes temporales al Grupo Neuquén, de importante distribución regional en el centro de la cuenca. El objetivo de esta contribución es dar a conocer nuevas edades a partir del análisis de circones detríticos. Las muestras fueron extraídas de dos localidades, Vega Grande y Vega de los Patos, ambas contienen una población de circones jóvenes que pueden ser utilizados para inferir la edad máxima de depositación. A partir del análisis de los datos, la edad media ponderada de dos o más circones jóvenes que se superponen con una incertidumbre de 1σ , fue la medida que más se ajustó para obtener estos valores. La muestra del tope de la sección Vega Grande, tiene una edad máxima de depositación de $91,1 \pm 2,2$ Ma, mientras que la extraída de la base de la sección Vega de los Patos, tiene una edad máxima de depositación de $107,2 \pm 1,4$ Ma. La primera edad es coherente con valores obtenidos para esta unidad en otros sectores de la cuenca, mientras que la segunda, arroja valores más antiguos a lo esperado para la base de la Formación Diamante. Estas edades, sumadas al análisis estratigráfico permiten concluir que la depositación de la Formación Diamante, es más antigua respecto a lo considerado hasta el momento o bien, el inicio de la sedimentación es diacrónica en distintas posiciones de la cuenca Neuquina.

Diachronism in the onset of foreland basin deposition (Southern Central Andes): evidence from the Upper Cretaceous non-marine deposits, Neuquén Basin, Argentina (34-37°S)

Ricardo Gómez, Maisa Tunik, María Josefina Pons y Silvio Casadio

Instituto de Investigaciones en Paleobiología y Geología (CONICET-UNRN), General Roca,
Río Negro

ABSTRACT (3000 CHARACTERS MAX)

This work focuses on new detrital zircon U–Pb geochronology data that provides constraints for the evolution of the Southern Central Andes and specifically how was the beginning of the foreland basin deposition in the Neuquén Basin (34-37°S). The Andes extend approximately 7000 km along the western margin of the South America continental plate. This mountain belt stands as one of the highest topographic regions on Earth and is the only present-day active example of a subduction-type orogen and the Neuquén Basin deposits show evidence of their uplift. The Neuquén Basin comprises a continuous sedimentary record from the Late Triassic to the Early Cenozoic accumulated under a variety of basin styles. The origin of the Neuquén Basin is related to extensional processes occurred in a retroarc position starting in Late Triassic times, which coexisted with tectonic inversion episodes during the Jurassic-Cretaceous interval. As a consequence of the Andean uplift, the Neuquén Basin evolved into a typical foreland basin at the end of the Early Cretaceous, producing a compressive tectonic regime and causing the migration of the orogenic front towards the east. This important geological event is evidenced by a stratigraphic record of synorogenic sediment unit with a variable thickness (50–1,600 m) and composed of fluvial, alluvial, aeolian and lacustrine deposits, referred as Neuquén Group in the central and southern areas of the Neuquén Basin, and Diamante Formation in the northern area. The

Neuquén Group is considering Cenomanian-Campanian in age based on their fossil content and stratigraphic correlations (~35-37°S). On the other hand, the absence of guide levels and fossil content impedes a correct correlation in the northern sector of the basin (north of 35°S) however; U-Pb dating of detrital zircons provides an important tool to correlate both sedimentary deposits from north to south. A new analyzed of U-Pb detrital zircons ages was performed from three samples of sandstone from the base of Neuquén Group in the central sector of the Neuquén Basin to integrate and compare them with the results obtained in other sectors of the basin. The pattern of U-Pb ages obtain has a typically multimodal distribution with a wide age range from Upper Cretaceous to Proterozoic. The main age peak of samples is represented by Devonian-Carboniferous ages (ca. 60%), followed by Jurassic-Early Cretaceous (ca. 20%), Permian-Triassic (ca. 9%) and Proterozoic ages (ca. 5%), with minor peaks that correspond to the youngest zircons of Upper-Cretaceous age (ca. 4%) as well as those of Early Paleozoic age (ca. 1%) and Achaean age (ca. 1%). The youngest U-Pb ages found in the detrital zircons are commonly used to constrain the maximum depositional age of sequences since the absence of volcanic levels interbedded impedes to obtain an absolute age of this unit and where the fossiliferous content is inconclusive. U-Pb dating performed on detrital zircons in the last decade indicates a maximum depositional age for the unit between 107 and 91 Ma. Three maximum depositional ages were obtained from the youngest zircons of the study samples (~95-106 Ma.) using different statistical methods; the results and the combination of all the U-Pb detrital zircon data along the Neuquén Basin constrain the diachronism in the onset of the foreland basin sedimentation.

Upper Cretaceous deposits in Neuquén Basin, Argentina (34-35°S): an ancient Fluvial Fan System?

Ricardo Gómez, Maisa Tunik, Lucas Lothari and Silvio Casadio

Instituto de Investigaciones en Paleobiología y Geología (CONICET-UNRN), General Roca,
Río Negro

ABSTRACT (3000 CHARACTERS MAX)

This contribution provides a description of the Upper-Cretaceous deposits associated with the beginning of the Andean foreland basin sedimentation in the Neuquén Basin (34-35°S), Argentina. The Neuquén Basin is one of the main hydrocarbon-generating basins in Argentina and is located on the eastern side of the Southern Central Andes. One of the most important features is that it has more than 6,000 m of thickness including a large sedimentary record recording the interplay between tectonics, sea level and volcanic activity controlling the development of marine versus non-marine conditions from the Late Triassic to the Early Cenozoic. The Upper Cretaceous non-marine synorogenic deposits have an important regional exposure and represent the beginning of the foreland basin deposition in the Neuquén Basin. These deposits are included in the Neuquén Group, a well-studied unit in both the south and central part of the basin. However, the northernmost outcrops exposed (34-35°S) assigned to the Diamante Formation - have not been studied in detail. Fluvial fans refer to fluvial systems with a downstream distributive runoff pattern, dominated by fluvial processes producing distinguishable channel belts and overbank domains. This type of fluvial system is especially prevalent in the proximal sides of modern non-marine foreland basin systems, where large antecedent rivers exit the fold-thrust belt and debouch onto the wedge-top and foredeep. The stratigraphic analysis in this contribution was based on the survey of five stratigraphic sections at a metric scale. Fieldwork included a detailed description of outcrops with the characterization of sedimentary facies based on lithology, sedimentary structures (types, dimensions and orientation in case of having directional character) and internal organization. Conglomeratic facies of variable lateral extension and thickness were defined. They crop out as continuous depositional cycles that begin with coarse-conglomeratic with lenticular and chaotic geometries, followed by coarse-sandstone facies and finish with medium to fine sandstone facies with

bioturbation. The sandstone facies not only appear associated with conglomeratic facies, but also appear showing both the ribbon and sheet geometries as individual bodies. On the other hand, mudstone facies are represented by tabular and sheet geometries, often semi-covered and with an important thickness (from 1 to 80 m). From the facies analysis, two facies associations- Channels and Bars (FAI) and Floodplain (FAII) and different sedimentary bodies were established- assigned to deposits of non-channelized floods, hyper-concentrated flows, non-channelized viscosity flows, channel and transverse-longitudinal bars. Based on classical classifications, the paleoenvironmental interpretation of the Diamante Formation deposits in the studied area suggests a braided fluvial system of moderate sinuosity evolving over time towards an anastomosing fluvial system. However, the features of the described facies, their lateral and vertical relationship and the sedimentary processes reflected in these deposits partly coincide with the proximal and medial zone of fluvial fan systems. Given the geotectonic context in the Upper-Cretaceous, the latter hypothesis could be feasible.



Onset of foreland basin deposition in the Neuquén Basin (34°-35°S): New data from sedimentary petrology and U–Pb dating of detrital zircons from the Upper Cretaceous non-marine deposits



Ricardo Gómez^{*}, Lucas Lothari, Maisa Tunik, Silvio Casadio

Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (CONICET-UNRN), Ave. Roca, 1242, General Roca, Río Negro, Argentina

ABSTRACT

A multi-proxy provenance approach using sedimentology, petrology and detrital zircon U–Pb geochronology provides new constrains for the evolution of the Southern Central Andes. The Upper Cretaceous non-marine deposits of the Neuquén Basin referred as Neuquén Group in the central and southern sector of the basin, have been characterized as the first foreland basin associated with the early uplift of the Andean orogen at ca. 100 Ma. However, in the northern sector of the basin, the stratigraphically equivalent Diamante Formation has not been studied in detail yet. This work focuses in the outcrops of the Diamante Formation located between Laguna del Diamante and Atuel River in southern Mendoza Province, Argentina (34°–35°S). The petrographic analysis of sandstones shows high content of volcanic and calcareous lithic fragments suggesting provenance from the underlying sedimentary units and the coeval volcanic arc associated with the onset of an important stage of deformation on the west. Detrital zircons from the base of the Diamante Formation were supplied sources from Upper Jurassic and Lower Cretaceous that were exposed during Upper Cretaceous times, whereas in the top, a high content of Permo-Triassic detrital zircons indicates exhumation of the surrounding Permo-Triassic crystalline basement. Finally, two maximum depositional ages were obtained, 107.2 ± 1.4 Ma to Vega de los Patos and 91.1 ± 2.2 Ma to Vega Grande, suggesting uninterrupted activity of the volcanic arc during foreland basin deposition. In particular, the age of 107.2 Ma would indicate that the sedimentation of the Upper Cretaceous non-marine deposits occurred in the Albian at these latitudes (34°–35°S), which suggests that the onset of the foreland basin sedimentation is diachronic at different positions in the Neuquén Basin.

1. Introduction

For several years, the Upper Cretaceous non-marine deposits in the Neuquén Basin have been studied in order to understand the early uplift history of the Andean orogen using sedimentological, structural and provenance analyses. However, in the last couple of years, thermochronology and geochemistry have been added to constrain uplift and crustal shortening phases mainly at the central Neuquén and southern Mendoza provinces (Zamora Valcarce et al., 2009; Garrido, 2010; Tunik et al., 2010; Di Giulio et al., 2012, 2016; Balgord and Carrapa, 2016; Fennell et al., 2017a, 2017b; Asurmendi et al., 2017; Balgord, 2017; Folguera et al., 2015; Rojas Vera et al., 2014). The outcrops are largely developed in the San Juan, Mendoza, Neuquén and Río Negro provinces, Argentina, reaching 1.600 m in some areas (Orts et al., 2012). According to several authors, those rocks are Cenomanian-Campanian in age (Legarreta and Gulisano, 1989) and are known as the Neuquén Group south of 35°S (see Garrido, 2010 for more details). North of 35°S these are known as Diamante Formation and their age seems to be Albian-Santonian (Mackaman-Lofland et al., 2019). Previous studies in central Neuquén and southern Mendoza provinces indicate that before the uplift of the Andes, positive areas were located towards the east

behaving as source regions for fluvial systems and perennial lakes, represented by the sediments of the Bajada del Agrio Group (Zavala et al. 2001, 2006; Ponce et al., 2002; Tunik et al., 2010). The Bajada del Agrio Group was formalized by Leanza (2003) to include the Huitrín and Rayoso formations, while the Diamante Formation was initially defined by Groeber (1946) to include all the reddish nonmarine deposits overlying the Huitrín Formation in Mendoza Province, which have not been studied in detail since then. The reasons why the authors of this manuscript decided to use the name of Diamante Formation instead of Neuquén Group are related to the discrepancy that was generated from the different background and parameters that were taken into account to correlate the units at a regional-level based on the absence of guide levels and fossil content. It is not possible to detect the same facies arrangement and divide the unit into subgroups or formations compared to the central-southern sector of the Neuquén Basin. However, the age of detrital zircons is an important tool to demonstrate a correlation between the nonmarine deposits outcropping in the Mendoza Province and the Neuquén Group defined further south. In consequence, the authors of this manuscript considered the Diamante Formation as a temporary equivalent of the Neuquén Group because of the stratigraphic position and the ages of detrital zircons.

^{*} Corresponding author.

E-mail address: rgomez@unrn.edu.ar (R. Gómez).

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102257>

Received 22 January 2019; Received in revised form 25 June 2019; Accepted 1 July 2019

Available online 12 July 2019

0895-9811/ © 2019 Elsevier Ltd. All rights reserved.

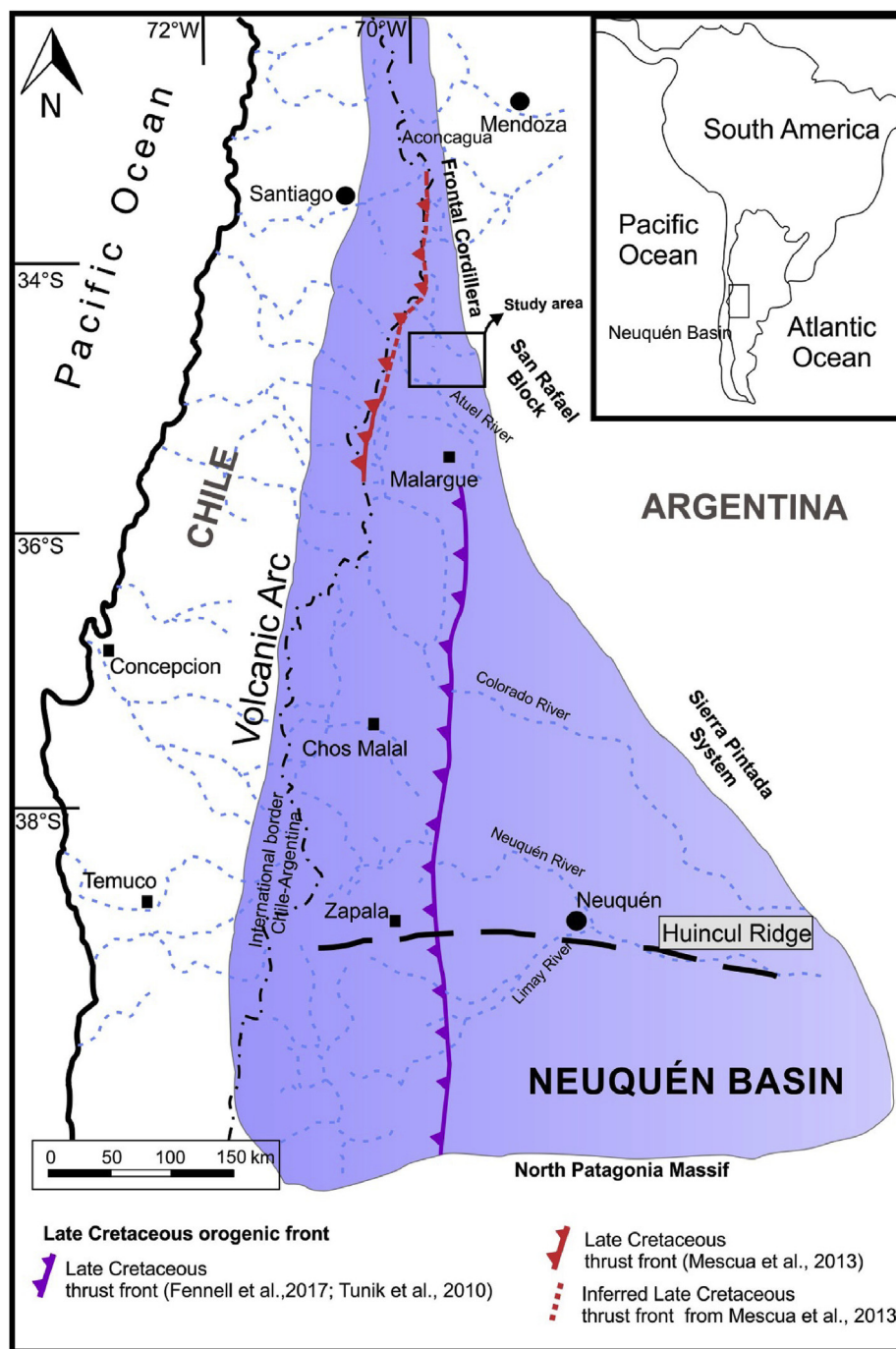


Fig. 1. Map showing the location of the Neuquén Basin and the study area (modified from Tunik et al., 2010; Balgord and Carrapa, 2016) and the position of the Late Cretaceous thrust front (Mescua et al., 2013; Fennell et al., 2017a, b).

Detrital zircon U–Pb geochronology has become a common tool in the last couple of years to obtain maximum sedimentation ages and characterize the provenance of sedimentary units. This study aims to determine the timing, depositional environments and source areas of foreland basin deposits in the northern sector of the Neuquén Basin from a multidisciplinary approach that combines sedimentology, petrology and detrital zircon U–Pb geochronology of the Diamante Formation in the localities of Vega Grande and Vega de los Patos, located in the central-western sector of the Mendoza Province, Argentina (Fig. 1).

2. Geological setting

The study area is located in the central-western sector of the Mendoza province, in the geological province of the Principal Cordillera (Turienzo, 2009) and more specifically in the Malargüe fold-thrust belt (Kozłowski et al., 1993; Manceda and Figueroa, 1995) (Figs. 1–2), approximately 120 km west of the San Rafael city and 13 km from the Las Aucas village.

The Malargüe fold-thrust belt exposes sediments of the Neuquén Basin, on the eastern slope of the Andes in Argentina, between 32° and 40°S (Fig. 1). This basin comprises a continuous sedimentary record from the Late Triassic to the Early Cenozoic and includes non-marine and marine siliciclastics, carbonates and evaporites that accumulated

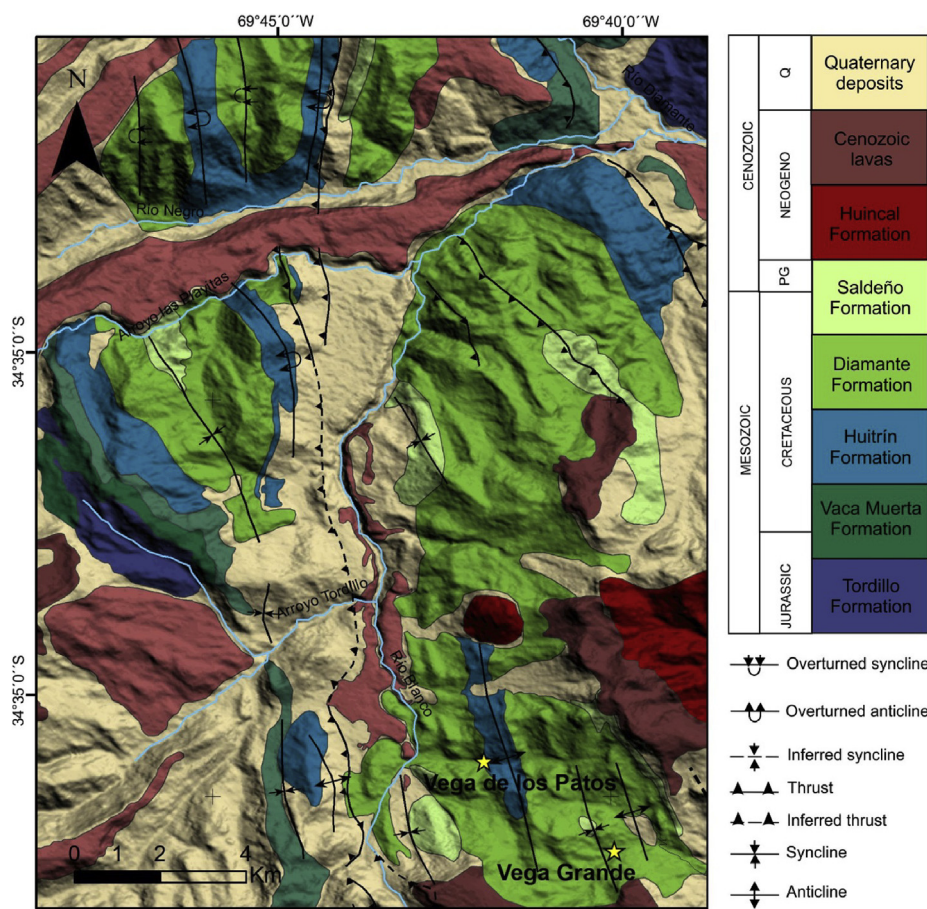


Fig. 2. Local geological map showing the main units and the position of stratigraphic sections, Vega Grande and Vega de los Patos (modified of Lothari et al., 2018).

under a variety of basin styles (Howell et al., 2005). It is bounded towards the northeast by the San Rafael Block and towards the southeast by the North Patagonian Massif, while its western margin corresponds to the Mesozoic magmatic arc (Fig. 1) (Howell et al., 2005; Charrier et al., 2007, 2014).

The opening of the Neuquén Basin is related to extensional processes occurred in a retroarc position starting in Late Triassic times, which coexisted with minor tectonic inversion episodes in the Huincul ridge during the Jurassic-Cretaceous interval (Vergani et al., 1995; Howell et al., 2005; Silvestro and Zubiri, 2008; Armas and Sánchez, 2013 among others). Since the Late Cretaceous, as a consequence of the Andean uplift, the Neuquén Basin evolved into a typical foreland basin, whose base defines a regional unconformity with the underlying sediments (Cazau and Uliana, 1973; Ramos, 1999; for a summary, see Garrido, 2010).

The transition into a foreland basin begins at the end of the Early Cretaceous with a slab shallowing event, producing a shift towards a compressive tectonic regime and causing the migration of the orogenic front towards the east (Gianni et al., 2018). Provenance analyses and detrital zircons U–Pb age patterns suggest that the foreland basin was established in the retroarc at approximately 100 Ma with the deposition of Neuquén Group or Diamante Formation (Tunik et al., 2010; Di Giulio et al., 2012, 2016; Balgord and Carrapa, 2016; Fennell et al., 2017a).

The Upper Cretaceous Andean foreland basin comprises a stratigraphic record of synorogenic sediments, referred as Neuquén Group in the central and southern areas of the Neuquén Basin, and Diamante Formation in the northern area. The Neuquén Group comprises a thick non-marine succession and is subdivided into three subgroups (Río Limay; Río Neuquén; and the Río Colorado) and seven formations: Candeleros, Huincul and Cerro Lisandro formations in the Río Limay

Subgroup; Portezuelo and Plottier formations in the Río Neuquén Subgroup; Bajo de la Carpa and Anacleto formations in the Río Colorado Subgroup (Cazau and Uliana, 1973; Uliana et al., 1975; Ramos, 1981; Leanza and Hugo, 2001; Leanza et al., 2004; Garrido, 2010). The formations within this unit record a cyclic repetition of medium-to coarse grained facies, interpreted as braided and meandering fluvial channels, fine-grained alluvial plain deposits with intercalations of aeolian systems and shallow lakes (Legarreta and Uliana, 1998; Garrido, 2010). This cyclic pattern is interrupted by the overlying Maastrichtian - Palaeocene marine facies of the Malargüe Group (Uliana and Dellapé, 1981; Barrio, 1990; Aguirre-Urreta et al., 2008). On the other hand, the Diamante Formation is informally divided into three members according to Balgord and Carrapa (2016) broadly correlated with the Río Limay, Río Neuquén and Río Colorado subgroups from the Neuquén Group. On the base, the unconformity that separates the Bajada del Agrio Group from the base of the Neuquén Group corresponds to a basin-scale angular unconformity (Leanza, 2003, 2009; Mosquera and Ramos, 2006). However in our study area this unconformity is not represented, being the contact between the Bajada del Agrio Group and the Diamante Formation transitional (Lothari et al., 2018).

Based on paleomagnetic studies, Dingus et al. (2000) estimated the age of the Anacleto Formation (top of the Neuquén Group) as early Campanian (~83.5–79.5 Ma). In the southern part of the Neuquén Basin, in the Cerro Policía site (39°S), Corbella et al. (2004) obtained a zircon fission-track age of 88 ± 3.9 Ma (Coniacian) for a tuff interbedded in the lower section of the Neuquén Group, which confirms the Late Cretaceous age of this unit. However, the absence of radiometric ages on volcanic levels interbedded in the Neuquén Group impedes to obtain an absolute age of this unit.

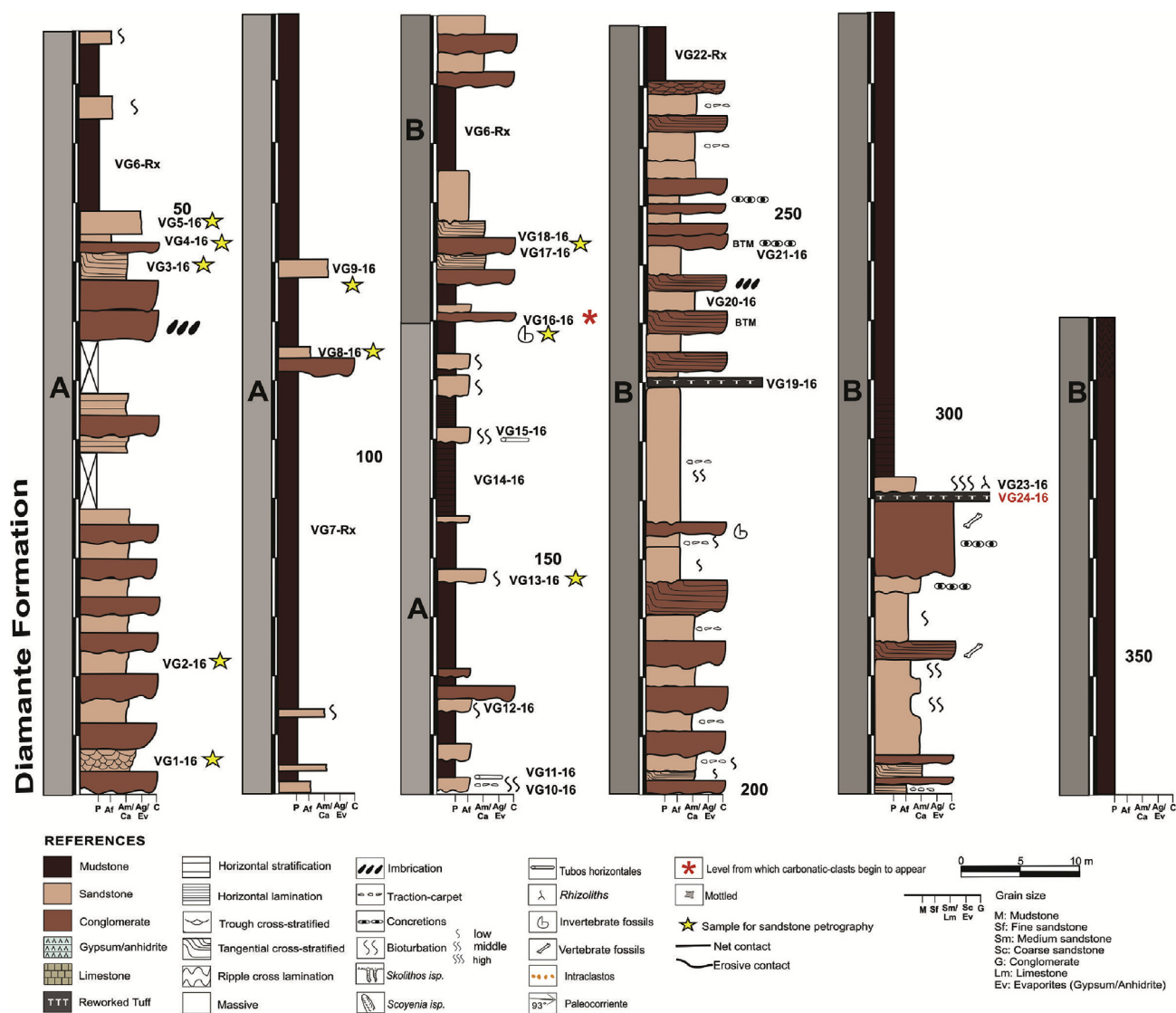


Fig. 3. Measured stratigraphic section from Vega Grande area.

3. Methods

A detailed stratigraphic study along with provenance analyses based on sedimentary petrography were combined with U–Pb detrital zircon geochronology of samples collected from the Diamante Formation in outcrops located between the Río Diamante and Río Atuel (34°30'–34°50'S).

3.1. Sedimentology

The stratigraphic analysis of the non-marine Upper Cretaceous succession was carried out based on the description of two stratigraphic sections (Figs. 3–4) of metric scale. This analysis included a detailed description of outcrops and measurements using Jacob's staff. This allowed the characterization of sedimentary facies based on lithology (including texture and composition), sedimentary structures (types, dimensions and orientation in case of having directional character) and internal organization. The system used to denominate sedimentary facies was based on Miall (1996), with slight modifications. This information allowed the definition of facies and facies associations, which were interpreted to propose a paleoenvironmental model of the Diamante Formation in this sector of the basin.

3.2. Petrography

A systematic sampling of sandstones was carried out based on two detailed stratigraphic sections from Vega Grande and Vega de los Patos locations (Figs. 3–4), which were observed under a magnifying glass for a complete macroscopic description. Standard 30 μm thin sections were impregnated with blue epoxy resin in order to highlight the porosity, stained with alizarin red to distinguish dolomite and calcite and also with potassium ferricyanide to distinguish ferroan and non-ferroan calcite following the method of Dickson (1965). After analyzing the sections under a petrographic microscope, 10 samples from Vega Grande area and 8 from Vega de los Patos were selected for the study of detrital modes and provenance (Appendix 1). The sandstones were classified following Folk et al. (1970) and the Gazzi-Dickinson method was used for the provenance analyses based on a 400 clasts count for each thin section (Ingersoll et al., 1984). All the data was later included in the Dickinson et al. (1983) discrimination provenance diagrams.

3.3. U–Pb detrital zircon geochronology

A sample of a re-worked tuff located on the top of the Vega Grande section was collected (VG24-16) for the separation and U–Pb dating of detrital zircons. This re-worked tuff level is 50 cm thick, massive,

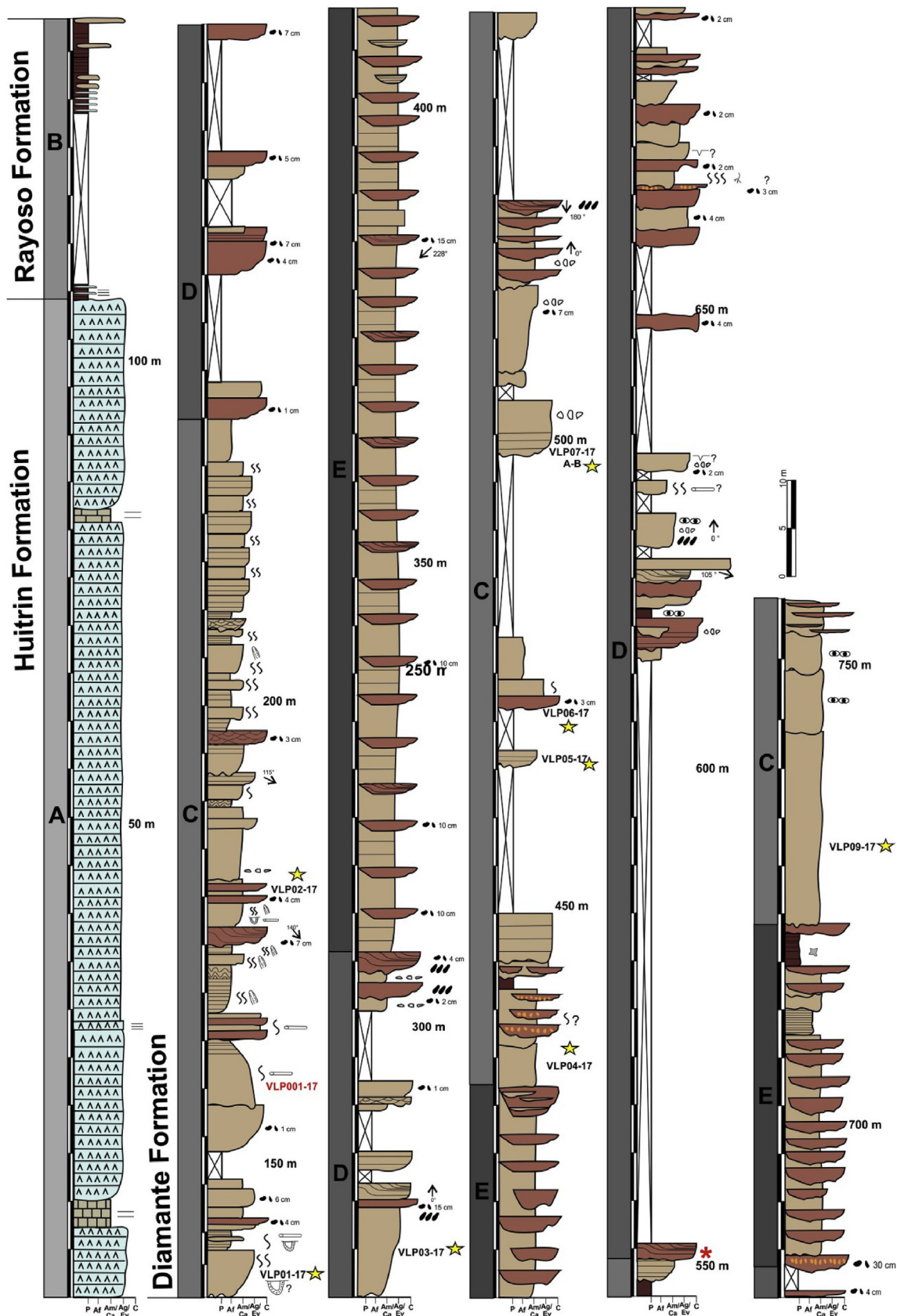


Fig. 4. Measured stratigraphic section from Vega de los Patos area.

friable, white to grey and appears below a floodplain deposit with paleosol development. Another sample of medium-grained lithic feldspathic sandstone was collected from the base of the Vega de los Patos section (VLP001-17), close to the contact with the Rayoso Formation (Bajada del Agrío Group).

The separation of zircons was carried out in two stages. The first was carried out at the Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (CONICET-UNRN). In this place, standard separation techniques were used, which consist of milling, sieving and subsequent concentration by hydraulic methods of heavy minerals. Those heavy minerals were later observed under a magnifying glass to confirm the presence of zircons. During the second stage, the concentration of heavy minerals was sent to the Arizona LaserChron Center of the Arizona University, where the separation of zircons was first performed using heavy liquids and Frantz separator. Finally, the U–Pb dating of detrital zircons was conducted by laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICPMS), based on the methodology and analytical data proposed by Gehrels et al. (2006, 2008). For details in the methodology and analytical data see Appendix 2.

4. Results

4.1. Facies analysis

In the area of Vega Grande (Fig. 6B), the Diamante Formation has a thickness of 377 m, presents a covered base and towards the top shows a change from red-mudstones to laminated green and yellow siltstones and shales (Fig. 5A) marking a transitional passage towards marginal marine deposits of the Saldeño Formation (Tunik, 2001). In this area, the unit is divided into two upward fining and thinning sequences (Fig. 3). Nine facies and two facies associations - Channels and Bars (FAI) and the Floodplain (FAII) – were established in this area (Gómez et al., 2016a, 2016b).

In Vega de los Patos area, the contact between the Rayoso and Diamante formations is semi-covered with a transitional passage marked by a change from thinly laminated-mudstones with minor interbedded gypsum (Fig. 5B and C) to medium-sandstones and conglomerates without gypsum and with lenticular geometries (Fig. 5D) showing a clear change in the paleoenvironmental conditions. Fifteen

sedimentary facies and five facies associations were analyzed and interpreted; A: restricted brackish lake; B: ephemeral lake; C: terminal lobes; D: high-sinuosity channels and E: braided-channels (Fig. 4). The analysis of facies associations and their spatial arrangement allowed the detection of two depositional sequences: S1 and S2. Both sequences have similar thickness (S1: 305 m; S2: 280 m). S1 and S2 are composed of the organized sequence of facies associations C, D and E. This arrangement in the sedimentary succession marks cyclicity in stacking patterns showing a change regarding associations A and B located toward the base of the section. However, contact between associations B and C is transitional. In this area, the measured thickness of the Diamante Formation is 565 m (Lothari et al., 2018).

In both areas, paleocurrent data is limited, due to the absence of measurable sedimentary structures and the scarce levels with imbricated clasts.

Another important feature is the presence of conglomerates at the top of both stratigraphic sections composed almost exclusively of carbonate fragments (Fig. 6D) with ammonites.

4.2. Sandstone petrography

The Upper Cretaceous sandstones of the Diamante Formation in the area of Vega de los Patos and Vega Grande are mainly feldspathic litharenites, on average $Q_{44}F_{18}L_{38}$, and scarce litharenites, on average $Q_{37}F_{13}L_{50}$ (Appendix 1-Fig. 8A), with percentages of matrix below 10%.

The average quartz proportion in the samples is of 42% and the predominant variety is monocrystalline with straight extinction (Fig. 7). Quartz with undulatory extinction (5.2%) was also recognized, as well as quartz as a fragment of a volcanic rock (on average 5%). Embayment quartz with volcanic matrix preservation was observed. Within the analyzed stratigraphic section, a clear tendency to increase the quantity of quartz towards the top can be observed, with values of 33% in the bottom of Vega de los Patos to 55% in the upper part of Vega Grande. The polycrystalline quartz (on average 6.7%) is relatively low in all the section.

Regarding alkaline feldspar and plagioclase, the average proportions are of 8% and 6.1% respectively, and normally present sericitic and argillic alteration. In addition, alkaline feldspar and plagioclase (on average 2.5%) were recognized as volcanic rocks crystals and in some

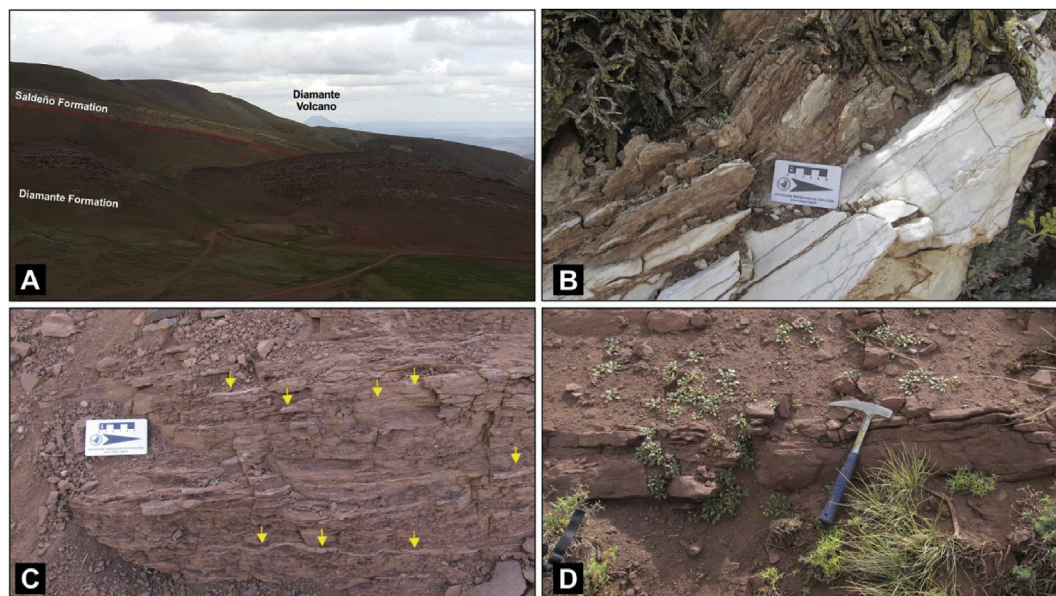


Fig. 5. Photographs of outcrops; a) the transitional contact between Diamante and Saldeño formations in Vega Grande oil field., b) the transitional contact between Huitrín and Rayoso formations (Bajada del Agrío Group)., c) laminated-mudstones with interbedded gypsum (yellow arrows) from the Rayoso Formation., d) massive sandstone from de base of the Diamante Formation. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

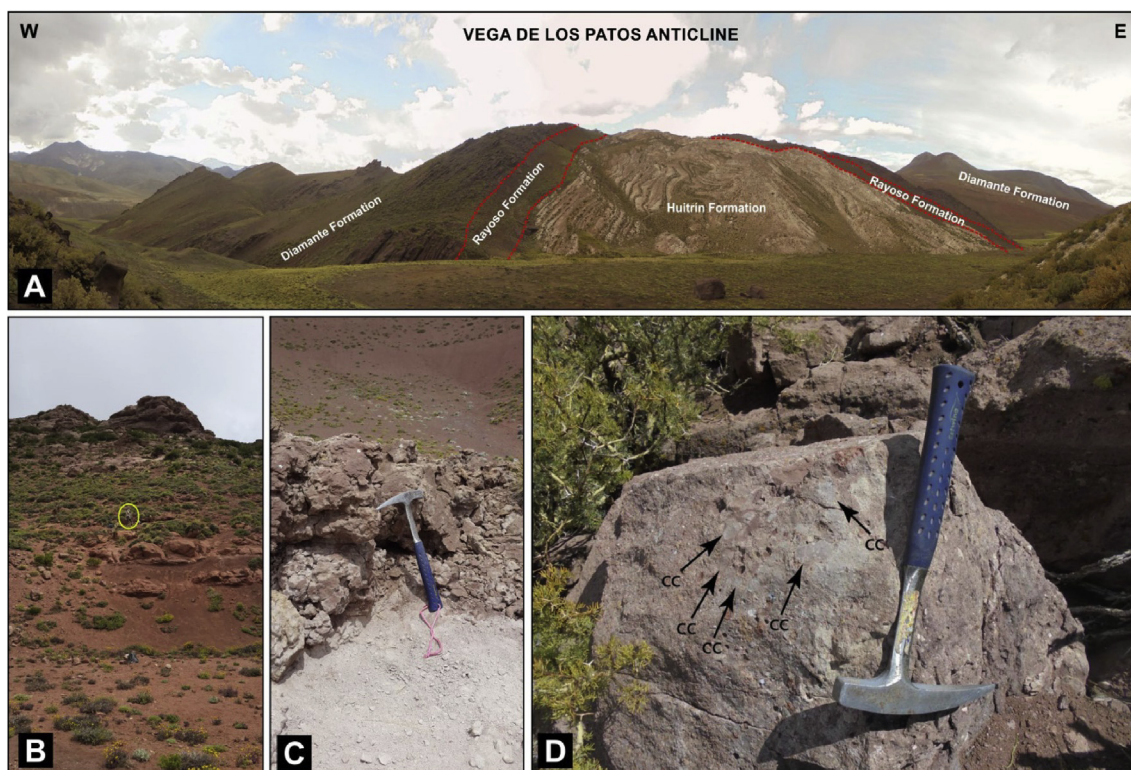


Fig. 6. Photographs of outcrops; a) Vega de los Patos anticline showing the position and contact between units., b) Diamante Formation on Vega Grande area, c) reworked tuff deposit from the top of Vega Grande section (VG24-16 sample), d) conglomerate from Vega de los Patos section, composed almost exclusively of carbonate fragments (CC).

cases replaced by calcite (Fig. 7).

The lithic fragments make up for 42% of the clastic fraction, a high average percentage compared to the quartz and feldspar (Fig. 7). This characteristic was also noticed by Balgord and Carrapa (2016) for the Diamante Formation located around 100 km to the south. The lithic fragments are angular to subangular and present themselves in various ranges of sizes, and belong to volcanic rocks, more specifically to the paleovolcanic type according to Critelli and Ingersoll (1995). In almost all the samples, fragments of volcanic rocks with felsitic, granular, micro granular and seriate textures are predominant, although volcanic fragments with pilotaxitic and pyroclastic texture were also observed. In addition, high proportions (34.5%) of calcareous lithic fragments in the mid part of the section (sample VG16) were recognized (Fig. 7C). A large amount of altered lithic fragments and pseudomatrix (VG2) was also identified. Sedimentary lithic grains, metamorphic rock fragments and plutonic lithic clasts were observed as well in very low proportions (less than 2%).

The most common type of cement is the calcareous, followed by zeolitic, ferruginous and argillaceous type. The cement appears as pore filling, pore lining and scarce poikilitic (Fig. 7). The alizarine red and potassium ferricyanure stain allowed establishing that carbonate cement is non-ferrous calcite. The average percentage of zeolitic cement within the samples is low (2%), but in some samples like VG9 and VG8 the percentage rises due to the presence of analcime which occurs as pore filling cement and in subhedral crystals related to calcite cementation (Fig. 7).

4.3. Provenance

4.3.1. Point counting

In this study the sandstones modal analysis is used to characterize the input area. The recalculated modal composition for the sandstones (Appendix 1) was plotted on the provenance graphs of Dickinson et al.

(1983). The Qt-F-Li graph indicates that the analyzed samples mostly fall in the recycled orogen field and few in dissected arc field (Fig. 8B). This variation correlates with the stratigraphic position of the samples, with the dissected arc field samples belonging to the base of the Vega de los Patos section, while samples falling inside the recycled orogen field belong to the top of Vega Grande section. On the other hand, the Qm-F-Lt graph (Fig. 8B) shows a more irregular distribution of the samples, mostly falling in the transitional recycled field and the others being distributed in four fields; mixed, dissected arc, transitional arc and lithic recycled. For details in the analytical data see Appendix 1.

4.3.2. Detrital zircon analysis

Two samples from the Diamante Formation were analyzed for detrital zircon U–Pb geochronology (Table 1A–B–Appendix 2). Frequency histograms, relative probability plots, and concordia plots of U–Pb ages from analyzed zircons are shown in Fig. 9.

The sample from Vega Grande section corresponds to a reworked tuff (VG24-16, $n = 187$) and is located at the top of section ($34^{\circ}40'18.56''S$; $69^{\circ}40'3.32''W$), near to the contact with the Saldeño Formation. 187 U–Pb ages were determined, presenting their distribution a multimodal pattern (Table 1). This sample is dominated by three major age populations, 250–300 Ma (50%), 900–1200 Ma (20%) and 500–600 Ma (11%), with minor peaks that correspond to the youngest zircons of Cretaceous age (4%), as well as those of Early Paleozoic age (4%), Mesoproterozoic (7%), Paleoproterozoic (3%), and even a zircon of Neoproterozoic age (1%) (Fig. 9).

On the other hand, a sample of litharenite (VLP001-17, $n = 212$) from the base of Vega de los Patos section (Lothari et al., 2018), near to the contact with the Bajada del Agrio Group ($34^{\circ}39'31.04''S$, $69^{\circ}41'33.68''O$), three main peaks can be distinguished; 250–365 Ma (32%), 500–700 Ma (21%) and 100–153 Ma (23%) (Table 1). The difference between the age distribution of both samples (VG24-16 and VLP001-17), is the peak of young ages. In the case of this last sample,

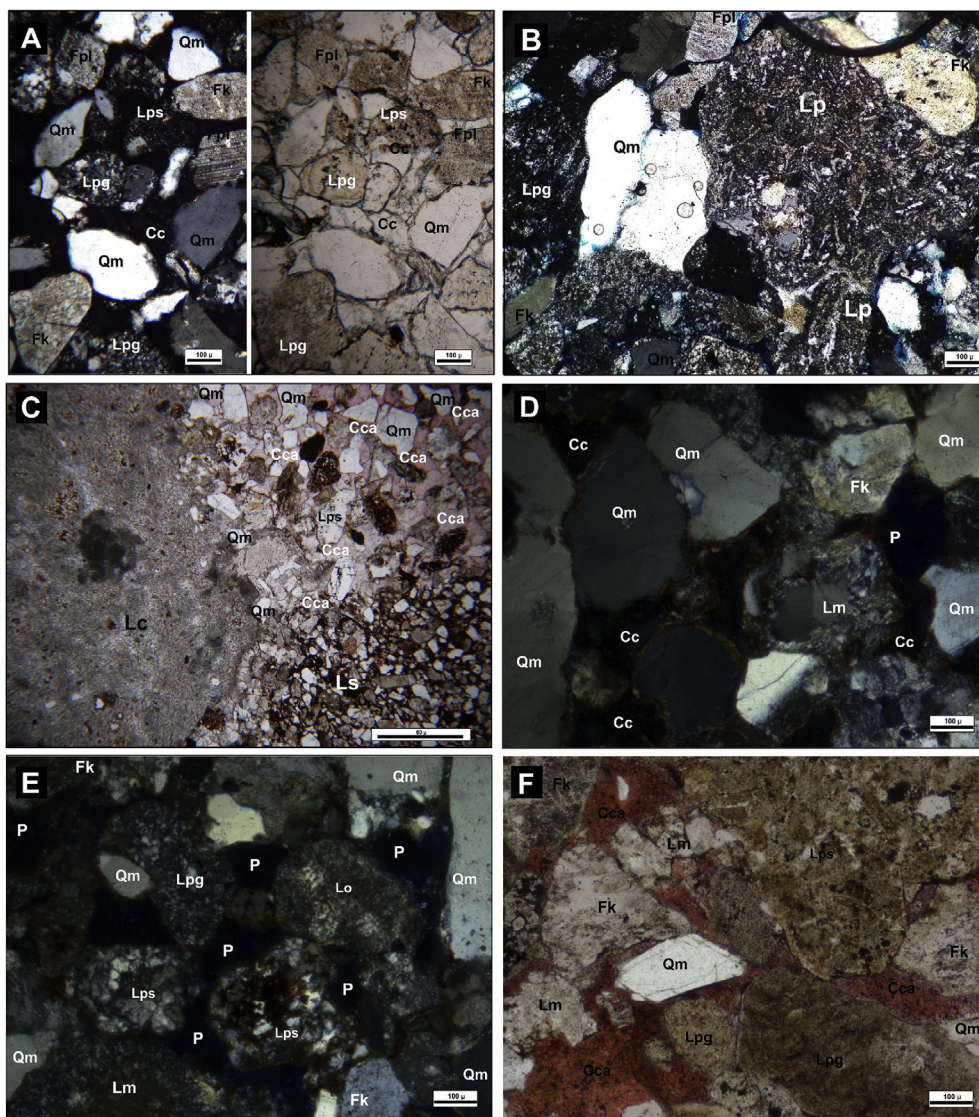


Fig. 7. a) VG1 sample. Photomicrographs of framework composition: monocrystalline quartz (Qm), alkaline feldspar (Fk), plagioclase (Fpl), granular (Lpg) and seriate (Lps) paleovolcanic lithic fragments. Analcime as a type of zeolitic cement (Cc). Photomicrographs on NP and NX. Scale: 100 μ m. b) VG4 sample. Photomicrographs of framework composition: monocrystalline quartz (Qm), alkaline feldspar (Fk), plagioclase (Fpl) and pyroclastic paleovolcanic lithic fragment (Lp), with altered vitreous shard. Photomicrographs on NX. Scale: 100 μ m. c) VG16-16 sample. Photomicrographs of framework composition: high percentage of limestone lithic fragments (Lc). Scale: 60 μ m. d) VLP02 sample. Photomicrographs of framework composition it composed of monocrystalline quartz (Qm), alkaline feldspar (Fk), metamorphic lithic (Lm), analcime - zeolitic cement (Cc) and porosity (P). Photomicrographs on NX. Scale: 100 μ m. e) VLP06 sample. Photomicrographs of framework composition it composed of monocrystalline quartz (Qm), alkaline feldspar (Fk), granular (Lpg) and serial (Lps) paleovolcanic lithic fragments, other lithic (Lo) and porosity (P). Photomicrographs on NX. Scale: 100 μ m. f) VLP09 sample. Photomicrographs of framework composition it composed of monocrystalline quartz (Qm), alkaline feldspar (Fk), granular (Lpg) and serial (Lps) paleovolcanic lithic fragments, calcite cement (Cca) and metamorphic lithic (Lm). Photomicrographs on NP. Scale: 100 μ m. NP: parallel nicols, NX: crossed nicols.

the population of younger ages is greater, including Cretaceous and Late Jurassic ages, while the other two peaks are repeated in both samples with different percentages (Fig. 9).

4.4. Maximum depositional age

Both samples contain distinct young zircon U/Pb age clusters that may be used to infer the maximum depositional age of the sample.

For the calculation of the maximum depositional age, different ways of measurement were considered, from the most robust to the least robust from the statistical point of view (Dickinson and Gehrels, 2009). As a result of data analysis, weighted mean average of the youngest cluster of two or more grain ages that overlap at 1σ uncertainty, was the estimation that was better adjusted for the samples of the Diamante Formation. The ages also overlap with the TuffZirc age, especially in the sample VG24-16, since in the sample VLP001-17 it does so with certain uncertainty. TuffZirc age is an algorithm defined by Ludwing and Mundil (2002) for the youngest cluster of coherent grain ages. Finally, the authors decided to use the first estimation since the error is smaller (1σ), while in the TuffZirc algorithm the uncertainty is greater (2σ). The analytical details are provided in the appendix.

The sample of reworked tuff (VG24-16) from the top of Vega Grande section, yields a maximum depositional age of 91.1 ± 2.2 Ma (1σ ; n = 3) (Fig. 10A), while the sample of litharenite from the lower

portion of the Vega de los Patos section, yields a maximum depositional age of 107.2 ± 1.4 Ma (1σ ; n = 4) (Fig. 10B).

5. Discussion

5.1. Importance of lithic fragments composition

The petrographic analysis suggests that the composition and proportion of lithic fragments in the Upper Cretaceous sandstones is not only associated with the nature and tectonic history of the source area, but also reflects particular transport and weathering, which can be interpreted as semi-arid due to the high amount of lithic fragments (Potter, 1994). The presence of embayments on the quartz supports active volcanic processes, while the presence of analcime as cement (sample VLP01, VLP02, VLP03, VLP05, VG1 and VG9) indicates volcanic glass alterations. The latter presents itself filling pores, completely sealing the porosity present. The volcanic lithic fragments with felsitic textures could derive from uplift and erosion of the San Rafael Block to the east-northeast (Kleiman and Japas, 2009) as well as from Late Jurassic-Early Cretaceous extensive bimodal magmatic activity to the west (Vergara et al., 1995). Based on the geological context of the area and the presence and proportion of a high content of volcanic lithic fragments with pilotaxitic and pyroclastic textures, which indicate the erosion of a volcanic arc, along with the presence of calcareous lithic

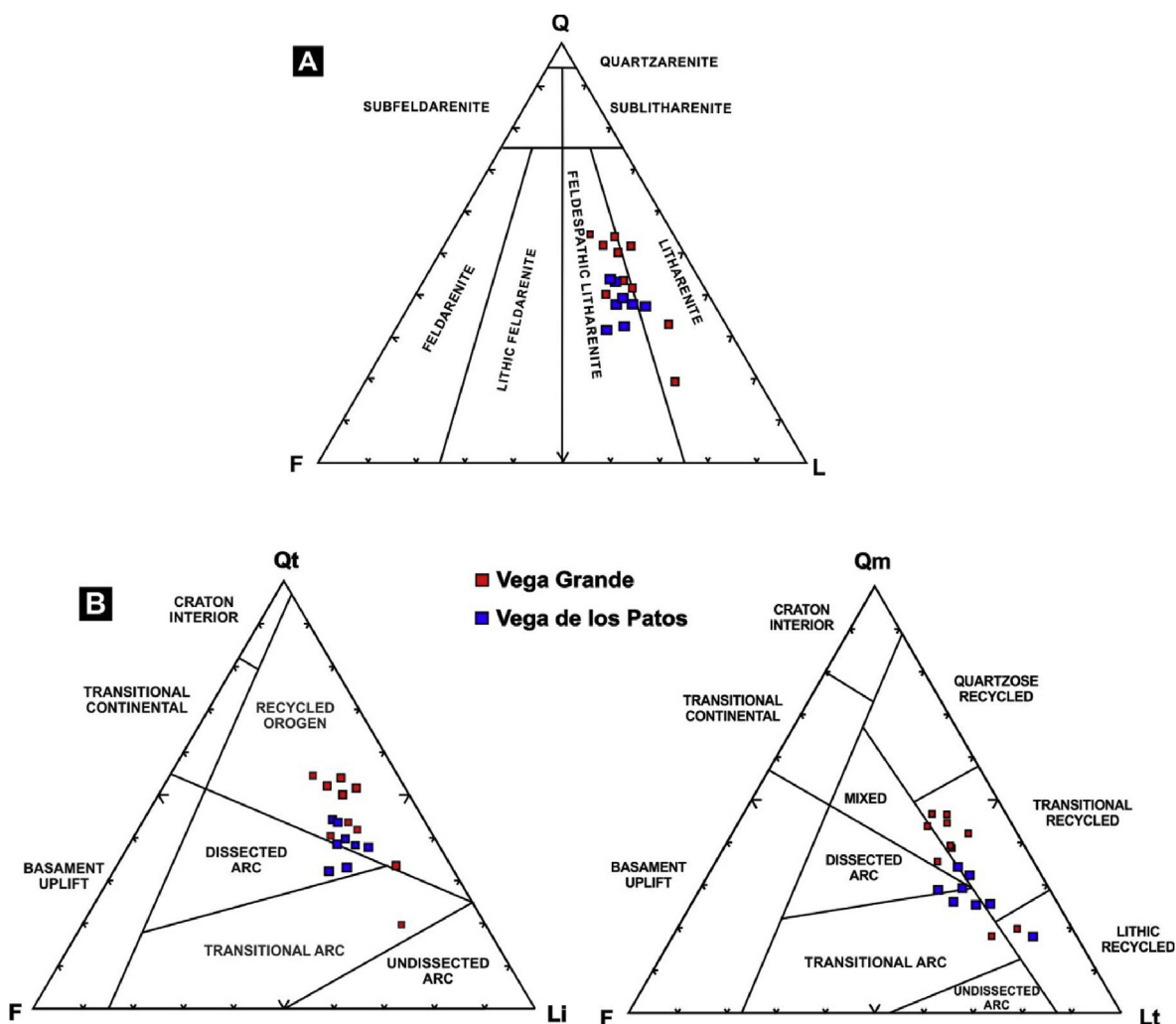


Fig. 8. a) Sandstone classification QFL plot according to Folk et al. (1970) of the analyzed samples; b) QFL and QmFLt plots of sandstones from Diamante Formation to discriminate provenance areas. On the left, QFL diagram from Dickinson et al. (1983). On the right, QmFLt from Dickinson et al. (1983). Q: total quartz, F: total feldspar, L: total lithic fragments, Qm: monocrystalline quartz, Lt: total lithic fragments plus polycrystalline quartz.

fragments (sample VG16), provenance from the western Andean orogen is clear. This suggests a stage of active deformation and exhumation in the area. In reference to the latter, Tunik (2001) mentioned the presence of limestone clasts in the Diamante Formation about 20 km northwest from the study area while describing the general overview of the unit. On the other hand, Borghi et al. (2017) described fragments of limestone in conglomerates of Neuquén Group to the south of the study area while Balgord and Carrapa (2016) described, in an area near the locality of Malargüe, a change in sandstone composition within the Diamante Formation, from volcanic lithic on the base (lower Diamante Formation) to a higher content of sedimentary lithic fragments towards the mid and upper parts (middle and upper Diamante Formation). These authors interpreted this sandstone composition variation as a change in the source area, first from the east and then from the west, based on the migration of the forebulge, product of the eastward migration of the fold-thrust belt front. It is important to consider that the volcanic rock fragments could be associated with the erosion of the San Rafael Block, another positive area located towards the east. Noteworthy, input from both magmatic arcs and recycled orogen is a common feature in foreland basins, especially in orogenic systems involving active magmatic arcs (Scasso and Limarino, 1997). In these conditions, the detrital modes will reflect, just as Dickinson et al. (1983) diagrams show, transitional characteristics within the field of recycled orogen.

5.2. Upper Cretaceous active volcanism (34–35°S)

The presence of at least two thick levels of reworked tuffs in the Vega Grande area fall in agreement with the existence of active volcanism near the area during Late Cretaceous times. Recently, Muñoz et al. (2018) at ~35°S provided new evidence of Cretaceous volcanic activity in the Chilean Andes and their relation with BRCU (Brownish Red Clastic Unit), a unit correlated with the Neuquén Group in Argentina. According to these authors, the Plan de los Yeuques Formation represents the Upper Cretaceous (Campanian-Danian) coeval magmatic arc at this latitude of the Chilean Coastal Cordillera. These events represent a bimodal volcanic suite and extended at least between the early Campanian and Danian (~80–63 Ma). This is coherent with the presence of acid and mafic lithic volcanic fragments in samples of the Diamante Formation at ~34°S (Argentina) and could be the source of detrital zircons < 100 Ma (~92–80 Ma) from Vega Grande sample (VG24-16).

5.3. Significance of geochronological data

According to the frequency diagram of detrital zircon ages, obtained from VG24-16 sample analysis, a multimodal pattern of ages can be distinguished. One of the main age peaks corresponds to Gondwanic ages, especially Permian ages. Those ages are related to the Choiyoi

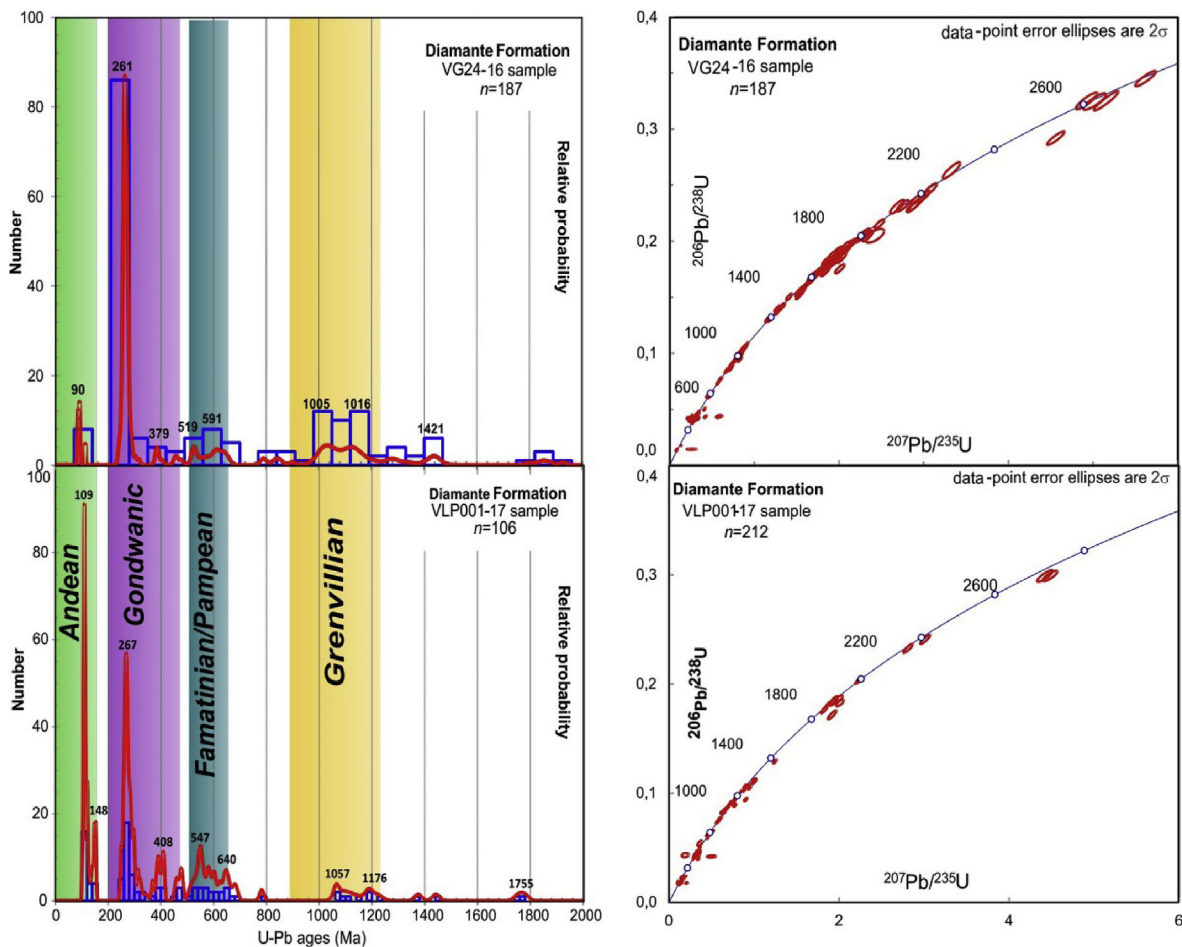


Fig. 9. Frequency histograms, relative probability plots, and concordia plots of U–Pb ages from analyzed zircons (Vega Grande sample-VG24-16; Vega de los Patos sample-VLP001-17) showing the important source areas (highlighted in different colours). The number of grains in each sample is denoted with $n = x$ below sample name. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

Table 1

Populations of ages of both samples: A: Jurassic and Cretaceous; B: Permian-Triassic; C: Ordovician-Devonian; D: Neoproterozoic-Cambrian; E: Meso-Neoproterozoic; F: Mesoproterozoic; G: Paleoproterozoic; H: Neoproterozoic.

Sample	Percentage (%)							
	A	B	C	D	E	F	G	H
VG24-16	4	50	4	11	20	7	3	1
VPL001-17	23	32	9	21	8	1	3	3

Magmatic Province (Kay et al., 1989) and Precuyano cycle rocks exposed both to the east (San Rafael Block) and north-east of the study area (Frontal Cordillera). Therefore, taking into account the scarce information of paleocurrents in this section, the source area is uncertain since there are multiple possibilities. Another important peak of zircon ages is the Neoproterozoic-Lower Cambrian peak derived from Pampean magmatism (500–600 Ma), exposed in outcrops located to the east of the study area (Ramos, 2010). The Meso-Neoproterozoic-aged zircon grains, representing 20% of the total sample, could be derived either from the Grenville basement (900–1250 Ma) of the Chilena terrane in Frontal Cordillera (Ramos and Basei, 1997) or from the basement of the Cuyania terrane in the San Rafael Block (Cingolani et al., 2005; Thomas et al., 2012) located northeast and east of the study area, respectively. The zircons of Cretaceous age ($n = 8$) represent 4% of the total percentage of the sample ($n = 187$) and have ages ranging from 81.5 to 112.5 Ma. The latter, despite being scarce, supports the contribution

from the Cretaceous Andean arc (Tunik et al., 2010) located to the west. Moreover, the presence of youngest zircons in VG24-16 sample (e.g. 81.5 Ma) represents a difference with detrital zircon data from the upper Neuquén Group in others parts of the Neuquén Basin (Fennell et al., 2017a; Balgord and Carrapa, 2016; Di Giulio et al., 2012; Tunik et al., 2010), where detrital zircons younger than 100 Ma are absent. This absence has been interpreted as the result of the growth of the fold and thrust belt inhibiting the sediment supply from the Cretaceous magmatic arc located in the current Coastal Cordillera, Central Depression and Western Principal Cordillera (Muñoz et al., 2018) or to a decline in arc activity between ca. 100 and 85 Ma (Fennell et al., 2017a; Balgord, 2017). Probably, the presence of youngest zircons in the Vega Grande sample, which can be derived either from: (i) the recycling of Upper Cretaceous sedimentary deposits located on the topographic barrier, (ii) the transport of volcanic material located in the back-arc area through fluvial systems or (iii) the presence of air-fall tuffaceous levels.

Regarding VLP001-17 sample from Vega de los Patos area, the ages of the zircons ranging from 102.5 to 153.8 Ma suggest that the source is associated with the erosion of the Andean magmatic arc located to the west (Tunik et al., 2010). The Upper Jurassic zircons ages (144.2–153.8 Ma) could come from either the erosion of the Late Jurassic magmatic arc (Rossel et al., 2014) and/or from the erosion of continental successions of the Tordillo Formation (Naipauer et al., 2015). On the other hand, Lower Cretaceous zircons ages (102.5–139.2 Ma) could come from the erosion of the Lower Cretaceous magmatic arc related to an extensional regime on western Gondwana

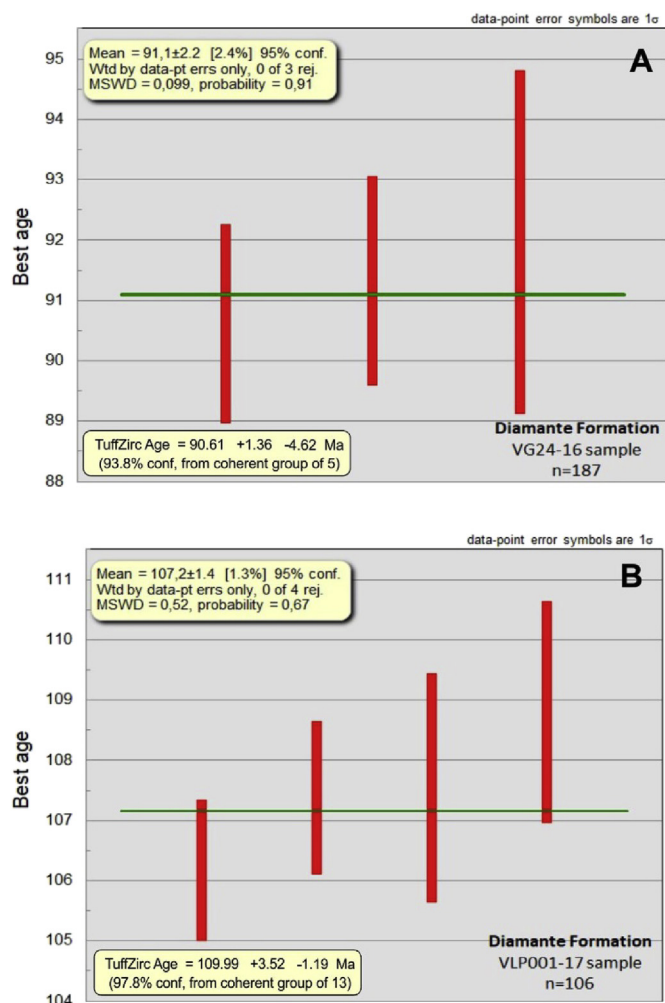


Fig. 10. The weighted mean ages calculated with the youngest zircon grains (1σ errors overlap) from the samples: a) VG24-16 (Vega Grande); b) VLP001-17 (Vega de los Patos). This age overlaps the TuffZirc age (with uncertainties) for the youngest cluster of coherent grain ages.

(Ramos, 1999) and/or from the erosion of Lower Cretaceous sedimentary units of the Mendoza and Bajada del Agrio Groups (Tunik et al., 2010). In addition, an important difference between the age peaks of both samples is that in sample VLP001-17, Grenvillian-ages zircon grains are subordinated (8%), while in sample VG24-16 they represent one of the main peaks (20%). Those zircon grains could be derived either from the Andean crystalline basement or from the Cuyania terrane (San Rafael Block) due to peripheral bulge uplift (Di Giulio et al., 2012).

The weighted mean age obtained for the youngest zircons at 91.1 ± 2.2 Ma (1σ ; $n = 3$) from the top of the Diamante Formation in Vega Grande section and 107.2 ± 1.4 Ma (1σ ; $n = 4$) from the base of that unit in Vega de los Patos section, indicate Turonian and Albian maximum depositional ages, respectively. The first absolute age (91.1 Ma) is very close to the only radiometric age reported for the Neuquén Group, 88 ± 3.9 Ma, based on a fission-track analysis made on an ash-flow tuff at the base of the Huincul Formation (Corbella et al., 2004) while the second maximum depositional age (107 Ma) is more coherent with the youngest zircons age population (98.6 ± 2.5 Ma; 100.5 ± 2.1 Ma; 104.3 ± 2.5 Ma) described in the Candeleros Formation (base of the Neuquén Group) in the central and southern sector of the Neuquén Province (Tunik et al., 2010; Di Giulio et al., 2012) and with maximum depositional ages obtained by Fennell et al. (2017a) (100.2 ± 2.1 Ma) and Balgord and Carrapa (2016) (97 ± 2 Ma) in

southern Mendoza Province.

6. Conclusions

The main conclusions of this study can be summarized as follows:

- The petrographic analysis shows that the sandstones of the Diamante Formation in the Vega de los Patos and Vega Grande area are mainly feldspathic litharenites (on average $Q_{44}F_{18}L_{38}$), and minor litharenites ($Q_{37}L_{13}L_{50}$) according to Folk et al. (1970) classification. The source areas, according to Dickinson et al. (1983), are recycled orogen (diagram QFL) and transitional recycled (diagram QmFLt).
- The youngest U–Pb ages of detrital zircons, the petrographic features of sandstones and the composition of conglomerates suggest the presence of a coeval volcanic source located to the west during sedimentation.
- The presence of limestone fragments with ammonites in conglomerates from both study areas suggests provenance from the western Andean orogen related to the growth of the fold and thrust belt that exposed Jurassic and Cretaceous sedimentary rocks.
- The variations in the U–Pb age patterns described in this work, between the base and the top of the Diamante Formation (Vega de los Patos and Vega Grande respectively) was probably associated with an increase in the volcanic activity in the beginning of the Late Cretaceous (base of Diamante Formation) and the Andean exhumation during Albian to Campanian times (top of Diamante Formation).
- Taking into account the analysis of the U–Pb data in detrital zircons, the sample from the base of the Diamante Formation in the Vega de los Patos locality, yields a maximum depositional age of 107.2 ± 1.4 Ma (1σ ; $n = 4$) (Albian), while the sample from the top of this unit in the Vega Grande locality, yields a maximum depositional age of 91.1 ± 2.2 Ma (1σ ; $n = 3$) (Turonian).
- Based on the youngest detrital zircon ages obtained in this study and previous data from different sectors of the Neuquén Basin, the sedimentation of the Diamante Formation within the foreland basin started during the Albian. During this stage, the transition from an extensional back-arc setting towards a compressional retroarc foreland setting took place. This is an evidence of the diachronism in Andean uplift, indicating that the uplift of the Andes started earlier in the northern sector of the Neuquén Basin.

Acknowledgements

This study was financially supported by UNRN-40A-321 project of the Universidad Nacional de Río Negro, Argentina, as well as by PICT 2013-0095 of the Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (Argentina). The authors want to acknowledge Juan Ignacio Ison for the preparation of thin sections, Mavi Buhler for helping with the manuscript, Brian Mahoney for processing the zircons, Maximiliano Naipauer for helping with the U–Pb detrital zircon analyses and Phoenix Global Resources company along with the people who works in Vega Grande oil field, for their helped with logistical assistance and cooperation.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102257>.

References

- Aguirre-Urreta, M.B., Pazos, P.J., Lazo, D.G., Fanning, C.M., Litvak, V.D., 2008. First U–Pb SHRIMP age of the hauterivian stage, Neuquén Basin, Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 26, 91–99.
- Armas, M.P., Sánchez, M.L., 2013. Sedimentología y arquitectura de las dunas costeras de

- la Formación Allen, Grupo Malargüe, Cuenca Neuquina - Río Negro, Argentina. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 30, 65–79.
- Asurmendi, E., Sánchez, M.L., Fennell, L., 2017. Neuquén Group (Upper Cretaceous): a case of underfilled-overfilled cycles in an Andean foreland basin, Neuquén basin, Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 80, 444–459.
- Balgord, E., 2017. Triassic to Neogene evolution of the south-central Andean arc determined by detrital zircon U-Pb and Hf analysis of Neuquén Basin strata, central Argentina (34°S–40°S). *Lithosphere* 9, 453–462.
- Balgord, E.A., Carrapa, B., 2016. Basin evolution of upper cretaceous–lower cenozoic strata in the Malargüe fold-and-thrust belt: northern Neuquén Basin, Argentina. *Basin Res.* 28 (2), 183–206.
- Barrio, C.A., 1990. Late cretaceous early tertiary sedimentation in a semi-arid foreland basin (Neuquén Basin, western Argentina). *Sediment. Geol.* 66, 255–275.
- Borghini, P., Gómez Omil, R., Fennell, L., Folguera, A., y Naipauer, M., 2017. Nuevas evidencias del levantamiento del sur de los Andes Centrales (36° S) durante la depositación del Grupo Neuquén. In: *En: XX Congreso Geológico Argentino, Libro Digital*, pp. 2932–3697.
- Cazau, L.B., Uliana, M.A., 1973. El cretácico superior continental de la Cuenca neuquina. In: *5° Congreso Geológico Argentino (Carlos Paz, 1972)*, Actas 3, pp. 131–163 Buenos Aires.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the andean orogen in Chile. In: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.), *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, pp. 21–114.
- Charrier, R., Ramos, V.A., Tapia, F., Sagripanti, L., 2014. Tectono-stratigraphic evolution of the andean orogen between 31 and 37°S (Chile and western Argentina). In: Sepúlveda, S.A., Giambiagi, L.B., Moreiras, S.M., Pinto, L., Tunik, M., Hoke, G.D., Farías, M. (Eds.), *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*, vol. 399. Geological Society, London, Special Publications, pp. 13–61.
- Cingolani, C.A., Llambías, E.J., Basei, M.A.S., Varela, R., Chemale Jr., F., Abre, P., 2005. Grenvillian and famatinina-age igneous events in the san Rafael Block, Mendoza province, Argentina: geochemical and isotopic constraints. In: Pankhurst, R.J., Veiga, G.D. (Eds.), *Gondwana 12*. Academia Nacional de Ciencias, Mendoza, p. 103.
- Corbella, H., Novas, F.E., Apestequía, S., Leanza, H.A., 2004. First fission track-age for the dinosaur-bearing Neuquén Group (upper cretaceous) Neuquén Basin, Argentina. *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales* 6 (2), 1–6 (n.s.).
- Critelli, S., Ingersoll, R.V., 1995. Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanic sand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Southern California). *Sedimentology* 42, 783–804.
- Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Balgord, E., Carrapa, B., Ramos, V.A., 2016. Cretaceous evolution of the Andean margin between 36°S and 40°S latitude through a multi-proxy provenance analysis of Neuquén Basin strata (Argentina). *Basin Res.* 29, 284–304.
- Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Tiepolo, M., Pimentel, M., Ramos, V.A., 2012. Detrital zircon provenance from the Neuquén Basin (south-central Andes): Cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc-foreland basin. *Geology* 40, 559–562.
- Dickinson, W.R., Gehrels, G.E., 2009. Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau database. *Earth Planet. Sci. Lett.* 288 (1–2), 115–125. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.09.013>.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in Relation to Tectonic Setting. *Geological Society of America, Bulletin* 94, pp. 222–235.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature* 205 (4971) 587–587.
- Dingus, L., Clarke, J., Scott, G.R., Swisher, C.C., Chiappe, L.M., Coria, R.A., 2000. Stratigraphy and magnetostratigraphic/faunal constrains for the age of sauropod embryo-bearing rocks in the Neuquén Group (Late Cretaceous, Neuquén province, Argentina). *Am. Mus. Novit.* 3290, 1–11.
- Fennell, L., Folguera, A., Naipauer, M., Gianni, G., Rojas Vera, E., Bottesi, G., Ramos, V.A., 2017a. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquén Group (35°30'–37°S). *Basin Res.* 29, 51–72.
- Fennell, L., Naipauer, M., Folguera, A., 2017b. El movimiento Intersenoniano de Pablo Groeber en el norte de Neuquén y Sur de Mendoza: bases de la primera orogenia andina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*; Año: 2017 74, 59–73.
- Folguera, A., Bottesi, G., Duddy, I., Martín-González, F., Orts, D., Sagripanti, L., Rojas Vera, E.A., Ramos, V.A., 2015. Exhumation of the Neuquén Basin in the southern Central Andes (Malargüe fold and thrust belt) from field data and low-temperature thermochronology. *J. South Am. Earth Sci.* 64, 381–398.
- Folk, R.L., Andrews, P.B., Lewis, D.W., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.* 13, 937–968.
- Garrido, A.C., 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (República Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Rev. Mus. Argent. Ciencias Nat. Nueva Ser.* 12 (2).
- Gehrels, G.E., Valencia, V., Pullen, A., 2006. Detrital zircon geochronology by laser-ablation multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron center. In: In: Olszewski, T., Huff, W. (Eds.), *Geochronology: Emerging Opportunities, Paleontological Society Short Course*, October 21, 2006, Philadelphia, PA, vol. 12. pp. 1–10 Paleontol. Soc. Pap.
- Gehrels, G.E., Valencia, V., Ruiz, J., 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation– multicollector inductively coupled plasma–mass spectrometry. *Geochim. Geophys. Geosyst.* 9, Q03017. <https://doi.org/10.1029/2007GC001805>.
- Gianni, G.M., Dávila, F.M., Echaurren, A., Fennell, L., Tobal, J., Navarrete, C., Quezada, P., Folguera, A., Giménez, M., 2018. A geodynamic model linking Cretaceous orogeny, arc migration, foreland dynamic subsidence and marine incision in southern South America. *Earth Sci. Rev.* 185, 437–462.
- Gómez, R., Tunik, M., Casadío, S., 2016a. Análisis de facies del Grupo Neuquén, Cretácico Superior, en el área Vega Grande, Mendoza, Argentina. Congreso. In: VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología, CLS- y la XV Reunión Argentina de Sedimentología. Santa Rosa, La Pampa.
- Gómez, R., Tunik, M., Casadío, S., 2016b. Icnología del Grupo Neuquén (Cretácico Superior), Vega Grande, Mendoza: caracterización e importancia paleoambiental. In: Congreso. 11° Congreso de la Asociación Paleontológica Argentina. General Roca, Río Negro.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1, Hoja Chos Malal. *Rev. Soc. Geol. Argent.* 1 (3), 117–208 Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1: 1–174 (1980), Buenos Aires.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L., Veiga, G.D., 2005. The Neuquén Basin: an overview. In: Veiga, G. (Ed.), *The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics: the Geological Society*, vol. 252. Special Publication, pp. 1–14.
- Ingersoll, R.V., Fullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes; a test of the Gazzi–Dickinson point-counting method. *J. Sediment. Res.* 54, 103–116.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., Sruoga, P., 1989. Late paleozoic to jurassic silicic magmatism at the gondwanaland margin: analogy to the middle proterozoic in north America? *Geology* 17, 324–328.
- Kleiman, L.E., Japas, M.S., 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°S–36°S (san Rafael, Mendoza, Argentina): implications for the late palaeozoic evolution of the south-western margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473 (3–4), 283–299. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.046>.
- Kozłowski, E., Manceda, R., Ramos, V.A., 1993. Estructura. In: *Geología y recursos naturales de Mendoza*. In: Ramos, V.A. (Ed.), Congreso Geológico Argentino, No. 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2. Relatorio, Buenos Aires, pp. 235–256.
- Leanza, H.A., 2003. Las sedimentitas huinricanias y rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la cuenca Neuquina, Argentina. *Servicio Geológico Minero Argentino. Serv. Geol. Min. Argentino Contr. Tec. Geol.* 2, 1–31.
- Leanza, H.A., 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Rev. Mus. Argent. Cienc. Nat. Nueva Ser.* 11 (2), 145–184.
- Leanza, H.A., Apestequía, S., Novas, F.E., de la Fuente, M.S., 2004. Cretaceous terrestrial beds from the Neuquén Basin (Argentina) and their tetrapod assemblages. *Cretac. Res.* 25, 61–87.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A., 2001. Hoja Geológica 3969-I - zapala, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Naturales. SEGEMAR. Boletín 275, 1–128 Buenos Aires.
- Legarreta, L., Gulisano, C.A., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - terciario inferior). In: In: En, Chebli, G., Spalletti, L. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas. X° Congreso Geológico Argentino. Serie Correlación Geológica*, vol. 6. pp. 221–243 Buenos Aires.
- Legarreta, L., Uliana, M.A., 1998. Anatomy of hinterland depositional sequences: upper Cretaceous fluvial strata, Neuquén basin, west-central Argentina. In: In: Shanley, K.W., McCabe, P.J. (Eds.), *Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks*, vol. 59. SEPM Special Publication, pp. 83–92.
- Lothari, L., Gómez, R., Tunik, M., Toffani, M., 2018. Análisis sedimentológico y petrográfico de las Formaciones Rayoso y Diamante en el norte de la cuenca Neuquina, sur de Mendoza. 10° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Noviembre, 2018. Mendoza, Argentina. Libro de actas, Programa de Estudiantes, pp. 91–108.
- Ludwig, K.R., Mundil, R., 2002. Extracting reliable U-Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 463.
- Mackaman-Lofland, C., Horton, B.K., Fuentes, F., Kurt, N.C., Stockli, D.F., 2019. Mesozoic to Cenozoic retroarc basin evolution during changes in tectonic regime, southern Central Andes (31–33°S): insights from zircon U-Pb geochronology. *J. South Am. Earth Sci.* 89, 299–318.
- Manceda, R., Figueroa, D., 1995. Inversion of the mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold-thrust belt, Mendoza, Argentina. In: In: Tankard, A.J., Suárez, R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*, vol. 62. American Association of Petroleum Geology, Memoir, pp. 369–382.
- Mescua, J., Giambiagi, L.B., Ramos, V.A., 2013. Late cretaceous uplift in the Malargüe fold-and-thrust belt (35°S), southern central Andes of Argentina and Chile. *Andean Geol.* 40, 102–116.
- Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*, vol. 575 Springer, Berlin.
- Mosquera, A., Ramos, V., 2006. Intraplate deformation in the Neuquén embayment. In: In: Kay, S.M., Ramos, V. (Eds.), *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39° S lat.)*, vol. 407. pp. 97–123 Geol. Soc. Am., Spec. Paper.
- Muñoz, M., Tapia, F., Persico, M., Benoit, M., Charrier, R., Farías, M., Rojas, A., 2018. Extensional tectonics during Late Cretaceous evolution of the southern Central Andes: evidence from the Chilean main range at ~35°S. *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.06.009>.
- Naipauer, M., Tunik, M., Marques, J.C., Rojas Vera, E.A., Vujovich, G.I., Pimentel, M.M., Ramos, V.A., 2015. U–Pb detrital zircon ages of Upper Jurassic continental successions: implications for the provenance and absolute age of the Jurassic–Cretaceous boundary in the Neuquén Basin. *Geol. Soc. London Spec. Pub.* 399 (1), 131–154. <https://doi.org/10.1144/sp399.1>.
- Orts, D.L., Folguera, A., Giménez, M., Ramos, V.A., 2012. Variable structural controls through time in the southern central Andes (~36°S). *Andean Geol.* 39 (2), 220–241.
- Ponce, J.J., Zavala, C., Marteau, M., Dritanti, D., 2002. Análisis estratigráfico y modelo deposicional para la Formación Rayoso (Cretácico Inferior) en la Cuenca Neuquina,

- provincia del Neuquén. Congreso Geológico Argentino, vol. 15. El Calafate, pp. 716–721 Actas 1.
- Potter, P.E., 1994. Modern sands of South America: composition, provenance and global significance. *Geol. Rundsch.* 83, 212–232.
- Ramos, V.A., Basei, M., 1997. The basement of Chileña: an exotic continental terrane to Gondwana during the Early Paleozoic. In: Bradshaw, J.D., Weaver, S.D. (Eds.), *Terrane Dynamics-97, International Conference on Terrane Geology (Christchurch), Conference Abstracts*, pp. 140–143.
- Ramos, V.A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c Los Chihuidos Norte, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín, vol. 182. pp. 1–103 Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1999. In: Caminos, R. (Ed.), *Rasgos estructurales del territorio argentino. Geología Argentina*, vol. 29. Instituto de Geología y recursos Minerales, Anales, pp. 715–784 24.
- Ramos, V.A., 2010. The grenville-age basement of the Andes. *J. South Am. Earth Sci.* 29 (1), 77–91.
- Rojas Vera, E.A., Sellés, D., Folguera, A., Gímenez, M., Ruíz, F., Orts, D., Zamora Valcarce, G., Martínez, P., Bechis, F., Ramos, V.A., 2014. The origin of the Loncopué Trough in the retroarc of the Southern Central Andes from field, geophysical and geochemical data. *Tectonophysics* 637, 1–19.
- Rossel, P., Oliveros, V., Mescua, J., Tapia, F., Ducea, M.N., Calderón, S., Charrier, R., Hoffman, D., 2014. El volcanismo Jurásico superior de la Formación Río Damas-Tordillo (33°-35,5'S): antecedentes su sobre petrogénesis, cronología, proveniencia e implicancias tectónicas. *Andean Geol.* 41, 529–557. <https://doi.org/10.5027/andgeoV41n3-a03>.
- Scasso, R.A., Limarino, C.O., 1997. Petrología y diagénesis de Rocas clásticas. *Asociación Argentina de Sedimentología. Publicación Especial*, vol. 1. pp. 258 Buenos Aires.
- Silvestro, J., Zubiri, M., 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la dorsal Neuquina (39°S), Neuquén. *Revista Asociación Geológica Argentina*, vol. 63. pp. 49–64.
- Thomas, W.A., Tucker, R.D., Astini, R.A., Denison, R.E., 2012. Ages of pre-rift basement and synrift rocks along the conjugate rift and transform margins of the Argentine Precordillera and Laurentia. *Geosphere* 8 (6), 1366–1383.
- Tunik, M.A., 2001. Análisis sedimentológico y tectónico de la primera ingresión atlántica en la Alta Cordillera de Mendoza. Tesis doctoral (inédito). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. pp. 257.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., Ramos, V., 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489, 258–273.
- Turienzo, M.M., 2009. La estructura de la faja corrida y plegada de Malargüe en la zona del río Diamante (34°30'-34°50' L.S.) y su relación con la Cordillera Frontal, provincia de Mendoza. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 65 (1), 123–139.
- Uliana, M.A., Dellapé, D.A., 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maestrichtiano-eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia septentrional). In: 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas3, pp. 673–711.
- Uliana, M.A., Dellapé, D.A., Pando, G.A., 1975. Distribución y génesis de las sedimentitas rayosianas (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, Actas, vol. 1. pp. 151–176 (Buenos Aires).
- Vergani, G., Tankard, A.J., Belotti, H.J., Welsnik, H.J., 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In: *Petroleum Basins of South America*, vol. 62. AAPG Memoir, pp. 383–402. <https://doi.org/10.1306/7834F6E1-1721-11D7-8645000102C1865D>.
- Vergara, M., Levi, B., Nystrom, J., Cancino, A., 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.* 107, 1427–1440.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Ramos, V.A., Rodríguez Monreal, F., Bernardo, L., 2009. Evolución tectónica del frente andino en Neuquén. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 65, 192–203.
- Zavala, C., Ponce, J., Drittanti, D., Arcuri, M., Freije, H., Asensio, M., 2006. Ancient lacustrine hyperpycnites: a depositional model from a case study in the Rayoso formation (cretaceous) of west-central Argentina. *J. Sediment. Res.* 76, 41–59.
- Zavala, C., Ponce, J., Marteau, M., 2001. Origin, sequence stratigraphy and hydrocarbon potential of the Rayoso formation (Aptian-Albian) in the central Neuquén Basin (Argentina). In: *American Association of Petroleum Geologists Hedberg Conference «New Technologies and New Play Concepts in Latin America»*, Abstracts, pp. 35–36 (Mendoza).

ANÁLISIS DE FACIES Y PETROGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS DEL CRETÁCICO SUPERIOR EN EL NORTE DE LA CUENCA NEUQUINA: IMPLICANCIAS PARA EL INICIO DE LA ETAPA DE *FORELAND*

Lucas Lothari¹, Ricardo Gómez^{2,3}, Maisa Tunik^{2,3}, Silvio Casadio^{2,3}

¹ Universidad Nacional de Río Negro, General Roca, Río Negro. llothari@unrn.edu.ar

² Universidad Nacional de Río Negro, Instituto de Investigaciones en Paleobiología y Geología, Río Negro, Argentina.

³ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Instituto de Investigaciones en Paleobiología y Geología, Río Negro, Argentina.

ARTICLE INFO

Article history

Received June 3, 2019

Accepted November 25, 2019

Available online December 11, 2019

Handling Editor

Fernando Gómez

Keywords

Cuenca Neuquina

Abanico fluvial

Formación Diamante

Grupo Bajada del Agrio

Cretácico Superior

RESUMEN

La cuenca Neuquina es una de las principales cuencas generadoras de hidrocarburos de la Argentina. Esto, sumado al amplio registro sedimentario que posee, la han convertido en objeto de numerosos estudios geológicos. La mayoría de estos estudios fueron realizados en el centro de la cuenca, siendo muy escasos los antecedentes en la zona de la alta cordillera de Mendoza, donde se desarrolla el presente trabajo. Las rocas estudiadas pertenecen al Grupo Bajada del Agrio, compuesto por las formaciones Huitrín y Rayoso, y a la Formación Diamante, esta última equivalente al Grupo Neuquén. Estas unidades corresponden a la transición entre la etapa de *back-arc* y *foreland* (Cretácico Inferior-Cretácico Superior). El análisis sedimentológico de la sucesión expuesta en Vega de los Patos permitió determinar que la sección analizada presenta una transición entre depósitos de ambiente marino marginal restringido y abanicos fluviales (*fluvial fan*). Para el análisis petrográfico se tomaron ocho muestras de areniscas medias, dos de pelitas, dos de evaporitas y una carbonática, ésta última presenta una dolomitización intensa. Las areniscas fueron clasificadas como litoarenitas feldespáticas y litoarenitas, afectadas principalmente por la precipitación de cementos carbonáticos, ceolíticos y en menor medida por cementos ferruginosos. El análisis petrográfico también demostró que la fuente sedimentaria de la sucesión analizada es mixta, entre arco disectado y orógeno reciclado.

EXTENDED ABSTRACT

Facies analysis and petrography of the upper Cretaceous deposits in the northern Neuquen basin: implications for the beginning of the Foreland stage

The Neuquén Basin is one of the main hydrocarbon-generating basins in Argentina. This, along with a large sedimentary record, has made it

the subject of numerous geological studies. Most of these studies focus on the central part of the basin, with very little background in the area of the high mountain ranges in Mendoza (Fig. 1). The rocks studied belong to the Bajada del Agrio Group, which includes the Huitrín and Rayoso formations, and the Diamante Formation equivalent to the Neuquén Group (Fig. 2 and 3). These units correspond to the transition between the back-arc and foreland stages

(Lower Cretaceous-Upper Cretaceous).

The goal of this work is to perform a detailed sedimentological, petrographic and stratigraphic study analyzing facies, stratigraphic relationships and provenance, with the aim of adjusting the depositional model of the succession representing the Lower Cretaceous-Upper Cretaceous transition.

A sedimentological section was measured at Vega de los Patos (Fig. 4), approximately 100 km north of Malargüe. In that section fifteen facies were identified (Table 1), five facies associations (Fig. 5, 6, 7, 8 and 9) and two depositional cycles. The sedimentological analysis of the succession exposed at Vega de los Patos suggests that the analyzed section represents a transition between deposits in a marginal marine environment and fluvial fans (Fig. 15). This model allows relating the vertical variations of the facies with the progressive migration of the system, which could be related to tectonic uplift pulses.

For the petrographic analysis included eight samples of medium sandstones, two of pelites, two of gypsum/anhydrite and one carbonate. The sandstones were classified as feldspathic lithoarenites and lithoarenites (Fig. 12). The petrographic analysis also showed that the sedimentary source of the analyzed sequence is mixed, between dissected arc and recycled orogen (Fig. 12). However, it is important to highlight the appearance of conglomerate levels with carbonate lithic fragments (Fig. 13) of the Agrío Formation (Lower Cretaceous) recognized in other sectors of the basin. This suggests a contribution of part of the lower Mesozoic carbonate sequence, probably as the result of a tectonic uplift pulse. Finally, the sandstones are affected by the precipitation of carbonate, zeolitic and to a lesser extent ferruginous cement (Fig. 10) and the carbonate rocks show an intense dolomitization and evidence of microfossils (Fig. 11).

The analysis by X-ray diffractometry served to determine that the zeolitic cement observed petrographically was analcime (Fig. 14). It also revealed variations in the composition of clays along the section (Fig. 16). Such variations indicate arid and alkaline deposition conditions for the base of the Diamante Formation that change to a humid climate environment and acidic conditions in the middle sector.

In the center of the basin, the transition between the back-arc and foreland stages is related to the Interconian unconformity. However, there are no

previous works that mention it in the study area. In previous works, an erosion or no deposit gap of 25 Ma was established, which include the entire Rayoso Formation, with the Huitrín Formation in contact with the Neuquén Group. Using a maximum age of deposition of the Huitrín Formation 100 km south of the study area (124 Ma) and those made in the first sandstone of the Diamante Formation in the study area (107 Ma) the gap would go down to 17Ma. Considering that there was no evidence of unconformity along the studied section, a transition or a paraconformity between the strata analyzed is assumed.

Keywords: Neuquén Basin, fluvial fan, Diamante Formation, Bajada del Agrío Group, Upper Cretaceous.

INTRODUCCIÓN

La cuenca Neuquina actualmente se encuentra ubicada entre los 34° y 40° S, inmediatamente al este del arco volcánico andino (Fig. 1). La evolución de la cuenca se puede dividir en tres estadios tectónicos que controlaron fuertemente la sedimentación: *rift*, *back-arc* y *foreland*, acumulándose durante su evolución, aproximadamente 6 km de sedimentos, que abarcan desde el Mesozoico al Cenozoico inferior (Naipauer *et al.*, 2014 y trabajos allí citados). Este trabajo, se focaliza en la transición entre la etapa de *back-arc* y la de *foreland*.

En la cuenca Neuquina, estudios de facies, petrográficos y dataciones de circones detríticos, definieron que la depositación del Grupo Neuquén, estaría relacionada con el levantamiento incipiente de la cordillera de los Andes (Tunik *et al.*, 2010; Di Giulio *et al.*, 2012, 2016; Gómez *et al.*, 2019). Antes de este levantamiento, las áreas positivas se ubicaban hacia el este, desarrollándose desde allí sistemas fluviales y lacustres, actualmente representados por las sedimentitas del Grupo Bajada del Agrío (Zavala y Ponce, 2011).

Las sedimentitas estudiadas afloran en la localidad de Vega de los Patos (34°39'32"S y 69°41'30"O) (Fig. 2), en el sector norte de la cuenca Neuquina. A su vez, se encuentran dentro de la faja plegada y corrida de Malargüe, formando parte de los limbos de estructuras sinclinales y anticlinales con orientación N-S. Dicha sucesión sedimentaria está compuesta por el Grupo Bajada del Agrío en la parte inferior, el cual está integrado en la base por

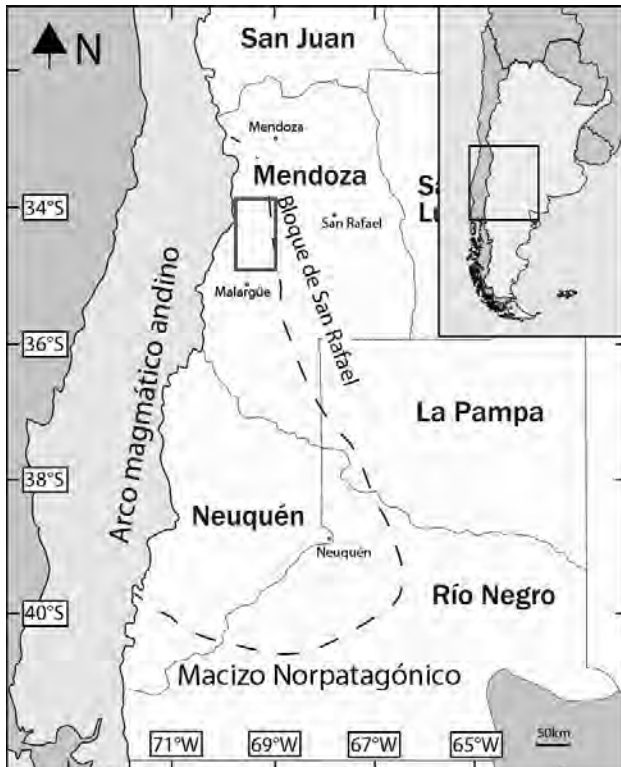


Figura 1. Ubicación del área de estudio. La línea discontinua delimita la cuenca Neuquina y el rectángulo rojo indica el área de estudio.

Figure 1. Location of the study area. The dashed line delimits the Neuquén basin and the red rectangle indicates the study area.

la Formación Huitrín y en concordancia sobre la anterior, por la Formación Rayoso. Culminando la sucesión sedimentaria y apoyada sobre la Formación Rayoso, se encuentra la Formación Diamante (Fig. 3), equivalente a los depósitos del Grupo Neuquén en el centro de la cuenca (Gómez *et al.*, 2019). Es posible ubicar a grandes rasgos la posición estratigráfica de la sucesión, sin embargo, los contactos entre las unidades no están formalmente definidos en la zona. Los principales afloramientos de esta sucesión se encuentran bien expuestos en el arroyo Las Playitas, en Vega de los Patos y en los afloramientos ubicados al norte del río Diamante (Fig. 2).

Este trabajo, tiene como objetivo realizar un estudio sedimentológico, petrográfico y estratigráfico de detalle, analizando las facies presentes, relaciones estratigráficas y de procedencia, lo que permitirá ajustar el modelo depositacional de la sucesión sedimentaria (Cretácico Inferior-Cretácico Superior) correspondiente a transición entre la etapa de *back-arc* y la de *foreland* de la cuenca Neuquina.

MARCO GEOLÓGICO

La cuenca Neuquina posee una columna sedimentaria de más de 6.000 m de espesor, incluye facies marinas y continentales que abarcan desde el Triásico Superior al Paleoceno (Arregui *et al.*, 2011). Este trabajo está focalizado en el intervalo Aptiano-Turoniano (Fig. 3).

La evolución mesozoica de la cuenca, está regida por las variaciones de la zona de subducción, con períodos de baja inclinación hasta subhorizontales, que alternan con períodos de mayor empinamiento y retroceso del arco magmático (Ramos *et al.*, 2011). La evolución tectónica de la cuenca puede dividirse en tres etapas: *rift* (desde el Triásico Inferior hasta el Jurásico Inferior), *back-arc* (Jurásico Inferior hasta Cretácico Inferior) y *foreland* (desde el Cretácico Superior hasta el Cenozoico) (Scivetti y Franzese, 2019).

Una primera etapa relacionada al *rift*, abarca del Triásico Superior al Jurásico Inferior, durante la cual se generó la configuración inicial de la cuenca, seguida por los depósitos del ciclo Precuyano. Estos depósitos se caracterizan por tener una distribución controlada por los hemigrábenes y por sus espesores variables. Se encuentran representados por rocas volcánicas de composición bimodal y depósitos continentales gruesos y piroclásticos intercalados (Franzese y Spalletti, 2001; D'Elia *et al.*, 2012).

La etapa de *back-arc* está relacionada a un período de hundimiento termal, en la que se registró la primera transgresión marina paleo-pacífica representada por el Grupo Cuyo. A su vez, comenzó el desarrollo de un arco magmático al oeste, en la actual Cordillera de la Costa de Chile, a partir del Jurásico Inferior. La etapa de *back-arc* continuó hasta el Cretácico Inferior y se caracterizó por potentes sucesiones sedimentarias tanto marinas como continentales, depositadas en el retroarco andino (Mpodozis y Ramos, 2008).

La transición a una cuenca de *foreland* comenzó a fines del Cretácico Inferior con la horizontalización de la placa subducida, lo que dio lugar a un régimen tectónico compresivo y provocó la migración del frente orogénico hacia el este (Tunik *et al.*, 2010; Gianni *et al.*, 2018; Muñoz *et al.*, 2018). Para el Cretácico Superior (aproximadamente 100 Ma), se estableció la cuenca de *foreland* en el retroarco. Esto se ve reflejado en los datos obtenidos de procedencia y en los patrones de edades de los circones detríticos (Tunik *et al.*, 2010; Di Giulio *et al.*, 2012; Fennell *et al.*

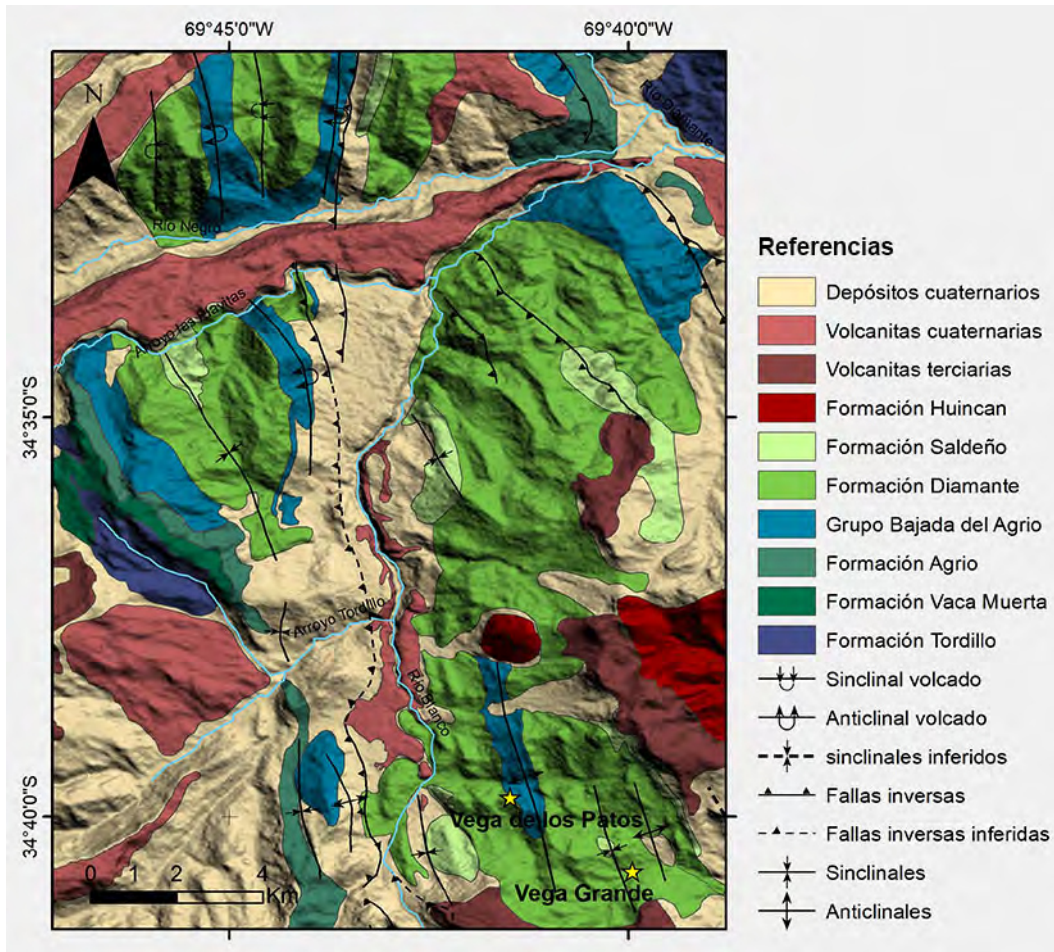


Figura 2. Mapa geológico del área de estudio. Se detallan las formaciones analizadas y las posibles áreas de procedencia. Las estrellas amarillas corresponden a las localidades aledañas donde afloran las rocas estudiadas.

Figure 2. Geological map of the study area. The analyzed formations and the possible source areas are detailed. The yellow stars correspond to the neighboring localities where the studied rocks are exposed.

al., 2015; Di Giulio et al., 2016; Balgord y Carrapa, 2016; Borghi et al., 2017; Gómez et al., 2019).

Estratigrafía de la transición *back-arc-foreland*

El relleno de los depósitos que representan la transición en la evolución de la cuenca hacia una de *foreland* está integrado por los Grupos Bajada del Agrio y Neuquén.

El Grupo Bajada del Agrio, en el centro de la cuenca, se compone de una espesa secuencia de carbonatos, evaporitas, areniscas finas y pelitas rojas, correspondientes a las formaciones Huitrín y Rayoso (Leanza, 2003; Gabriele, 2016). Esta última se acumuló en un medio predominantemente continental, el cual marca la desconexión definitiva

de la cuenca con el paleo-océano Pacífico (Zavala y Ponce, 2011). En la zona de estudio, los depósitos de la Formación Huitrín, corresponden a evaporitas y carbonatos intercalados, con potencias de hasta 70 m de espesor. Por otro lado, los asignados como equivalentes a la Formación Rayoso, están representados por niveles clásticos finos rojos, con potencias de hasta 80 m (Broens y Pereira, 2005).

El Grupo Neuquén, en el centro de la cuenca, se encuentra separado del Grupo Bajada del Agrio por la discordancia Intersenoniana y constituye una secuencia de aproximadamente 1.200 metros de espesor (Garrido, 2010). Está integrado por una sucesión de capas rojas compuestas principalmente de areniscas, fangolitas, grauvacas y horizontes conglomerádicos, con escasa participación de

				CUENCA NEUQUINA						
				CENTRAL		NORTE				
Período	Época	Piso	FORMACIÓN	GRUPO	FORMACIÓN					
PALEÓGENO	PALEOCENO	Thanetiano	El Carrizo	MALARGÜE	Pircala					
		Selandiano								
		Daniano								
		72	Maastrichtiano		Roca	Saldeño				
					Loncoche					
		CRETÁCICO	SUPERIOR		83	Campaniano	Anacleto	NEUQUÉN	Diamante	Superior
							Bajo de La Carpa			Medio
					86	Santoniano	Plottier			Inferior medio
					90	Coniaciano	Portezuelo			Inferior
						Turoriano	Cerro Lisandro			
94				Huincul						
100	Cenomaniano			Candeleros						
113	INFERIOR			Albiano		BAJADA DEL AGRIO	Rayoso			Evaporítico Clástico
					Rayoso					
		Aptiano								
		125	Barremiano	Huitrin	Huitrin					
		129	Hauteriviano	Agua de la Mula	Agrio			MENDOZA	Agrio	
	Avilé									
132	Pilmatué									

Figura 3. Cuadro estratigráfico de las unidades involucradas, comparando el centro de la cuenca Neuquina con la zona de estudio, tomado y modificado de Tunik *et al.*, (2010) (edades tomadas de la carta cronoestratigráfica internacional 2017).

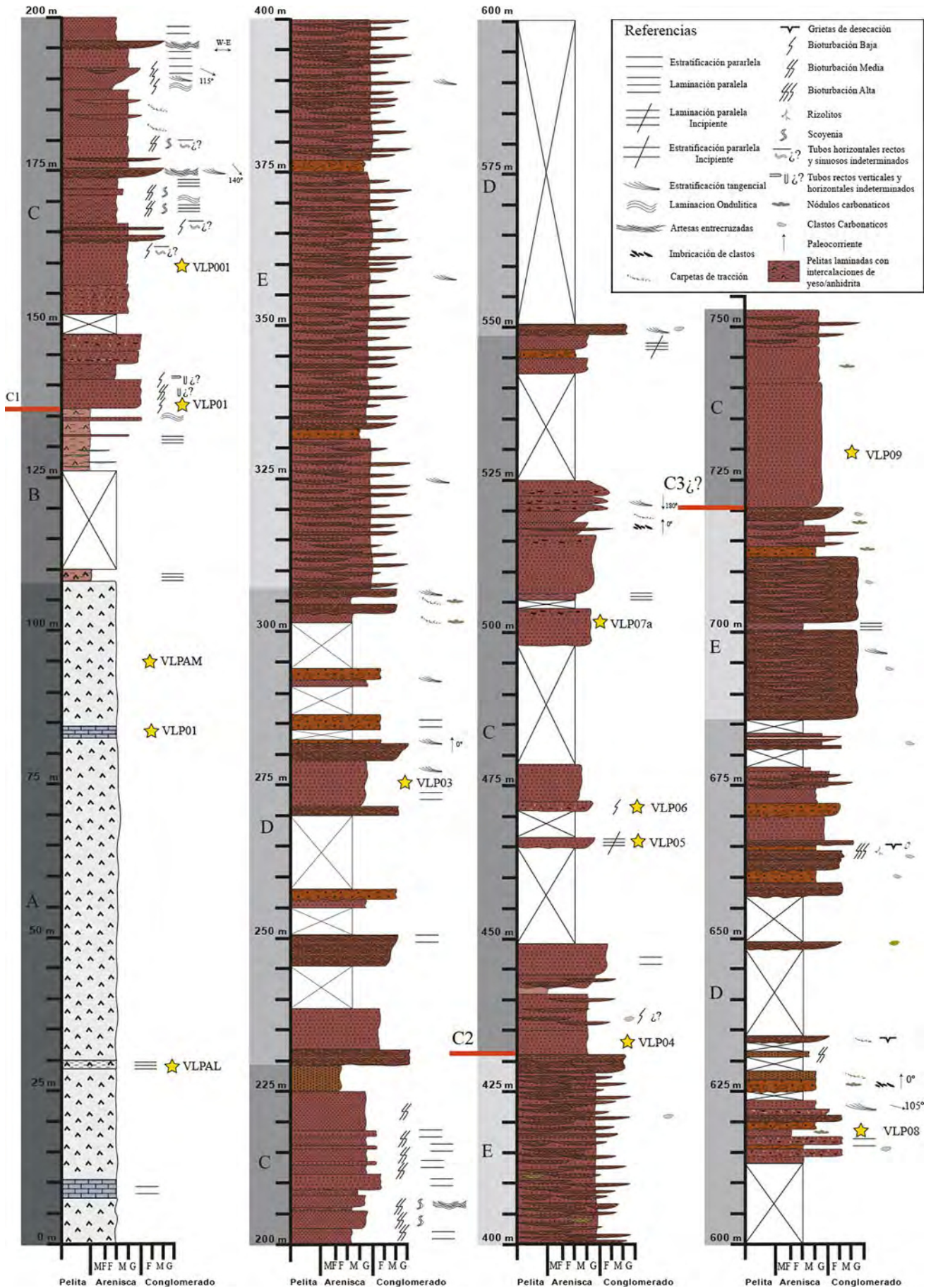
Figure 3. Stratigraphic table of the units involved, comparing the central part of the Neuquén Basin with the study area, taken and modified from Tunik *et al.*, (2010) (ages were taken from the international chronostratigraphic chart 2017).

depósitos tobáceos y evaporíticos. Estos depósitos corresponden a facies fluviales, con intercalaciones de episodios eólicos y lacustres someros (Garrido, 2010). En la zona de estudio aflora la Formación Diamante equivalente temporal al Grupo Neuquén (Fig. 3), la cual está subdividida en Miembro Inferior, Miembro inferior medio, Miembro Medio y Miembro

Superior (Broens y Pereira, 2005; Gómez *et al.*, 2017, 2019).

MATERIALES Y MÉTODOS

La sección relevada se encuentra ubicada en la localidad de Vega de los Patos y forma parte de un anticlinal con igual denominación. Se procedió a la



medición de la sección utilizando el báculo de Jacob y una brújula estructural tipo *Brunton*, registrando su punto inicial y final mediante un GPS. Las capas varían su inclinación hacia el oeste, entre 55° en el inicio de la sección y 70° en la parte superior, manteniendo un rumbo de aproximadamente N 355°. La sección fue dibujada a escala 1:750 (Fig. 4).

Para realizar los cortes delgados, se tomaron 11 muestras de areniscas medias y rocas evaporíticas distribuidas a lo largo de la sección. Los 11 cortes delgados, fueron impregnados con resina epoxi azul para resaltar la porosidad y se les realizó una tinción de carbonatos con Rojo de Alizarina y ferricianuro potásico, siguiendo el método de Dickson (1965) con el fin de diferenciar calcita de dolomita y calcita ferrosa y no ferrosa. Para la clasificación de las areniscas se utilizó el diagrama de Folk *et al.* (1970) y se llevó adelante un análisis modal usando el método de Gazzi-Dickinson, contando 400 puntos por corte delgado (Ingersoll *et al.*, 1984). El conteo modal se llevó adelante cuantificando siete tipos de cuarzo; monocristalino con extinción recta (Qr), monocristalino con extinción ondulosa (Qo), engolfado (Qe), en roca volcánica como fenocristal (Qv), policristalino de grano grueso (Qp1), policristalino de grano medio (Qp2) y policristalino de grano fino (Qp3). Se subdividió a los feldespatos en cuatro tipos; plagioclasa (Fp), plagioclasa en roca volcánica como fenocristal (Fpv), potásico (Fk) y potásico en roca volcánica como fenocristal (Fkv). Los fragmentos líticos fueron discriminados en siete tipos; paleovolcánicos máficos (con texturas *lathwork* y microlítica) (Lpm), paleovolcánicos de textura seriada (Lps), paleovolcánicos de textura granular félsica (Lpg), paleovolcánicos piroclásticos (Lpp), sedimentarios (Ls), metamórficos (Lm), plutónicos (Lp) y otros líticos (Lo). En relación a los cementos se identificaron cinco tipos distintos; carbonático (Ccar), ferruginoso (Cf), ceolítico (Cc), arcilloso (Ca) y otros cementos (Co). Por último, se discriminaron micas (M), opacos (Op) y porosidad (O).

Además, se analizaron 10 muestras por medio de difracción de rayos X en el Laboratorio de Microscopía y Difracción de Rayos X del IIPG,

con el fin de corroborar la composición mineralógica de la roca total (RT) y del contenido de arcillas. Para los análisis de RT se molieron 50g de cada muestra con un mortero de ágata y luego fueron tamizadas con una malla N°200 de 74 micrones. El material resultante fue colocado en un porta objeto y analizado por el difractómetro con un rango angular de 3°-60°. En cuanto a las arcillas, para el primer análisis, las muestras fueron atacadas con ácido acético por 12 horas, centrifugadas y secadas al aire. Una vez recolectados los datos con el difractómetro, fueron glicoladas a 50° por 24 horas y se volvieron a analizar. Por último se calcinaron a 550° por cuatro horas y se analizaron nuevamente, siempre con un rango angular de 2°-40°.

ASOCIACIÓN DE FACIES: DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN

Se identificaron 15 facies sedimentarias (resumidas en la tabla 1), y se establecieron cinco asociaciones de facies: A, B, C, D y E. El análisis de las asociaciones de facies y su disposición espacial permitió detectar dos ciclos depositacionales con un orden repetido: C1 y C2 (Fig. 4).

Asociación A: marino marginal restringido

Esta asociación se encuentra en la parte basal de la sucesión. Consta de espesos bancos de yeso/anhidrita masiva (Ea) (Fig. 5) que llegan a una potencia de 80 m, escasos niveles de yeso/anhidrita laminada (Fig. 5) y bancos intercalados de caliza; irregularmente estratificada (Ce) (Fig. 5), con espesores aproximados de dos metros. También es destacable la presencia de microfósiles calcáreos mal preservados (foraminíferos? y ostrácodos?) en muestras completamente dolomitizadas.

Interpretación. Dichos depósitos se interpretan como correspondientes a un ambiente marino marginal restringido (Legarreta *et al.*, 1993; Lescano *et al.*, 2015; Gabriele, 2016). Los bancos de calizas son las fases de mayor influencia marina, resultado

Figura 4. Sección sedimentológica completa, las estrellas indican la ubicación de las muestras tomadas, las columnas colocadas a la izquierda de la sección representan la distribución de las asociaciones de facies y las líneas rojas señalan el límite de los ciclos.
Figure 4. Complete sedimentological section; the stars indicate the location of the samples taken, the columns placed to the left of the section represent the distribution of the facies associations and the red lines indicate the sequence boundaries.

Facies	Litología	Estructuras sedimentarias	Potencia (metros)	Geometría	Mecanismos de depositación
Gc	Conglomerado clasto sostén	Masivas	Entre 2 y 15	Lenticular	Flujo diluido canalizado
Gm	Conglomerado matriz sostén	Masivas	De 1 a 3	Tabular	Rápida depositación producto de flujos hiperconcentrados de detritos
SGt	Areniscas medias a gruesas conglomerádicas	Estratificación entrecruzada tangencial	De 2 a 7,5	Lenticular	Flujos densos canalizados
SGm	Areniscas medias a gruesas conglomerádicas	Masivas	3	Lenticular	Rápida depositación producto de altas descargas de agua y sedimentos
St	Areniscas medias a gruesas	Estratificación entrecruzada tangencial	0,5 a 1	Lenticular	Flujos canalizados
Se	Areniscas medias a gruesas	Estratificadas	2	Lenticular	Flujo diluido
Sb	Areniscas medias a gruesas	Bioturbadas	Entre 2 y 8	Lenticular	No se puede determinar
Sm	Areniscas medias a gruesas	Masivas	entre 1 y 20	Lenticular	Rápida depositación producto de altas descargas de agua y sedimentos o bioturbación
Sfm	Areniscas finas	Masivas	De 1 a 5	Tabular	Rápida depositación producto de altas descargas de agua y sedimentos
Sfo	Areniscas finas	Laminación ondulítica	1	Tabular	Decantación y transporte en aguas someras de baja energía
Sfl	Areniscas finas	Laminadas	Entre 2 y 5	Tabular	Decantación en aguas de baja energía
Sfe	Areniscas finas	Estratificadas	Entre 2,5 y 4	Lenticular	Alto régimen de flujo
Fel	Pelitas con yeso/anhidrita	Laminación	2 y 10	Tabular	Decantación en aguas de muy baja energía con intervalos de saturación en sales
Ce	Caliza dolomitizada	Estratificación	Entre 2 y 3	Tabular	Decantación de fango calcáreo
Ea	Yeso/anhidrita	Masivo - laminado	Entre 8 y 50	Tabular	Precipitación por saturación
Cubierto	Cubierto	Cubierto	Cubierto	Cubierto	No se puede determinar

Tabla 1. En la tabla se encuentran las 15 facies definidas con sus principales características. Los códigos de las facies clásticas fueron extraídos de Miall (1996) y los códigos de rocas evaporíticas de Zavala y Ponce (2011).

Table 1. The table shows the 15 facies defined with their main characteristics. The codes of the clastic facies were extracted from Miall (1996) and the evaporitic rock codes of Zavala and Ponce (2011).

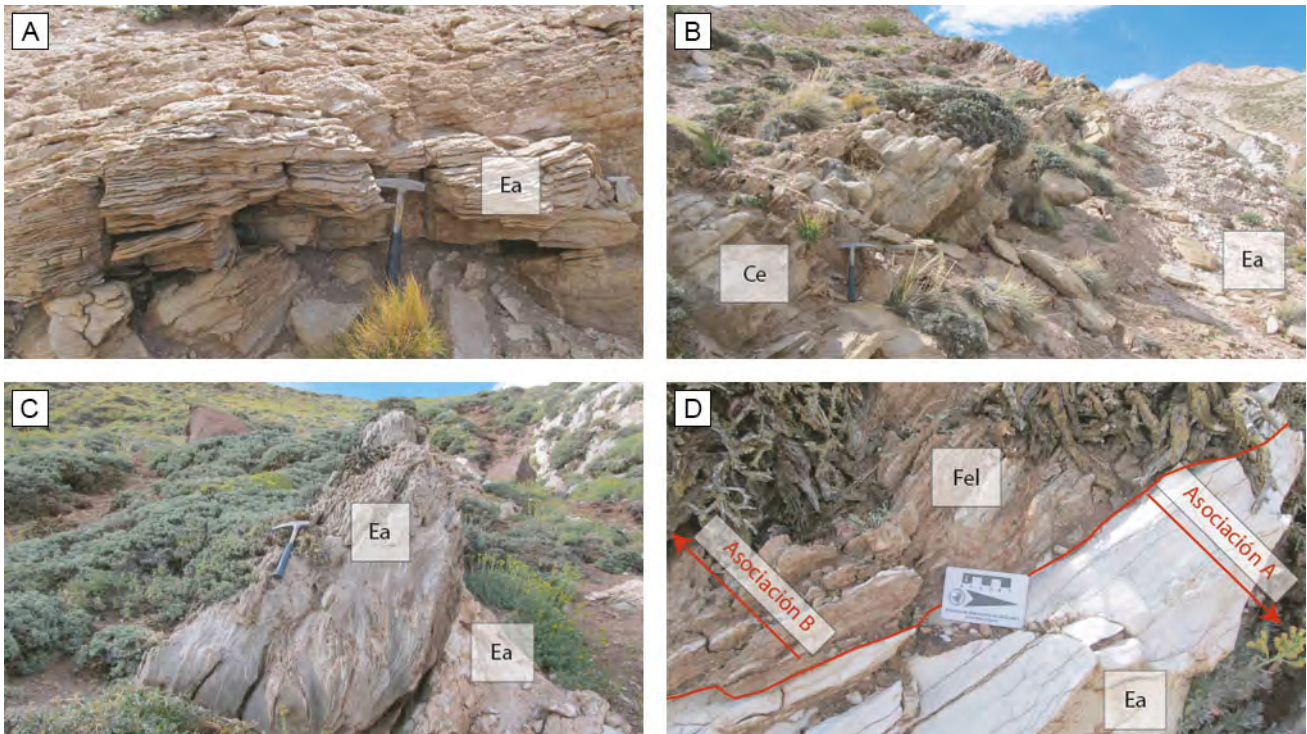


Figura 5. En las imágenes se observan las principales facies correspondientes a la asociación de facies A: marino marginal restringido. **a)** banco de yeso/anhidrita laminado; **b)** banco de caliza estratificada en contacto con yeso/anhidrita masiva; **c)** yeso/anhidrita laminada en contacto con yeso/anhidrita masiva; **d)** contacto entre las asociaciones A y B. Los códigos de las imágenes están detallados en la tabla 1.

Figure 5. In the images, the main facies corresponding to the association of facies A are observed: marginal marine restricted. **a)** gypsum/anhydrite bed laminated; **b)** stratified limestone bank in contact with massive gypsum/anhydrite; **c)** gypsum/anhydrite laminated in contact with gypsum/anhydrite massive; **d)** - contact between associations A and B. The codes of the images are detailed in table 1.

de pulsos transgresivos esporádicos (Legarreta *et al.*, 1993). Esto evidencia una conexión activa de la cuenca con el mar hacia el techo de la Formación Huitrín/base de la Formación Rayoso.

Asociación B: lago efímero

La segunda asociación de facies corresponde a depósitos de pelitas laminadas, intercaladas con delgadas y escasas láminas de yeso/anhidrita paralelas a la estratificación (Fel) (Fig. 6) y escasos bancos lenticulares de areniscas medias a gruesas masivas (Sm), las cuales aumentan en potencia hacia el techo (Fig. 6) y presentan niveles de ondulitas simétricas en la parte superior de los bancos (Fig. 6).

Interpretación. Estos depósitos corresponden a un ambiente lacustre, con acotados estadios de evaporación y precipitación. El aumento en la potencia y en el tamaño de grano de los cuerpos hacia

la parte superior, marca un aumento en la energía del sistema, posiblemente relacionado a cambios en el nivel de base. Los cuerpos lenticulares se interpretan como canales rellenos y la presencia de ondulitas simétricas indican condiciones subácueas someras.

Asociación C: lóbulos terminales

Esta asociación está dominada por areniscas masivas, que van de finas a gruesas, predominando las areniscas medias y gruesas (Sb, Sm y Se) (Fig. 7), siendo escasos los niveles conglomerádicos (Gm, SGm y SGt) (Fig. 7). La gran mayoría de los cuerpos presentan geometrías tabulares, estructuras de alto régimen de flujo y niveles bioturbados, representados por tubos horizontales y verticales (*Scoyenia?*) (Fig. 7). Es la única asociación con facies de areniscas finas en toda la columna (Sfl, Sfo, Sfm y Sfe) (Fig. 7). La sucesión es interrumpida ocasionalmente por cuerpos lenticulares, erosivos y poco potentes de

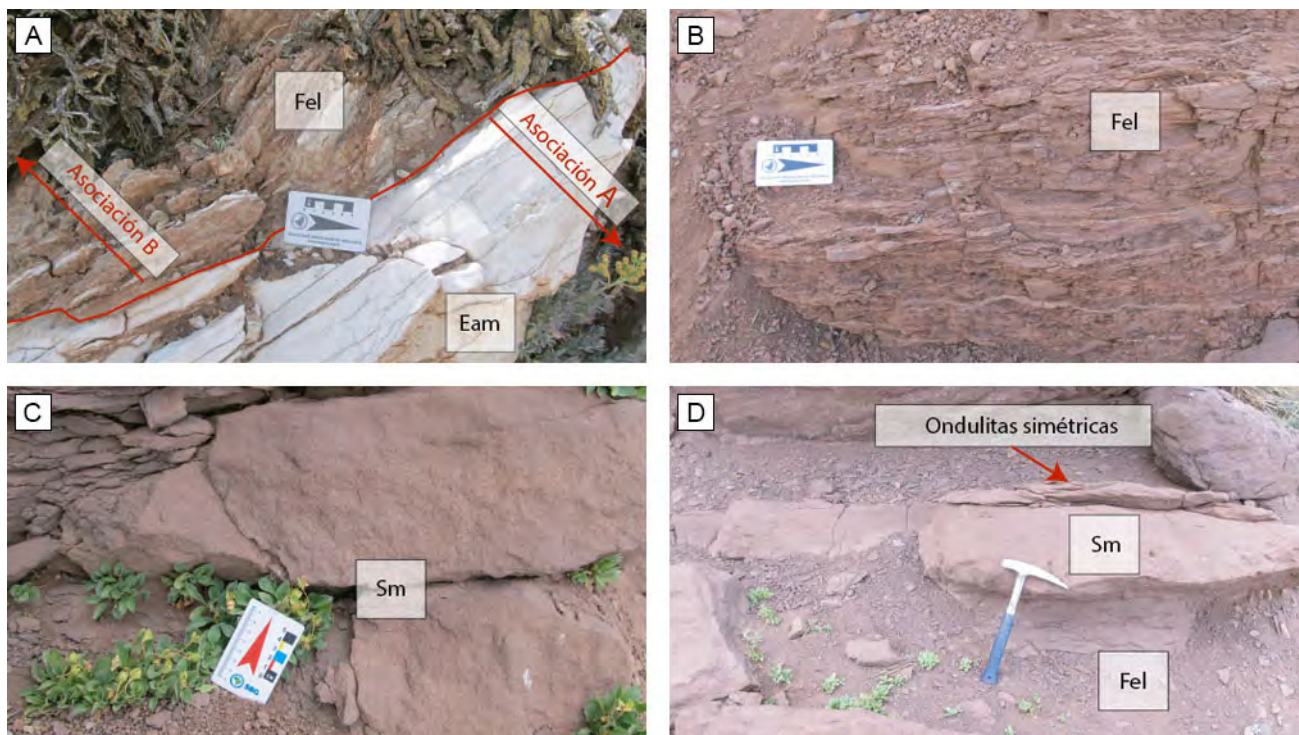


Figura 6. En las imágenes se observan las principales facies correspondientes a la asociación de facies B: lago efímero. **a)** contacto entre las asociaciones A y B; **b)** pelitas laminadas con intercalaciones de yeso/anhidrita; **c)** cuerpos arenosos masivos con geometría lenticular; **d)** Cuerpos arenosos masivos con ondulitas simétricas hacia el techo en contacto con pelitas lacustres. Los códigos de las imágenes están detallados en la tabla 1.

Figure 6. In the images, the main facies corresponding to the association of facies Bare observed: ephemeral lake. **a)** contact between associations A and B; **b)** laminated pelites with gypsum/anhydrite intercalations; **c)** massive sandstones with lenticular geometry; **d)** Massive sandstones with symmetrical ripples towards the top. The codes of the images are detailed in table 1.

conglomerados matriz sostén (Gm) (Fig. 7).

Interpretación. Esta sucesión corresponde a depósitos de lóbulos terminales. Está representada principalmente por potentes cuerpos arenosos producidos por flujos en manto o no confinados. La depositación de grandes volúmenes de arenas responde a un aumento en el espacio de acomodación del sistema y las ventanas de colonización, reflejadas en los niveles bioturbados, responden a periodos de relativa estabilidad. Los conglomerados matriz sostén, representan aislados eventos de flujos de detritos o *debris flows*, comunes en sistemas de abanicos fluviales (Moscariello, 2017)

Asociación D: canales y llanuras de inundación

Este sector de la columna es principalmente conglomerádico clasto sostén (Gc) (Fig. 8), con geometrías lenticulares, incipiente estratificación entrecruzada en artesas, imbricación de clastos

y escasa participación de conglomerados matriz sostén (Gm) (Fig. 8). Los niveles arenosos corresponden a areniscas medias a gruesas masivas, con estratificación entrecruzada tangencial y estratificación paralela horizontal (Sm, St y Se) (Fig. 8). Estos niveles están asociados a potentes bancos de pelitas. También se observan bancos poco potentes integrados por conglomerados finos clasto sostén con grietas de desecación (Fig. 8).

Interpretación. Esta asociación se interpreta como un sistema de canales y llanuras de inundación, representado por cuerpos lenticulares aislados, mal seleccionados y con estructuras tractivas. La disposición aislada de los canales, se relaciona a la colmatación sedimentaria de los mismos y una posterior avulsión característica de sistemas distributarios. No se observan canales apilados y se infiere un desarrollo importante de llanuras de inundación evidenciado por las grietas de desecación y paleosuelos, a partir de la presencia de moteado

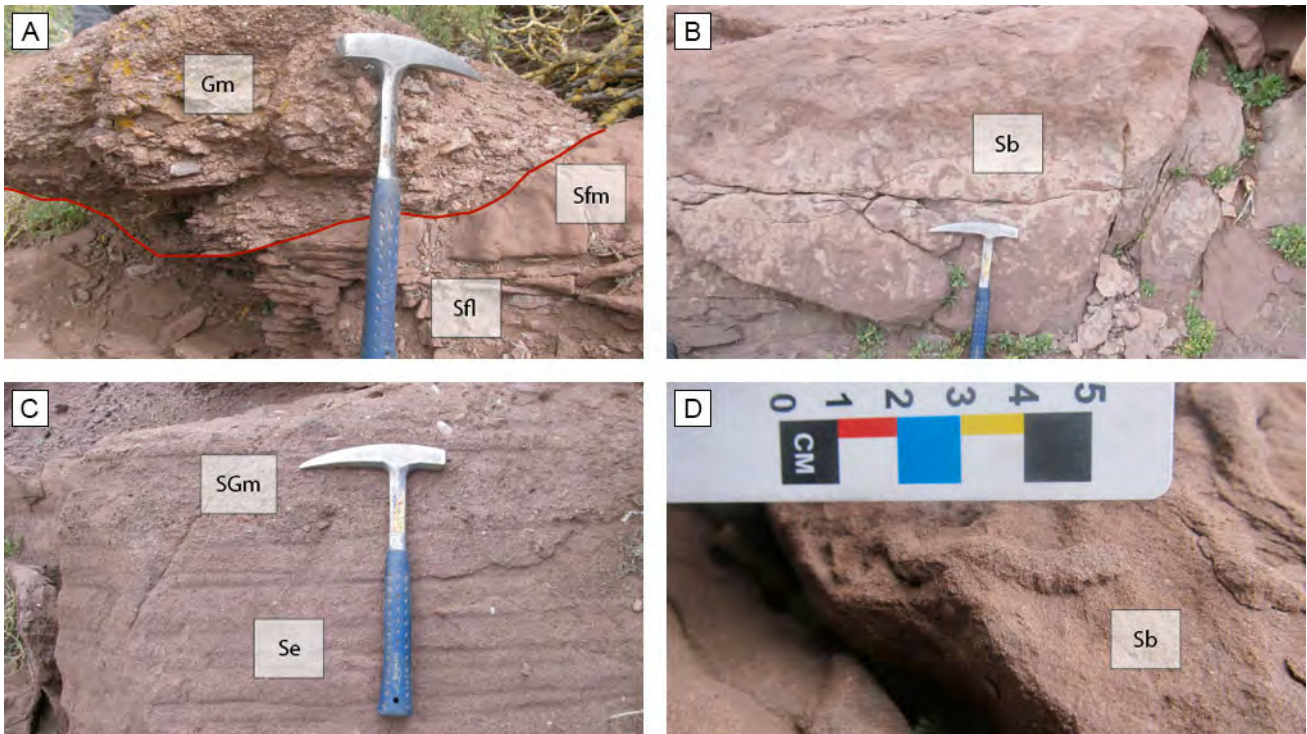


Figura 7. En las imágenes se observan las principales facies correspondientes a la asociación de facies C: lóbulos terminales. **a)** conglomerado matriz sostén con geometría lenticular en contacto erosivo con areniscas finas; **b)** areniscas masivas por bioturbación; **c)** areniscas medias a gruesas estratificadas que gradan transicionalmente a areniscas conglomerádicas; **d)** *Scoyenia?* isp. preservada en arenisca media. Los códigos de las imágenes están detallados en la tabla 1.

Figure 7. In the images, the main facies corresponding to the association of facies C are observed: terminal lobes. **a)** matrix supported conglomerate with lenticular geometry in erosive contact with fine sandstones; **b)** massive sandstones by bioturbation; **c)** medium to thick stratified sandstones that transitionally grade to conglomeratic sandstones; **d)** *Scoyenia?* isp. preserved in medium sandstone. The codes of the images are detailed in table 1.

como rasgo pedogenético.

Asociación E: canales entrelazados

Esta asociación está compuesta por una intercalación de areniscas medias a gruesas (Se y St) con areniscas medias a conglomerádicas (SGt y SGm) (Fig. 9) y conglomerados clasto sostén (Gc) (Fig. 9). Tanto la facies SGt como la Gc, poseen una estratificación entrecruzada tangencial incipiente e imbricación de clastos (Fig. 9). Los cuerpos están constituidos por geometrías lenticulares de aproximadamente un metro de ancho por 15 centímetros de alto, amalgamados lateral y verticalmente (Fig. 9). La asociación se encuentra subdividida en secciones, delimitadas por bancos de conglomerados matriz sostén (Gm) (Fig. 9).

Interpretación. Esta sucesión sedimentaria corresponde a un sistema de canales entrelazados,

con canales someros apilados y barras. No presenta desarrollo de llanuras de inundación y se encuentra interrumpida por flujos densos, producto de repentinos eventos de crecidas.

Ciclos depositacionales

Los ciclos depositacionales poseen una potencia similar, el C1 tiene 305 m y el C2 280 m (Fig. 4). Tanto el C1 como el C2 están compuestos por la sucesión ordenada de las asociaciones de facies C, D y E (Fig. 4). Sumado a lo anterior, sobre el techo del C2 hacia el tope del perfil se encuentra nuevamente a la asociación C (Fig. 4), lo que permite inferir que el ciclo vuelve a repetirse (pudiendo corresponder a un nuevo ciclo, C3). Este ordenamiento en la columna sedimentaria marca una ciclicidad en los patrones de depositación, mostrando un cambio en relación a las asociaciones A y B ubicadas hacia la base de la sección. Sin embargo, el contacto entre las

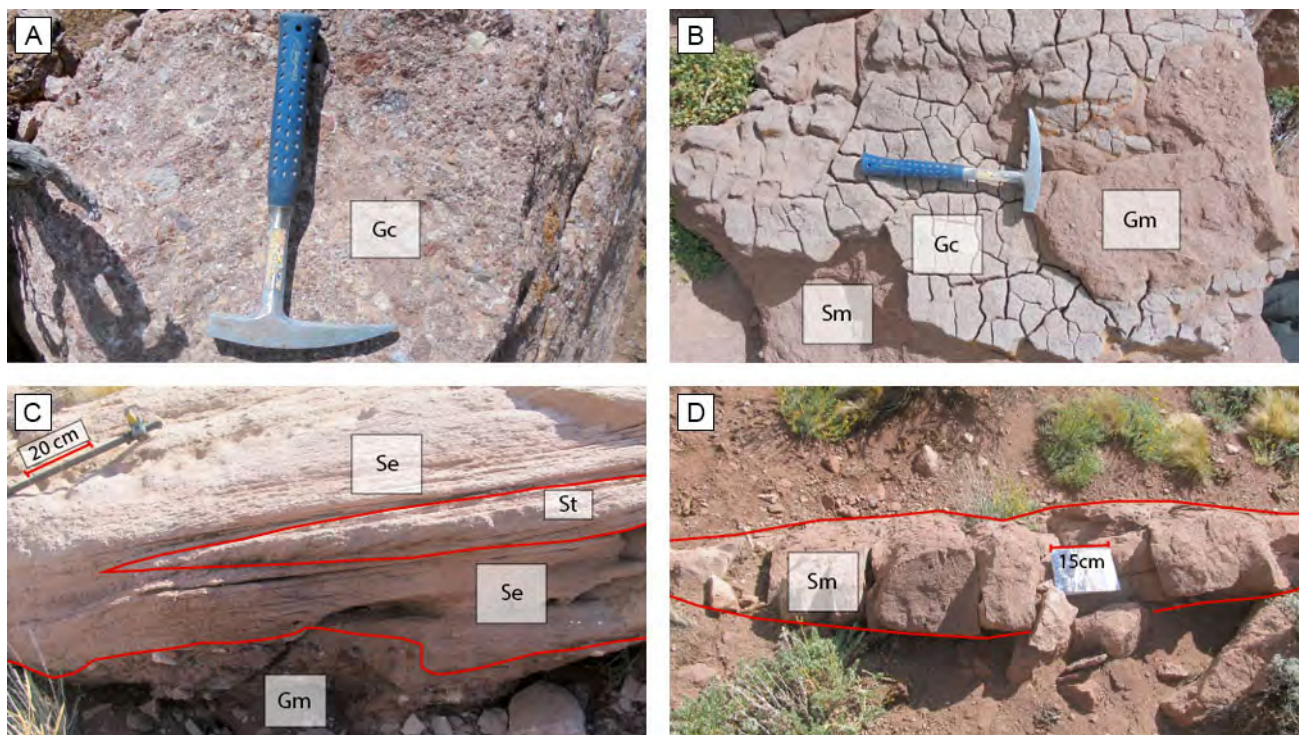


Figura 8. En las imágenes se observan las principales facies correspondientes a la asociación de facies D: Canales y llanuras de inundación. **a)** conglomerado clasto sostén con clastos carbonáticos; **b)** areniscas medias a gruesas masivas en contacto con un conglomerado fino clasto sostén con grietas de desecación y por último un conglomerado matriz sostén; **c)** cuerpo de areniscas medias a gruesas con estratificación entrecruzada tangencial y geometría lenticular rodeado de areniscas con estratificación horizontal; **d)** cuerpo de arenisca media a gruesa masivo con geometría lenticular. Los códigos de las imágenes están detallados en la tabla 1.

Figure 8. In the images, the main facies corresponding to the association of facies D are observed: Channels and floodplains. **a)** clast supported conglomerate with carbonate clasts; **b)** medium to coarse massive sandstones in contact with a fine conglomerate with desiccation cracks and finally a supporting matrix conglomerate; **c)** bed of medium to coarse sandstones with tangential cross-stratification and lenticular geometry surrounded by sandstones with horizontal stratification; **d)** medium to coarse massive sandstone beds with lenticular geometry. The codes of the images are detailed in table 1.

asociaciones B y C es transicional.

PETROGRAFÍA

Descripción e interpretación de los componentes modales y sus variaciones

Cuarzo. Las muestras analizadas presentan cantidades variables de cuarzo total. En las primeras dos muestras representan el 32% de la fracción clástica, mientras que en el resto de las muestras, ubicadas hacia el techo de la sección, varían entre 38 y 44% (Fig. 16). Los cristales con extinción recta y ondulosa son predominantemente angulosos y subangulosos, siendo minoría los individuos subredondeados. Por otro lado, se observó cuarzo engolfado y cuarzo en rocas volcánicas (Fig. 10)

acentuado en las muestras VLP04, VLP06 y VLP09. Los clastos de cuarzo policristalino son escasos, salvo por el cuarzo policristalino de grano medio, que muestra un aumento hacia el tope de la sección.

Interpretación. Los cristales predominantemente angulosos y subangulosos indican un transporte reducido. La presencia de cuarzo engolfado y cuarzo en rocas volcánicas, evidencia un aporte de una fuente volcánica. La escasez de cuarzo policristalino indica un aporte reducido de fuentes metamórficas.

Feldespatos. Los feldespatos representan, en promedio, un 14% de los componentes totales. Los feldespatos potásicos se hallan como cristales individuales o como fenocristales en líticos volcánicos félsicos, siendo ligeramente más

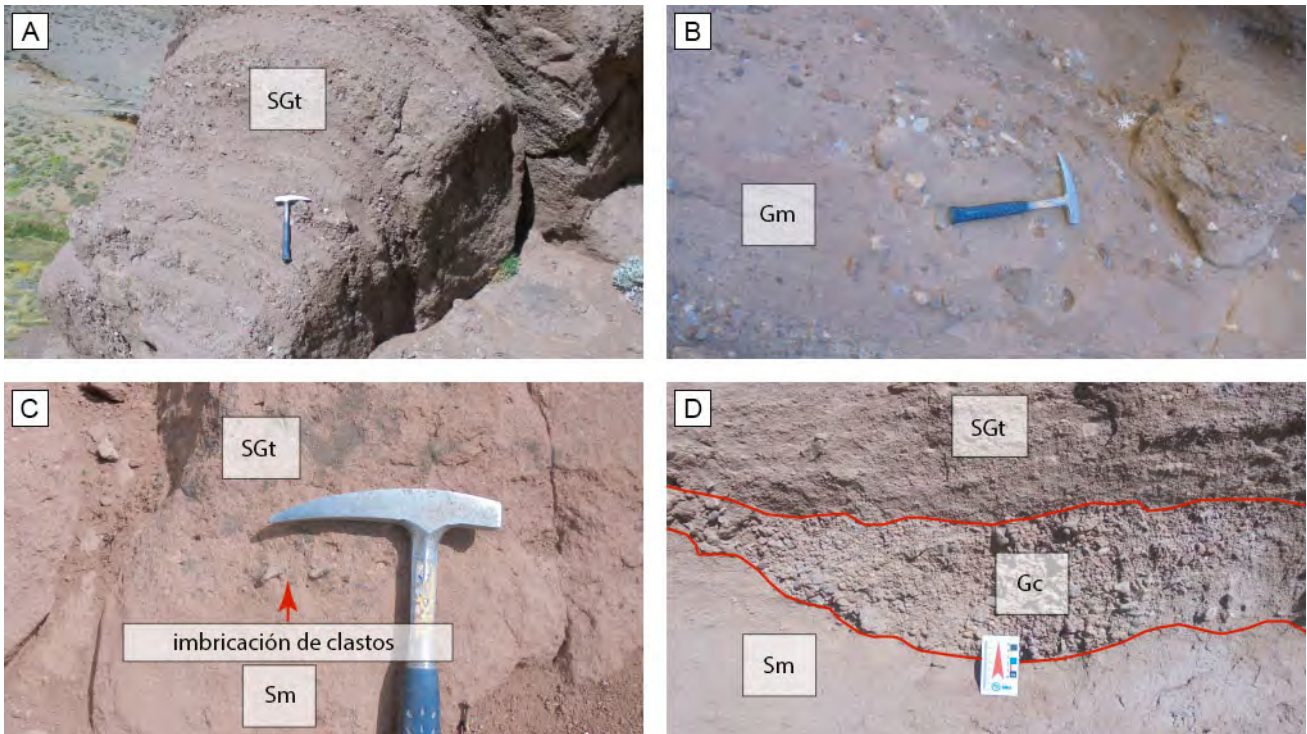


Figura 9. En las imágenes se observan las principales facies correspondientes a la asociación de facies E: canales entrelazados. **a)** areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada tangencial; **b)** conglomerado matriz sostén, con matriz de areniscas medias; **c)** areniscas masivas, areniscas conglomerádicas con clastos imbricados; **d)** cuerpo lenticular de conglomerado clasto sostén. Los códigos de las imágenes están detallados en la tabla 1.

Figure 9. In the images, the main facies corresponding to the association of facies E are observed: interlaced channels. **a)** conglomerate sandstones with tangential cross-stratification; **b)** supported matrix conglomerate, with matrix of medium sandstones; **c)** massive sandstones, conglomeratic sandstones with imbricated clasts; **d)** lenticular body of clast-supported conglomerate. The codes of the images are detailed in table 1.

abundantes en el sector superior de la sección. En cambio, las plagioclasas aumentan en la parte inferior de la sección y disminuyen hacia el techo de la misma. Estas variaciones se ven reflejadas en la relación feldespato plagioclasa/feldespato total, con valores entre 0,61 y 0,42 en las tres primeras muestras de la columna e inferiores a 0,26 para el resto (Tabla 3).

Interpretación. La relación feldespato plagioclasa/feldespato total marca un aporte predominantemente volcánico (Dickinson, 1970) para VLP01, VLP02 y VLP03, diferenciándolas del resto de las muestras (Fig. 16).

Líticos. Los líticos paleovolcánicos representan el 20-25% de los componentes totales en todas las muestras. Los paleovolcánicos máficos solo se presentan en la parte basal de la sección (VLP01 y VLP02), siendo escasos o nulos en la parte media y superior (Fig. 16).

Los líticos paleovolcánicos con textura seriada son levemente más abundantes en el sector central de la columna. Los líticos paleovolcánicos con texturas granulares y microgranulares, son junto a los cuarzos con extinción recta, los componentes más abundantes de la sección, mostrando un aumento hacia el tope de la misma. Los líticos paleovolcánicos piroclásticos representados generalmente por pómez e ignimbritas muestran un aumento en el sector medio. Por último, los líticos sedimentarios, metamórficos y plutónicos no son abundantes y muestran una distribución irregular a lo largo del perfil.

Interpretación. La distribución de los paleovolcánicos máficos coincidente con la de la plagioclasa, indican un aporte andesítico-basáltico para la base de la sección clástica arenosa. La presencia de líticos paleovolcánicos seriados indican un aporte de coladas de lava e intrusivos de emplazamiento superficial mesosilícicos. Mientras que los líticos

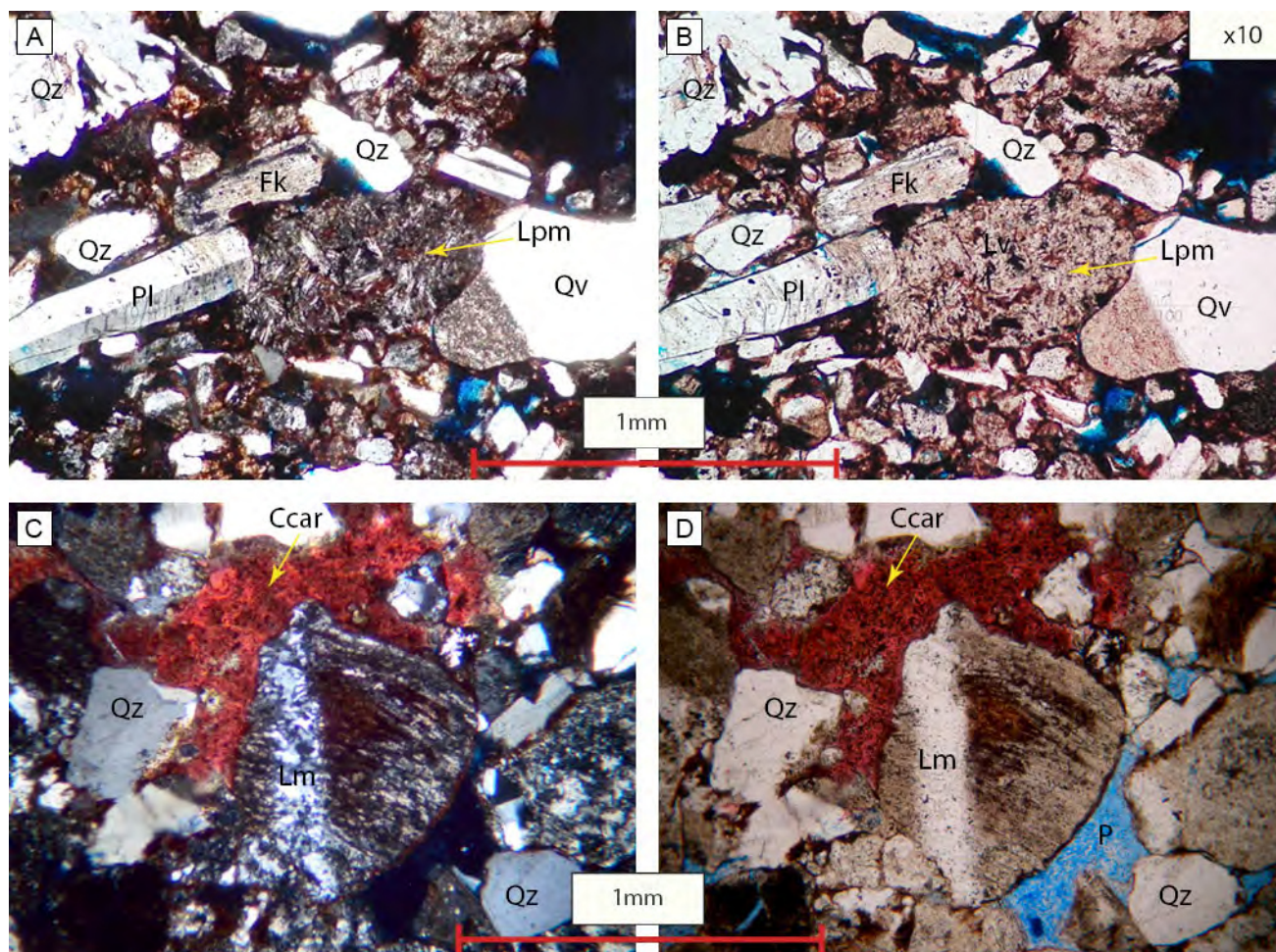


Figura 10. Microfotografías de las muestras VLP01 (arriba) y VLP06 (abajo), con nicols cruzados (izquierda) y nicols paralelos (derecha). Qz-cuarzo, Qv-cuarzo en roca volcánica, Fk-feldespato potásico, Pl-plagioclase, Lpm-lítico paleovolcánicomáfico, Lm-lítico metamórfico, Ccar-cemento carbonático y P-porosidad.

Figure 10. Microphotographs of the samples VLP01 (above) and VLP06 (below) with crossed nicols (left) and parallel nicols (right). Qz-quartz, Qv-quartz in volcanic rock, Fk-feldspar potassium, Pl-plagioclase, Lpm-mafic paleovolcanic lithic, Lm-metamorphic lithic, Ccar-carbonate cement and P-porosity.

paleovolcánicos granulares y microgranulares representan la pasta de rocas volcánicas félsicas.

Cementos. Se puede destacar la relación inversa entre los cementos carbonáticos y ferruginosos, cuando uno de los dos es abundante el otro es escaso o nulo, a excepción de la muestra VLP06 donde son similares en abundancia. El cemento carbonático se encuentra en parches rellenando los poros (Fig. 10), mientras que el cemento ferruginoso se encuentra uniformemente distribuido, rodeando los clastos y en algunos casos ocupando la totalidad del espacio intergranular. Por otro lado, el cemento ceolítico de tipo analcima, se encuentra relleno totalmente los poros y junto al cemento ferruginoso

son los dominantes en las tres primeras muestras. El cemento arcilloso es escaso (<2%) y se encuentra como una delgada capa rodeando a los clastos.

Interpretación. El cemento ferruginoso es muy común como resultado de la oxidación de líticos volcánicos y minerales máficos en presencia de aguas ricas en oxígeno, formando goethita y limonita que, en una etapa más avanzada de la diagénesis, se deshidratan para dar hematita (Scasso y Limarino, 1997). Este cemento es el responsable de la coloración rojiza de las areniscas y conglomerados de las unidades analizadas. El cemento ceolítico es dominante en ambientes lacustres alcalinos, principalmente analcima y un producto común en

la diagénesis de rocas volcánicas (Scasso y Limarino, 1997). Esto es debido a que las ceolitas se producen a partir de la hidratación del vidrio o de plagioclasas y puede liberarse Ca^{+2} que precipita como cemento carbonático (Scasso y Limarino, 1997).

Opacos y porosidad. Por último, es destacable la abundancia de minerales opacos (4,3-6,8%) en las tres primeras muestras y la disminución de los mismos en las muestras restantes (<2,5%). La porosidad es principalmente secundaria por disolución y en menor medida primaria intergranular (Fig. 10) y mantiene valores constantes en todas las muestras con un promedio general de 5,7% de los componentes totales. La presencia de analcima y carbonato de calcio como cementos, afectan notablemente la porosidad de las areniscas, sellando completamente los espacios porales en los que se encuentran.

Interpretación. La abundancia de minerales opacos es coherente con la mayor proporción de líticos básicos de las muestras VLP01, VLP02 y VLP03. La porosidad por disolución está ligada a la presencia primaria de carbonato de calcio como cemento, el cual fue disuelto de manera irregular a lo largo de toda la sección.

Petrografía de la sección evaporítica

La parte evaporítica de la sucesión está representada por potentes cuerpos de yeso/anhidrita, intercalados con bancos carbonáticos de dos metros de espesor. La muestra VLP-AL está constituida por cuplas calcáreo-anhidrita, con microbandeamientos claros y oscuros, de tonos parduzcos, esto también fue observado por Legarreta y Boll (1982). En cuanto a la muestra VLP-AM, presenta cristales de yeso y anhidrita distribuidos de manera homogénea, dando una textura masiva. Estudios experimentales y análogos sedimentarios modernos, indican que, en condiciones normales de superficie, el yeso primario es el que comúnmente precipita (Dedić *et al.*, 2018 y trabajos allí citados). Esto sugiere que la composición yeso/anhidrita puede ser producto de un proceso diagenético derivado de la deshidratación del yeso primario. Por último, la muestra VLP-C, está compuesta principalmente por cristales romboédricos de dolomita, illita y calcita, estos últimos ocupan los espacios porales (Fig. 11).

Se interpreta que la roca precipitó como caliza y que durante su diagénesis sufrió dolomitización (Wang *et al.*, 2015). Siguiendo el criterio de Wang *et al.* (2015), la muestra VLP-C correspondería a una dolomitización intensa, es decir que la cantidad de calcita dolomitizada está entre el 50% y el 90%. Quedando los espacios porales ocupados, en la mayoría de los casos, por calcita microcristalina residual y en menor medida por pátinas de illita. También es importante destacar la evidencia de la presencia de microfósiles (Fig. 11).

Petrografía de la sección clástica

Los resultados del conteo modal realizado a los ocho cortes delgados se encuentran expresados en la tabla 2. Los valores obtenidos de QFL (cuarzo-feldespatos-líticos) fueron recalculados al 100% (Tabla 4) y volcados en el diagrama de Folk *et al.* (1970). La ubicación de las muestras en el diagrama permitió establecer que las areniscas corresponden a litoarenitas feldespáticas ($\text{Q}_{39}\text{F}_{20}\text{L}_{41}$), excepto la muestra VLP04 que corresponde a una litoarenita ($\text{Q}_{38}\text{F}_{14}\text{L}_{48}$) (Fig. 12a).

En cuanto a los diagramas de discriminación de procedencia de Dickinson *et al.* (1983), los resultados del QFL recalculado al 100% muestran una procedencia de arco disectado para las muestras VLP01 ($\text{Q}_{33}\text{F}_{21}\text{L}_{46}$) y VLP02 ($\text{Q}_{32}\text{F}_{25}\text{L}_{43}$), una procedencia relacionada a un orógeno reciclado para VLP04 ($\text{Q}_{38}\text{F}_{14}\text{L}_{48}$), VLP05 ($\text{Q}_{38}\text{F}_{17}\text{L}_{45}$), VLP06 ($\text{Q}_{44}\text{F}_{18}\text{L}_{38}$), VLP07a ($\text{Q}_{40}\text{F}_{18}\text{L}_{42}$) y VLP09 ($\text{Q}_{44}\text{F}_{18}\text{L}_{38}$), mientras que la muestra VLP03 ($\text{Q}_{40}\text{F}_{20}\text{L}_{40}$) se ubica en el límite entre los campos mencionados (Fig. 12b). El diagrama QmFLt (cuarzo monocristalino-feldespatos-líticos totales) concentra a la mayoría de las muestras en las cercanías del punto de contacto entre cuatro campos: arco transicional, arco disectado, mixto y orógeno reciclado transicional, salvo a la muestra VLP04 ($\text{Q}_{18}\text{F}_9\text{Lt}_{73}$) que corresponde a un orógeno reciclado lítico (Fig. 12c).

Estos resultados no permiten establecer una clara fuente sedimentaria para las rocas analizadas, ya que indica un aporte mixto. Tampoco se evidencian grandes cambios composicionales a lo largo de la columna, necesarios para marcar un cambio en el área de aporte. Sin embargo, es importante destacar la aparición de niveles conglomerádicos con clastos de rocas carbonáticas (Fig. 13) procedentes de la

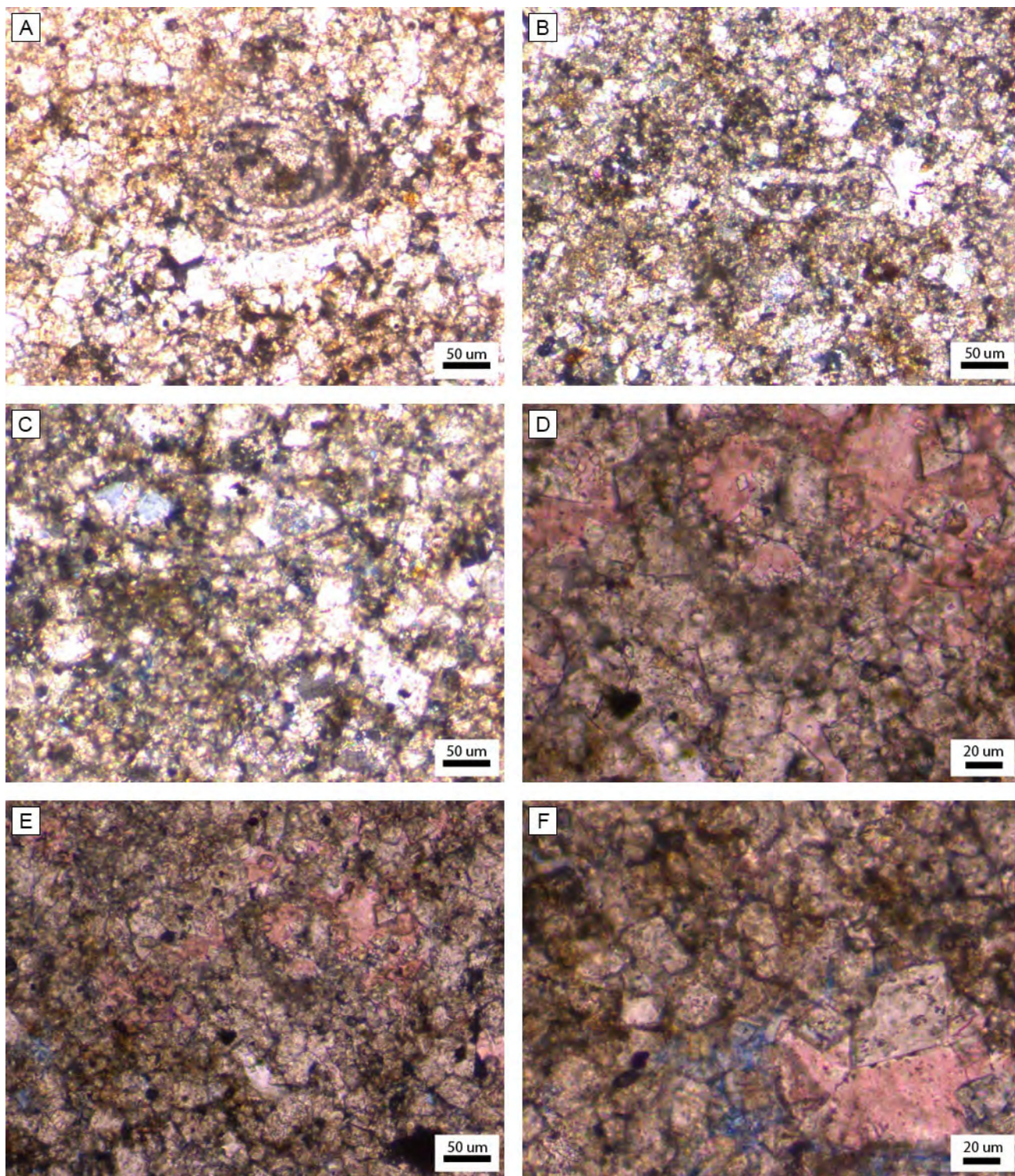


Figura 11. Microfotografía de la muestra VLP-C. En la figura a), b) y c) se pueden observar las estructuras biogénicas de microfósiles débilmente preservadas. En las figuras d), e) y f) se pueden distinguir los cristales romboédricos de dolomita, el cemento carbonático teñido de rosado y la porosidad de color azul.

Figure 11. Microphotograph of the VLP-C sample. In the figures a), b) and c) we can observe the biogenic structures weakly preserved of microfossils. In the figures d), e) and f), we can distinguish the rhombohedral crystals of dolomite, the carbonaceous cement dyed pink and the porosity in blue.

Muestra	VLP01	VLP02	VLP03	VLP04	VLP05	VLP06	VLP07a	VLP09
Qr	14%	13%	15%	9%	17%	12%	17%	15%
Qo	4%	5%	4%	4%	5%	6%	5%	5%
Qe	1%	2%	1%	2%	3%	1%	4%	1%
Qv	3%	1%	2%	9%	2%	8%	1%	6%
Qp1	1%	1%	1%	2%	1%	1%	0%	1%
Qp2	1%	2%	3%	4%	3%	3%	3%	9%
Qp3	1%	1%	1%	2%	0%	2%	1%	1%
Fp	9%	8%	6%	1%	3%	3%	4%	3%
Fpv	0%	0%	0%	1%	0%	1%	0%	0%
Fk	6%	9%	7%	6%	9%	10%	9%	9%
Fkv	0%	2%	1%	4%	1%	1%	1%	3%
Lpl	5%	4%	1%	1%	0%	0%	0%	1%
Lps	5%	5%	4%	9%	6%	6%	6%	4%
Lpg	11%	13%	8%	11%	13%	16%	16%	19%
Lpp	3%	1%	7%	3%	5%	2%	1%	1%
Lm	2%	1%	2%	2%	4%	1%	3%	0%
Ls	2%	3%	1%	2%	2%	0%	0%	3%
Lp	1%	1%	1%	4%	2%	2%	1%	1%
Lpsz	0%	3%	0%	1%	0%	0%	3%	0%
Lo	4%	3%	5%	5%	2%	2%	2%	2%
Ccar	0%	1%	0%	12%	9%	6%	0%	5%
Cf	9%	7%	12%	2%	1%	6%	6%	2%
Cc	7%	8%	8%	2%	3%	4%	2%	2%
Ca	2%	0%	0%	1%	3%	2%	2%	2%
Co	1%	0%	0%	0%	1%	0%	3%	0%
M	0%	0%	0%	0%	0%	0%	3%	0%
Om	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
Op	4%	7%	6%	1%	1%	2%	3%	1%
O	8%	3%	7%	4%	6%	5%	6%	7%
Total	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%

Tabla 2. Tabla de porcentajes de componentes modales por muestra.

Table 2. Table of percentages of modal components by sample.

	VLP01	VLP02	VLP03	VLP04	VLP05	VLP06	VLP07a	VLP09
Fp	36	33	22	8	12	14	14	11
Fk	23	42	31	37	39	40	42	47
P/Ft	0.61	0.44	0.42	0.18	0.24	0.26	0.25	0.19

Tabla 3. Relación entre las plagioclasas y los feldespatos totales.

Table 3. Relationship between plagioclase and total feldspars.

	VLP01	VLP02	VLP03	VLP04	VLP05	VLP06	VLP07a	VLP09
Cuarzo total	33%	32%	40%	38%	38%	44%	40%	44%
Líticos	46%	43%	41%	48%	45%	38%	42%	38%
Feldespatos	21%	25%	20%	14%	17%	18%	18%	18%
Total	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%

Tabla 4. Tabla de los porcentajes de cuarzo-feldespato-líticos recalculados al 100%.

Table 4. Table of the percentages of quartz-feldspar-lithics recalculated at 100%.

	VLP01	VLP02	VLP03	VLP04	VLP05	VLP06	VLP07a	VLP09
Qr+Qo	26%	28%	29%	18%	32%	25%	34%	25%
Líticos totales	53%	49%	53%	73%	53%	58%	50%	61%
Feldespatos	21%	23%	18%	9%	16%	16%	17%	14%
Total	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%

Tabla 5. Tabla de los porcentajes de cuarzo monocristalino-feldespato-líticos totales recalculados al 100%.

Table 5. Table of the percentages of monocrystalline quartz-feldspar-total lithics recalculated at 100%.

Formación Agrio (Cretácico Inferior) reconocidos también en otros sectores de la cuenca. Situación que refleja el aporte de parte de la sucesión carbonática mesozoica inferior, probablemente como consecuencia de un pulso de levantamiento tectónico.

DIFRACTOMETRÍA DE RAYOS X (DRX)

Los análisis de roca total (RT) efectuados sobre las areniscas medias arrojaron resultados que se corresponden con la mineralogía observada en la petrografía. Además, se determinó la composición mineral de los niveles pelíticos, donde lo más

destacable es la presencia de grandes cantidades de calcita, plagioclasea y cuarzo. También se corroboró que los cementos ceolíticos observados en la petrografía, correspondían a analcima (Fig. 14).

En cuanto a los análisis de arcillas, la muestra VLP00 correspondiente a la Formación Rayoso, contiene illita y trazas de esmectita. Mientras que las primeras muestras de la Formación Diamante (VLP01, VLP02), contienen un interestratificado de clorita-esmectita (corrensita) (Fig. 16), coincidiendo con lo hallado en la base del Grupo Neuquén por Franchini *et al.* (2014) para muestras tomadas en el centro de la cuenca. Estos autores relacionan la presencia de estas arcillas con un ambiente de deposición

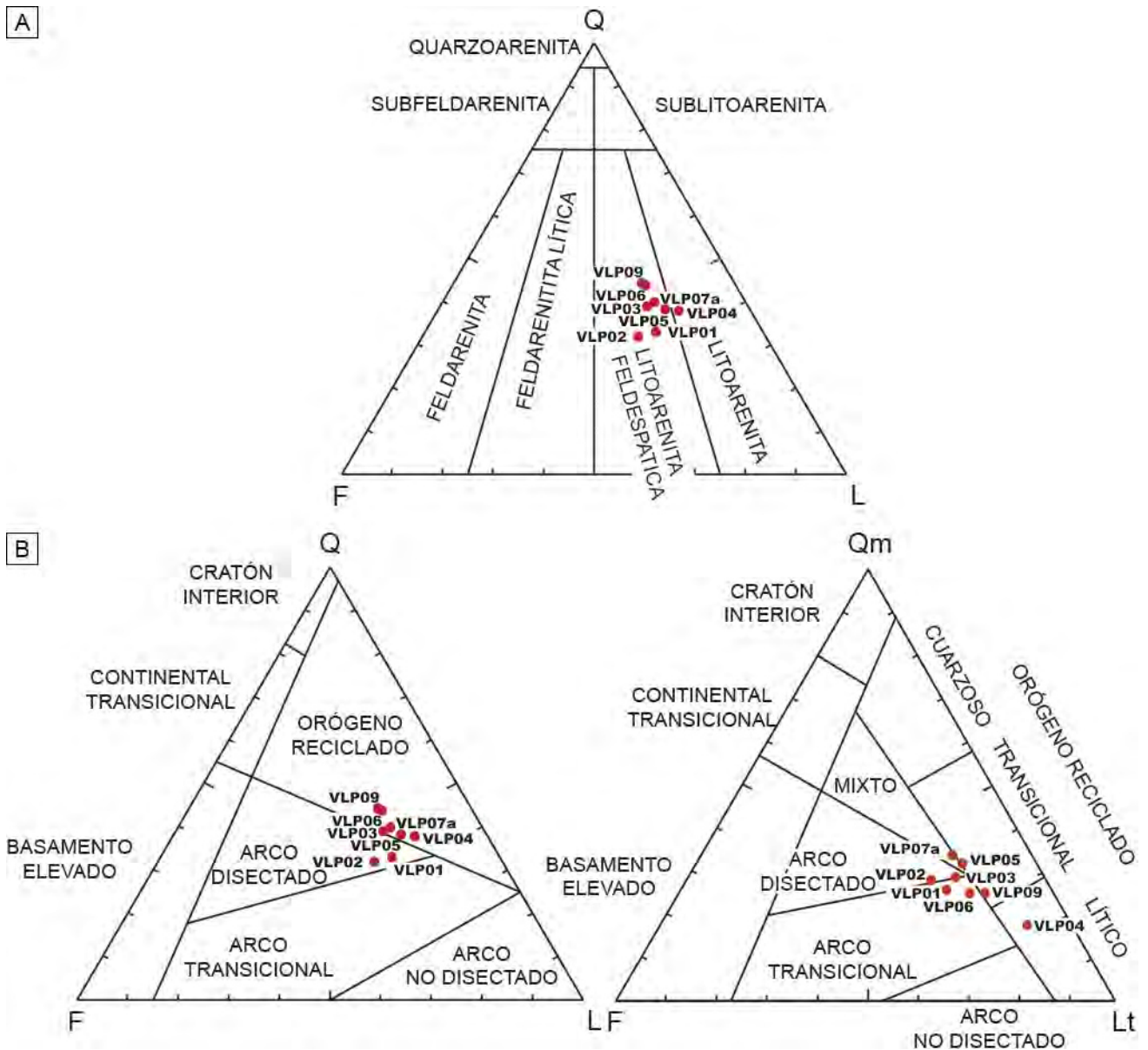


Figura 12. Diagramas de Folk *et al.*, 1970 (a) y Dickinson *et al.*, 1983 (b y c).

Figure 12. Diagrams by Folk *et al.*, 1970 (a) and Dickinson *et al.*, 1983 (b and c).

continental de clima árido y de características alcalinas. La muestra VLP03 sólo contiene escasas cantidades de esmectita y micas (Fig. 16). En cuanto a las muestra VLP04 y VLP09, presentan abundante caolinita y esmectita, siendo la caolinita dominante en VLP04 y la esmectita en VLP09 (Fig. 16). La presencia de caolinita indica condiciones de depositación relacionadas a un ambiente húmedo y ácido (Franchini *et al.*, 2014). Las muestras VLP05, VLP06 y VLP07a presentan similares composiciones, con escasa illita-esmectita (Fig. 16). Por último, en la muestra VLP08, se observan interestratificados de

illita-esmectita y escasa clorita (Fig. 16).

DISCUSIÓN

Áreas de aporte sedimentario

Por la ubicación del área de estudio, solo se contemplan como posibles fuentes de sedimentos, a la Cordillera Principal al oeste y al Bloque de San Rafael al este.

El aporte sedimentario del sector oeste está ligado al levantamiento de la Cordillera Principal,



Figura 13. Conglomerado clasto sostén, con clastos carbonáticos de la Formación Agrio (cc).
Figure 13. Clast-supported conglomerate, with carbonate clasts of the Agrio Formation (cc).

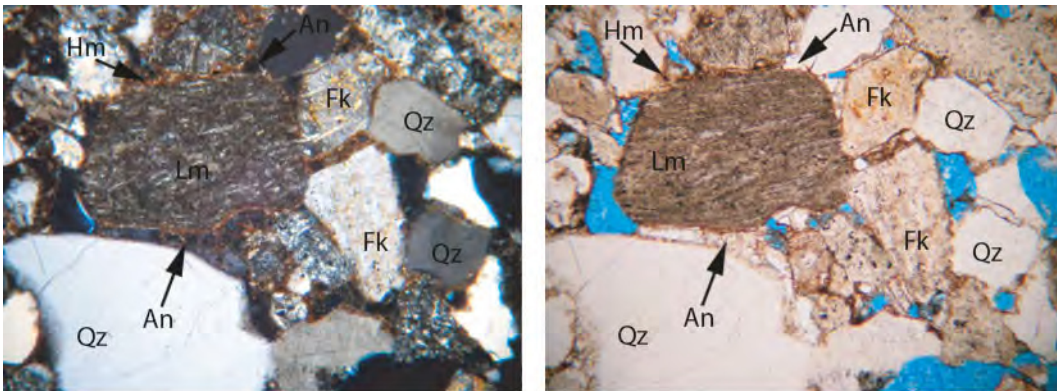
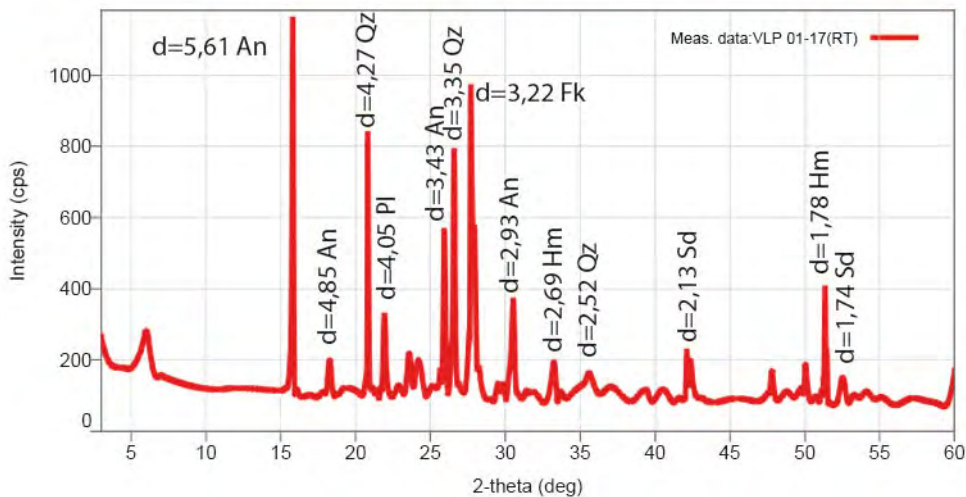


Figura 14. Corte delgado y análisis DRX de roca total de la muestra VLP01-17. Qz-cuarzo, Fk-feldspato potásico, Hm-hematita, Lm-lítico metamórfico y An-analcima.

Figure 14. Thin section and XRD analysis of the total rock sample VLP01-17. Qz-quartz, Fk-potassium feldspar, Hm-hematite, Lm-metamorphic lithic and An-analcime.



provocando la erosión del arco magmático andino y de la faja plegada y corrida (Tunik *et al.*, 2010; Borghi *et al.*, 2017; Gómez *et al.*, 2017, 2019). Este arco magmático, tuvo un extenso desarrollo desde comienzos del Jurásico hasta el Albiano, donde rocas volcánicas y piroclásticas cubrieron la parte axial de la Cordillera Principal (Mpodozis y Ramos, 1989; Muñoz *et al.*, 2018). Dentro de la zona, las únicas rocas volcánicas asociadas a dicho arco, son las correspondientes a la Formación Río Damas. Esta formación, está descrita como un complejo volcano-sedimentario, integrado por coladas basálticas y andesíticas, potentes mantos de brechas, conglomerados y areniscas, depósitos piroclásticos intercalados y enjambres de diques andesíticos (Sruoga *et al.*, 2000; Naipauer *et al.*, 2015). En cuanto al aporte de rocas sedimentarias, Tunik (2001), Gómez *et al.* (2017, 2019) y Borghi *et al.* (2017), propusieron que la aparición de clastos carbonáticos en los depósitos continentales de Cretácico Superior, estaría relacionado al levantamiento y erosión de la Formación Agrio (Cretácico Inferior).

Por otro lado, el aporte sedimentario del sector este está representado por rocas del Bloque de San Rafael, ubicado en el margen oriental de la cuenca Neuquina. Su basamento es parte del Terreno Cuyania, un microcontinente de origen Lauréntico, acrecionado al margen oeste de Gondwana durante el Ordovícico (Ramos *et al.*, 1986). Tiene registros del emplazamiento del arco magmático Famatiniano de edad ordovícica (490-450 Ma), el cual está compuesto por granitoides y rocas metamórficas que están alojadas en el basamento Grenvilliano (1.200-1.000 Ma) (Ramos, 2004). Inmediatamente al este se encuentra el terreno Pampia, que registra un arco que va del Proterozoico tardío al Cámbrico temprano (640-514 Ma) (Escayola *et al.*, 2007). Intruyendo y cubriendo a gran parte del bloque, se encuentran granitoides de arco y rocas volcánicas del Grupo Choiyoi de edad pérmica-triásica (280-250 Ma) (Rocha-Campos *et al.*, 2010). En cuanto a las rocas sedimentarias, hay un registro discontinuo de depósitos marinos y continentales, que abarcan desde el Carbonífero hasta el Triásico Medio (Rocha-Campos *et al.*, 2010).

Las variaciones en la composición del conteo modal respecto al centro de cuenca, está asociada a un cambio en las fuentes de aporte. La abundancia de líticos volcánicos y la escasez de metamórficos y sedimentarios, es un claro indicio de esto. A lo largo

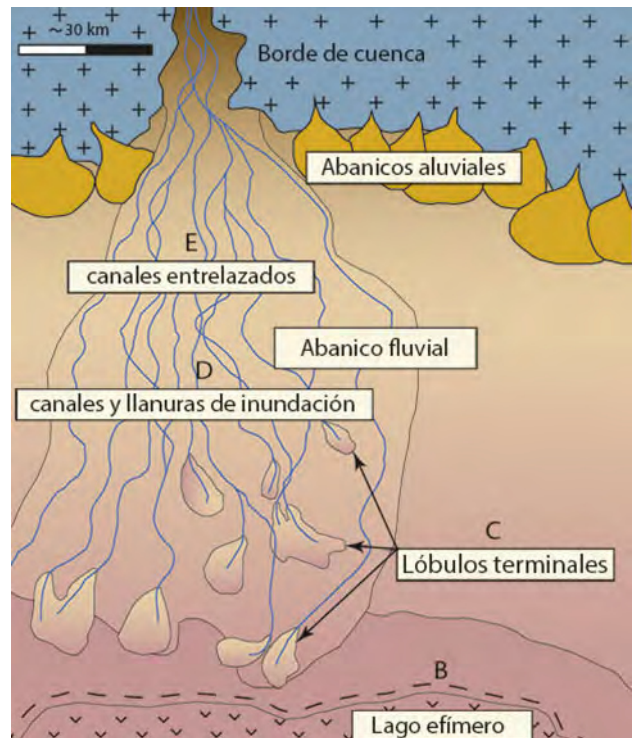


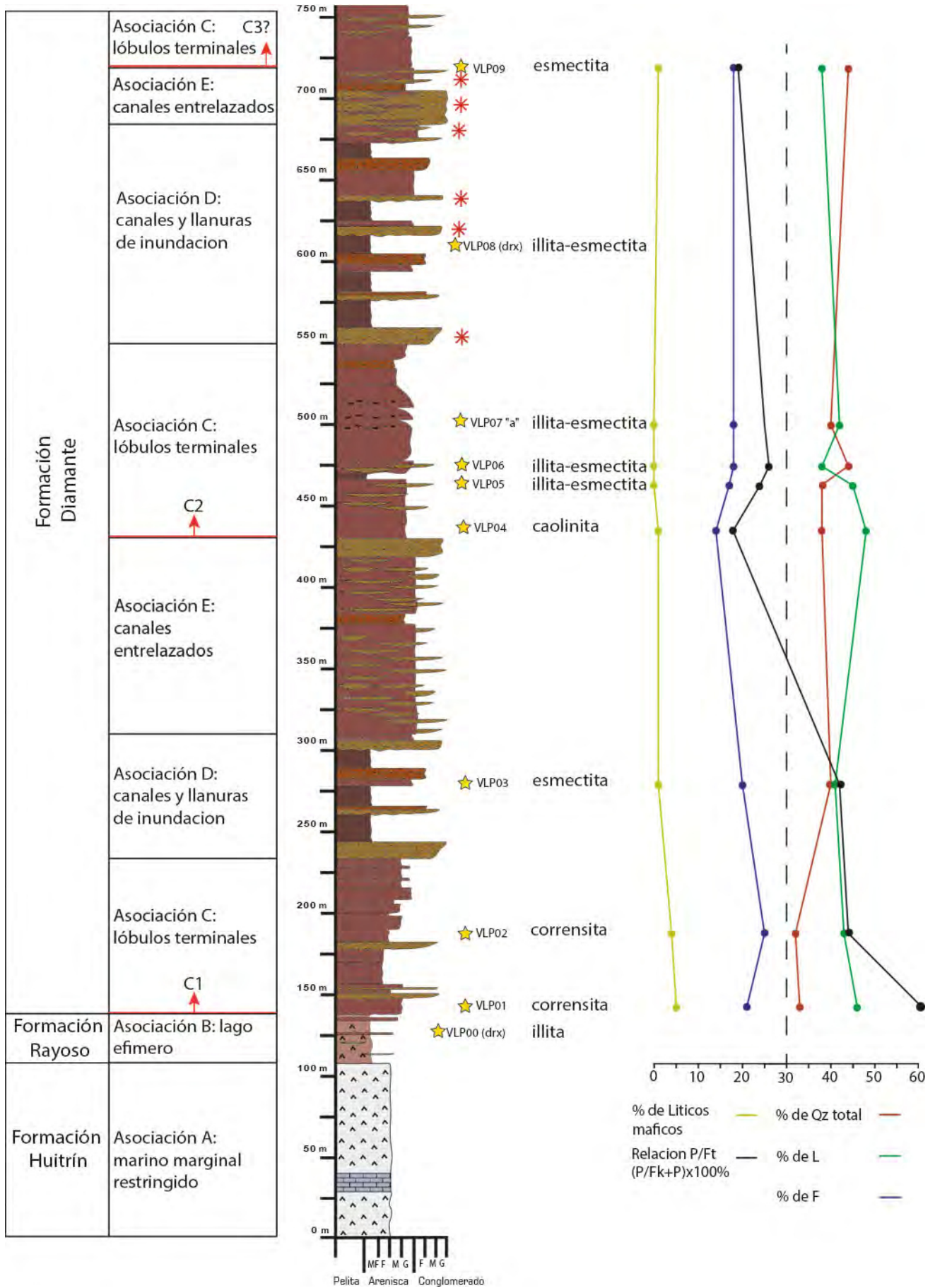
Figura 15. Modelo depositacional en el que se muestra la distribución de las facies en un abanico fluvial de ambiente árido (tomado y modificado de Moscariello, 2017).

Figure 15. Deposit model in which the distribution of the facies is shown in a fluvial fan of an arid environment (taken and modified from Moscariello, 2017).

de la sección de Vega de los Patos, no se observan grandes cambios en la composición de las areniscas (Fig. 16) sugiriendo que las áreas de aporte fueron las mismas durante toda la depositación de la sucesión.

Modelo depositacional

Las interpretaciones paleoambientales de las asociaciones de facies, permiten determinar que la sección analizada presenta una transición o paraconcordancia entre la parte inferior, la cual se interpreta como depósitos de ambiente marino marginal restringido y la superior que se ajusta al modelo depositacional de abanicos fluviales o *fluvial fan* descritos por Moscariello (2017). Este modelo permite relacionar las variaciones verticales que muestran las facies, con una progradación del sistema, posiblemente relacionada a pulsos de levantamiento tectónico (Fig. 15). Estos pulsos de levantamiento, generaron una migración del sistema hacia el interior de la cuenca, dando como resultado



un apilamiento sedimentario, que indica un pasaje transicional entre asociaciones de facies, desde distales a proximales.

En la zona de estudio, Cruz (1993), describió facies de cursos entrelazados, cursos de alta sinuosidad y llanuras de inundación, como sistemas independientes relacionados a variaciones en el nivel de base. En este trabajo facies similares, se interpretan como parte de un mismo sistema depositacional. Cruz (1993) describió, además, facies de abanicos aluviales en zonas aledañas, pero concluye la ausencia de estas en la Vega de los Patos, atribuyendo esto a una posición más interna dentro de la cuenca. Estas facies de abanicos aluviales no suelen superar los 10 km de extensión radial, lo que refuerza la idea de proximidad al borde de la cuenca (Moscariello, 2017). El concepto de mega abanico fluvial, como ambiente depositacional fue propuesto por Kelly y Olsen (1993) y atribuido a las rocas del Grupo Neuquén en el sector norte de la cuenca por Manacorda *et al.* (2004). Este concepto tomó relevancia en los trabajos más recientes, donde Asurmendi y Sánchez (2014) los mencionan como mega abanicos terminales y Borghi *et al.* (2017) como mega abanicos fluviales. Estos sistemas nacen de ríos confinados dentro de cordilleras, los cuales producen un patrón radial de dispersión de escorrentías cuando alcanzan llanuras abiertas, generando acumulaciones en forma de abanico, causada por la avulsión o el fraccionamiento del flujo. Los abanicos fluviales, producen una amplia gama de procesos depositacionales, que se encuentran dentro del espectro fluvial clásico. Estos sistemas suelen alcanzar radios y superficies mucho más grandes que los abanicos aluviales, del orden de los 700 km de longitud, como es el caso actual del Río Pilcomayo en Argentina y Paraguay. La vida útil prolongada de estos sistemas depositacionales, plantea nuevas preguntas de investigación destinadas

a desentrañar y predecir las heterogeneidades estratigráficas a escala del sistema, impulsadas por complejas historias de agradación que pueden dar como resultado diferentes estilos depositacionales superpuestos (Moscariello, 2017).

Estratigrafía

La relevancia de la discordancia Intersenoniana a esta latitud de la cuenca es desconocida, no hay trabajos previos que la describan. El más cercano, es el trabajo de Balgord y Carrapa (2016) en la localidad de Malargüe, unos 100 km al sur, donde las facies allí descritas difieren de las aquí mencionadas, ya que permiten atribuir las al Grupo Neuquén, discriminando sus diferentes formaciones. En dicho trabajo los autores establecen un gap de erosión o no depositación de 25 Ma, que abarca la totalidad de la Formación Rayoso, poniendo en contacto directo la Formación Huitrín con el Grupo Neuquén. Utilizando la edad máxima depositacional de la Formación Huitrín del mencionado trabajo (124 Ma) y las realizadas por Gómez *et al.* (2019) en las primeras areniscas de la Formación Diamante (107 Ma) el gap bajaría a 17 Ma, contemplando que el dato de la Formación Huitrín aún es de una posición distante. Considerando que no se observaron evidencias de la presencia de dicha discontinuidad a lo largo de la sección relevada, se asume una transición o una paraconcordancia entre los estratos analizados.

Según Legarreta *et al.* (1993), el Miembro Inferior de la Formación Diamante corresponde a la Formación Rayoso. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, Balgord y Carrapa (2016) proponen que la discordancia Intersenoniana abarca la totalidad de la Formación Rayoso en la localidad de Malargüe, poniendo en contacto directo a la Formación Huitrín con la Formación Diamante. En este trabajo se sigue lo propuesto por Legarreta *et al.* (1993), incluyendo

Figura 16. Sección simplificada, a la izquierda se observan las unidades estratigráficas, las correspondientes asociaciones de facies y los ciclos estratigráficos. En el centro se encuentra la sección simplificada con la distribución de las muestras extraídas, la variación de las arcillas y la aparición de clastos carbonáticos (asteriscos rojos). Hacia la derecha, las curvas de variación porcentual del cuarzo total, líticos, feldespatos, líticos máficos y la relación P/Ft a lo largo de la columna.

Figure 16. Simplified section, to the left the stratigraphic units, the corresponding facies associations and stratigraphic cycles are observed. In the center is the simplified section with the distribution of the extracted samples, the variation of clays and the appearance of carbonate clasts (red asterisks). To the right, the percentage-change curves for total quartz, lithics, feldspars, mafic lithics and the P/Ft ratio along the column.

a las pelitas dentro de la Formación Rayoso y a las evaporitas infrayacentes en la Formación Huitrín (Fig. 16).

CONCLUSIONES

- El Grupo Bajada del Agrio, depositado previamente al primer pulso importante de levantamiento de los Andes, está representado en Vega de los Patos por las evaporitas y los clásticos finos de la base de la sección.
- La Formación Diamante está representada por los clásticos rojos que se encuentran por encima de las pelitas laminadas con intercalaciones de yeso/anhidrita.
- El contacto entre los depósitos de la Formación Huitrín y Rayoso es transicional.
- El contacto entre los depósitos de la Formaciones Rayoso y Diamante es transicional o paraconcordante.
- El ambiente depositacional de las formaciones, Huitrín y Rayoso en la zona, corresponde a un sistema marino marginal restringido, que pasa transicionalmente a facies de lago efímero.
- El ambiente depositacional de la Formación Diamante en la zona, corresponde a un sistema progradante de abanico fluvial, el cual se encuentra conformado por dos ciclos depositacionales.
- La discordancia Intersenoniana documentada en el centro de la cuenca, no se pudo identificar en la sección analizada, observándose contactos transicionales o paraconcordantes entre las diferentes asociaciones de facies, siendo los cambios angulares propios de la estructura anticlinal.
- El análisis de procedencia para la Formación Diamante indica que la fuente de aporte sedimentario es mixta, entre un orógeno reciclado y un arco volcánico disectado. Los sedimentos provienen tanto de la erosión del Bloque de San Rafael hacia el este como de la incipiente cordillera de los andes hacia el oeste.
- La aparición de niveles conglomerádicos con clastos de rocas carbonáticas procedentes de la Formación Agrio (Cretácico Inferior), refleja el aporte de parte de la sucesión carbonática mesozoica inferior, probablemente como consecuencia de un pulso de levantamiento tectónico.
- El principal cambio observado en la procedencia sedimentaria, es la presencia de plagioclasa y clastos andesíticos-basálticos en las muestras VLP01 y VLP02, las cuales también muestran un aumento en la relación P/Ft y en la presencia de analcima como cemento, indicando un aporte dominante de rocas volcánicas andesíticas-basálticas.
- Las variaciones en la composición de las arcillas a lo largo de la sección, indican condiciones de depositación áridas y alcalinas para la base de la Formación Diamante que cambian a un ambiente de clima húmedo y condiciones ácidas en el sector medio.
- La presencia de analcima y carbonato de calcio como cementos, afectan notablemente la porosidad de las areniscas, sellando completamente los espacios porales en los que se encuentran.
- La disolución de clastos y cementos es el principal proceso formador de porosidad secundaria.

Agradecimientos

Al Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (CONICET-UNRN) que brindó sus instalaciones y laboratorios, a los técnicos Juan Ison, Martín Parada y al Lic. Martín Arce por la ayuda brindada y a la Asociación Geológica Argentina por financiar parte del trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Asurmendi, E., y M. L. Sánchez, 2014. Análisis petrográfico y procedencia de las sedimentitas de las Formaciones Candeleros y Huincul (Cretácico Inferior-Superior), región occidental de cuenca Neuquina, provincia de Neuquén, Argentina. *IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*. Actas: 169-176.
- Arregui, C., O. Carbone y H. A. Leanza, 2011. Contexto tectosedimentario. *XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*: 29-36.
- Balgord, E.A. y B. Carrapa, 2016. Basin evolution of Upper Cretaceous–Lower Cenozoic strata in the Malargüe fold-and-thrust belt: northern Neuquén Basin, Argentina. *Basin Research* 28 (2):183-206.
- Borghi, P., R. Gómez Omil, L. Fennell, A. Folguera y M. Naipauer, 2017. Nuevas evidencias del levantamiento del sur de los Andes Centrales (36° S) durante la depositación del Grupo Neuquén. *XX Congreso Geológico Argentino*. Libro Digital: 2932-3697.
- Broens, S. y D. M. Pereira, 2005. Evolución estructural de la zona de transición entre las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(4):685-695.
- Cruz, C. E., 1993. Facies y estratigrafía secuencial del Cretácico

- Superior en la zona río Diamante, Provincia de Mendoza, Argentina. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos*. Actas 1:46-54.
- Dedić, Ž., N. Ilijanić y S. Miko**, 2018. A mineralogical-petrographical study of evaporites from Mali Kukor, Vranjkovići and Slane Stine quarry (Upper Permian evaporites from Dalmatia, Croatia). *Geologia Croatica* 71(1):19-28.
- D'Elia, L., M. Muravchik, J. R. Franzese y A. Bilmes**, 2012. Volcanismo de sin-rift de la Cuenca Neuquina, Argentina: relación con la evolución Triásico Tardía-Jurásico Temprano del margen Andino. *Andean geology* 39(1):106-132.
- Di Giulio, A., A. Ronchi, A. Sanfilippo, M. Tiepolo, M. Pimentel y V. A. Ramos**, 2012. Detrital zircon provenance from the Neuquén Basin (south-central Andes): Cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc-foreland basin. *The Geological Society of America* 40 (6):559-562.
- Di Giulio, A., A. Ronchi, A. Sanfilippo, E. A. Balgord, B. Carrapa, y V. A. Ramos**, 2016. Cretaceous evolution of the Andean margin between 36° S and 40° S latitude through a multiproxy provenance analysis of Neuquén Basin strata (Argentina). *Basin Research* 29:1-21.
- Dickinson, W. R.**, 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Research* 40(2):695-707.
- Dickinson, W. R., L. S. Beard, G. R. Brakenridge, J. L. Erjavec, R. C. Ferguson, K. F. Inman, R. A. Knepp, F. A. Lindberg y P. T. Ryberg**, 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin* 94:222-235.
- Dickson, J. A. D.**, 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature* 205 (4971):587-587.
- Escayola, M. P., M. Pimentel y R. Armstrong**, 2007. Neoproterozoic backarc basin: sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology* 35:495-498.
- Fennell, L. M., A. Folguera, M. Naipauer, G. Gianni, E. A. Rojas Vera, G. Bottesi y V. A. Ramos**, 2015. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquén Group (35° 30'-37° S). *Basin Research* 29:51-72.
- Folk, R.L., P.B. Andrews y D.W. Lewis**, 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 13:937-968.
- Franchini, M., A. Rainoldi, J. Pons, A. Giusiano, A. Impiccini y N. Cesaretti**, 2014. Trazadores diagenéticos de las paleomigraciones de hidrocarburos en las areniscas rojas Cretácicas del Grupo Neuquén, cuenca Neuquina. *IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburo*, Actas: 203-222.
- Franzese, J. R. y L. A. Spalletti**, 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14(3):257-270.
- Gabriele, N. A.**, 2016. Evapofacies del Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior, Cuenca Neuquina, Argentina): paleoambientes, evolución y controles. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 23 (1):35-69.
- Garrido, A.**, 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén Cretácico Superior de la cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 12 (2):121-177.
- Gianni, G. M., F. M. Dávila, A. Echaurren, L. Fennell, J. Tobal, C. Navarrete, P. Quezada, A. Folguera y M. Giménez**, 2018. A geodynamic model linking Cretaceous orogeny, arc migration, foreland dynamic subsidence and marine ingression in southern South America. *Earth-Science Reviews* 185:437-462
- Gómez R., M. Tunik y S. Casadio**, 2017. Análisis sedimentológico - petrográfico del Grupo Neuquén (Cretácico Superior) en el área Vega Grande, sur de Mendoza. *XX Congreso Geológico Argentino*, Libro Digital: 775-782.
- Gómez, R., L. Lothari, M., Tunik y S. Casadio**, 2019. Onset of foreland basin deposition in the Neuquén Basin (34°-35° S): New data from sedimentary petrology and U-Pb dating of detrital zircons from the Upper Cretaceous non-marine deposits. *Journal of South American Earth Sciences* 95:102-257.
- Ingersoll, R. V., T. F. Fullard, R. L. Ford, J. P. Grimm, J. D. Pickle y S. W. Sares**, 1984. The effect of grain size on detrital modes; a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Research* 54:103-116.
- Leanza H.A.**, 2003. Las sedimentitas huirinianas y rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la cuenca Neuquina, Argentina. *Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Serie Contribuciones Técnicas, Geología* 2:1-31.
- Lescano, M. A., D. G. Lazo, C. S., Cataldo, M. B., Aguirre-Urreta y A. Concheyro**, 2015. Primer hallazgo de nanofósiles calcáreos en el Miembro La Tosca, Formación Huitrín, Sierra de Cara Cura, Mendoza. *Reunión de Comunicaciones "60 años (1955 2015)" de la Asociación Paleontológica Argentina*. Actas RCAPA 2015: 71-72.
- Kelly, S. B., y H. Olsen**, 1993. Terminal fans: a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology* 85(1-4): 339-374.
- Legarreta L. y A. Boll**, 1982. Formación Huitrín. Análisis estratigráfico y esquema prospectivo. Provincia de Mendoza. *YPF, Informe interno* (inédito).
- Legarreta, L., C. A. Gulisano y M. A. Uliana**, 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. *XII Congreso Geológico Argentino*. Relatorio 1 (9): 87-114.
- Naipauer, M., F. Tapia, M. Farías, M. M. Pimentel y V. A. Ramos**, 2014. Evolución mesozoica de las áreas de aporte sedimentario en el sur de los Andes Centrales: El registro de las edades U-Pb en circones. *XIX Congreso Geológico Argentino*. Actas: 1632-1633.
- Naipauer, M., F. Tapia, J. Mescua, M. Farías, M. M. Pimentel y V. A. Ramos**, 2015. Detrital and volcanic zircon U-Pb ages from southern Mendoza (Argentina): An insight on the source regions in the northern part of the Neuquén Basin. *Journal of South American Earth Sciences* 64:434-451.
- Manacorda, L., A. Cafferata, D. Boggetti, M. Pacheco, L. Barrionuevo, M. Reinante y V. Meissingern**, 2004. Modelo paleoambiental del Grupo Neuquén en la zona norte de la cuenca Neuquina. *X Reunión de Sedimentología* 10:88-90.
- Miall, A.D.**, 1996. The geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. *Springer*, Berlin.
- Moscariello, A.**, 2017. Alluvial fans and fluvial fans at the margins of continental sedimentary basins: geomorphic and sedimentological distinction for geo-energy exploration and development. *Geological Society, Special Publications* 440: 215-243.
- Mpodozis, C. y V.A. Ramos**, 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series* 11:59-90.

- Mpodozis, C.** y **V.A. Ramos**, 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. *Revista de Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 481-497.
- Muñoz, M., F. Tapia, M. Persico, M. Benoit, R. Charrier, M. Farías y A. Rojas**, 2018. Extensional tectonics during Late Cretaceous evolution of the Southern Central Andes: Evidence from the Chilean main range at ~ 35° S. *Tectonophysics* 744:93-117.
- Ramos, V.A., T.E. Jordan, R.W. Allmendinger, C. Mpodozis, S.M. Kay, J.M. Cortes y M.A. Palma**, 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine Chilean Andes. *Tectonics* 5 (6): 855-880.
- Ramos, V. A.**, 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research* 7 (4): 1009-1026.
- Ramos, V. A., A. Mosquera, A. Folguera y E. García Morabito**, 2011. Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. *XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*. 335-348.
- Rocha-Campos, A. C., M. A. Basei, A. P. Nutman, L. E. R. Kleiman Varela, E. Llambias, F. M. Canile y O. Da Rosa**, 2010. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Parana Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research* 19:509-523.
- Scasso, R. A. y C. O. Limarino**, 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. *Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación especial*.
- Scivetti, N. y J. R. Franzese**, 2019. Late Triassic-Late Jurassic subsidence analysis in Neuquén Basin central area. *Journal of South American Earth Sciences* 94:102-230.
- Sruoga, P., M. Etcheverría, A. Folguera y D. Repol**, 2000. Descripción geológica de la Hoja 3569-I, Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. *Servicio Geológico Nacional* (Inédito).
- Tunik, M. A.**, 2001. *Análisis sedimentológico y tectónico de la primera ingresión atlántica en la Alta Cordillera de Mendoza*. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito).
- Tunik, M., A. Folguera, M. Naipauer, M. Pimentel y V. A. Ramos**, 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489(1):258-273.
- Wang, G., P. Li, F. Hao, H. Zou y X. Yu**, 2015. Dolomitization process and its implications for porosity development in dolostones: A case study from the Lower Triassic Feixianguan Formation, Jiannan area, Eastern Sichuan Basin, China. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 131:184-199.
- Zavala, C., y J.J. Ponce**, 2011. La Formación Rayoso (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 205-222.

Fluvial deposits of the Diamante Formation as a record of the Late Cretaceous tectonic activity in the Southern Central Andes, Mendoza, Argentina

*Ricardo Gómez^{1,2,3}, Maisa Tunik^{1,2} y Silvio Casadío^{1,2}

¹ Universidad Nacional de Río Negro. Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Av. Roca 1242, General Roca, Río Negro, Argentina. rgomez@unrn.edu.ar; mtunik@unrn.edu.ar; scasadio@unrn.edu.ar.

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Av. Roca 1242, General Roca, Río Negro, Argentina.

³ Museo de Historia Natural de San Rafael, Av. Balloffet S/N° frente al Parque Mariano Moreno, San Rafael, Mendoza, Argentina.

* Corresponding author: rgomez@unrn.edu.ar

ABSTRACT. The Upper Cretaceous nonmarine deposits of the Neuquén Basin have an important regional exposure. These deposits are included in the Neuquén Group, a well-studied unit in both the south and central part of the basin. However, the northernmost exposed between the Laguna del Diamante and the Atuel River-assigned to the Diamante Formation-have not been studied in detail. In the studied area, the Diamante Formation corresponds to a braided fluvial system with moderate sinuosity evolving through time towards an anastomosing fluvial system. Petrographic analyses indicate that sandstones belong to feldspatic litharenites and litharenites, while the source area indicates provenance from both a recycled orogen and a transitional arc. The latter could be linked to the exhumation of the Andean orogen located to the west and to the input from the north-eastern border of the Neuquén Basin, represented by the rocks currently exposed in the San Rafael Block. On a macroscopic scale, the presence of calcareous lithic fragments in the mid and upper part of the surveyed stratigraphic section, strongly suggest an input from the west. This indicates an important change in the polarity of the basin and the presence of a deformation front located to the west of the study area in accordance to previous proposals in equivalent deposits to the south of study area.

Key words: Neuquén Basin, Diamante Formation, Fluvial systems, Detrital modes, Andean orogen.

RESUMEN. Depósitos fluviales como un registro de la actividad tectónica del Cretácico tardío en el sur de los Andes centrales, Argentina. Los depósitos continentales del Cretácico Superior de la cuenca Neuquina tienen una importante exposición regional. Estos depósitos se incluyen en el Grupo Neuquén, unidad muy estudiada tanto en el sur como en el centro de la cuenca. Sin embargo, los afloramientos más septentrionales que se encuentran entre la laguna del Diamante y el río Atuel, asignados a la Formación Diamante, no han sido estudiados en detalle. La Formación Diamante, en el área estudiada, corresponde a depósitos de un sistema fluvial entrelazado de sinuosidad moderada que evoluciona a través del tiempo a un sistema fluvial anastomosado. El análisis petrográfico indica que las areniscas corresponden a litoarenitas feldespáticas y litoarenitas, mientras que el área de aporte es compatible con una procedencia desde un orogeno reciclado y un arco magmático transicional. Esto último podría estar asociado tanto a la exhumación del orógeno Andino situado al oeste, como así también al aporte desde el borde nororiental de la cuenca Neuquina, representado por las rocas actualmente expuestas en el Bloque San Rafael. En una escala macroscópica, la presencia de fragmentos líticos calcáreos en la parte media y superior de la sección estratigráfica relevada, confirma el aporte desde el oeste. Esto indica un cambio importante en la polaridad de la cuenca y la presencia de un frente de deformación ubicado al oeste de la zona de estudio, de acuerdo con las propuestas anteriores en depósitos equivalentes ubicados al sur del área estudiada.

Palabras clave: Cuenca Neuquina, Formación Diamante, Sistemas fluviales, Modas detríticas, Orógeno Andino.

1. Introduction

The Upper Cretaceous nonmarine deposits in the central-western area of Argentina are widely exposed in the provinces of San Juan, Mendoza, Neuquén, and Río Negro, reaching a thickness of 1,600 m at some localities (Orts *et al.*, 2012). These deposits are composed by red nonmarine facies, rich in vertebrate fossils, which were deposited during the Cenomanian-Campanian, reflecting the development of large fluvial systems with intercalations of aeolian systems and shallow lakes (Garrido, 2010 and references therein). In the central and southern areas of the Neuquén Basin, lithofacies, facies association, petrography and U-Pb ages from detrital zircons, indicate that the sedimentary rocks included in the Upper Cretaceous Neuquén Group would have been linked to the early uplift of the Andean orogen (Fig. 1) (Tunik *et al.*, 2010; Di Giulio *et al.*, 2012, 2016; Balgord and Carrapa, 2016; Fennell *et al.*, 2017a). Before deposition of the Neuquén Group, the positive areas were located towards the east and behaved as source areas for fluvial systems and perennial lakes. Those perennial lakes with variable salinity were affected by hyperpycnal discharges and are represented by the sedimentary rocks grouped within the Rayoso Formation (Zavala *et al.*, 2001; Ponce *et al.*, 2002). The northern outcrops of the Neuquén Group located between Laguna del Diamante and Atuel River (Figs. 1 and 2), receive the name of Diamante Formation (discussed below). These deposits have not been studied in detail and are relevant for the geological background used by oil companies such as YPF (Cruz, 1993). Sruoga (2000) studied the regional geology of the Maipo Volcano area, while Broens and Pereira (2005) focused on the structural study of the area. The studied area is located in the central-western sector of Mendoza province (Fig. 2), approximately 120 km west from the city of San Rafael and 13 km from the town of Las Aucas, in the Vega Grande oil field. The results of facies analysis and the petrographic characterization of sandstone facies were carried out to identify the provenance areas and attempt a paleoenvironmental interpretation of the Diamante Formation.

2. Geological setting

The Neuquén Basin is located on the eastern side of the Andes in Argentina (32-40° S) and contains a

thick rock succession recording the interplay between tectonics, sea level and volcanic activity controlling the development of marine versus nonmarine conditions (Howell *et al.*, 2005). It is bounded to the northeast by the San Rafael Block and to the southeast by the North Patagonian Massif, while its western margin corresponds to the Andean volcanic arc (Fig. 1). The basin presents two distinct sectors: north of ~35° S, it comprises a narrow north-south trough (90 km wide), while south of this latitude it spreads eastwards in the Neuquén Embayment (Bracaccini, 1970), where it reaches a width of 300 km. The history of the basin reflects the tectonic evolution of the Andes at these latitudes. It began with Triassic extensional processes in a retroarc environment followed by thermal subsidence events and local tectonic inversion events during the Jurassic-Cretaceous interval (Vergani *et al.*, 1995; Howell *et al.*, 2005; Silvestro and Zubiri, 2008; Armas and Sánchez, 2013 among others). Beginning in the Late Cretaceous, and due to the initial Andean uplift, it underwent the typical evolution of a foreland basin (Ramos, 1999; Tunik *et al.*, 2010).

The basement of the basin is known as the Choiyoi Group, a Permian-Triassic rhyolitic-dacitic rock sequence interbedded with clastic successions. This unit represents the transition from a magmatic arc setting towards an extensional within-plate regime along the southwestern Gondwana margin (Llambías *et al.*, 2003; Martínez and Giambiagi, 2010; Fennell *et al.*, 2017a). The infill of the basin started in the Late Triassic-Lower Jurassic with the development of isolated hemigrabens controlled by normal faults. Synrift deposits consist of volcanic, volcanoclastic and sedimentary rock successions deposited in a series of isolated depocenters (Legarreta and Gulisano, 1989; Cristallini *et al.*, 2009; Giambiagi *et al.*, 2009). With the connection of these isolated depocenters, the Early Jurassic records the first marine transgression from the Pacific. The full cycle is represented in the basin by the intercalation of marine sandstones, shales and evaporites (Gulisano and Gutiérrez Pleimling, 1994). A second transgressive-regressive cycle took place in the Late Jurassic-Early Cretaceous and is represented by sedimentary rock sequences included in the Mendoza and Bajada del Agrío Groups. The Titho-Neocomian Mendoza Group includes different units composed by marine organic black shales rich in organic matter, thinly laminated limestones and sandstones, grading-up and interfingering with

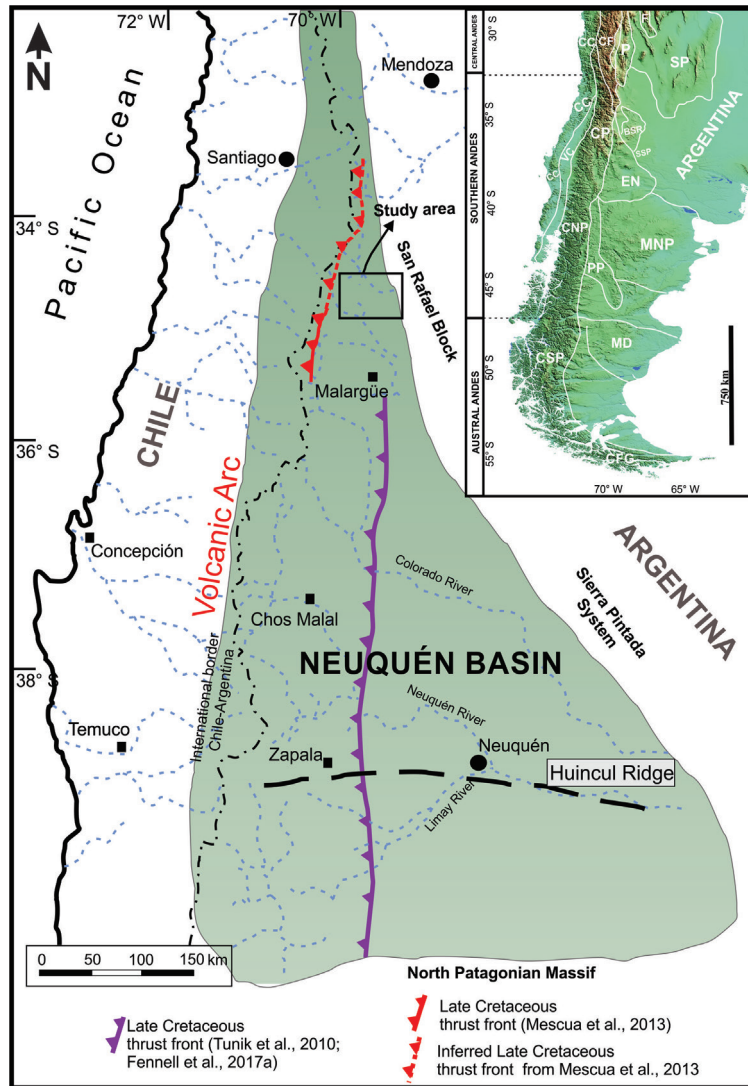


FIG. 1. Map showing the location of the Neuquén Basin and the study area (modified from Tunik *et al.*, 2010; Mescua *et al.*, 2013; Folguera *et al.*, 2015; Balgord and Carrapa, 2016; Fennell *et al.*, 2017a, b). Up to the right, main morphostructural provinces in which the Southern Andes are divided. CC: Cordillera de la Costa; CF: Cordillera Frontal; P: Precordillera; F: Sistema de Famatina; SP: Sierras Pampeanas; VC: Valle Central; CP: Cordillera Principal; BSR: Bloque San Rafael; EN: Engolfamiento Neuquino; CNP: Cordillera Norpatagónica; PP: Precordillera Patagónica; MNP: Macizo Norpatagónico; MD: Macizo del Deseado; CSP: Cordillera Surpatagónica; CFG: Cordillera Fueguina; SSP: Sistema de Sierra Pintada (Mpodozis and Ramos, 1989; Tassara and Yáñez, 2003; Folguera *et al.*, 2015).

nonmarine redbeds and evaporites of the Bajada del Agrío Group (Tunik *et al.*, 2010 and references therein). The Bajada del Agrío Group (Huitrín and Rayoso formations), marks the disconnection of the Neuquén Basin from the Pacific Ocean and the beginning of the continentalization of the basin (Leanza, 2003 among others). During the Late Cretaceous,

the Neuquén Basin evolved into a foreland stage, reflected by the beginning of a new sedimentation cycle represented by sedimentary rocks of the Neuquén Group. The inception of a compressional regime in Late Cretaceous times, coincident with a major tectonic plate reorganization, controlled the Late Cretaceous to Cenozoic paleogeography (Somoza and

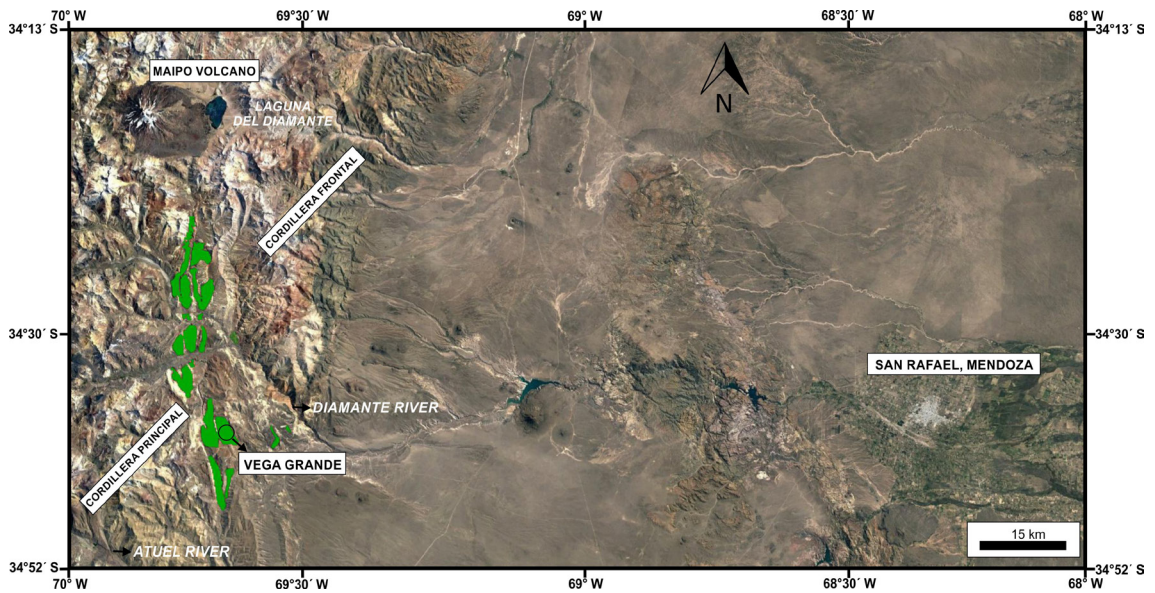


FIG. 2. Detail of the location with the main morpho-structural units, rivers and the city of San Rafael to the right of the map. In green, outcrops of the Diamante Formation between Atuel river and the Laguna del Diamante, Mendoza, Argentina (Satellite image taken from free software Google Earth Pro).

Zaffarana, 2008; Tunik *et al.*, 2010; Orts *et al.*, 2012). A new transgression took place from latest Cretaceous to Paleocene times, this time from the Atlantic Ocean, which is represented by the sedimentary rocks of the Malargüe Group (Aguirre Urreta *et al.*, 2011). The foreland basin stage was interrupted between late Oligocene and early Miocene times, but resumed in the middle Miocene, when the last major contractional stage became responsible for the final shaping of the Southern Central Andes at these latitudes (Fennell *et al.*, 2017a and references therein).

2.1. Stratigraphy of the Late Cretaceous foreland stage

In the central and northern area of the Neuquén Basin, the Upper Cretaceous nonmarine deposits are included in the Neuquén Group, while in northern Mendoza and San Juan provinces they are included in the Diamante Formation. The Neuquén Group contains the syn-orogenic deposits within the early Andean foreland basin and is subdivided into three subgroups (Río Limay, Río Neuquén, the Río Colorado) and seven formations: Candeleros, Huincul and Cerro Lisandro formations in the Río Limay Subgroup; Portezuelo and Plottier formations

in the Río Neuquén Subgroup; Bajo de la Carpa and Anacleto formations in the Río Colorado Subgroup (Cazau and Uliana, 1973; Uliana *et al.*, 1975; Ramos, 1981; Garrido, 2010). A nonmarine environment is interpreted for the Neuquén Group, including braided and meandering fluvial systems, aeolian and lacustrine environments (Garrido, 2010; Sánchez and Asurmendi, 2016; Asurmendi *et al.*, 2017). This sedimentary succession is interrupted by the unconformably overlying Maastrichtian-Danian marine facies of the Malargüe Group (Aguirre-Urreta *et al.*, 2008 and references therein). The unconformity at the bottom of the Neuquén Group is a basin scale unconformity observed along the whole orogenic front (Legarreta and Gulisano, 1989; Leanza, 2003, 2009; Mosquera and Ramos, 2006, Tunik *et al.*, 2010); however, it is not visible in the studied area because the contact with the underlying Rayoso Formation is transitional (Lothari *et al.*, 2018). The only radiometric age reported for the Neuquén Group yielded an age of 88 ± 3.9 Ma based on a fission-track analysis made on a tuff at the base of the Huincul Formation in the Cerro Policía area, located 600 km to the south of the studied area (Corbella *et al.*, 2004). On the other hand, based

on the youngest detrital zircons, the maximum sedimentation age of the Candeleros Formation is ca. 100 Ma in southern Mendoza Province (Tunik *et al.*, 2010; Di Giulio *et al.*, 2012; Fennell *et al.*, 2017a; Balgord and Carrapa, 2016).

Regarding nomenclature, the choice between Diamante Formation and Neuquén Group has been a stratigraphic controversy since the pioneer studies carried out by Groeber (1946). This discrepancy was generated by the different background and elements that were taken into account to correlate these units at a regional-level, given the absence of guide levels and fossil content. Some authors prefer to use Neuquén Group based on the stratigraphic similarities (Legarreta and Gulisano, 1989; Cruz, 1993; Fennell *et al.*, 2017a; Horton *et al.*, 2016). However, it is not always possible to detect the same facies arrangement, probably due to changes in the sedimentation controls, among other factors. Nowadays, the age of detrital zircons is an important tool used to correlate between the nonmarine deposits outcropping in Mendoza province and the Neuquén Group defined further south (Fennell *et al.*, 2017b). Taking into account all of the above, in this contribution we consider it is more appropriate to use Diamante Formation when referring to the studied rocks. A future challenge is to obtain more correlation elements for the Diamante Formation located between the Laguna del Diamante and the Atuel River, with respect to the Upper Cretaceous sedimentary rock located to the south and north of the study area.

3. Methodology

This study reports new sedimentological and petrographic data from the Diamante Formation. These are used to identify depositional environments, establish stratigraphic correlations, to analyse textural and compositional features on sandstones and characterize the provenance based on clast-counting.

The stratigraphic analysis of the non-marine Upper Cretaceous succession was based on the survey of the stratigraphic section at a metric scale in Vega Grande area. Fieldwork included a detailed description of outcrops and measurements of Vega Grande stratigraphic section. Characterization of sedimentary facies was based on lithology, sedimentary structures (types, dimensions and orientation in case of having directional character) and internal organization. The codes system to

denominate those sedimentary facies was based on Miall (1996) with slight modifications (Table 1).

On the other hand, a systematic sampling of sandstones was carried out based on a detailed stratigraphic section (34°40'15.68"S/69°40'4.27"W). These were later observed under a magnifying glass for a complete macroscopic description. Seventeen standard 30 µ thin sections were analyzed, impregnated with blue epoxy resin in order to highlight the porosity, stained with alizarin red to distinguish dolomite and calcite and also with *potassium ferricyanide* to distinguish ferroan and non-ferroan calcite. After analyzing the section, 10 thin sections were selected based on their degree of alteration for the study of detrital modes and provenance (Table 2). The sandstones were classified following Folk *et al.* (1970) and the Gazzi-Dickinson method was used for the provenance analyses. All data was later plotted in the discrimination provenance diagrams of Dickinson *et al.* (1983).

4. Results

4.1. Sedimentological analysis

In the area of Vega Grande, the Diamante Formation outcrops with a thickness of 377 m. Its base is covered and towards the top a transitional passage to shallow marine deposits of the Saldeño Formation is recorded (Tunik, 2001). In this area, the unit is divided into two upward-fining and thinning rock sequences, composed by clastic deposits in which conglomeratic, sandy and mudstone facies were identified (Fig. 3).

Nine facies were established (Table 1, Gómez *et al.*, 2016a, b). Conglomeratic facies of variable lateral extension (from 1 to 14 m) and thickness (up to 5 m) present lenticular and chaotic geometries. Clast-supported orthoconglomerates (Gcm, Gct) are the most abundant facies while matrix-supported orthoconglomerates (Gmm) are present in a lower proportion. They crop out as continuous depositional cycles that begin with coarse-conglomeratic, followed by coarse-sandstone facies and finish with medium to fine sandstone facies (Sp, Sm) with bioturbation (Sm). The sandstone facies not only appear associated with conglomeratic facies, but also appear showing both the ribbon and sheet geometries as individual bodies (Sp, Sm, Sh). On the other hand, mudstone facies are represented by tabular and sheet geometries, often semi-covered and with an

TABLE 1. DESCRIPTIONS AND INTERPRETATIONS OF FACIES ORDERED BY GRAIN SIZE AND TYPE OF SEDIMENTARY STRUCTURES. BASED ON MIALI (2014) AND REFERENCES THEREIN.

Facies code	Lithology	Sedimentary structures	Geometry	Interpretation	Observations
Gcm	Clast-supported conglomerate	Massive	Lenticular- Diffuse	Hyperconcentrated flow-Sediment gravity flows	Carbonates and volcanic rock fragments, poorly to well sorted, slight imbrication
Gct	Clast-supported conglomerate	Tangential and festoon cross-bedding	Lenticular-diffuse-on wedge	Unidirectional migration of subaqueous three-dimensional dunes	Carbonates and volcanic rock fragments, poorly sorted
Gmm	Matrix supported conglomerate	Massive	Lenticular	Confined flow with high concentration of suspended sediments and poor capacity for size selection.	Volcanic rock fragments poorly sorted
Sp	Coarse to medium sandstone	Tangential cross-bedding	Diffuse	Unidirectional migration of subaqueous three-dimensional dunes	They are rare in the section. Presence of Traction-carpets
Sm	Coarse to fine sandstone	Massive	Tabular-Lenticular-Diffuse	Product of a rapid deposition process during periods of high discharge of water and sediments	Carbonates and volcanic rock fragments, traction-carpets, bioturbation and carbonate nodules in the fine fraction
Sh	Medium to fine sandstone	Horizontal lamination	Diffuse	Transport in conditions of high flow regime	
Fm	Mudstone	Massive, in some cases with incipient parallel stratification	Tabular-mantiform	Decanting of fine material produced during the final stage of decay in flow velocity	Partially covered, little compaction, undifferentiated bioturbation
Fl	Mudstone	Horizontal lamination	Tabular-Diffuse	Suspension load fall-out of mud	
Fr	Mudstone	Parallel and ripple cross lamination.	Mantiform	Suspension load fall-out of mud	Undifferentiated bioturbation

TABLE 2. MODAL COMPOSITION OF THE ANALYZED SAMPLES.

		SAMPLES-VEGA GRANDE (% in weight)									
		VG1	VG2	VG3	VG4	VG5	VG8	VG9	VG13	VG16	VG17
QUARTZ (Q)	Qf	24	9.25	27.5	30.75	26.5	23	31	29.5	11	27.75
	Qo	6.5	0.25	1.5	3.75	5	9	1	0.75	3	5.5
	Qv	2.75	3.75	1.75	5.25	1	1.5	2.5	3.25	0	1
	Qp	4.25	9	7	5.5	5	3.25	4	4	1.25	8.5
FELDSPAR (F= K+P)	Fk	8.75	2	2.25	6	7	3.75	5.5	5.5	4.75	8.75
	Fpl	10.5	2	3.75	3	6.5	8	4.5	5.25	3.5	2.5
	Fkp	0	2.25	0.75	0.25	0	0	0.25	0	1	1.5
	Fc	0	0	0	0	0	0	0	0	2.25	0
	FPp	0	1.5	0.5	0.75	0	1	0	0.25	1.75	0.5
LITHICS (L)	Lpg	13.25	9.75	13	15.75	9.25	6.5	13.75	10.25	4	6.5
	Lps	3.75	3.75	0.25	0.75	4.25	13.5	8	4.75	0.5	2.25
	Lpp	9.25	8.5	0	0.25	8.75	10	0	2.5	0	0.25
	Lpl	0	0	0.5	0	0	0	0	0	0.25	0
	Lpm	0.25	0	0	0	1.5	0.75	0	0	0.25	1
	Lc	0	0	0	0	0	0	0	0	34.25	0
	Ls	0.75	3	2.75	3	0.75	0	0.75	1.75	4.75	3.25
	Lp	0	0	0	0	0	0.5	0.25	0	0	0
	Lm	0.75	1	3.25	1.5	1.75	2	1	0.5	0	0
	La	8	11	8	7	9	4.75	4	3.25	5.25	8.75
CEMENTS	Cc	6.25	0.5	0	0	2	1.75	8	3.25	0.5	0
	Ca	0	1.25	4	1.75	2.25	0.75	0.5	0.25	0.25	0.75
	Cf	0	3.25	2.75	1.5	0	0	4.75	2.5	3.75	1.25
	Ccar	0.5	24.75	3.75	2.5	5.75	4.5	2.25	10.75	15.25	2.25
	Co	0	0.5	0	1.75	0		1	0.5	0	0
OTHERS	M	0.25	0	1	0.25	0.25	0	0	0.25	0	0.25
	Op	0	1	0.25	1.75	1.25	0.75	0.75	0.75	0.25	2.5
	Om	0	0	0	0	0.5	0	0	0	0	0
	O	0.25	1.75	15.5	7	1.75	4.75	6.25	10.5	2.25	15
RECALCULATED VALUES											
	Qt	40.4	33.2	51.9	54.2	43.5	42	50.3	52.4	19.6	54.8
	Ft	20.8	11.6	10	12	15.7	14.6	13.4	15.4	17	17
	Lt	38.8	55.2	38.1	33.8	40.9	43.4	36.3	32.2	63.4	28.2
	Qm	35.8	19.8	42.2	47.5	37.7	38.2	45.1	46.9	18	43.9
	L+Qp	43.4	68.7	47.8	40.5	46.7	47.2	41.6	37.8	65	39.1

Qf: non-ondulatory monocrystalline quartz; **Qo:** undulatory monocrystalline quartz; **Qv:** quartz on volcanic rock grain; **Qp:** polycrystalline quartz; **Fk:** alkaline feldspar; **Fpl:** plagioclase feldspar; **Fkp:** alkaline feldspar on paleovolcanic lithic grain; **Fc:** feldspar replaced by calcite; **FPp:** plagioclase on paleovolcanic lithic grain; **Lpg:** granular texture on paleovolcanic lithic grain; **Lps:** serial texture on paleovolcanic lithic grain; **Lpp:** pyroclastic lithic grain; **Lpl:** lathwork texture on paleovolcanic texture; **Lpm:** microlitic texture on paleovolcanic lithic grain; **Lc:** carbonate lithic grain; **Ls:** another sedimentary lithic grain (generally siltstone); **Lp:** plutonic lithic grain; **Lm:** metamorphic lithic grain; **La:** altered and undetermined lithic grain; **Cc:** zeolitic cement; **Ca:** argillaceous cement; **Cf:** iron cement; **Ccar:** calcareous cement; **Co:** other cements; **M:** micas; **Op:** opaques; **Om:** other minerals; **O:** porosity. Recalculated values: **Qt:** total quartz; **Ft:** total feldspar; **Lt:** total lithics; **Qm:** monocrystalline quartz; **L+Qp:** lithics + polycrystalline quartz.

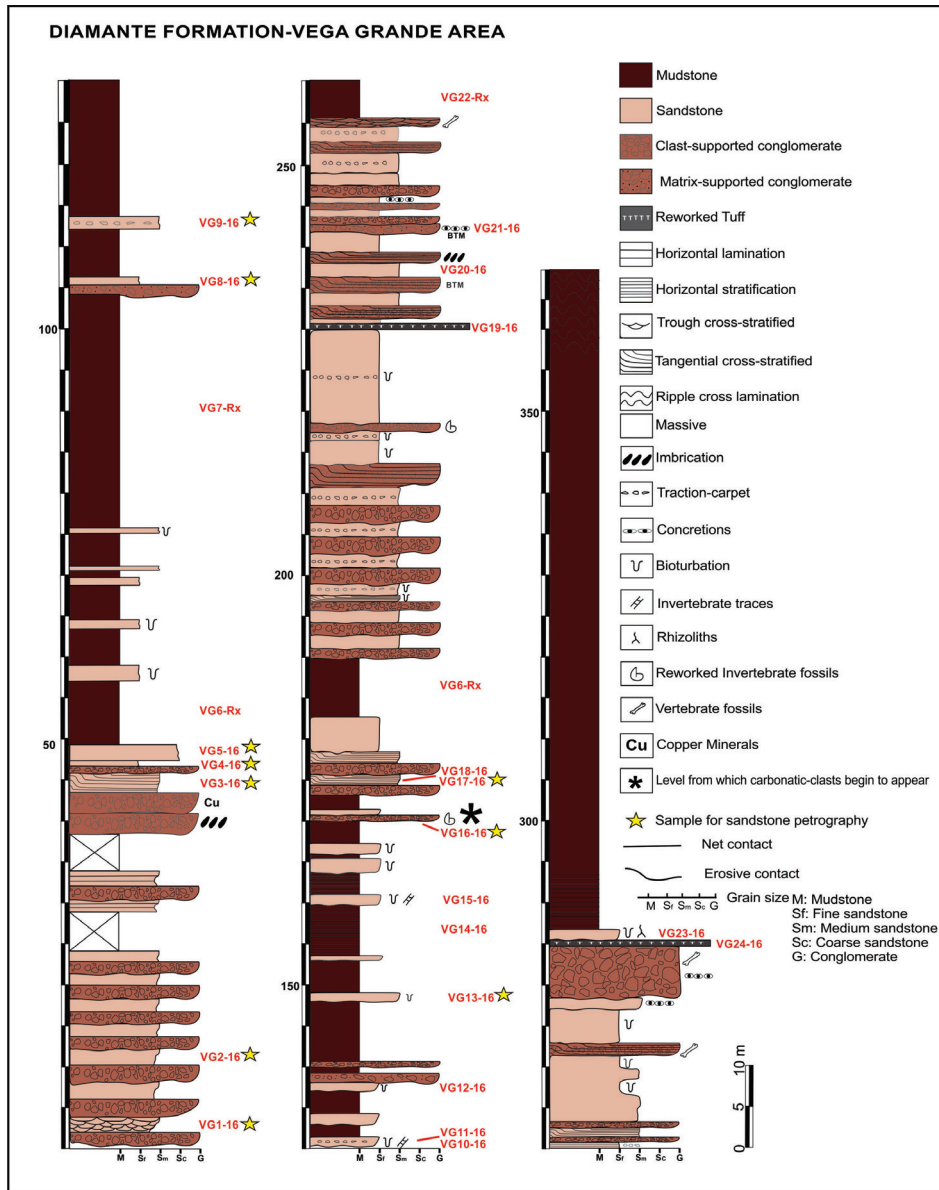


FIG. 3. Stratigraphic section from Vega Grande area. The yellow star symbols represent the position of the samples gathered for petrographic analyses and characterization.

important thickness (from 1 to 80 m) representing the major type of deposit in Vega Grande area (Fm, Fl, Fr).

4.2. Facies Association

From the facies analysis, two facies associations-Channels and Bars (FAI) and Floodplain (FAII) - were established (Gómez et al., 2016a, b).

The channels and bars association (FAI) is evidenced by the presence of strata with lenticular and in some cases tabular and chaotic geometry, of variable extension and thickness. The basal contact of this facies association is erosive, followed by conglomerates and medium to coarse-grained sandstones, mainly massive with tangential and festoon cross-bedding with restricted levels with

imbricated clasts (Fig. 4). Different sedimentary rock bodies were observed in this facies association, assigned to deposits of: non-channelized floods, hyper-concentrated flows, non-channelized viscosity flows, channel and transverse-longitudinal bars (Miall, 2014) (Fig. 5). Regarding the channelized deposits, both the predominance of the massive facies and the scarce levels with imbricated clasts

hindered the paleocurrent measurement in the Vega Grande section (Figs. 4C-D). The channel-stacking and the presence of cut and fill structures represent the superposition of several events, reflecting the presence of multiphasic filling of channels. The lateral development of the channels is limited to a few dozen meters. No lateral accretion surfaces were observed; however, the conglomerate and sandy facies

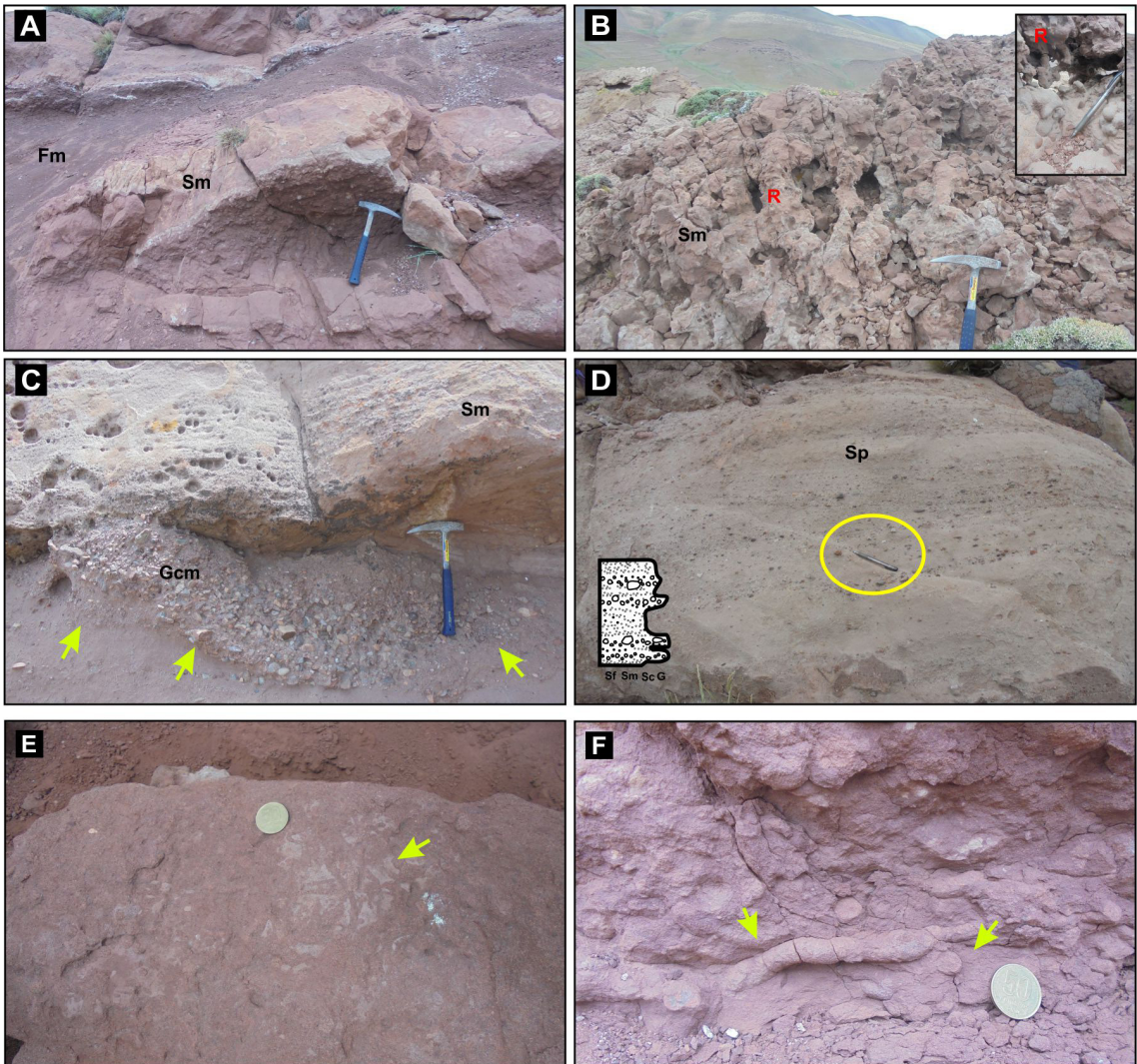


FIG. 4. Field photos of the lithofacies and facies associations present in the study area. **A.** Massive sandstone facies (**Sm**) in beds of lenticular geometry interspersed with finer levels of floodplain (**Fm**); **B.** Massive sandstone facies (**Sm**) with *rhizoliths* (**R**) on the top of Vega Grande stratigraphic section. Above to the right a detail of trace fossils observed; **C.** Clast-supported massive conglomerate facies (**Gcm**) with cut and fill structures (**yellow arrow**); **D.** Tangential cross-bedding sandstone facies (**Sp**), showing traction-carpets. In the left corner, the schematization of this type of deposit. **E-F.** Massive sandstone facies (**Sm**) with horizontal and vertical undifferentiated tubes (**yellow arrow**).

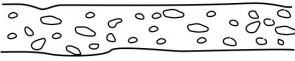
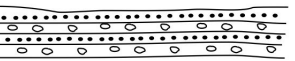

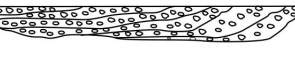




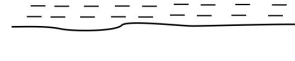
FACIES ASSOCIATION (FA)	TYPE OF DEPOSIT	BEDDING AND SEDIMENTARY STRUCTURES	SEDIMENTARY BODIES	Nº
CHANNELS AND BARS (FAI)	NON-CHANNELIZED NON-CHANNELIZED FLOODS NON-CHANNELIZED VISCOSITY FLOWS SHEET FLOODS	MASSIVE Conglomerates	FACIES Gcm Gmm 	1
		MASSIVE with isolated clasts	Sm Gmm Sm Gmm 	2
		MASSIVE Sandstones	Sm 	3
	CHANNELIZED CHANNEL HYPERCONCENTRATED FLOWS TRANSVERSE/LONGITUDINAL BARS	TANGENTIAL CROSS-BEDDING Conglomerates and Sandstones	Gct Sp 	4
		MASSIVE Conglomerates and Sandstones	Sm Gcm Gmm 	5
		TYPICAL DEPOSITIONAL CYCLES Gmm+Gcm+Sp+Sm	Sm Sp Gcm Gmm 	6
		MULTI-STORY FILL	Sm Gcm Gmm 	7
FLOODPLAIN (FAII)	NON-CHANNELIZED SEDIMENTATION OF THE LOAD IN SUSPENSION LOW FLOW REGIME CONDITIONS	PARALLEL LAMINATION AND CURRENT RIPLES	Fr Fl 	8
		MASSIVE	Fm 	9

FIG. 5. Scheme showing Facies Association, Types of Deposits (divided on channelized and non-channelized) and their respective geometries (Miall, 2014 and references therein).

with current sedimentary structures (Gct, Sp) suggest the filling of channels with longitudinal or transverse bar formation. The lack of 3-D channelized bodies makes it difficult to observe or define the type of bar. Bioturbation, mottling, carbonate nodules and calcrete levels on the most fine-grained facies are common. Traces assigned to *Scoyenia*, *Taenidium*, *Arenicolites*, *Skolithos*, *Rhizoliths* and horizontal and vertical undifferentiated tubes have been identified (Fig. 4B, E-F and Fig. 6B). The non-channelized floods and viscosity flow deposits are common along the entire sequence. One of the features of these deposits is the presence of isolated 2 to 5 cm long clasts in beds that present a diffuse lamination or stratification (Fig.4D). One of the particularities

of this facies association is the difference observed in clast composition. In the lower levels of the section, the conglomerates are essentially composed by volcanic rock clasts, while towards the top there are many limestone clasts and scarce undifferentiated and reworked fossil invertebrates (Fig. 6A). The presence of limestone clasts is also identified and verified in the petrography of sandy levels.

The floodplain deposits (FAII) are composed by red shales which could indicate low-flow regime conditions favoring the sedimentation of the load in suspension during the decrease in flow velocity. The friable character of these rocks and the fact that they are mainly covered, obscure observations regarding the geometry of the banks and the nature

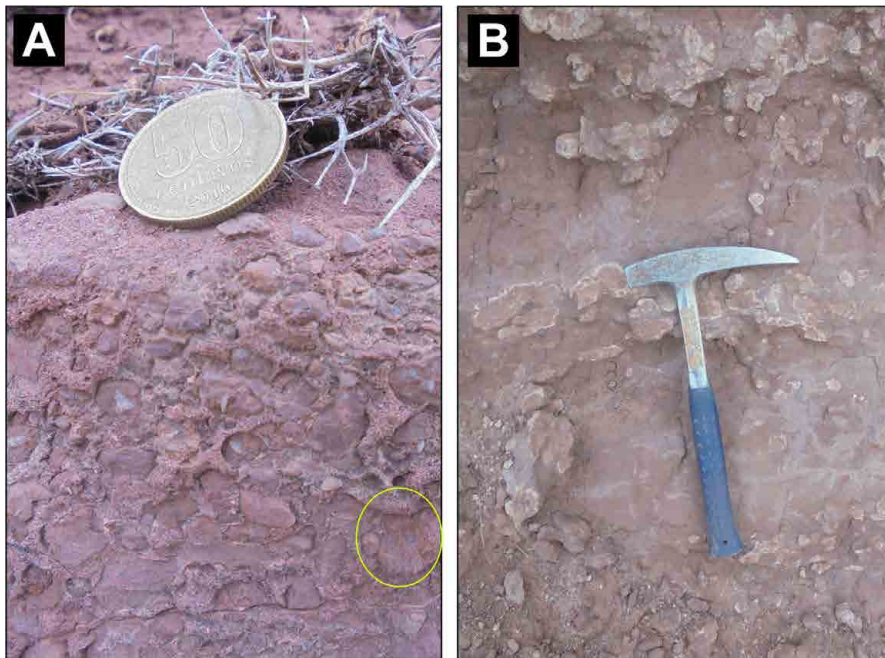


FIG. 6. Field photos of the facies present in the study area. **A.** Conglomerate composed almost exclusively of carbonate clasts. The yellow circle indicates the presence of an undifferentiated invertebrate remains. **B.** Carbonate nodules and calcrete levels in floodplain facies.

of their contacts. One of the features of the floodplain deposits is the presence of isolated channelled-sandy bodies (Fig. 7D-E).

4.3. Petrography

The Upper Cretaceous sandstones of the Diamante Formation in the area of Vega Grande are feldspatic litharenites mainly $Q_{48}F_{16}L_{36}$ and scarce litharenites $Q_{35}F_{13}L_{52}$ (Table 2, Fig. 8) with percentages of matrix less than 10% of the whole rock.

The average quartz proportion in the samples is 55% and the predominant variety is the monocrystalline with straight extinction one. Quartz with ondulatory extinction (4%) was also recognized, as well as quartz as a fragment of a volcanic rock (on average 2%). Embayment quartz with volcanic matrix preservation was observed in samples VG1, VG4 and VG17. No clear tendency towards the base or the top regarding the quantity of quartz could be observed in the analyzed stratigraphic section, although the samples with an important proportion of altered lithic clasts or carbonates (samples VG2 and VG16) recorded a low quantity (Fig. 8F). The

polycrystalline quartz proportion (on average 5%) is relatively low throughout the section.

Regarding alkaline feldspar and plagioclase, the average proportions are 5.4 and 4.9% respectively, and normally show sericitic and argillic alteration. In addition alkaline feldspar and plagioclase (on average 1%) were recognized as volcanic rock crystals and in some cases calcite replacements.

The lithic fragments make up for 41% of the clastic fraction, a high average percentage compared to the quartz and feldspar. These characteristic were also noticed by Balgord and Carrapa (2016) for the rocks of the Diamante Formation located around 100 km to the south. The lithics have an angular to subangular shape, they appear in varied sizes (on average 0.5-10 cm), and mainly belong to volcanic rocks, more specifically paleovolcanic, according to the criteria of Critelli e Ingersoll (1995). In almost all of the samples, fragments of volcanic rocks with felsitic, granular, micro granular and serial textures were predominant, although volcanic fragments with pilotaxitic texture and pyroclastic fragments were observed to a lower extent. In addition, great proportions (34.5%) of calcareous lithic fragments

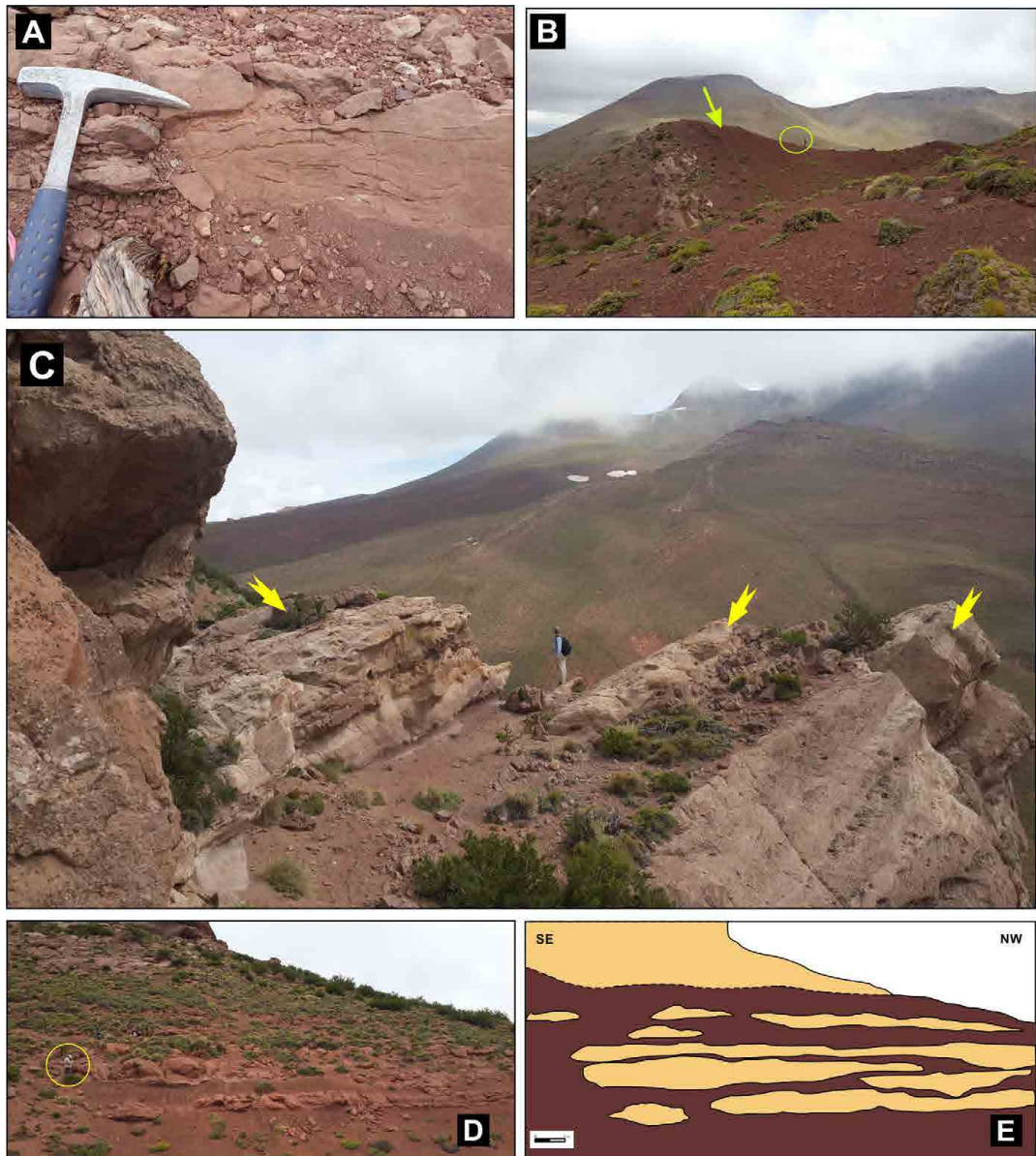


FIG. 7. Floodplain facies association (FA II). **A.** Parallel lamination and current ripples on sandstone facies; **B.** Floodplain deposits (yellow arrow) on the top of Vega Grande stratigraphic section (the yellow circle indicates the position of a person 1.80 m tall); **C.** Stacking of channels and bars (FA I); **D.** Panoramic view showing the intercalation of the two facies associations present in the study area; **E.** Redraw of the previous photo. The layout and geometry of the fluvial channels are observed, and how they affect the floodplain. **Yellow:** Channels and bars facies association; **Red:** Floodplain facies association.

in the mid part of the section (sample VG16) were recognized. Large amounts of altered lithic fragments and pseudomatrix (VG2) were also identified. Sedimentary lithic grains, metamorphic rock fragments and plutonic rock clasts were also observed in low

proportions. The most common type of cement is calcareous, followed by zeolitic, *ferruginous* and argillaceous types. Cement occurs as pore filling, pore lining and scarce poikilotopics (Fig. 8E). The alizarine red and potassium ferricyanure stain allowed

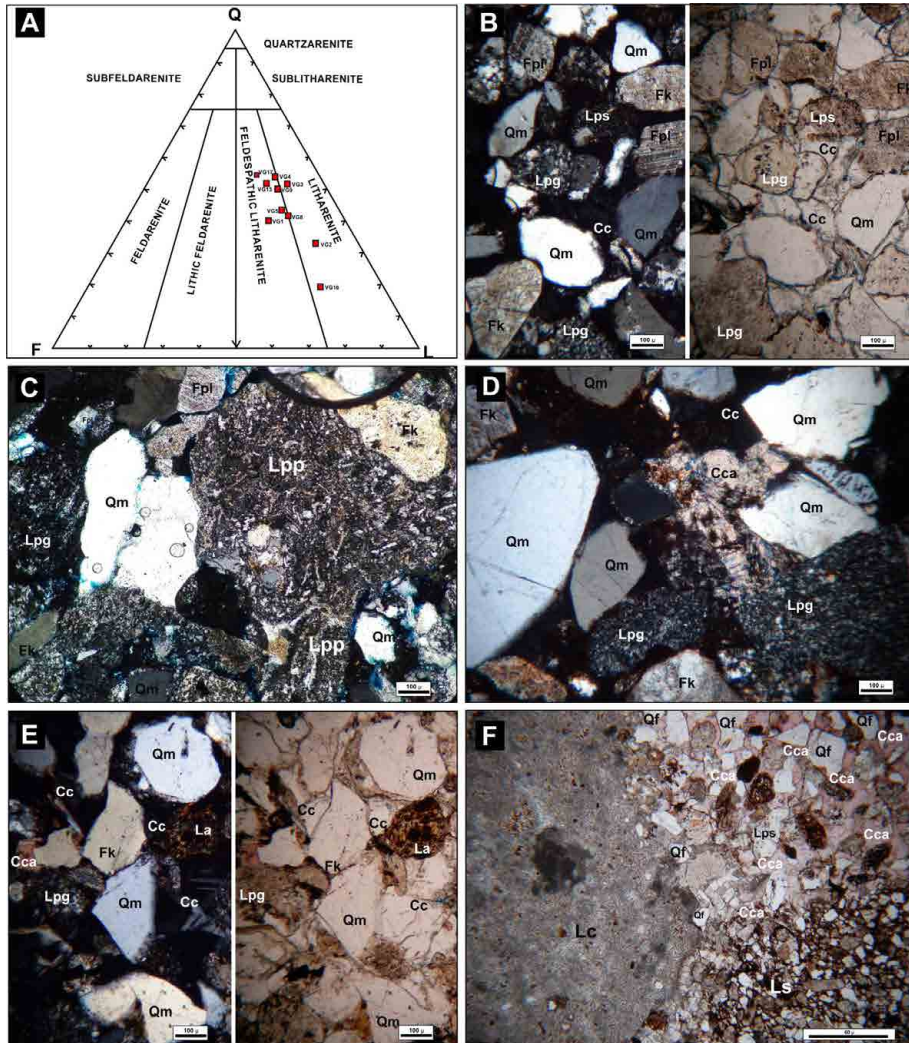


FIG. 8. **A.** Sandstone classification QFL plot (Folk *et al.*, 1970) of the analyzed samples; **B.** Photomicrographs of VG1 sample, it is composed of monocrystalline quartz (**Qm**), alkaline feldspar (**Fk**), plagioclase (**Fpl**), granular (**Lpg**) and serial (**Lps**) paleovolcanic lithic fragments. It is also observed analcime as a type of zeolitic cement (**Cc**). Photomicrographs on PN and CN. Scale: 100 microns; **C.** Photomicrograph of VG4 sample. It is composed of monocrystalline quartz (**Qm**), alkaline feldspar (**Fk**), plagioclase (**Fpl**) and pyroclastic paleovolcanic lithic fragment (**Lpp**), with altered vitreous shard. Photomicrographs on CN. Scale: 100 microns; **D.** Photomicrograph of VG8-16 sample. It is composed of monocrystalline quartz (**Qm**), alkaline feldspar (**Fk**), granular paleovolcanic lithic fragment (**Lpg**), zeolitic cement (**Cc**) and calcite cement (**Cca**). Scale: 100 microns; **E.** Photomicrographs of VG9 sample. It is composed of monocrystalline quartz (**Qm**), alkaline feldspar (**Fk**), altered lithic fragment (**La**) and granular paleovolcanic lithic fragment (**Lpg**). Photomicrographs on PN and CN. Scale: 100 microns; **F.** Photomicrograph of VG16-16 sample. It is made of high percentage of limestone fragments (**Lc**). Scale: 60 microns. PNP: parallel nichols; CN: crossed nicols.

establishing that carbonate cement is non-ferrous calcite. The average percentage of zeolitic cement in the samples is low (2%), but in some samples such as VG9 and VG8, that percentage rises due to the presence of analcime occurring as pore filling

cement and in subhedral crystals related to calcite cementation (Fig. 8D).

The minor constituents are the micas, opaques, along with heavy minerals such as zircons, among others. Values drawn from modal analysis were plotted

into the Folk *et al.* (1970) diagram for sandstone classification (Fig. 8A).

4.4. Provenance

Sandstones modal analysis will be used in this study to identify the source area. The recalculated modal composition for the sandstones (Table 2) was plotted on the provenance graphs of Dickinson *et al.* (1983). Both graphs indicate that the analyzed samples mostly fall in the recycled orogen (Fig. 9A) and transitional recycled (Fig. 9B) fields, although some of them have a transitional and mixed arc provenance (Fig. 9B). Embayment on the quartz supports active volcanic processes, while analcime as cement (sample VG9) indicates volcanic material alterations. The latter appears filling pores and completely sealing the porosity present.

5. Discussion

The paleoenvironmental interpretation of the Diamante Formation deposits in the studied area suggests a braided fluvial system of moderate sinuosity evolving over time towards an anastomosing fluvial system (Miall, 1996, 2014 and references therein). The braided system is constituted by the multiepisodic conglomeratic-sandy channels, undifferentiated bars (longitudinal/transverse) and sandy overflow deposits. The internal characteristics and depositional geometry

suggest that the multiepisodic conglomeratic-sandy channels were generated by a confined flow with a high concentration of suspended sediment and limited capacity of size selection (Coussot and Meunier, 1996). Regarding sandy overflow deposits, these represent non-channelized sheets probably associated with hyperconcentrated-flow deposits of stream floods. The isolated clasts in these deposits are interpreted as traction-carpets deposited by a high-density gravel turbidity current (Lowe, 1982; Mutti, 1992). The stacking of successive strata could be linked to the cyclical repetition of this process (Lowe, 1982). In addition, the size of the sediment grain (mainly pebbles) and the thickening or thinning of the traction-carpets enabled the recording of temporal fluctuations of the flow discharges due to the instability and lack of continuity of such conditions (Sohn, 1997). On the other hand, the presence of the *Rhizoliths* at the top of this unit, together with a high bioturbation index and calcretes, is an evidence of subaerial exposition and pedogenetic processes. This would be related to a period of tectonic stability, climatic variation, relief changes or a combination of all. Based on the latter, the presence of topographic barriers related with the Andean uplift to the west of the study area (Muñoz *et al.*, 2018) could be the reason of soils genesis and the pedogenetic processes in the synorogenic deposits located on the foredeep. The isolated channelized-sandy bodies

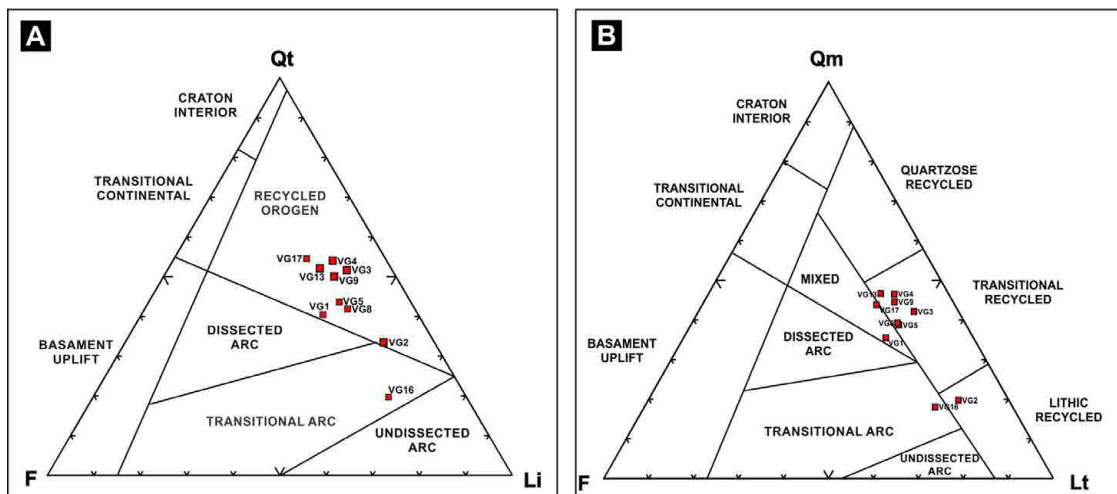


FIG. 9. QFL and QmFLt plots of sandstones from Diamante Formation to discriminate provenance areas. A. QFL diagram from Dickinson *et al.* (1983). B. QmFLt from Dickinson *et al.* (1983). Q: total quartz; F: total feldspar; L: total lithic fragments; Qm: monocrystalline quartz; Lt: total lithic fragments plus polycrystalline quartz.

on the floodplain deposits are probably associated with one of the most important processes according to Miall (2014) occurring in the floodplain, *i.e.*, the avulsion. River avulsion is the shifting of channels into new positions on the floodplain. Avulsion is typically initiated by localized erosion of a channel bank, forming a crevasse channel, which diverts some of the discharge and sediment load from the main channel onto the floodplain.

The term “anastomosing fluvial system” is used in this interpretation for an interconnected network of relatively deep and narrow (low width/depth ratios) channels (Miall, 2014). Separating the channels are stable banks (floodplain deposits) composed of fine-grained sediment (silt/clay) with immature paleosoils and important bioturbation. On the other hand, the features of the described facies, their lateral and vertical relationship and the sedimentary processes reflected in these deposits partly coincide with the medial zone of fluvial fan or Distributary Fluvial System (DFS) models. Those facies models were described by several authors over the past few years (Nichols and Fisher, 2007; North and Warwick, 2007; Cain and Mountney, 2009; Hartley *et al.*, 2010; Weissmann *et al.*, 2010; Moscariello, 2017; Santi Malnis *et al.*, 2018). More stratigraphic sections are needed to link the facies described in Vega Grande with a depositional environment of fluvial fan system or DFS. The addition of more localities will allow a better understanding of the sedimentological paleoenvironment, enabling the comparison with other models.

The petrographic analysis, the composition and proportion of lithic fragments in the Upper Cretaceous sandstones indicate that they are not only associated to the nature and tectonic history of the input area, but they also reflect particular transport, weathering and climate, which can be interpreted as semi-arid due to the high amount of lithic fragments (Potter, 1994) and calcretes in the paleosoils. Regarding the proportions and relationships between the different types of cement, the diagenetic conditions that prevail after the deposition could be established in a preliminary way showing that the eodiagenetic were the predominant conditions, extending in some cases to shallow mesodiagenetic. Carbonate cementation may be early or late. Early cementation tends to be linked to wandering water and/or phreatic evaporation processes, while mesogenetic cementation is favoured by temperature rise, and hence burial deepness.

Analcime would have had an authigenic origin due to the replacement of both pyroclastic lithics and vitroclastic fragments. Some samples show that analcime is associated with carbonate cement. This behavior suggests a rapid change in the chemistry of pore waters. On the other hand, the presence of argillaceous and ferruginous cement in some samples also indicates a change in the chemistry of pore waters, on early to late eodiagenetic conditions.

From the petrographic provenance analysis- and based on the geological context of the area- and the presence of high content of paleovolcanic lithic fragments indicating the erosion of a volcanic arc together with the presence of carbonatic lithic fragments (sample VG16), provenance from the western Andean orogen is clear. This suggests a stage of active deformation and important uplift that would have been coeval with the erosion of an older orogen located to the east of the study area. Related to this, Broens and Pereira (2005) recognized fragments of limestone from Mendoza Group in the Neuquén Group (upper section according to these authors) at localities 25 km to the northwest of our study area, near to the confluence between the Diamante River and Borbollón River. Borghi *et al.* (2017) also described fragments of limestone in conglomerates of Neuquén Group 170 km to the south of the study area. In an area near Malargüe, Balgord and Carrapa (2016) described a change in sandstone composition of the Diamante Formation, from volcanic lithic on the bottom to a higher content of sedimentary lithic fragments towards the mid and upper parts. These authors interpreted the variation in sandstone composition as a change in the source area, first from the east and then from the west, due to the migration of the forebulge during the eastward migration of the thrust front. It is important to consider that the volcanic rock fragments could be associated with the erosion of the San Rafael Block, another positive area located towards the east. Input from both magmatic arc and recycled orogen is a common feature in foreland basins, especially in orogenic systems involving active magmatic arcs (Scasso and Limarino, 1997). In these conditions, the detrital modes will reflect transitional characteristics within the field of recycled orogens, just as shown in Dickinson *et al.* (1983) diagrams (Fig. 9). The presence of at least two levels of reworked tuffs in the Vega Grande area together with the presence of the analcime cementation is coherent with the

presence of active volcanism near the area during Late Cretaceous.

6. Conclusions

The sedimentary rock sequence included in the Diamante Formation is interpreted as a braided fluvial system that evolved through time towards an anastomosing fluvial system. Yet, the possibility that these deposits were part of the middle sector of a fluvial fan system or DFS (Distributary Fluvial System) should not be discarded. The fluvial system is formed by multiepisodic conglomeratic-sandy channels, overflow and floodplain deposits, which record paleosols and important bioturbation. The petrographic analysis shows that the sandstones are mainly feldspathic litharenites (mostly $Q_{48}F_{16}L_{36}$), and minor litharenites ($Q_{35}L_{13}L_{52}$), while the source area indicates provenance from a recycled orogen (diagram QFL) and transitional recycled orogen (diagram QmFLt). The latter could be associated with both the exhumation of the early Andean orogen located to the west, indicating a period of deformation and important uplift during its deposition, coeval with input from the northeastern border of the Neuquén Basin. The sudden change in predominance of the lithic fragments from paleovolcanic to carbonatic in the mid and upper part of the analyzed stratigraphic section allows inferring an important change in the polarity of the Neuquén Basin. This research reinforces the evidence of a deformation front located towards the west of the study area, which would have affected and exposed the sediments of the Mendoza Group. The potential uplifted structures that could have been the source of the clastic components of the Diamante Formation are probably related with the topographic barrier proposed by Muñoz *et al.* (2018) in the Chilean Andes at $\sim 35^\circ$ S. The presence of these limestone clasts could also be interpreted as resulting from a local base level change that generated a local input area. However, the latter loses importance due to the limestone clasts found in conglomerates from Diamante Formation and the Neuquén Group, both in the North and in the south of the study area.

Acknowledgment

This study was financially supported by UNRN-40A-321 project of the Universidad de Río Negro, Argentina, as well as by PICT 2013-0095 of the Agencia Nacional de

Promoción Científica y Tecnológica (Argentina). The authors want to acknowledge R. Ponti for the preparation of thin sections, M. Griffin for helping with the manuscript and M. de la Fuente for his help during the course of this research. We would like to thank L. Fennell for the corrections, comments, and suggestions that helped to improve this paper. Also, the authors would like to thank A. Encinas and an anonymous reviewer for their help to improve our manuscript, and W. Vivallo for his editorial work and help.

References

- Aguirre-Urreta, M.B.; Pazos, P.J.; Lazo, D.G.; Fanning, C.M.; Litvak, V.D. 2008. First U-Pb SHRIMP age of the Hauterivian stage, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 91-99.
- Aguirre-Urreta, M.B.; Tunik, M.; Naipauer, M.; Pazos, P.; Ottone, E.; Fanning, M.; Ramos, V.A. 2011. Malargüe Group (Maastrichtian-Danian) deposits in the Neuquén Andes, Argentina: Implications for the onset of the first Atlantic transgression related to Western Gondwana break-up. *Gondwana Research* 19: 482-494.
- Armas, M.P.; Sánchez, M.L. 2013. Sedimentología y arquitectura de las dunas costeras de la Formación Allen, Grupo Malargüe, Cuenca Neuquina-Río Negro, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 30: 65-79.
- Asurmendi, E.; Sánchez, M.L.; Fennell, L. 2017. Neuquén Group (Upper Cretaceous): a case of underfilled-overfilled cycles in an Andean foreland basin, Neuquén basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 80: 444-459.
- Balgord, E.A.; Carrapa, B. 2016. Basin evolution of Upper Cretaceous-Lower Cenozoic strata in the Malargüe fold-and-thrust belt: northern Neuquén Basin, Argentina. *Basin Research* 28 (2): 183-206.
- Borghi, P.; Gómez Omil, R.; Fennell, L.; Folguera, A.; Naipauer, M. 2017. Nuevas evidencias del levantamiento del sur de los Andes Centrales (36° S) durante la deposición del Grupo Neuquén. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 20, Libro Digital: 2932-3697. Tucumán.
- Bracaccini, O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25 (2): 275-284. Buenos Aires.
- Broens, S.; Pereira, M. 2005. Evolución estructural de la zona de transición entre las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (4): 685-695.

- Cain S.A.; Mountney, N.P. 2009. Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: the Permian Organ Rock Formation, South-east Utah. *Sedimentology* 56: 1774-1800. USA
- Cazau, L.; Uliana, M. 1973. El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 5, Actas 3: 131-163. Córdoba.
- Corbella, H.; Novas, F.E.; Apesteguía, S.; Leanza, H.A.; 2004. First fission-track age for the dinosaur-bearing Neuquén Group (Upper Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Revista del Museo Nacional de Ciencias Naturales* 6 (2): 227-232.
- Coussot, P.; Meunier, M. 1996. Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth-Science Review* 40: 209-227.
- Cristallini, E.; Tomezzoli, R.; Pando, G.; Gazzera, C.; Martínez, J.M.; Quiroga, J.; Buhler, M.; Bechis, F.; Barredo, S.; Zambrano, O. 2009. Controles precuianos en la estructura de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (2): 248-264.
- Critelli, S.; Ingersoll, R.V. 1995. Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanic sand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Southern California). *Sedimentology* 42: 783-804.
- Cruz, C. 1993. Facies y estratigrafía secuencial del Cretácico superior en la zona del río Diamante, Provincia de Mendoza, Argentina. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2, Actas 1: 46-54. Mendoza.
- Di Giulio, A.; Ronchi, A.; Sanfilippo, A.; Tiepolo, M.; Pimentel, M.; Ramos, V.A. 2012. Detrital zircon provenance from the Neuquen Basin (south-central Andes): cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc-foreland basin. *Geology* 40: 559-562.
- Di Giulio, A.; Ronchi, A.; Sanfilippo, A.; Balgord, E.A.; Carrapa, B.; Ramos, V.A. 2016. Cretaceous evolution of the Andean margin between 36°S and 40°S latitude through a multi-proxy provenance analysis of Neuquén Basin strata (Argentina). *Basin Research* 29: 284-304.
- Dickinson, W.R.; Beard, L.S.; Brakenridge, G.R.; Erjavec, J.L.; Ferguson, R.C.; Inman, K.F.; Knepp, R.A.; Lindberg, F.A.; Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America* 94: 222-235.
- Fennell, L.; Folguera, A.; Naipauer, M.; Gianni, G.; Rojas E.; Bottesi, G.; Ramos, V. 2017a. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquén Group (35°30'-37° S). *Wiley, Basin Research* 29 (S1): 51-72.
- Fennell, L.; Naipauer, M.; Folguera, A. 2017b. El movimiento Intersenoniano de Pablo Groeber en el norte de Neuquén y Sur de Mendoza: bases de la primera orogenia andina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74: 59-73.
- Folguera, A.; Bottesi, G.; Duddy, I.; Martín-González, F.; Orts, D.; Sagripanti, L.; Rojas Vera, E.A.; Ramos, V.A. 2015. Exhumation of the Neuquén Basin in the southern Central Andes (Malargüe fold and thrust belt) from field data and low-temperature thermochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 381-398.
- Folk, R.L.; Andrews, P.B.; Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 13: 937-968.
- Garrido, A.C. 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (República Argentina): Nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Nueva Serie* 12 (2): 121-177.
- Giambiagi, L.B.; Tunik, M.; Barredo, S.; Bechis, F.; Ghiglione, M.; Álvarez, P.; Drosina, M. 2009. Cinemática de apertura del sector norte de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 140-153.
- Gómez, R.; Tunik, M.; Casadío, S. 2016a. Análisis de facies del Grupo Neuquén, Cretácico Superior, en el área Vega Grande, Mendoza, Argentina. *Congreso. In* Congreso Latinoamericano de Sedimentología, No. 7 y Reunión Argentina de Sedimentología, No. 15, Acta 1: 86 p. Santa Rosa.
- Gómez, R.; Tunik, M.; Casadío, S. 2016b. Icnología del Grupo Neuquén (Cretácico Superior), Vega Grande, Mendoza: caracterización e importancia paleoambiental. *Congreso. In* Congreso de la Asociación Paleontológica Argentina, No. 11, Acta 1: 52 p. General Roca.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1 Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1 (3): 117-208. Reimpreso en *Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones* (1980) 1: 1-174. Buenos Aires.
- Gulisano, C.A.; Gutiérrez Pleimling, A.R. 1994. The Jurassic of the Neuquén Basin: Mendoza Province. *Asociación Geológica Argentina, Field Guide, Special Publication* 159: 103 p. Buenos Aires.
- Hartley, A.J.; Weissmann, G.S.; Nichols, G.J.; Warwick, G.L. 2010. Large distributive fluvial systems: characteristics, distribution and controls on development. *Journal of Sedimentary Research* 80: 167-183. doi: 10.2110/jsr.2010.016.

- Horton, B.K.; Fuentes, F.; Boll, A.; Starck, D.; Ramírez, S.; Stockli, D. 2016. Andean stratigraphic record of the transition from backarc extension to orogenic shortening: A case study from the northern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 71: 17-40. doi: 10.1016/j.jsames.2016.06.003.
- Howell, J.A.; Schwarz, E.; Spalletti, L.; Veiga, G.D. 2005. The Neuquén Basin: an overview. *In* The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics (Veiga, G.; Spalletti, L.A.; Howell, J.A.; Schwarz, E.; editors). The Geological Society, Special Publication 252: 1-14.
- Leanza, H.A. 2003. Las sedimentitas huirinianas y rayosianas (Cretácico Inferior) en el ámbito central y meridional de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Servicio Geológico Minero Argentino, Serie Contribuciones Técnicas-Geología* 2: 1-31.
- Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista Museo Argentino Ciencias Naturales, Nueva Serie* 11 (2): 145-184.
- Legarreta, L.; Gulisano, C. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). *In* Cuenas Sedimentarias Argentinas (Chebli, G.; Spalletti, L.; editores). *Correlación Geológica* 6: 221-243.
- Llambías, E.J.; Quenardelle, S.; Montenegro, T. 2003. The Choyoi Group from central Argentina: A subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Science* 16: 243-257.
- Lothari, L.; Gómez, R.; Tunik, M.; Toffani, M. 2018. Análisis sedimentológico y petrográfico de las Formaciones Rayoso y Diamante en el norte de la cuenca Neuquina, sur de Mendoza. *In* Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, No. 10, Libro de actas, Programa de Estudiantes: 91-108. Mendoza.
- Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52: 279-297.
- Martínez, A.; Giambiagi, L. 2010. Evolución petrológica y geoquímica del magmatismo bimodal Permo-Triásico del Grupo Choyoi en el cordón del Portillo, Mendoza, Argentina. *Universidad de Oviedo, Trabajos de Geología* 30: 432-451.
- Mescua, J.; Giambiagi, L.B.; Ramos, V.A. 2013. Late cretaceous uplift in the Malargüe fold-and-thrust belt (35°S), southern central Andes of Argentina and Chile. *Andean Geology* 40: 102-116. doi: 10.5027/andgeoV40n1-a05.
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*, Vol. 575. Springer. Berlin.
- Miall, A.D. 2014. *Fluvial Depositional Systems*. Springer: 316 p. New York.
- Moscariello, A. 2017. Alluvial fans and fluvial fans at the margins of continental sedimentary basins: geomorphic and sedimentological distinction for geo-energy exploration and development. *Geological Society, Special Publications* 440: 215-243. doi: 10.1144/SP440.11.
- Mosquera, A.; Ramos, V. 2006. Intraplate deformation in the Neuquen embayment. *In* Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View From the Andes to the Neuquen en Basin (35°-39° S lat.) (Kay, S.M.; Ramos, V.; editors). *Geological Society America, Special Paper* 407: 97-123.
- Mpodozis, C.; Ramos, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. *In* Geology of the Andes and its relations to hydrocarbon and mineral resources (Ericksen, G.E.; Cañas, M.T.; Reinemud, J.A.; editors). *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series*: 59-89. Houston.
- Muñoz, M.; Tapia, F.; Persico, M.; Benoit, M.; Charrier, R.; Fariás, M.; Rojas, A. 2018. Extensional tectonics during Late Cretaceous evolution of the southern Central Andes: evidence from the Chilean main range at ~35°S. *Tectonophysics* 744. doi: 10.1016/j.tecto.2018.06.009.
- Mutti, E. 1992. Turbidite sandstone. *Instituto di Geologia Universita di Parma, Azienda Generale Italiana Petroli, Milano*: 275 p. San Donato Milanese.
- Nichols, G.J.; Fisher, J.A. 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology* 195 (1): 75-90.
- North, C.P.; Warwick, G.L. 2007. Fluvial Fans: Myths, Misconceptions, and the End of the Terminal-Fan Model. *Journal of Sedimentary Research* 77 (9): 693-701.
- Orts, D.L.; Folguera, A.; Giménez, M.; Ramos, V.A. 2012. Variable structural controls through time in the Southern Central Andes (ca. 36° S). *Andean Geology* 39 (2): 220-241. doi: 10.5027/andgeoV39n2-a02.
- Ponce, J.J.; Zavala, C.; Marteau, M.; Drittanti, D. 2002. Análisis estratigráfico y modelo deposicional para la Formación Rayoso (Cretácico Inferior) en la Cuenca Neuquina, provincia del Neuquén. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 15, Actas 1: 716-721. El Calafate.
- Potter, P.E. 1994. Modern sands of South America: composition, provenance and global significance. *Geologische Rundschau* 83: 212-232.

- Ramos, V.A. 1981. Descripción geológica de la Hoja 33 c Los Chihuidos Norte, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 182: 1-103.
- Ramos, V.A. 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. *In* Geología Argentina (Caminos, R.; editor). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (24): 715-784.
- Sánchez, M.; Asurmendi, E. 2016. Evolución tecto-estratigráfica del relleno de sistemas de cuencas de antepaís andino cretácico: Grupo Neuquén en la región central de la Cuenca Neuquina. *In* Congreso Latinoamericano de Sedimentología, No. 7 y Reunión Argentina de Sedimentología, No. 15: 148 p. Santa Rosa La Pampa.
- Santi Malnis, P.; Colombi, C.; Rodríguez Posatini, N.; Rothis, M.; Limarino, C.O. 2018. Caracterización sedimentológica de un Sistema Fluvial Distributivo de clima árido: arroyo Papagayos, en el piedemonte oriental de las Sierras La Huerta-Imanas, San Juan, Argentina. *Andean Geology* 45 (2):186-228. doi: 10.5027/andgeov45n2-3022
- Scasso, R.A.; Limarino, C.O. 1997. Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial 1: 258 p. Buenos Aires.
- Silvestro, J.; Zubiri, M. 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la dorsal Neuquina (39°S), Neuquén. *Revista Asociación Geológica Argentina* 63: 49-64.
- Sohn, Y.Y. 1997. On traction-carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research* 67 (3): 502-509.
- Somoza, R.; Zaffarana, C.B. 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. *Earth and Planetary Science Letters* 271: 267-277.
- Sruoga, P. 2000. Descripción geológica de la hoja Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. Informe Preliminar (Inédito), Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.
- Tassara, A.; Yáñez, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15°-47°S). *Revista Geológica de Chile* 30 (2): 159-186. doi: 10.5027/andgeoV30n2-a02.
- Tunik, M.A. 2001. Análisis sedimentológico y tectónico de la primera ingresión atlántica en la Alta Cordillera de Mendoza. Tesis doctoral (Inédito), Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: 257 p.
- Tunik, M.; Folguera, A.; Naipauer, M.; Pimentel, M.; Ramos, V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489: 258-273.
- Uliana, M.A.; Dellapé, D.A.; Pando, G.A. 1975. Distribución y génesis de las sedimentitas rayosianas (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza, República Argentina). *In* Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, No. 2, Tomo I: 151-176. Buenos Aires.
- Vergani, G.; Tankard, A.J.; Belotti, H.J.; Welsnik, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. *In* *Petroleum Basins of South America* (Tankard, A.J.; Suárez, R.; Welsink, H.J.; editors). American Association of Petroleum Geologists Memoir 62: 383-402. doi: 10.1306/7834F6E1-1721-11D7-8645000102C1865D.
- Weissmann, G.S.; Hartley, A. J.; Nichols, G.J.; Scuderi, L.A.; Olsen, M.; Buehler, H.; Banteah, R. 2010. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: distributive fluvial systems. *Geology* 38:39-42.
- Zavala, C.; Ponce, J.; Marteau, M. 2001. Origin, Sequence Stratigraphy and Hydrocarbon Potential of the Rayoso Formation (Aptian-Albian) in the Central Neuquén Basin (Argentina). *In* American Association of Petroleum Geologists Hedberg Conference "New Technologies and New Play Concepts in Latin America", Abstracts: 35-36. Mendoza.

Cretaceous Research

Multiproxy provenance analysis of Upper Cretaceous deposits in the Andes (34-35°S): evidence of coeval volcanism with the onset of the Andean orogen --Manuscript Draft--

Manuscript Number:	
Article Type:	VSI:CRETACEOUS NEUQUÉN BASIN: Full Length Article
Keywords:	Foreland Basin; Synorogenic deposits; Diamante Formation; Latest Early Cretaceous; AFT-ZFT-U-Pb
Corresponding Author:	Ricardo Gómez Consejo Nacional de Investigaciones Cientificas y Tecnicas ARGENTINA
First Author:	Ricardo Gómez
Order of Authors:	Ricardo Gómez Antonella Galetto Guadalupe Arzadún Maisa Tunik Silvio Casadio Martin Parada Lucas Lothari
Abstract:	<p>Detrital low-temperature thermochronology, combined with U-Pb geochronology, petrological, stratigraphic and sedimentological analysis, is a valuable approach for constraining the provenance of nonmarine Upper Cretaceous deposits in the northern Neuquén Basin. This work focuses on the study of the Diamante Formation, a fluvial succession that represents the first synorogenic deposits of the Andean foreland basin at 34-35°S. The study results indicate that the Diamante Formation deposition was coeval with the existence of an active volcanic arc during the onset of the foreland basin in the latest Early Cretaceous. The facies associations evidence the transition between the back-arc and the foreland basin stages and the inception of fluvial sedimentation in the foredeep depozone. The petrographic analysis, together with changes in paleocurrents and the record of limestone clasts suggest a regional source shift. An apatite fission track analysis (AFT) of a sample from the lower part of the Diamante Formation indicated an Albian central cooling age. The sample also showed a notable presence of angular apatite crystals and a predominance of rounded and subangular grains. A zircon fission-track analysis (ZFT) of a sample from the upper part of the Diamante Formation yielded two discrete populations of cooling ages, both reflecting source-cooling during the Late Jurassic (~161 Ma) and the Permian periods (~265 Ma). Finally, comparisons between the AFT and the U-Pb maximum depositional zircon-ages of the same sample revealed a short lag time (ca. 3 Ma), likely related to the rapid magmatic cooling of a coeval volcanic source at ~110 Ma (Albian).</p>
Suggested Reviewers:	Maximiliano Naipauer maxinaipauer@hotmail.com Lucas Fennell lucasfennell90@gmail.com Barbara Carrapa barbara.carrapa@gmail.com Julieta Suriano julietasuriano@gmail.com
Opposed Reviewers:	

1 **Multiproxy provenance analysis of Upper Cretaceous deposits in the Andes (34-**
2 **35°S): evidence of coeval volcanism with the onset of the Andean orogen**

3

4 Ricardo Gómez^{a,b,*}, Antonella Galetto^{b,c}, Guadalupe Arzadún^{b,d}, Maisa Tunik^{a,b}, Silvio
5 Casadio^{a,b}, Martín Parada^a, Lucas Lothari^e

6

7 ^a Universidad Nacional de Río Negro. Instituto de Investigación en Paleobiología y
8 Geología. Av. Roca 1242, General Roca, Río Negro, Argentina. E-mail:
9 rgomez@unrn.edu.ar

10 ^b Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Av. Roca
11 1242, General Roca, Río Negro, Argentina

12 ^c CONICET-IDEAN, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, C1428EHA,
13 Buenos Aires, Argentina.

14 ^d Laboratorio de Termocronología (LaTe Andes), Las Moreras 510, 4401 Vaqueros,
15 Salta, Argentina.

16 ^e IANIGLA, CCT Mendoza, CONICET, Parque San Martín s/n, 5500, Mendoza,
17 Argentina

18 *Corresponding author e-mail: rgomez@unrn.edu.ar

19

20 **Abstract**

21 Detrital low-temperature thermochronology, combined with U-Pb geochronology,
22 petrological, stratigraphic and sedimentological analysis, is a valuable approach for
23 constraining the provenance of nonmarine Upper Cretaceous deposits in the northern
24 Neuquén Basin. This work focuses on the study of the Diamante Formation, a fluvial
25 succession that represents the first synorogenic deposits of the Andean foreland basin at
26 34-35°S. The study results indicate that the Diamante Formation deposition was coeval
27 with the existence of an active volcanic arc during the onset of the foreland basin in the
28 latest Early Cretaceous. The facies associations evidence the transition between the

29 back-arc and the foreland basin stages and the inception of fluvial sedimentation in the
30 foredeep depozone. The petrographic analysis, together with changes in paleocurrents
31 and the record of limestone clasts suggest a regional source shift. An apatite fission
32 track analysis (AFT) of a sample from the lower part of the Diamante Formation
33 indicated an Albian central cooling age. The sample also showed a notable presence of
34 angular apatite crystals and a predominance of rounded and subangular grains. A zircon
35 fission-track analysis (ZFT) of a sample from the upper part of the Diamante Formation
36 yielded two discrete populations of cooling ages, both reflecting source-cooling during
37 the Late Jurassic (~161 Ma) and the Permian periods (~265 Ma). Finally, comparisons
38 between the AFT and the U-Pb maximum depositional zircon-ages of the same sample
39 revealed a short lag time (ca. 3 Ma), likely related to the rapid magmatic cooling of a
40 coeval volcanic source at ~110 Ma (Albian).

41

42 **Keywords:** Foreland Basin; Synorogenic deposits; Diamante Formation; Latest Early
43 Cretaceous; AFT-ZFT-U-Pb

44

45 **1. Introduction**

46 A combination of multiple techniques has been a useful tool for provenance
47 studies in the last decade. The analysis of detrital crystals with special chemical and
48 isotopic signatures reveals associations with source areas and tectonic events in many
49 geological scenarios (Carrapa et al., 2009; Carrapa, 2010; Chew and Donelick, 2012;
50 Cawood et al., 2012; Peyton and Carrapa, 2013; Gehrels, 2014; Owusu Agyemang et
51 al., 2019). Additionally, combined geochronometry and low-temperature
52 thermochronometry enhance the recognition of syntectonic provenance information, by
53 providing crystallization and thermotectonic histories of the same source rocks feeding

54 the basin (Malusá and Fitzgerald, 2019; and references therein). Multiproxy analyses,
55 including multidating methods, are powerful tools for the reconstruction of the tectonic
56 history of foreland basin systems (Bernet and Spiegel, 2004; Umazano et al., 2009;
57 Ghiglione et al., 2015; Suriano et al., 2017; Buelow et al., 2018; Thomson et al., 2017;
58 Bernet, 2019 and references therein).

59 The Neuquén Basin is a large marine embayment developed during the Late
60 Triassic to the Jurassic times in the southwestern margin of Gondwana, which was
61 created by a continental-scale rifting process in response to the breakup of the Pangea
62 supercontinent (Vergani et al., 1995; Franzese and Spalletti, 2001; D'Elia et al., 2020)
63 (Fig. 1). It records a complete sedimentary sequence, more than 7.000 m thick, that
64 includes Upper Triassic to the Paleocene marine and nonmarine sedimentary rocks.
65 Between the Early to Late Cretaceous period, the Neuquén Basin transitioned from a
66 back-arc extensional tectonic to a retroarc foreland basin, in response to a westward
67 acceleration of the South American plate during the Cretaceous period. Congruent with
68 this tectonic setting, several large-scale drainage systems have been indicated for the
69 Upper Cretaceous nonmarine deposits of the Neuquén Basin, based on regional
70 stratigraphy and sedimentology (e.g., Di Giulio et al., 2012, 2016; Gómez et al., 2019,
71 2020). Provenance analyses in the northern part of the basin (34-35°S) suggest that the
72 foreland basin was established at approximately 100-107 Ma during the deposition of
73 the Diamante Formation, which is temporally equivalent to the youngest part of the
74 Neuquén Group described south of 35°S (Fig. 1) (Gómez et al., 2019, 2020). A
75 proposed source rock-model includes a westward sediment dispersal derived from the
76 Sierra Pintada System and the San Rafael Block before the uplift of the Andes, which
77 was then shifted eastwards with the onset of the Andean orogen (Tunik et al., 2010; Di
78 Giulio et al., 2012, 2016; Balgord and Carrapa, 2016; Balgord, 2017; Fennell et al.,

79 2017a, 2017b; Borghi et al., 2019; Gómez et al., 2019, 2020; Lothari et al., 2020).
80 However, the lack of detailed sedimentological and provenance studies north of 35°S is
81 unacceptable, and new studies are essential for a better understanding of the fold-thrust
82 belt evolution throughout the late Early and the Late Cretaceous periods.

83 In the last few years, several discrepancies arose in regard to the presence of a
84 coeval volcanic arc during the Upper Cretaceous nonmarine deposition along the
85 Neuquén Basin (e.g., Muñoz et al., 2018; Gómez et al., 2019, 2020). Some authors
86 speculated on a decrease in volcanic activity because of the absence of detrital zircons
87 <100 Ma in the Neuquén Group, and an eastward arc migration as a consequence of a
88 shallowing of the subducted oceanic slab ~35°S (Fennell et al., 2017a; Muñoz et al.,
89 2018). This flat-slab stage produced an increase in the contractional deformation and the
90 generation of a first order unconformity, known as the Patagonidic (Ramos, 1988;
91 Leanza, 2009; Tunik et al., 2010; Fennell et al., 2017b; Asurmendi et al., 2017; among
92 others). For this paleogeographic scenario, Muñoz et al. (2018) documented differences
93 in provenance patterns between the western and eastern late Early Cretaceous deposits
94 of the Neuquén Basin (~35°S). Based on this discovery, Muñoz et al. (2018) speculated
95 on the presence of a topographic barrier separating the eastern and western domains
96 associated with the growth of the Andean fold thrust belt during the Late Cretaceous
97 period. Recently, Tapia et al. (2020) correlated this compressive stage with the
98 maximum exhumation rates estimated for the western Paleozoic basement of the
99 Coastal Cordillera, accompanied by the development of a topographic barrier that
100 inhibited the sediment supply derived from the contemporaneous volcanic arc of the
101 eastern foreland basin.

102 However, Gómez et al. (2019) recorded the influence of a volcanic arc during
103 the Upper Cretaceous nonmarine sedimentation in the foreland basin. The Neuquén

104 Group contains pyroclastic components associated with fluvial deposits (Corbella et al.,
105 2004; Garrido, 2010; Sánchez et al., 2008, 2013; Asurmendi et al., 2017). Furthermore,
106 Gomez et al. (2020) observed reworked tuff levels with ~0.60 m of thickness at 34-35°S
107 in the Diamante Formation, which is interpreted as direct evidence of volcanic activity
108 during the foreland basin deposition stage. However, the U-Pb detrital zircons' ages as
109 well as a petrographic analysis of the Neuquén Group and the Diamante Formation,
110 show indirect evidence of the presence of an active volcanic arc after the Aptian (Tunik
111 et al., 2010; Borghi et al., 2019; Gómez et al., 2019; among others).

112 There are allocyclic and autocyclic processes that influenced the sedimentation
113 (Cecil, 2003). The changes of these processes over time can generate sediments of
114 variable compositions derived from a similar source or, conversely, very similar
115 sedimentary rock derived from different sources. The recognition of different
116 compositional patterns in the detrital components of sedimentary sequences, allows for
117 the identification of diverse source signals (Tyrrell et al., 2012; Franklin et al., 2019).

118 The aim of this paper is to constrain the sediment provenance of the late Early
119 Cretaceous-Late Cretaceous succession in the northern Neuquén Basin and to
120 reconstruct its evolution; a multiproxy approach was applied by integrating
121 sedimentological and petrographic analyses with geochronological and low-temperature
122 thermochronological data.

123 **2. Tectonic setting**

124 Three different kinematic regimes have been observed in the Andes: 1) a back-
125 arc extension as a result of the rate of slab roll-back exceeding the margin normal
126 component of 'absolute' velocity of the overriding plate; 2) dominant strike-slip
127 kinematics with a local transtension to a transpression during periods of oblique
128 convergence; and 3) a contractional deformation caused by the margin normal

129 component of ‘absolute’ velocity of the overriding plate exceeding the rate of the slab
130 roll-back (e.g., Schellart, 2008; Balgord, 2016).

131 In Argentina, the well-preserved sedimentary record of the Neuquén Basin (30°-
132 40°S) shows a complex tectonic history with spatial and temporal variations. According
133 to Howell et al. (2005), the tectonic evolution and its sedimentary infill can be grouped
134 into three main stages: (1) the tectonic extension phase during the Late Triassic–Early
135 Jurassic period, manifested by isolated rift depocenters, each one showing a particular
136 set of structural and stratigraphic features (e.g., D’Elia et al., 2020; Bechis et al., 2020;
137 and references therein); (2) the Early Jurassic–middle Cretaceous marine postrift basin
138 caused by a thermal subsidence stage (Uliana and Legarreta, 1993; Legarreta and
139 Uliana, 1996; Schwarz et al., 2016); (3) the uppermost Early Cretaceous to Cenozoic
140 retro-arc foreland stage (Ramos and Folguera, 2005; Mpodozis and Ramos, 2008; Tunik
141 et al., 2010; Naipauer and Ramos, 2016; Horton, 2018). The basin was bounded by
142 relatively tectonically stable areas: the North Patagonian Massif to the southeast and the
143 San Rafael-Las Matras block to the north-east. To the west, the boundary was
144 conditioned by the evolution of the Andean arc.

145 Important geodynamic changes occurred during the Mesozoic and Cenozoic
146 periods along the southwestern Gondwana margin, related to the onset of subduction
147 processes with the convergence of the Nazca-Farallón and the South American plates.
148 These processes promoted the formation of the Andes and the progressive development
149 of the magmatic arc. These changes in the western margin of the South American plate
150 have been attributed for many years to the Laurasia and Gondwana break up, together
151 with an increase in the overriding velocities of these two large continental blocks (e.g.,
152 Mpodozis and Ramos, 1990; Ramos and Kay, 2006). This theory has been modified in
153 the last few years by several authors suggesting that the onset of the contraction was

154 triggered by changes in a lower mantle convection (Faccenna et al., 2017; Schellart,
155 2017). Chen et al. (2019) using tomographic data, suggesting that the subduction began
156 at the northern Andes (5°S) during the Late Cretaceous period (~ 80 Ma) and
157 propagated southwards, reaching the 40°S by the early Cenozoic period (~55 Ma). More
158 recently, Gianni et al. (2020) studied post-Gondwana synorogenic deposits and
159 proposed that the Andean uplift was a diachronic process that propagated northward.

160 The study area is located in the Cordillera Principal in the central-western sector
161 of the Mendoza Province (~34°30'S, 69°40'W) (Fig. 2a-b). The main structural features
162 of this area are associated with the Malargüe fold-thrust belt (MFTB), which is
163 characterized by large basement structures coupled with thin-skinned thrust systems
164 developed both on top of these basement structures and along the eastern thrust front
165 (Kozłowski et al., 1993; Manceda and Figueroa, 1995; Giambiagi et al., 2008, 2009;
166 Turienzo, 2010; Fuentes et al., 2016). Recently, Bande et al. (2020) presented new (U–
167 Th)/He data, and the fission track results show a rapid cooling/exhumation of the frontal
168 sector of the MFTB during the early to late Miocene period.

169 **3. Stratigraphic synthesis**

170 The nonmarine Late Cretaceous deposits in the Neuquén Basin recorded south of
171 35°S are assigned to the Neuquén Group, where the deposit reaches a maximum
172 thickness of 1,600 m (Legarreta and Gulisano, 1989; Garrido, 2010; Orts et al., 2012).
173 The synorogenic deposits of the Neuquén Group are subdivided into the Río Limay, Río
174 Neuquén and Río Colorado subgroups (Cazau and Uliana, 1973; Ramos, 1981). Cazau
175 and Uliana (1973) pointed out that each subgroup is characterized by upward fining and
176 thinning sequences. However, there are many problems in the division and recognition
177 of the formations. The Río Limay Subgroup represents the initial stage of the foreland
178 basin deposition of the Neuquén Group, and it is composed by the Candeleros, Huincul

179 and Cerro Lisandro formations. The Río Neuquén Subgroup includes the Portezuelo and
180 Plottier formations, while the Río Colorado Subgroup is composed of the Bajo de la
181 Carpa and the Anacleto formations. The Neuquén Group shows lateral and vertical
182 facies changes. Overall, the Neuquén Group includes fluvial, aeolian, lacustrine, deltaic,
183 and estuaric deposits controlled by allocyclic and autocyclic processes in different areas,
184 and includes the depocenters of a foreland basin (Cazau and Uliana, 1973; Leanza and
185 Hugo, 2001; Leanza et al., 2004; Garrido, 2010; Asurmendi et al., 2017; among others).
186 This cyclic pattern is interrupted by the overlying Maastrichtian to Palaeocene marine
187 facies of the Malargüe Group, which represents the first Atlantic-related marine
188 succession on top of the Neuquén Basin deposits (Uliana and Dellapé, 1981; Barrio,
189 1990; Aguirre-Urreta et al., 2008). However, the unconformity that separates the Bajada
190 del Agrio Group from the base of the Neuquén Group corresponds to a basin-scale
191 angular unconformity named the Patagonidic unconformity (cf. Fennell et al., 2017b).
192 This unconformity has been observed both in outcrops and in seismic data (Vergani et
193 al., 1995; Mosquera, 2008). However, in our study area the contact between the Rayoso
194 and the Diamante formations is represented by a paraconformity (Broens and Pereira,
195 2005; Lothari et al., 2020) (Fig. 2c). Balgord and Carrapa (2016) proposed an
196 erosion/nondeposition gap of 25 Ma south of the study area, which includes the entire
197 Rayoso Formation, with the Huitrín Formation merged with the nonmarine Late
198 Cretaceous deposits, while Gómez et al. (2019) proposed a shorter gap of 17 Ma.
199 Similar features in the merger between both formations were observed by Balgord
200 (2016) in the Aconcagua area (31-33°S).

201 North of 35°S, the Neuquén Group has been identified as a Diamante Formation,
202 because of its complexity and a lack of a regional correlation throughout the basin. This
203 unit is ~300-700 m thick (Fig. 2 a-b) recording fluvial (i.e., meandering and braided

204 systems), alluvial fan and lacustrine paleoenvironments (Cristallini and Ramos, 1996;
205 Broens and Pereira, 2005; Balgord, 2016; Balgord and Carrapa, 2016; Mackaman-
206 Lofland et al., 2019; Gómez et al., 2020; Lothari et al., 2020).

207 The absence of radiometric ages for the volcanic levels interbedded in the
208 Neuquén Group or the Diamante Formation makes it difficult to obtain a definite age
209 for this unit. For that reason, the age of these units are under debate. Based on
210 paleomagnetic studies, Dingus et al. (2000) estimated the age of the Anacleto Formation
211 as the early Campanian period (~83.5–79.5 Ma), while Corbella et al. (2004) obtained a
212 zircon fission-track age of 88 ± 3.9 Ma (Coniacian) for the base of the Huincul
213 Formation of the Neuquén Group.

214 In the Coastal Cordillera of Chile, a well exposed continental Upper Cretaceous
215 deposit named the BRCU series (Brownish Red Clastic Unit; Charrier et al., 1996)
216 assigned to the latest Cenomanian-early Campanian period by Muñoz et al. (2018),
217 shows sediment provenance from a coeval Cretaceous volcanic arc. According to these
218 authors, the BRCU deposits have a chronological correlation with the Neuquén Group
219 and the Diamante Formation in Argentina, but with differences in the provenance
220 patterns of the U-Pb detrital zircons.

221 **4. Multiproxy methodology**

222 This paper includes data generated using a combination of techniques to
223 determine the provenance of the late Early Cretaceous-Upper Cretaceous nonmarine
224 deposits in the northern part of the Neuquén Basin. Although over the last decade the
225 results from the application of this approach were published, few papers included a
226 detailed sedimentological analysis in addition to the provenance studies (Surpless and
227 Augsburger, 2009; Suriano et al., 2017; among others), and none of them were from this

228 area. These analyses are the key to understanding not only the characteristics of the
229 source regions but also the processes and sedimentation patterns in the foreland basins.

230 **4.1. Stratigraphic sections, facies analysis and petrography**

231 To carry out a detailed sedimentological analysis, two areas were logged, the
232 Arroyo Oscuro area (34°36'15.45"S; 69°44'20.00"W) and the Arroyo Las Playas area
233 (34°33'39.42"S; 69°44'44.91"W). Both areas were integrated with previous areas
234 studied in Vega Grande and Vega de Los Patos (Gómez et al., 2020; Lothari et al.,
235 2020) (Fig. 2b-c). All these areas are located between the Atuel and the Diamante
236 rivers. Thicknesses were determined using Jacob's staff. This, in addition to the rock
237 descriptions with an emphasis on lithology (including texture and composition), and on
238 the sedimentary structures, allowed characterization of the sedimentary facies. Field
239 studies enabled the discrimination of the geometry of the bedsets. The Arroyo Oscuro
240 area was the only area suitable for an analysis of the fluvial architecture and it broadly
241 correlated with the other sections. The definition of facies and facies associations were
242 used to discriminate the paleoenvironment settings of the Diamante Formation in the
243 study area.

244 Paleocurrent measurements were performed wherever exposure and outcrop
245 orientations allowed accurate measurements. These measurements provided valuable
246 information on paleocurrents, which can often shed light on the paleogeography (e.g.,
247 Potter and Pettijohn, 1977; Buelow et al., 2018; Paredes et al., 2018). The imbrication
248 of pebbles and cross-stratification were used to obtain the paleocurrent directions.
249 However, three-dimensional exposures were necessary to obtain true dip directions and
250 avoid erroneous current directions.

251 Measured stratigraphic areas provided the framework for a systematic collection
252 of sandstones samples. These samples were analyzed under a magnifying glass for a

253 complete macroscopic description. Twenty-one standard 30 μm thin sections were
254 impregnated with blue epoxy resin in order to highlight the porosity, stained with
255 alizarin red to distinguish the dolomite and the calcite, and stained with potassium
256 ferricyanide to distinguish the ferroan and the nonferroan calcite following the method
257 of Dickson (1965). After the petrographic analysis, 7 samples from the Arroyo Oscuro
258 area and 5 samples from Vega de Los Patos area were selected for the study of detrital
259 modes and provenance analyses. The sandstones were classified following Folk et al.
260 (1970), and the Gazzi-Dickinson method was used for the provenance analyses based on
261 a 400 clast count for each thin section (Ingersoll et al., 1984). All the surveyed data was
262 included in the discrimination provenance diagrams of Dickinson et al. (1983), along
263 with the samples previously obtained in the Vega Grande and the Vega de Los Patos
264 locations (Gómez et al., 2019).

265 **4.2. Detrital zircon U-Pb geochronology**

266 In this study, we used the U-Pb detrital zircon ages obtained from the lower part
267 of Vega de Los Patos and the top of the Vega Grande area with the aim of contributing
268 to the multiproxy provenance analysis. These samples consisted of medium-grained
269 lithic feldspathic sandstone to a reworked tuff, respectively (Gómez et al., 2019).
270 Standard heavy-mineral concentration techniques were used at the Instituto de
271 Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG), that were integrated by crushing,
272 sieving and hydraulic-decanting methods. Heavy minerals were later observed under a
273 magnifying glass to confirm the presence of zircons. The heavy fraction resulting from
274 this separation was sent to the LaserChron Center at the University of Arizona, where
275 the separation of zircons was first performed using heavy liquids and a Frantz
276 Isodynamic Magnetic Separator. A U–Pb detrital zircon geochronology was conducted

277 by LA-ICP-MS following the procedures outlined in Gehrels et al. (2006, 2008)
278 (VLP001 and VG24 samples, location in Fig. 2c.; see Appendix 3 data for details).

279 **4.3. Low-temperature thermochronology: Apatite and Zircon Fission Track (AFT** 280 **and ZFT)**

281 The fission track method is based on the accumulation of narrow damage trails
282 called “fission-tracks” in uranium-rich mineral grains (e.g., apatite, zircon) and natural
283 glasses, which form as a result of the spontaneous nuclear fission decay of ^{238}U in
284 nature (Price and Walker, 1963; Fleischer et al., 1975). Fission tracks start to be
285 retained in the crystal once the rock has cooled below the closure temperature (T_c) of
286 $240 \pm 20^\circ\text{C}$ for ZFT and $100 \pm 10^\circ\text{C}$ for AFT (Laslett et al., 1987; Brandon et al., 1998;
287 Ketcham et al., 1999), and start to reduce their length within the thermal range of 200-
288 300°C for ZFT (ZFT partial annealing zone, PAZ; Tagami, 2005) and $60\text{-}120^\circ\text{C}$ for
289 AFT (AFT partial annealing zone, PAZ; Gleadow and Fitzgerald, 1987). When crystals
290 are subjected to temperatures within the PAZ for a long time, the tracks are erased or
291 annealed by thermal recovery, causing a reset of the isotopic system (Fleischer et al.,
292 1975). Conversely, if the crystals are maintained under the PAZ, then the fission tracks
293 are preserved.

294 The fission-track cooling ages were calculated for two samples from the bottom
295 (VLP001) and the top (2119) of the Vegas de Los Patos stratigraphic area (Fig. 2c). The
296 ages were obtained following the External Detector Method (EDM; Hurford and Green,
297 1983) and within the TrackKey software (Dunkl, 2002) (See Appendix 3 for more
298 details of the sample preparation and the analytical procedures). The Chi squared test -
299 $P(\chi^2)$ - was applied in each case in order to evaluate overdispersed data in relation to the
300 expectation of the statistical count for the radioactive decay process (Galbraith, 1981).
301 For samples with $P(\chi^2) < 5\%$, the grain age distribution was decomposed by using the

302 binomial peak method (Galbraith and Green, 1990) through the Binomfit program
303 (Brandon, 2002) to identify discrete populations. A “lag time” was estimated by
304 comparing the obtained FT cooling ages with the U-Pb detrital age of the same sample
305 from the Diamante Formation (Gómez et al., 2019). In sedimentary rocks, this
306 parameter represents the time a sample takes to cool below the PAZ temperatures in the
307 source area, get transported and finally deposited (Garver et al., 1999). A rapid source
308 cooling is evidenced by short lag times, and can be associated with a rapid source-
309 exhumation (Reiners and Brandon, 2006; Rahl et al., 2007), or with a magmatic-source
310 when the lag times are considerably short (Malusà et al., 2011; Malusà and Fitzgerald,
311 2019 and references therein).

312 **4.4. Electron Microscope Scanning: morphological analysis of apatite grains**

313 Apatite fission-track dating of sample VLP001 was complemented by a detailed
314 morphological description of the apatite crystals from the same sample, which was
315 obtained by using Electron Microscope Scanning (SEM) to distinguish populations of
316 detrital grains with potential equivalent provenances. With this objective, 530 detrital
317 apatite grains were randomly picked under a binocular loupe, and dispersed on a
318 double-sided carbon tape placed on a carbon-coated aluminum stub. Each crystal was
319 photographed with a ZEISS EVO MA15 scanning electron microscope (SEM). The
320 morphological analysis was performed at the Instituto de Investigación en Paleobiología
321 y Geología, Universidad Nacional de Río Negro (General Roca, Argentina). The SEM
322 was executed in backscatter detector mode under a high vacuum with 20 kV and a
323 working distance of ~8.5 to 5 mm, where various magnifications (~700x to 1500x) were
324 used. The SEM was also equipped with an OXFORD X-Max 20 X-ray detector, which
325 allowed determination of the chemical composition of the analyzed grains and verified
326 that they were apatite crystal. The morphology of each crystal was described as

327 rounded, subangular and angular according to the standard classification of roundness
328 (Cox, 1927). Crystals with fractures that precluded the recognition of their morphology
329 were not considered for the analysis.

330 **5. Results**

331 **5.1. Sedimentological analysis**

332 To perform the paleoenvironment interpretation from the Arroyo Oscuro and
333 Arroyo Las Playas localities, two stratigraphic sections were measured (Figs. 3-4).
334 These localities had not been studied in detail before and included both the Bajada del
335 Agrio Group and the Diamante Formation deposits. Considering that there was no
336 evidence of unconformity along the studied sections, a transition, or a paraconformity
337 between both units, was assumed. In the area of Arroyo Las Playas, the Diamante
338 Formation shows, towards the top of the section, transitional to marginal deposits of the
339 Saldeño Formation towards the top of the area (Tunik, 2003), which was represented by
340 a change from red-mudstones to laminated green and yellow siltstones and shales.
341 However, as one of the objectives of this study, we focused on the analysis of the
342 Diamante Formation deposits.

343 **5.1.1. Arroyo Oscuro**

344 This section showed a sedimentary succession with a thickness of 316 m (Fig.
345 3). Three main textural groups of sedimentary facies were identified; conglomeratic and
346 sandy clastic facies, calcareous and evaporitic facies. A total of nine sedimentary facies
347 have been characterized (Table A1.1, Appendix 1). Furthermore, we classify these
348 deposits into three main facies associations; A: restricted brackish lake, B: sheet-flood
349 deposit, C: channelized fluvial deposits.

350 Conglomeratic facies (Table A1.1., Gmm, Gcm, Gct) are the least abundant in
351 the area and show fining-upward co-sets with variable thicknesses (up to 3 m) and

352 lateral extensions (from 1 to 27 m). The geometry of the sedimentary bodies is variable,
353 with a predominance of lenticular and chaotic forms. Cut and fill structures have been
354 observed in these facies. The presence of isolated angular clasts of variable sizes (6 cm
355 approx.) is common. This feature was frequently observed in both sections on
356 nonchannelized fluvial deposits. The most common arrangement begins with coarse to
357 fine conglomeratic (Gmm, Gcm, Gct), followed by coarse-sandstone facies and finishes
358 with medium to fine sandstone facies (St, Sh, Sl) with bioturbation (Sm). Although a
359 massive character predominates in the sedimentary deposits, the presence of 3-D
360 channelized sedimentary bodies and imbricated clast is restricted but allowed
361 paleocurrent measurements with the use of a Brunton® compass, which in turn were
362 corrected for magnetic declination. The results of these measurements (n=44) allowed
363 us to observe important changes in the paleocurrent directions between the bottom
364 (280° to the west) and the top of the Arroyo Oscuro area (55° to the east) (Fig. 3).

365 The sandy facies are predominant, with even more varied sedimentary
366 structures. Four facies have been recognized: St, Sh, Sm, and Sl (Table A1.1, Appendix
367 1). Together, they represent a continuous succession of channels and bars that are linked
368 laterally and vertically, exhibiting both ribbon and sheet geometries as well as
369 individual bodies. Bioturbation is very common and appears frequently, obliterating the
370 primary structure. In the same way, an increase in bioturbation towards the middle and
371 upper part of the area has been observed. Regarding the ichnological content, *Scoyenia*
372 isp., *Skolithos* isp., and *Arenicolites* isp. were recognized. Furthermore, undifferentiated
373 vertical and horizontal tubes have been identified. Additionally, the presence of mottled
374 massive sandstones with carbonate nodules is very common.

375 **5.1.2. Arroyo Las Playas**

376 A detailed scale examination of the succession in the Arroyo Las Playas area
377 with a thickness of 614 m, allowed the identification of a variety of sedimentary facies.
378 The essential characteristics of these facies are summarized in Table A1.1 (Appendix 1).
379 Thirteen sedimentary facies were distinguished and divided into four textural groups;
380 conglomeratic, sandy and mudstones clastic facies, and calcareous and evaporitic facies.
381 As the result of the facies analysis, five facies associations were defined and interpreted;
382 A: restricted brackish lake, B: ephemeral lake, C: sheet-flood, D: channel and bars and
383 E: floodplain.

384 In this area, as well as the other sections, the conglomeratic facies were
385 comprised of sedimentary bodies with an erosive base and fining-upward trends.
386 Internally, these bodies correspond to a clast-supported conglomerate with parallel
387 stratification (Ghc). Clasts are angular-subangular volcanic lithic and reach up to 3-4 cm
388 on the A-Axis. A massive matrix-supported conglomerate (Gmm) with subangular to
389 subrounded clasts reached 6 cm on the A-Axis, and a massive clast-supported
390 conglomerate (Gcm) with clasts of up to 7 cm from volcanic or limestone lithic
391 fragments (towards the top of the section) have also been identified (Fig. 5a). Finally,
392 clast-supported conglomerate facies with tangential and festoon cross-bedding (Gct)
393 were identified, consisting mainly of angular to subrounded volcanic lithic fragments.

394 Regarding sandy facies, medium to very fine sandstone with parallel
395 stratification (Sh) have been identified, which eventually showed internal structures of
396 parallel and ripple cross laminations, as well as some pedogenetic features such as
397 mottling. Sandstone with parallel lamination (Sl), medium to fine-grained pebbly
398 sandstone (SGm) with isolated clasts, and medium to very fine massive sandstone (Sm)
399 which correspond to the most abundant sandstone within the surveyed area, have also
400 been recognized (Fig. 5b).

401 Additionally, the fine-grained facies are represented by massive mudstones
402 (Fm), normally semicovered, mudstones with parallel lamination (Fl), and mudstones
403 with parallel bedding (Fh). These facies normally show pedogenetic features such as
404 mottled, slickensides, blocky and subangular peds, and undifferentiated bioturbations.

405 The calcareous and evaporitic facies are present in the basal part of the
406 succession of the Arroyo Las Playas area as well as the Arroyo Oscuro area (Figs. 3-4)
407 and consists of gypsum/massive anhydrite beds (Em) with 70 m of thickness, and less
408 common gypsum/laminate anhydrite, which are interbedded with stratified limestone
409 (Lh).

410 **5.1.3. Paleocurrent analysis**

411 Paleocurrent directions were measured (n=44) at the Arroyo Oscuro area, and
412 showed a significant change between the bottom and the top of the area (Fig. 3),
413 defining an important shift in the paleocurrent direction. They are from the east (on
414 average towards 285° Az) at the bottom and from the west (on average towards 093°
415 Az) at the top. In contrast, in the Arroyo Las Playas area, the paleocurrent data is
416 limited to just one (towards 15° Az) at the top, due to the absence of 3-D measurable
417 sedimentary structures and the scarce levels with imbricated clasts.

418 **5.2. Petrographic description and modal analysis**

419 For the purpose of this study, we include new petrography data from the late
420 Early and the Late Cretaceous deposits of the Arroyo Oscuro and the Arroyo Las Playas
421 localities. They are compared with the data obtained in nearby study areas (Gómez et
422 al., 2020; Lothari et al., 2020). Petrographic observations facilitated obtaining a general
423 description of the principal components from the clastic fraction. Different types of
424 quartz (Q), feldspars (F), and lithic fragments (L) were discriminated and quantified.
425 Likewise, the features of the cements and the presence of heavy minerals in the thin

426 sections were observed. The sandstones were classified following the proposal of Folk
427 et al. (1970) and were mainly lithic feldarenite and feldspathic litharenite. The average
428 value of the percentage in weight for these samples is $Q_{50}F_{24}L_{25}$ (Appendix 1-Fig. 7a).
429 Quartz was the predominant component in all the samples (50%) and appears in two
430 main forms, such as monocrystalline (33%) as well as polycrystalline in subordinate
431 proportions (7.2%). The most abundant type of quartz is monocrystalline with straight
432 extinction (26.4%), it generally appears well rounded, and in some cases shows
433 inclusions. Quartz, as a fragment of a volcanic rock (0.9%) was also recognized, as well
434 as quartz with an undulatory extinction (5.7%). In particular, almost all samples contain
435 embayment quartz (Fig. 6c). The variation in the quartz content within the two areas
436 shows a decrease in the middle part of both areas. Feldspars constitute approximately
437 21-33% of the samples. Alkaline feldspar is the most common type and was identified
438 by Carlsbad or tartan twinning, when present. Plagioclase feldspar was identified
439 primarily by albite twinning. Both types of feldspars normally show sericitic and argillic
440 alteration but it is more frequent in alkaline feldspar. Alkaline feldspar and plagioclase
441 were recognized as volcanic rock crystals in subordinate amounts. Furthermore, there
442 was no correlation between either profile, or from the base to the top. In the Arroyo
443 Oscuro area, the plagioclase/total feldspar ratio does not vary and its value remains at
444 0.35, while in the Arroyo Las Playas area, there is a high value at the bottom section,
445 with a ratio of 0.65 and the ratio remains at 0.45 on average. Recognition of different
446 categories of lithic fragments is very important in provenance studies. Lithic fragments
447 reach on average 25% of the clastic fraction and are almost exclusively volcanic, and
448 more specifically the paleovolcanic type following the criteria used by Critelli and
449 Ingersoll (1995). Paleovolcanic lithic fragments with granular (3%) and seriate (5%)
450 textures are predominant, although volcanic fragments with lathwork (0.6%), microlitic

451 (0.2%) and pyroclastic (1%) with eutaxitic textures were observed (Fig. 6a). It is very
452 important to note the presence of calcareous lithic fragments in the mid and top part of
453 the Arroyo Oscuro area but they were in low proportions (on average 1%) (Fig. 6d). In
454 contrast, altered lithic fragments were observed in relatively high proportions (on
455 average 6%). Finally, sedimentary lithic grains, metamorphic rock fragments and
456 plutonic lithic clasts were observed, as well, in very low proportions (less than 2%).
457 Regarding the types of cement, ferruginous is the most common (5.9%), followed by
458 calcareous (4.2%) argillaceous (2%), and zeolitic (1.7%) types. The cement appears as
459 pore filling, pore lining and the scarce poikilitic. The minor components are the
460 micas and opaques, along with heavy minerals such as zircons and apatite among others
461 (Fig. 6e-f).

462 Regarding sandstone point counting, a recalculated modal composition was
463 carried out (Appendix 1) and plotted on a tectonic discrimination diagram of Dickinson
464 et al. (1983). The Qt-F-Li graph indicates that the analyzed samples from both sections
465 correspond to recycled orogen. Furthermore, in the Qm-F-Lt diagram, the distributions
466 of the samples are clustered in mixed and dissected arc fields. Fig. 7b shows both
467 graphs, as well as previous clast countings, which were in the study area before (Gómez
468 et al., 2019).

469 **5.3. Apatite and zircon fission track**

470 The VLP001 sample belonging to the lower part of the Diamante Formation
471 reported an Early Cretaceous (Albian) AFT central cooling age of 111.9 ± 13.6 Ma
472 (Table 1), linked to a unique statistical population of grain-ages with a low degree of
473 dispersion and a $P(\chi^2) > 5\%$ value (Fig. 9a). The probability density distribution of the
474 grain-ages indicates a major peak between 100 and 120 Ma, followed by a subordinated

475 peak at ~ 200 Ma (Fig. 9c); both were correlative with those described by the cumulative
476 grain-age distribution plot (Fig. 9b).

477 Thirty-seven zircon crystals from the Diamante Formation (sample 2119) dated
478 by ZFT, did not pass the chi square test ($P(x^2) \ll 5\%$, Fig. 9a), resulting in two discrete
479 populations of grain-ages of $P_1 = 156 \pm 15.9$ Ma (71%) and $P_2 = 256.8 \pm 45.15$ Ma
480 (29%) (Table 1, Fig. 9a). Both populations are visible in the probability density
481 distribution and the cumulative grain-age distribution plots (Figs. 9b-c). See Appendix 3
482 for more details.

483 **5.4. Morphological analysis of apatite crystals**

484 From the total number of analyzed crystals (n=530), the morphological analysis
485 of 383 apatites from the VLP001 sample using SEM images (Fig. 8), showed a
486 predominance of rounded crystals (Fig. 8c) being 56% of the total. Angular (Fig. 8a)
487 and subangular (Fig. 8b) crystals accounted for proportions of 21% and 23%,
488 respectively. 147 apatite crystals with fractures were not considered for this analysis
489 (See Appendix 5 for details).

490 **6. Discussion**

491 **6.1. Paleoenvironmental interpretation**

492 The facies associations previously defined for the Arroyo Oscuro and the Arroyo
493 Las Playas areas indicate particular depositional environments.

494 In the case of the Huitrín and the Rayoso formations (Bajada del Agrio Group),
495 both areas represent a restricted marginal marine system that evolved to an ephemeral
496 lake environment. The latter is linked to an inland hypersaline shallow sea with high
497 temperatures resulting in high evaporation rates, as well as sporadic precipitation and
498 siliciclastic depositional stages. The presence of fine-grained siliciclastic facies at the
499 top of the succession could suggest meteoric sediments coming from emerged areas

500 or/and changes at the base level (Roulston and Waugh, 1983). The connection with the
501 proto-Pacific Ocean located to the west was limited by a magmatic arc, which acted as a
502 topographic barrier partially restricting the influx of seawater. This sedimentary
503 succession depicts the transition between the back-arc and the foreland stages during the
504 Early to the Late Cretaceous periods (Veiga and Vergani, 2011; Gabriele, 2016; Lothari
505 et al., 2020; among others).

506 The Arroyo Oscuro and the Arroyo Las Playas areas, as well as previously
507 studied sections of Vega Grande and Vega de los Patos (Gómez et al., 2020; Lothari et
508 al., 2020), reveal that the Diamante Formation comprises a complex fluvial system that
509 reflects changes in depositional controls (e.g., tectonic and climate), as well as in the
510 accommodation and sediment supply conditions represented by shifts in the floodplain
511 deposit's thickness and the stacking of channels (Table A1.1, Appendix 1).
512 Furthermore, the modifications of the paleo-slope resulted in a variation in the facies
513 associations and the geometry of the sedimentary bodies (Schumm, 1981; Ramon and
514 Croos, 2002; Bridge, 2003; Miall, 2014). Based on these characteristics, we speculate
515 that there was a braided fluvial system that evolved over time to an anastomosing
516 fluvial system to create the Diamante Formation in the study area. Furthermore, we
517 argue that the Diamante Formation would have been part of the medial zone of a fluvial
518 fan or Distributary Fluvial System (DFS) (Nichols and Fisher, 2007; North and
519 Warwick, 2007; Cain and Mountney, 2009; Hartley et al., 2010; Weissmann et al.,
520 2010; Miall, 2014).

521 The coarse-grained facies (Gmm, Gcm, Gct, Sgm, St, Sh) of the Arroyo Oscuro
522 and the Arroyo Las Playas areas show distinctive processes associated with braided and
523 anastomosing fluvial systems; with the stacking of channels and bars limited by erosive
524 surfaces, and the presence of cut and fill structures that represent the overlapping of

525 various events, leading to multistory channel. The presence of juxtaposed younger and
526 older individual channels lumped together into a composite body is very common, and
527 is associated with successive relocations of the river (avulsion). The ratios between the
528 width and the thickness of fluvial-channel bodies is an average of 0.5 to 9, which is
529 evidence of narrow to broad ribbons based on the classification of Gibling (2006) (Fig.
530 5b). Considering the geomorphic setting, the geometry, and the internal characteristics
531 of these fluvial-channel bodies, they can be collectively defined as parts of distributary
532 systems (Gibling, 2006). A multiepisodic sandy-gravel channelized complex is
533 recognized within the facies association C in the middle part of the Arroyo Oscuro area
534 (Fig. 5c-d), based on the methodology suggested by Miall (1985, 1996) and Cain and
535 Mountney (2009 and references therein). This architectural element describes a simple
536 lateral and vertical arrangement of sedimentary facies of clast-supported conglomerates
537 with tangential and festoon cross-beddings (Gct), medium to fine sandstones with
538 planar parallel stratifications (Sh), and fine to very fine massive sandstones with
539 bioturbations (Sm). This setting conforms to packages of amalgamated macrochannels
540 of a 2 to 6 m thickness, interbedded with nonchannelized sandy facies (Fig. 5e-f).

541 There is a predominance of massive structures, both in nonchannelized
542 conglomerates and sandy facies (Gmm, Gcm, Sgm, Sm), probably associated with
543 flooding events responsible for debris flow deposits. These deposits describe irregular
544 and sharp – often nonerosional – bases, and form lobes, ribbons or sheets (e.g., Miall,
545 1985, 1996; Bridge, 2003). The presence of isolated clasts within these deposits is
546 interpreted as traction-carpets deposited by a high-density gravel turbidity current
547 (Lowe, 1982; Mutti, 1992). Furthermore, it cannot be ruled out that the massive
548 character of these facies could be related to the destruction of primary depositional
549 structures by bioturbation.

550 Fine-grained facies (Fm, Fl, Fh), are part of floodplain facies associations and
551 show vertical accretion deposits with a maximum thickness of ~80 m. The main
552 processes associated with these sedimentary facies are the decanting of the fine material
553 produced during the final stage of the decelerated flows. The high level of bioturbation
554 in these facies and the presence of mottled, slickensides, blocky and subangular pedes,
555 are evidence of pedogenetic processes. The high percentage of floodplain facies
556 associations in the study area, as well as in nearby localities (Gómez et al., 2020;
557 Lothari et al., 2020), could be related to a combination of tectonic and climate factors
558 during sedimentation processes. In the studied sections, these deposits are frequently
559 truncated by isolated channel-bodies with ~2 m of thickness. The presence of these
560 isolated deposits would be explained by a typical mechanism of deposition called
561 “incisional avulsion” (Slingerland and Smith, 2004).

562 **6.2. Provenance analysis: Clasts composition and paleocurrent data**

563 Acid and intermediate volcanic (rhyolites-trachytes) clasts are the most common
564 rock constituents in the studied succession. These fragments could be associated with
565 the Choiyoi Group (Permian-Triassic), which integrates the structural basement of the
566 Neuquén Basin, and are very common in other sections of the Neuquén Group from
567 different sectors of the basin (Garrido et al., 2010; Balgord and Carrapa et al., 2016;
568 Borghi et al., 2019; among others). These clasts could derive from the erosion of the
569 eastern San Rafael Block, if we consider this area as a positive forebulge as Balgord and
570 Carrapa (2016) proposed. A subordinated participation of andesitic volcanic clasts was
571 also recognized in the Arroyo Oscuro and the Arroyo Las Playas areas. Red-siltstones
572 are present as subangular clasts in conglomerate facies and can be associated with the
573 erosion and redeposition of the underlying Rayoso or Tordillo formations. Of particular
574 relevance for the provenance analysis is the occurrence of limestone lithic clasts starting

575 from the middle part of both sections and persistent to the top of the sequence. This
576 macroscopic observation was also recognized in neighboring study areas (Gómez et al.,
577 2019; Lothari et al., 2020). Furthermore, sedimentary clasts of the Diamante Formation
578 are evident to the west (Broens and Pereira, 2005). The regional occurrence of these
579 calcareous clasts (Tunik, 2001; Balgord and Carrapa, 2016; Fennell et al., 2017a;
580 Gómez et al., 2019; Borghi et al., 2019; Lothari et al., 2020), would suggest the
581 presence of a common regional source associated with the exhumation of the Andean
582 orogen west of the study area, and the erosion of the Mendoza Group (Upper Jurassic-
583 Lower Cretaceous), therefore representing a regional depositional event.

584 Paleocurrent measurements from the Arroyo Oscuro area (n=44) (Fig. 3)
585 evidence an important change of direction in the middle part of the area. The orientation
586 of imbricated clasts and 3-D measurable sedimentary structures describes a W-directed
587 paleoflow for the first part of the area (average = 285°Az; n=35), followed by an E-
588 directed paleoflow in the upper part (average = 093°Az; n=9), possibly derived from the
589 San Rafael Block located to the east, and the Andean orogen situated to the west,
590 respectively (see the U-Pb detrital zircons peaks to compare, Fig. 9). Even though the
591 role and exhumation of the San Rafael Block during Mesozoic times remains unclear,
592 the presence of a positive topography eastwards becomes evident. This interpretation is
593 consistent with the recognition of a forebulge or peripheral bulge area associated with
594 the Andean fold-and-thrust belt foreland (Tunik et al., 2010; Di Giulio et al., 2012;
595 Borghi et al., 2019). In fact, if we consider the proximity (~50 km) between the
596 nonmarine deposits of the Diamante Formation in the study area and the San Rafael
597 Block, we can infer that the variations in the provenance patterns are part of a
598 coalescent fluvial system with a predominance of W-directed paleocurrents during the

599 initial deposition of the Diamante Formation deposits. Then, a shift in the paleocurrent
600 direction occurred, invoked by the onset of the Andean exhumation (Fig. 10).

601 **6.3. Onset of foreland basin deposition: diachronism or synchronism?**

602 The analysis of the U-Pb maximum depositional ages documented for
603 nonmarine Upper Cretaceous deposits throughout the Neuquén Basin in the last decade,
604 integrated with those obtained from the base of the Diamante and the Candeleros
605 formations, should permit us to better constrain the beginning of the foreland basin infill
606 (Fig. 11). Nevertheless, differences exist when comparing all maximum depositional
607 ages proposed by each author from different sectors of the basin. The Candeleros
608 Formation yields a maximum depositional age of 100.5 ± 2.1 (**n=1**) and 104.3 ± 2.5 Ma
609 (**n=1**) (Tunik et al., 2010); and Di Giulio et al. (2012) obtained a similar age of 102 ± 2
610 Ma (**n=5**) and 100 ± 8 Ma (**n=1**), both for the Agrio fold-and-thrust belt (37° - 38° S). In
611 the southern Mendoza province (35° - 36° S), Fennell et al. (2017a) obtained a $100.2 \pm$
612 2.1 Ma age (**n=1**) and Balgord and Carrapa (2016) a 97 ± 2 Ma age (**n=4**) for the base
613 of the Río Limay-Subgroup and the Diamante Formation, respectively. Recently, in the
614 same latitudes, Borghi et al. (2019) defined two maximum depositional ages for the Río
615 Limay-Subgroup, of 101.6 ± 2.6 Ma (**n=2**) near the merger with the Rayoso Formation,
616 and 91.4 ± 2.3 Ma (**n=4**) 70 m above the first age obtained. Our previous studies in a
617 nearby locality yielded two maximum depositional ages, of 107.2 ± 1.4 Ma (**n=4**) for a
618 litharenite deposit from the lower part of the Vega de Los Patos area (Fig. 9), and $91.1 \pm$
619 2.2 Ma (**n=3**) for a reworked-tuff from the top of Vega Grande section (Gómez et al.,
620 2019).

621 The lack of a tight correlation between the maximum depositional ages for the
622 first Andean sinorogenic deposits, likely relates to the method applied for the estimation
623 of the ages in each case, rather than the diachronic deposition. The methods applied for

624 that purpose range from the most robust (e.g., two or more young grain-ages that
625 overlap) to the least robust (e.g., the -unique- youngest grain-age) (Dickinson and
626 Gehrels, 2009), sometimes involving a certain grade of subjectivity. This becomes
627 evident when a detailed comparison between the distributions of the youngest grain-
628 ages of each sample is performed. If we analyze all youngest U-Pb detrital zircons from
629 previous studies, there is a common group of overlapped grain-ages (n=up to 20), which
630 cluster around ~107-109 Ma (Fig. 11). Considering that the number of zircons involved
631 in this interval of ages is statistically more robust and reliable than selecting a unique
632 age, we argue for an Albian age (late Early Cretaceous) for the Candeleros Formation
633 (or for the base of the Diamante Formation).

634 **6.4. Lower Cretaceous to Upper Cretaceous volcanic activity**

635 The application of a multiproxy approach in the provenance analysis of the
636 Arroyo Oscuro and the Arroyo Las Playas areas, and its integration with previous data
637 (Gómez et al., 2019; Lothari et al., 2020), allowed us to identify a potential volcanic
638 activity signal at 34-35° for the Albian period. The petrographic analysis developed in
639 the Arroyo Oscuro and the Arroyo Las Playas areas evidence an important presence of
640 volcanic lithic fragments, where felsitic and granular textures are common (Figs. 6-7).
641 The same analysis from the Vega Grande area also evidence subordinated vitric textures
642 (Gómez et al., 2019). This characteristic could be indicative of a potential volcanic
643 source related to an incipient Late Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc located to
644 the west, as already proposed by Vergara et al. (1995). According to Affolter and
645 Ingersoll (2019), the granular textures are usually related to high-SiO₂ sources. These
646 authors also explain the importance of considering the preservation of textural and
647 compositional types. Vitric textures are the most reactive because the glass is fragile,
648 especially in the form of glass shards and bubble walls. Contrarily, lithic fragments with

649 high-SiO₂ content are generally more stable during weathering. This could explain the
650 lack of vitric textures in the petrographic thin sections of the Arroyo Oscuro and the
651 Arroyo Las Playas areas. Furthermore, pyroclastic lithic fragments with eutaxitic
652 textures, embayment on the quartz, and analcime as cement, have also been observed.
653 The analcime is very common in volcanic environments since it could be formed by
654 dissolution and precipitation from the volcanic glass. Sandstone samples show medium
655 to low plagioclase/total K-feldspar ratios, ranging from 0.65 to 0.45 (from the base to
656 the top of the Arroyo Las Playas area). This trend could indicate a felsic plutonic
657 provenance (e.g., Critelli and Ingersoll, 1995; Critelli and Nilsen, 2000).

658 An AFT analysis of VLP001 reveals a unique central cooling age of $111.9 \pm$
659 13.6 Ma (Albian) ($P(x^2) > 5$, Fig. 9a). This age could reflect different hypothetical
660 scenarios: (1) Albian cooling/exhumation in situ, with an erased inherited signal by a
661 total reset after deposition; (2) cooling/exhumation of the source during Albian times; or
662 (3) magmatic cooling of a volcanic source during Albian times. Considering that the
663 maximum thickness of the sediments registered since Albian times in the study area are
664 in the range of ~1,165-1,373 m (Turienzo et al., 2012), a total reset of the AFT isotopic
665 system of the VLP001 sample after deposition is not feasible. The estimation of a lag
666 time between both the AFT and the U-Pb maximum depositional age of the VLP001
667 sample (111.9 ± 13.6 Ma and 107.2 ± 1.4 Ma, respectively) results in *ca.* 3 Ma, with
668 both ages overlapped, considering the range of analytical uncertainty. This time lapse is
669 considerably tight for including the exhumation of the source, erosion, transport and
670 deposition and is better explained by a rapid magmatic cooling of the source (e.g.,
671 Malusà et al., 2011; Malusà and Fitzgerald, 2019 and references therein).

672 It is important to highlight that most of the apatite crystals of the VLP001
673 sample that were able to be measured by AFT, have euhedral to subhedral

674 morphologies. Rounded (anhedral) apatite-crystals were not included for measuring
675 purposes because of the problems of finding properly oriented crystals (Dpar parallel to
676 the c-crystallographic axis). Therefore, we infer that the central cooling age obtained
677 represents the same population of apatites derived from a volcanic source, as suggested
678 by the short lag time estimated.

679 The morphological analysis of 530 apatite crystals from the VLP001 sample
680 through SEM, reveals the presence of three populations of grains: rounded (56%),
681 subangular (23%) and angular (21%) (Fig. 8). This approach was applied to observe
682 morphological features of these grains and used as a fingerprint of the provenance
683 source in the foreland basin deposits (e.g., Fedo et al., 2003; Finzel, 2017). The high
684 proportion of angular and subangular apatites agree with a potential volcanic
685 provenance as aforementioned; and the prevalence of rounded grains in the sample
686 could evidence a recycling of the Mesozoic sedimentary units.

687 Based on petrography and a sedimentological analysis, and its integration with
688 AFT and U-Pb ages of the VLP001 sample, we argue for the presence of a volcanic arc
689 located west of the study area, coeval with a nonmarine Diamante Formation deposition
690 during the late Early Cretaceous times (119-102 Ma). The volcanic activity towards the
691 Late Cretaceous period becomes evident since the reworked-tuff interbedded in the
692 Vega Grande area were recognized, where one of these layers yielded a maximum
693 depositional age of 91.1 ± 2.2 Ma (Gómez et al., 2019). The cluster of younger detrital
694 zircons from this sample, between ~92-80 Ma, is also correlative with the U-Pb detrital
695 zircon-ages provided for the Mesozoic units from the western Andean slope, which are
696 contemporaneous with the Diamante Formation deposition (Muñoz et al., 2018).

697 Our proposal matches the existence of a continuous magmatic arc activity
698 suggested for the Late Jurassic-Late Cretaceous period and the Lower Cretaceous

699 contractional episode, both are suggested for the western slope of the Andes at these
700 latitudes (Charrier et al., 2007; Tapia et al., 2020) (Fig. 10). Mesozoic units from the
701 Chilean slope of the Andes (33-36°S) evidence a synorogenic nature; as well as a
702 volcanic provenance represented by volcanoclastic and volcanic deposits of the Las
703 Chilcas and the Colimapu formations, and the BRCU unit (Boyce et al., 2014; Muñoz et
704 al., 2018; Tapia et al., 2020). The U-Pb zircon-ages indicate an Albian depositional age
705 for the Las Chilcas Formation in the fore-arc (Godoy et al., 2009; Contreras and
706 Schilling, *in press*), coincident with the maximum depositional age of 107.2 ± 1.4 Ma
707 obtained from the Vega de Los Patos area located in the back-arc (Gómez et al., 2019).
708 However, Tapia et al. (2020) proposed that the compressive deformation along the
709 Coastal Cordillera at $\sim 35^\circ$ S would have begun at 113 Ma with the deposition of the Las
710 Chilcas Formation along the eastern slope of the late Early Cretaceous orogen, in
711 agreement with an accelerated exhumation period registered between 113 and 80 Ma
712 along the Paleozoic metamorphic basement of the same region (Willner et al., 2005). At
713 a global scale, this proposal coincides with a remarkable increase in plate spreading
714 rates and the consequent Andean compressional stage (Somoza and Zaffarana, 2008;
715 Matthews et al., 2012; Müller et al., 2016).

716 **6.5. Significance of Permian and Late Jurassic zircon-ages**

717 A ZFT analysis of the top of the Diamante Formation in the Vega de Los Patos
718 area (2119 sample), yielded two discrete populations of grain-ages of $P_1 = 161.1 \pm$
719 16.35 Ma and $P_2 = 265.2 \pm 46.5$ Ma (Table 1, Fig. 9). These results reveal a nonreseted
720 ZFT isotopic system, where both ages reflect source-cooling. This is in agreement with
721 the maximum thickness of the sedimentary sequence registered since Albian times in
722 the study area (~ 1165 - 1373 m, Turienzo et al., 2012), not enough to reset/partial reset
723 the ZFT isotopic system of the 2119 sample. Both populations are consistent and

724 overlapped (considering the range of analytical uncertainty), with the second and third
725 peaks visible on the frequency histogram and the relative probability plot of the U-Pb
726 detrital ages from the VLP001 sample (148 and 267 Ma, respectively; Fig. 9). In this
727 sense, both the Upper Jurassic U-Pb and the ZFT zircons-ages (U-Pb = ~148 Ma, ZFT
728 $P_1 = 161.1 \pm 16.35$ Ma) could derive from the Jurassic volcanic arc situated in the
729 Coastal Cordillera by that time (Oliveros et al., 2006; Tapia et al., 2020), as well as
730 from the erosion and recycling of the Mesozoic units (Rossel et al., 2014; Naipauer and
731 Ramos, 2016; Naipauer et al., 2018). The Permian U-Pb and the ZFT zircon-ages (U-Pb
732 = ~267 Ma, ZFT $P_2 = 265.2 \pm 46.5$ Ma) could derive from the pre-Mesozoic units of the
733 Choiyoi Group (Sato et al., 2015) (Fig. 10).

734 **7. Conclusions**

735 A multiproxy provenance analysis developed on the Arroyo Oscuro and the
736 Arroyo Las Playas areas, and its combination with previous studies, evidence the
737 presence of coeval volcanic activity during the onset of the Andean foreland basin at 34-
738 35°S. The evidence to support our proposal are summarized below and are integrated in
739 the framework of the paleoenvironment and regional tectonic scenarios:

740 -Rocks of the Diamante Formation in the study area report the transition
741 between the back-arc and the foreland basin in the Neuquén Basin. Both stages are
742 represented by a paraconformity between the Bajada del Agrio Group and the Diamante
743 Formation. The Rayoso and the Huitrín formations (Bajada del Agrio Group)
744 correspond to a restricted marginal marine system, evolving over time towards an
745 ephemeral lake environment. The nonmarine deposits of the Diamante Formation allow
746 identification of the evolution of a braided fluvial system towards an anastomosing
747 fluvial system, as part of the medial zone of a fluvial fan or Distributary Fluvial System
748 (DFS). Our results evidence that the Diamante Formation was deposited in a foredeep

749 depozone with sediments derived both from the Andean fold-and-thrust belt, and the
750 magmatic arc located to the west, as well as from the forebulge located to the east.

751 - There is a predominance of volcanic clasts with acid and intermediate
752 compositions through the Arroyo Oscuro and the Arroyo Las Playas areas, with a
753 particular occurrence of calcareous clasts from the middle part. This change was
754 accompanied by a shift in the paleocurrent direction, which was clearer in the Arroyo
755 Oscuro area, that evidenced a mixed provenance from the western and the eastern areas
756 (Andean Range and basement forebulge, respectively) for the first foreland deposits,
757 and a notable increase in the western input for the second half of the areas. Petrographic
758 analyses show a predominance of feldspathic litharenite according to the Folk et al.
759 (1970) classification, while the source areas are mainly recycled orogen (diagram QFL)
760 and mixed and dissected arc (diagram QmFLt), according to Dickinson et al. (1983).

761 - The analysis of the U-Pb maximum depositional ages documented for
762 nonmarine Upper Cretaceous deposits throughout the Neuquén Basin, integrated with
763 those obtained from the bottom of the Diamante and the Candeleros formations,
764 evidence a persistent group of overlapped grain-ages which cluster around ~107-109
765 Ma. Based on this correlation, and on the pursuit of reviewing the methods applied for
766 the statistical analysis of the U-Pb detrital zircon-ages, we propose an Albian age for the
767 base of the Diamante Formation and the Candeleros Formation, and we argue for a re-
768 evaluation of the diachronism between the first foreland deposits of the Neuquén Basin.

769 - An apatite fission track analysis from the bottom of the Diamante Formation
770 (VLP001) yields an Albian central cooling age, derived from the measurement of
771 euhedral to subhedral apatite crystals. The comparison between the AFT central age and
772 the U-Pb maximum depositional age of the same sample allows definition of a short lag

773 time of *ca.* 3 Ma, interpreted as evidence of a volcanic arc provenance during the Albian
774 times. In this scenario the AFT central age would represent the rapid cooling of a
775 magmatic source. Additionally, morphological analysis of apatite crystals from VLP001
776 through SEM images, reveal a notable presence of angular (euhedral) crystals, likely
777 derived from a magmatic source; and rounded crystals that reflect a sedimentary input
778 as well.

779 - A zircon fission track analysis of sample 2119 belonging to the top of the
780 Diamante Formation yields two discrete populations of grain-ages of *ca.* 156 Ma and *ca.*
781 256 Ma. Both are interpreted as inherited signals, in reflection of source-cooling. The
782 first population of apatites could derive from the erosion of the Upper Jurassic
783 magmatic arc, therefore revealing its magmatic cooling; or/and from the erosion of the
784 Mendoza Group rocks and its cooling/exhumation. The second population could derive
785 from the erosion of the Choiyoi Group units, and reflect their magmatic cooling during
786 Permian times.

787 - The results presented in this work suggest coeval volcanic activity during the
788 Diamante Formation deposition. The new data provided indicates a need to re-evaluate
789 the role of the volcanic arc in the Southern Andes during the late Early-Late Cretaceous
790 period and its influence over the foreland deposits; as well as a re-evaluation of the
791 timing of the onset of the foreland basin. All these data are consistent with the volcanic
792 and volcanoclastic processes already documented in the Chilean Mesozoic sediments
793 west of the study area.

794 **Acknowledgments**

795 The authors want to acknowledge the Laboratorio de Termocronología (LaTe
796 Andes), and especially Sofía Bordese for helping with the low-temperature

797 thermochronology analyses. We would like to thank Juan Ignacio Ison for the
798 preparation of the thin sections and Mavi Buhler for helping with the manuscript. This
799 study was financially supported by the UNRN-40A-321 project of the Universidad
800 Nacional de Río Negro (Argentina), and ANPCyT PICT 2018-00917 project.

801 **References**

802 Affolter, M.D., Ingersoll, R.V., 2019. Quantitative Analysis of Volcanic Lithic
803 Fragments. *Journal of Sedimentary Research* 89 (6), 479–486. doi:
804 <https://doi.org/10.2110/jsr.2019.30>.

805 Aguirre-Urreta, M.B., Pazos, P.J., Lazo, D.G., Fanning, C.M., Litvak, V.D., 2008. First
806 U–Pb SHRIMP age of the Hauterivian stage, Neuquén Basin, Argentina.
807 *Journal of South American Earth Science* 26, 91–99.

808 Asurmendi, E., Sánchez, M.L., Fennell, L., 2017. Neuquén Group (Upper Cretaceous):
809 a case of underfilled-overfilled cycles in an Andean foreland basin, Neuquen
810 basin, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 80, 444–459.

811 Balgord, E., 2017. Triassic to Neogene evolution of the south-central Andean arc
812 determined by detrital zircon U-Pb and Hf analysis of Neuquén Basin strata,
813 central Argentina (34°S–40°S). *Lithosphere* 9, 453–462.

814 Balgord, E.A., 2016. Triassic to Neogene Evolution of the Andean Retroarc: Neuquén
815 Basin, Argentina. Ph.D. thesis. The University of Arizona. Online version at:
816 <https://repository.arizona.edu/handle/10150/595810>

817 Balgord, E.A., Carrapa, B., 2016. Basin evolution of upper cretaceous–lower cenozoic
818 strata in the Malargüe fold-and-thrust belt: northern Neuquén Basin, Argentina.
819 *Basin Research* 28 (2), 183–206.

820 Bande A., Boll, A., Fuentes, F., Horton, B.K., Stockli, D.F., 2020. Thermochronological
821 Constraints on the Exhumation of the Malargüe Fold-Thrust Belt, Southern
822 Central Andes. In: Kietzmann D., Folguera A. (eds) Opening and Closure of the
823 Neuquén Basin in the Southern Andes. Springer Earth System Sciences.
824 Springer, Cham.

825 Barrio, C.A., 1990. Late cretaceous early tertiary sedimentation in a semi-arid foreland
826 basin (Neuquén Basin, western Argentina). *Sedimentary Geology* (66), 255-
827 275.

828 Bechis, F., Giambiagi, L.B., Tunik, M.A., Suriano, J., Lanés, S., Mescua, J.F., 2020.
829 Tectono-Stratigraphic Evolution of the Atuel Depocenter During the Late
830 Triassic to Early Jurassic Rift Stage, Neuquén Basin, West-Central Argentina.
831 In: Kietzmann D., Folguera A. (eds) Opening and Closure of the Neuquén Basin
832 in the Southern Andes. Springer Earth System Sciences. Springer, Cham.

833 Bernet, M., Spiegel, C., 2004. Detrital thermochronology: Provenance analysis,
834 exhumation, and landscape evolution of mountain belts (Vol. 378). Geological
835 Society of America.

836 Bernet, M., 2019. Exhumation studies of mountain belts based on detrital fission-track
837 analysis on sand and sandstones. In: *Fission-track thermochronology and its*
838 *application to geology* (pp. 269-277). Springer, Cham.

839 Borghi, P., Fennell, L., Omil, R.G., Naipauer, M., Acevedo, E., Folguera, A., 2019. The
840 Neuquén Group: The reconstruction of a Late Cretaceous foreland basin in the
841 southern Central Andes (35–37°S). *Tectonophysics* 767, 228177.
842 <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228177>.

843 Boyce, D.I., Charrier, R., Tapia, F., Farías, M., 2014. Mid-Cretaceous Compressive
844 Deformation in Central Chile: The Beginning of the Andean Building (In AGU
845 Fall Meeting Abstracts).

846 Buelow E.K., Suriano J., Mahoney J.B., Kimbrough D.L., Mescua J.F., Giambiagi L.B.,
847 Hoke G.D., 2018. Sedimentologic and stratigraphic evolution of the Cacheuta
848 basin: Constraints on the development of the Miocene retroarc foreland basin,
849 south-central Andes. *Lithosphere* 10 (3): 366–391. doi:
850 <https://doi.org/10.1130/L709.1>.

851 Brandon, M. T., 2002. Decomposition of mixed grain age distributions using Binomfit.
852 *On Track*, 24, 13–18.

853 Brandon, M. T., Roden-Tice M. K., Garver J. I., 1998. Late Cenozoic exhumation of the
854 Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, Northwest Washington
855 State: *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, no. 8, p. 985B1009.

856 Bridge J.S., 2003. *Rivers and floodplains: forms, processes and sedimentary record*.
857 Blackwell, Oxford, 491 p.

858 Broens, S., Pereira, M., 2005. Evolución estructural de la zona de transición entre las
859 fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Provincia de Mendoza.
860 *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (4): 685-695.

861 Cain S.A., Mountney, N.P., 2009. Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial
862 fan system: the Permian Organ Rock Formation, South-east Utah.
863 *Sedimentology* 56: 1774-1800.

864 Carrapa, B., 2010. Resolving tectonic problems by dating detrital minerals. *Geology* 38
865 (2), 191–192.

866 Carrapa, B., P. G. DeCelles, P. W. Reiners, G. E. Gehrels, M. Sudo., 2009. Apatite
867 triple dating and white mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of syntectonic detritus
868 in the Central Andes: A multiphase tectonothermal history. *Geology* 37 (5),
869 407–410.

870 Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B., 2012. Detrital zircon record and tectonic
871 setting. *Geology* 40 (10): 875–878. doi: <https://doi.org/10.1130/G32945.1>

872 Cazau, L.B., Uliana, M.A., 1973. El Cretácico Superior continental de la Cuenca
873 neuquina. In: 5° Congreso Geológico Argentino (Carlos Paz, 1972), Actas 3,
874 pp. 131–163 Buenos Aires.

875 Cecil C.B, 2003. The concept of autocyclic and allocyclic controls on sedimentation and
876 stratigraphy, emphasizing the climatic variable. Pages 13–20 in CB Cecil, NT
877 Edgar, eds. *Climate controls on stratigraphy*, Vol 77. Society for Sedimentary
878 Geology.

879 Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher, C.C., Norell, M.A., Zapatta, F.,
880 McKenna, M.C., Novacek, M.J., 1996. New evidence for Late Mesozoic-Early
881 Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley
882 (35°S), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 9 (5-6), 393-
883 422.

884 Charrier R., Pinto L., Rodríguez M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the
885 Andean Orogen in Chile. In: Moreno T, Gibbons W (Eds), *The Geology of*
886 *Chile*. The Geological Society, London, pp 21–114.

887 Chen, Y.W., Wu, J., Suppe, J., 2019. Southward propagation of Nazca subduction along
888 the Andes. *Nature* 565 (7740), 441.

- 889 Chew D.M., Donelick R.A., 2012. Combined apatite fission track and U-Pb dating by
890 LA-ICP-MS and its application in apatite provenance analysis. Quantitative
891 mineralogy and microanalysis of sediments and sedimentary rocks.
892 Mineralogical Association of Canada, Short Course 42, 219–247.
- 893 Contreras J.P, Schilling M.E., Geología del área San Fernando - Curicó, regiones del
894 Libertador General Bernardo O'Higgins y del Maule, Escala 1:100.000, in:
895 Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica. SERNAGEOMIN, p 50 (In
896 Press).
- 897 Corbella, H., Novas, F.E., Apesteguía, S., Leanza, H.A., 2004. First fission track-age for
898 the dinosaur-bearing Neuquén Group (Upper Cretaceous) Neuquén Basin,
899 Argentina. *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales* 6 (2), 1–6 (n.s).
- 900 Cox, E.P., 1927. A method of assigning numerical and percentage values to the degree
901 of roundness of sand grains. *Journal of Paleontology* 1(3), 179–183.
- 902 Cristallini, E.O., Ramos, V.A., 1996. Los depósitos continentales Cretácicos y
903 volcanitas asociadas. In: Aguirre-Urreta, M.B., Alvarez, P.P., Cegarra, M.,
904 Cristallini, E.O., Kay, S.M., Lo Forte, G.L., Pereyra, F.X., Perez, D.J. (Eds.),
905 Geología de La Región Del Aconcagua, Provincias de San Juan Y Mendoza,
906 República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos
907 Aires, pp. 231–273.
- 908 Critelli, S., Ingersoll, R.V., 1995. Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanic
909 sand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga
910 Group (Southern California). *Sedimentology* 42, 783–804.

911 Critelli, S., Nilsen, T.H., 2000. Provenance and stratigraphy of the Eocene Tejon
912 Formation, Western Tehachapi Mountains, San Emigdio Mountains, and
913 southern San Joaquin Basin, California. *Sedimentary Geology* 136 (1-2), 7-27.

914 D'Elia L., Bilmes A., Naipauer M., Vergani G.D., Muravchik M., Franzese J.R., 2020.
915 The Syn-Rift of the Neuquén Basin (Precuyano and Lower Cuyano Cycle):
916 Review of Structure, Volcanism, Tectono-Stratigraphy and Depositional
917 Scenarios. In: Kietzmann D., Folguera A. (eds) *Opening and Closure of the*
918 *Neuquén Basin in the Southern Andes*. Springer Earth System Sciences.
919 Springer, Cham.

920 Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Balgord, E., Carrapa, B., Ramos, V.A., 2016.
921 Cretaceous evolution of the Andean margin between 36°S and 40°S latitude
922 through a multi-proxy provenance analysis of Neuquén Basin strata
923 (Argentina). *Basin Research* 29, 284–304.

924 Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Tiepolo, M., Pimentel, M., Ramos, V.A.,
925 2012. Detrital zircon provenance from the Neuquén Basin (south-central
926 Andes): Cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a
927 retroarc-foreland basin. *Geology* 40, 559–562.

928 Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman,
929 K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North
930 American Phanerozoic sandstones in Relation to Tectonic Setting. *Geological*
931 *Society of America, Bulletin* 94, pp. 222–235.

932 Dickinson, W.R., Gehrels, G.E., 2009. Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer
933 maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau

934 database. *Earth and Planetary Science Letters* 288 (1–2), 115–125.
935 <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.09.013>.

936 Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section.
937 *Nature* 205 (4971) 587-587.

938 Dingus, L., Clarke, J., Scott, G.R., Swisher, C.C., Chiappe, L.M., Coria, R.A., 2000.
939 Stratigraphy and magnetostratigraphic/faunal constrains for the age of sauropod
940 embryo-bearing rocks in the Neuquén Group (Late Cretaceous, Neuquén
941 province, Argentina). *American Museum novitates* 3290, 1–11.

942 Dunkl, I., 2002. TRACKKEY: a Windows program for calculation and graphical
943 presentation of fission track data. *Computers and Geosciences*, 28 (1), 3-12.

944 Faccenna, C., Oncken, O., Holt, A.F., Becker, T.W., 2017. Initiation of the Andean
945 orogeny by lower mantle subduction. *Earth and Planetary Science Letters* 463,
946 189–201.

947 Fedo, C.M., 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. *Reviews in*
948 *Mineralogy and Geochemistry* 53, 277–303.

949 Fennell, L., Folguera, A., Naipauer, M., Gianni, G., Rojas Vera, E., Bottesi, G., Ramos,
950 V.A., 2017a. Cretaceous deformation of the southern Central Andes:
951 synorogenic growth strata in the Neuquén Group (35°30'–37°S). *Basin*
952 *Research* 29, 51–72.

953 Fennell, L., Naipauer, M., Folguera, A., 2017b. El movimiento Intersenoniano de Pablo
954 Groeber en el norte de Neuquén y Sur de Mendoza: bases de la primera
955 orogenia andina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*; Año: 2017 74,
956 59–73.

957 Finzel, E. S., 2017. Detrital zircon microtextures and U- PB geochronology of Upper
958 Jurassic to Paleocene strata in the distal North American Cordillera foreland
959 basin, *Tectonics* 36, 1295– 1316. doi:10.1002/2017TC004549.

960 Fleischer, R.L., Price P.B., Walker R.M., 1975. *Nuclear Tracks in Solids: Principles and*
961 *Applications*. University of California Press, Berkeley.

962 Folk, R.L., Andrews, P.B., Lewis, D.W., 1970. Detrital sedimentary rock classification
963 and nomenclature for use in New Zeland. *N.Z. Journal of Geology and*
964 *Geophysics* 13, 937–968.

965 Franklin, J., Tyrrell, S., Morton, A.C., Frei, D., Mark, C., 2019. Triassic sand supply to
966 the Slyne Basin, offshore western Ireland – new insights from a multi-proxy
967 provenance approach. *Journal of the Geological Society* 176, 1120 - 1135.

968 Franzese J.R., Spalletti L.A., 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in
969 southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting.
970 *Journal of South American Earth Science* 14:257–270.

971 Fuentes, F., Horton, B., Starck, D., Boll, A., 2016. Structure and tectonic evolution of
972 hybrid thick- and thin-skinned systems in the Malargüe fold–thrust belt,
973 Neuquén basin, Argentina. *Geological Magazine*, 153(5-6), 1066-1084.
974 doi:10.1017/S0016756816000583

975 Gabriele, N.A., 2016. Evapofacies del Miembro Troncoso Superior de la Formación
976 Huitrín (Cretácico Inferior, Cuenca Neuquina, Argentina): paleoambientes,
977 evolución y controles. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin*
978 *Analysis* 23 (1):35-69.

979 Galbraith, R. F., 1981. On statistical models for fission track counts. Journal of the
980 International Association for Mathematical Geology, 13 (6), 471-478.

981 Galbraith, R.F., Green P.F., 1990. Estimating the component ages in a finite mixture.
982 Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 17(3), 197–206.
983 [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(90\)90035-V](https://doi.org/10.1016/1359-0189(90)90035-V).

984 Garrido, A.C., 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca
985 Neuquina (República Argentina): nueva propuesta de ordenamiento
986 litoestratigráfico. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales. Nueva
987 Serie 12 (2).

988 Garver, J.I., Brandon M.T., Roden-Tice M., Kamp P.J., 1999. Exhumation history of
989 orogenic highlands determined by detrital fission-track thermochronology.
990 Geological Society, London, Special Publications, 154(1), 283-304.

991 Gehrels G., 2014. Detrital zircon U-Pb geochronology applied to tectonics. Annual
992 Review of Earth and Planetary Sciences, 42 , pp. 127-149.

993 Gehrels, G.E., Valencia, V., Pullen, A., 2006. Detrital zircon geochronology by laser–
994 ablation multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron center. In: Olszewski,
995 T., Huff, W. (Eds.), Geochronology: Emerging Opportunities, Paleontological
996 Society Short Course, October 21, 2006, Philadelphia, PA, vol. 12. pp. 1–10
997 Paleontological Society.

998 Gehrels, G.E., Valencia, V., Ruiz, J., 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency,
999 and spatial resolution of U- Pb ages by laser ablation– multicollector
1000 inductively coupled plasma–mass spectrometry. Geochemistry, Geophysics,
1001 Geosystems 9, Q03017. [https://doi.org/ 10.1029/2007GC001805](https://doi.org/10.1029/2007GC001805).

1002 Ghiglione, M., Naipauer, M., Sue, C., Barberón, V., Valencia, V., Aguirre-Urreta, B.,
1003 Ramos, V., 2015. U-Pb zircon ages from the northern Austral basin and their
1004 correlation with the Early Cretaceous exhumation and volcanism of Patagonia.
1005 *Cretaceous Research* 55; 7-2015; 116-128.

1006 Giambiagi, L., Bechis, F., García, V., Clark, A.H., 2008. Temporal and spatial
1007 relationships of thick- and thin-skinned deformation: A case study from the
1008 Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics*, 459(1-
1009 4), 123-139.<http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.069>

1010 Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E., Bottesi, G., 2009. Kinematic models of
1011 basement/cover interaction: Insights from the Malargüe fold and thrust belt,
1012 Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 31(12), 1443-1457.
1013 <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2009.10.006>

1014 Gianni, G.M., Navarrete, C., Echaurren, A., Díaz, M., Butler, K.L., Horton, B.K.,
1015 Encinas, A., Folguera, A., 2020. Northward propagation of Andean genesis:
1016 Insights from Early Cretaceous synorogenic deposits in the Aysén-Río Mayo
1017 basin. *Gondwana Research* 77, 238–259.
1018 <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.07.014>.

1019 Gibling M.R., 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the
1020 geological record: a literature compilation and classification. *Journal of*
1021 *Sedimentary Research* 76:731–770.

1022 Gleadow, A. J. W., Fitzgerald P. G., 1987. Uplift history and structure of the
1023 Transantarctic mountains-New evidence from fission-track dating of basement
1024 apatites in the Dry Valleys area, southern Victoria Land, *Earth and Planetary*
1025 *Science Letters* 82, 1-14.

- 1026 Godoy E., Schilling M., Solari M., Fock A., 2009. Geología del área Rancagua-San
1027 Vicente de Tagua-Tagua, Región del Libertador Bernardo O'Higgins. Carta
1028 Geológica de Chile, Serie Geológica Básica No. 118. Servicio Nacional de
1029 Geología y Minería, Santiago.
- 1030 Gómez, R., Lothari, L., Tunik, M., Casadio, S., 2019. Onset of foreland basin
1031 deposition in the Neuquén Basin (34°-35°S): New data from sedimentary
1032 petrology and U–Pb dating of detrital zircons from the Upper Cretaceous non-
1033 marine deposits. *Journal of South American Earth Science* 95, 102257.
1034 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102257>.
- 1035 Gómez, R., Tunik, M. A., Casadío, S. A., 2020. Fluvial deposits as a record of the Late
1036 Cretaceous tectonic activity in southern Central Andes, Argentina. *Servicio
1037 Nacional de Geología y Minería; Andean Geology* 47 (2); 256-274.
- 1038 Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Nichols, G.J., Warwick, G.L., 2010. Large distributive
1039 fluvial systems: characteristics, distribution and controls on development.
1040 *Journal of Sedimentary Research* 80: 167-183. doi: 10.2110/jsr.2010.016.
- 1041 Horton, B.K., 2018. Tectonic Regimes of the Central and Southern Andes: Responses to
1042 Variations in Plate Coupling During Subduction. *Tectonics* 402–429.
1043 <https://doi.org/10.1002/2017TC004624>.
- 1044 Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L., Veiga, G.D., 2005. The Neuquén Basin: an
1045 overview. In: Veiga, G. (Ed.), *The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence
1046 Stratigraphy and Basin Dynamics: the Geological Society*, vol. 252. Special
1047 Publication, pp. 1–14.

- 1048 Hurford, A.J., Green P.F., 1983. The zeta age calibration of fission-track dating.
1049 Chemical Geology 41, 285-317.
- 1050 Ingersoll, R.V., Fullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., Sares, S.W., 1984.
1051 The effect of grain size on detrital modes; a test of the Gazzi–Dickinson point-
1052 counting method. Journal of Sedimentary Research 54, 103–116.
- 1053 Ketcham, R.A., Donelick R.A., Carlson W.D., 1999. Variability of apatite fission-track
1054 annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. American
1055 Mineralogist 84 (9), 1235-1255. <https://10.2138/am-1999-0903>.
- 1056 Kozłowski E., Manceda R., Ramos V. A., 1993. Estructura. In: Ramos V.A., (Eds.)
1057 Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Asociación geológica Argentina,
1058 Buenos Aires, 235–256.
- 1059 Laslett, G. M., Green P. F., Duddy I. R., Gleadow A. J. W., 1987. Thermal annealing of
1060 fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. Chemical Geology 65, 1-13.
- 1061 Leanza, H.A., 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca
1062 Neuquina según observaciones de superficie. Revista del Museo Argentino de
1063 Ciencias Naturales. Nueva Serie 11 (2), 145–184.
- 1064 Leanza, H.A., Apesteguía, S., Novas, F.E., de la Fuente, M.S., 2004. Cretaceous
1065 terrestrial beds from the Neuquén Basin (Argentina) and their tetrapod
1066 assemblages. Cretaceous Research 25, 61–87.
- 1067 Leanza, H.A., Hugo, C.A., 2001. Hoja Geológica 3969-I - Zapala, provincia del
1068 Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Naturales. SEGEMAR. Boletín 275,
1069 1–128 Buenos Aires.

- 1070 Legarreta L., Uliana M. A., 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina:
1071 stratal pattern, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography,*
1072 *Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120:303–330.
- 1073 Legarreta, L., Gulisano, C.A., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca
1074 Neuquina (Triásico superior - terciario inferior). In: En, Chebli, G., Spalletti, L.
1075 (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas. X° Congreso Geológico Argentino.*
1076 *Serie Correlación Geológica*, vol. 6. pp. 221–243 Buenos Aires.
- 1077 Lothari, L., Gómez R., Tunik M., Casadio S., 2020. Análisis de facies y petrografía de
1078 los depósitos del Cretácico Superior en el norte de la cuenca Neuquina:
1079 implicancias para el inicio de la etapa de foreland. *Latin American Journal of*
1080 *Sedimentology and Basin Analysis* 27 (1), 3-28.
- 1081 Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II . Depositional models with special
1082 reference to the deposits of highdensity turbidity currents. *Journal of*
1083 *Sedimentary Petrology* 52: 279-297.
- 1084 Mackaman-Lofland, C., Horton, B.K., Fuentes, F., Constenius, K.N., Stockli, D.F.,
1085 2019. Mesozoic to Cenozoic retroarc basin evolution during changes in tectonic
1086 regime, southern Central Andes (31–33°S): Insights from zircon UPb
1087 geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*. doi:
1088 10.1016/j.jsames.2018.10.004.
- 1089 Manceda R., Figueroa D., 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the
1090 Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. In: Tankard AJ, Suárez
1091 Soruco R, Welsink HJ (Eds.) *Petroleum Basins of South America*. AAPG
1092 *Memoir* 62:369–382.

- 1093 Matthews, K.J., Seton, M., Müller, R.D., 2012. A global-scale plate reorganization
1094 event at 105–100 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*, 355, 283-298.
- 1095 Mescua, J., Giambiagi, L.B., Ramos, V.A., 2013. Late cretaceous uplift in the Malargüe
1096 fold-and-thrust belt (35°S), southern central Andes of Argentina and Chile.
1097 *Andean Geology* 40, 102–116.
- 1098 Miall A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis
1099 applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews* 22:261–308.
- 1100 Miall A.D., 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis*
1101 *and petroleum geology*. Springer-Verlag, Inc., Heidelberg, 582 p.
- 1102 Miall, A.D., 2014. *Fluvial Depositional Systems*. Springer: 316 p. New York.
- 1103 Malusà M. G, Villa I. M., Vezzoli G., Garzanti E., 2011. Detrital geochronology of
1104 unroofing magmatic complexes and the slow erosion of Oligocene volcanoes in
1105 the Alps. *Earth and Planetary Science Letters* 301: 324–336.
- 1106 Malusà, M. G., Fitzgerald, P. G., 2019. Application of thermochronology to geologic
1107 problems: bedrock and detrital approaches. In *Fission-Track Thermochronology*
1108 *and its Application to Geology* (pp. 191-209). Springer, Cham.
- 1109 Malusà, M. G., Fitzgerald, P. G., 2019. From cooling to exhumation: setting the
1110 reference frame for the interpretation of thermochronologic data. In *Fission-*
1111 *Track Thermochronology and its Application to Geology* (pp. 147-164).
1112 Springer, Cham.
- 1113 Mosquera, A., 2008. *Mecánica de deformación de la Cuenca Neuquina (Triásico-*
1114 *Terciario)*. Ph.D. thesis, Universidad de Buenos Aires.

1115 Mpodozis C., Ramos V. A., 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión,
1116 subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? Revista de la Asociación
1117 Geológica Argentina 63(4):481–497.

1118 Mpodozis, C., Ramos, V., 1990. The Andes of Chile and Argentina, in: Cañas Pinochet,
1119 M., Reinemud, J. (Eds.), Geology of the Andes and Its Relation to
1120 Hydrocarbon and Mineral Resources. Circum Pacific Council Publications,
1121 Houston, pp. 59–90.

1122 Müller R.D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S.E., Matthews, K.J., Wright, N.M.,
1123 Shephard, G.E., Maloney, K.T., Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Bower,
1124 D.J., Cannon, J., 2016. Ocean basin evolution and global-scale plate
1125 reorganization events since Pangea breakup, Annual Review of Earth and
1126 Planetary Sciences, Vol 44, 107-138. DOI: 10.1146/annurev-earth-060115-
1127 012211.

1128 Muñoz, M., Tapia, F., Persico, M., Benoit, M., Charrier, R., Farías, M., Rojas, A., 2018.
1129 Extensional tectonics during Late Cretaceous evolution of the southern Central
1130 Andes: evidence from the Chilean main range at ~35°S. Tectonophysics.
1131 <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.06.009>.

1132 Mutti, E., 1992. Turbidite sandstone. Instituto di Geologia Universita di Parma, Azienda
1133 Generale Italiana Petroli, Milano: 275 p. San Donato Milanese.

1134 Naipauer M., García Morabito E., Manassero M., Valencia V.V., Ramos V.A., 2018. A
1135 Provenance Analysis from the Lower Jurassic Units of the Neuquén Basin.
1136 Volcanic Arc or Intraplate Magmatic Input?. In: Folguera A. et al., (Eds). The
1137 Evolution of the Chilean-Argentinean Andes. Springer Earth System Sciences.
1138 Springer, Cham.

- 1139 Naipauer M., Ramos V.A., 2016. Changes in Source Areas at Neuquén Basin: Mesozoic
1140 evolution and tectonic setting based on U–Pb ages on zircons. In: Folguera A,
1141 Naipauer M, Sagripanti L., et al (Eds.) Growth of the Southern Andes. Springer
1142 Earth System Sciences, Switzerland, pp 1–269.
- 1143 Nichols, G.J., Fisher, J.A., 2007. Processes, facies and architecture of fluvial
1144 distributary system deposits. *Sedimentary Geology* 195 (1): 75-90.
- 1145 North, C.P., Warwick, G.L., 2007. Fluvial Fans: Myths, Misconceptions, and the End of
1146 the Terminal-Fan Model. *Journal of Sedimentary Research* 77 (9): 693-701.
- 1147 Oliveros, V., Féraud, G., Aguirre, L., Morata, D., 2006. The Early Andean Magmatic
1148 Province (EAMP): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on Mesozoic volcanic and plutonic rocks
1149 from the Coastal Cordillera, Northern Chile. *Journal of Volcanological and*
1150 *Geothermal Research* 157: 311-330.
- 1151 Orts, D.L., Folguera, A., Giménez, M., Ramos, V.A., 2012. Variable structural controls
1152 through time in the southern central Andes (~36°S). *Andean Geology* 39 (2),
1153 220–241.
- 1154 Owusu Agyemang, P.C., Roberts, E.M., Bussert, R., Evans, D., Müller, J., 2019. U–Pb
1155 detrital zircon constraints on the depositional age and provenance of the
1156 dinosaur-bearing Upper Cretaceous Wadi Milk Formation of Sudan. *Cretaceous*
1157 *Research* 97, 52–72.
- 1158 Paredes, J.M., Foix, N., Allard, J.O., Valle, M.N., Giordano, S.R., 2018. Complex
1159 alluvial architecture, paleohydraulics and controls of a multichannel fluvial
1160 system: Bajo Barreal Formation (Upper Cretaceous) in the Cerro Ballena

- 1161 anticline, Golfo San Jorge Basin, Patagonia. *Journal of South American Earth*
1162 *Sciences*. doi: 10.1016/j.jsames.2018.05.007.
- 1163 Peyton, L. S., Carrapa B., 2013. An introduction to low-temperature thermochronologic
1164 techniques, methodology, and applications, in C. Knight and J. Cuzella, eds.,
1165 Application of structural methods to Rocky Mountain hydrocarbon exploration
1166 and development: AAPG Studies in Geology 65, p. 15–36.
- 1167 Potter, P.E., Pettijohn, F.J., 1977. Paleocurrents and basin analysis: New York,
1168 Springer-Verlag, 425 p.
- 1169 Price, P. B., Walker R. M., 1963. Fossil tracks of charged particles in mica and the age
1170 of minerals. *Journal Geophysics Research* 68, 4847-4862.
- 1171 Ramos, V.A, Folguera A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén:
1172 constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. In: Veiga
1173 GD, Spalletti L.A., Howell J.A., Schwarz E., (Eds.) *The Neuquén Basin,*
1174 *Argentina: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics.*
1175 *Geological Society, London, SP 252:15–35*
- 1176 Ramos, V.A., Kay S.M., 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern
1177 Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°–39° S latitude). In: Kay S.M.,
1178 Ramos V.A., (Eds.). *Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic*
1179 *view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S).* *Geological Society of*
1180 *America, SP 407, pp 1–17.*
- 1181 Ramos, V., 1988. The tectonics of the Central Andes: 30°-33°S latitude. In: Clark, S.,
1182 Burchfield, D. (Eds.), *Processes in Continental Lithospheric Deformation*, vol.
1183 218. *Geological Society of America, pp. 31e54. Special Papers.*

- 1184 Ramos, V.A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c Los Chihuidos Norte,
1185 Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín, vol. 182. pp. 1–
1186 103 Buenos Aires.
- 1187 Rahl J.M., Ehlers T.A., Van der Pluijm B.A., 2007. Quantifying transient erosion of
1188 orogens with detrital thermochronology from syntectonic basin deposits. *Earth
1189 and Planetary Science Letters* 256:147–161.
- 1190 Rossel, P., Oliveros, V., Mescua, J., Tapia, F., Ducea, M.N., Calderón, S., Charrier, R.,
1191 Hoffman, D., 2014. El volcanismo Jurásico Superior de la Formación Río
1192 Damas-Tordillo (33°-35,5°S): antecedentes su sobre petrogénesis, cronología,
1193 proveniencia e implicancias tectónicas. *Andean Geology* 41, 529–557.
1194 <https://doi.org/10.5027/andgeoV41n3-a03>.
- 1195 Roulston B.V., Waugh, D.C., 1983. Stratigraphic comparison of the Mississippian
1196 Potash Deposits in New Brunswick, Canada. En B.Ch. Schreiber y H. L. Harner
1197 (Eds.), *Sixth International Symposium on Salt*. T.I: 115-129. The Salt Institute,
1198 Alexandria, VA.
- 1199 Sánchez, M., Rossi, J., Morra, S., Armas, P., 2008. Análisis estratigráfico secuencial de
1200 las Formaciones Huincul y Lisandro del Subgrupo Río Limay (Grupo Neuquén-
1201 Cretácico Superior) en el departamento El Cuy, Río Negro, Argentina. *Latin
1202 American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 15 (1), 1-26.
- 1203 Sánchez, M.L., Asurmendi, E., Armas, P., 2013. Subgrupo Río Colorado (Grupo
1204 Neuquén): registros de paleosismicidad en la cuenca de antepaís andina, Cuenca
1205 Neuquina, Provincias de Neuquén y Río Negro, Argentina. *Revista de la
1206 Asociación Geológica Argentina* 70 (1), 96-114.

- 1207 Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A.S., Castro, C.E., 2015. Three stages in the Late
1208 Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the
1209 relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South
1210 American Earth Science* 63, 48–69.
1211 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.07.005>.
- 1212 Schellart, W. P., 2008. Overriding plate shortening and extension above subduction
1213 zones: A parametric study to explain formation of the Andes Mountains.
1214 *Geological Society of America Bulletin*, 120, 11-12, 1441-1454.
- 1215 Schellart, W.P., 2017. Andean mountain building and magmatic arc migration driven by
1216 subduction-induced whole mantle flow. *Nature Communications* 8 (1), 2010.
- 1217 Schumm S.A., 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentological
1218 implications. In: Ethridge FG, Flores RM (eds) *Recent and ancient nonmarine
1219 depositional environments: models for exploration*, vol. 31. Society of
1220 Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, pp 19–29.
- 1221 Schwarz, E., Spalletti, L.A., Veiga, G.D., Fanning, C.M., 2016. First U-Pb SHRIMP
1222 age for the Pilmatué Member (Agrido Formation) of the Neuquén Basin,
1223 Argentina: Implications for the Hauterivian lower boundary. *Cretaceous
1224 Research* 58; 3-2016; 223-233.
- 1225 Slingerland, R.L., Smith, N.D., 2004. River avulsions and their deposits: Annual
1226 *Revisions of Earth and Planetary Science*, 32: 257-285.
- 1227 Somoza, R., Zaffarana, C.B., 2008. Mid-Cretaceous Polar Standstill of South America,
1228 Motion of the Atlantic Hotspots and the Birth of the Andean Cordillera. *Earth
1229 and Planetary Science Letters* 271, 267–277.

- 1230 Suriano, J., Mardonez, D., Mahoney, J.B., Mescua, J.F., Giambiagi, L.B., Kimbrough,
1231 D., Lossada, A., 2017. Uplift sequence of the Andes at 30°S: insights from
1232 sedimentology and U/Pb dating of synorogenic deposits. *Journal of South*
1233 *American Earth Sciences* vol. 75, p. 11-34.
- 1234 Surpless, K.D., Augsburger, G.A., 2009. Provenance of the Pythian Cave conglomerate,
1235 northern California: implications for mid-Cretaceous paleogeography of the
1236 U.S. Cordillera. *Cretaceous Research* 30, 1181-1192.
- 1237 Tagami, T., 2005. Zircon fission-track thermochronology and applications to fault
1238 studies. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 95-122.
- 1239 Tapia F., Muñoz M., Farías M., Charrier R., Astaburuaga D., 2020. Middle Jurassic-
1240 Late Cretaceous Paleogeography of the Western Margin of the Neuquén Basin
1241 (34° 30'–36° S). In: Kietzmann D., Folguera A., (Eds.) *Opening and Closure of*
1242 *the Neuquén Basin in the Southern Andes*. Springer Earth System Sciences.
1243 Springer, Cham.
- 1244 Thomson, K. D., D. F. Stockli, J. D. Clark, C. Puigdefàbregas, Fildani A., 2017.
1245 Detrital zircon (U-Th)/(He-Pb) double-dating constraints on provenance and
1246 foreland basin evolution of the Ainsa Basin, south-central Pyrenees, Spain,
1247 *Tectonics* 36. <https://doi:10.1002/2017TC004504>.
- 1248 Tunik, M.A., 2001. Análisis sedimentológico y tectónico de la primera ingresión
1249 atlántica en la Alta Cordillera de Mendoza. Tesis doctoral (inédito). Facultad de
1250 Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. pp. 257.

- 1251 Tunik, M. A., 2003. Interpretación paleoambiental de los depósitos de la Formación
1252 Saldeño (Cretácico superior), en la alta Cordillera de Mendoza. *Revista de la*
1253 *Asociación Geológica Argentina* 58: 417-433.
- 1254 Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., Ramos, V., 2010. Early uplift and
1255 orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift
1256 from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489, 258–
1257 273.
- 1258 Turienzo M., 2010. Structural style of the Malargüe fold and-thrust belt at the Diamante
1259 river area (34° 30–34° 50 S) and its linkage with the Cordillera frontal Andes of
1260 central Argentina. *Journal of South American Earth Science* 29:537–556.
- 1261 Turienzo, M., Dimieri, L., Frisicale, C., Araujo, V., Sánchez, N., 2012. Cenozoic
1262 structural evolution of the Argentinean Andes at 34°40'S: A close relationship
1263 between thick and thin-skinned deformation. *Andean Geology* 39.
1264 <https://doi.org/10.5027/andgeov39n2-a07>.
- 1265 Tyrrell, S., Haughton, P.D.W., Daly, J.S., Shannon, P.M., 2012. The Pb isotopic
1266 composition of detrital K-feldspar: a tool for constraining provenance,
1267 sedimentary processes and paleo-drainage. In: Sylvester, P., (Eds.) *Quantitative*
1268 *Mineralogy and Microanalysis of Sediments and Sedimentary Rocks*.
1269 *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 42, 203-217.
- 1270 Uliana M. A., Legarreta L., 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic to Cretaceous sub-
1271 andean setting: Neuquén basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology*
1272 16:397–420.

- 1273 Uliana, M.A., Dellapé, D.A., 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la
1274 sucesión Maestrichtiano-Eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia
1275 septentrional). In: 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas3, pp.
1276 673–711.
- 1277 Umazano, A.M., Bellosi, E.S., Visconti, G., Jalfin, G.A., Melchor, R.N., 2009.
1278 Sedimentary record of a Late Cretaceous volcanic arc in central Patagonia:
1279 petrography, geochemistry and provenance of fluvial volcanoclastic deposits of
1280 the Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina. *Cretaceous Research*
1281 30; 3; 6-2009; 749-766.
- 1282 Veiga G.D., Vergani, G.D., 2011. El Miembro Troncoso Inferior de la Formación
1283 Huitrín (Cretácico Temprano). En H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C.
1284 Danieli y J.M. Vallés (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del*
1285 *Neuquén. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino: 181-188. Buenos*
1286 *Aires.*
- 1287 Vergani, G., Tankard, A.J., Belotti, H.J., Welsnik, H.J., 1995. Tectonic evolution and
1288 paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In: *Petroleum Basins of*
1289 *South America, vol. 62. AAPG Memoir, pp. 383–402.*
1290 <https://doi.org/10.1306/7834F6E1-1721-11D7-8645000102C1865D>.
- 1291 Vergara, M., Levi, B., Nystrom, J., Cancino, A., 1995. Jurassic and Early Cretaceous
1292 island arc volcanism, extension and subsidence in the Coast Range of central
1293 Chile. *Geological Society of America Bulletin* 107:1427-1440.
- 1294 Vermeesch, P., 2012. On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical*
1295 *Geology* v.312-313, 190-194, doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.04.0210 .

1296 Weissmann, G.S., Hartley, A. J., Nichols, G.J., Scuderi, L.A., Olsen, M., Buehler, H.,
1297 Banteah, R., 2010. Fluvial form in modern continental sedimentary basins:
1298 distributive fluvial systems. *Geology* 38:39-42.

1299 Willner A.P., Thomson S.N., Kröner A., Wartho J., Wijbrans J.R., Hervé F., 2005. Time
1300 Markers for the Evolution and Exhumation History of a Late Palaeozoic Paired
1301 Metamorphic Belt in North–Central Chile (34°–35°30'S), *Journal of Petrology*,
1302 46 (9) 1835–1858. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi036>

1303 **Figure captions**

1304 **Figure 1.** Regional DEM showing the location of the study area in the context of South
1305 America and the Neuquén Basin extension in the Jurassic-Cretaceous period. The main
1306 morphostructures are shown together with the maximum eastward progression of the
1307 Late Cretaceous orogenic front, and the extension of the Neuquén Group outcrops at
1308 present.

1309 **Figure 2.** a) Local DEM of the study area with detail of the main morphostructures. b)
1310 Local geological map showing the main units, structural features and the location of
1311 stratigraphic sections (modified from Lothari et al., 2020). 1: Vega Grande; 2: Vega de
1312 Los Patos; 3: Arroyo Oscuro; 4: Arroyo Las Playas. Sections 1 and 2 correspond to the
1313 synthetic and schematic sections created by Gómez et al. (2019). Sections 3 and 4
1314 belong to this work. c) Schematic sections of Vega Grande and Vega de Los Patos with
1315 the position of the samples for the provenance analysis (see Fig. 3 for the references)
1316 (modified from Gómez et al., 2019).

1317 **Figure 3.** Measured stratigraphic section from the Arroyo Oscuro area.

1318 **Figure 4.** Measured stratigraphic section from the Arroyo Las Playas area.

1319 **Figure 5.** Photographs of the analyzed outcrops. a) Conglomerate from Arroyo Las
1320 Playas section, composed almost exclusively of limestone rock fragments. b) Stacking
1321 of narrow to broad ribbon fluvial-channel deposits from the Arroyo Las Playas area. c)
1322 Outcrop view with: d) schematic panel depicting multiepisodic sandy-gravel
1323 channelized complex from the Arroyo Oscuro area. This architectural element shows
1324 paleoflow data and the typical sedimentary facies, as well as the hierarchy of the
1325 architectural units according to Miall (1996). e) Lateral view of the same outcrop
1326 showing the thickness of the fluvial macroform. f) Detail of the sedimentary facies.

1327 **Figure 6.** a) AO01-17A sample. Photomicrographs of the framework's composition:
1328 monocrystalline quartz (Qm), plagioclase (Fpl), altered and undetermined lithic grain
1329 (La) and pyroclastic paleovolcanic lithic fragment (Lp) with eutaxitic textures. Calcite
1330 as a main type of cement (Cca). Photomicrographs on NP and NX. Scale: 100 μm . b)
1331 ALP06-17 sample. Photomicrographs of framework composition: monocrystalline
1332 quartz (Qm), altered and undetermined lithic grain (La), serial (Lps) paleovolcanic lithic
1333 fragment. Analcime as a type of zeolitic cement (Cc). Photomicrographs on NP and
1334 NX. Scale: 60 μm . c) AO08-17 sample. Photomicrographs of framework composition:
1335 high percentage of monocrystalline quartz (Qm) showing embayment, plagioclase (Fpl),
1336 calcite cement (Cca) and different types of paleovolcanic lithic fragment.
1337 Photomicrographs on NX. Scale: 100 μm . d) ALP06-17 sample. Photomicrographs of
1338 framework composition: limestone lithic fragments (Lc), monocrystalline quartz (Qm),
1339 granular (Lpg) paleovolcanic lithic fragment, alkaline feldspar (Fk), altered and
1340 undetermined lithic grain (La), iron cement (Cf) and porosity (P). Photomicrographs on
1341 NP. Scale: 100 μm . d-e) ALP10-17 sample. Photomicrographs of framework
1342 composition: monocrystalline quartz (Qm), altered and undetermined lithic grain (La),
1343 serial (Lps) paleovolcanic lithic fragments and opaques (Op). These photomicrographs

1344 also show one rounded zircon grained (34.563μ) and two apatite/zircon angular grained
1345 (50.755 and 29.470μ). Photomicrographs on NP. Scale: $20 \mu\text{m}$.

1346 **Figure 7.** a) Sandstone classification QFL plot according to Folk et al. (1970) of the
1347 analyzed samples. b) QFL and QmFLt plots of sandstones from Diamante Formation to
1348 discriminate provenance areas. On the left, QFL diagram from Dickinson et al. (1983).
1349 On the right, QmFLt from Dickinson et al. (1983). Q: total quartz, F: total feldspar, L:
1350 total lithic fragments, Qm: monocrystalline quartz, Lt: total lithic fragments plus
1351 polycrystalline quartz.

1352 **Figure 8.** Scanning Electron Microscope images (SEM) of apatite grains from the
1353 VLP001 sample showing the morphological classification proposed. A) Angular. b)
1354 Subangular. c) Rounded. The bar in each image represents $20 \mu\text{m}$.

1355 **Figure 9.** Graphical representation of AFT(I), ZFT(II) and U-Pb(III) data from samples
1356 VLP001 and 2119-Diamante. Fission track data is displayed by three different graphical
1357 devices: a- radial plot of single grain-ages; b-cumulative grain-age distribution; c-
1358 Kernel and probability density distributions. Plots a- and c- were made using a Density
1359 Plotter (Vermeesch, 2012). The U-Pb ages from analyzed zircons are displayed with a
1360 frequency histogram and relative probability plot, focused on the youngest ages
1361 considering the correlation purpose (see Supporting Information for complete plot). In
1362 the I and III plots, the maximum depositional age of sample VLP001 is depicted with a
1363 dashed black line, and the AFT central age of the same sample is depicted with a red
1364 shadow, including the range of analytical uncertainty. In the II plots, ZFT ages of
1365 discrete populations (P_1 , P_2) from sample 2119-Diamante are indicated with continuous
1366 red and yellow lines, and the range of the analytical uncertainty is highlighted with the
1367 same colored shadow in each case.

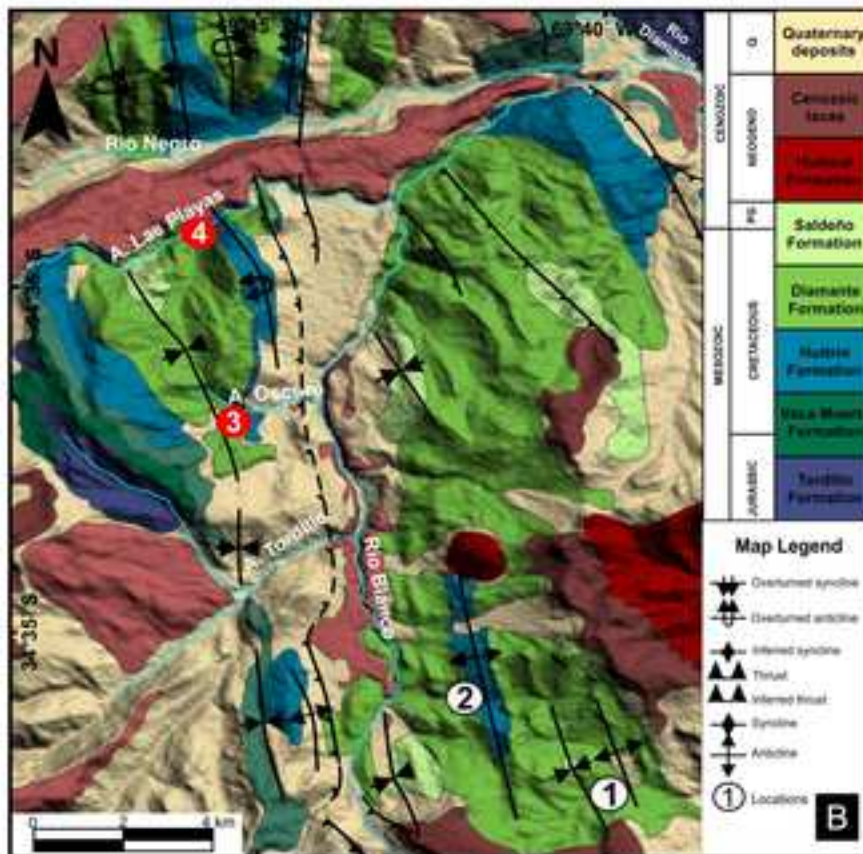
1368 **Figure 10.** Schematic block diagrams (not to scale) illustrating a paleogeographic
1369 reconstruction of the Andean Orogen (34-35°S). a) Early Cretaceous (Aptian) back-arc
1370 stage showing the Bajada del Agrio Group deposition. b) Onset of the Andean fold-
1371 thrust belt (Albian-Turonian?) with the deposition of the Diamante Formation in the
1372 foredeep depozone (See the discussion for the details) (Based on Mescua et al., 2013;
1373 Muñoz et al., 2018; Tapia et al., 2020).

1374 **Figure 11.** a) Regional DEM with the location of the samples from the Diamante
1375 Formation (1 and 2; Balgord and Carrapa, 2016; Gómez et al., 2019) and the Neuquén
1376 Group (3 to 6; Tunik et al., 2010; Di Giulio et al., 2012; Fennell et al., 2017; Borghi et
1377 al., 2019) in the context of the Neuquén Basin. CF: Cordillera Frontal; CP: Cordillera
1378 Principal; PCN: Precordillera Neuquina; CNP: Cordillera Nordpatagónica. b)
1379 Comparative probability density plots (PDPs) of detrital zircon U-Pb ages from the
1380 samples indicated in a. Zircons younger than 500 Ma were considered. Colored bars
1381 represent provenance signatures.

1382 **Tables**

1383 **Table 1.** Description of the samples analyzed and the apatite and zircon fission track
1384 analytical data.





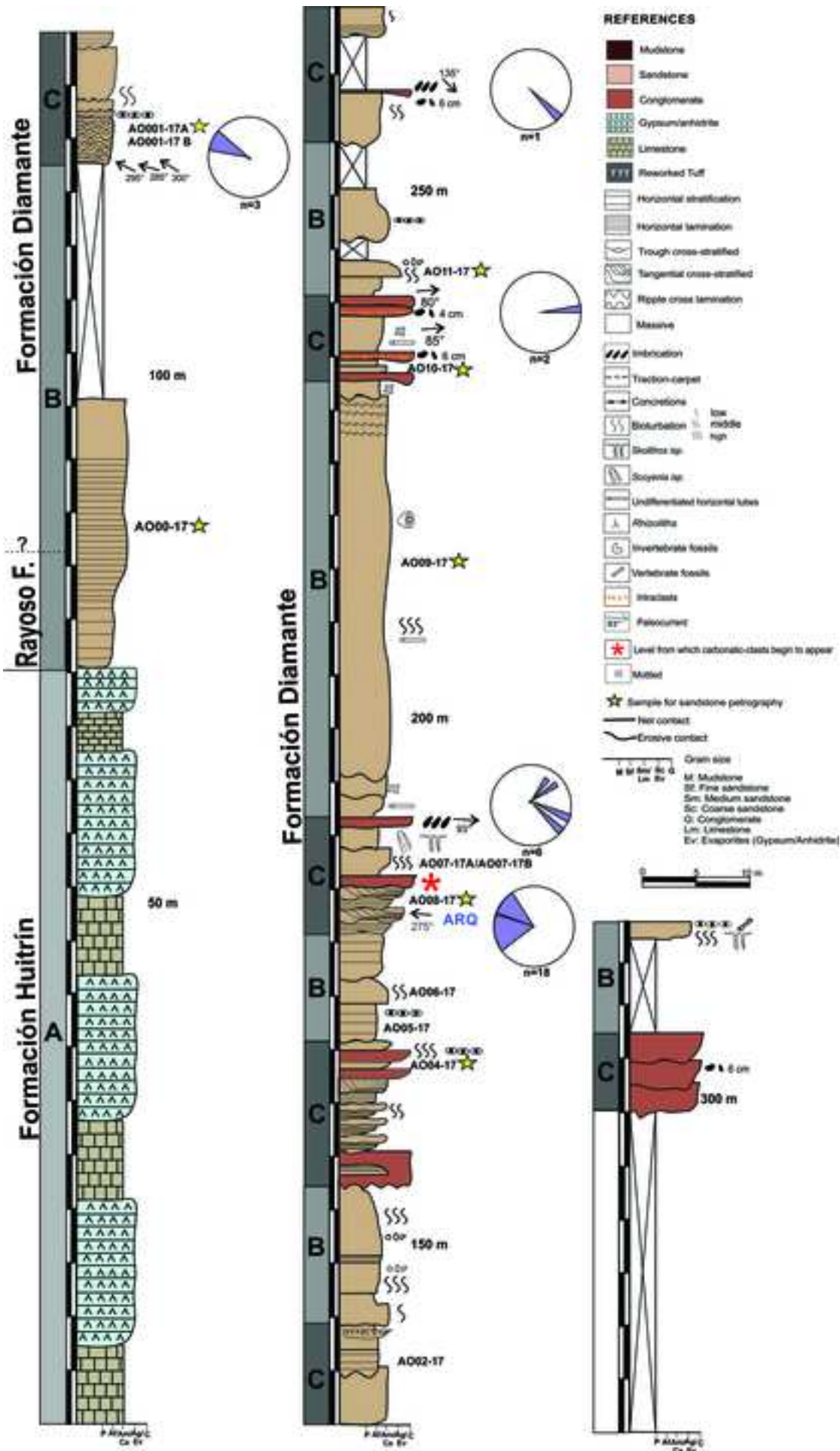
① and ② previous sections (Gómez et al., 2019)
③ and ④ this work

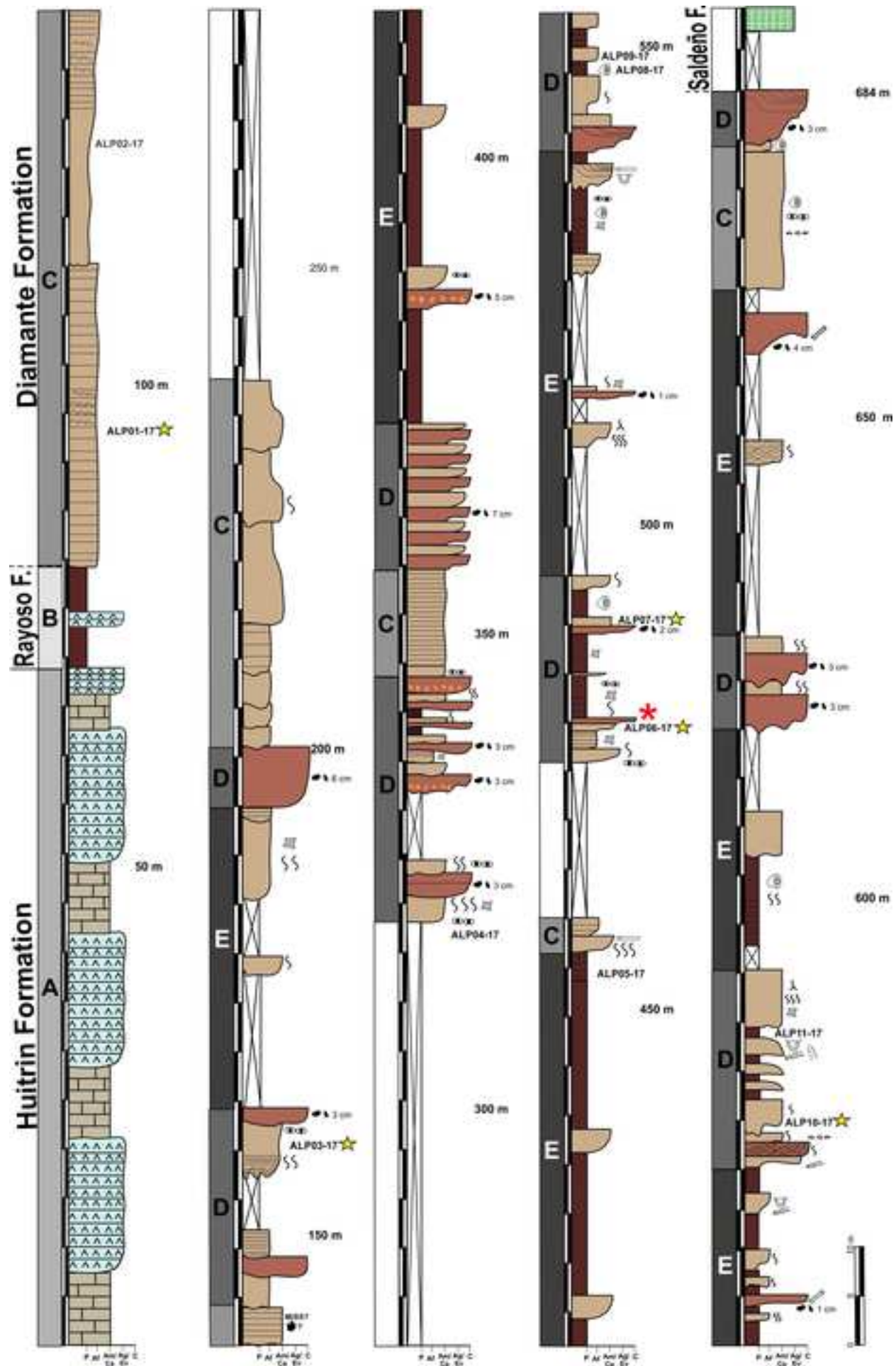
C
①

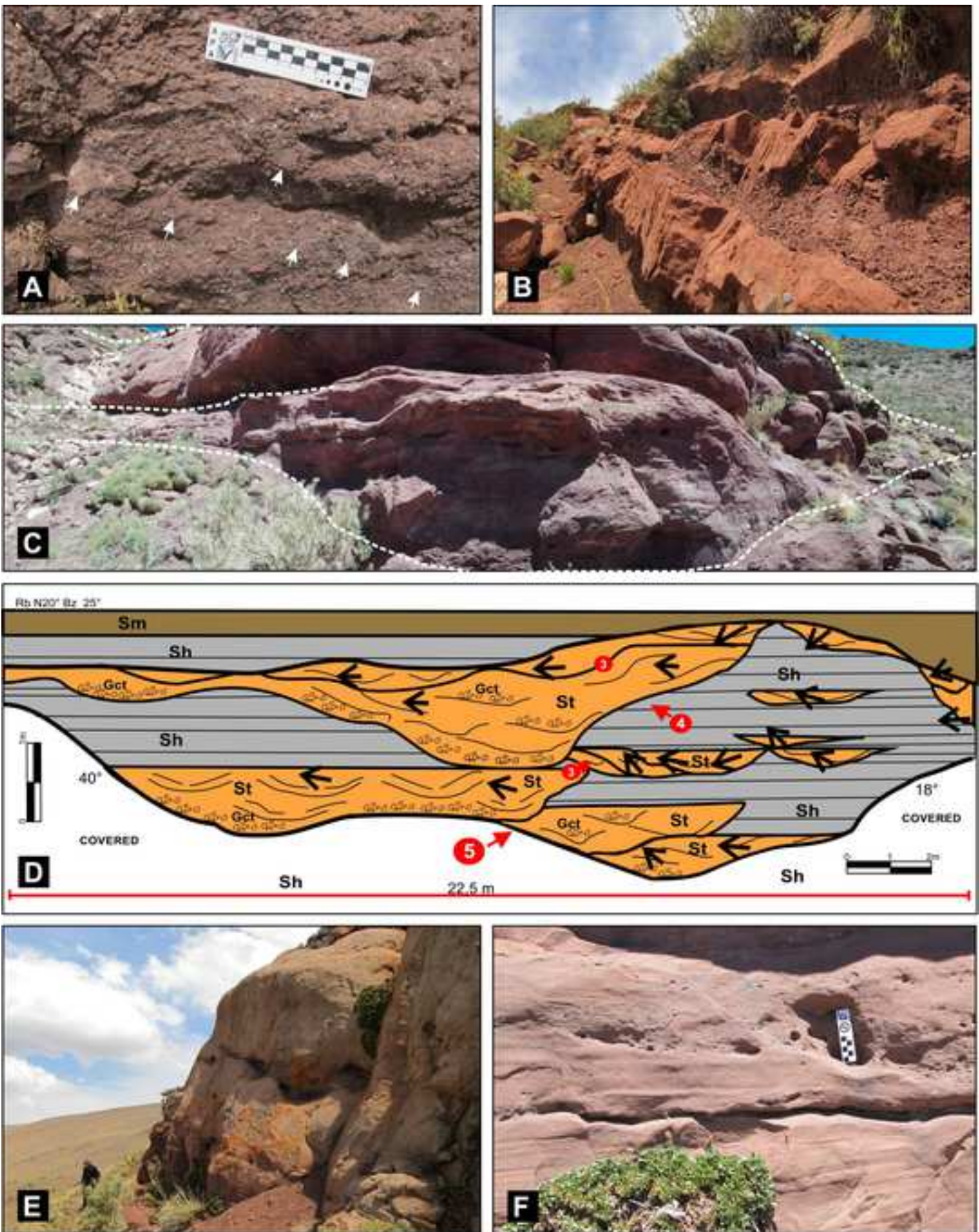


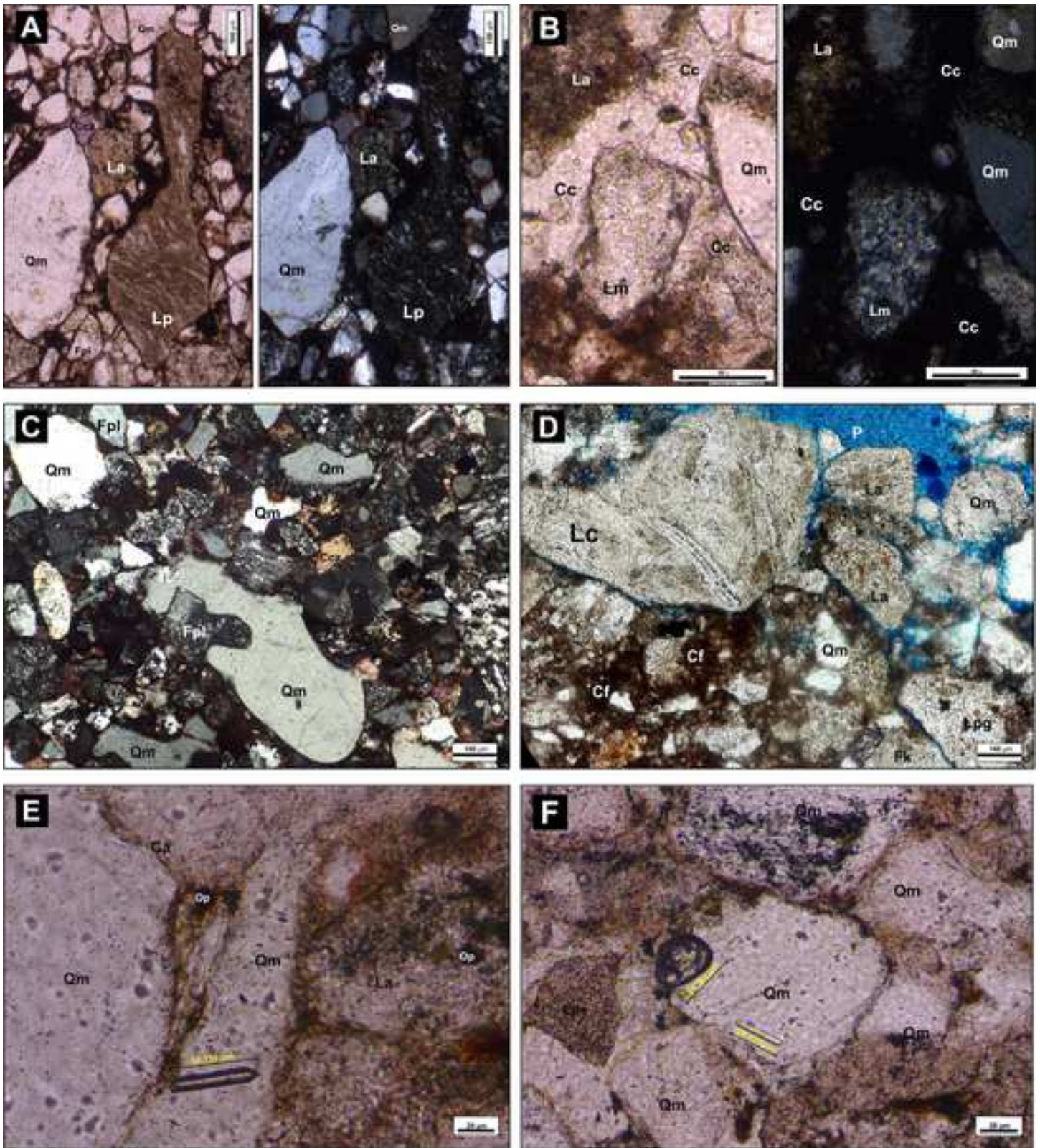
②

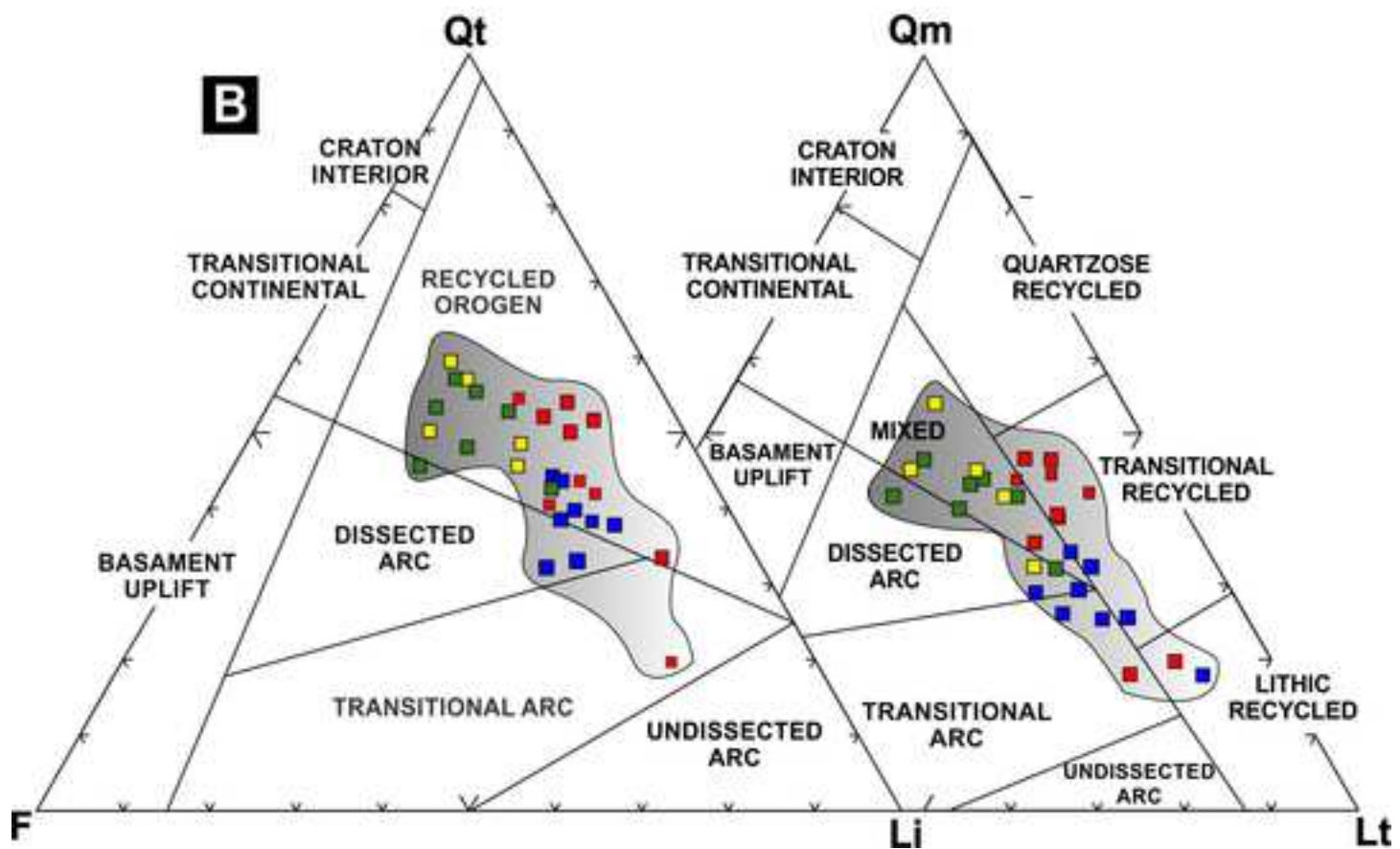
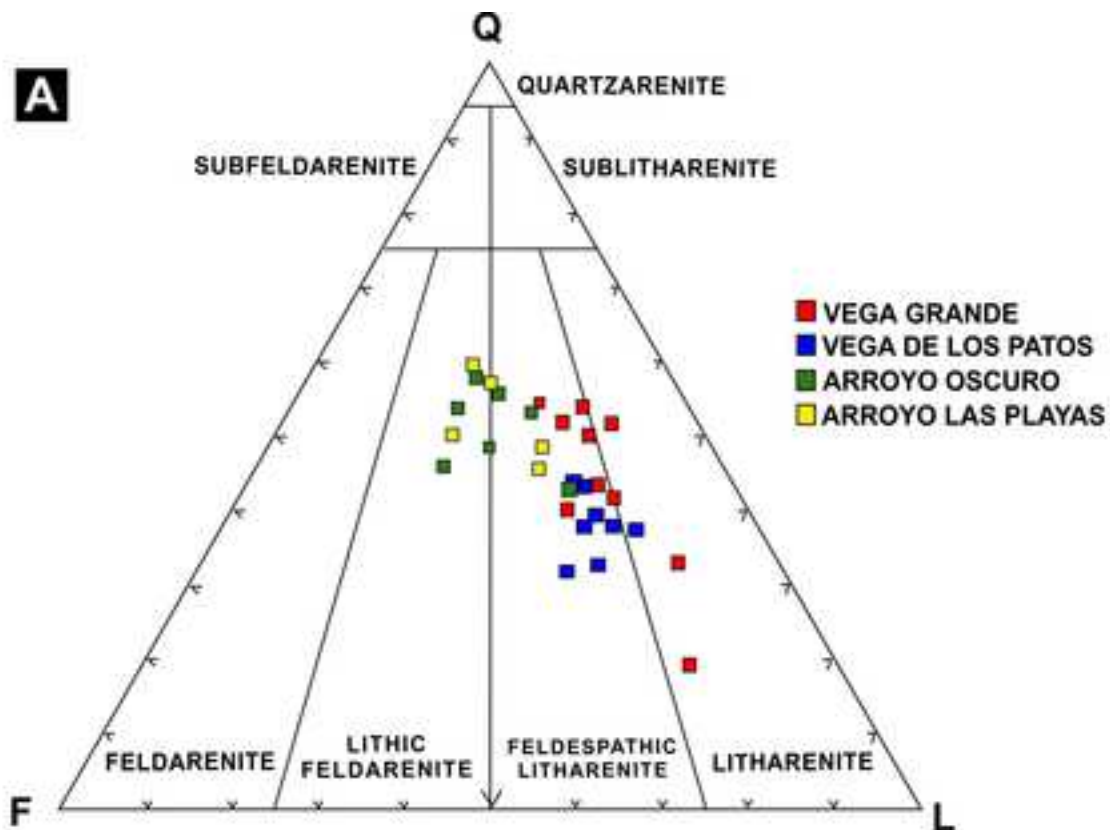


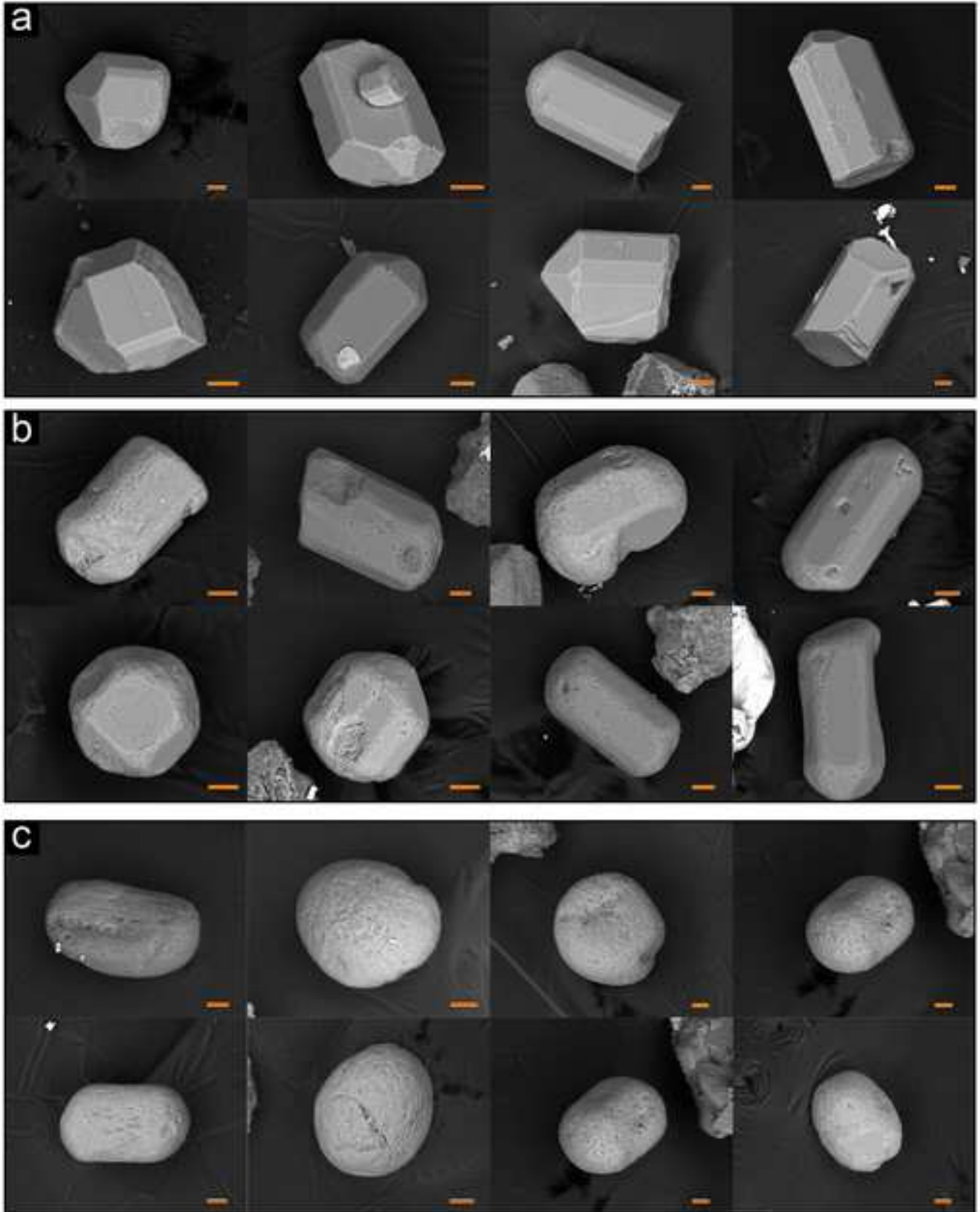


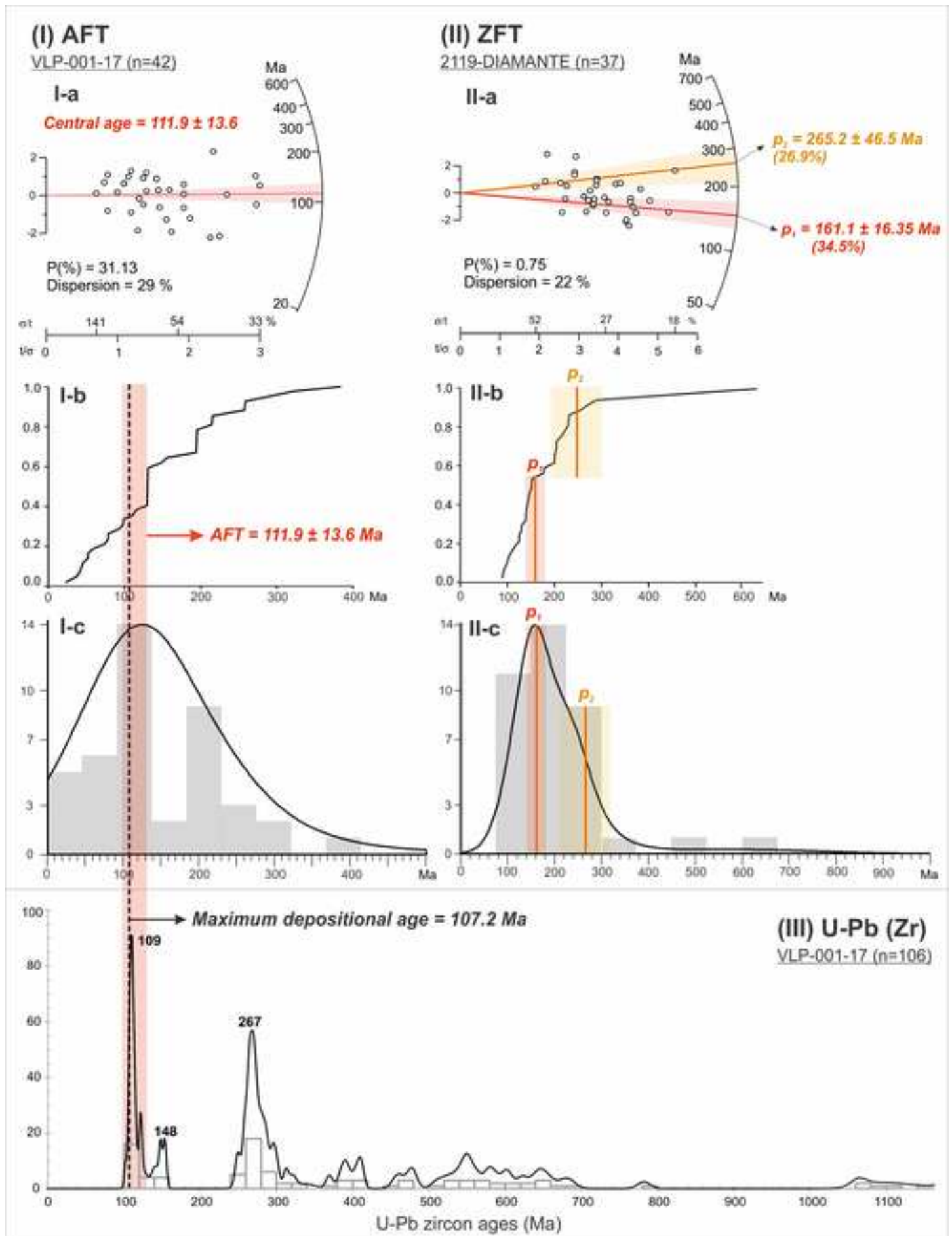




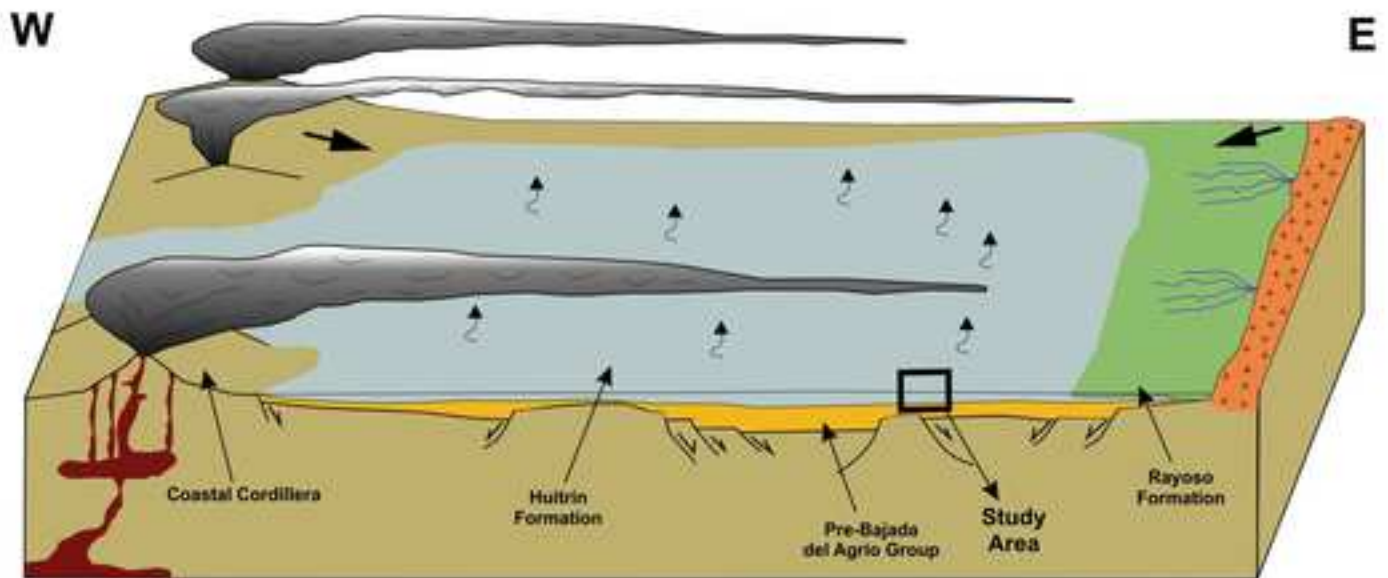




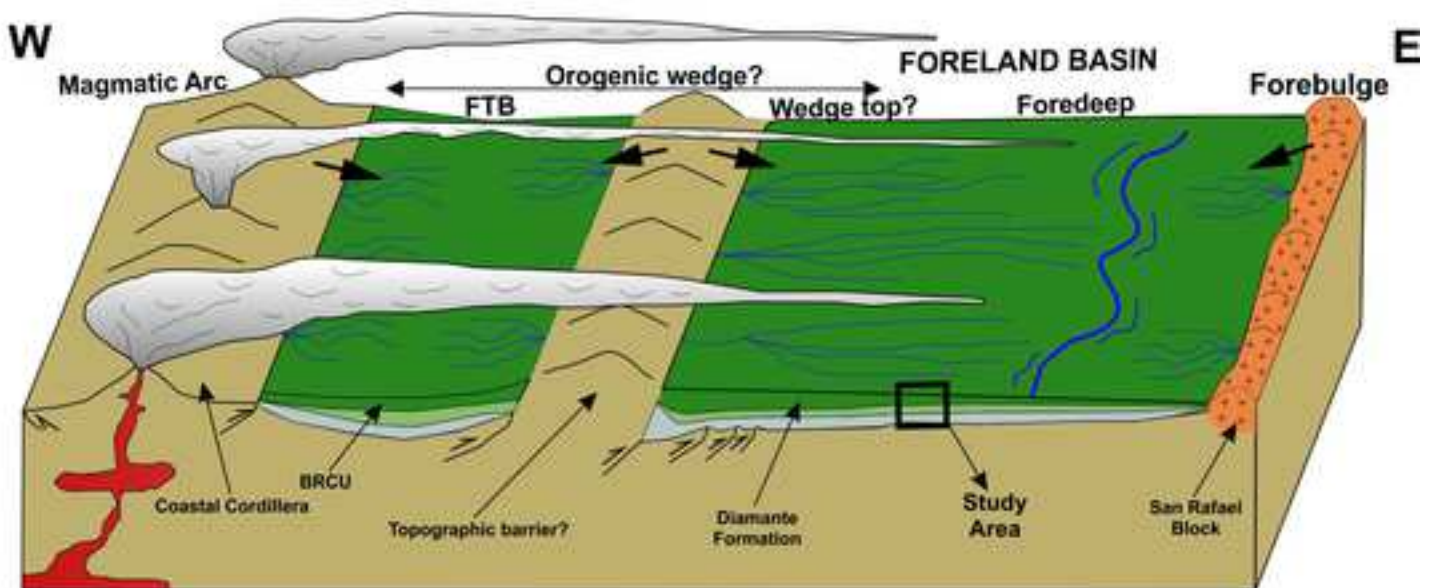




**Early Cretaceous
(Aptian)
BACK-ARC STAGE**



**B)
Late Early Cretaceous-Late Cretaceous
(Albian-Turonian?)
ANDEAN FOLD-THRUST BELT**



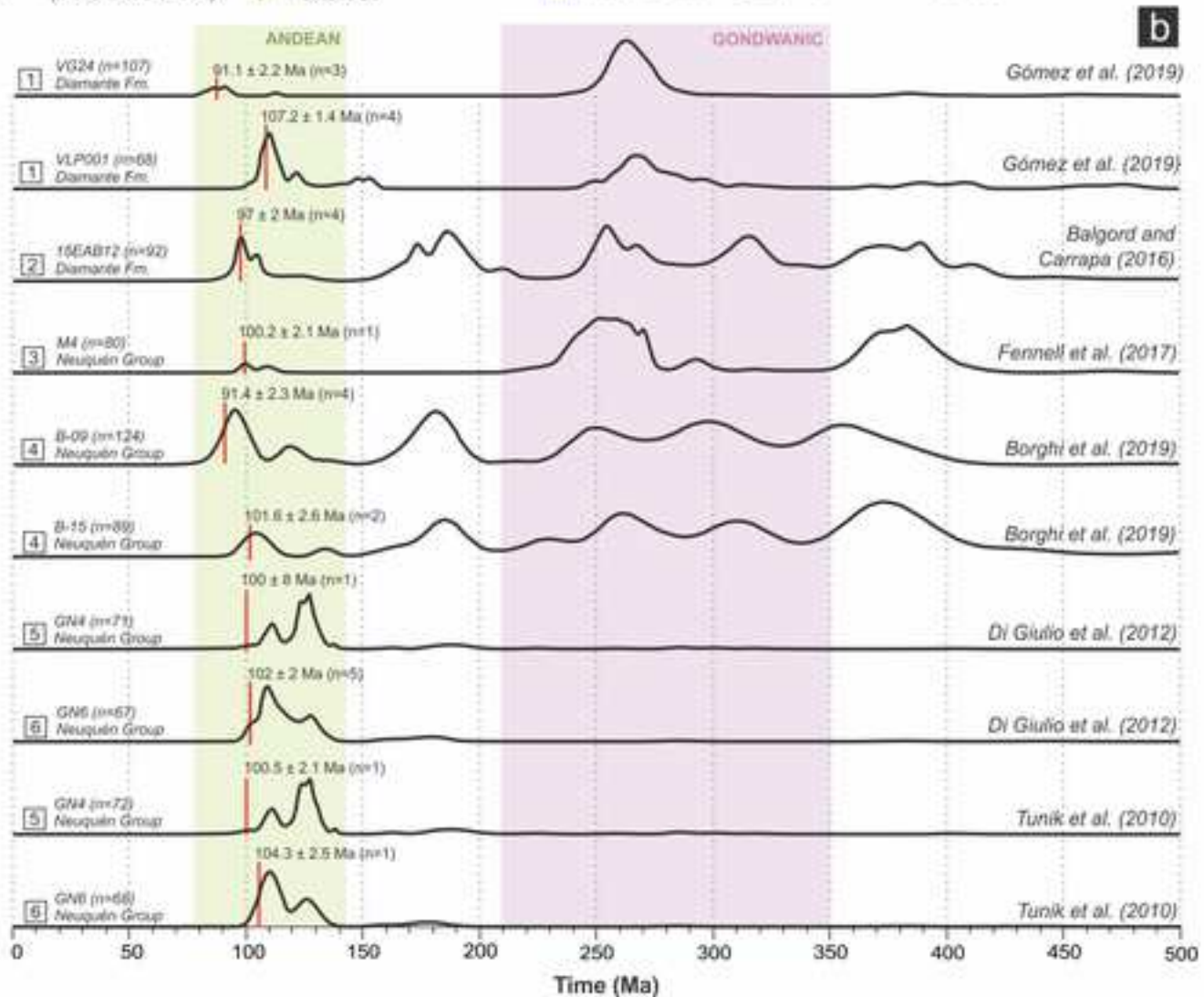
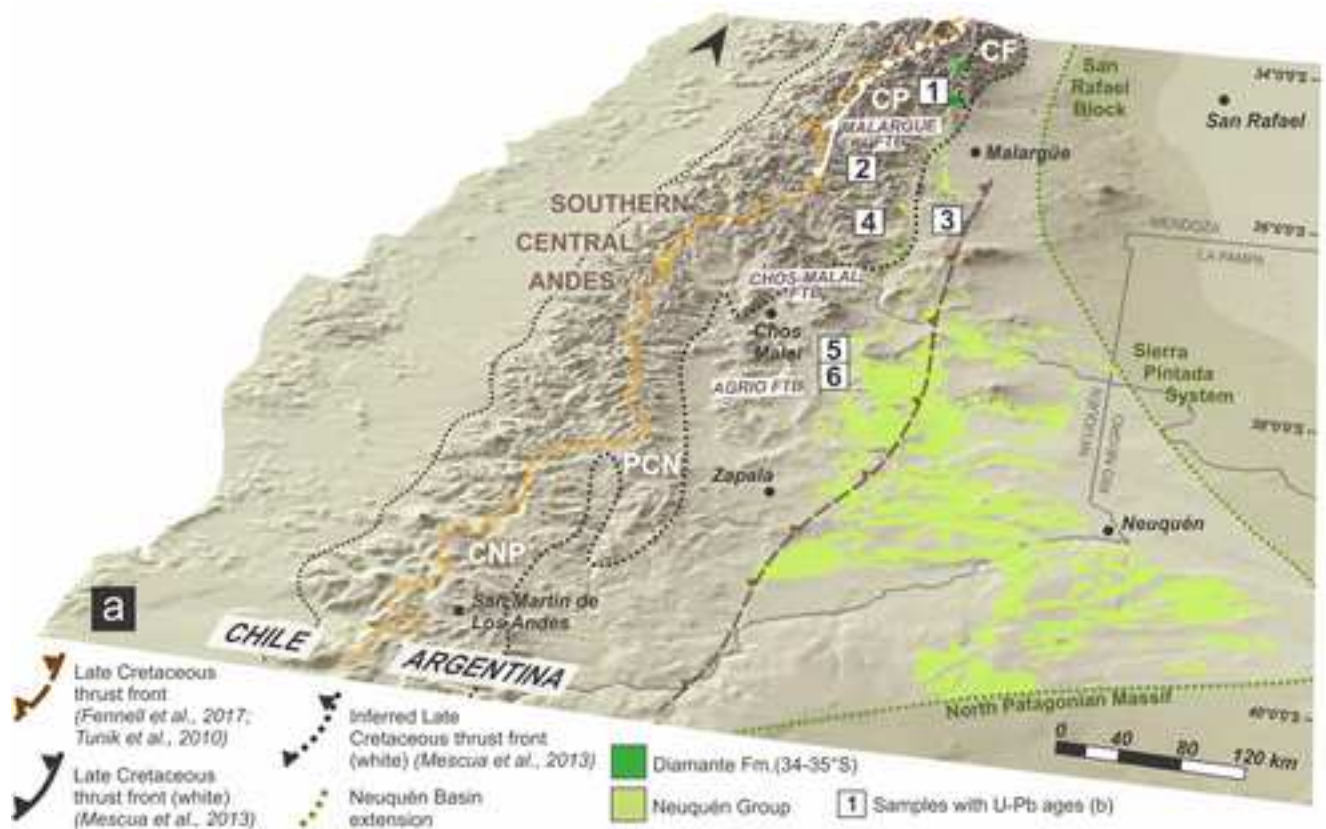


Table 1**Table 1**

Description of the samples analyzed and apatite and zircon fission track analytical data

Sample	Latitude (S)	Longitude (W)	Stratigraphic unit	Stratigraphic Age	No. of grains	Spontaneous track density $\rho_s \times 10^5$ tracks/cm ² (Ns)	Induced track density $\rho_i \times 10^6$ tracks/cm ² (Ni)	Dosimeter track density $\rho_d \times 10^6$ cm ² (Nd)	Age (Ma) $\pm 1\sigma$	P (x^2)	P ₁ (%)	P ₂ (%)
VLP001	34°39'31.04"	69°41'33.68"	Diamante Fm.	Albian	42 (Ap)	1.601 (242)	1.91 (289)	7.47 (5000)	111.9 ± 13.6	31.13	x	x
2119	34°39'29.19"	69°42'3.21"	Diamante Fm.	Turonian?	37 (Zr)	96.01 (4778)	11.07 (551)	3.33 (5000)	184.0 ± 13.1	0.75	161.1 ± 16.35 (71%)	265.2 ± 46.5 (29%)

Note. Abbreviations are Ns, total number of spontaneous tracks; Ni and Nd, total numbers of induced and dosimeter tracks; P(x^2), x^2 probability. No confined track lengths were measured. ζ zeta value: 131.3 ± 5.1 (ZFT_2119); 352.4 ± 22.9 (AFT_VLP001). Counted by Dr. Arzadún G. in La.Te. Andes S.A. Etching conditions: 5.5 N (HNO₃) for 20 s at 20°C (AFT_VLP001); NaOH-KOH eutectic solution of 8 g of sodium hydroxide (NaOH) and 11.5 g of potassium hydroxide (KOH), melted at 210°C (ZFT_2119). Dosimeter glasses: IRMM540 (AFT_VLP001) and IRMM541 (ZFT_2119). All samples were irradiated in the RA-3 Reactor in Centro Atómico Ezeiza (Buenos Aires, Argentina). See Appendix 3 for more information.

Appendix

Multiproxy provenance analysis of Upper Cretaceous deposits in the Andes (34-35°S): evidence of coeval volcanism with the onset of the Andean orogen

Contents of this file

Appendix 1. Sedimentological analysis

Appendix 2. Clast counting

Appendix 3. Fission Track methodology and raw-data results

Appendix 4. U-Pb detrital zircon ages

Appendix 5. Morphological analysis of apatite crystals through SEM images

Introduction

The appendixes provides the raw data obtained for and the methodology adopted for apatite and zircon fission-track (AFT, ZFT). It also contains the supporting information for U-Pb detrital zircon-ages, clast counting procedure, as well as for the morphological analysis of apatite crystals.

Appendix 1. Sedimentological analysis

Table A1.1. Description and interpretation of facies ordered by grain size and type of sedimentary structures

Facies code	Lithology	Sedimentary structures	Geometry	Interpretation	Observations
Gcm	Clast-supported conglomerate	Massive-Cut and fill structures	Lenticular-Diffuse	Hyperconcentrated flow-Sediment gravity flows	Carbonate and volcanic lithic fragments, poorly to well sorted, with slight imbrications
Gct	Clast-supported conglomerate	Tangential and festoon cross-bedding	Lenticular-diffuse-on wedge	Unidirectional migration of subaqueous three-dimensional dunes	Carbonates and volcanic rock fragments, poorly sorted, with traction carpets
Gmm	Matrix supported conglomerate	Massive	Lenticular	Confined flow with high concentration of suspended sediments and poor capacity for size selection.	Volcanic rock fragments poorly sorted
Gch	Clast-supported conglomerate	Horizontal bedding, fining upward	Lenticular-Tabular	Lower flow regime flat bedding, non-channelized shallow currents	Angular to sub-angular carbonate and volcanic lithic fragments
SGm	Coarse to fine grained pebbly sandstones	Massive	Lenticular-Tabular-Diffuse	Multiple processes. High-sedimentation rate, dense current deposition, channel fill	Mottled and bioturbation. Concretions. Presence of traction carpets
St	Medium to fine sandstone	Tangential and festoon cross-bedding	Lenticular-Diffuse	Unidirectional migration of subaqueous three-dimensional dunes	Presence of Traction-carpets
Sm	Fine to very fine sandstone	Massive	Tabular-Lenticular-Diffuse	Product of a rapid depositional processes during periods of high discharge of water and sediments	Angular to sub-angular lithic fragments, well sorted. Bioturbation. Mottled and concretions.
Sh	Fine to very fine sandstone	Horizontal stratification	Diffuse	Transport in conditions of high flow regime	Presence of concretions
Sl	Medium to fine sandstone	Planar cross-lamination	Diffuse	Downstream migration of bidimensional ripples	Poorly sorted
Fm	Mudstone	Massive, with eventual incipient parallel stratification	Tabular-mantiform	Decanting of fine material produced during the final stage of decay in flow velocity	Partially covered, low compaction, undifferentiated bioturbation
Fl	Mudstone	Horizontal lamination	Tabular-Diffuse	Suspension load fall-out of mud?	
Fh	Mudstone	Parallel bedding	Diffuse	Suspension load fall-out of mud?	Undifferentiated bioturbation
Ce	Limestone	Parallel bedding			
Ea	Gypsum/anhydrite	Massive-Horizontal lamination			

Note. Base on Miall (2014) and references therein

Appendix 2. Clast Counting

Abbreviations used in point-count data table and equations for values:

Qf: non-undulatory monocrystalline quartz

Qo: undulatory monocrystalline quartz;

Qv: quartz on volcanic rock grain;

Qp: polycrystalline quartz;

Fk: alkaline feldspar;

Fpl: plagioclase feldspar;

Fkp: alkaline feldspar on paleovolcanic lithic grain;

Fc: feldspar replaced by calcite;

FPP: plagioclase on paleovolcanic lithic grain;

Lpg: granular texture on paleovolcanic lithic grain;

Lps: serial texture on paleovolcanic lithic grain;

Lpp: pyroclastic lithic grain;

Lpl: lathwork texture on paleovolcanic texture;

Lpm: microlitic texture on paleovolcanic lithic grain;

Lc: carbonate lithic grain;

Ls: another sedimentary lithic grain (generally siltstone);

Lp: plutonic lithic grain;

Lm: metamorphic lithic grain;

La: altered and undetermined lithic grain;

Cc: zeolitic cement;

Ca: argillaceous cement;

Cf: iron cement;

Ccar: calcareous cement;

Co: other cements; M-micas;

Op: opaques;

Om: other minerals;

O/P: porosity. Recalculated values:

Table A2.1. Clast counting

CLAST	SAMPLES-ARROYO OSCURO (% in weight)							SAMPLES-ARROYO LAS PLAYAS (% in weight)					
	AO00	AO01	AO04	AO08	AO09	AO10	AO11	ALP01	ALP03	ALP06	ALP07	ALP10	
QUARTZ (<i>Q</i>)	Qf	22.3	24.3	22	17.5	27.5	27.3	26.3	29.3	37	28	19.5	35.8
	Qo	10.8	9.0	9	5.3	6	5.3	5.3	3.3	4.5	2.5	4.8	3
	Qv	0	0.5	0.5	2.3	0.3	0.8	1.5	0.3	0.8	1.8	0.5	1.3
	Qp	3.5	6.5	8.8	8.8	5.5	9.0	10.5	3.8	4.3	5.3	10.3	10.3
FELDSPAR (<i>F</i> - <i>K</i> - <i>P</i>)	Fk	17	14.3	10.8	10	11.8	10.0	11.3	7.5	10	10.8	9.3	10.3
	Fpl	9	6.8	2.8	4.5	8	6	6	14	7.5	4.5	6.8	8.8
	Fkp	0	0.8	0.5	0.5	0	0.3	0	0	0	0	0.5	0
	FPp	0	0	0.3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Fc	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
LITHICS (L)	Lpg	3.8	5.5	4.8	7	1.3	3	2	2.5	1.8	3	3.3	2
	Lps	5.5	3	4	5.8	2.8	3.5	3	3.3	4	9	9.8	7.8
	Lpp	0	1.8	1.3	2.3	0.5	1	0.5	0.8	0	0.8	1	1
	Lpm	0	0	0	0	0.5	0.3	0.3	0.3	0.3	0	0.3	0.3
	Lpl	1.5	1	0.3	0.8	0	0.5	0.3	1.8	0.5	0	0.3	0.3
	Lc	0	0	0	0.5	1.8	0.3	0	0	0	0	0	0
	Ls	0.3	0.8	1.3	2.3	0.5	1.3	1.3	0.8	1.3	3.8	1	1
	Lp	0	0	0	2.8	0	0.3	0.3	0.5	0.3	0.3	0.8	0.8
	Lm	0	1	2	1.8	1.8	2.5	1.3	0	2	0.5	2	1
	La	6.3	8.5	8	7	5.3	5	6.3	5.3	4.5	7.5	7	5
CEMENTS	Cc	1.3	0.3	0	0	1.5	1.5	0.8	0	0	5.5	7.8	2
	Ca	1.5	2.3	1.8	0.5	2.3	3.3	1.8	1.5	2.3	0.8	3	2.8
	Cf	7.5	2	1.3	6	8.8	8	8.5	7	7	8.5	6	0
	Ccar	5.5	6.8	7.5	4.8	7	2.8	1.8	1.3	4	4.8	4	0
	Co	0	3	0.5	0.8	0.8	0.8	0.8	1	1.3	0	0	0
OTHERS	M	0.3	0.3	0	0	1.3	0.3	0	0	0	0	0	0
	Op	3.3	1.3	2.3	1	4	4.8	3.8	6.3	5	0.3	1.5	3.8
	Om	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	O/P	1	0.8	10.8	8.3	1.3	2.8	7	10	2	2.8	1	3.3
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	

Appendix 3. Fission Track methodology and raw-data results

Methodology

Samples VLP001-17 and 2119 were processed and measured at the Laboratory of Thermochronology of La.Te. Andes S.A., located in the city of Vaqueros, Salta, Argentina.

Apatite and zircon crystals for fission track analysis were concentrated through mechanical separation, which involved: crushing, sieving and washing procedures. Crushing and grinding was carried out using a jaw crusher. Subsequently, the crushed material was sieved at 50 and 250

μm . The fraction $< 250 \mu\text{m}$ was further mechanically separated through successive washing and decanting. The washed concentrate was dried in an oven at less than 60°C prior to proceeding with the manual magnetic separation by using a permanent hand magnet. The dried concentrate was then separated into heavy and light fractions using heavy liquids through the use of Lithium heteropolytungstate (LST). A second magnetic separation was applied by using the Frantz Isodynamic Magnetic Separator. Finally, an additional heavy liquid-based separation with diiodomethane (density $\sim 3.3 \text{ g/ml}$) allowed for separation of apatite from zircon.

For AFT analysis, 100 to 200 apatite crystals were mounted on a sample holder and embedded in e-poxi resin. Once the resin had dried, it was polished to expose the surfaces of the apatite crystals. In order to reveal the spontaneous fission tracks under a microscope, polished surfaces were etched with nitric acid (HNO_3) 5.5 N for 20 seconds at 20°C (Donelick, 1993). Batch preparation for AFT (RA3 0919 013) included three dosimetry glasses of IRMM540 with known U-contents of 15 mg/kg , as well as three known age standards of Apatite Durango (DUR age: $31.4 \pm 0.5 \text{ Ma}$) which allowed to calculate a Zeta factor of $\zeta\text{-IRMM540} = 352.4 \pm 22.9$ (Dr. Arzadún G., LaTe Andes S.A.).

For ZFT analysis, 100 to 200 zircon crystals were dispersed on Teflon or glass sample holder, and embedded with PFA teflon. Once the PFA had dried, it was roughed and mirror polished to expose the surfaces of the zircons crystals. In order to reveal the spontaneous fission tracks under a microscope, polished surfaces were etched with NaOH-KOH eutectic solution of 8 g of sodium hydroxide (NaOH) and 11.5 g of potassium hydroxide (KOH), melted at 210°C (Tagami et al., 1988). Batch preparation for ZFT (RA3 1019 Zr 003) included three dosimetry glasses IRMM541 with known U-contents of 50 mg/Kg , and known age standards of Zircon Fish Canyon Tuff (FCT age: $27.8 \pm 0.5 \text{ Ma}$) which allowed to calculate a Zeta factor of $\zeta\text{-IRMM541} = 131.3 \pm 5.15$ (Dr. Arzadún G., LaTe Andes S.A.).

Both batch were irradiated in the RA-3 Reactor in Centro Atómico Ezeiza (Buenos Aires, Argentina), with an estimated neutron flux of $2.42 \times 10^{10} \text{ n/(cm}^2\text{s)}$ for apatites, applied to the batch for a total of 76 consecutive hours, resulting in an integrated nominal flux of $6.65 \times 10^{15} \text{ n/cm}^2$. For zircons, an integrated nominal flux of $1 \times 10^{15} \text{ n/cm}^2$ was applied. Once the irradiation were finished and all the samples were unpacked, the external detectors (mica) were etched with 48% hydrofluoric acid (HF) for 25 minutes at 20°C .

All measurements were made with a Zeiss AXIO Imager Z2m binocular microscope. The entire system is controlled by TrackWorks Autoscan Software with which the trace density count was performed. Fission track ages were estimated using the ζ -value method (external detector method) described by Hurford and Green (1983). Data processing was performed using the TrackKey program (Dunkl, 2002) for calculating central ages. Chi squared test ($P(x^2)$) was applied to evaluate whether a data distribution is "overdispersed" in relation to the expectation of the statistical count for the radioactive decay process (Galbraith, 1981). The value $P(x^2)$ means the probability of obtaining x^2 values for n degrees of freedom (where $n = \text{number of crystals} - 1$). A probability $> 5\%$ is indicative of the presence of a homogeneous population, reflecting a single cooling phase. Conversely, if $P(x^2) < 5\%$, a more complex analysis is applied to evaluate if the sample contain populations of apatite grains with inherited cooling ages or if it is partially annealed. For samples with $P(x^2) < 5\%$, grain age distribution was decomposed by using the binomial peak method (Galbraith & Green, 1990) through Binomfit program (Brandon, 2002) to identify discrete populations.

Raw-data of apatite and zircon fission track results

Table A3.1. Zircon Fission track counting and TrackKey results– Sample 2119

Grain/Mica	Tracks	Mica Count	Area (μm^2)	Density (tracks/ μm^2)	Mica Density (tracks/ cm^2)
Grain01	84	8	370.5	2.27E-01	2.16E-02
Grain02	133	9	666.1	2.00E-01	1.35E-02
Grain03	166	21	1616.0	1.03E-01	1.30E-02
Grain04	67	12	1422.0	4.71E-02	8.44E-03
Grain05	88	11	1396.0	6.30E-02	7.88E-03
Grain06	378	32	2183.0	1.73E-01	1.47E-02
Grain07	110	12	1604.0	6.86E-02	7.48E-03
Grain08	117	16	1795.0	6.52E-02	8.91E-03
Grain09	175	17	974.3	1.80E-01	1.74E-02
Grain10	119	15	1883.0	6.32E-02	7.96E-03
Grain11	59	8	1538.0	3.84E-02	5.20E-03
Grain12	99	13	1666.0	5.94E-02	7.80E-03
Grain13	86	13	1127.0	7.63E-02	1.15E-02
Grain14	157	21	1476.0	1.06E-01	1.42E-02
Grain15	82	7	840.0	9.76E-02	8.33E-03
Grain16	151	22	1771.0	8.53E-02	1.24E-02
Grain17	187	18	1346.0	1.39E-01	1.34E-02
Grain18	84	8	1599.0	5.26E-02	5.00E-03
Grain19	213	23	2632.0	8.09E-02	8.74E-03
Grain20	143	23	2438.0	5.87E-02	9.44E-03
Grain21	89	13	878.7	1.01E-01	1.48E-02
Grain22	40	8	762.3	5.25E-02	1.05E-02
Grain23	110	21	1416.0	7.77E-02	1.48E-02
Grain24	200	26	1734.0	1.15E-01	1.50E-02
Grain25	160	5	746.3	2.14E-01	6.70E-03
Grain26	65	5	2362.0	2.75E-02	2.12E-03
Grain27	94	16	878.0	1.07E-01	1.82E-02
Grain28	153	13	1017.0	1.51E-01	1.28E-02
Grain29	44	4	709.5	6.20E-02	5.64E-03
Grain30	212	32	1977.0	1.07E-01	1.62E-02
Grain31	114	21	1390.0	8.20E-02	1.51E-02
Grain32	134	13	971.9	1.38E-01	1.34E-02
Grain33	88	12	962.6	9.14E-02	1.25E-02
Grain34	108	22	1014.0	1.07E-01	2.17E-02
Grain35	148	13	820.7	1.80E-01	1.58E-02
Grain36	124	9	869.4	1.43E-01	1.04E-02
Grain37	197	9	911.1	2.16E-01	9.88E-03

Amount of grains = 42	P(χ^2) = 0.75	ND = 5000
Area measured = 151193	RhoD 3.33	Ns = 4778 Ni = 551
Grain ages decomposed into $P_1 = 161.1 \pm 16.35$ (71%); $P_2 = 265.2 \pm 46.5$ (29%)		
Zeta Value = 131.3 ± 5.15	U (ppm) = 139.9	Irradiation Code: RA3 1019 Zr 003

Table A3.2. Apatite Fission track counting and TrackKey results– Sample VLP001-17

Grain/Mica	Tracks	Mica Count	Area (μm^2)	Density (tracks/ μm^2)	Average Dpar (μmm)	DPar Std Deviation	Mica Density (tracks/ cm^2)
Grain01	5	5	1907.0	2.62E-03	1.54	1.13E-01	2.62E-03
Grain02	6	6	1842.0	3.26E-03	1.77	2.19E-01	3.26E-03
Grain03	6	10	2888.0	2.08E-03	1.59	1.15E-02	3.46E-03
Grain04	7	22	4485.0	1.56E-03	1.73	1.74E-01	4.91E-03
Grain05	1	1	2176.0	4.60E-04	2.47	0.00E+00	4.60E-04
Grain06	7	8	2980.0	2.35E-03	1.75	1.74E-01	2.68E-03
Grain07	5	5	5182.0	9.65E-04	2.19	2.99E-01	9.65E-04
Grain08	3	4	3580.0	8.38E-04	2.11	2.28E-01	1.12E-03
Grain09	6	3	5084.0	1.18E-03	2.17	3.00E-01	5.90E-04
Grain10	3	2	4778.0	6.28E-04	2.42	1.89E-01	4.19E-04
Grain11	6	4	4911.0	1.22E-03	1.58	1.16E-01	8.15E-04
Grain12	5	3	4557.0	1.10E-03	2.41	1.17E-01	6.58E-04
Grain13	5	3	1809.0	2.76E-03	1.55	1.79E-01	1.66E-03
Grain14	6	13	2505.0	2.40E-03	1.59	1.74E-01	5.19E-03
Grain15	5	5	3517.0	1.42E-03	2.17	1.25E-01	1.42E-03
Grain16	12	14	3041.0	3.95E-03	1.64	1.75E-01	4.60E-03
Grain17	4	10	4132.0	9.68E-04	1.79	2.08E-01	2.42E-03
Grain18	5	3	2167.0	2.31E-03	2.2	1.90E-01	1.38E-03
Grain19	18	18	3878.0	4.64E-03	1.49	1.15E-01	4.64E-03
Grain20	3	2	4494.0	6.68E-04	2.46	1.97E-01	4.45E-04
Grain21	4	4	3265.0	1.23E-03	2.63	2.45E-01	1.23E-03
Grain22	6	4	4189.0	1.43E-03	2.23	2.63E-01	9.55E-04
Grain23	3	4	3286.0	9.13E-04	2.11	2.96E-01	1.22E-03
Grain24	19	16	3623.0	5.25E-03	1.69	2.32E-01	4.42E-03
Grain25	3	2	1541.0	1.95E-03	1.75	1.30E-01	1.30E-03
Grain26	18	8	2660.0	6.77E-03	1.37	3.57E-01	3.01E-03
Grain27	2	5	2825.0	7.08E-04	2.19	0.00E+00	1.77E-03
Grain28	2	10	6401.0	3.13E-04	2.2	6.60E-02	1.56E-03
Grain29	3	2	3800.0	7.89E-04	2.12	5.09E-02	5.26E-04
Grain30	1	3	3161.0	3.16E-04	1.26	0.00E+00	9.49E-04
Grain31	15	21	3945.0	3.80E-03	1.62	3.25E-01	5.32E-03
Grain32	8	7	3758.0	2.13E-03	1.5	1.11E-01	1.86E-03
Grain33	2	1	3404.0	5.88E-04	1.85	2.25E-01	2.94E-04
Grain34	3	5	3400.0	8.82E-04	2.25	1.54E-01	1.47E-03
Grain35	4	14	4222.0	9.47E-04	1.98	1.85E-01	3.32E-03
Grain36	2	2	2235.0	8.95E-04	1.88	8.61E-02	8.95E-04
Grain37	3	1	2588.0	1.16E-03	2.22	1.78E-01	3.86E-04
Grain38	5	2	2084.0	2.40E-03	1.84	2.51E-01	9.60E-04
Grain39	5	5	6208.0	8.05E-04	2.15	1.42E-01	8.05E-04
Grain40	8	23	5468.0	1.46E-03	1.58	5.07E-02	4.21E-03
Grain41	4	7	5677.0	7.05E-04	2.32	8.31E-02	1.23E-03
Grain42	4	2	3540.0	1.13E-03	2.47	2.25E-01	5.65E-04
Amount of grains = 42		P(χ^2) = 31.13		ND = 5000			
Area measured = 151193		RhoD 7.47		Ns = 242		Ni = 289	
Central Age = 111.9 ± 13.6							
Zeta Value = 352.4 ± 22.9		U (ppm) = 3.7		Irradiation Code: RA3 0919 013			

Appendix 4. U-Pb detrital zircon-ages

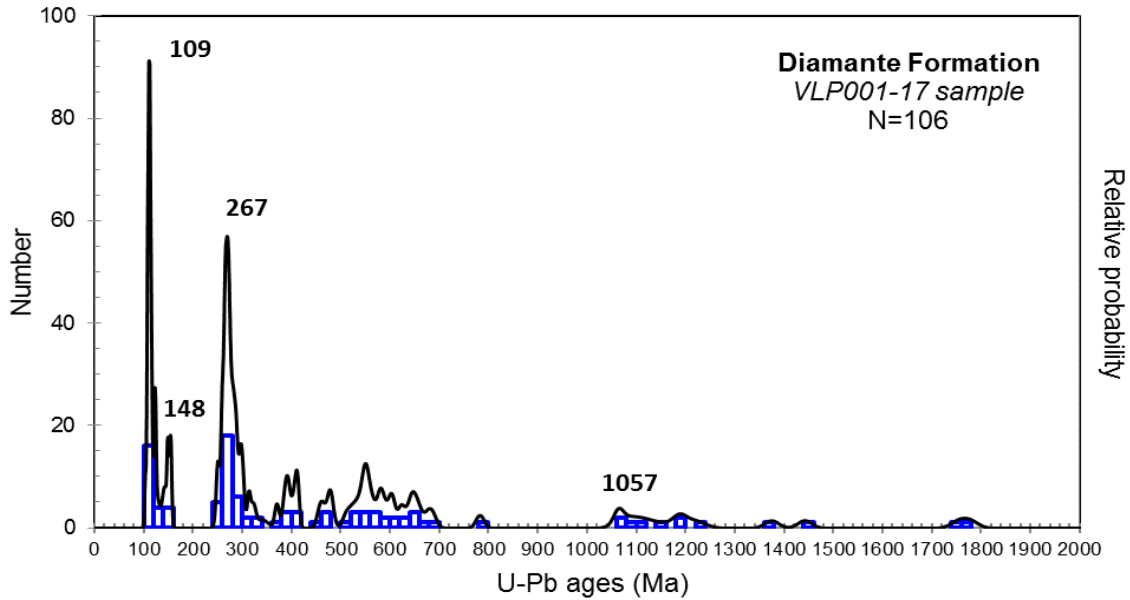


Figure A4.1. U-Pb detrital ages from analyzed zircons from sample VLP001-17 displayed with a frequency histogram and relative probability plot (complete version from the one displayed in the main text) (Gómez et al., 2019).

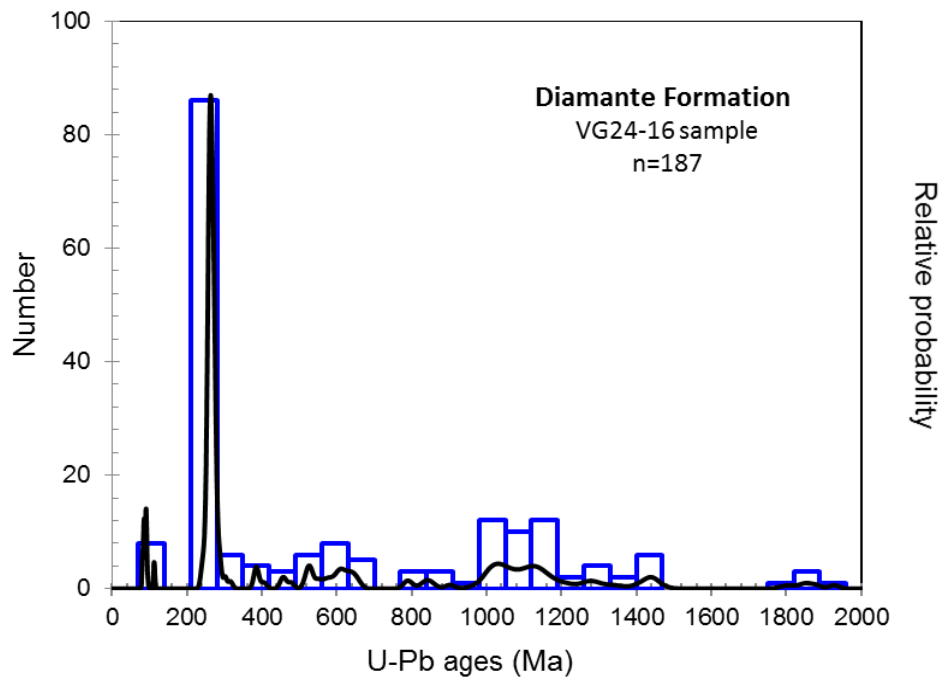


Figure A4.2. U-Pb detrital ages from analyzed zircons from sample VG24-16 displayed with a frequency histogram and relative probability plot (Gómez et al., 2019).

Appendix 5. Morphological analysis of apatite crystals through SEM images

Table A5.1. Detail of rounded apatite crystals from sample VLP001-17

Number	Morphology	Number	Morphology	Number	Morphology	Number	Morphology
A00	Rounded	A85	Rounded	A214	Rounded	A331	Rounded
A001	Rounded	A86	Rounded	A215	Rounded	A334	Rounded
A02	Rounded	A087	Rounded	A217	Rounded	A337	Rounded
A002	Rounded	A87	Rounded	A218	Rounded	A338	Rounded
A05	Rounded	A90	Rounded	A219	Rounded	A339	Rounded
A005	Rounded	A090	Rounded	A221	Rounded	A347	Rounded
A006	Rounded	A091	Rounded	A229	Rounded	A348	Rounded
A007	Rounded	A91	Rounded	A231	Rounded	A401	Rounded
A07	Rounded	A94	Rounded	A233	Rounded	A402	Rounded
A008	Rounded	A098	Rounded	A236	Rounded	A408	Rounded
A010	Rounded	A099	Rounded	A237	Rounded	A410	Rounded
A14	Rounded	A99	Rounded	A240	Rounded	A413	Rounded
A16	Rounded	A100	Rounded	A241	Rounded	A419	Rounded
A17	Rounded	A102	Rounded	A242	Rounded	A423	Rounded
A017	Rounded	A105	Rounded	A243	Rounded	A424	Rounded
A20	Rounded	A106	Rounded	A244	Rounded	A425	Rounded
A023	Rounded	A107	Rounded	A251	Rounded	A429	Rounded
A024	Rounded	A110	Rounded	A252	Rounded	A430	Rounded
A25	Rounded	A113	Rounded	A254	Rounded	A431	Rounded
A025	Rounded	A114	Rounded	A255	Rounded	A433	Rounded
A026	Rounded	A115	Rounded	A256	Rounded	A434	Rounded
A26	Rounded	A117	Rounded	A258	Rounded	A435	Rounded
A27	Rounded	A119	Rounded	A261	Rounded	A440	Rounded
A028	Rounded	A120	Rounded	A263	Rounded	A441	Rounded
A28	Rounded	A122	Rounded	A264	Rounded	A451	Rounded
A35	Rounded	A124	Rounded	A265	Rounded	A452	Rounded
A37	Rounded	A130	Rounded	A267	Rounded	A455	Rounded
A042	Rounded	A131	Rounded	A270	Rounded	A456	Rounded
A42	Rounded	A133	Rounded	A271	Rounded	A461	Rounded
A44	Rounded	A135	Rounded	A276	Rounded	A463	Rounded
A48	Rounded	A136	Rounded	A277	Rounded	A465	Rounded
A049	Rounded	A140	Rounded	A278	Rounded	A467	Rounded
A050	Rounded	A143	Rounded	A281	Rounded	A472	Rounded
A051	Rounded	A145	Rounded	A282	Rounded	A473	Rounded
A53	Rounded	A148	Rounded	A283	Rounded	A478	Rounded
A055	Rounded	A151	Rounded	A286	Rounded	A479	Rounded
A56	Rounded	A152	Rounded	A287	Rounded	A487	Rounded
A57	Rounded	A156	Rounded	A289	Rounded	A489	Rounded
A59	Rounded	A161	Rounded	A291	Rounded	A490	Rounded

A62	Rounded	A162	Rounded	A295	Rounded	A491	Rounded
A63	Rounded	A163	Rounded	A299	Rounded	A492	Rounded
A64	Rounded	A168	Rounded	A300	Rounded	A494	Rounded
A064	Rounded	A171	Rounded	A301	Rounded	A495	Rounded
A065	Rounded	A173	Rounded	A302	Rounded		
A066	Rounded	A176	Rounded	A305	Rounded		
A067	Rounded	A177	Rounded	A306	Rounded		
A070	Rounded	A179	Rounded	A309	Rounded		
A071	Rounded	A180	Rounded	A310	Rounded		
A74	Rounded	A181	Rounded	A313	Rounded		
A074	Rounded	A182	Rounded	A134	Rounded		
A077	Rounded	A183	Rounded	A315	Rounded		
A078	Rounded	A187	Rounded	A316	Rounded		
A080	Rounded	A188	Rounded	A324	Rounded		
A83	Rounded	A190	Rounded	A325	Rounded		
A083	Rounded	A197	Rounded	A326	Rounded		
A084	Rounded	A198	Rounded	A328	Rounded		
A84	Rounded	A207	Rounded	A330	Rounded		

Table A5.2. Detail of angular and sub-angular apatite crystals from sample VLP001-17

Number	Morphology	Number	Morphology	Number	Morphology	Number	Morphology
A01	Angular	A266	Angular	A046	Sub-angular	A285	Sub-angular
A003	Angular	A274	Angular	A047	Sub-angular	A292	Sub-angular
A004	Angular	A275	Angular	A47	Sub-angular	A298	Sub-angular
A020	Angular	A280	Angular	A053	Sub-angular	A308	Sub-angular
A21	Angular	A290	Angular	A054	Sub-angular	A311	Sub-angular
A24	Angular	A293	Angular	A056	Sub-angular	A312	Sub-angular
A036	Angular	A297	Angular	A059	Sub-angular	A318	Sub-angular
A037	Angular	A320	Angular	A060	Sub-angular	A321	Sub-angular
A39	Angular	A322	Angular	A062	Sub-angular	A323	Sub-angular
A044	Angular	A335	Angular	A061	Sub-angular	A327	Sub-angular
A51	Angular	A336	Angular	A65	Sub-angular	A329	Sub-angular
A063	Angular	A342	Angular	A66	Sub-angular	A341	Sub-angular
A67	Angular	A343	Angular	A073	Sub-angular	A346	Sub-angular
A70	Angular	A345	Angular	A079	Sub-angular	A405	Sub-angular
A71	Angular	A349	Angular	A085	Sub-angular	A427	Sub-angular
A75	Angular	A350	Angular	A086	Sub-angular	A436	Sub-angular
A79	Angular	A351	Angular	A089	Sub-angular	A443	Sub-angular
A81	Angular	A352	Angular	A92	Sub-angular	A446	Sub-angular
A88	Angular	A400	Angular	A95	Sub-angular	A469	Sub-angular
A088	Angular	A401	Angular	A096	Sub-angular	A476	Sub-angular
A89	Angular	A406	Angular	A097	Sub-angular	A480	Sub-angular

A094	Angular	A409	Angular	A108	Sub-angular	A493	Sub-angular
A095	Angular	A411	Angular	A116	Sub-angular		
A101	Angular	A414	Angular	A141	Sub-angular		
A109	Angular	A447	Angular	A147	Sub-angular		
A132	Angular	A454	Angular	A150	Sub-angular		
A134	Angular	A459	Angular	A157	Sub-angular		
A137	Angular	A468	Angular	A169	Sub-angular		
A142	Angular	A483	Angular	A170	Sub-angular		
A144	Angular	A86	Angular	A174	Sub-angular		
A165	Angular	A04	Sub-angular	A175	Sub-angular		
A167	Angular	A06	Sub-angular	A185	Sub-angular		
A184	Angular	A009	Sub-angular	A193	Sub-angular		
A186	Angular	A11	Sub-angular	A194	Sub-angular		
A189	Angular	A016	Sub-angular	A195	Sub-angular		
A191	Angular	A18	Sub-angular	A196	Sub-angular		
A200	Angular	A018	Sub-angular	A201	Sub-angular		
A202	Angular	A19	Sub-angular	A206	Sub-angular		
A210	Angular	A021	Sub-angular	A230	Sub-angular		
A211	Angular	A022	Sub-angular	A232	Sub-angular		
A213	Angular	A025	Sub-angular	A234	Sub-angular		
A224	Angular	A027	Sub-angular	A235	Sub-angular		
A225	Angular	A029	Sub-angular	A238	Sub-angular		
A226	Angular	A30	Sub-angular	A239	Sub-angular		
A246	Angular	A035	Sub-angular	A245	Sub-angular		
A248	Angular	A038	Sub-angular	A247	Sub-angular		
A249	Angular	A43	Sub-angular	A262	Sub-angular		
A250	Angular	A043	Sub-angular	A269	Sub-angular		
A253	Angular	A045	Sub-angular	A272	Sub-angular		

References

- Brandon, M. T., 2002. Decomposition of mixed grain age distributions using Binomfit. *On Track*, 24, 13–18.
- Donelick, R. A., 1993. A method of fission track analysis utilizing bulk chemical etching of apatite: U.S. Patent #5, 267, 274.
- Dunkl, I., 2002. TRACKKEY: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computers & Geosciences*, 28 (1), 3-12.
- Galbraith, R. F., 1981. On statistical models for fission track counts. *Journal of the International Association for Mathematical Geology*, 13 (6), 471-478.
- Galbraith, R. F., Green, P. F., 1990. Estimating the component ages in a finite mixture. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17(3), 197–206. [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(90\)90035-V](https://doi.org/10.1016/1359-0189(90)90035-V).
- Gómez, R., Lothari, L., Tunik, M., Casadio, S., 2019. Onset of foreland basin deposition in the Neuquén Basin (34°-35°S): New data from sedimentary petrology and U–Pb dating of detrital zircons from the Upper Cretaceous non-marine deposits, *Journal of South American Earth Sciences*, doi:10.1016/j.jsames.2019.102257.
- Hurford, A. J., Green, P. F., 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology* 41, 285-317.
- Miall, A. D., 2014. *Fluvial depositional systems*. Springer: 316 p. New York.
- Tagami, T., Lal, N., Sorkhabi, R. B., Ito, H., Nishimura, S., 1988. Fission track dating using external detector method: a laboratory procedure. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ.* 53, 14–30.