



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

Las fases de construcción orogénica de la Cordillera Principal entre los 33°S y 35°S a partir de análisis estructurales, estratigráficos y geocronológicos.

Tesis presentada para optar por el título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área de Ciencias Geológicas

Federico Exequiel Martos

Director de tesis: Dr. Maximiliano Naipauer
Consejero de estudios: Dr. Matías Ghiglione
Lugar de trabajo: Instituto de Estudios Andinos “Don Pablo Groeber” – Laboratorio de Geodinámica.

Ciudad Autónoma de Buenos Aires. Junio 2022

Las fases de construcción orogénica de la Cordillera Principal entre los 33°S y 35°S a partir de análisis estructurales, estratigráficos y geocronológicos.

Resumen

La Cordillera Principal de Argentina y Chile está conformada por una serie de fajas plegadas y corridas desarrolladas sobre una corteza previamente deformada producto de los sucesivos eventos tectónicos que afectaron al continente Sudamericano a lo largo de su evolución. Esta tesis se focaliza en el estudio de las fajas plegadas y corridas del Aconcagua y de Malargüe entre los 33°S y 35°S, con el objetivo de analizar las distintas fases de construcción orogénica y su registro en los depósitos sinorogénicos asociados. En particular, se abarcaron tres momentos clave en la evolución del orógeno: i) el periodo de extensión que dio origen a la Cuenca Neuquina durante el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano; ii) el primer pulso de estructuración del orógeno en el Cretácico Tardío; y iii) la fase de deformación final de la Cordillera Principal durante el Mioceno. Se llevaron a cabo estudios estructurales, estratigráficos, sedimentológicos y geocronológicos en diversas unidades de la Cuenca Neuquina (Grupo Cuyo y Grupo Mendoza) y la posterior cuenca de antepaís andina (Formación Diamante, Formación Saldeño y el Conglomerado Penitentes).

A partir del estudio sedimentológico, estratigráfico y geocronológico del Grupo Cuyo en las nacientes del río Atuel (faja plegada y corrida de Malargüe) se reconocieron secuencias sedimentarias marinas que registran aporte de material volcánico. Las edades U-Pb en circones obtenidas en dos niveles volcánicos permitieron asignar estos depósitos al Pliensbachiano-Toarciense, lo cual se condice perfectamente con el contenido fosilífero hallado. La composición litológica de las secuencias analizadas en este sector y su comparación con depósitos de otras subcuencas sugiere que se habrían depositado en un depocentro aislado, en esta tesis denominado depocentro Alto Atuel, localizado en una posición cercana al arco magmático. Por otro lado, se identificó la presencia de fallas normales en unidades equivalentes al Grupo Mendoza que podría indicar una reactivación extensional de este depocentro durante el Jurásico Tardío.

Se estudió el primer pulso de estructuración de la Cordillera Principal en el sector norte de la faja plegada y corrida de Malargüe. En este sector, se reconocieron estratos de crecimiento y discordancias angulares entre los depósitos sinorogénicos de la Formación Diamante y unidades previas que acotan este evento de deformación al Cretácico Tardío. El análisis sedimentológico de la Formación Diamante en diversos sectores (internos y externos) del orógeno permitió diferenciar distintas depozonas dentro de la cuenca de antepaís cretácica y delimitar la posición del frente orogénico. Complementariamente, los análisis de procedencia posibilitaron el reconocimiento de las principales áreas fuente de sedimento: la Cordillera Principal y el arco magmático al oeste y la Cordillera Frontal al este, lo cual indicaría la presencia de un antepaís fragmentado.

El estudio de las unidades sinorogénicas neógenas en la faja plegada y corrida del Aconcagua, en particular del Conglomerado Penitentes, dio la posibilidad de constreñir los pulsos de levantamiento de las Cordilleras Principal y Frontal a los 33°S. Se realizaron análisis de procedencia a partir de conteo de clastos y edades U-Pb en circones detríticos, y se obtuvo la

primera edad máxima de depositación de ~15 Ma para esta unidad. Los resultados muestran un aporte detrítico tanto desde la Cordillera Principal como de la Cordillera Frontal, lo cual permite inferir que estas unidades morfoestructurales ya se encontraban exhumadas durante el Mioceno medio. Estos resultados son novedosos ya que contrastan con los trabajos clásicos que proponen que la Cordillera Frontal se levantó hace ~9 Ma (Mioceno tardío) como consecuencia del inicio de la subducción subhorizontal Pampeana.

Palabras claves: Cordillera Principal; Cuenca Neuquina; Cuenca de antepaís; Depósito sinorogénico; Faja plegada y corrida; Geocronología U-Pb en circón.

The orogenic phases of the Principal Cordillera between 33°S and 35°S from structural, stratigraphic, and geochronological analyses.

Abstract

The Principal Cordillera of Argentina and Chile is composed of a series of fold-and-thrust belts, developed on a previously deformed crust due to the successive tectonic events that affected the South American continent throughout its evolution. This thesis focuses on the study of the Aconcagua and Malargüe fold-and-thrust belts between 33°S and 35°S, intending to analyze the different orogenic phases and their record in the associated synorogenic deposits. Three key stages in the evolution of the orogen were addressed: i) the extensional period that gave rise to the Neuquén Basin during the Late Triassic and Early Jurassic; ii) the first orogenic pulse in the Late Cretaceous; iii) the final deformational phase of the Principal Cordillera during the Miocene. In this sense, structural, stratigraphic, sedimentological, and geochronological studies were carried out in several units of the Neuquén Basin (Cuyo Group and Mendoza Group) and the subsequent Andean foreland basin (Diamante Formation, Saldeño Formation, and the Penitentes Conglomerate).

Sedimentological, stratigraphic, and geochronological studies on the Lower Jurassic units at the headwaters of the Atuel River (Malargüe fold-and-thrust belt) showed that the marine sedimentary sequences of the Cuyo Group registered volcanic contributions. The U-Pb zircon ages obtained for two volcanic levels assign a Pliensbachian-Toarcian age to these deposits, which perfectly agrees with the fossiliferous content found in these successions. The composition of these sequences and their comparison with other sub-basins suggest that they would have been deposited in an isolated depocenter, defined here as the Alto Atuel depocenter, located near the magmatic arc. On the other hand, structural analyses showed the presence of syndepositional normal faults on the Upper Jurassic units, equivalent to the Mendoza Group, which could indicate an extensional reactivation of this depocenter.

The first contractional pulse of the Principal Cordillera was studied in the northern sector of the Malargüe fold-and-thrust belt. In this sector, the synorogenic deposits of the Diamante Formation display growth strata and angular unconformities with previous units, which place this deformational event in the Late Cretaceous. Sedimentological analyses of the Diamante Formation in diverse sectors of the orogen allowed us to identify different depozones within the Cretaceous foreland basin and delimit the position of the orogenic front. Additionally, provenance analyses revealed two main sediment source areas, one located to the west in the magmatic arc and the incipient Cordillera Principal and the other in the east in the Frontal Cordillera, that would indicate the presence of a broken foreland basin.

The study of the Neogene synorogenic units in the Aconcagua fold-and-thrust belt, in particular the Penitentes Conglomerate, allowed constraining the uplift of the Principal and Frontal Cordilleras at 33°S. Provenance analyses were performed, including clasts count and U-Pb ages

in detrital zircons, and a maximum depositional age of ~15 Ma was obtained for this synorogenic unit. The results show a detrital input from both the Principal Cordillera and the Cordillera Frontal, which suggests that these morphostructural units were already exhumed by the middle Miocene. These results are relevant as they contrast with classical models that propose that the Frontal Cordillera was uplifted at ~9 Ma, due to the onset of Pampean flat slab.

Keywords: Principal Cordillera; Neuquén Basin; Foreland basin; Synorogenic deposits; Fold-and-thrust belts; Zircon U-Pb geochronology.

Agradecimientos

Este trabajo fue posible gracias a la colaboración y apoyo de mucha gente, de la cual estaré siempre agradecido y a la universidad pública que me dio la posibilidad de formarme académicamente.

Quiero agradecer a mis directores Maximiliano Naipauer y Andrés Folguera por todo el compromiso brindado durante estos años y por siempre estar dispuestos a enseñar y colaborar en las diferentes instancias de este doctorado.

A los jurados de esta tesis, Florencia Bechis, Norberto Uriz y Ernesto Critallini por su predisposición y compromiso. Sin dudas sus correcciones y sugerencias han mejorado considerablemente esta tesis.

Gracias a Lucas Fennell con quien tuve el agrado de compartir muchísimas campañas y la oficina, lo cual nos dio la posibilidad de tener largas charlas de geología y la vida.

Gracias a todos mis compañeros del instituto, con quienes ha sido un placer venir a trabajar y compartir cada día. Me llevo muchas amistades.

Gracias a Natalia Hauser por colaborar con las dataciones realizadas en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Brasilia.

A Beatriz Aguirre-Urreta, Susana Damborenea y Miguel Maceñido por colaborar con la descripción de los fósiles.

Gracias a los baqueanos de Mendoza, familias Muñoz, Araya y Rojas, quienes hicieron posible el acceso a zonas muy complicadas de la cordillera. Gran parte de este trabajo hubiese sido imposible sin su colaboración.

Agradecido a las autoridades y secretarías del IDEAN y del Departamento de Geología.

Gracias a mis amigos de la vida quienes fueron siempre un apoyo fuera de la facultad.

Gracias a Lu por estar siempre apoyándome, bancando los momentos complicados durante la confección de la tesis, por sus consejos y por alegrarme cada día.

A mi familia, eternamente agradecido por ser incondicionales y por todo el apoyo brindado siempre.

ÍNDICE

| | |
|--|-----------|
| 1. INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1. OBJETIVOS..... | 1 |
| 1.2. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO | 2 |
| 1.3. ANTECEDENTES | 3 |
| 1.4. METODOLOGÍA..... | 4 |
| 1.4.1. <i>Trabajo de gabinete</i> | 5 |
| 1.4.2. <i>Viajes de campo y toma de muestras</i> | 5 |
| 1.4.3. <i>Procesamiento de muestras y datos de campo</i> | 5 |
| 1.4.4. <i>Análisis de los resultados obtenidos</i> | 6 |
| 1.5. ESQUEMA GENERAL DE LA TESIS | 6 |
| 2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL..... | 8 |
| 2.1. CONTEXTO TECTÓNICO | 8 |
| 2.2. ESTRATIGRAFÍA..... | 16 |
| 2.2.1. <i>Basamento pre-jurásico</i> | 16 |
| 2.2.2. <i>Depósitos mesozoicos pre-orogénicos de la Cuenca Neuquina</i> | 17 |
| 2.2.3. <i>Depósitos asociados a las cuencas de antepaís andinas</i> | 19 |
| 3. EL DEPOCENTRO ALTO ATUEL: NUEVAS EDADES U-PB EN UNIDADES MARINAS DEL JURÁSICO TEMPRANO A LOS 34°30'S | 21 |
| 3.1. INTRODUCCIÓN..... | 21 |
| 3.2. MARCO GEOLÓGICO..... | 22 |
| 3.3. EVOLUCIÓN DEL DEPOCENTRO ATUEL DURANTE EL TRIÁSICO TARDÍO - JURÁSICO MEDIO. | 23 |
| 3.4. EL DEPOCENTRO ALTO ATUEL..... | 25 |
| 3.4.1. <i>Breve descripción de las unidades presentes en el depocentro Alto Atuel</i> | 26 |
| 3.4.2. <i>Estructura de la región del depocentro Alto Atuel</i> | 29 |
| 3.5. ANÁLISIS SEDIMENTARIOS: PERFIL ARROYO FIERO | 31 |
| 3.6. CONTENIDO FOSILÍFERO..... | 37 |
| 3.6.1. <i>Paleoecología</i> | 37 |
| 3.6.2. <i>Edad</i> | 37 |
| 3.7. ANÁLISIS GEOCRONOLÓGICOS: EDADES U-PB EN CIRCÓN..... | 38 |
| 3.8. CORRELACIONES Y CONTEXTO TECTONO-SEDIMENTARIO | 40 |
| 3.9. EVOLUCIÓN TECTÓNICA TRIÁSICO TARDÍO - CRETÁCICO TEMPRANO..... | 43 |
| 3.9.1. <i>Estadio de rift temprano</i> | 43 |
| 3.9.2. <i>Estadio de rift tardío y postrift</i> | 44 |
| 3.9.3. <i>Estadio de extensión de retroarco</i> | 46 |
| 3.10. CONSIDERACIONES FINALES | 46 |
| 4. DEFORMACIÓN CRETÁCICA TARDÍA EN LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE MALARGÜE A LOS 34°30'S: ANÁLISIS DE LA PRIMERA CUENCA DE ANTEPAÍS ANDINA..... | 48 |
| 4.1. INTRODUCCIÓN..... | 48 |
| 4.2. LA FORMACIÓN DIAMANTE Y UNIDADES EQUIVALENTES..... | 50 |
| 4.3. EVIDENCIAS DE ESTRUCTURACIÓN CRETÁCICA EN LOS ANDES CENTRALES DEL SUR..... | 52 |
| 4.4. LA FORMACIÓN DIAMANTE EN EL ARROYO COLORADO | 53 |

| | | |
|-----------|---|------------|
| 4.4.1. | <i>Caracterización de la secuencia subyacente compuesta de pelitas negras</i> | 54 |
| 4.4.2. | <i>Estratos de crecimiento</i> | 55 |
| 4.4.3. | <i>Análisis sedimentológico</i> | 58 |
| 4.4.4. | <i>Análisis geocronológico: edades U-Pb en circones detríticos</i> | 59 |
| 4.5. | LA FORMACIÓN DIAMANTE EN VEGA DE LOS PATOS | 60 |
| 4.5.1. | <i>Análisis sedimentológicos y de procedencia en areniscas</i> | 62 |
| 4.6. | ANÁLISIS DE PROCEDENCIA A PARTIR DE EDADES U-PB EN CIRCONES DETRÍTICOS Y PETROGRAFÍA DE ARENISCAS | 64 |
| 4.6.1. | <i>Formación Diamante en el arroyo Colorado</i> | 64 |
| 4.7. | EL GRUPO MALARGÜE Y LA FORMACIÓN SALDEÑO EN LA ZONA DE ESTUDIO | 67 |
| 4.7.1. | <i>Región central</i> | 67 |
| 4.7.2. | <i>Región occidental</i> | 68 |
| 4.7.3. | <i>Región oriental</i> | 69 |
| 4.8. | ESQUEMA EVOLUTIVO Y PALEOGEOGRÁFICO DE LA PRIMERA CUENCA DE ANTEPAÍS ANDINA | 71 |
| 4.8.1. | <i>Cretácico Temprano</i> | 71 |
| 4.8.2. | <i>Cretácico Tardío</i> | 71 |
| 4.8.3. | <i>Cretácico Tardío terminal-Paleógeno</i> | 73 |
| 4.9. | CONSIDERACIONES FINALES | 75 |
| 5. | ANÁLISIS DE LOS DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS MIOCENOS DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DEL ACONCAGUA A LOS 33°S | 78 |
| 5.1. | INTRODUCCIÓN | 78 |
| 5.2. | MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO | 80 |
| 5.2.1. | <i>La faja plegada y corrida del Aconcagua (AFTB)</i> | 82 |
| 5.2.2. | <i>Estratigrafía del área de estudio</i> | 83 |
| 5.2.3. | <i>La Cuenca de Penitentes</i> | 85 |
| 5.3. | RESULTADOS OBTENIDOS | 87 |
| 5.3.1. | <i>Análisis Sedimentarios</i> | 89 |
| 5.3.2. | <i>Análisis de procedencia mediante conteo de clastos en conglomerados</i> | 90 |
| 5.3.3. | <i>Edades U-Pb en circones detríticos</i> | 93 |
| 5.3.4. | <i>Edad máxima de depositación</i> | 93 |
| 5.3.5. | <i>Estructura de la faja plegada y corrida del Aconcagua</i> | 95 |
| 5.4. | EDAD DE DEPOSITACIÓN Y ANÁLISIS DE PROCEDENCIA DEL CONGLOMERADO PENITENTES | 98 |
| 5.4.1. | <i>Correlación del Conglomerado Penitentes con otras unidades sinorogénicas neógenas</i> | 102 |
| 5.5. | EL CORRIMIENTO PENITENTES – FRENTE DE CORRIMIENTOS DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA | 104 |
| 5.6. | MODELO TECTÓNICO EVOLUTIVO Y ORIGEN DE LA CUENCA DE PENITENTES | 105 |
| 5.7. | CONSIDERACIONES FINALES | 108 |
| 6. | ESQUEMA EVOLUTIVO DE LA CORDILLERA PRINCIPAL: INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN GENERAL | 110 |
| 7. | CONCLUSIONES | 119 |
| 8. | REFERENCIAS | 122 |
| 9. | ANEXO | 137 |
| 9.1. | ANÁLISIS DE PROCEDENCIA | 137 |
| 9.1.1. | <i>Petrografía en areniscas de la Formación Diamante y Grupo Malargüe</i> | 137 |

| | | |
|--------|--|-----|
| 9.1.2. | <i>Conteo de clastos en el Conglomerado Penitentes</i> | 139 |
| 9.2. | METODOLOGÍA UTILIZADA EN LAS DATACIONES U-Pb EN CIRCÓN..... | 140 |
| 9.2.1. | <i>Laboratorio LA.TE.ANDES</i> | 140 |
| 9.2.2. | <i>Laboratorio (Radiogenic Isotope and Geochronology Lab) Universidad del Estado de Washington</i> | 141 |
| 9.2.3. | <i>Laboratorio de Geocronología - Universidad de Brasilia</i> | 142 |
| 9.3. | RESULTADOS DE ANÁLISIS GEOCRONOLÓGICOS..... | 143 |
| 9.3.1. | <i>Datos U-Pb en circón concordantes del Grupo Cuyo. Datos obtenidos en LATEANDES (Salta, Argentina)</i> | 143 |
| 9.3.2. | <i>Datos U-Pb en circón concordantes de la Formación Diamante. Datos obtenidos en el Radiogenic Isotope and Geochronology Lab de la Universidad del Estado de Washington (Estados Unidos).</i> 146 | |
| 9.3.3. | <i>Datos U-Pb en circón concordantes del Conglomerado Penitentes. Datos obtenidos en Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Brasilia (Brasil).</i> | 152 |

1. INTRODUCCIÓN

1.1. OBJETIVOS

El objetivo principal de esta tesis fue lograr un mayor entendimiento de la evolución del sector de los Andes Centrales del Sur comprendido por la Cordillera Principal, desde las etapas iniciales del ciclo andino hasta sus fases finales de deformación. Para ello, se visitaron localidades que habían sido escasamente estudiadas previamente y se realizaron estudios sistemáticos de la estratigrafía y estructura de cada región para identificar aquellas unidades que resultasen interesantes para comprender la evolución tectónica del orógeno Andino. Particularmente, se abordará el estudio de momentos claves de la evolución geológica de la Cordillera Principal, que incluyen los estadios de rift y postrift mesozoicos, la primera estructuración del orógeno durante el Cretácico y la estructuración neógena de las fajas plegadas y corridas de Malargüe y del Aconcagua.

Para analizar los estadios de extensión mesozoica se focalizaron los estudios en la región norte de la faja plegada y corrida de Malargüe. En esta región se encuentran los depocentros más septentrionales de la cuenca Neuquina en territorio argentino. La región comprendida por la faja plegada y corrida del Aconcagua se habría comportado como un alto estructural en los primeros estadios de generación de la cuenca. Los estudios se realizaron en las nacientes del río Atuel, donde espesas secuencias de sedimentitas jurásicas tempranas a tardías han sido descritas por los primeros geólogos que estudiaron la zona. Estas unidades han sido escasamente analizadas y descritas mientras que sus edades han sido estimadas por la presencia de fósiles y relaciones estratigráficas. Por ello, se describirán las unidades a partir de perfiles sedimentarios, análisis petrográficos y dataciones U-Pb en circones que permitieron estimar con mayor precisión el ambiente depositacional, la edad del depósito y las áreas fuente de sedimento. A partir de estos resultados, se realizaron correlaciones con las unidades contemporáneas presentes en otros depocentros de la cuenca Neuquina y se pudo determinar el ambiente tectónico en el cual se generaron.

Otro objetivo planteado en esta tesis es el estudio del primer pulso de estructuración de la Cordillera Principal, que se estima que ocurrió durante el Cretácico Tardío. Para ello se propone estudiar las unidades sinorogénicas del Cretácico Superior en el segmento norte de la faja plegada y corrida de Malargüe, en este sector han sido realizados escasos trabajos de detalle. Se relevaron dos zonas ubicadas en distintas posiciones dentro de la faja plegada y corrida: una en el sector interno, en las nacientes del río Atuel, y otra en el sector frontal de la faja plegada y corrida en las cercanías del río Diamante. Se buscaron evidencias de sedimentación sin-contraccional y se analizaron las secuencias a partir de perfiles sedimentarios que permitieron reconocer su ambiente depositacional. Complementariamente se realizaron análisis de procedencia en petrografía de areniscas y a partir de dataciones U-Pb en circones detríticos. Los análisis geocronológicos a su vez permitieron constreñir la edad máxima del depósito y asociarlo con los pulsos de estructuración del orógeno. Finalmente se realizó un esquema evolutivo y paleogeográfico del primer pulso de levantamiento de la Cordillera Principal y de su cuenca de antepaís asociada.

El último objetivo particular consistió en analizar la fase de estructuración neógena a partir del estudio de los depósitos sinorogénicos generados durante ese periodo. En este caso, la zona

elegida para realizar los estudios fue la faja plegada y corrida del Aconcagua, que cuenta con una cuenca sinorogénica neógena que ha sido escasamente estudiada y no posee edades radiométricas que permitan acotar temporalmente el inicio de la sedimentación. Esta cuenca se ubica entre la Cordillera Principal y la Cordillera Frontal, por lo cual su estudio resultó valioso para comprender la dinámica del levantamiento de ambas unidades morfoestructurales durante el Mioceno. Por tal motivo, se planteó que en primer lugar sería necesario llevar a cabo un relevamiento integral de la región que abarque análisis estructurales y estratigráficos que permitan confeccionar un mapa de detalle de la zona de estudio. Luego se realizaron los análisis sedimentológicos y geocronológicos de las unidades sinorogénicas. Complementariamente, se analizó la procedencia a partir del estudio de edades U-Pb en circones detríticos y de conteos de clastos en los niveles conglomerádicos. Finalmente se integraron los análisis estructurales, geocronológicos y de procedencia de los depósitos sinorogénicos para confeccionar un esquema evolutivo de la cuenca y así dilucidar la interacción durante el levantamiento de la Cordillera Principal y la Cordillera Frontal.

1.2. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada geográficamente en el sector noroccidental de la provincia de Mendoza, entre los 33° y 35°S, se enmarca en la alta cordillera de los Andes y está acotada hacia el este por el límite con la República de Chile (Fig. 1.1 A). Durante esta tesis doctoral se relevaron dos regiones, una ubicada al norte a los 33°S y otra ubicada más al sur a los 34°30'S.

El acceso a la región norte puede realizarse por vía terrestre mediante la ruta nacional n° 7 que llega hasta el límite con la República de Chile bordeando el río Mendoza (Fig. 1.1 B). Varios poblados son atravesados durante su recorrido por la alta montaña, incluyendo Punta de Vacas, Puente del Inca y Las Cuevas. Desde estos sitios se puede remontar a pie o mula hacia el interior de la cordillera. En la región norte se encuentran tres ríos principales, el río Cuevas, el río Tupungato y el río Blanco. Particularmente, para alcanzar el área de estudio de esta tesis se remontó el río Tupungato a pie, caballo y mula (los animales son indispensables para cruzar los ríos principales) hasta alcanzar el río Blanco, transversal al orógeno. Por otro lado, los cerros principales de esta región al sur del río Cuevas son el cerro Penitentes, los cerros Viseras y Clonquis.

El acceso a la región sur se puede realizar por vía terrestre utilizando las rutas nacionales n° 188 y 40 hasta llegar a El Sosneado (Fig. 1.1 C). Desde allí sale la ruta provincial n° 20 que se dirige hacia las nacientes del río Atuel recorriendo unos sesenta kilómetros (60 Km) hasta llegar a una antigua mina de azufre, actualmente abandonada. Desde ese punto el desplazamiento puede realizarse a pie ya que las distancias no son grandes y los ríos pueden vadearse con cierta tranquilidad. Para llegar al sector frontal de la cordillera se puede acceder desde El Sosneado tomando los caminos internos que llevan a los yacimientos petrolíferos ubicados en las cercanías del río Diamante. Los principales ríos de la región sur son el río Atuel, el río Diamante, el río Blanco y el río Negro. Las cumbres destacadas de esta zona son los cerros Risco Plateado, El Sosneado, el Overo y el cordón del Carrizalito.

En líneas generales el acceso al área de estudio no representa mayores complicaciones durante los meses de verano. Ambas regiones poseen un clima árido de alta montaña, la vegetación es escasa y de característica arbustiva. Los ríos principales se vuelven caudalosos durante el verano

alcanzando su cota máxima durante el mes de enero. El clima y la humedad de esta región cambian notablemente entre los ciclos climáticos producidos por el fenómeno de “El Niño- Oscilación Sur” (ENOS), relacionado a las temperaturas del océano Pacífico, que cuando aumentan generan un incremento de la humedad en la región andina del continente Sudamericano. Esto genera un aumento en la acumulación de nieve en la temporada invernal y como consecuencia un incremento en el caudal de los ríos durante el verano.

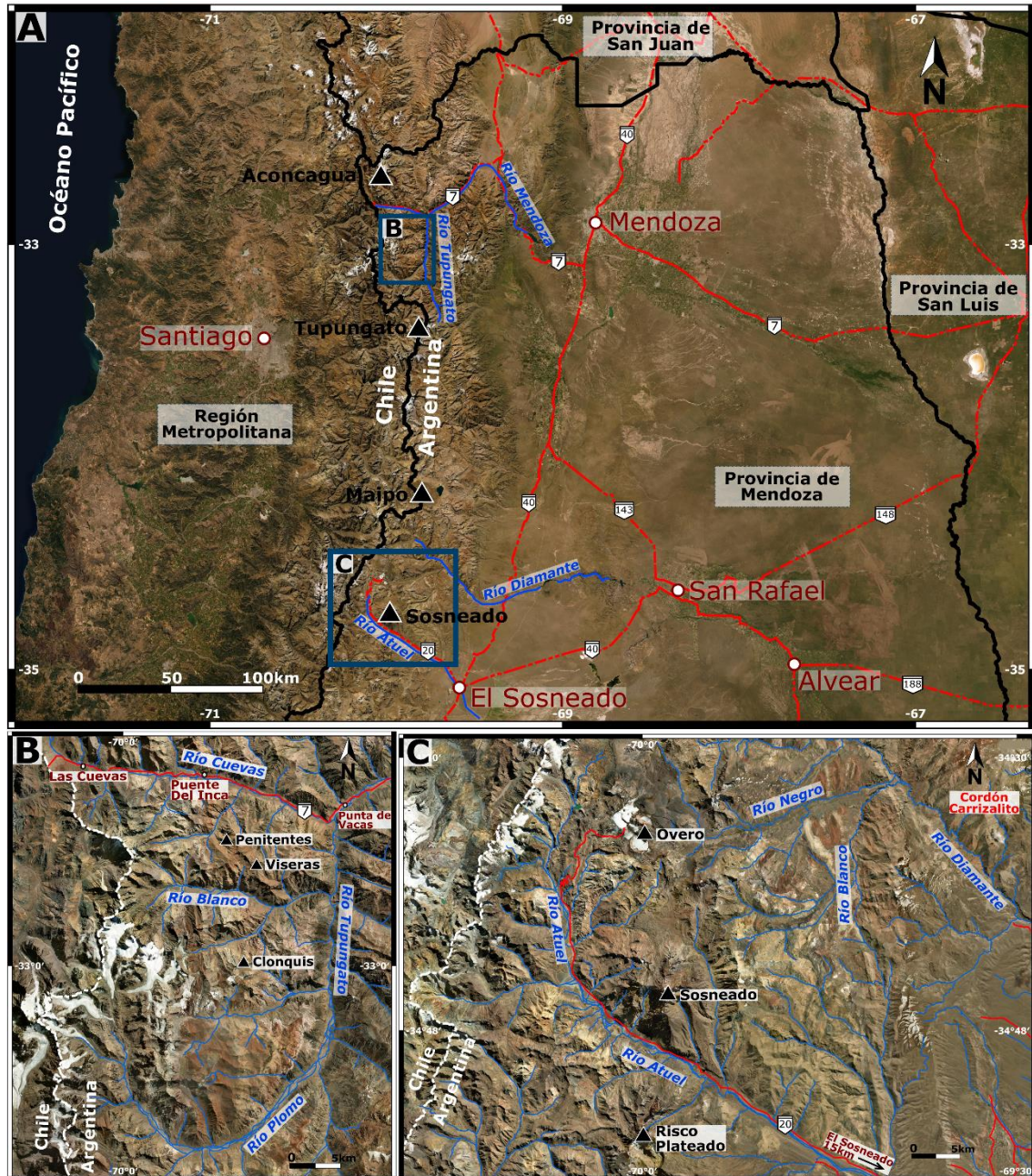


Figura 1.1. A) Ubicación de las zonas de estudio y principales medios de acceso. Se indican las principales ciudades, ríos y cerros de cada región. B) Detalle de la región de estudio norte. C) Detalle de la región de estudio sur.

1.3. ANTECEDENTES

En el área de estudio se encuentran algunos de los puntos más altos de los Andes, entre los cuales se destaca el cerro Aconcagua, que con sus 6961 m.s.n.m. es el más alto del continente. Este

imponente accidente geográfico ha despertado la curiosidad de numerosos científicos que, a lo largo del tiempo, estudiaron e intentaron comprender su génesis y evolución geológica. Cabe mencionar que en el siglo XIX Charles Darwin realizó una expedición por la región analizada y llevó a cabo las primeras descripciones geológicas de las rocas aflorantes en los ríos Cuevas y Mendoza en una transecta entre la alta cordillera de Argentina y Chile (Darwin 1846). A principios del siglo XX, Walther Schiller estableció las bases de la estratigrafía de la región del río Cuevas e identificó las principales estructuras de la zona (Schiller 1912). Más tarde, Pablo Groeber fundó los cimientos de la geología regional de los Andes mendocinos. Este autor correlacionó las rocas mesozoicas aflorantes en la zona con aquellas presentes hacia el sur en la Cuenca Neuquina y presentó los primeros mapas geológicos y estructurales de la zona aún vigentes (Groeber 1946, 1947, 1951). El estudio sistemático de las unidades geológicas y los primeros estudios estructurales relacionados a la teoría de tectónica de placas fueron realizados por González Bonorino (1950), quien realizó una transecta a lo largo del paralelo 33° S y relacionó las grandes alturas alcanzadas por la cordillera a estas latitudes con los corrimientos presentes en la zona. Vicente (1972) estudió las fases iniciales de estructuración de los Andes entre la Argentina y Chile mostrando evidencias de un primer pulso de estructuración durante el Cretácico. Algunos años después, Yrigoyen (1976, 1979) realizó una recopilación de los trabajos publicados hasta el momento y presentó una síntesis del conocimiento alcanzado para lograr sintetizar un marco geológico regional de la Cordillera Principal Argentina. El Servicio Geológico Nacional en su serie de Cartas Geológico-Económicas de escala 1:200.000, abarcó el área de estudio en las hojas 27b Cerro Sosneado (Volkheimer 1978) y 24a-b Cerro Tupungato (Polanski 1972). Posteriormente con la creación del Servicio Geológico y Minero Argentino comenzó un exhaustivo relevamiento con el fin de realizar nuevas hojas geológicas de escala 1:250.000 de todo el territorio argentino. El fruto de más de 15 años de investigación donde se realizaron descripciones litológicas, dataciones radiométricas, análisis geoquímicos, petrográficos, paleontológicos y estructurales permitieron desarrollar un esquema evolutivo más acabado de cada región (Ramos *et al.* 1996b, 2010; Sruoga *et al.* 2005).

Los últimos trabajos en la faja plegada y corrida del Aconcagua estuvieron destinados a estudiar los depósitos sinorogénicos neógenos y el frente de corrimientos de la faja plegada y corrida del Aconcagua para definir las últimas fases de deformación de la zona (Vicente 2005a; Vicente y Leanza 2009). Mientras que en la región de la faja plegada y corrida del Malargüe, se publicaron una extensa cantidad de trabajos que se focalizaron en estudios estratigráficos, estructurales y tectónicos de la Cuenca Neuquina y de la faja plegada y corrida (Giambiagi *et al.* 2008b, 2009b; Lanés *et al.* 2008; Bechis *et al.* 2010; Turienzo *et al.* 2012; Mescua *et al.* 2013, 2014; entre otros)

1.4. METODOLOGÍA

En el transcurso de este trabajo se han realizado diversas tareas con el fin de alcanzar los objetivos planteados. Se podrían diferenciar al menos cuatro etapas en el desarrollo de este proceso de investigación, en primer lugar, un trabajo de recopilación de bibliografía y un relevamiento geológico a partir de imágenes satelitales. Luego se realizaron cinco viajes de campo distribuidos en las dos zonas de estudio. Posteriormente se realizó el procesamiento de las muestras recolectadas y de los datos obtenidos en el campo. Finalmente se analizaron los resultados obtenidos, se discutieron los resultados y se realizaron modelos evolutivos para cada región. A continuación, se detallan las tareas realizadas en cada etapa.

1.4.1. Trabajo de gabinete

Se realizó una exhaustiva recopilación bibliográfica que abarcó distintos enfoques acerca de la geología de la zona estudio. En esta etapa se recolectaron trabajos publicados en revistas científicas, resúmenes de congresos, Hojas Geológicas, capítulos de libros, tesis doctorales y de licenciatura y trabajos inéditos.

Luego se llevó a cabo un relevamiento geológico de las áreas de estudio a partir del análisis de imágenes satelitales obtenidas por sensores remotos. Se utilizaron software especializados que permiten el procesamiento y visualización de este tipo de imágenes (ENVI, QGIS, Google Earth, Global Mapper). De esta forma se pudieron reconocer en primera instancia los sitios de interés geológico, las estructuras principales, la composición de rocas aflorantes y posible estratigrafía, alteraciones hidrotermales y accesos a las zonas de estudio.

1.4.2. Viajes de campo y toma de muestras

A lo largo de este trabajo se llevaron a cabo una serie de campañas a las dos zonas de estudio de las cuales participaron colegas científicos especializados en distintas temáticas y estudiantes de grado. Se realizaron tres campañas a la zona sur entre el río Atuel y el río Diamante, y dos campañas a la zona norte entre el río Cuevas y el río Tupungato entre los años 2016 y 2021.

En primer lugar, se hizo un reconocimiento de la estratigrafía y la estructura de cada región y posteriormente se tomaron datos estructurales a partir del uso de brújula geológica, gps y software en dispositivos móviles.

En segundo lugar, se levantaron perfiles sedimentarios en unidades sedimentarias sintectónicas de interés, donde se midieron espesores, actitud de los estratos y paleocorrientes en los casos posibles. Paralelamente, se analizó la composición litológica de las unidades, se realizaron conteos de clastos en los niveles conglomeráticos y se recolectó material fósil. Finalmente, se tomaron muestras para análisis petrográficos y para obtención de edades U-Pb en circón en unidades claves.

1.4.3. Procesamiento de muestras y datos de campo

La información estructural y estratigráfica obtenida en el campo fue procesada y plasmada en mapas geológicos de cada región mediante el uso del software QGIS y en secciones estructurales realizadas en el software Move que permite restituir las secciones y calcular el acortamiento generado por la estructura.

El procesamiento de las muestras de roca para dataciones U-Pb fue realizado en primera instancia en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS-UBA-CONICET) que cuenta con sala de molienda y tamizado, y laboratorio de concentración de minerales pesados. La selección final de cristales de circón se realizó manualmente mediante la utilización de lupa binocular (Leica S8APO) y se separaron entre 300 y 500 circones por muestra. Las muestras fueron finalmente analizadas y datadas por U-Pb en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Brasilia (Brasil), en el Radiogenic Isotope and Geochronology Lab de la Universidad del Estado de Washington (Estados Unidos) y en LA.TE.ANDES S.A (Salta, Argentina) mediante el método LA-ICP-MS, cuya metodología será ampliada en la sección 9.2 del anexo (Metodologías utilizadas en las dataciones U-Pb en circón).

Los cortes delgados fueron realizados en el Taller de Cortes del Departamento de Ciencias Geológicas (FCEN-UBA), mientras que para los análisis y observación de las muestras se utilizó un microscopio de polarización (Leica DP750D) propiedad del grupo de trabajo (Laboratorio de Geodinámica, IDEAN).

El procesamiento de datos estructurales para la confección de una sección estructural balanceada se llevó a cabo en el software MOVE, donde también fue posible realizar la reconstrucción palinástica de la sección analizada y calcular acortamientos alcanzados durante la deformación andina.

1.4.4. Análisis de los resultados obtenidos

Los resultados de los análisis geocronológicos fueron procesados a partir de la utilización de planillas de datos Excel y mediante el uso de software especializados (Isoplot e IsoplotR). Se realizaron diagramas de concordia, histogramas de frecuencia, cálculos de curvas de probabilidad relativa y diagramas KDE (Kernel Density Estimation). Se obtuvieron edades máximas de depositación en las rocas sedimentarias y edades de cristalización en las rocas volcánicas. Cuando era posible, para determinar la edad máxima de depositación se utilizó el grupo de circones más jóvenes que se solapaban con el error 2σ y se determinó una edad ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) media ponderada (Gehrels 2014). Estos estudios, además permitieron llevar a cabo análisis de procedencia a partir de edades en circones detríticos.

Los estudios petrográficos en cortes delgados permitieron reconocer la composición de las rocas analizadas y clasificarlas. Para complementar los estudios de ciertas unidades también se realizaron análisis de procedencia a partir de conteos de clastos en areniscas y conglomerados.

La integración de la bibliografía con los nuevos datos estructurales, estratigráficos y geocronológicos permitió la confección de modelos evolutivos y palogeográficos para cada momento de la historia geológica analizada.

1.5. ESQUEMA GENERAL DE LA TESIS

La presente tesis se focaliza en el estudio de diferentes unidades geológicas que están vinculadas con eventos tectónicos desarrollados desde el Jurásico y hasta el Neógeno a lo largo del margen occidental sudamericano. La tesis fue organizada en 7 capítulos que apuntan a reconstruir cronológicamente la historia evolutiva de la Cordillera Principal abarcando distintos problemas geológicos expuestos en distintas zonas analizadas. Por lo tanto, cada capítulo puede ser leído de forma relativamente independiente ya que presentan una introducción a cada problemática, un marco geológico, un método de estudio propio, discusiones y conclusiones parciales vinculados con los objetivos planteados al inicio de cada uno. A continuación, se resume el contenido de cada capítulo:

- Capítulo 1 (Introducción): En el primer capítulo se plantean los objetivos y motivaciones de este trabajo. Se realiza un paneo inicial sobre el área de estudio, su ubicación geográfica, los medios de acceso y los antecedentes científicos para comenzar a introducir al lector en el estado actual del conocimiento de la región. Posteriormente, se describen las metodologías utilizadas y se desarrolla un breve resumen del contenido de esta tesis.
- Capítulo 2 (Marco Geológico Regional): En este capítulo se profundiza en los conocimientos de la geología regional y, en particular, en la evolución tectónica de los

Andes Centrales del Sur. Se realiza una descripción de la estratigrafía en base a la recopilación bibliográfica haciendo hincapié en los depósitos mesozoicos de la Cuenca Neuquina y en el relleno de la cuenca de antepaís que comenzó a generarse a partir del Cretácico Tardío.

- Capítulo 3 (El depocentro Alto Atuel: Nuevas edades U-Pb en unidades marinas del Jurásico temprano a los 34°30'S): En este capítulo se aborda el estudio de las secuencias jurásicas marinas ricas en material volcánico y piroclástico presentes en las nacientes del río Atuel. Se incluyen análisis sedimentarios, paleontológicos, petrográficos, geocronológicos y de procedencia sedimentaria que permitieron obtener por primera vez un control temporal de estas secuencias. La fauna marina hallada permitió realizar correlaciones estratigráficas con sectores ubicados al sur de la cuenca, mientras que las edades U-Pb en circon permitieron corroborar las edades estimadas por el contenido fosilífero. A partir de los resultados obtenidos se realizó un modelo tectono-sedimentario teniendo en cuenta el contexto regional de la Cuenca Neuquina y la actividad y posición del arco magmático andino.
- Capítulo 4 (Deformación cretácica tardía en la faja plegada y corrida de Malargüe a los 34°30'S: Análisis de la primera cuenca de antepaís andina): Este capítulo aborda el primer pulso de construcción de los Andes Centrales del Sur durante el Cretácico Tardío. Se estudian los depósitos sinorogénicos de la Formación Diamante, los cuales se encuentran asociados a estructuras compresionales que generaron geometrías de estratos de corrimiento y discordancias progresivas. Se analizaron perfiles sedimentarios y se determinó la procedencia de areniscas a partir de petrografía y edades U-Pb en circones detríticos. Los resultados obtenidos en el sector bajo estudio fueron integrados con los datos existentes para otras regiones de la cuenca cretácica para reconstruir la paleogeografía de la cuenca de antepaís, la posición del frente de corrimientos y las posibles áreas fuente de sedimentos. A su vez, se relevaron las secuencias marinas depositadas hacia fines del Cretácico con el fin de obtener un mayor entendimiento del régimen tectónico que imperó en la cuenca durante este evento transgresivo.
- Capítulo 5 (Análisis de los depósitos sinorogénicos miocenos en la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua a los 33° S): En este capítulo se estudia la fase primordial de construcción de la Cordillera Principal en la región de la faja plegada y corrida del Aconcagua. En esta zona aflora una cuenca neógena, resultado de la estructuración de la cordillera a estas latitudes y que ha sido escasamente estudiada a lo largo del tiempo. Presentaremos las primeras edades U-Pb que permitieron determinar una edad máxima de sedimentación y realizar análisis de procedencia que arrojaron evidencias de una estructuración sincrónica de la Cordillera Principal y la Cordillera Frontal durante el Mioceno medio.
- Capítulo 6 (Esquema evolutivo de Cordillera Principal: Integración de los resultados y discusión general): En este capítulo se integran y discuten los resultados obtenidos para cada región y etapa geológica analizada. Se realizó un esquema evolutivo que abarque el conocimiento previo de la Cordillera Principal con los nuevos datos obtenidos en esta tesis.
- Capítulo 7 (Conclusiones): Se exponen las conclusiones y consideraciones finales de esta tesis doctoral.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. CONTEXTO TECTÓNICO

La cordillera de los Andes representa uno de los orógenos más extensos relacionado a un margen de subducción de nuestro planeta. Esta cordillera es el resultado de diversos eventos geológicos relacionados a la acreción, colisión y subducción de distintos tipos de cortezas oceánicas, que generaron una segmentación espacial y temporal del magmatismo, sedimentación y estructura dando origen así a numerosas provincias morfoestructurales (Ramos 2009). Sus más de 8000 km de extensión fueron clasificados según sus diferentes historias evolutivas en tres segmentos principales denominados Andes del Norte, Andes Centrales y Andes del Sur (Gansser 1973; Ramos 2009). En particular, los Andes Centrales también han sido segmentados según la geometría actual de la zona de subducción, de esta manera, las regiones con ángulos de subducción $<10^\circ$ han sido clasificadas como segmentos de flat-slab o subducción subhorizontal, mientras que a las regiones que poseen un ángulo de subducción cercano a los 30° se las clasificaron como zonas de subducción normal o de tipo andino (Barazangi y Isacks 1976,1979). Particularmente, el segmento sur de los Andes Centrales se ubica entre las dorsales asísmica de Juan Fernández y sísmica de Chile (Ramos 1999) y se lo denomina informalmente como Andes Centrales del Sur (Fig. 2.1). Este segmento se caracteriza por la transición entre la zona de subducción subhorizontal Pampeana al norte y una zona de subducción normal al sur (Ramos 2009).



Figura 2.1. Segmentación de los Andes, procesos tectónicos y zonas volcánicas (modificado de Ramos 2009). Ubicación de las zonas estudiadas en los Andes Centrales del Sur.

Modelos clásicos proponen que el inicio de la subducción subhorizontal Pampeana durante el Mioceno medio generó cambios en la distribución y evolución del magmatismo y de las unidades morfoestructurales presentes en la región (Jordan *et al.* 1983). En las latitudes comprendidas por el segmento de subducción subhorizontal Pampeano la deformación en la placa Sudamericana alcanzó más de 700km desde la trinchera y se distinguen cinco unidades morfoestructurales que de oeste a este son: Cordillera de la Costa, Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas (Fig. 2.2) (Jordan *et al.* 1983; Mpodozis y Ramos 1990; Ramos *et al.* 2002; Yáñez *et al.* 2002). Los modelos clásicos proponen una estructuración progresiva del orógeno de oeste a este, donde las principales estructuras que levantan las unidades morfoestructurales poseen vergencia este (Giambiagi y Ramos 2002; Ramos *et al.* 2002). El segmento de subducción subhorizontal Pampeano no registra vulcanismo activo entre los 28 y 33° S, los últimos registros de magmatismo datan del Mioceno tardío-Plioceno en la región de Sierras Pampeanas, separados cientos de kilómetros de la posición del arco volcánico actual (Jordan *et al.* 1983; Kay and Mpodozis 2002; Ramos *et al.* 2002). El primer registro de vulcanismo moderno hacia el sur ocurre en el volcán Tupungato ubicado en la Cordillera Principal a los 33,5° S, en la transición hacia el inicio de la subducción normal y la Zona Volcánica Sur (Ramos *et al.* 2010). La Zona Volcánica Sur, por su parte, se caracteriza por un magmatismo activo a lo largo del eje cordillerano generalmente ubicado en la Cordillera Principal. En esta región se observa una disminución de la deformación alcanzada hacia el interior del continente de norte a sur, evidenciado por la desaparición gradual de las expresiones superficiales de las unidades morfoestructurales de Sierras Pampeanas, Precordillera y Cordillera Frontal (Fig. 2.2). Sin embargo, es posible encontrar registros de magmatismo y deformación hacia el interior del continente como la provincia volcánica de la Payenia y el Bloque San Rafael, ambos relacionados a eventos tectónicos vinculados con la dinámica de la zona de subducción, que habrían ocurrido durante el Mioceno tardío-Pleistoceno.

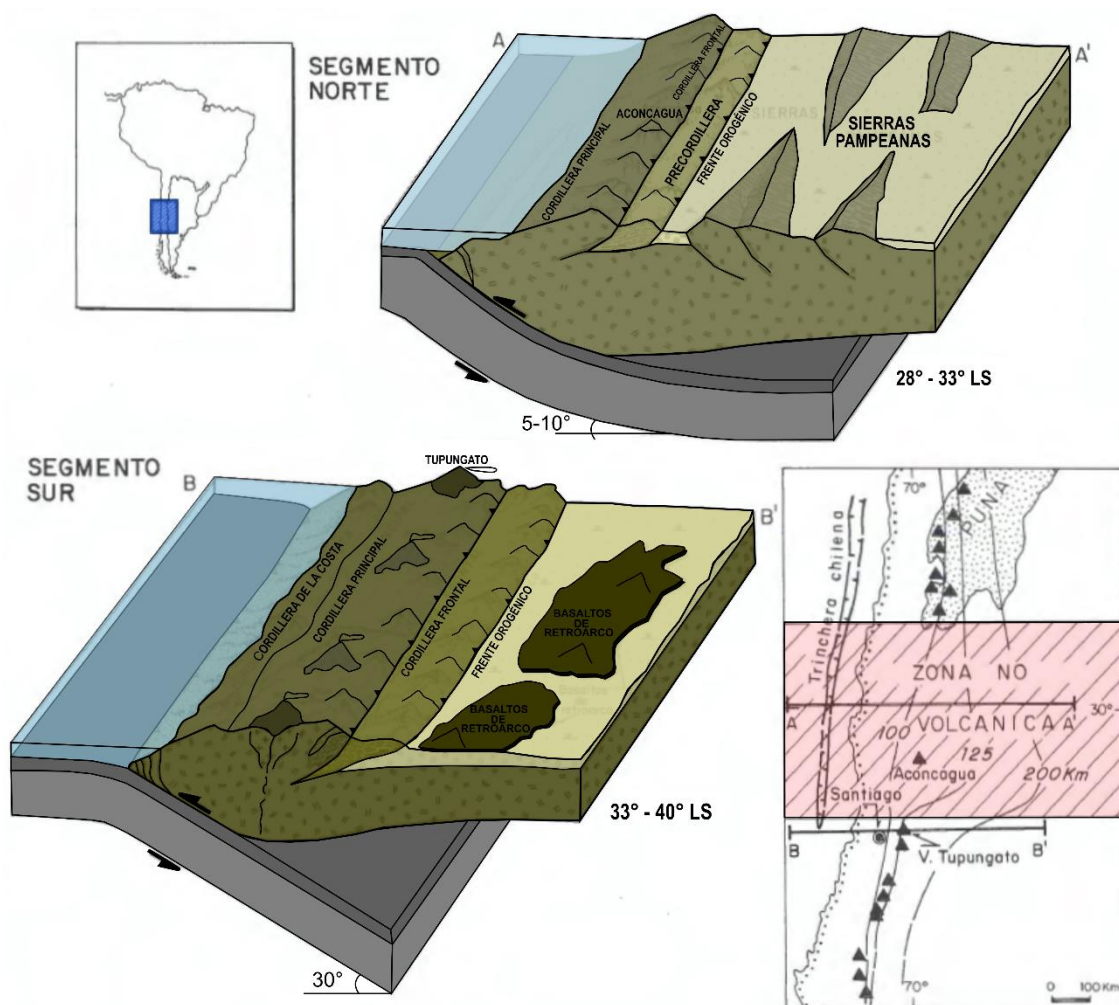


Figura 2.2. Geometría de la zona de subducción en el segmento de subducción subhorizontal Pampeano (28°-33°LS) y en la Zona Volcánica Sur (33°-40°LS). Modificado de Ramos *et al.* (1996b).

Otra característica de los Andes Centrales del Sur es que se desarrollaron sobre una corteza heterogénea con zonas debilitadas por eventos tectónicos previos que sucedieron desde el Neoproterozoico en el margen occidental del supercontinente de Gondwana. A partir del Neoproterozoico y durante gran parte del Paleozoico tuvieron lugar una serie de colisiones de terrenos alóctonos y para-autóctonos que dieron como resultado un ensamblaje de basamentos de diferente composición y extensión (Ramos 1999; Heredia *et al.* 2018). Algunas de las orogenias vinculadas con eventos colisionales son la orogenia Pampeana (Ediacariano-Cámbrico medio) y Famatiniana (Cámbrico tardío-Devónico); esta última incluye a las orogenias Oclóyica (Ordovícico medio a tardío) y Chánica (Devónico medio-Carbonífero medio) (Fig. 2.3) (Ramos 1999; Heredia *et al.* 2018). Durante el Pérmico tuvo lugar una importante orogenia que ha sido vinculada a una horizontalización de la losa subductada, esta orogenia tiene un amplio registro al norte de los 38° S y se la denomina orogenia Gondwánica o Sanrafaélica en las latitudes de la zona de estudio (Ramos y Folguera 2009; Heredia *et al.* 2018). Algunos autores proponen que un empinamiento de la losa durante el Pérmico medio a tardío habría producido un evento de colapso orogénico y desencadenado un gran evento magmático el cual relacionan con la provincia

magmática Choiyoi (Pérmico tardío-Triásico temprano) (Ramos and Folguera 2009; Sato *et al.* 2015).

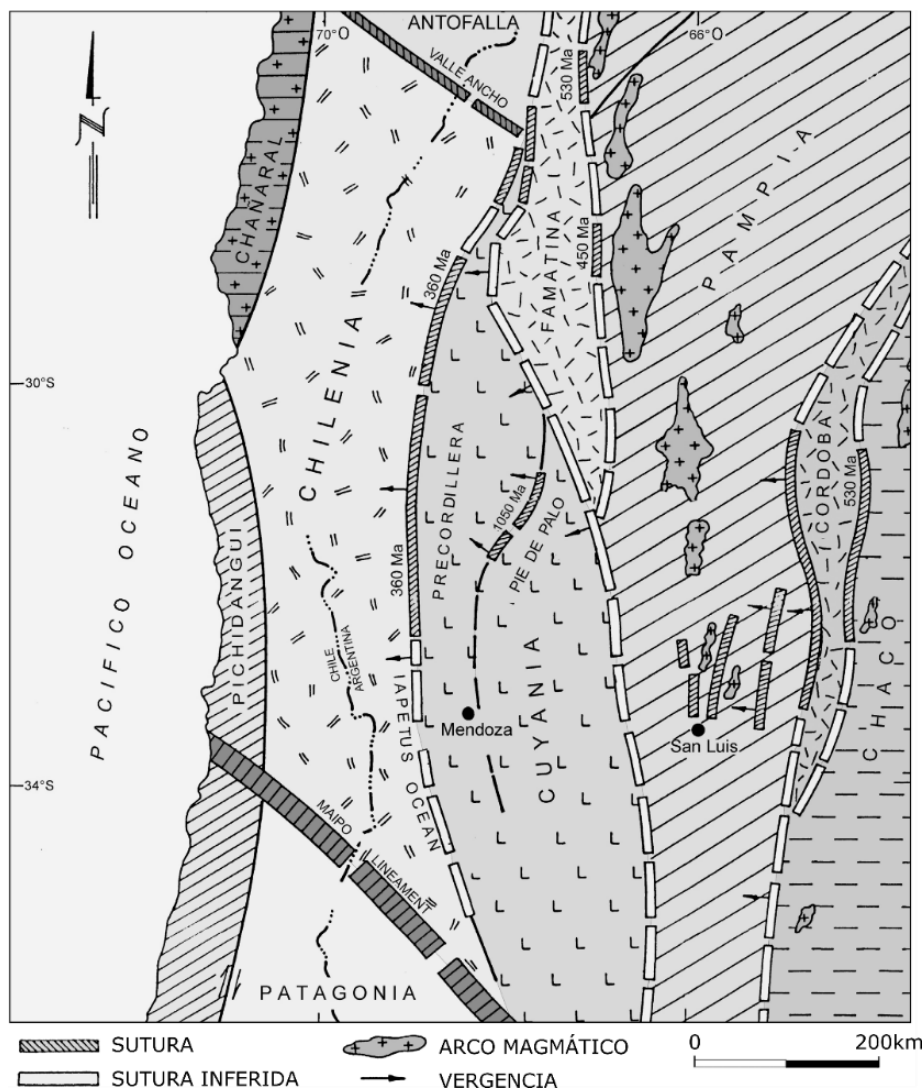


Figura 2.3. Principales terrenos acretados al margen occidental de Gondwana. Las zonas de sutura tienen indicada la edad aproximada de su formación. Tomado de (Ramos *et al.* 2004)

Durante el Mesozoico (Triásico Medio-Jurásico Temprano) un amplio evento extensional tuvo lugar en Sudamérica. Algunos autores proponen que tuvo relación con la fragmentación del supercontinente de Pangea (Legarreta y Uliana 1991,1996; Giambiagi *et al.* 2009b), mientras que otros autores proponen que estuvo estrechamente relacionado con el colapso del orógeno Gondwánico y con la reactivación de debilidades previas como límites de terrenos acrecionados durante el Paleozoico (Vergani *et al.* 1995; Franzese y Spalletti 2001; Mosquera y Ramos 2006; Bechis *et al.* 2014). El evento extensional resultó en la generación de numerosos depocentros aislados, separados por altos estructurales, que con el aumento de la extensión se unificaron parcial o totalmente y generaron grandes cuencas sedimentarias (Gulisano 1981; Legarreta y Gulisano 1989). Entre las cuencas generadas, se destaca la cuenca Neuquina (Fig. 2.4), que se desarrolló a partir del Triásico Tardío en una posición de retroarco y se extendió por más de 700 km de norte a sur entre los 32° y 40° S. Los primeros pulsos de sedimentación en la cuenca

estuvieron controlados por subsidencia mecánica y se localizaron en depocentros de poca extensión areal (Legarreta y Uliana 1996). La región comprendida entre los 36°S y 33°30'S registra los depocentros más septentrionales de la cuenca Neuquina (Depocentro La Valenciana, Río del Cobre, Atuel, Alto Atuel, Nieves Negras, Yeguas Muertas), mientras que la región entre los 33°30'S y los 32° se habría comportado como un alto estructural denominado Alto del Tigre durante el Triásico Tardío al Jurásico Medio (Groeber 1918; Alvarez 1996; Lo Forte 1996).

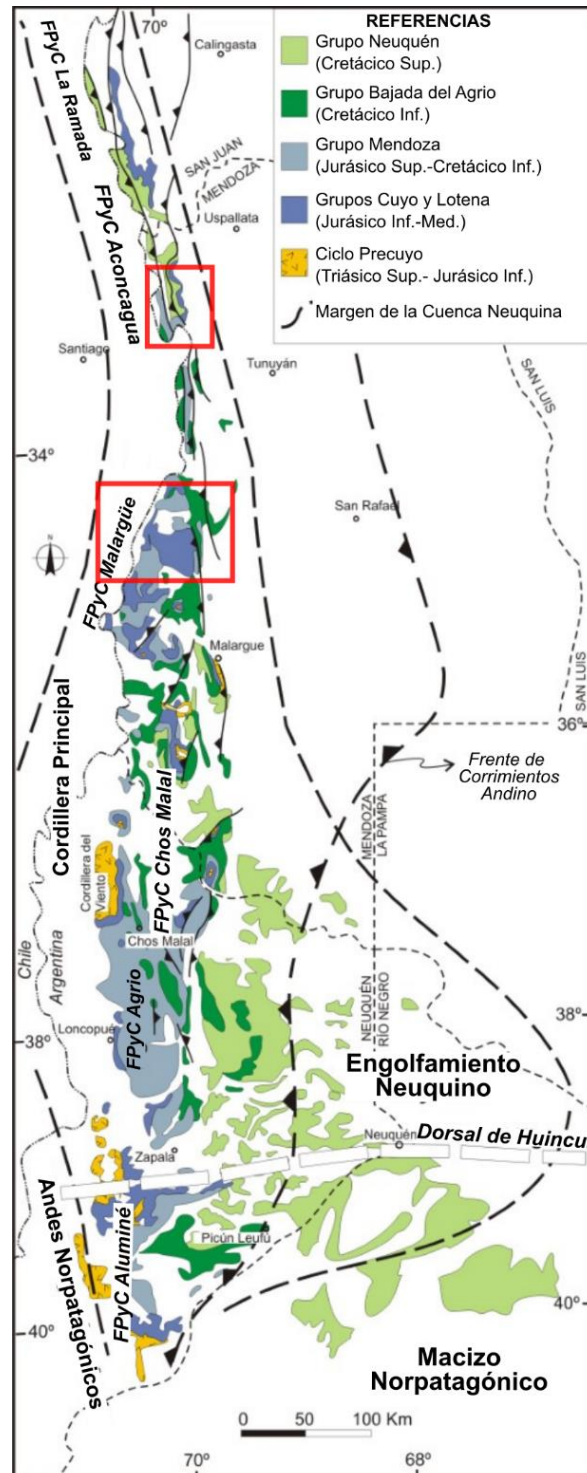


Figura 2.4. Mapa geológico de la Cuenca Neuquina donde indican sus límites, las principales unidades estratigráficas del Mesozoico, la localización de las fajas plegadas

y corridas y el frente de deformación neógeno. Las zonas de estudios se encuentran en el extremo norte de la Cuenca Neuquina.

Entre el Jurásico Medio y el Cretácico Temprano la cuenca estuvo mayormente controlada por subsidencia termal y se produjeron una serie de ciclos transgresivos-regresivos desde el Paleocéano Pacífico con amplio registro en la cuenca incluso en aquellos sectores que representaban altos estructurales (Digregorio y Uliana 1980; Giambiagi *et al.* 2008a; Bechis *et al.* 2020). Se han documentado etapas donde la cuenca estuvo dominada por otros mecanismos de subsidencia durante este periodo, vinculados principalmente con la dinámica del margen de subducción. Scivetti y Franzese (2019) proponen una etapa dominada por subsidencia dinámica a partir del Calloviano medio causado por la subducción de la placa oceánica debajo del margen sudoccidental de Gondwana. Otros autores documentaron un episodio extensional durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano en el margen nor-occidental de la cuenca Neuquina, que habría generado sectores dominados por subsidencia mecánica (Mescua *et al.* 2008,2020; Acevedo *et al.* 2020; Martos *et al.* 2020; Mardones *et al.* 2021). A su vez, en el extremo sur de la cuenca se han registrado eventos de inversión tectónica relacionados a las estructuras que conforman la Dorsal de Huincul durante distintos estadios a lo largo del Jurásico (Mosquera y Ramos 2006; Silvestro y Zubiri 2008).

La dinámica de la Cuenca Neuquina y del margen occidental sudamericano cambió drásticamente durante el Cretácico Tardío con la separación de América del Sur y África. La deriva del continente sudamericano hacia el oeste alcanzó velocidades sin precedentes generando un aumento en la compresión a lo largo del margen convergente con la placa Pacífica (Coney y Evenchick 1994; Somoza y Zaffarana 2008). Como consecuencia, tuvo lugar el primer pulso de levantamiento andino y se desarrolló la primera cuenca de antepaís, por lo que la cuenca Neuquina pasó a estar dominada por subsidencia flexural producida por la carga del orógeno incipiente. La posición del frente orogénico cretácico en los Andes Centrales del Sur ha sido discutida por mucho tiempo. Existe cierto consenso en que el frente topográfico habría estado ubicado aproximadamente en lo que hoy representa el límite internacional entre Argentina y Chile, mientras que el frente orogénico se localizaría varios kilómetros hacia el interior del continente. Trabajos publicados recientemente delimitaron el frente orogénico cretácico en la faja plegada y corrida de Malargüe y del Aconcagua de acuerdo a evidencias de campo como estratos de crecimiento asociados a estructuras compresionales y a partir del análisis sedimentológico y de proveniencia en los depósitos sinorogénicos (Orts y Ramos 2006; Tunik *et al.* 2010; Mescua *et al.* 2013; Fennell *et al.* 2017a, 2020a; Borghi *et al.* 2019; Gómez *et al.* 2019). Sin embargo, no se conoce con precisión la morfología interna del orógeno y cuenca de antepaís cretácica (depozonas, dorso periférico, cuña orogénica, etc.). Hacia fines del Cretácico, la paleo-pendiente de la cuenca habría cambiado drásticamente produciendo un reordenamiento integral del drenaje (Tunik *et al.* 2010). Esta nueva fisionomía de la cuenca posibilitó la primera transgresión marina desde el océano Atlántico (Barrio 1990; Aguirre-Urreta *et al.* 2011).

El Cenozoico estuvo marcado por importantes cambios de regímenes tectónicos. El registro de sedimentación durante el Paleógeno es escaso en la faja plegada y corrida de Malargüe y del Aconcagua por lo que se ha propuesto un régimen neutro hasta los *ca.* 40 Ma con baja tasa de sedimentación asociado a un periodo de *bypass* de los sedimentos que generó un *hiatus* de ~20Ma en la cuenca (Horton y Fuentes 2016). Sin embargo, algunos autores proponen la existencia de

una fase de deformación contraccional durante el Eoceno basado en el crecimiento de anticlinales presentes en la faja plegada y corrida y discordancias intra-eocenas observadas en líneas sísmicas ubicadas en el antepaís (Groeber 1946; Cobbold y Rossello 2003; Sagripanti *et al.* 2012; Onnis *et al.* 2018). A su vez, nuevos análisis termocronológicos en las cordilleras Principal y Frontal entre los 30° y 36°S indican la presencia de eventos de exhumación relacionados a pulsos compresivos durante el Eoceno (Lossada *et al.* 2017; Galetto *et al.* 2021). Hacia fines del Eoceno y hasta inicios del Mioceno temprano se produjo un importante magmatismo en el margen occidental de la Cordillera Principal cuyos depósitos volcano-sedimentarios se habrían depositados en una cuenca extensional de intra-arco (Godoy *et al.* 1999; Charrier *et al.* 2002).

Una nueva etapa contraccional se registra en la Cordillera Principal a partir del Mioceno temprano y resultará en la fase primordial de estructuración de las fajas plegadas y corridas. Ramos *et al.* (1996a) diferenció tres sectores dentro de la Cordillera Principal; un sector sur que se extiende entre el río Barrancas y el río Diamante donde se desarrolla la faja plegada y corrida de Malargüe, un sector central entre el volcán Maipo y el cerro Aconcagua donde se desarrolla la faja plegada y corrida del Aconcagua, y un sector norte, en la provincia de San Juan donde se desarrolla la faja plegada y corrida de La Ramada. La evolución de las fajas plegadas y corridas difiere en este momento debido a la interacción con las estructuras previas presentes en cada región y por la dinámica de la zona de subducción a cada latitud. La zona de estudio sur abarca el sector norte de la faja plegada y corrida de Malargüe mientras que la zona de estudio norte abarca el sector central de la faja plegada y corrida del Aconcagua.

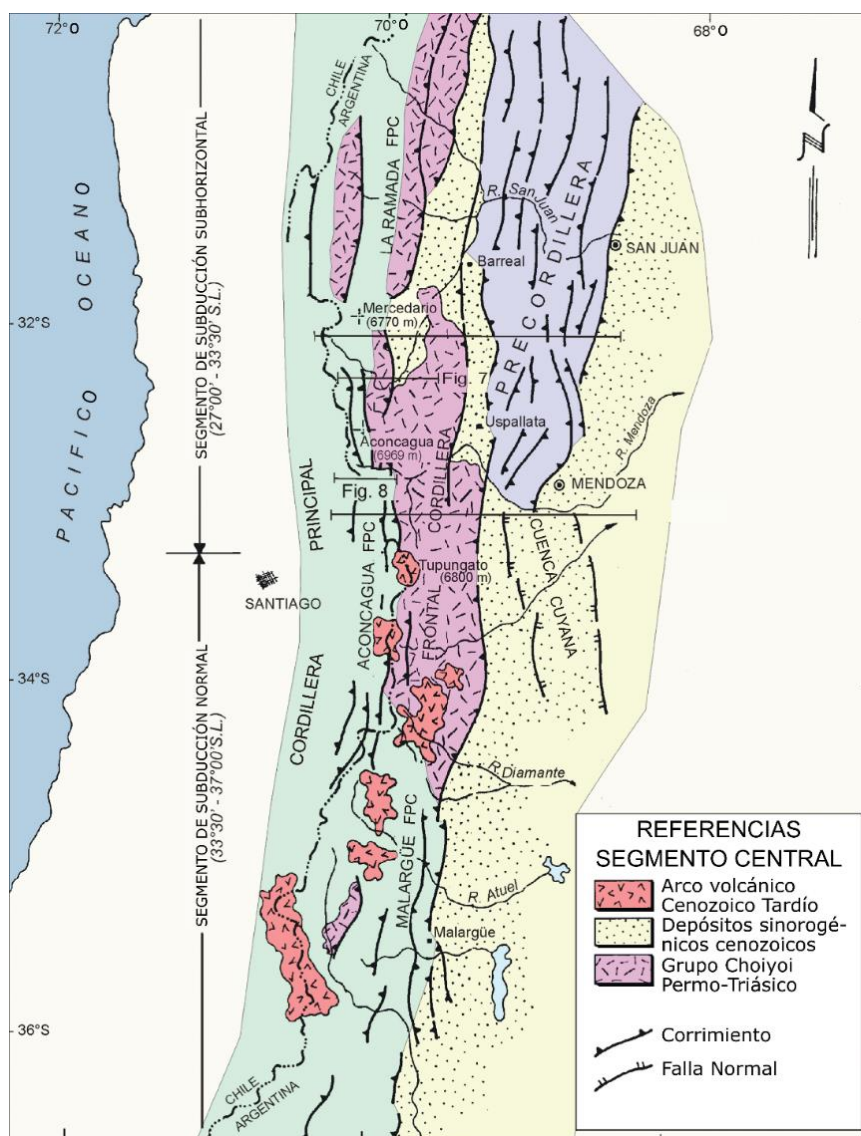


Figura 2.5. Unidades estructurales de los Andes Centrales del Sur. Localización de las fajas plegadas y corridas de La Ramada, Aconcagua y Malargüe en la Cordillera Principal. Modificado de Ramos *et al.* (2004).

En la faja plegada y corrida del Aconcagua (Fig. 2.5 y 2.6) (Mpodozis y Ramos 1990) la estructuración comenzó en el Mioceno temprano a medio y estuvo dominada por un estilo epidérmico, aunque se registran evidencias de inversión de algunas estructuras extensionales del Jurásico Tardío (Ramos 1985a; Cegarra y Ramos 1996; Giambiagi y Ramos 2002; Giambiagi *et al.* 2001, 2003b; Vicente y Leanza 2009). A su vez, trabajos publicados recientemente proponen que la Cordillera Frontal habría comenzado a exhumarse hacia el Mioceno temprano a medio a los 33° S (Riesner *et al.* 2019; Lossada *et al.* 2020) y con un importante pulso de levantamiento hacia los ~14 Ma (Buelow *et al.* 2018) por lo que el crecimiento de la faja plegada y corrida del Aconcagua sería coetáneo y estaría condicionado por el levantamiento de Cordillera Frontal. La estructuración final de la faja plegada y corrida del Aconcagua se presume que fue durante el Mioceno temprano-tardío, luego con el comienzo de la subducción subhorizontal el frente de deformación avanzó considerablemente hacia el interior del continente.

En la faja plegada y corrida de Malargüe (Fig. 2.5 y 2.6) (Kozłowski *et al.* 1993) el mayor pulso de estructuración habría ocurrido durante el Mioceno medio y produjo la inversión de estructuras extensionales relacionadas a la Cuenca Neuquina, exponiendo así los núcleos de los depocentros mesozoicos y generando un complejo arreglo estructural compuesto por nuevos corrimientos y por inversión de estructuras previas (Kozłowski *et al.* 1993; Manceda y Figueroa 1995; Giambiagi *et al.* 2008b; Giambiagi *et al.* 2009a; Turienzo 2010; Turienzo *et al.* 2012; Mescua *et al.* 2014; Fuentes *et al.* 2016; Martos *et al.* 2020). A su vez, durante este periodo y hasta fines del Mioceno se produjo una progresiva expansión del arco magmático hacia el este asociado a una horizontalización de la losa subductada (Kay *et al.* 2006; Folguera y Ramos 2011). Al norte de los 33° S derivó en la zona de subducción subhorizontal pampeana que eventualmente provocó la extinción del arco magmático, mientras que al sur de los 33° S se produjo un empinamiento de la losa hacia el Plio-Pleistoceno, generando un magmatismo de intraplaca de gran extensión agrupado en la actualidad en la Provincia Volcánica de la Payenia. Si bien, la faja plegada y corrida de Malargüe quedó conformada hacia el Mioceno tardío-Plioceno, hay evidencias de actividad neotectónica en la región del frente de corrimientos de la Cordillera Principal al sur de los 34°30' S (Sagripanti *et al.* 2015; Mescua *et al.* 2019; Winocur *et al.* 2021).

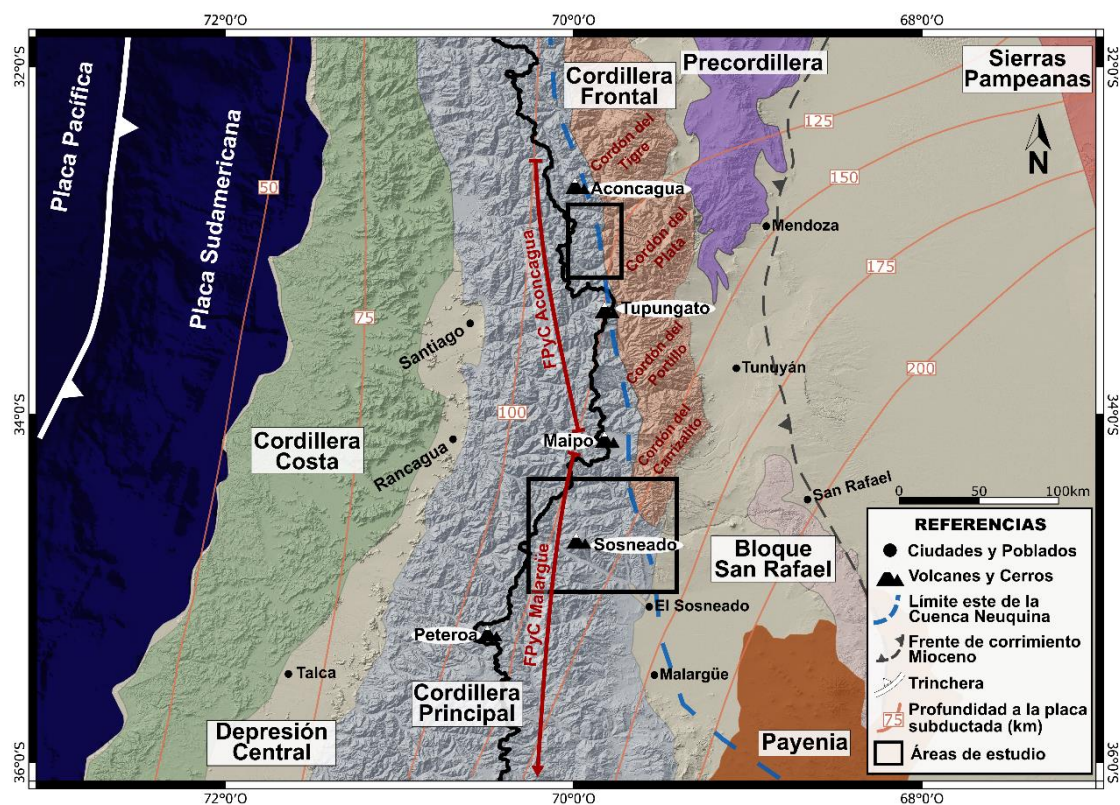


Figura 2.5. Ubicación de las zonas de estudio. Delimitación de las principales unidades morfoestructurales y segmentación de las fajas plegadas y corridas de Malargüe y del Aconcagua en la Cordillera Principal. Contornos de profundidad de losa oceánica basado en Cahill y Isacks (1992).

2.2. ESTRATIGRAFÍA

2.2.1. Basamento pre-jurásico

El basamento estratigráfico de la zona de estudio aflora en la Cordillera Frontal a lo largo de dos cordones principales denominados Cordón del Carrizalito (al sur) y Cordón del Plata (al norte)

(Fig. 2.5). Las rocas más antiguas presentes en esta unidad morfoestructural son las secuencias metamórficas proterozoicas del Complejo Guarguaraz (López *et al.* 2001). En el Cordón del Carrizalito afloran secuencias marinas del Paleozoico inferior agrupadas en la Formación Las Lagunitas (Tickyj *et al.* 2009), estas son intruídas por una serie de granitoides del Paleozoico tardío como la Tonalita Carrizalito, con una edad K/Ar de ~334 Ma (Dessanti y Caminos 1967). En el sector occidental del Cordón del Plata afloran rocas meta-sedimentarias marinas del Paleozoico tardío agrupadas en la Formación Alto Tupungato, estas secuencias están intruídas por granitoides del Carbonífero-Pérmico que afloran en amplios sectores en esta región. Tanto en el Cordón del Carrizalito como en el Cordón del Plata, en discordancia angular sobre las rocas paleozoicas se encuentran las rocas asociadas al complejo ígneo del Grupo Choiyoi. El Grupo Choiyoi está compuesto por rocas volcánicas de composición andesítica a dacítica en las secciones basales y riolítica hacia las secciones superiores, la edad del magmatismo se acota entre el Pérmico tardío y el Triásico Medio (Fig. 2.6) (Pérez y Ramos 1996a; Sato *et al.* 2015).

2.2.2. Depósitos mesozoicos pre-orogénicos de la Cuenca Neuquina

Los depósitos de sinrift generados durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano en el norte de la Cuenca Neuquina pueden encontrarse asociados a hemigraben con orientaciones NNO-SSE. En la zona de estudio sur, los primeros rellenos fueron descritos en el depocentro Atuel. Las secuencias de sinrift se caracterizan por la presencia de depósitos marinos y continentales que fueron agrupados en el Grupo Cuyo inferior (Lanés *et al.* 2008; Bechis *et al.* 2020). La unidad más antigua corresponde a la Formación Arroyo Malo, de ambiente marino, que aflora en el sector occidental del depocentro y posee amonites asignados al Rhaetiano tardío (Riccardi e Iglesia Llanos 1999). La Formación El Freno, de edad jurásica temprana, es de ambiente continental y se encuentra asociada a hemigraben localizados en el sector oriental del depocentro. Por encima es posible localizar la Formación Puesto Araya que presenta facies marinas profundas a someras, con una notable profundización y aumento de espesor hacia el oeste. Esta unidad fue depositada durante un estadio de sinrift, mientras que la sección superior marca un estadio de rift terminal (Lanés *et al.* 2008; Bechis *et al.* 2020). La Formación Tres Esquinas, de ambiente marino profundo, representa el comienzo de la subsidencia generada por enfriamiento termal en la cuenca y se caracteriza por estar ampliamente distribuida en la zona (Mazzini *et al.* 2010). Por encima, es posible encontrar secuencias evaporíticas asociadas a una regresión marina, estos depósitos presentan variados espesores según la posición de la cuenca y han sido agrupados en la Formación Tábanos (Fig. 2.6) (Volkheimer, 1978). Las unidades asociadas a los primeros estadios de apertura de la Cuenca Neuquina no han sido encontrados en las latitudes entre los 33°30' y 32°30'S ya que se cree que esa región se habría comportado como un alto estructural, denominado Alto del Tigre, durante ese periodo (Fig. 2.6) (Alvarez 1996; Lo Forte 1996).

Durante el Jurásico Medio-Tardío una nueva transgresión desde el Paleo-océano Pacífico tuvo lugar en la cuenca, los depósitos generados en este evento han sido agrupados en el Grupo Lotena y tienen un amplio registro alcanzando las latitudes de 32°S (Gulisano *et al.* 1984). El Grupo Lotena representa el segundo ciclo transgresivo-regresivo de la cuenca y habría logrado inundar el Alto del Tigre (Alvarez 1996; Lo Forte 1996). Tres unidades fueron diferenciadas, la unidad basal corresponde a depósitos silicoclásticos rojizos a verdosos de ambientes marino marginal a continental agrupados en la Formación Lotena (Weaver 1931). Por encima es posible observar secuencias carbonáticas con alto contenido fosilífero correspondiente a la Formación La Manga

(Stipanovic 1969). Finalizando este ciclo, se depositaron grandes espesores de yeso, anhidrita y carbonatos agrupados en la Formación Auquilco que representan la regresión marina (Fig. 2.6) (Weaver 1931).

Durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano tuvo lugar la depositación del Grupo Mendoza que representa una nueva transgresión marina en la cuenca (Stipanovic 1969). La unidad basal de este grupo es la Formación Tordillo que está conformada por areniscas y conglomerados rojizos a verdosos de ambientes fluviales, aluviales y en menor medida lacustres (Mescua *et al.* 2008, 2020; Acevedo *et al.* 2020). Algunos autores proponen una etapa de extensión en la cuenca para este momento ya que es posible encontrar a los depósitos de la Formación Tordillo asociados a estructuras extensionales y con grandes cambios laterales de espesor (Cegarra y Ramos 1996; Mescua *et al.* 2008, 2020). Durante el Titoniano tuvo lugar una nueva ingresión marina desde el Paleo-océano Pacífico, esta transgresión fue la de mayor magnitud registrada en la Cuenca Neuquina ya que los límites de la cuenca se extendieron significativamente hacia el continente. Esta transgresión quedó registrada con la Formación Vaca Muerta, que está conformada por pelitas negras ricas en fósiles, margas y carbonatos, con una clara profundización de las facies hacia el oeste. Por encima se encuentran potentes niveles carbonáticos que forman parte de las Formaciones Chachao y Agrio (Fig. 2.6) (Aguirre-Urreta 2013; Aguirre-Urreta *et al.* 2017).

La regresión marina se encuentra representada por el Grupo Bajada del Agrio (antiguamente Grupo Rayoso) el cual está conformado por dos unidades que marcan el retroceso del mar en esta región. La Formación Huitrín está formada principalmente por depósitos evaporíticos, mientras que la Formación Rayoso está representada por areniscas rojizas de ambientes continentales (Fig. 2.6) (Turienzo 2010). La Formación Rayoso posee escaso registro al norte de los 35°S mientras que al norte de los 33°S han sido escasas las menciones del Grupo Bajada del Agrio.

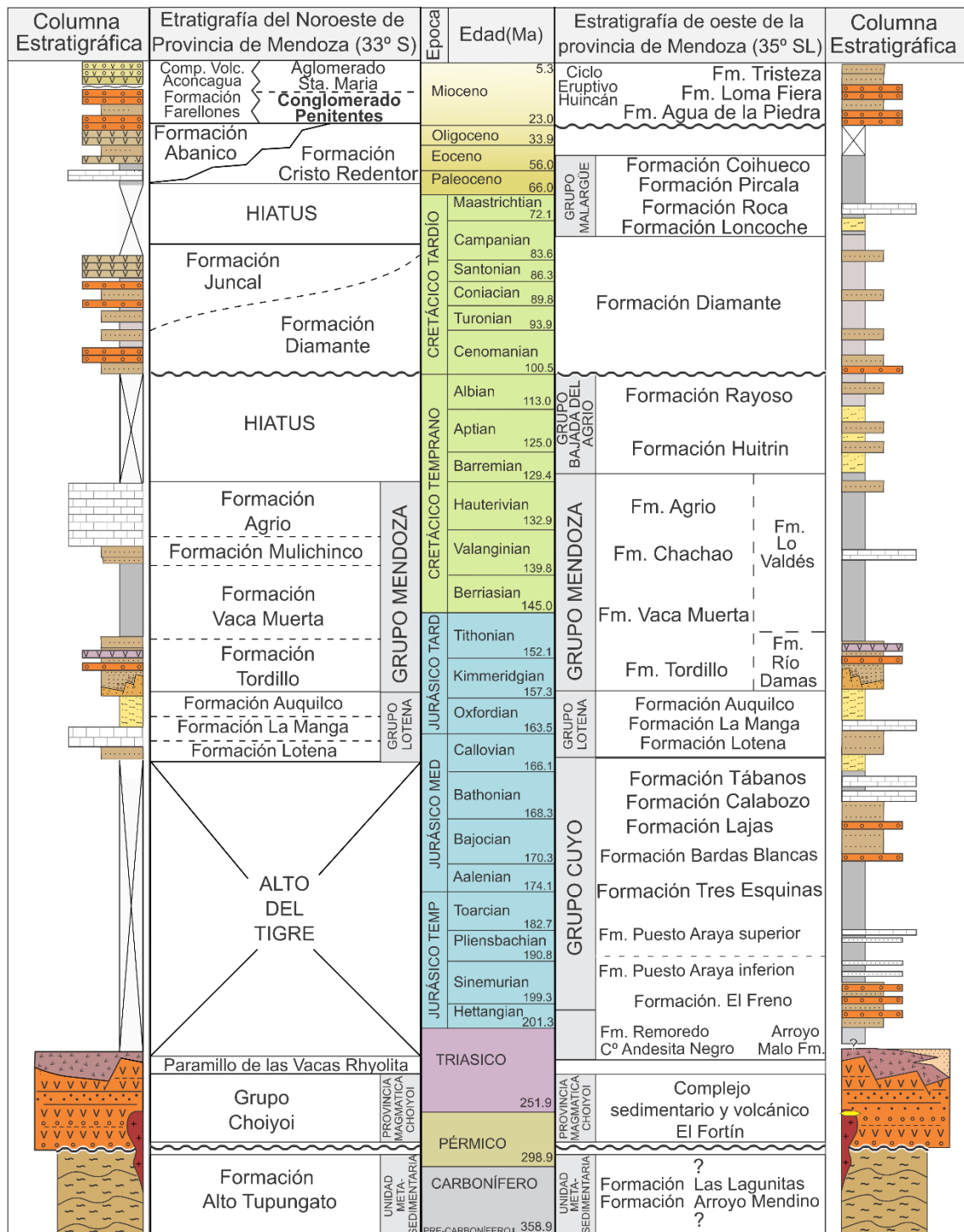


Figura 2.6. Estratigrafía de las dos zonas de estudio. Columnas estratigráficas a los 33°S y a los 35°S. Basado en (Ramos *et al.* 1996b; Sruoga *et al.* 2005).

2.2.3. Depósitos asociados a las cuencas de antepaís andinas

Con el crecimiento de los Andes durante el Cretácico Tardío comenzó a haber un nuevo mecanismo de subsidencia en la cuenca. En este periodo comenzó a dominar la subsidencia flexural debido a la carga del orógeno y se generó la primera cuenca de antepaís andina (Tunik *et al.* 2010). En la zona de estudio, los primeros depósitos asociados a la cuenca de antepaís cretácica son potentes espesores de areniscas, conglomerados y pelitas rojas que fueron agrupado por Groeber (1951) dentro de una unidad denominada Diamantiano con su localidad tipo en la región

del río Diamante. Posteriormente, esta unidad fue denominada Formación Diamante por Yrigoyen (1979) y numerosos autores la han caracterizado como secuencias sinorogénicas asociadas al orógeno cretácico (Fig. 2.6) (Orts y Ramos 2006; Fennell *et al.* 2017a, 2019; Borghi *et al.* 2019; Gómez *et al.* 2019, 2020, 2021).

Sobre esta unidad es posible encontrar en algunos sectores al Grupo Malargüe, cuyas unidades basales representan la primera transgresión marina desde el Océano Atlántico y por lo tanto marca un claro cambio en la configuración de la cuenca (Aguirre-Urreta *et al.* 2011). Las unidades asociadas a la transgresión son las formaciones Loncoche y Roca, la primera de ambientes marinos marginales y la segunda netamente marina, con alto contenido fosilífero. Por encima se encuentran las formaciones Pircala y Coihueco, de facies finas y ambientes continentales, que marcan un periodo de régimen tectónico neutro (Fig. 2.6) (Horton y Fuentes 2016).

Durante el Neógeno un nuevo pulso compresivo generó la depositación de unidades sinorogénicas a medida que avanzaba la estructuración de las fajas plegadas y corridas. Al sur de los 34°S la unidad más antigua de característica sinorogénica se denomina Formación Agua de la Piedra y comenzó su depositación durante el Mioceno temprano. Por encima, en discordancia angular es posible encontrar a la Formación Loma Fiera compuesta principalmente por material piroclásticos y asociada al vulcanismo de la Formación Huincan (Combina y Nullo 2005). Le siguen las formaciones Tristeza y Río Diamante que registran los últimos pulsos de sedimentación sinorogénica (Fig. 2.6) (Giambiagi *et al.* 2008b; Turienzo 2010; Horton y Fuentes 2016). Al norte de los 34°S se han descrito una serie de cuencas asociadas a este pulso contraccional, entre las cuales cabe mencionar la de Alto Tunuyan, de Cachueta, de Peintentes y de Manantiales. En particular, en la zona de estudio norte, aflora la cuenca de Penitentes y las unidades sinorogénicas asociadas son el Conglomerado Penitentes de composición epiclástico y el Aglomerado Santa María de composición volcánico-clástico (Fig. 2.6) (Vicente 2005a).

3. EL DEPOCENTRO ALTO ATUEL: NUEVAS EDADES U-PB EN UNIDADES MARINAS DEL JURÁSICO TEMPRANO A LOS 34°30'S

3.1. INTRODUCCIÓN

El origen de la Cuenca Neuquina se dio en un contexto tectónico muy distinto al que podemos observar en la actualidad. A inicios del Mesozoico una extensión generalizada tuvo lugar en el margen occidental de Gondwana (Legarreta y Uliana 1991,1996; Giambiagi *et al.* 2009b) dando origen a una serie de grandes cuencas extensionales. En el caso de la Cuenca Neuquina, el relleno de los primeros depocentros varió considerablemente en cada región, en primer lugar dado a su evolución aislada durante los primeros estadios de formación, pero también condicionado por el grado de extensión alcanzado (Carbone *et al.* 2011). Mientras que en algunos sectores como el depocentro Atuel, la sedimentación era casi totalmente epiclástica, en otros depocentros ubicados hacia el sur, principalmente en la zona del engolfamiento, y hacia el oeste, en el límite occidental de la cuenca, los rellenos de sinrift estuvieron compuestos por un volcanismo bimodal y material piroclástico (Braccacini 1970; Carbone *et al.* 2011). El origen del magmatismo asociado a los primeros estadios de la cuenca ha sido tema de debate, algunos autores proponen la presencia de una pluma térmica asociadas a la subducción oblicua de la losa (Llambías *et al.* 2007; D'Elia *et al.* 2012), mientras que otros autores lo asocian meramente al evento extensional que produjo un debilitamiento y adelgazamiento de la corteza (Franzese y Spalletti 2001). Del Rey *et al.* (2016) propone que la subducción en el margen occidental de Gondwana se mantuvo ininterrumpida al menos desde el Paleozoico tardío y que el magmatismo generado estaría relacionado a la dinámica de la zona de subducción. El arco magmático correspondiente al ciclo Andino tiene registro a partir del Jurásico Temprano (Naipauer *et al.* 2015) y en las latitudes de la zona de estudio está representado por la Formación Ajial y Cerro La Calera las cuales poseen sus mejores exposiciones en la región de la Cordillera de la Costa (Vergara *et al.* 1995; Oliveros *et al.* 2020).

En este capítulo se estudiará la evolución del segmento norte de la Cuenca Neuquina, donde los depocentros generados en los estadios iniciales presentan geometría de hemigraben separados por altos estructurales y poseen orientaciones generalmente NNO-SSE (Maceda y Figueroa 1995; Giambiagi *et al.* 2005; Bechis *et al.* 2010,2020). Muchos de estos depocentros han sido exhaustivamente estudiados en los últimos años y se tiene en la actualidad un conocimiento bastante acabado de su estratigrafía y evolución estructural, como es el caso del depocentro Atuel y el depocentro La Valenciana. Sin embargo, algunos depocentros descriptos en la cuenca han sido escasamente estudiados debido al difícil acceso ocasionado en algunos casos por estar ubicados en la alta cordillera. Por ejemplo, en las cabeceras del río Atuel, Groeber (1947) mencionó la presencia de secuencias sedimentarias marinas que por el contenido fosilífero eran asignables al Jurásico Inferior, y desde entonces, breves descripciones litológicas pueden encontrarse en las Hojas Geológicas realizadas en este sector (Sruoga *et al.* 2005, 2016).

El objetivo de este capítulo es abordar el análisis de las secuencias jurásicas descriptas por Groeber (1947) en las nacientes del río Atuel a partir de un estudio sedimentológico, paleontológico, petrográfico, estructural y geocronológico. Se realizó una descripción detallada de las secuencias aflorantes en la región, se analizó la fauna fósil, se obtuvieron edades U-Pb en

circón para determinar con precisión la edad de su depositación y se correlacionó con las unidades presentes en otros depocentros de la Cuenca Neuquina. Finalmente, se realizó un modelo de evolución tectónica de la región teniendo en cuenta el contexto espacio-temporal del depocentro en el norte de la Cuenca Neuquina.

Los resultados de este capítulo demuestran que la sedimentación generada en las nacientes del río Atuel, tuvo lugar en un depocentro aislado que aquí denominamos Alto Atuel. Este depocentro posee un relleno volcano-sedimentario, que evidencia la existencia de un ambiente marino con alto aporte de material piroclástico y volcanoclástico proveniente del primer arco magmático Andino durante el Jurásico Temprano.

3.2. MARCO GEOLÓGICO

A partir del Triásico Medio, el margen occidental de Gondwana se caracterizó por el desarrollo de cuencas extensivas relacionadas a la ruptura de Pangea y al colapso del orógeno Gondwánico. Algunas de estas cuencas se desarrollaron aprovechando debilidades corticales como suturas y grandes estructuras paleozoicas. En las latitudes de la zona de estudio se destacan las cuencas de Beazley, Cuyana y Neuquina, de este a oeste. Estas cuencas habrían evolucionado de forma independiente, por lo que poseen una estratigrafía y estructura que varía considerablemente.

La Cuenca Neuquina comenzó a desarrollarse durante el Triásico Tardío y evolucionó tempranamente como depocentros aislados, separados por altos estructurales. Los depocentros más septentrionales de la cuenca desarrollados en la vertiente argentina poseen una orientación general NNO-SSE (Giambiagi *et al.* 2009b). Algunos de estos depocentros se desarrollan en la zona de estudio como es el caso del depocentro Atuel (Fig. 3.1), que registra la primera transgresión marina desde el Paleo-océano Pacífico durante el Triásico Tardío, único registro de triásico marino en Argentina (Riccardi y Iglesia Llanos 1999). Este depocentro ha sido ampliamente estudiado en los últimos años lo cual permitió reconstruir su estratigrafía y estructura con precisión (más detalles en sección 3.3). La sedimentación estuvo dominada por depósitos marinos en el sector occidental del depocentro y por depósitos fluviales y marino-transicionales en el sector oriental (Lanés *et al.* 2008). La edad del relleno de sinrift ha sido acotado mediante estudios geocronológicos y bioestratigráficos entre el Rhaetiano y el Sinemuriano (Lanés *et al.* 2008; Naipauer *et al.* 2015; Horton *et al.* 2016; Bechis *et al.* 2020).

Hacia el sur-oeste, en el límite con Chile, se desarrolla el depocentro Río del Cobre (Fig. 3.1), el cual se encuentra relleno por espesas secuencias marinas arenosas y pelíticas depositadas por flujos turbidíticos, asignadas al Grupo Cuyo (Mescua *et al.* 2014). Ligeramente hacia el sur se encuentra el depocentro Río Grande que posee un relleno de sinrift compuesto por secuencias pelíticas y carbonáticas asociadas a un ambiente lacustre, posteriormente colmatado por flujos piroclásticos, estas secuencias fueron agrupadas en la Formación Remoredo (Lanés y Palma 1998; Villar *et al.* 2014) que en otros sectores de la cuenca se encuentra representada por areniscas y conglomerados volcanoclásticos rojizos (Llambías *et al.* 2005). Hacia el este, y separado por el alto estructural Río Tordillo, se desarrolló el depocentro La Valenciana (Fig. 3.1) que posee un registro sedimentario equivalente al sector oriental del depocentro Atuel, es decir que no registra la transgresión marina triásica y su sedimentación de sinrift estuvo dominada por facies fluviales (Lanés *et al.* 2013). El depocentro Malargüe se ubica hacia el sureste y representa la continuación austral del depocentro Atuel (Fuentes *et al.* 2016), sin embargo, a diferencia de este último, el

depocentro Malargüe registra una sedimentación asociada a volcanismo activo durante sus estadios de sinrift.

Hacia el norte del área de estudio se desarrollan una serie de depocentros aislados que afloran en la vertiente chilena de los Andes en una faja de orientación N-S a NNO-SSE. Estos depocentros fueron denominados de sur a norte depocentro Alvarado, Nieves Negras y Yeguas Muertas (Fig. 3.1) (Giambiagi *et al.* 2003a). El relleno de estos depocentros está representado por secuencias de pelitas negras de ambiente marino, que por su contenido fosilífero fue asignado al Jurásico Medio. Esta unidad, que se encuentra presente en los tres depocentros, fue denominada Formación Nieves Negras (Alvarez *et al.* 2002; Giambiagi *et al.* 2003a). La Formación Nieves Negras aflora en anticlinales de gran longitud de onda en el sector sur-occidental de la faja plegada y corrida del Aconcagua, que serían resultado de la inversión de estructuras extensionales jurásicas de orientación NNO (Giambiagi *et al.* 2003a, 2005).

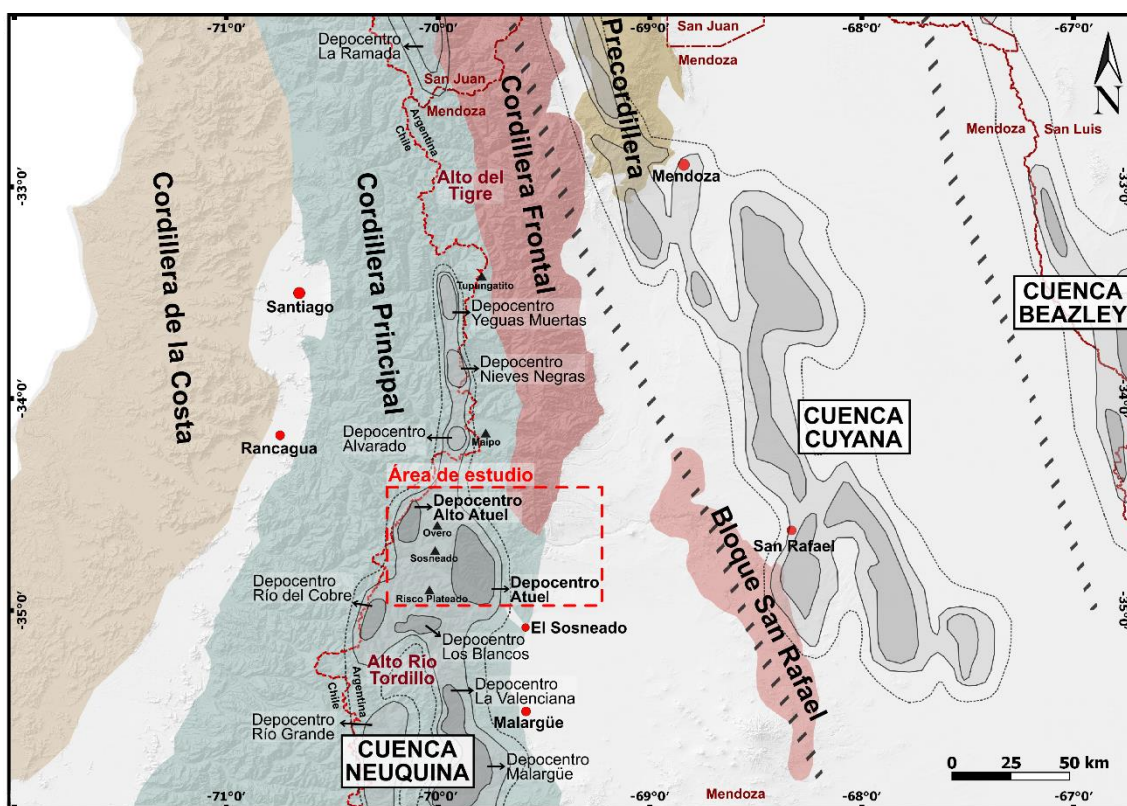


Fig.3.1 Ubicación de las cuencas extensionales generadas durante el Triásico Medio-Jurásico Temprano en el margen sudoccidental de Gondwana. Se destaca la localización de los principales depocentros del norte de la Cuenca Neuquina.

3.3. EVOLUCIÓN DEL DEPOCENTRO ATUEL DURANTE EL TRIÁSICO TARDÍO - JURÁSICO MEDIO.

Durante el Triásico Tardío comenzó a desarrollarse el depocentro Atuel, el cual estuvo controlado por un juego de fallas extensionales de orientación nor-noroeste y oeste-nor-oeste producto de la reactivación de antiguas estructuras que presentaba la corteza (Fig. 3.2) (Lanés *et al.* 2008; Bechis *et al.* 2010). Durante las primeras etapas se generaron dos hemigrábenes de igual polaridad, cuyos rellenos iniciales varían litológica y facialmente. La falla principal del depocentro, denominada falla La Manga, se ubicaba hacia el este y generó el hemigraben Río Blanco, mientras que, hacia

el oeste, la falla Alumbre generó el hemigraben Arroyo Malo (Bechis *et al.* 2020). En particular, el hemigraben Arroyo Malo registra el primer relleno del depocentro Atuel, que fue asignado al Triásico Tardío (Riccardi y Iglesia Llanos 1999).

Las fallas mencionadas controlaron la subsidencia de este sector de la cuenca y la distribución de ambientes sedimentarios durante la etapa de sinrift (Bechis *et al.* 2010). El relleno inicial del hemigraben Río Blanco se encuentra representado por secuencias fluviales asignadas a la Formación El Freno, mientras que en el hemigraben Arroyo Malo se generaron depósitos asociados a un ambiente de abanico deltaico submarino, los cuales fueron agrupados en la Formación Arroyo Malo y la sección inferior de la Formación Puesto Araya (Fig. 3.2 y 3.3) (Lanés *et al.* 2008; Bechis *et al.* 2009, 2010, 2020). Esta configuración se mantuvo hasta el Pliensbachiano, cuando se alcanzó el clímax del sinrift y comenzó la transición hacia la etapa de enfriamiento térmico. La subsidencia térmica posibilitó la ingesión del Paleo-océano Pacífico hacia amplios sectores de la cuenca durante el Toarciano, uniendo así a los depocentros que evolucionaban de manera aislada hasta ese momento (Arregui *et al.* 2011; Bechis *et al.* 2020).

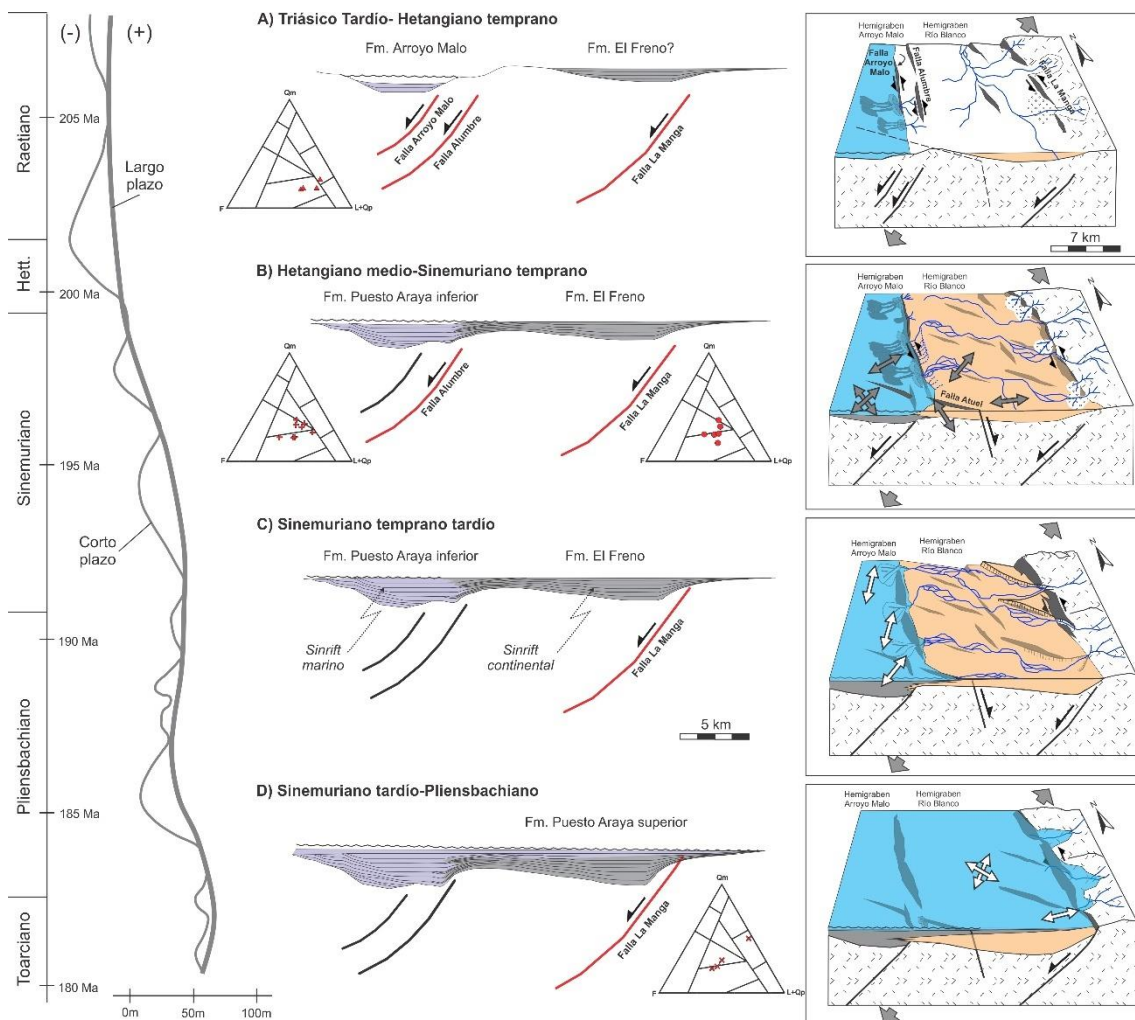


Fig 3.2. Diagramas 2D y 3D mostrando los principales estadios de la evolución tectono-sedimentaria del depocentro Atuel durante la etapa de sinrift (Triásico Tardío-Pliensbachiano). Las líneas rojas señalan las fallas activas en cada estadio. Las flechas grises y blancas en los diagramas 3D señalan la dirección de extensión en cada estadio. Los diagramas triangulares indican la procedencia de muestras petrográficas para cada

unidad. A la izquierda se observa la curva de variación global del nivel del mar propuesta por Haq *et al.* (1987). Tomado de Bechis *et al.* (2020).

Los depósitos marinos marginales generados durante el enfriamiento térmico fueron agrupados en la Formación Puesto Araya superior, mientras que los depósitos de pelitas negras asociados a un aumento eustático del nivel del mar, fueron agrupados en la Formación Tres Esquinas (Giambiagi *et al.* 2009b). Bechis *et al.* (2020) presentaron un esquema evolutivo del depocentro Atuel donde es posible observar con claridad los distintos estadios tectono-sedimentarios del depocentro, los campos de esfuerzos, la actividad de las fallas principales, las áreas de procedencia de sedimentos y las variaciones del nivel del mar a lo largo del tiempo (Fig. 3.2).

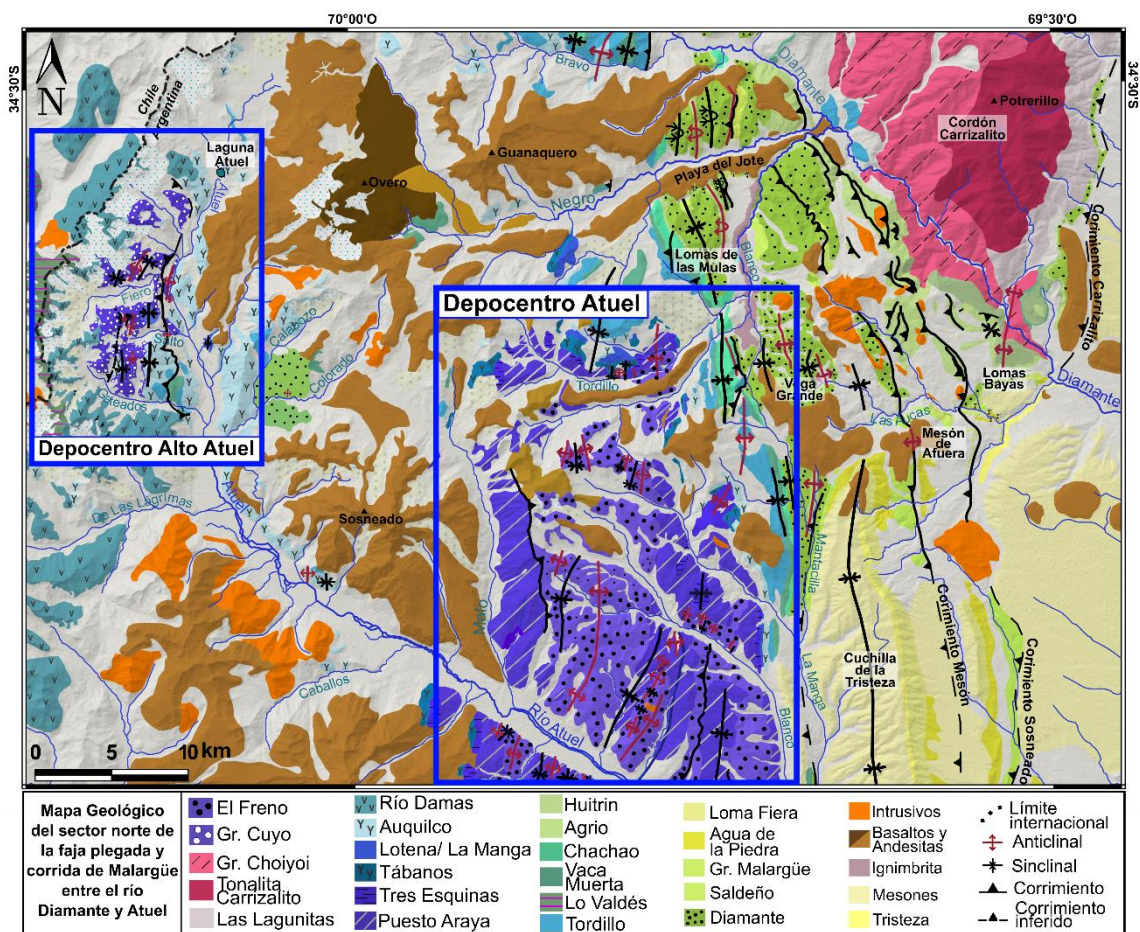


Figura 3.3. Mapa geológico y estructural de la zona de estudio. Los recuadros azules muestran la ubicación de los afloramientos correspondientes al depocentro Atuel (hacia el este) y el depocentro Alto Atuel (hacia el oeste). El mapa geológico está basado en los trabajos de Sruoga *et al.* (2005), Bechis *et al.* (2010), Turienzo *et al.* (2012) y en datos de esta tesis.

3.4. EL DEPOCENTRO ALTO ATUEL

En esta sección se describirán las secuencias jurásicas presentes en las nacientes del río Atuel (Fig. 3.3 y 3.4) mencionadas por primera vez por Groeber (1947). En primer lugar, se presentarán las observaciones realizadas en este sector del orógeno, donde se integra la estructura, relaciones estratigráficas y aspectos característicos de las unidades aflorantes. Posteriormente se presentarán los análisis sedimentológicos, paleontológicos, petrográficos y geocronológicos realizados en las

secuencias basales del depocentro. Se describirá la estratigrafía y se comparará con la presente en la región del depocentro Atuel.

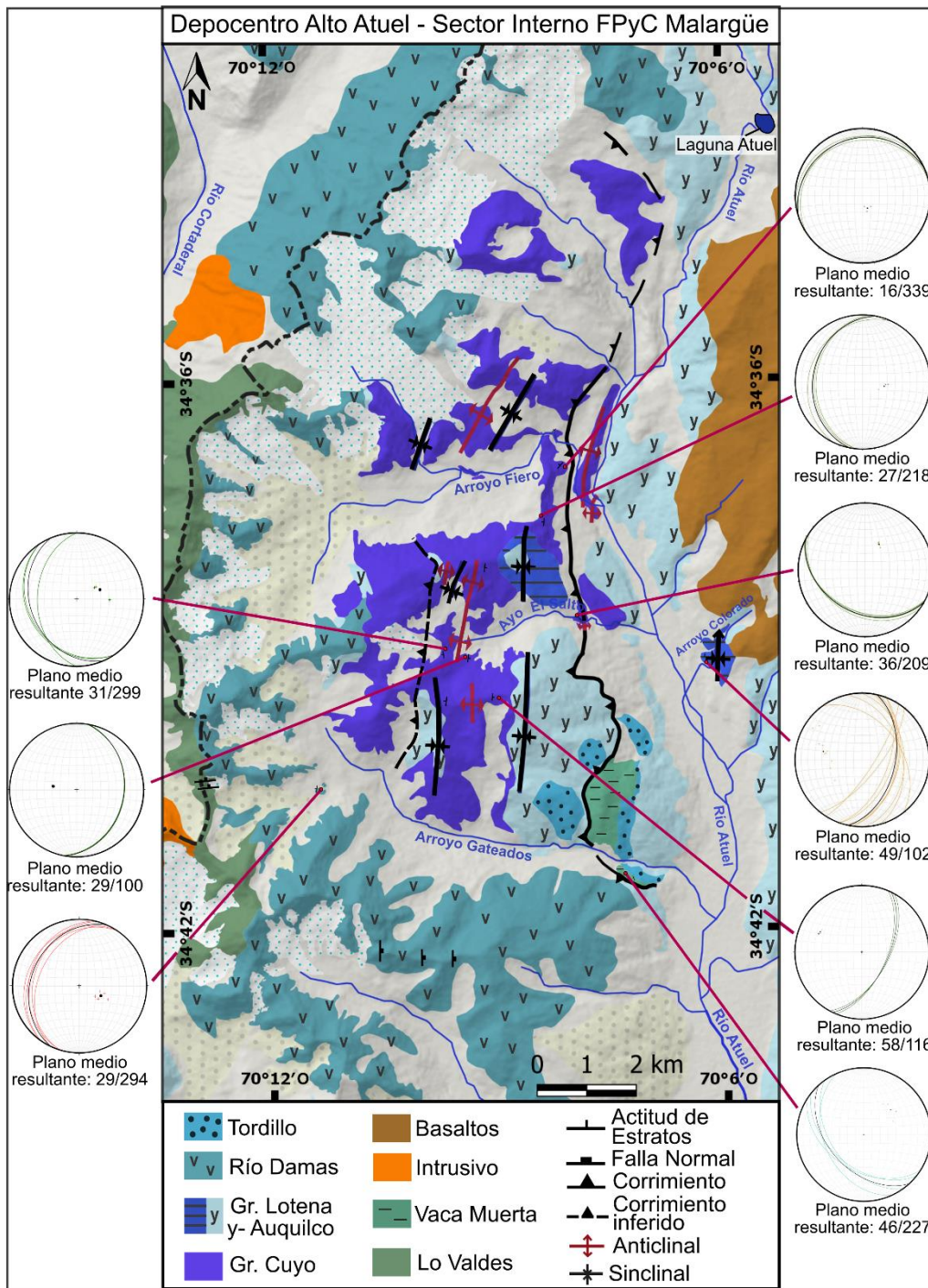


Figura 3.4. Mapa geológico del área comprendida por el depocentro Alto Atuel, en las nacientes del río Atuel. Se indican las principales estructuras y la actitud de las unidades en distintos sectores.

3.4.1. Breve descripción de las unidades presentes en el depocentro Alto Atuel

Como se mencionó anteriormente, en esta región no se han realizado estudios estratigráficos de detalle hasta el momento, por lo que las unidades presentes han sido correlacionadas con las presentes en otros sectores de la cuenca.

La unidad más antigua presente en la zona aflora entre el arroyo Gateados y la laguna Atuel (Figs. 3.4, 3.5 y 3.6) y corresponde a secuencias sedimentarias con fósiles marinos asignada al Grupo Cuyo por Groeber (1947). Sruoga *et al.* (2005) asigna a estas secuencias a la Formación Puesto Araya, en correlación con las unidades marinas del Jurásico Temprano presentes en el depocentro Atuel. La secuencia posee más de 500 metros de espesor en el sector del arroyo Fiero y está compuesta por intercalación de areniscas calcáreas, pelitas negras, bancos de caliza, y material piroclástico con presencia de fósiles marinos, en particular moluscos (Fig. 3.6 A). En el arroyo El Salto, afloran secuencias de similar litología, donde se pudieron distinguir en bancos arenosos la presencia de moluscos y restos de plantas, indicando un ambiente marino litoral o deltaico (Fig. 3.6 B).

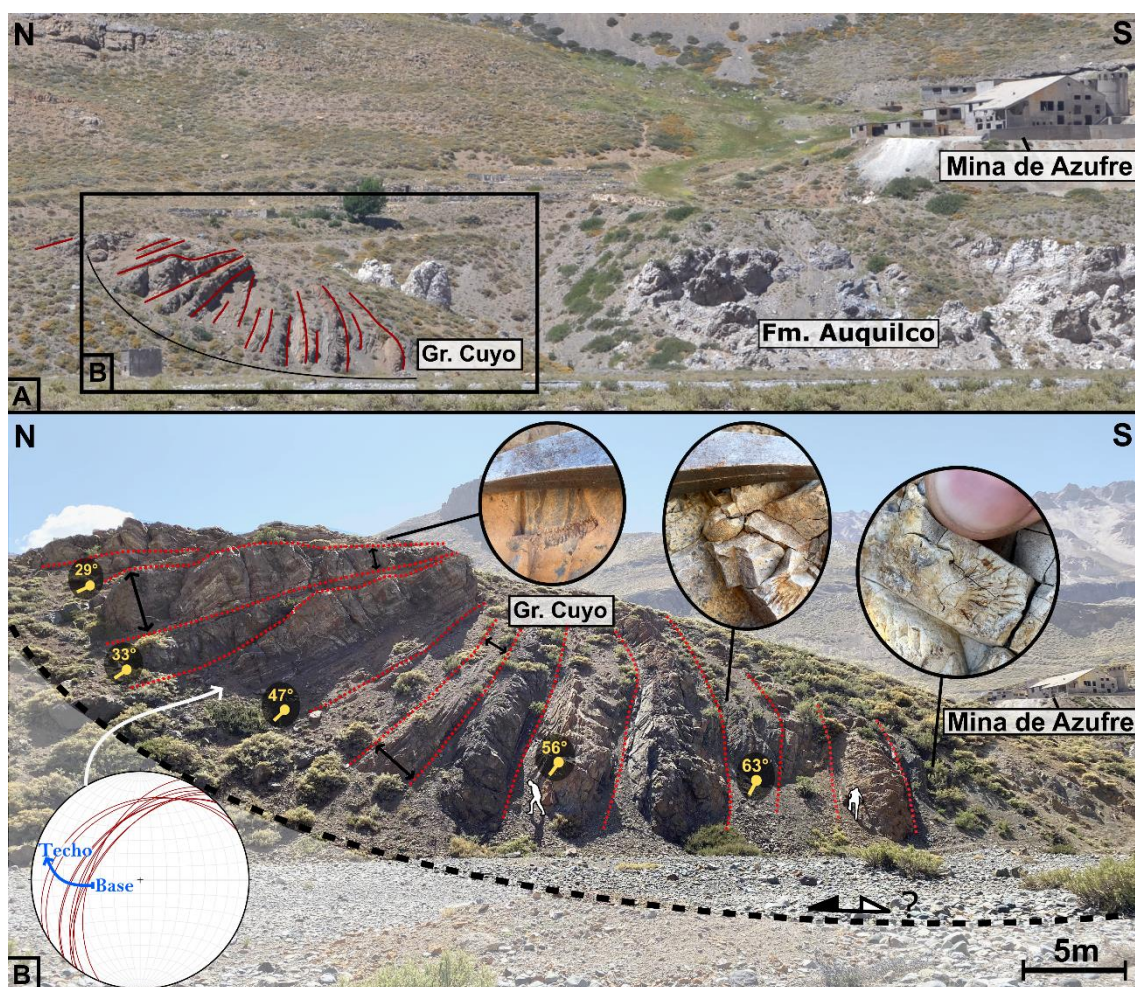


Fig. 3.5. A) Afloramientos del Grupo Cuyo y Formación Auquilco nacientes del río Atuel (en las cercanías de la mina de azufre abandonada). B) Estratos de crecimiento en secuencias asignables al Grupo Cuyo. Observar restos fósiles marinos indiferenciados.

En el sector del río Atuel, en las cercanías a la mina de azufre abandonada, afloran secuencias marinas epiclásticas y carbonáticas portadoras de amonites muy deformados que podrían representar el Grupo Lotena (Fig. 3.4). Las secuencias que subyacen a la Formación Auquilco en el arroyo el Salto han sido asignadas al Grupo Lotena debido a su relación estratigráfica y diferencias litológicas con las unidades descritas del Grupo Cuyo, pero no se tiene certezas de su edad debido al escaso contenido fosilífero hallado (Fig. 3.4). Los niveles evaporíticos han sido

asignados a la Formación Auquilco por Sruoga *et al.* (2005). Esta unidad funciona como un nivel de despegue y por su comportamiento plástico como respuesta a los esfuerzos, se encuentra en forma de diapiros en varios sectores. Este es el caso de las nacientes del río Atuel, donde pueden verse espesos afloramientos de la Formación Auquilco en ambas márgenes del valle (Fig. 3.5 A), que no se condicen con los espesores observados hacia el oeste cuando la unidad se apoya directamente sobre el Grupo Cuyo y no forma parte de un corrimiento. La presencia de grandes diapiros en la traza del río Atuel evidencian una zona de debilidad que son aprovechados por el yeso para emplazarse en forma de diapiros.

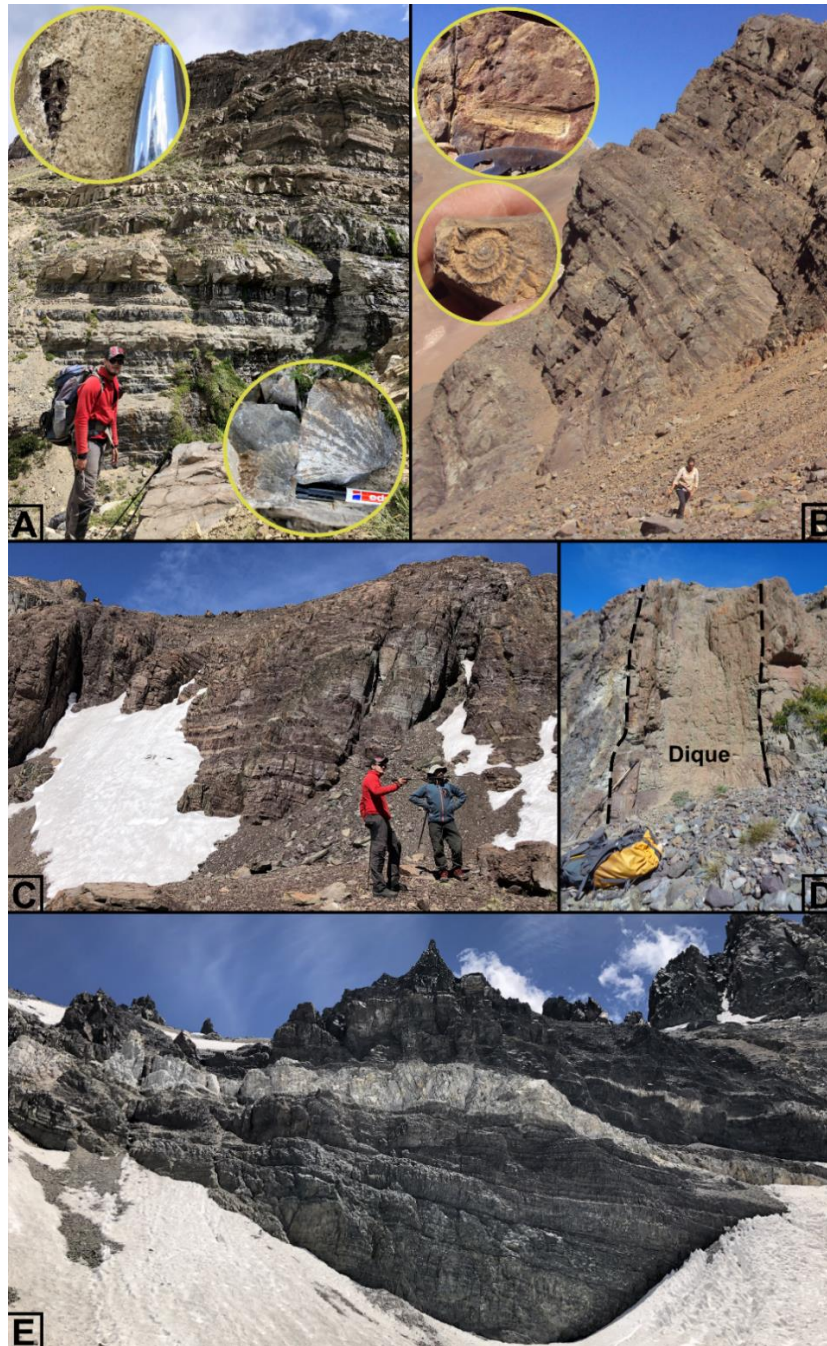


Figura 3.6. A) Afloramientos del Grupo Cuyo en el arroyo Fiero. Los círculos amarillos muestran el contenido fosilífero hallado, en este caso ejemplares de gastrópodos y bivalvos. B) Afloramientos del Grupo Cuyo en el arroyo el Salto. Los círculos amarillos

muestran el contenido fosilífero hallado, en este caso ejemplares de ammonoideos y fragmentos de plantas. C) Afloramientos de la Formación Río Damas. D) Dique en la Formación Río Damas. E) Afloramientos de la Formación Lo Valdés en el arroyo Gateados.

Sobreyaciendo a la Formación Auquilco se observan secuencias sedimentarias rojizas. Estas secuencias son de características epiclásticas hacia el este donde se las asocia a la Formación Tordillo, y se tornan volcánicas, con niveles de brechas volcánicas hacia el oeste donde se las asigna a la Formación Río Damas (Sruoga *et al.* 2011, 2016). Estas dos unidades son correlacionables temporalmente, la Formación Río Damas se desarrolla en el sector occidental de la cuenca, y evidencia la actividad del arco magmático (Fig. 3.6 CyD), mientras que la Formación Tordillo se desarrolla hacia el este en una posición de retroarco, con aporte clástico tanto desde el oeste como desde el este (Mescua *et al.* 2020).

En las cabeceras del arroyo Gateados, en el cordón del límite con Chile, afloran secuencias finamente estratificadas, compuestas por pelitas negras con alto contenido de material piroclástico que se desarrollan por encima de la Formación Río Damas (Fig. 3.6 E). Estas secuencias pueden ser correlacionables con la Formación Lo Valdés, que fue descrita en Chile (Salazar y Stinnesbeck 2015), y temporalmente con la Formación Vaca Muerta que fue descrita en Argentina. Estas unidades están compuestas por sedimentos de origen marino, generados durante una transgresión marina desde el Paleo-océano Pacífico en el Tithoniano. Las secuencias descritas también pueden ser correlacionadas con la Formación Leñas-Espinoza definida por (Klohn 1960) y redefinida por Charrier (2010) que aflora inmediatamente hacia el norte en el río las Leñas del flanco chileno de la Cordillera Principal.

3.4.2. Estructura de la región del depocentro Alto Atuel

La estructura de esta región de la faja plegada y corrida de Malargüe se caracteriza por la presencia de un gran anticlinorio de orientación N-S a NNE-SSO que se desarrolla sobre el Grupo Cuyo entre el arroyo Gateados y el arroyo Fiero (Fig. 3.7). Este anticlinorio se encuentra exhumado por un corrimiento frontal de vergencia este, que aflora en las nacientes del río Atuel repitiendo las secuencias del Grupo Cuyo (Fig. 3.7 A). El anticlinorio tiene sus mejores exposiciones en el arroyo El Salto, donde se puede observar una serie de anticlinales y sinclinales que exponen las secuencias jurásicas (Fig. 3.7 C). En la región del arroyo Fiero se puede ver la continuación hacia el norte de las estructuras descritas en el arroyo el Salto, y se observa en buen estado de conservación un pliegue anticlinal por propagación de falla con vergencia este (Fig. 3.7 B). La orientación general N-S a NNE del anticlinorio y traza del corrimiento principal, contrasta con la orientación de las principales estructuras del depocentro Atuel (en general NNO), pero coincide con la orientación propuesta para los depocentros Río del Cobre y La Valenciana ubicados inmediatamente hacia el sur. La orientación de los principales corrimientos presentes en este sector indicaría la influencia de las estructuras mesozoicas en los nuevos corrimientos andinos que exhumaron esta región, ya sea mediante inversión de estructuras extensionales como con la creación de nuevos corrimientos.

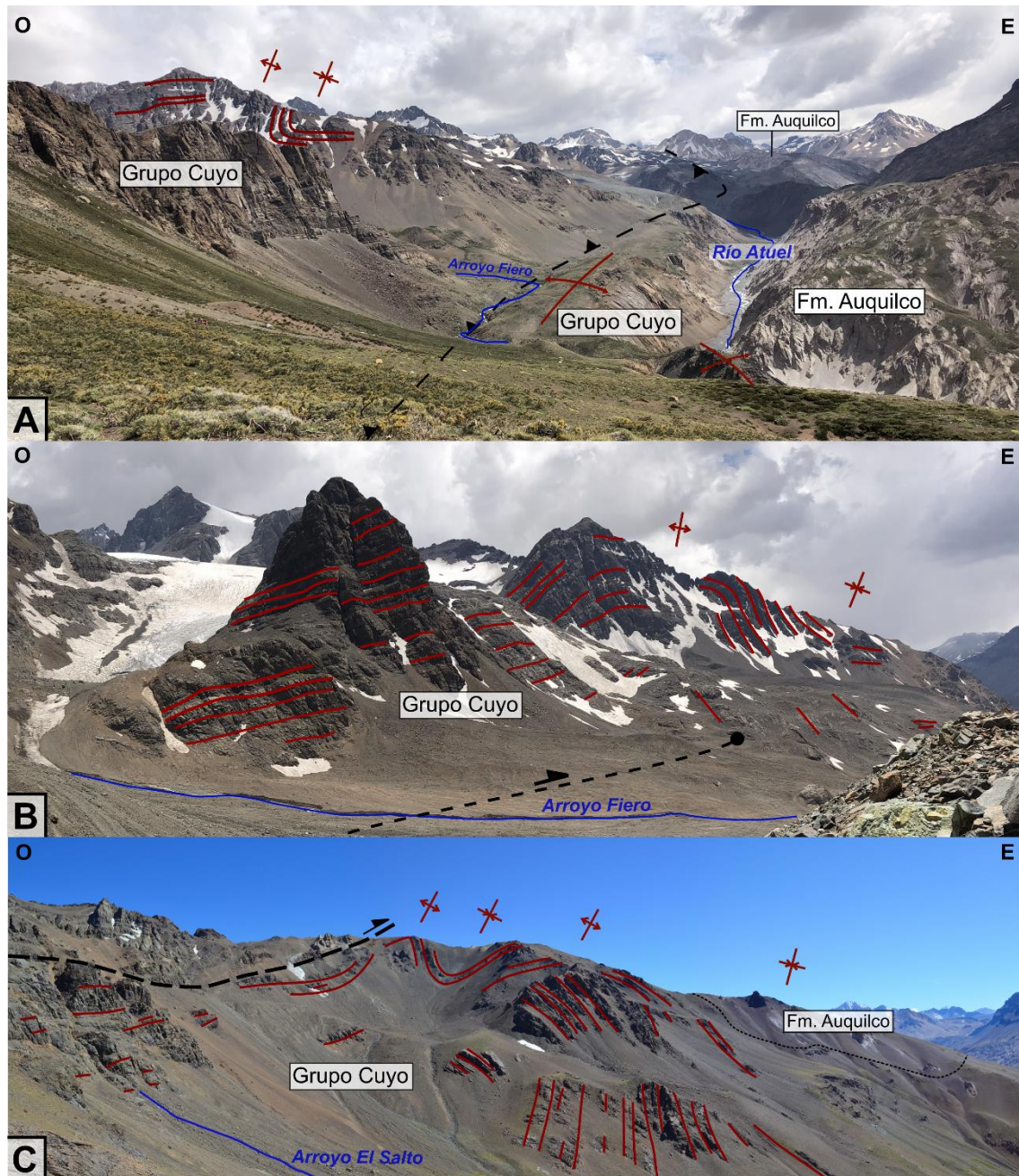


Figura 3.7. Estructura en la región del depocentro Alto Atuel. A) Esta imagen muestra las nacientes del río Atuel, donde se puede observar un corrimiento de vergencia este que repite las unidades del Grupo Cuyo. B) Estructura en el arroyo Fiero. Se observa un anticlinorio desarrollado sobre el Grupo Cuyo. C) Vista del anticlinorio en el arroyo El Salto.

A lo largo del arroyo Gateados, se reconocieron fallas normales afectando las formaciones Río Damas y Lo Valdés (Fig. 3.8). Las fallas que afectan la formación Río Damas inclinan hacia el este y posee un rumbo general N-S. Se observaron fallas normales sin propagación secuencia arriba que estarían indicando un origen sincrónico a la sedimentación de la Formación Río Damas (Fig. 3.8 C). En esta misma región también se observa un aumento de espesor de la unidad hacia el oeste, que ya había sido descrito en la región por Sruoga *et al.* (2011, 2016).

Por otro lado, en las nacientes del arroyo Gateados, en el cordón del límite con Chile, los afloramientos correspondientes a la Formación Lo Valdés (Jurásico Tardío/Cretácico Temprano) también estaban afectados por un fallamiento extensional que se expresaba en distinta escala (Figs. 3.8 AyB). La orientación de estas fallas pareciera ser E-O por lo que un cambio en la dirección de extensión habría ocurrido en este periodo.

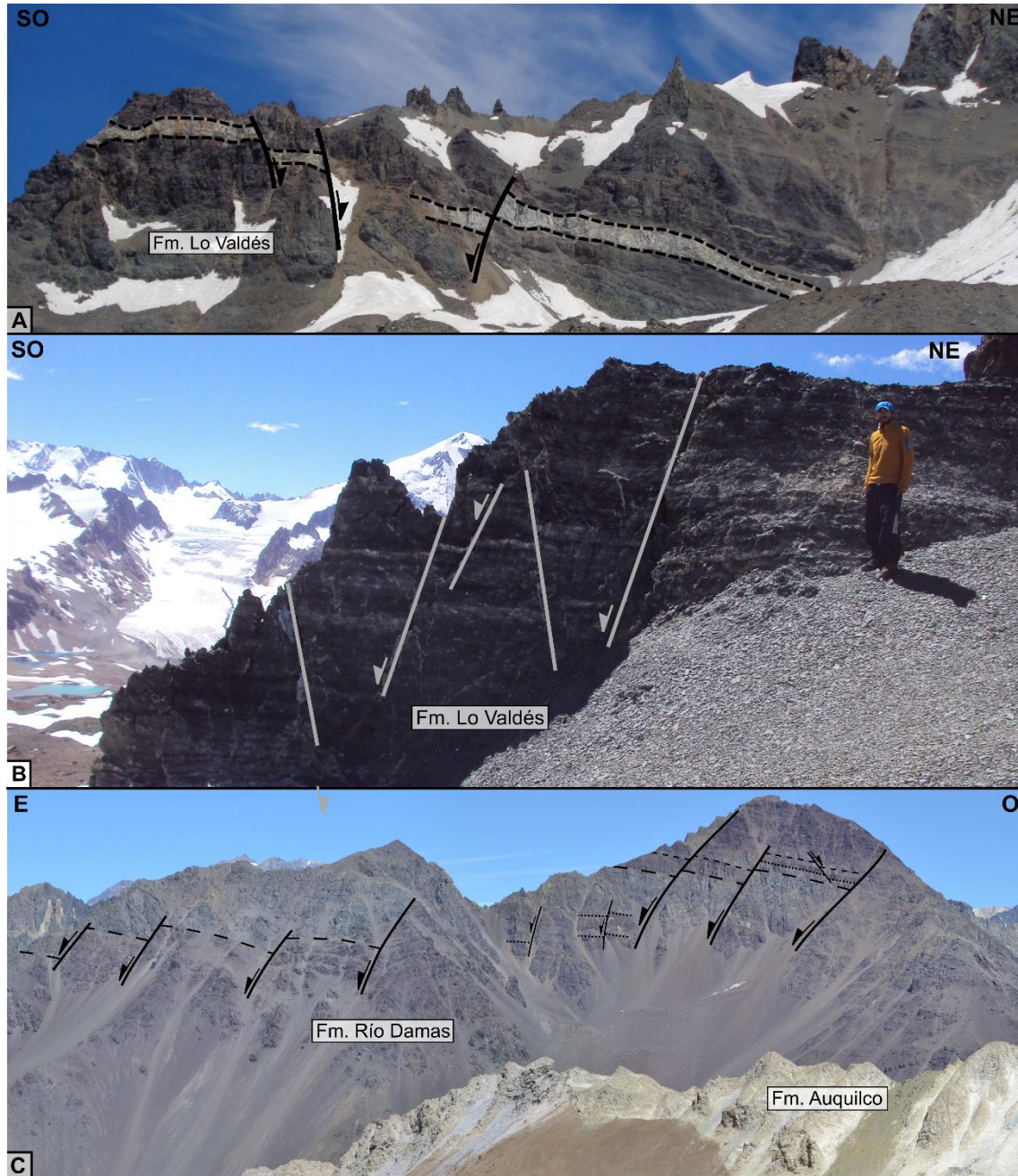


Figura 3.8. Estructuras extensionales presentes en las formaciones Río Damas y Lo Valdés en la región del arroyo Gateados. AyB) Fallas normales en la Formación Lo Valdés. C) Fallas normales de orientación N-S en la Formación Río Damas.

3.5. ANÁLISIS SEDIMENTARIOS: PERFIL ARROYO FIERO

El sitio elegido para realizar los estudios sedimentológicos fue la región comprendida por la confluencia del arroyo Fiero con el río Atuel. En ese sector, un importante corrimiento de

vergencia este repite las secuencias asignadas al Grupo Cuyo y genera un afloramiento de más de 500 m de espesor de estas secuencias (Fig. 3.9).

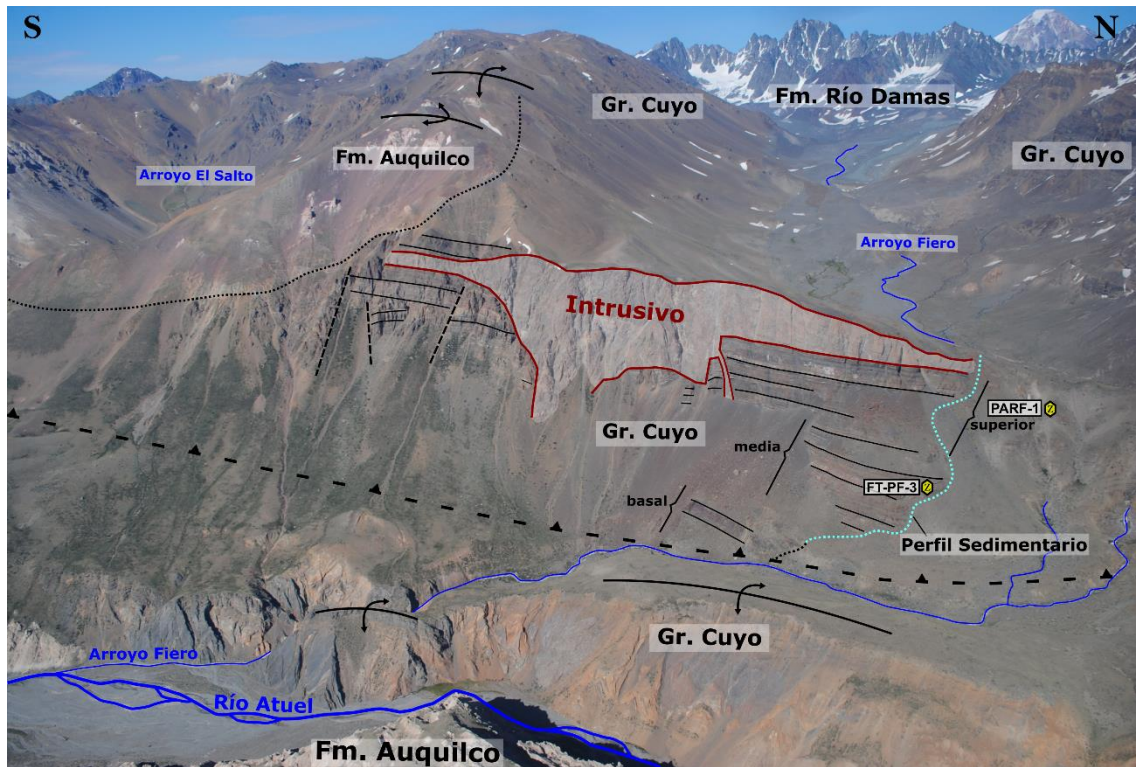


Figura 3.9. Afloramientos del Grupo Cuyo en las nacientes del río Atuel. Observar la traza del perfil sedimentario levantado en el arroyo Fiero. Se diferenciaron tres secciones dentro de la secuencia: inferior, media, superior. Foto aérea: Gentileza de GEOCONSULT S.A.

La sección analizada se encuentra en contacto de falla sobre secuencias asignables al Grupo Cuyo. Por lo tanto, la base del perfil sedimentario posiblemente no representa la sección basal de la secuencia. Se puede observar en la figura 3.9 que la secuencia analizada está intruida por un cuerpo ígneo de espesor variable, que hacia el tope de la secuencia se encuentra en concordancia en forma de filón capa. La edad del intrusivo no fue determinada, pero se estima que corresponde a un ciclo magmático cenozoico.

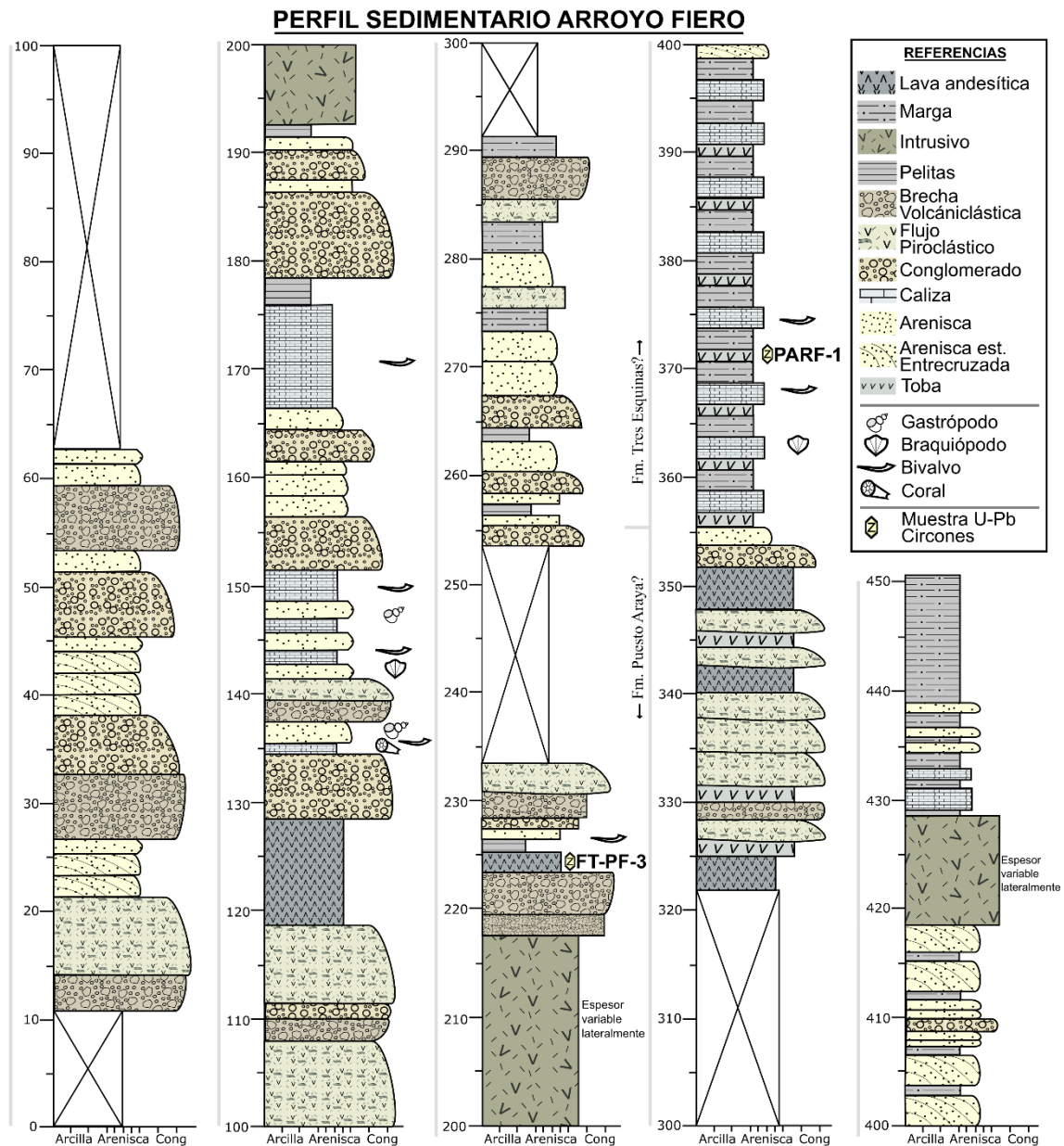


Figura 3.10. Perfil sedimentario de las secuencias correspondiente el Grupo Cuyo en el arroyo Fierro.

La sección basal se encuentra conformada por potentes bancos de areniscas y conglomerados volcánicla de coloración rojiza (Figs. 3.10 y 3.11). Estos niveles se presentan en bancos lenticulares, donde se pudo diferenciar estratificación entrecruzada evidenciando la presencia de facies fluviales de alta energía. Se distinguió la presencia de niveles piroclásticos brechosos compuestos por clastos volcánicos andesíticos. Esta sección se encuentra parcialmente cubierta y los afloramientos expuestos alcanzan 50 m de espesor.

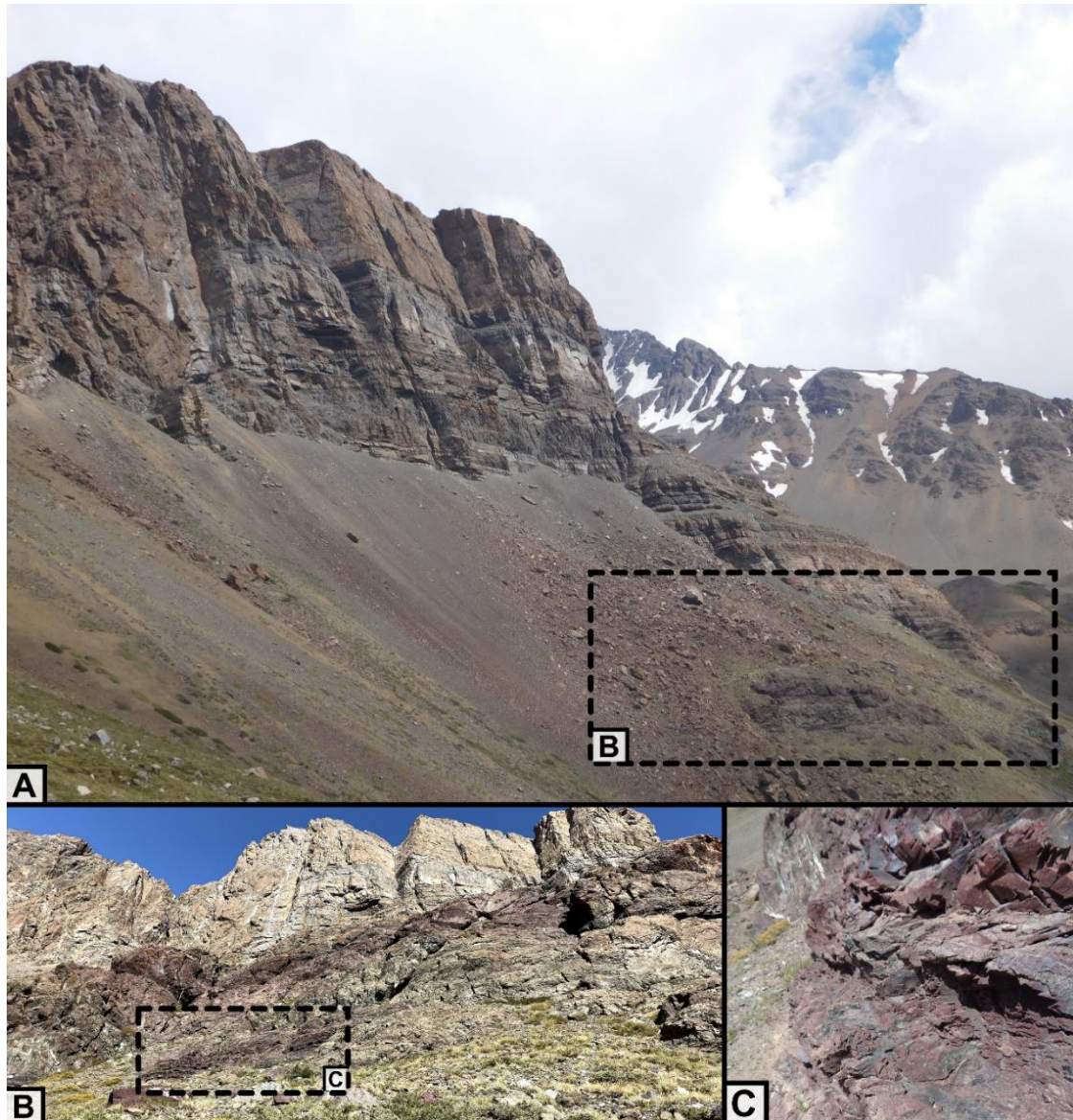


Figura 3.11. Sección basal del Grupo Cuyo en el arroyo Fiero. A) Vista en afloramiento de la secuencia basal, notar coloración rojiza y verdosa de los bancos de areniscas volcanoclásticas. B) Fotografía de detalle de banco arenosos volcanoclásticos.

En la sección media dominan los flujos piroclásticos. En estos niveles pudo distinguirse la presencia de fiames elongados y fragmentos líticos volcánicos de composición andesítica (Figs. 3.12 A-D). Se observaron bancos de calizas y areniscas calcáreas intercalados, que en algunos casos alcanzaban 5 metros de espesor. Fue posible distinguir la presencia de fósiles de origen marino tanto en los niveles arenosos y calcáreos, como en los niveles piroclásticos distales (ver sección 3.6). Los flujos piroclásticos se tornan más abundante secuencia arriba y pueden distinguirse pulsos rítmicos de flujos piroclásticos, con gradación normal y base erosiva (Fig. 3.12 E y F). También pueden observarse secuencias sedimentarias volcanoclásticas que parecieran representar el retrabajo del material piroclástico (Fig 3.12 G). En algunas secciones de orientación E-O se distinguieron estructuras extensionales que controlaron la sedimentación (Fig. 3.12 H).

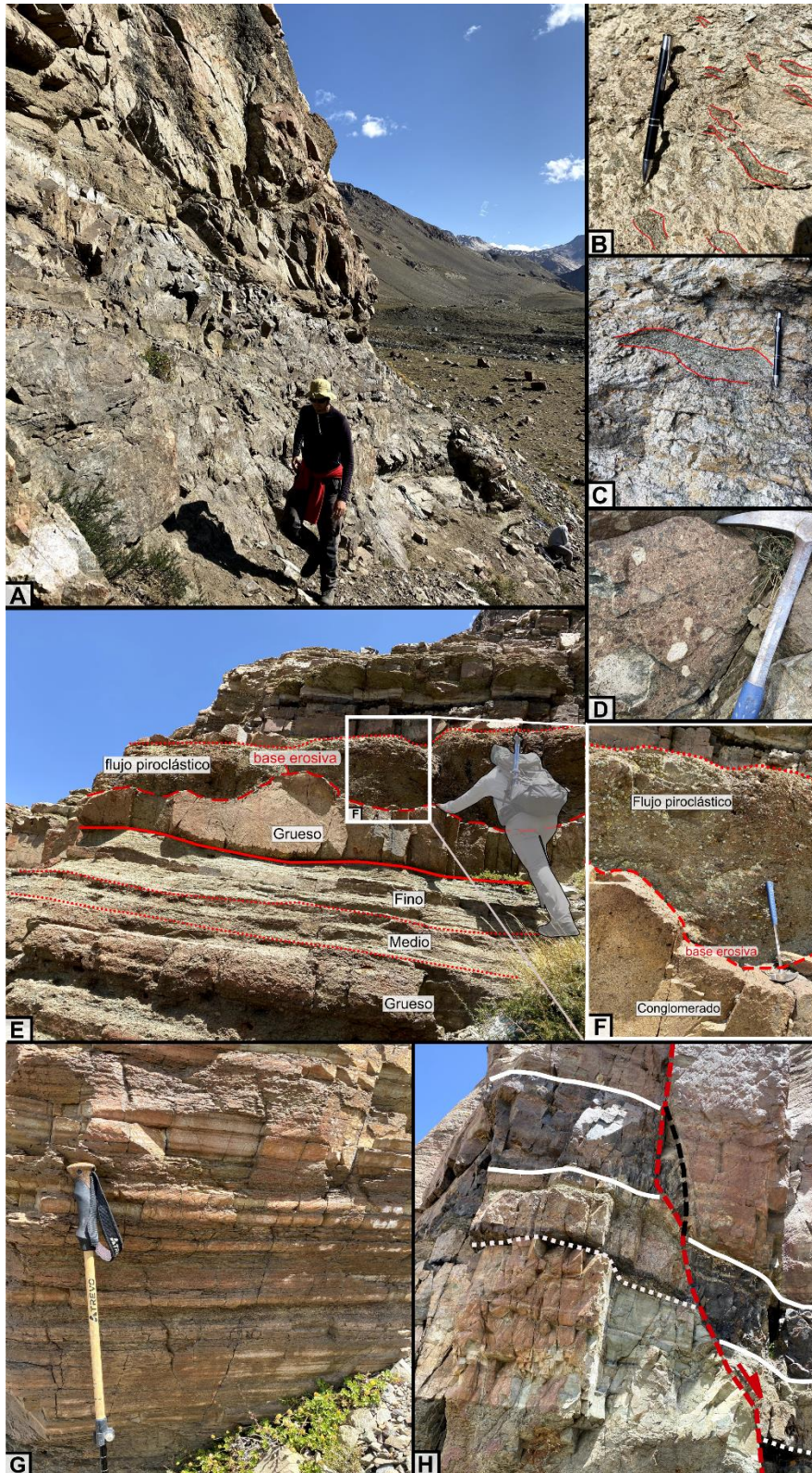


Figura 3.12. Flujos piroclásticos y brechas volcánicas de la sección media. A) Aspecto de los afloramientos, donde intercalan niveles piroclásticos con bancos arenosos y calcáreos de origen marino. B y C) Fiamas en bancos depositados por flujos ignimbríticos. D) Nivel de brechas volcánicas. E y F) Pulsos de flujos piroclásticos, se observa la gradación normal y la base erosiva de los depósitos. G) Intercalación de bancos arenosos y conglomeráticos. Sedimentación volcanoclastica producto del

retrabajo de material piroclástico. H) Fallamiento normal de mesoescala presente en afloramientos de la sección media.

La sección superior del perfil refleja un cambio de ambiente depositacional hacia facies más profundas con sedimentación distal. Esta sección se caracteriza por la presencia de una intercalación rítmica de pelitas negras, calizas y tobas retrabajadas (Fig. 3.14 A-C). Los bancos calcáreos presentan fósiles marinos (ver sección 3.6) con mala preservación. Hacia arriba, la sedimentación se torna más gruesa y comienzan a dominar las areniscas volcánoclasticas que en un principio intercalan con bancos pelíticos, pero gradualmente comienzan a ser dominantes en bancos de hasta 50 cm de espesor (Fig 3.14 AyE). En este punto también se distinguieron fallas extensionales de meso-escala, con desplazamientos de decena de centímetros, que parecieran ser sincrónicas a la sedimentación ya que no poseen representación secuencia arriba (Fig. 3.14 D).

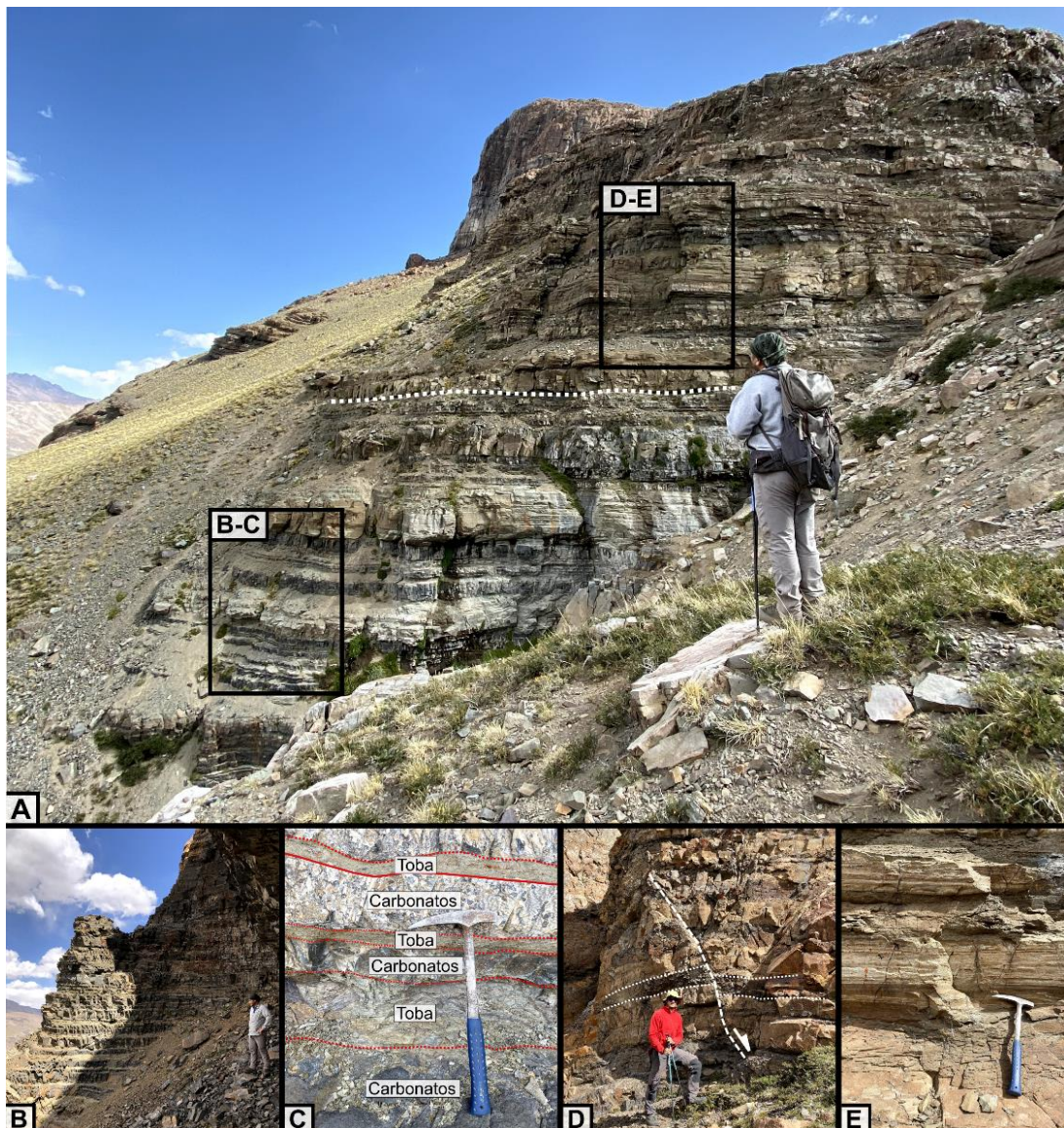


Figura 3.14. Sección superior de la secuencia del Grupo Cuyo. A) Aspecto de los afloramientos de la sección superior. B y C) Intercalación rítmica de pelitas, carbonatos y tobas retrabajadas. D) Fallamiento normal de mesoescala en la sección superior. E) Intercalación de niveles arenosos y pelíticos de la parte superior de la secuencia.

3.6. CONTENIDO FOSILÍFERO

A continuación, se describe la fauna fosilífera recolectada del perfil sedimentario levantado en el arroyo Fiero. El análisis y descripción de las muestras fue realizado en el Departamento de Paleontología de Invertebrados (Facultad de Ciencias Naturales y Museo – Universidad Nacional de La Plata) y estuvo a cargo de la Dra. Susana E. Damborenea y el Dr. Miguel O. Maceñido.

El material examinado del perfil arroyo Fiero (34°36'S y 70°08'W) comprende los siguientes taxones de invertebrados marinos:

- *Weyla alata* (von Buch).
- *Antiquilima cf. succincta* (Schlotheim)
- *Plagiostoma* sp.
- *Pseudomelania* sp.
- *Procerithium* sp.
- *Scleractinia* indet. (coral solitario discoidal)
- *Callospiriferina cf. tumida* (von Buch)
- *Exceptothyris?* sp.

3.6.1. Paleoecología

Se trata de una asociación de invertebrados bentónicos de ambientes marinos sublitorales de salinidad normal, comprendiendo especies de moluscos bivalvos y gastrópodos, braquiópodos y corales. Las especies registradas tuvieron una forma de vida bentónica epifaunal. Todas ellas han tenido una muy amplia distribución geográfica en la Cuenca Neuquina, y se asemejan a las asociaciones de varias localidades cercanas del sur mendocino, como Puesto Araya (al este del Cerro Sosneado, en el valle del río Atuel), Paso del Portezuelo Ancho en la región de Las Leñas, o Cerro Puchenque y Arroyos Serrucho/Las Overas al Oeste de Malargüe (Damborenea y Maceñido, comunicación escrita, abril 2022).

3.6.2. Edad

Los taxones presentes y su distribución geográfica y estratigráfica han sido revisados recientemente por Damborenea (1987), Riccardi *et al.* (1990), Manceñido (1990), Ferrari (2009), Echevarría *et al.* (2017). Los bivalvos encontrados son comunes en las Zonas de Asociación de *Radulonectites sosneadoensis* y de *Posidonotis cancellata*, y los braquiópodos en la Zona de Asociación de *Rhynchonelloidea cuyana* y parte superior de la de *R. burckhardti* (Damborenea y Maceñido, comunicación escrita, abril 2022). Estas unidades bioestratigráficas se corresponden con las Biozonas de amonites de edad Pliensbachiana tardía (Biozonas de *F. fannini* - *F. disciforme*) a Toarciana temprana (Biozona estándar de *Tenuicostatum* y parte basal de Biozona de *D. hoelderi*) en la Cuenca Neuquina (Riccardi *et al.* 2011, tabla 1).

Por otra parte, los braquiópodos *Spiriferininae* y al menos uno de los géneros de bivalvos registrados en las nacientes del Atuel (*Weyla*) se extinguieron en coincidencia con el TOAE (“Early Toarcian Oceanic Anoxic Event”, o “Jenkyns Event”), uno de los eventos de perturbación ambiental más significativos del Mesozoico (Damborenea y Maceñido, comunicación escrita, abril 2022). Por ello, la antigüedad de los depósitos portadores es con certeza anterior a ese evento mundial, que fuera también reconocido en la Cuenca Neuquina (Al-Suwaidi *et al.* 2016).

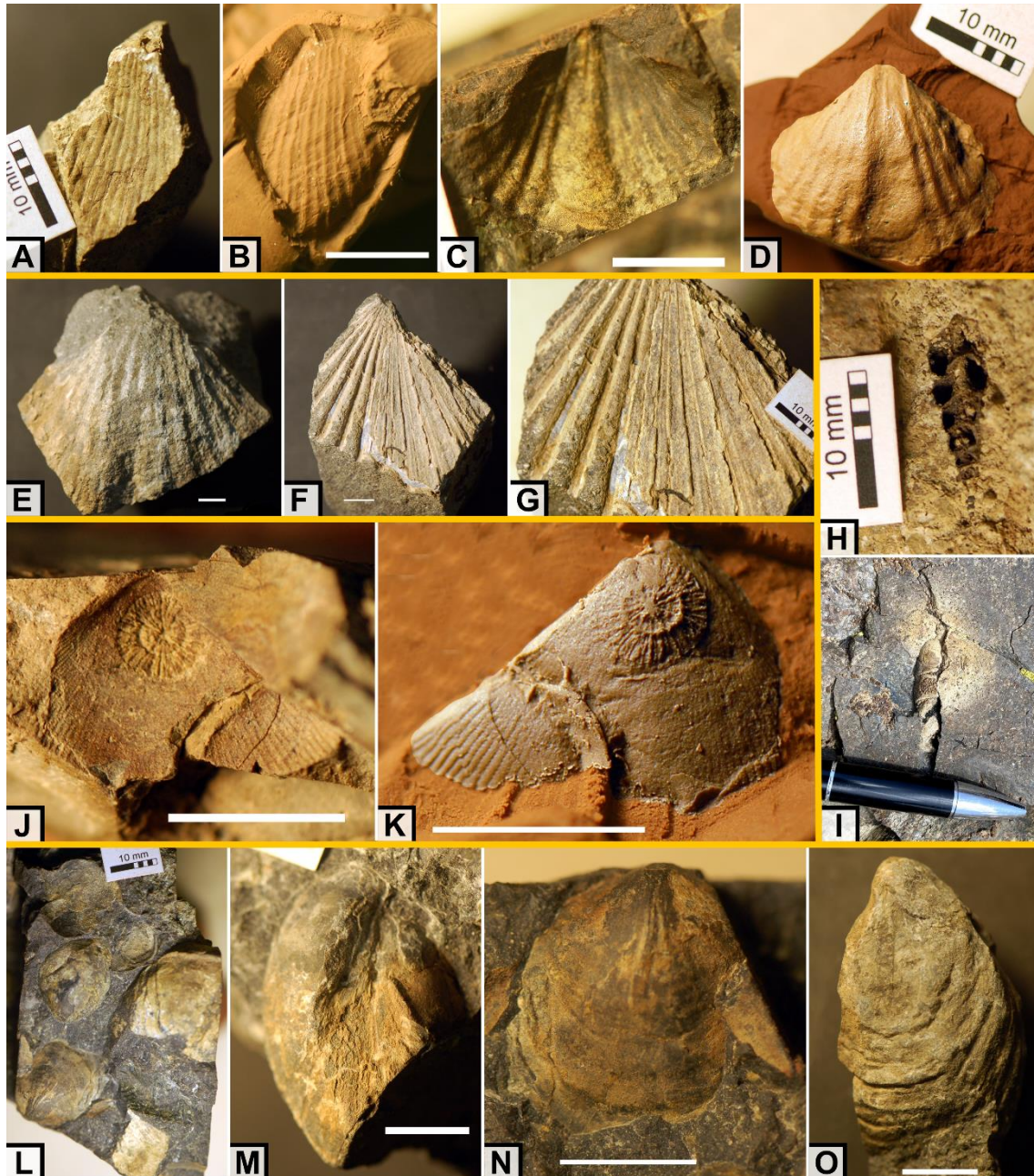


Figura 3.15. Contenido fosilífero de las unidades jurásicas aflorantes en el arroyo Fiero. A) *Antiquilima* cf. *succincta* (Schlotheim). B) Molde *Antiquilima* cf. *succincta* (Schlotheim). C) *Callospiriferina* cf. *tumida* (von Buch). D) Molde *Callospiriferina* cf. *tumida* (von Buch). E-G) *Weyla Alata* (von Buch). H) *Procerithium* sp. I) *Pseudomelania* sp. J) *Plagiostoma* - *Scleractina*. K) Molde *Plagiostoma* - *Scleractina*. L) *Exceptothyris* sp. Grupo. M) *Exceptothyris* sp. Lateral. N-O) *Exceptothyris* sp. Ventral. Escala línea blanca 10 mm.

3.7. ANÁLISIS GEOCRONOLÓGICOS: EDADES U-PB EN CIRCÓN

Se obtuvieron dos muestras del perfil sedimentario analizado en el arroyo Fiero para realizar estudios geocronológicos mediante el método U-Pb en circón. La muestra FT-PF-3 fue obtenida de un nivel volcánico ubicado en la sección media del perfil. La muestra PARF-1 se tomó de un nivel de tobas retrabajadas, localizado hacia la parte superior del perfil analizado.

La muestra FT-PF-3 posee setenta y dos edades concordantes. El patrón de edades muestra un arreglo unimodal, con un pico Jurásico de *ca.* 186 Ma formado por un rango de edades entre *ca.* 200 y 175 Ma (Fig. 3.16 D). A su vez se observan dos circones aislados con edades de *ca.* 323 y 708 Ma, que podrían ser heredados de la cámara magmática. Se calculó una edad “Tuff Zircon Age” (Ludwig 1999) a partir de diecinueve circones jóvenes que se solapan en su error 2σ (Fig. 3.16 E), el resultado arrojó una edad de $186,05 +1,34/-1,11$ Ma, que puede ser entendida como la edad de cristalización de la roca.

La muestra PARF-1 presenta veinticuatro edades concordantes. El patrón de edades muestra una distribución unimodal, con un pico en *ca.* 182 Ma compuesto por edades entre *ca.* 198 y 173 Ma. La muestra posee circones con edades aisladas de *ca.* 150 Ma (descartada como posible edad de depositación por no ser estratigráficamente válida) y *ca.* 251 Ma. Se calculó la edad del depósito mediante dos métodos estadísticos que son brindados en el software *ISOPLOT*, el primero consiste en una edad “Tuff Zircon Age” (Ludwig 1999) que dio un valor de $182,64 +3,08/-3,93$ Ma (Fig. 3.16 B); el segundo método consiste en una edad media ponderada (Fig. 3.16 C), que dio un valor de $181,3 \pm 2$ Ma. Teniendo en cuenta los resultados obtenidos, la edad cristalización de la toba se puede estimar en ~ 182 Ma.

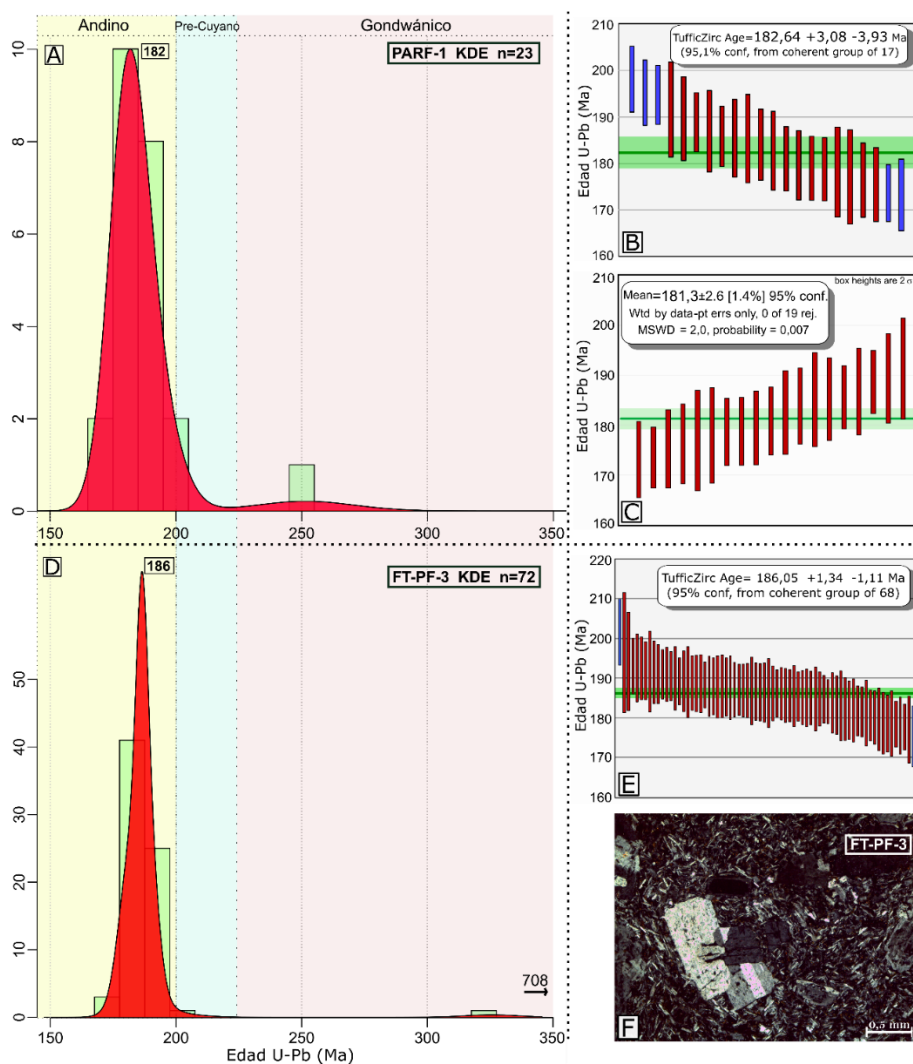


Figura 3.16. Edades U-Pb en circón de las muestras recolectadas en el perfil del arroyo Fiero. A) Diagrama de frecuencia relativa y KDE para la muestra PARF-1. B) Edad

calculada mediante el método “Tuff Zircon Age” de ISOPLOT (Ludwing) para la muestra PARF-1. C) Edad calculada para la muestra PARF-1 mediante una media ponderada de los 19 circones jóvenes que se solapan en su error 2σ . D) Diagrama de frecuencia relativa y KDE para la muestra FT-PF-3. E) Edad calculada mediante el método “Tuff Zircon Age” de ISOPLOT (Ludwing) para la muestra FT-PF-3. F) Corte petrográfico de la muestra FT-PF-3. Andesita porfírica con fenocristales de plagioclasa inmersos en una pasta de textura intersertal compuesta por plagioclasas y en menor medida piroxenos, opacos y vidrio intersticial.

3.8. CORRELACIONES Y CONTEXTO TECTONO-SEDIMENTARIO

Los análisis sedimentarios, bioestratigráficos y geocronológicos realizados en las secuencias del Grupo Cuyo aflorantes en el depocentro Alto Atuel, permitieron reconocer unidades sedimentarias que difieren litológicamente con las expuestas en el depocentro Atuel ubicado inmediatamente hacia el este. Sin embargo, el contenido fosilífero y las edades U-Pb en circón obtenidas para distintos niveles del depósito, permiten realizar correlaciones temporales entre las unidades presentes en ambos depocentros y en otro depocentros de la Cuenca Neuquina.

En cuanto a la litología, se pudo observar que las secuencias presentes en el depocentro Alto Atuel presentan un importante aporte de material volcánico. La presencia de niveles lávicos, piroclásticos, y el carácter volcanoclástico de los depósitos sedimentarios indican una conexión directa y proximal con el arco magmático jurásico. Estas características litológicas no han sido reconocidas en el depocentro Atuel, por lo que se infiere que los depocentros se encontraban desconectados durante sus estadios iniciales y que el arco magmático se encontraba hacia el oeste del depocentro Alto Atuel (Fig. 3.17).

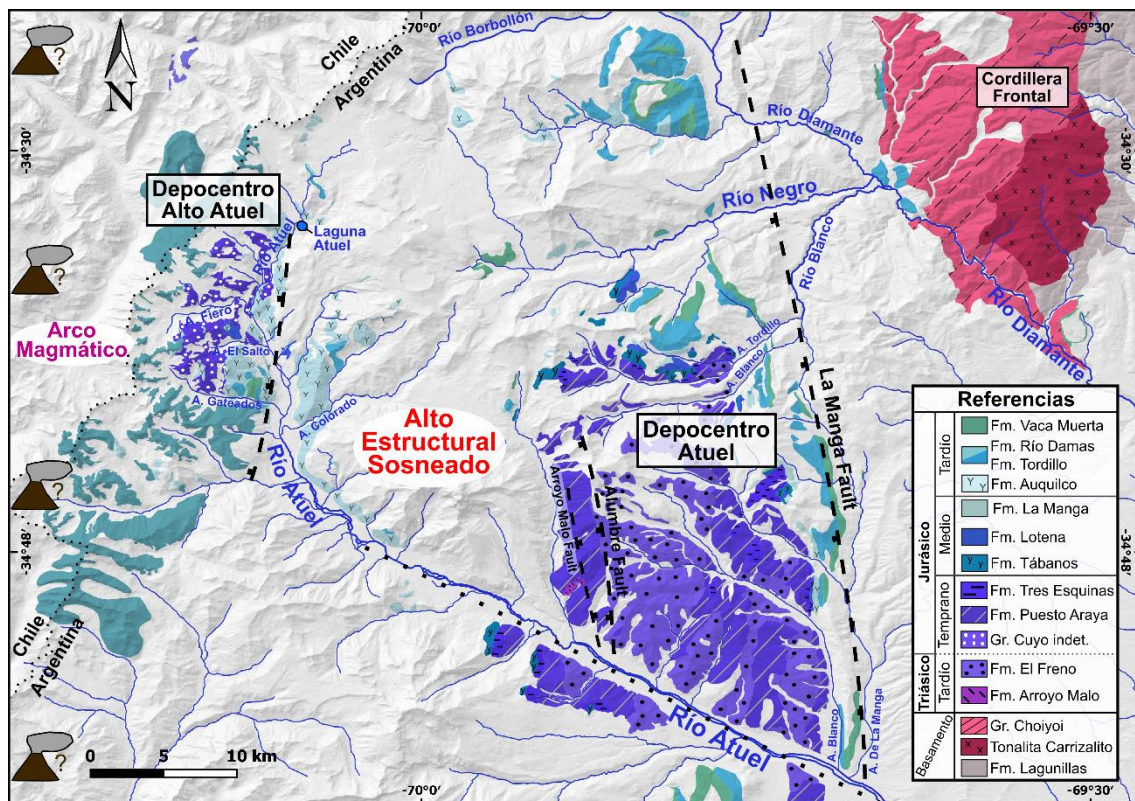


Figura 3.17. Mapa de afloramientos de rocas pre-jurásicas y Jurásicas de la zona de estudio. Se delimitan los depocentros Atuel (según Bechis *et al.* 2010) y Alto Atuel.

Se indica la posición aproximada del arco magmático, la presencia del alto estructural entre ambos depocentros y las principales estructuras extensionales.

Los fósiles presentes en el perfil del arroyo Fiero permitieron acotar en primera instancia la edad del depósito al Pleinbachiano tardío-Toarciano temprano (Damborenea y Maceñido, comunicación escrita, abril 2022). El contenido fosilífero es comparable con el presente en los depósitos marinos de la Formación Puesto Araya del depocentro Atuel y unidades equivalentes de la Cuenca Neuquina, e indican un ambiente de sedimentación marino sublitoral.

Las edades U-Pb en circón obtenidas para dos niveles del perfil del arroyo Fiero son coherentes con las edades bioestratigráficas propuestas. Se obtuvo una muestra de un nivel lávico ubicado en la parte media del perfil, que posee una edad de cristalización de 186,05 +1,34/-1,11 Ma (Pleinsbachiano). La edad obtenida es equivalente a las edades estimadas para la Formación Puesto Araya del depocentro Atuel y La Valenciana y para la Caliza Chachil presente hacia el sur en la Cordillera del Viento y el depocentro Chachil (Fig. 3.18). Por otro lado, se dató una toba de la sección superior del perfil analizado, de la cual se obtuvo una edad de cristalización de ca. 182 Ma. Esta edad permite correlacionar esta sección del perfil, dominada por intercalación de pelitas negras, bancos calcáreos y tobas retrabajadas, con la Formación Tres Esquinas presente en el sector sur mendocino de la Cuenca Neuquina y con la Formación Los Molles del norte neuquino (Fig. 3.18).

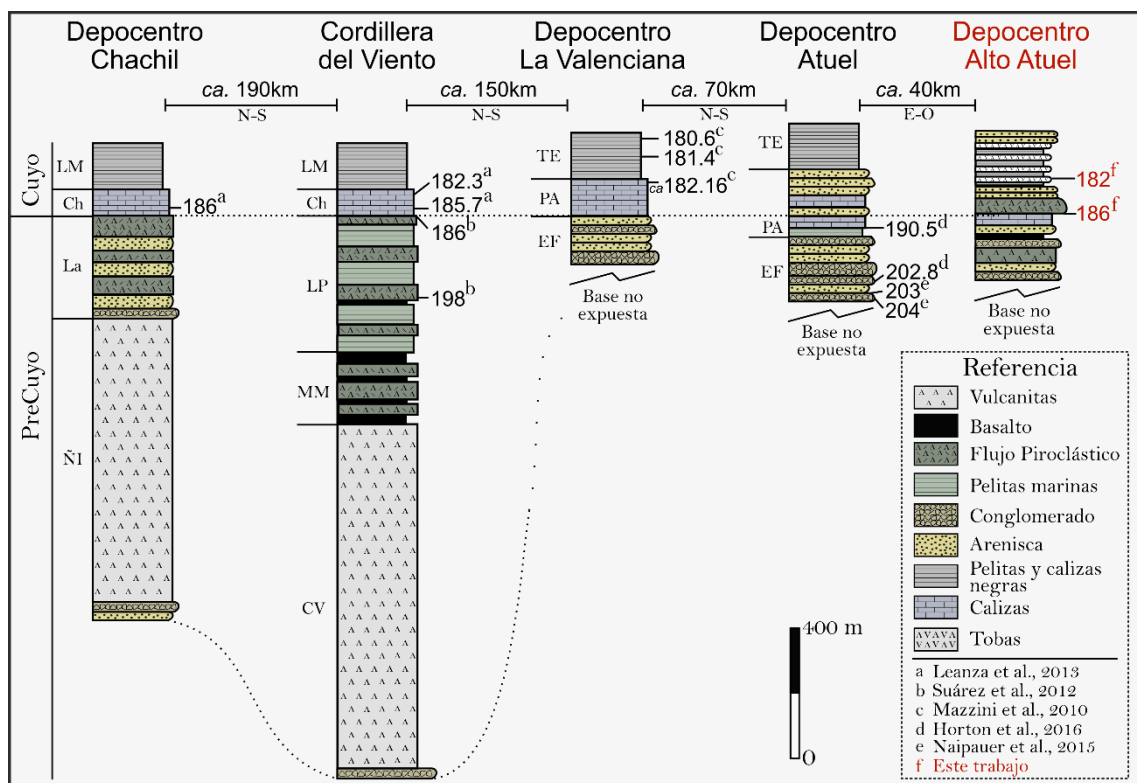


Figura 3.18. Secciones estratigráficas y correlación de los primeros rellenos de los depocentros del sector norte de la Cuenca Neuquina. Edades publicadas ver referencias. Modificado de Leanza *et al.* (2013). Abreviaturas: Ñi, Fm. Ñireco; La, Fm. Lapa; Ch, Caliza Chachil; LM, Fm. Los Molles; CV, Fm. Cordillera del Viento; MM, Fm. Milla Michicó; LP, Fm. La Primavera; EF, Fm. El Freno; PA, Fm. Puesto Araya; TE, Fm. Tres Esquinas.

Las secciones basales analizadas en el perfil no han podido ser datadas, pero su litología indicaría un ambiente de depositación continental fluvial con aporte piroclástico que recuerda a las secuencias de la Formación Remoredo presentes más al sur en la cuenca, evidenciando un estadio incipiente del depocentro, previo a las ingresiones marinas.

Las edades obtenidas de las unidades asignables al Grupo Cuyo, indican en primera instancia que al menos la depositación de la sección media del perfil habría ocurrido durante un periodo de enfriamiento térmico de la Cuenca Neuquina, que habría comenzado hace unos ~186 Ma según Leanza *et al.* (2013) (Fig. 3.18) o hace ~190 Ma en base a Fennell *et al.* (2020b) (Fig. 3.19). Sin embargo, el reconocimiento de estructuras extensionales de mesoescala controlando la sedimentación en la sección media del depósito podrían indicar una continuidad de la sedimentación de sinrift durante el Pliensbachiano, en concordancia con lo observado por Bechis *et al.* (2020) en el depocentro Atuel. En este escenario, sería la depositación de la sección superior, asignada al Toarciano, la que estaría relacionada al comienzo del enfriamiento térmico en este sector de la cuenca.

Un rasgo interesante, es que el perfil analizado en el arroyo Fiero posiblemente registra el límite Pleinsbachiano - Toarciano, el cual es objeto de debate por la comunidad científica, y fue recientemente establecido en ~183.73 +0.35/-0.50 Ma en el depocentro Chacay Melehue de la Cuenca Neuquina (Al-Suwaidi *et al.* 2022). Por otro lado, es probable que el evento de anoxia oceánica del Toarciano (TOAE - Toarcian Oceanic Anoxic Event) el cual habría iniciado hace unos ~182,7 Ma (Al-Suwaidi *et al.* 2022), se encuentre reflejado en las secciones superiores del perfil, en las intercalaciones entre pelitas negras, carbonatos y tobas, que poseen una edad de *ca.* 182 Ma (ver sección 3.7). Este evento, generó una extinción masiva de fauna marina que, en el caso de la Cuenca Neuquina, se ve reflejado en la extinción de los braquiópodos Spiriferininae y al menos uno de los géneros de bivalvos registrados en las nacientes del Atuel (Weyla).

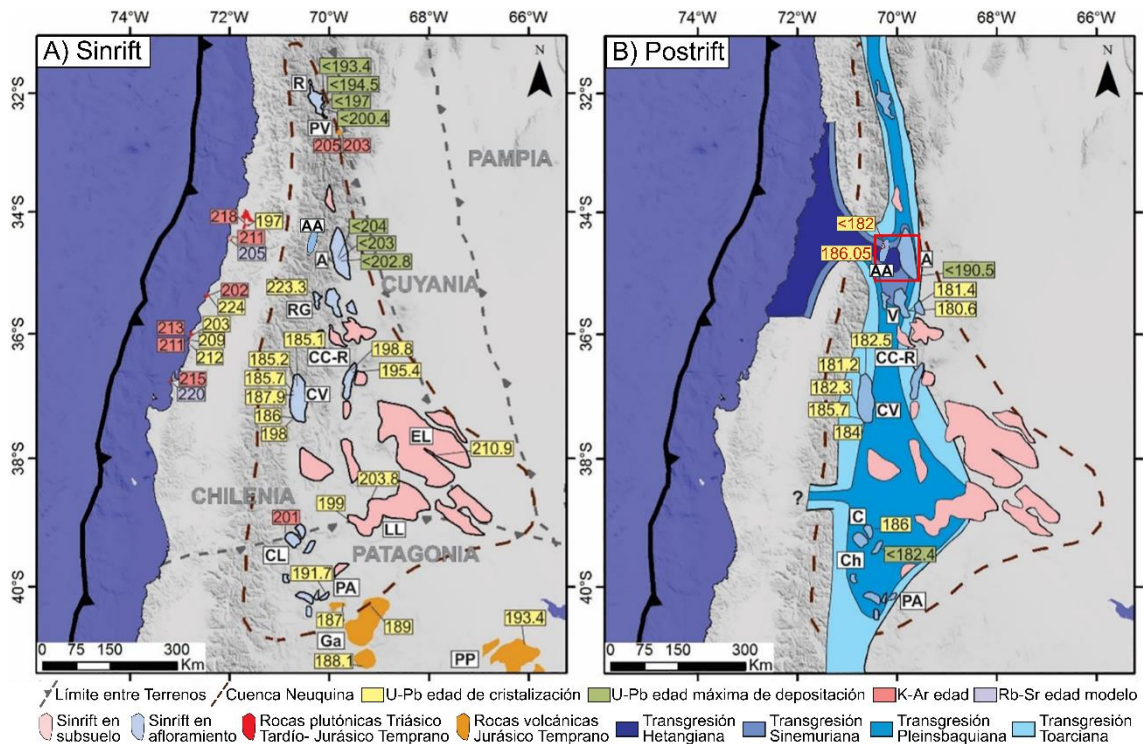


Figura 3.19. A) Edades radiométricas del ciclo Precuyano y unidades volcánicas coetáneas (ver referencias en Fennell *et al.* 2020b). B) Transgresiones marinas del Jurásico Temprano (basado en Vicente, 2005a) y edades radiométricas de los primeros depósitos marinos de la cuenca coetáneas (ver referencias en Fennell *et al.* 2020b). Depocentros R: La Ramada; PV: Paramillo de las Vacas; NN-YM; Nives Negras y Yeguas Muertas; A: Atuel; AA; Alto Atuel; RG: Río Grande; V: La Valenciana; M: Malargüe; P: Palaoco; SA: Sierra Azul; CV: Cordillera del Viento; CC-R: Cara Cura – Reyes; AP: Altiplanicie de Payún; PT: Pampa Tril; CM: Cerro Mocho; CH: Chihuidos; EM: Entre Lomas; LL: Loma la Lata; EV: Estancia Vieja; CL: Catán Lil; C: Chachil; Ch: Chacaico; CMu: China Muerta; S: Sañico; PA: Piedra del Águila; CP: Corral de Piedra; PP: Piedra Pintada. Figura modificada de Fennell *et al.* (2020b). Para más referencias ver trabajo citado.

3.9. EVOLUCIÓN TECTÓNICA TRIÁSICO TARDÍO - CRETÁCICO TEMPRANO

3.9.1. Estadio de rift temprano

El primer estadio del modelo evolutivo muestra, en estas latitudes, el inicio de extensión de la Cuenca Neuquina, con el desarrollo del depocentro Atuel hacia fines del Triásico (Legarreta y Uliana 1991; Giambiagi *et al.* 2009b). El relleno inicial del depocentro está representado por depósitos marinos marginales del Rhaetiano que fueron asignados a la Formación Arroyo Malo (Riccardi y Iglesia Llanos 1999). Esta unidad, permitió inferir la presencia del estrecho Curepto-Atuel por el cual se produjo la primera ingresión marina desde el Paleo-océano Pacífico hacia el interior de la cuenca (Vicente 2005b). Hacia el este, en el límite oriental del depocentro Atuel se desarrollaba una sedimentación epiclástica de ambiente fluvial, que posee edades máximas de depositación de *ca.* 204 - 202 Ma (Naipauer *et al.* 2015; Horton *et al.* 2016) y fue asignada a la Formación El Freno (Fig. 3.20).

Mientras tanto, hacia el oeste, comenzaba a formarse el depocentro Alto Atuel, en una posición cercana al arco magmático. Si bien no fue posible datar las unidades basales de este sector, litológicamente estas secuencias son correlacionables con la Formación Remoredo, por lo que se puede estimar que las mismas se habrían depositado durante el Jurásico Temprano, sincrónicamente al desarrollo de estructuras extensionales (Fig. 3.21 A).

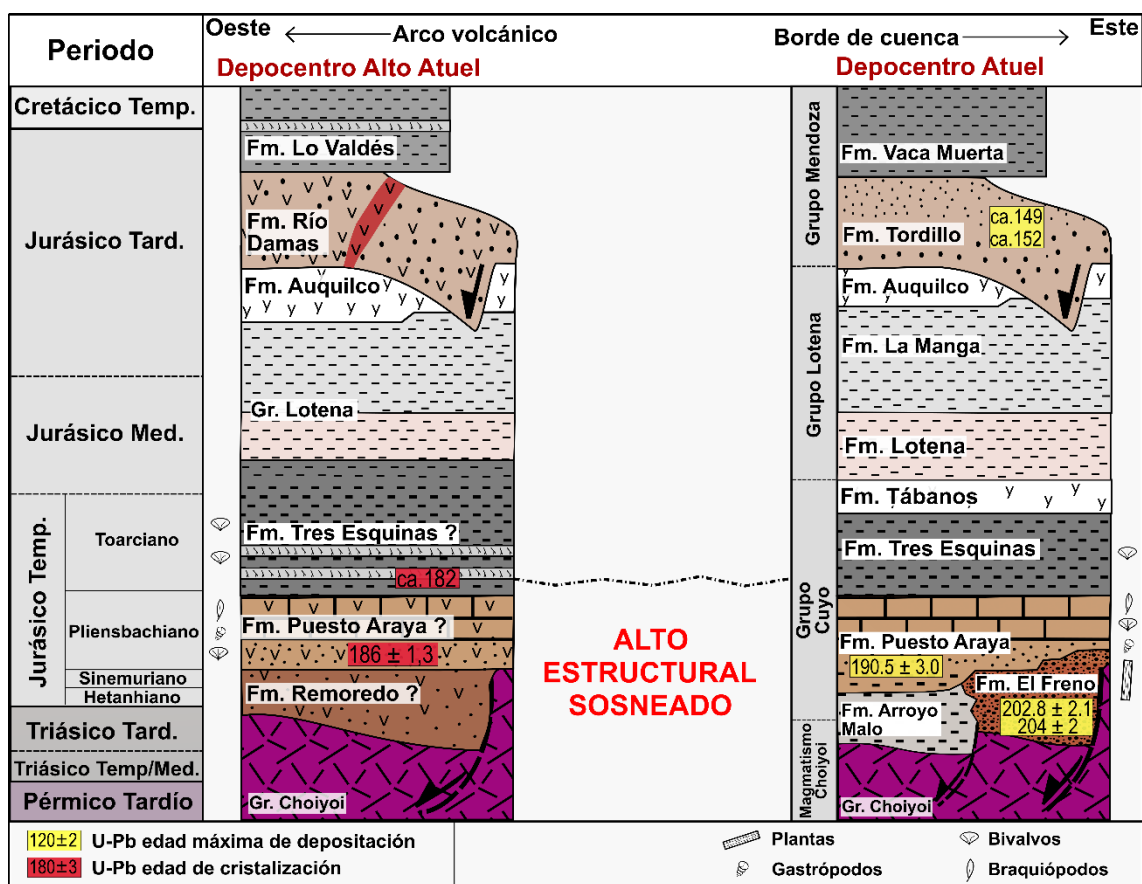


Figura 3.20. Cuadro estratigráfico comparativo entre el depocentro Alto Atuel y el depocentro Atuel entre el Pérmico Tardío y el Cretácico Temprano. Las edades pertenecen a Horton *et al.* (2016), Naipauer *et al.* (2015) y a esta tesis.

3.9.2. Estadio de rift tardío y postrift

Durante el Pliensbachiano y el Toarciense se produjo la transición desde un sistema de rift a un estadio de la cuenca dominado por subsidencia térmica. En el depocentro Atuel, la sedimentación en el sector oriental del depocentro continuaba estando dominada por depósitos fluviales, mientras que, hacia el oeste, en un sector más profundo del depocentro, progradaban continuamente la sedimentación marina, en esta etapa representada por la sección basal de la Formación Puesto Araya. Luego la sedimentación marina alcanzó el sector oriental del depocentro, primero representado por facies marinas marginales con edades máximas de depositación de *ca.* 190,5 Ma (Horton *et al.* 2016) y posteriormente hacia el Toarciense, por sedimentos pelíticos de ambiente más profundo de la Formación Tres Esquinas (Lanés *et al.* 2008; Tunik *et al.* 2008; Bechis *et al.* 2010,2020).

En el sector del depocentro Alto Atuel, se registra la sedimentación marina asociada a la transgresión marina pliensbachiana. En particular, en este depocentro la sedimentación marina coexistía con un importante aporte de material volcánico y piroclástico provenientes del arco magmático. Un nivel lávico datado entre depósitos marinos marginales arrojó una edad de cristalización de 186,05 +1,34/-1,11 Ma, mientras que los fósiles marinos presentes en esta secuencia indican una edad pliensbachiana tardía (ver secciones 3.6 y 3.7). La edad obtenida y los fósiles presentes en la secuencia permiten correlacionar temporalmente esta sección con la Formación Puesto Araya.

La sedimentación presente en el depocentro Alto Atuel muestra un cambio de facies hacia una secuencia dominada por pelitas negras, tobas y bancos calcáreos que intercalan rítmicamente. Un nivel tobáceo fue datado mediante U-Pb en circón y arrojó una edad máxima de depositación de *ca.* 182 Ma, que permite correlacionar la sección superior del depósito con la Formación Tres Esquinas presente en el depocentro Atuel.

Las diferencias litológicas entre ambos depocentros, en particular el alto contenido de material volcanoclástico presente en el depocentro Alto Atuel, permiten inferir que los depocentros se encontraban aislados por un alto estructural (alto estructural Sosneado) en sus estadios iniciales de evolución (Fig. 3.20). Fue recién hacia el Toarciense, con el aumento de la subsidencia térmica en la cuenca, que la transgresión marina permitió que ambos depocentros lograran conectarse en su totalidad (Fig. 3.21 B). Se encuentra registro de un comienzo de aporte de material volcánico al depocentro Atuel para las areniscas de la Formación Tres Esquinas según análisis petrográficos realizados por Tunik et al. (2008), que evidenciaría la conexión del depocentro Atuel con el depocentro Alto Atuel y la región del arco magmático.

El registro sedimentario asignable al Jurásico Medio en la región del depocentro Alto Atuel es escaso, y sólo se pudo reconocer con seguridad la Formación Auquilco del Grupo Lotena. En el sector del río Atuel, en las cercanías a la mina de azufre abandonada, afloran secuencias marinas epiclásticas y carbonáticas asignables al Grupo Lotena (Fig. 3.4). Las secuencias que subyacen a la Formación Auquilco en el arroyo El Salto han sido asignadas al Grupo Lotena debido a su relación estratigráfica y diferencias litológicas con las unidades descriptas del Grupo Cuyo, pero no se tiene certezas de su edad debido al escaso contenido fosilífero hallado (Fig. 3.4).

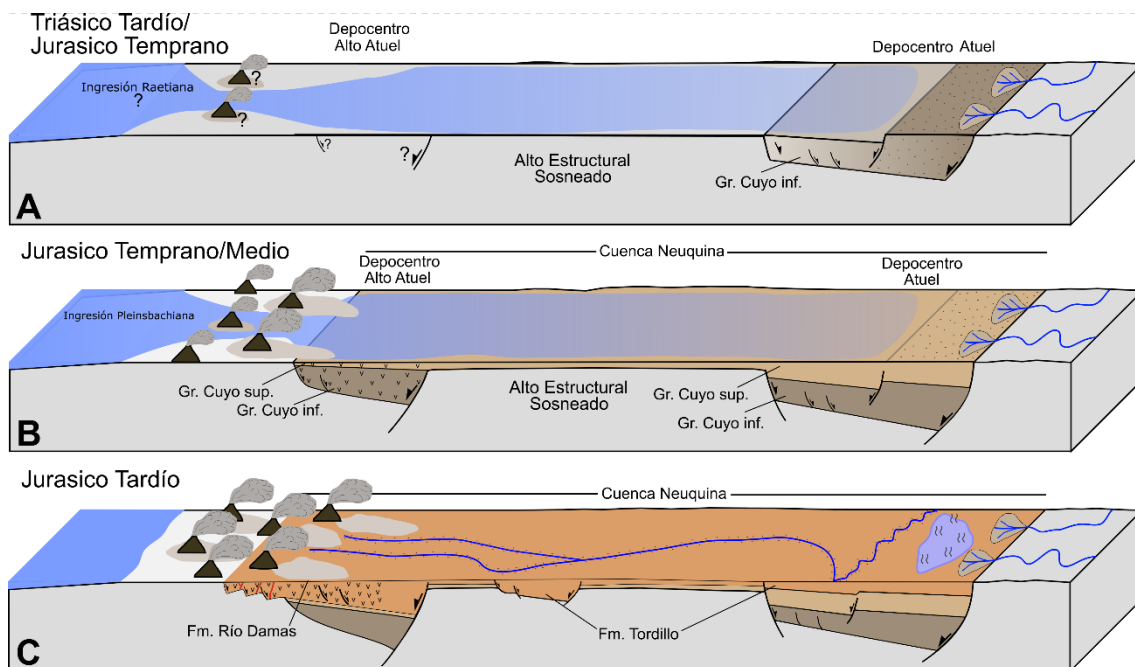


Figura 3.21. Modelo evolutivo del área de estudio durante el Triásico Tardío – Jurásico Tardío. A) Comienza periodo de extensión que dio lugar a la formación del depocentro Atuel y que comenzaría a generar el depocentro Alto Atuel. Registros de depositación marina en el sector occidental del depocentro Atuel. B) Se registra sedimentación marina en ambos depocentros. Subsidencia comienza a estar dominada por enfriamiento térmico. El depocentro Alto Atuel registra importante aporte desde el arco volcánico.

C) Nuevo pulso extensional en la Cuenca Neuquina. Evidencia de sedimentación sin-extensional en la región del depocentro Alto Atuel durante la depositación de las formaciones Río Damas y Lo Valdés. Basado en Martos *et al.* (2020).

3.9.3. Estadio de extensión de retroarco

Este estadio representa un nuevo pulso extensional ocurrido en la cuenca hacia fines del Jurásico. Las estructuras extensivas y la sedimentación sintectónica asociada, puede observarse en la región del depocentro Alto Atuel (Figs. 3.20 y 3.21 C). En esta región, se encuentran estructuras de orientación N-S controlando la sedimentación de depósitos volcanoclásticos de la Formación Río Damas y la Formación Lo Valdes. La presencia de un pulso extensional durante el Jurásico Tardío también tiene registro en el sector occidental de la faja plegada y corrida del Aconcagua donde Mardones *et al.* (2021) describen estratos de crecimiento asociado a estructuras extensionales en la Formación Río Damas.

La presencia de enjambres de diques y de lavas en la Formación Río Damas permiten inferir que el arco magmático llegó a ocupar la posición del depocentro Alto Atuel durante el Jurásico Tardío. La presencia de magmatismo coetáneo en la Cordillera de la Costa, permiten inferir que se trataba de un arco magmático extendido, tal como proponen Junkin y Gans (2019) para los 35,15°S.

Hacia el antepaís, el registro de este pulso extensional quedó registrado en la sedimentación epiclástica de la Formación Tordillo (Fig. 3.20). El origen sinextensional de esta unidad se basa en los importantes cambios laterales de espesor, la presencia de estructuras extensionales de mesoescala controlando los depósitos y los cambios de procedencia y área fuente de sedimentos (Mescua *et al.* 2008, 2020a; Acevedo *et al.* 2020a).

3.10. CONSIDERACIONES FINALES

El depocentro Alto Atuel se habría generado durante la extensión triásica tardía/jurásica temprana en una posición occidental de la Cuenca Neuquina. Si bien no se tiene un control geocronológico de las secuencias basales, su composición litológica permite correlacionarla con la Formación Remoredo del Jurásico Temprano. El importante aporte de material volcánico, piroclástico y la sedimentación de carácter volcanoclástica indican que el arco magmático jurásico se encontraba activo y en una posición cercana al depocentro Alto Atuel. A su vez, la presencia de sedimentación marina pudo ser acotada al Pliensbachiano por el contenido fosilífero. Las dos edades U-Pb en circón en distintas posiciones dentro de la secuencia permitieron reconocer el pasaje entre el Pliensbachiano y el Toarciano. La primera edad se localiza en niveles lávicos de la sección media del perfil analizado y posee una edad de cristalización de 186,05 +1,34/-1,11 Ma (Pliensbachiano), mientras que el segundo nivel datado corresponde a una toba que arrojó una edad de cristalización de *ca.* 182 Ma (Toarciano).

El contenido fosilífero presente, las edades U-Pb obtenidas en material volcánico y los cambios litológicos observados en las secuencias del depocentro Alto Atuel, permiten determinar con seguridad la presencia de al menos dos unidades. Las unidades pueden correlacionarse temporalmente con las formaciones Puesto Araya y Tres Esquinas del depocentro Atuel. Sin embargo, el carácter volcanoclástico de las unidades presentes en el depocentro Alto Atuel difieren de lo descrito para las unidades epiclásticas del depocentro Atuel, indicando que los depocentros evolucionaron de forma aislada al menos durante sus primeros estadios de evolución. Estudios

estratigráficos de detalle y una redefinición de las unidades presentes en el depocentro Alto Atuel serían necesarias para un mayor entendimiento de la evolución del depocentro.

El registro durante el Jurásico Medio en la región del depocentro Alto Atuel pareciera ser escaso, y sólo se pudo reconocer con seguridad la Formación Auquilco del Grupo Lotena. Las secuencias que subyacen a la Formación Auquilco en el arroyo el Salto han sido asignadas al Grupo Lotena debido a su relación estratigráfica y diferencias litológicas con las unidades descriptas del Grupo Cuyo, pero no se tiene certezas de su edad debido al escaso contenido fosilífero hallado.

Durante el Jurásico Tardío un nuevo pulso extensional tuvo lugar en la cuenca y tiene registro en la región del depocentro Alto Atuel, donde se encontraron evidencias de depositación sinextensional en la Formación Río Damas y en la Formación Lo Valdés. El reconocimiento de estructuras extensionales del Jurásico Tardío con orientaciones N-S en este sector evidencia una posible reactivación de fallas asociadas al rifting del Jurásico Temprano.

4. DEFORMACIÓN CRETÁCICA TARDÍA EN LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE MALARGÜE A LOS 34°30'S: ANÁLISIS DE LA PRIMERA CUENCA DE ANTEPAÍS ANDINA

4.1. INTRODUCCIÓN

Las cuencas de antepaís se desarrollan como consecuencia de la formación de un orógeno en una placa continental (DeCelles y Giles 1996). Estas cuencas suelen localizarse entre el área orogénica y la región cratónica del continente y son el resultado de la subsidencia flexural provocada por el peso del orógeno. En las cuencas de antepaís se pueden diferenciar una serie de depozonas que poseen regímenes de sedimentación particulares y que se encuentran muy bien representadas en el caso de desarrollarse en una corteza sin debilidades previas (DeCelles 2012). En particular, el relleno sinorogénico de estas cuencas resulta de interés a la hora de intentar constreñir distintos pulsos de estructuración del orógeno y áreas fuente de sedimentos (Giambiagi *et al.* 2001; DeCelles *et al.* 2011; Suriano *et al.* 2017; Fennell *et al.* 2020a). A su vez, el reconocimiento de las distintas depozonas dentro de un depósito sinorogénico antiguo permite inferir la posición del frente de deformación del orógeno en distintos estadios de su evolución (DeCelles y Giles 1996; Fennell *et al.* 2017a; Suriano *et al.* 2017).

En el caso de los Andes Centrales del Sur, el primer pulso de estructuración del orógeno se estima que ocurrió durante el Cretácico Tardío (Schiller 1912; Vicente 1972; Vicente *et al.* 1972) como respuesta a un aumento de la convergencia en la zona de subducción generado por la apertura del océano Atlántico, que provocó una aceleración hacia el oeste de la placa Sudamericana (Somoza y Zaffarana 2008). El primer relleno sinorogénico relacionado al incipiente orógeno andino se depositó sobre una antigua cuenca extensional de retroarco, la Cuenca Neuquina, que en este periodo comenzaría a estar dominada por subsidencia flexural (Cobbold y Rossello 2003; Tunik *et al.* 2010).

En este capítulo nos focalizamos en el estudio de la Formación Diamante y su equivalente el Grupo Neuquén (Yrigoyen 1979). Estas unidades están representadas por típicos sedimentos continentales rojos compuestos por areniscas, fangolitas y conglomerados subordinados, cuyo ambiente de sedimentación es atribuido a la actividad de sistemas fluviales meandrosos y anastomosados (Borghi *et al.* 2019; Gómez *et al.* 2019). Tunik *et al.* (2010), realizaron el primer estudio con edades U-Pb en circones detríticos del Grupo Neuquén y obtuvieron una edad máxima de sedimentación a los *ca.* 100 Ma (Cenomaniano). El ambiente tectónico de sedimentación del Grupo Neuquén fue interpretado como sinorogénico, debido al cambio en el patrón de edades respecto a las unidades del Grupo Rayoso infrayacentes (Tunik *et al.* 2010). Estos autores además establecen el frente orogénico cretácico en la parte oriental de la faja plegada y corrida del Agrio (Fig. 4.1). Fennell *et al.* (2017a), analizaron en detalle los depósitos del Cretácico Tardío en el sur de la faja plegada corrida de Malargüe, describen las primeras discordancias progresivas en el Grupo Neuquén y presentan nuevas edades U-Pb en circones detríticos que permiten continuar el frente orogénico cretácico hacia norte, hasta el anticlinal de Malargüe. Por la presencia de estratos de crecimiento en el Grupo Neuquén ubican el frente orogénico en una posición más oriental que Tunik *et al.* (2010) (Fig. 4.1).

Por otro lado, Mescua *et al.* (2013) analizaron la estructura y los afloramientos más occidentales del Grupo Neuquén a los 35° S, concluyen que corresponde a una sedimentación acumulada en el tope de cuña de una cuenca de antepaís. Sin embargo, relacionan el frente orogénico cretácico con la falla Río del Cobre, una estructura de inversión tectónica jurásica, ubicada unos 50 Km más hacia el oeste que el frente orogénico definido por Tunik *et al.* (2010) (Fig. 4.1). Además, continúan hacia el norte el frente de deformación cretácico hasta los 33° S por la descripción de estratos sinorogénicos en el Río Plomo (Fig. 4.1) (Orts y Ramos 2006). Recientemente, Fennell *et al.* (2022) describen la presencia de un pulso de estructuración cretácica en el sector del río Cuevas 33° S. Cabe destacar que entre los 35° y 33° LS son escasos los trabajos de detalle que analicen la posibilidad de una estructuración cretácica y la presencia de estructuras sinorogénicas relacionadas con la Formación Diamante. Sin embargo, se cuenta con trabajos sedimentológicos y geocronológicos en la Formación Diamante en las cercanías del río Diamante, que indican un origen sinorogénico de esta unidad en las latitudes de la zona de estudio.

Es importante mencionar que trabajos previos atribuyen la estructuración del área de estudio a una fase de deformación miocena (Giambiagi *et al.* 2008b; Turienzo *et al.* 2012; Fuentes *et al.* 2016). Algunos de estos trabajos mencionan la existencia de un período contraccional previo durante el Cretácico, pero limitan la importancia de esta etapa en la construcción del orógeno Andino.

Los objetivos específicos del presente capítulo consisten en caracterizar las fases de levantamiento del norte de la faja plegada y corrida de Malargüe, entre el río Atuel y el río Diamante, integrando datos estructurales, descripciones sedimentológicas y dataciones U-Pb en circones detríticos. Para ello se llevaron a cabo tareas de campo que incluyeron la caracterización de las principales estructuras de la región y el reconocimiento y descripción de las unidades sinorogénicas cretácicas. En este sentido, se buscaron discordancias internas y entre unidades, posibles estratos de crecimiento y geometrías de *onlap* de estratos en relación con estructuras contraccionales. Para constreñir las edades y etapas de deformación en la zona de estudio, se realizaron análisis geocronológicos (edades U-Pb en circones) en las unidades sinorogénicas como en las rocas sedimentarias previas. Estos resultados servirán como marco de referencia integrándolos con estudios realizados previamente en la zona de estudio (Gómez *et al.* 2019, 2021) y en el sur de la faja plegada y corrida de Malargüe y en la del Agrio (Tunik *et al.* 2010; Balgord y Carrapa 2016; Fennell *et al.* 2017a; Borghi *et al.* 2019). El objetivo general del análisis regional fue evaluar los tiempos de exhumación y estructuración de este sector de los Andes Centrales del Sur, correlacionando eventos de deformación documentados en la Cordillera Principal y la morfología de la cuenca de antepaís, para así constreñir la primera fase de construcción Andina que aún no ha sido acotada temporal y espacialmente en esta región.

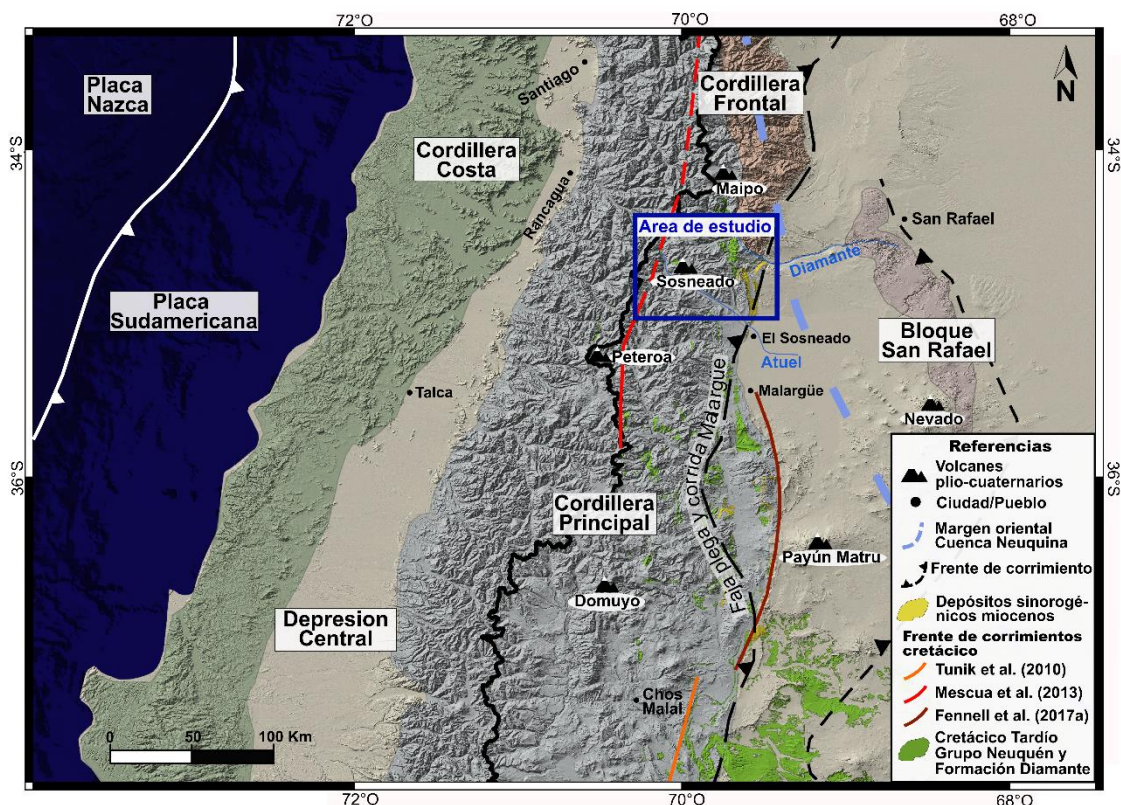


Figura 4.1. Mapa de ubicación donde se indican las principales unidades morfoestructurales y depósitos sinorogénicos del segmento de los Andes Centrales del Sur comprendido entre los 34° y 37° S. El recuadro azul indica la posición del área de estudio de este trabajo.

4.2. LA FORMACIÓN DIAMANTE Y UNIDADES EQUIVALENTES

La Formación Diamante se encuentra ampliamente representada en el segmento norte de la faja plegada y corrida de Malargüe. Las primeras descripciones de esta unidad fueron realizadas en la provincia de Mendoza en las cercanías del río Diamante por Groeber (1946) quien denominó Diamantino a las secuencias continentales ubicadas por encima de depósitos evaporíticos asignados al Huitriniano. La Formación Diamante, definida por Digregorio y Uliana (1980), abarcaba secuencias clásticas rojizas donde es imposible distinguir el pasaje entre la Formación Rayoso y el Grupo Neuquén, como sucede en el sur de la provincia de Mendoza y Neuquén, donde pueden distinguirse por la presencia de la discordancia intersenoniana.

Fue gracias a la aparición de edades radiométricas U-Pb en depósitos sedimentarios que se logró correlacionar temporalmente a la Formación Diamante con el Grupo Neuquén (Fennell *et al.* 2017b). Estas unidades han sido datadas en diferentes sectores de la cuenca y presentan edades que varían entre *ca.* 107 Ma y 91 Ma (Fig. 4.2) (Tunik *et al.* 2010; Di Giulio *et al.* 2012; Balgord y Carrapa 2016; Fennell *et al.* 2017a; Gómez *et al.* 2019). Las edades radiométricas obtenidas en la Formación Diamante indican que la Formación Rayoso está ausente en el sector norte de la Cuenca Neuquina (35°-32°S) y evidencian la presencia de un *hiatus* de unos 25-30 Ma con la Formación Huitrin (Balgord y Carrapa 2016). Sin embargo, Gómez *et al.* (2021) proponen que parte de la Formación Rayoso se encuentra representada en el sector norte de la cuenca, aunque la misma se encuentra condensada y en continuidad estratigráfica con la Formación Diamante.

En el flanco chileno de los Andes también se describieron afloramientos de secuencias clásticas rojizas asignables al Cretácico. Estas secuencias fueron asignadas a la Formación Colimapu entre los 34 y 33° S (Klohn 1960; Godoy et al. 1988). En la localidad de Termas del Flaco, a los 35° S, Charrier et al. (1996) definen la unidad BRCU y la asignan al Cretácico Superior (Brownish-Red Clastic Unit). Según Charrier et al. (1996) y Mescua et al. (2013) esta unidad puede correlacionarse tanto litológica como temporalmente con el Grupo Neuquén ya que la unidad BRCU, compuesta por conglomerados y areniscas continentales, posee una edad de depositación acotada entre 95 Ma y 80 Ma (Aguirre et al. 2009; Muñoz et al. 2018).

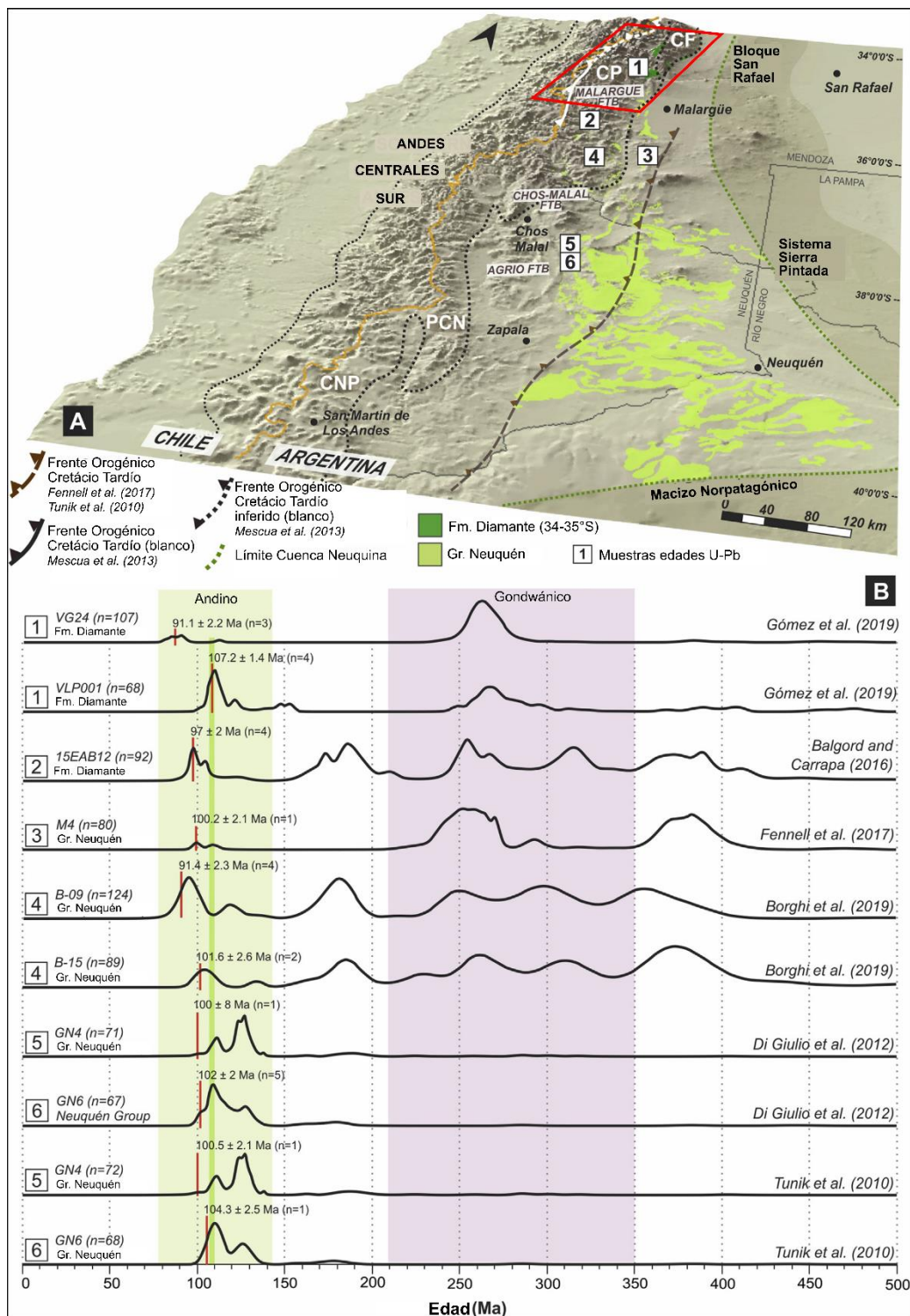


Figura 4.2. A) Mapa regional de la Cuenca Neuquina donde se delimitan los afloramientos del Grupo Neuquén y de la Formación Diamante con la ubicación de las muestras con edades U-Pb en circones detríticos. CP: Cordillera Principal; CF: Cordillera Frontal; PCN Precordillera Neuquina; CNP: Cordillera Norpatagónica. B) Comparación de edades U-Pb en circón a partir de diagramas de probabilidad relativa para de las muestras indicadas en el mapa A. El recuadro rojo indica zona de estudio. Tomado y modificado de Gómez *et al.* (2021). Más referencias en el trabajo citado.

4.3. EVIDENCIAS DE ESTRUCTURACIÓN CRETÁCICA EN LOS ANDES CENTRALES DEL SUR

Si bien durante un largo tiempo se asignó al Grupo Neuquén y a la Formación Diamante como parte del ciclo regresivo relacionado a la ingesión marina del Neocomiano, en la actualidad se tiene noción de que estas unidades representan los depósitos de la cuenca de antepaís asociada al primer orógeno Andino.

El trabajo de Cobbold y Rossello (2003) significó un cambio de paradigma en la noción de la evolución de la Cuenca Neuquina. Estos autores reivindicaron las ideas pioneras de Pablo Groeber quien ya a principios del siglo pasado proponía la existencia de una fase de deformación cretácica en los Andes, que se encontraba representada por una discordancia de escala regional en la Cuenca Neuquina. Estos autores también reconocieron la actividad de corrimientos activos durante el Cretácico, la inversión de estructuras extensionales previas y propusieron que la cuenca estuvo dominada por subsidencia flexural durante el Cretácico Tardío.

Los estudios geocronológicos a partir de edades U-Pb en circones detríticos del Grupo Neuquén permitieron reconocer un cambio en el patrón de procedencia con respecto a las unidades infrayacentes, lo cual fue relacionado con un reordenamiento del drenaje de la cuenca causado por un incipiente levantamiento del orógeno Andino hacia el Cretácico Tardío (Tunik *et al.* 2010; Di Giulio *et al.* 2012). A su vez, el estudio geocronológico a lo largo de distintos sitios de la cuenca permitió tener un mayor conocimiento de las áreas fuente y así delimitar el frente orogénico cretácico por primera vez en el sector oriental de la faja plegada y corrida del Agrio (Tunik *et al.* 2010). Estudios realizados en el norte de la cuenca, donde a los análisis geocronológicos se le sumaron análisis estructurales, permitieron reconocer estratos de crecimiento en secuencias del Grupo Neuquén (Fennell *et al.* 2017a). Estos autores pudieron delimitar el frente orogénico en la región sur de la faja plegada y corrida de Malargüe y distinguir distintas depozonas dentro de la cuenca de antepaís cretácica. Mescua *et al.* (2013) por primera vez relacionan e integran en un modelo tectónico las unidades sinorogénicas aflorantes en Chile con las presentes en el sector argentino a los 35° S, reconociendo la presencia de una barrera orográfica durante el Cretácico que separaba dos sectores de la cuenca. Trabajos publicados recientemente analizaron la sedimentología y petrografía de la Formación Diamante en la zona de estudio, reconociendo el origen sinorogénico del depósito y determinando una depozona de antifosa para el sector estudiado (Gómez *et al.* 2019, 2021). Por otro lado, estudios geocronológicos realizados por diversos autores permitieron reconocer cambios en el área fuente de sedimentos, lo cual fue interpretado como la aparición de una barrera orográfica hacia el oeste que impedía el transporte de sedimentos provenientes de arco magmático, diferenciando la sedimentación entre la BRCU al oeste y el Grupo Neuquén y Formación Diamante hacia el este (Muñoz *et al.* 2018; Fennell *et al.* 2020a; Gómez *et al.* 2021).

En este capítulo se describirá a la Formación Diamante en dos sectores del área de estudio, que a su vez posiblemente representaron dos depozonas distintas durante la evolución de la cuenca de antepaís cretácica. El sector occidental, se ubica actualmente en el interior de la faja plegada y corrida, en las cercanías del arroyo Colorado y los afloramientos de la Formación Diamante han sido reconocidos por primera vez en la zona. El sector central, se ubica en una posición cercana al frente de corrimientos, en las cercanías del río Diamante y presenta estudios previos de las secuencias de la Formación Diamante (Fig. 4.3).

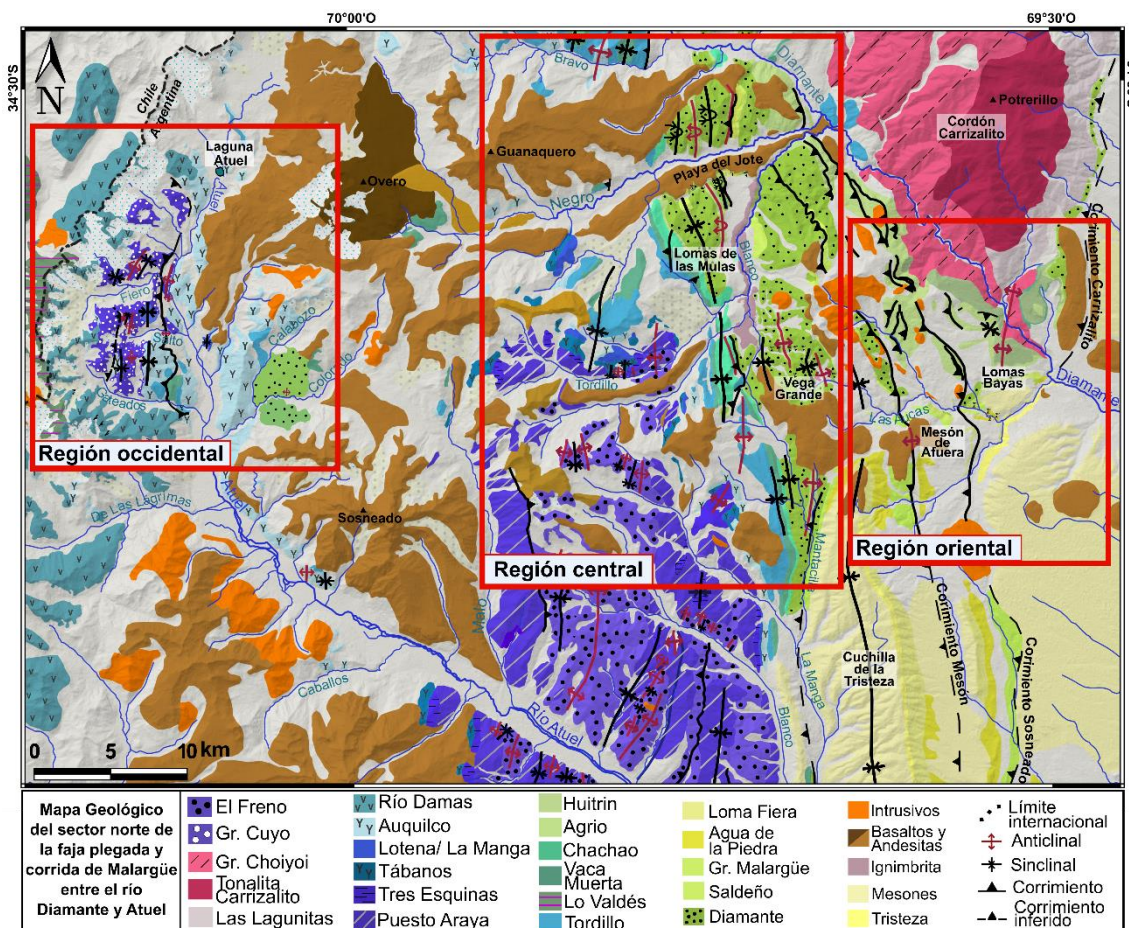


Figura 4.3. Mapa geológico de la región de estudio comprendida entre las cabeceras del río Atuel y el río Diamante. Se distinguen tres regiones según las características estructurales de este sector de la faja plegada y corrida. El mapa geológico está basado en los trabajos de Sruoga *et al.* (2005), Bechis *et al.* (2010), Turienzo *et al.* (2012) y en datos de esta tesis.

4.4. LA FORMACIÓN DIAMANTE EN EL ARROYO COLORADO

En el arroyo Colorado (región occidental) afloran espesas secuencias sedimentarias clásticas de coloración rojizas que habían sido previamente asignadas a la Formación Tordillo del Jurásico Superior (Sruoga *et al.* 2005; Mescua *et al.* 2008, 2020). En los relevamientos realizados en la zona se pudo notar que esta unidad se encuentra en discordancia angular y erosiva sobre una secuencia marina donde intercalan pelitas negras y bancos calcáreos (Fig. 4.4). Esta relación estratigráfica llamó la atención ya que la Formación Tordillo suele encontrarse sobreyaciendo en paraconcordancia a las evaporitas de la Formación Auquilco en la región de estudio.

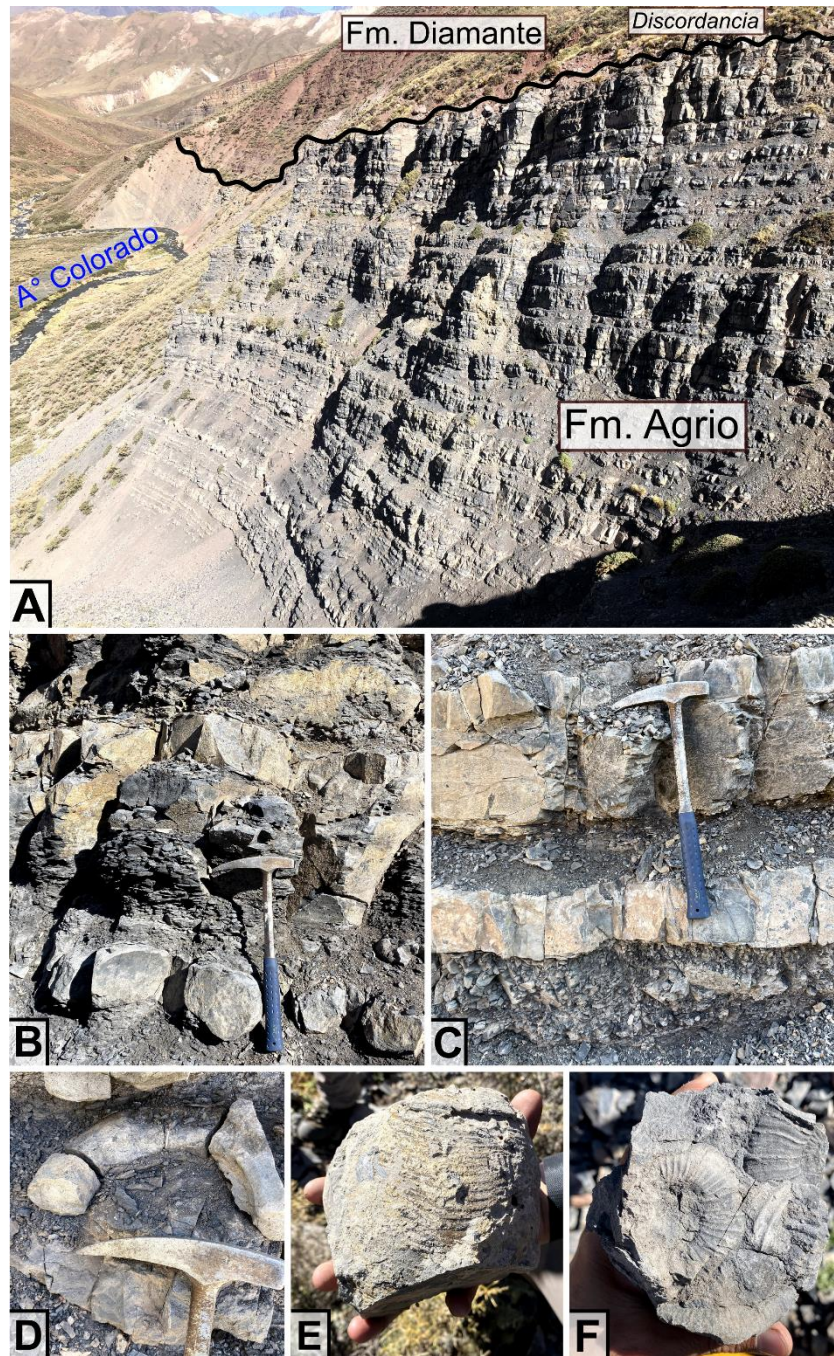


Figura 4.4. A) Afloramientos de la Formación Agrio en el arroyo Colorado. Por encima se observa una secuencia epiclástica rojiza correspondiente a la Formación Diamante. B y C) Detalle de la litología de la Formación Agrio, compuesta por intercalación de pelitas negras y bancos calcáreos. D, E y F) Contenido fósil de la Formación Agrio, se caracteriza por la abundancia de ammonoideos y bivalvos.

4.4.1. Caracterización de la secuencia subyacente compuesta de pelitas negras

La secuencia sedimentaria compuesta de pelitas negras y bancos calcáreos intercalados aflora en el margen norte del arroyo Colorado, su base no se encuentra expuesta y su espesor supera los 50 m en algunos sectores. La unidad se caracteriza por la abundancia de restos fósiles, entre los cuales se reconocieron bivalvos y ammonoideos (Fig. 4.4D-F).

Los ammonoideos, mayormente preservados como moldes internos y en algunos casos restos cristalizados de conchilla, fueron clasificados como *Crioceratites diamantensis* (Gerth) (Fig. 4.5). La asociación monoespecífica *Crioceratites diamantensis* es típica y distintiva del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio, y caracteriza la biozona homónima en el Hauteriviano tardío. Esta asociación posee amplio registro en la Cuenca Neuquina desde la región del Aconcagua hasta el río Agrio en el centro del engolfamiento Neuquino (Aguirre-Urreta, comunicación escrita, marzo 2022).

De esta manera, queda establecido que las secuencias marinas con intercalación de pelitas negras y bancos calcáreos pertenecen a la Formación Agrio y más precisamente al Miembro Agua de la Mula del Hauteriviano tardío (ca. 130 Ma). Por lo tanto, se descarta la posibilidad de que la unidad suprayacente, compuesta por secuencias rojizas epiclásticas continentales, corresponda a la Formación Tordillo ya que no existe una relación de falla entre ambas unidades en la región del arroyo Colorado. Teniendo en cuenta las relaciones estratigráficas y la composición de la unidad rojiza, corresponde reasignarla a la Formación Diamante del Cretácico Tardío.

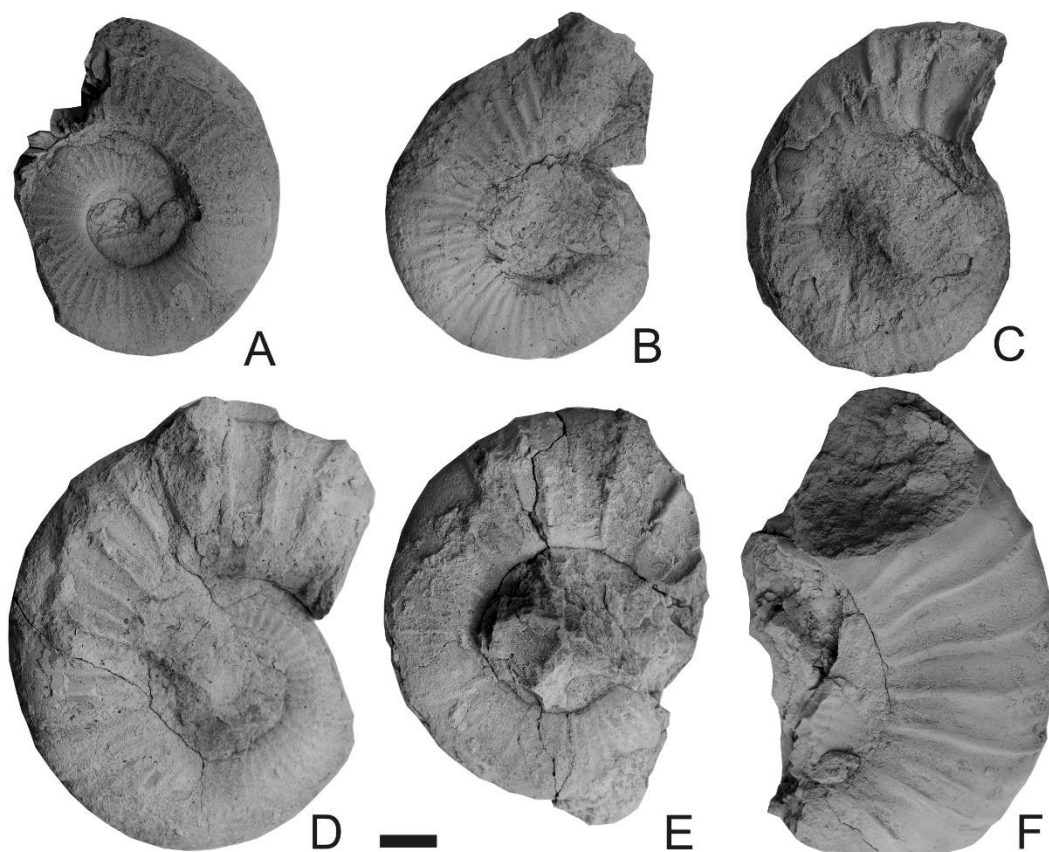


Figura 4.5. Ammonoideos obtenidos de la Formación Agrio en el arroyo Colorado. A-F) *Crioceratites diamantensis* (Gerth). CPBA 23963.1-6. Escala 1 cm.

4.4.2. Estratos de crecimiento

En el arroyo Colorado se puede observar que la Formación Agrio se encuentra plegada y repetida por corrimientos de bajo ángulo, mientras que la Formación Diamante no se encuentra con el

mismo grado de deformación ya que su depositación sería sincrónica con la deformación de las capas subyacentes. Este rasgo puede observarse en varios puntos a lo largo del arroyo Colorado.

Una de las características más sobresalientes observada en la Formación Diamante en el arroyo Colorado fue sus variaciones en la inclinación y espesor de los bancos (Fig. 4.6). En algunos sectores, se puede distinguir con claridad como la secuencia se condensa hacia estructuras compresivas como se ilustra en la Figura 4.6. Allí se puede ver que la unidad se condensa hacia un anticlinal con núcleo en la Formación Auquilco, y que reposa en marcada discordancia angular sobre la Formación Agrio en los flancos del anticlinal. En este mismo sector, se observan discordancias internas dentro de la unidad que sugieren que la sedimentación fue sincrónica al crecimiento del anticlinal. La configuración de tipo *offlap* rotativo de las discordancias progresivas indican una sedimentación sinorogénica en un periodo de levantamiento orogénico acelerado, donde la tasa de levantamiento de la estructura es mayor a la tasa de sedimentación.

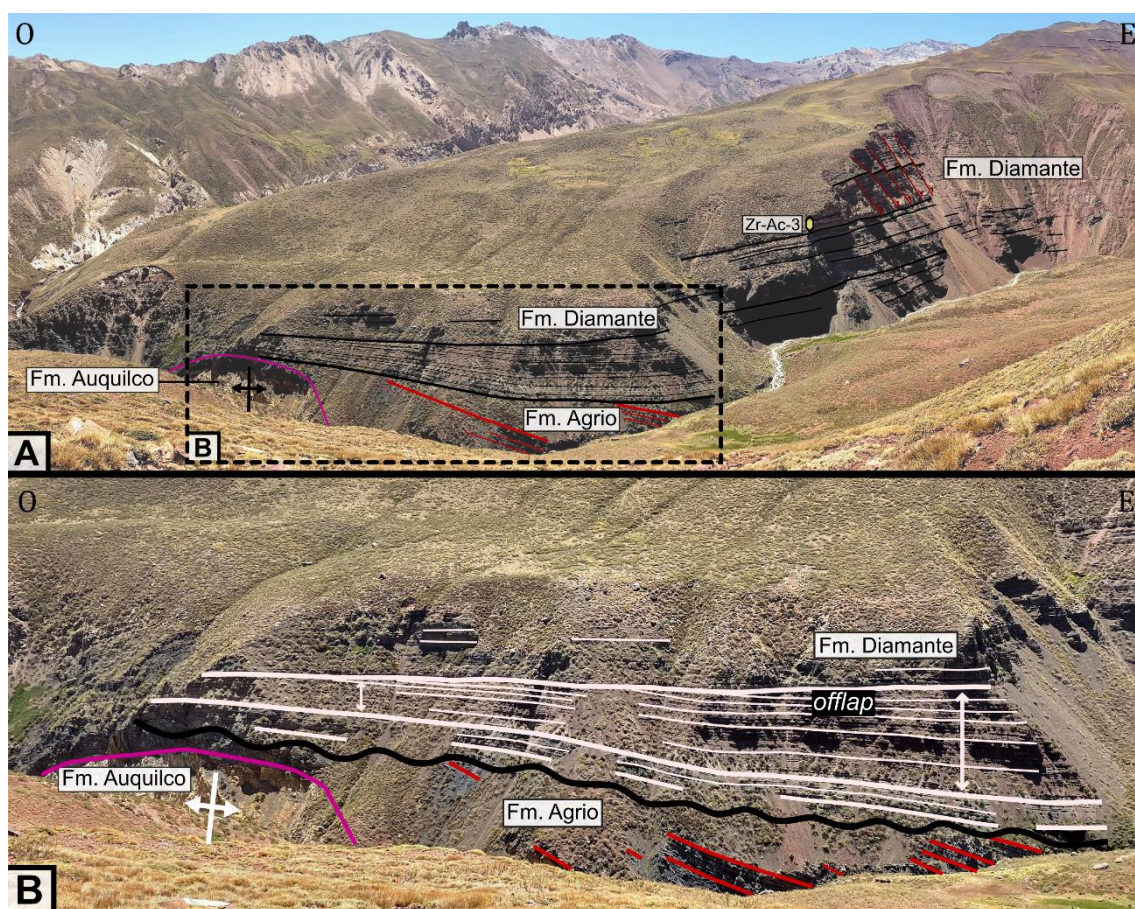


Figura 4.6. Afloramientos de la Formación Diamante en el arroyo Colorado. A) La Formación Diamante se condensa hacia un anticlinal con núcleo en la Formación Auquilco, y se apoya en discordancia angular sobre la Formación Agrio, ubicada en los flancos del anticlinal. Ubicación de la muestra Zr-AC-3 analizada por U-Pb en círculo. B) Detalle del Estrato de crecimiento en la Formación Diamante. Notar las discordancias progresivas que generan una configuración de tipo *offlap* rotativo y el marcado cambio de espesor asociado a una sedimentación sintectónica.

Aguas arriba, por el arroyo Colorado, se puede observar una serie de anticlinales-sinclinales que poseen un corrimiento frontal de bajo ángulo y vergencia oeste, que repite a la Formación Agrio

(Fig 4.7). Estas estructuras se encuentran deformando a la Formación Agrío, pero no parecen afectar considerablemente a la Formación Diamante.

Los niveles basales de la Formación Diamante se encuentran en relación de *onlap* sobre las estructuras desarrolladas en la Formación Agrío, rellenando los sinclinales y progresivamente trasgrediendo a las estructuras secuencia arriba generando relaciones de *overlap* (Figs. 4.7 ByC).

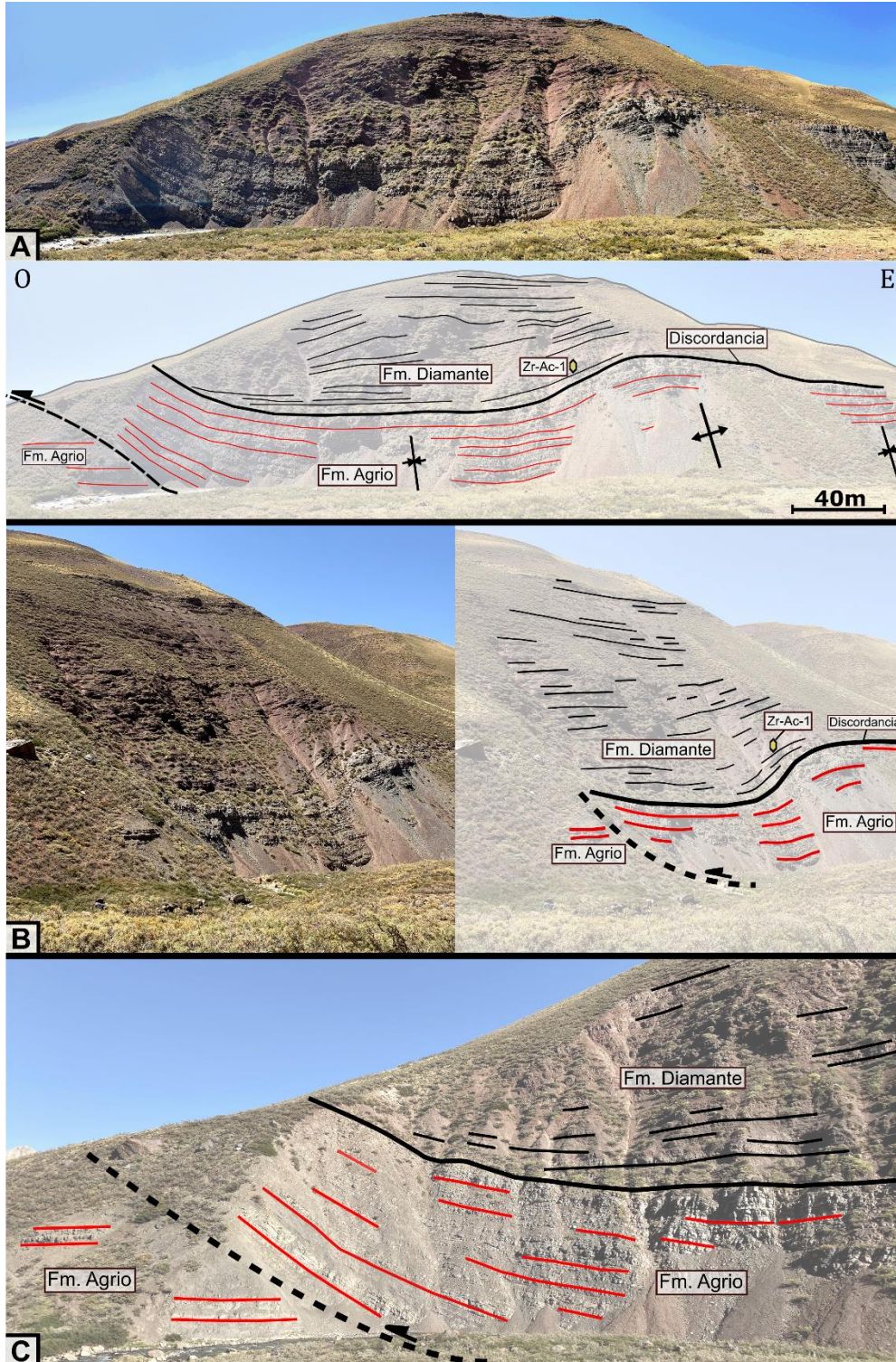


Figura 4.7. Afloramientos de unidades cretácicas en el Arroyo Colorado. A) Fotografía e imagen interpretada donde se puede observar a la Formación Agrío que se encuentra

plegada por una serie de anticlinales-sinclinales y fallada por un corrimiento de vergencia oeste. La Formación Diamante se encuentra en discordancia por encima y se interpreta estar rellenando las estructuras previas. B) Fotografía e imagen interpretada donde se puede observar cambios de inclinación en las secuencias de la Formación Diamante que estaría rellenando la topografía generada durante el desarrollo de un sinclinal. C) Corrimiento de vergencia oeste que repite a la Formación Agrio. Las secuencias de la Formación Diamante se encuentran en relación de *onlap* sobre la estructura descripta anteriormente.

4.4.3. Análisis sedimentológico

Se levantó un perfil sedimentario en el arroyo Colorado donde se encontraba expuesta la base de la Formación Diamante y el contacto discordante con la Formación Agrio (Figs. 4.8 AyG). El perfil sedimentario tiene ~120 m y no abarca el techo de la unidad ya que la sección superior se encontraba cubierta por vegetación. En líneas generales, la unidad está compuesta por depósitos epiclásticos que poseen un arreglo grano y estrato creciente. En la sección basal predominan las areniscas medias a finas en bancos que no superan los 50 cm de espesor (Fig. 4.8B). La unidad se vuelve más fina hacia arriba en la sección media, con intercalaciones entre bancos de areniscas finas y pelitas que no superan los 30 cm de espesor, también se reconocieron niveles de tobas retrabajadas en niveles de 20 cm de espesor (Figs. 4.8 CyD). Hacia la parte superior del perfil levantado, el tamaño de grano aumenta, así como el espesor de los estratos. En la sección superior predominan las areniscas gruesas y areniscas conglomerádicas que poseen estratificación entrecruzada en artesas (Fig. 4.8E) y se presentan en bancos lenticulares. En los niveles conglomerádicos los clastos alcanzan los 2 cm de diámetro y están compuestos de líticos carbonáticos (Fig. 4.8F). En la parte superior del perfil se distinguió la presencia de un dique de composición andesítica (Fig. 4.8A).

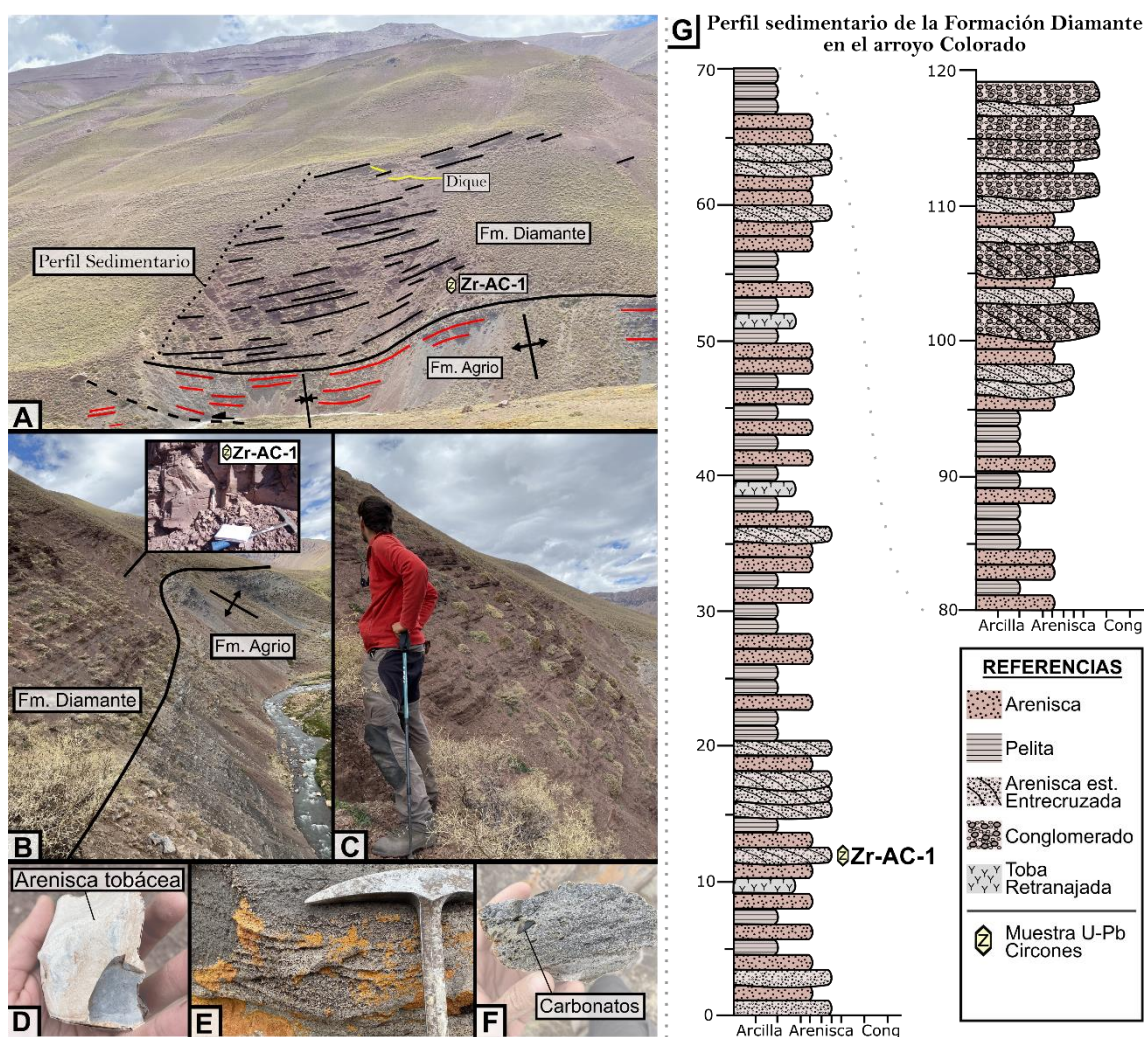


Figura 4.8. Análisis sedimentológicos en la Formación Diamante. A) Afloramientos de la unidad en el arroyo Colorado donde fue levantado el perfil sedimentario. B) Sección basal en contacto con la Formación Agrio. C) Sección media, donde predominan facies finas e intercalan pelitas y areniscas. D) Muestra de mano de toba retrabajada/areniscas tobáceas. E) Estratificación entrecruzada en artesas en banco de areniscas gruesas. F) Muestra de mano de conglomerado compuesto de clastos de carbonatos que alcanzan 1 cm de diámetro.

4.4.4. Análisis geocronológico: edades U-Pb en circones detríticos

Se analizaron dos muestras detríticas obtenidas de la Formación Diamante en el arroyo Colorado. Se llevaron a cabo dataciones U-Pb en circones mediante el método LA-ICP-MS en la Universidad del Estado de Washington (WSU, EEUU). En ambas muestras se analizaron más de noventa circones con el fin de tener análisis estadísticamente representativos. Las edades en circones detríticos permitieron calcular edades máximas de deposición para distintos niveles del depósito y también obtener información acerca de la procedencia y posible áreas fuente de sedimentos.

La muestra Zr-AC-1 fue obtenida en la base del perfil sedimentario analizado (Fig. 4.8), mientras que la muestra Zr-AC-3 fue tomada en otro sector, unos 2 km hacia el oeste, en el tope de la Formación Diamante (Fig. 4.6).

Para la muestra Zr-AC-1 se obtuvieron 91 edades concordantes, las cuales fueron ploteadas en diagramas de frecuencia relativa y diagramas KDE (Fig. 4.9A). Las edades obtenidas varían entre

ca. 94 Ma y 573 Ma. El patrón de edades muestra una distribución bimodal, con un pico principal en ca. 141 Ma compuesto por circones del Cretácico Temprano, y un pico joven de ca. 105 Ma compuesto por circones del Cretácico Tardío. Se observan también picos subordinados en ca. 300 Ma, 407 Ma y 600 Ma. Complementariamente, se calculó una edad media ponderada a partir de los siete circones más jóvenes solapados en el error 2σ , que permitió estimar la edad máxima de depositación en 98 ± 2 Ma para la base de la Formación Diamante (Fig. 4.9B).

La muestra Zr-AC-3 posee 104 edades concordantes que varían entre ca. 91 Ma y 1986 Ma. El patrón de edades muestra una distribución polimodal en el diagrama KDE (Fig. 4.9C), con un pico joven en ca. 95 Ma. La muestra posee una serie de picos más antiguos con edades de ca. 177 Ma, 295 Ma, 378 Ma, 453 Ma, 515 Ma y 954 Ma, que evidencian un complejo patrón de procedencia. La edad máxima de depositación en la muestra Zr-AC-3 no pudo ser calculada mediante una media ponderada ya que no hay más de dos circones jóvenes que se solapen en el error 2σ (Dickinson y Gehrels 2009). Por lo tanto, el pico joven de ca. 95 Ma es interpretado como la edad máxima de depositación para la muestra Zr-AC-3.

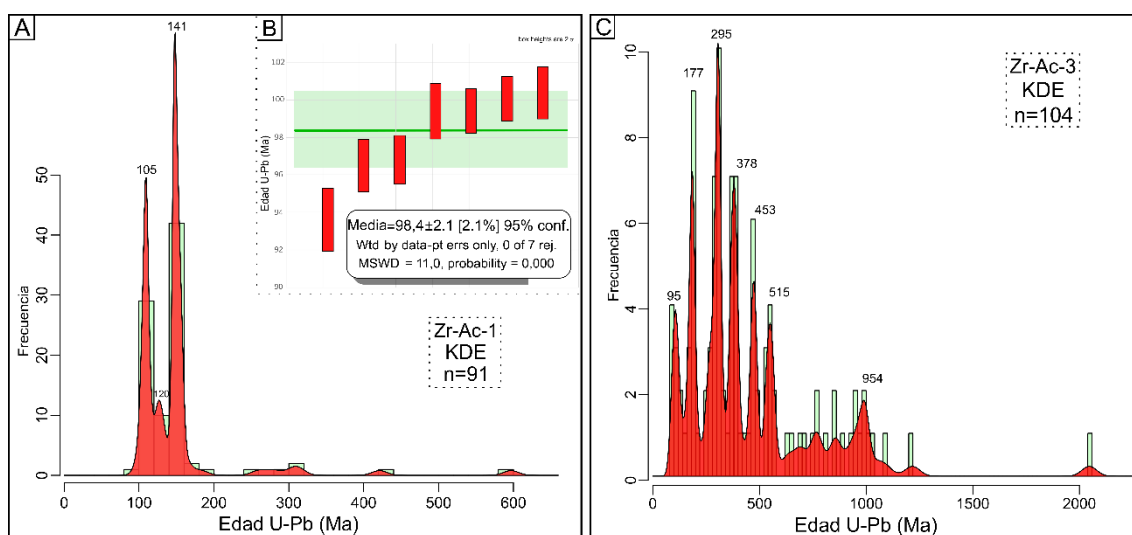


Figura 4.9. Edades U-Pb en circones detríticos. A) Diagramas de frecuencia relativa y KDE (Kernel Density Estimation) de las edades U-Pb en circón de la muestra Zr-AC-1. B) Edad media ponderada calculada para los siete circones jóvenes solapados en el error 2σ de la muestra Zr-AC-1. C) Diagramas de frecuencia relativa y KDE de las edades U-Pb en circón de la muestra Zr-AC-3.

4.5. LA FORMACIÓN DIAMANTE EN VEGA DE LOS PATOS

La región central de la zona de estudio (Fig. 4.3) se desarrolla en un sector de la faja plegada y corrida de Malargüe que se caracteriza por presentar una serie de anticlinales y sinclinales de baja longitud de onda que marcan la transición entre una zona de deformación de piel gruesa y una zona de deformación epidérmica hacia el frente. En este sector se encuentra un registro casi completo del relleno de la Cuenca Neuquina, pudiéndose encontrar depósitos que abarcan desde el Jurásico Temprano y hasta el Paleoceno. El nivel de despegue de los principales corrimientos se enraíza en distintas unidades geológicas en este sector, siendo la Formación Auquilco y la Formación Huitrín los más dúctiles por su origen evaporítico, aunque también son nivel de despegue las formaciones Vaca Muerta y Agrio. El arreglo estructural de la región central se encuentra bien representado en el río Negro (Fig. 4.10B), donde se puede observar una serie de

pliegues volcados con núcleo en la Formación Huitrín hacia el oeste y un corrimiento frontal con despegue en la Formación Huitrín hacia el este (Turienzo 2010).

La región central se caracteriza por la aparición de espesos depósitos epiclásticos continentales del Cretácico Tardío asignados a la Formación Diamante. Esta unidad aflora completa en la región de Vega de los Patos (Fig. 4.10 CyD), donde un gran anticlinal expone desde su base en contacto con la Formación Huitrín, hasta su techo en contacto con la Formación Saldeño.

El anticlinal de Vega de los Patos es una estructura compresional de orientación Norte-Sur y vergencia este. Las observaciones de campo permiten interpretar esta estructura como un pliegue por despegue en las evaporitas de la Formación Huitrín, pero los datos de pozo muestran que las unidades del Grupo Mendoza se encuentran involucradas en la estructura, lo cual sugiere la presencia de un despegue más profundo y otro mecanismo de deformación, el cual fue interpretado con un pliegue por propagación de falla (Turienzo, 2010; Turienzo et al., 2012).

A partir de los estudios de campo realizados, se determinó un cambio de inclinación en las capas de la Formación Diamante en el flanco frontal de la estructura. Las mediciones de actitud de los estratos muestran rumbo norte y un cambio de inclinación de base a techo de $\sim 35^\circ$, siendo la inclinación en la base de 64° E y de 30° E hacia el techo de la unidad (Fig. 4.10D). Estos cambios de inclinación fueron observados con anterioridad por Turienzo (2010) en ambos limbos del anticlinal de Vega de los Patos.

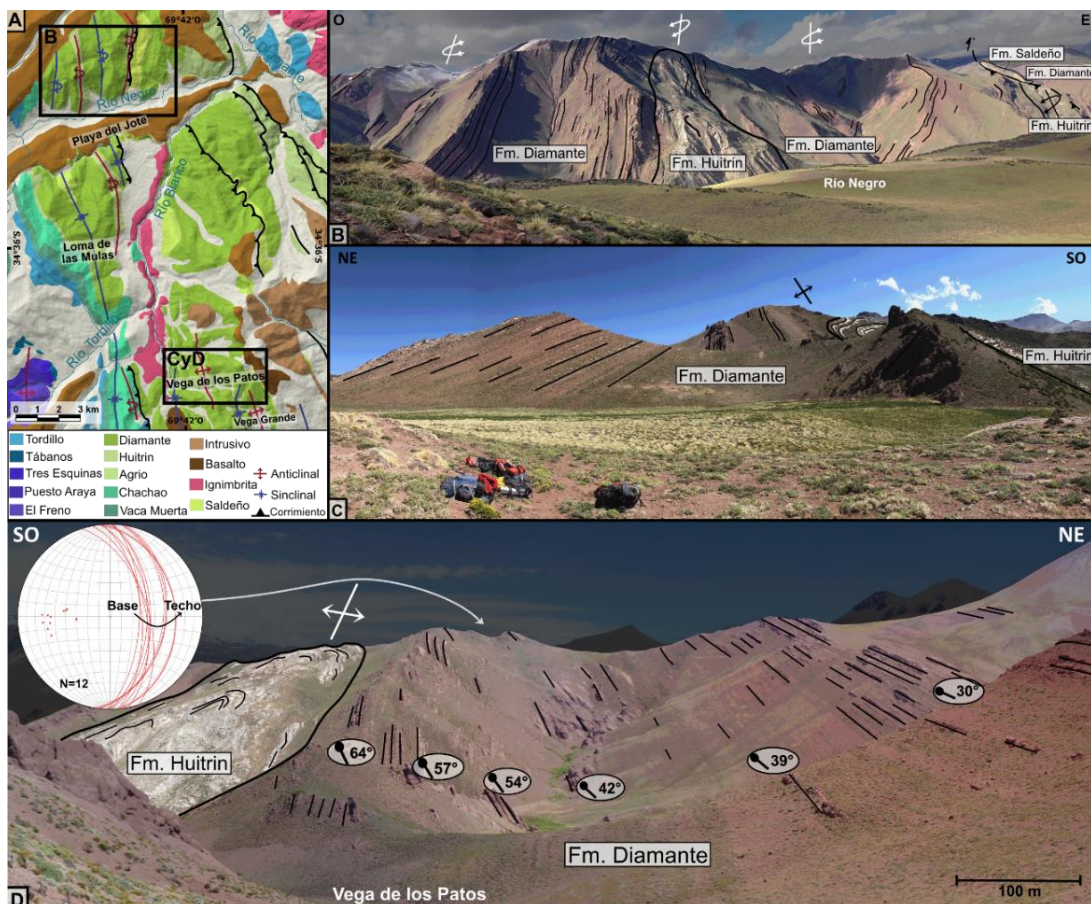


Figura 4.10. Geología y estructura de la región central. A) Mapa geológico mostrando la localización de las imágenes B, C y D. B) Vista panorámica de la margen norte del

río Negro, donde es posible observar una serie de anticlinales y sinclinales volcados por el corrimiento frontal que marca el final de la zona central de pliegues. C y D) Afloramientos de la Formación Diamante en Vega de los Patos; imágenes interpretadas donde es posible observar los cambios de inclinación de las capas que conforman a la unidad.

4.5.1. Análisis sedimentológicos y de procedencia en areniscas

Se realizó un perfil sedimentario de los afloramientos de la Formación Diamante en la región de Vega de los Patos y se obtuvieron muestras para análisis petrográficos y de procedencia en areniscas.

La secuencia en esta zona posee más de 600 m de espesor y está compuesta por depósitos epiclásticos de coloración rojiza y origen continental (Cruz 1993; Gómez *et al.* 2019). El arreglo general es de una secuencia grano-estrato decreciente, con un dominio de bancos conglomerádicos en la base y de areniscas finas y pelitas intercaladas hacia el tope de la unidad. El depósito se habría generado en un ambiente fluvial, que en un principio sería de mayor energía, con un dominio de bancos conglomerádicos indicando la presencia de barras longitudinales propias de un ambiente fluvial entrelazado, mientras que, hacia el tope de la unidad, la energía del medio pareciera disminuir, comienzan a abundar los niveles pelíticos que intercalan con bancos lenticulares de areniscas, indicando un ambiente fluvial meandriforme con importantes planicies de inundación. Cabe destacar que Gómez *et al.* (2019) en sus análisis sedimentológicos realizados en el sector diferencian la sección basal del perfil (~20 m), compuesta por pelitas y areniscas finas rojizas, como una sección condensada de la Formación Rayoso.

Los análisis petrográficos permitieron reconocer características litológicas y composicionales de los niveles conglomerádicos y arenosos. La composición de la fracción clástica de los conglomerados varía de base a techo del depósito. En la base predominan los clastos de volcanitas ácidas, con participación subordinada de clastos de cuarzo y metamorfitas (Fig. 4.11C). Hacia la parte media y superior del perfil, los clastos de volcanitas ácidas siguen siendo dominantes, pero aparece una variable proporción de clastos calcáreos (Fig. 4.11D). También se puede observar que hacia el tope de la unidad comienza a haber un mayor aporte de clastos de areniscas rojas, que posiblemente se traten de intraclastos.

Complementariamente se realizaron análisis petrográficos de nueve niveles de areniscas a lo largo del perfil (ver sección 9.1. Análisis de procedencia). En primera instancia las areniscas pueden ser clasificadas como litoarenitas feldespáticas y litoarenitas (Fig. 4.11B). Las muestras están mayormente compuestas por clastos de cuarzo, feldespatos y líticos volcánicos ácidos. Las modas detríticas fueron recalculadas para poder plotearlas en los gráficos de Dickinson *et al.* (1983) con el objetivo de determinar las posibles áreas fuente de sedimentos. Las muestras analizadas en su mayoría caen en el campo de Arco Transicional (RD1, RD3, RD4, RD5, RD8) y el resto se agrupan en el campo de Arco Disectado (RD2, RD6, RD7, RD9) en el gráfico Qt-F-L (Fig. 4.11B). En el gráfico Qm-F-Lt, la tendencia es similar, se observa que la mayoría de las muestras se agrupan en el campo Arco Transicional (RD1, RD3, RD4, RD5, RD7, RD8, RD9), mientras que el restante se ubica en el campo Arco Disectado (Fi. 4.11B).

Se midieron un total de dieciséis paleocorrientes a lo largo del perfil (Fig. 4.11A), que, si bien no representan un número estadísticamente representativo, aportan información sobre la tendencia

general ya que presenta una distribución general unimodal, con dirección preferencial N-S. Esto estaría evidenciando un sistema fluvial axial al orógeno incipiente.

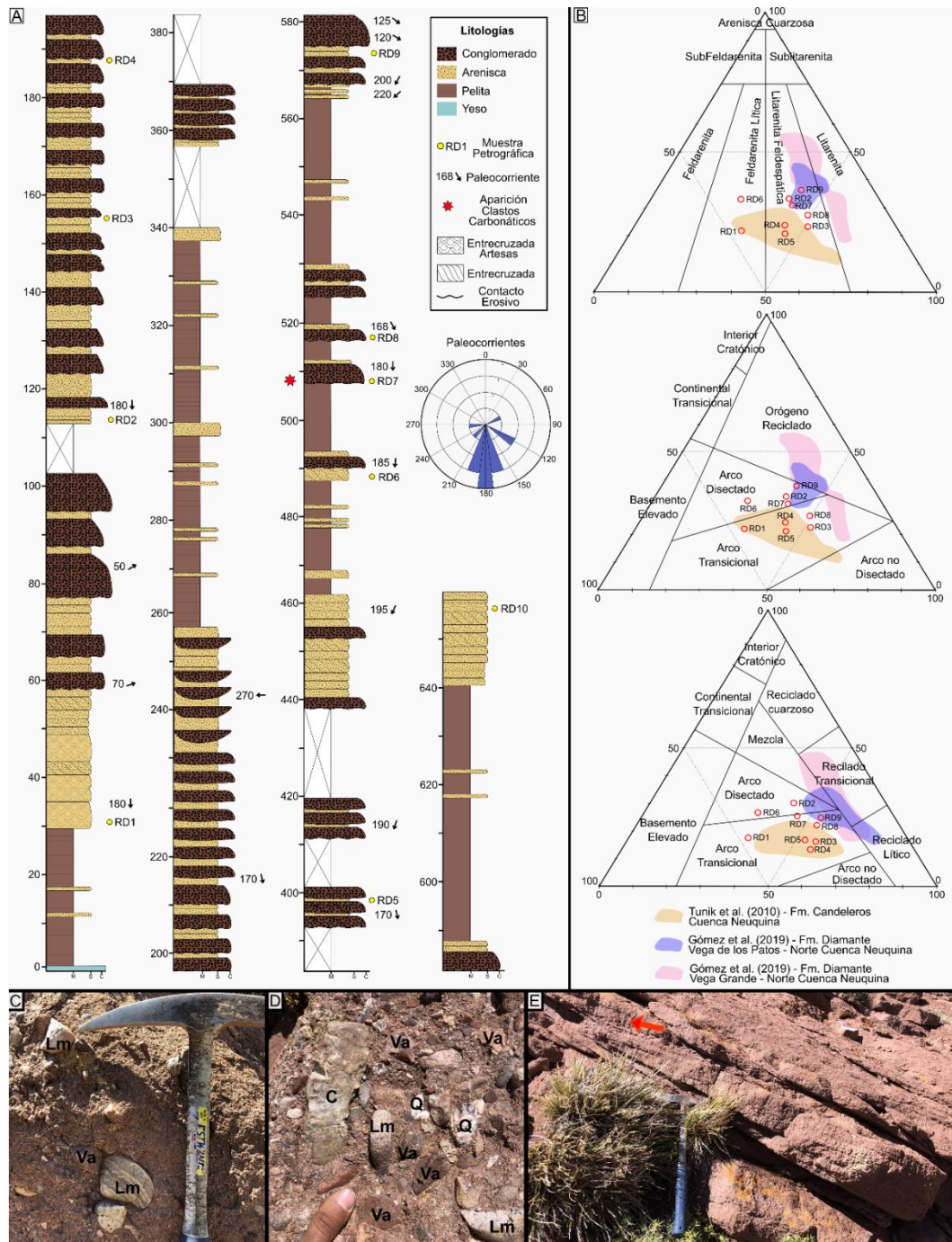


Figura 4.11. Resultados sedimentológicos y petrográficos obtenidos para la Formación Diamante. A) Perfil sedimentario de la Formación Diamante en la región de Vega de los Patos. B) Diagramas de clasificación de areniscas QtFL y QmFLt para discriminar áreas de procedencia. Qt: cuarzo total, F: feldespato total, L: lítico total, Qm: cuarzo monocristalino, Lt: líticos totales incluyendo fragmentos de cuarzo policristalinos. C y D) Composición de conglomerados en Vega de los Patos. Va: volcánicos ácidos, Lm: líticos metamórficos, C: carbonatos, Q: cuarzo. E) Bancos de areniscas con estratificación entrecruzada.

4.6. ANÁLISIS DE PROCEDENCIA A PARTIR DE EDADES U-PB EN CIRCONES DETRÍTICOS Y PETROGRAFÍA DE ARENISCAS

4.6.1. Formación Diamante en el arroyo Colorado

Las edades U-Pb en circones detríticos de las muestras obtenidas en el arroyo Colorado permiten realizar una evaluación del patrón de procedencia obtenido en distintos niveles de la Formación Diamante y, a su vez, compararlas con las edades publicadas para otras localidades del norte y sur de la Cuenca Neuquina.

La muestra Zr-AC-1 muestra un patrón de procedencia dominado por circones con edades del Jurásico Tardío, Cretácico Temprano y Tardío (Fig. 4.12). Los circones más jóvenes, provienen probablemente del arco magmático cretácico, que se encontraba activo coetáneamente a la depositación de la base de la Formación Diamante. Si tomamos como cierta esta premisa, podemos estimar que la edad máxima de depositación calculada ($98,2 \pm 2,4$ Ma) está muy cercana a la edad del depósito. Por otro lado, los picos Jurásico Tardío-Cretácico Temprano sugieren la erosión de rocas mesozoicas de la Cuenca Neuquina durante el desarrollo del orógeno y la resedimentación de los circones en los depósitos sinorogénicos. El área fuente de estos sedimentos debería ubicarse hacia el oeste, en el incipiente orógeno andino generado durante el Cretácico Tardío (Tunik *et al.* 2010; Mescua *et al.* 2013; Fennell *et al.* 2017a, 2020a; Gómez *et al.* 2019). Si tenemos en cuenta las observaciones realizadas en el arroyo Colorado, donde se definieron estratos de crecimiento asociados a estructuras compresivas durante la sedimentación de la Formación Diamante, podemos estimar que esa localidad representaba un sector de tope de cuña de la cuenca de antepaís (DeCelles y Giles 1996; Decelles 2012). A su vez, el patrón de procedencia y los clastos observados en el depósito evidencian un aporte local de sedimentos, con un área fuente ubicada en las cercanías de la zona de depositación. Por lo tanto, podemos interpretar que el depocentro Alto Atuel, ubicado inmediatamente hacia el oeste, podría haberse invertido en este periodo, generando un alto topográfico que representaría el área fuente de sedimentos de edad mesozoica (Fig. 4.13).

La muestra Zr-AC-3 tomada de la sección superior de la Formación Diamante en el arroyo Colorado, muestra un patrón de procedencia significativamente distinto al observado en la muestra Zr-AC-1. En este caso, se puede ver que hay un aporte heterogéneo de circones con un amplio rango temporal entre *ca.* 500 y 90 Ma (Fig. 4.12). Se observa un pico principal con edades Gondwánicas (~300 Ma). Rocas con estas edades afloran en la actualidad en la Cordillera Frontal ubicada al noreste de la zona de estudio, la Cordillera de la Costa hacia el oeste, en el Bloque San Rafael ubicado hacia el este y en el Bloque Dedos-Silla ubicado hacia el sur. A su vez, las rocas sedimentarias mesozoicas de la Cuenca Neuquina poseen un importante registro de circones Gondwánicos, por lo que su retrabajo puede representar un área fuente. Los picos de *ca.* 390 Ma y 590 Ma son representativos de las orogenias Famatinana y Pampeana, y representan las rocas del basamento de este sector de los Andes. El área de origen de estos sedimentos puede localizarse en la Cordillera Frontal y en el Bloque San Rafael principalmente. En cuanto a los circones mesozoicos de edad jurásica, se observa un aumento en la edad de los circones aportados (~185 Ma) respecto a la muestra de la base (pico principal a los *ca.* 141 Ma). Esto puede estar asociado a un aumento en la exhumación del depocentro Alto Atuel, quedando expuestas unidades más antiguas y marcando una secuencia de destechado en los depósitos de la Formación Diamante. En esta muestra, se encuentra una menor proporción de circones del Cretácico Tardío. Hay distintas

causas que pueden explicar este fenómeno, una puede estar relacionada a un descenso de actividad del arco magmático y otra, a la presencia de barreras orográficas entre la región del arco y la cuenca que pudieron dificultar el suministro de circones jóvenes al depósito (Gómez *et al.* 2021). Por otro lado, a partir del patrón de edades, se puede inferir que existía un aporte mixto de sedimentos, el área fuente principal se ubicaba hacia el este, donde afloraban las rocas del basamento, y de manera subordinada existía un aporte desde el oeste desde el incipiente orógeno y el arco magmático cretácico (Fig. 4.13).

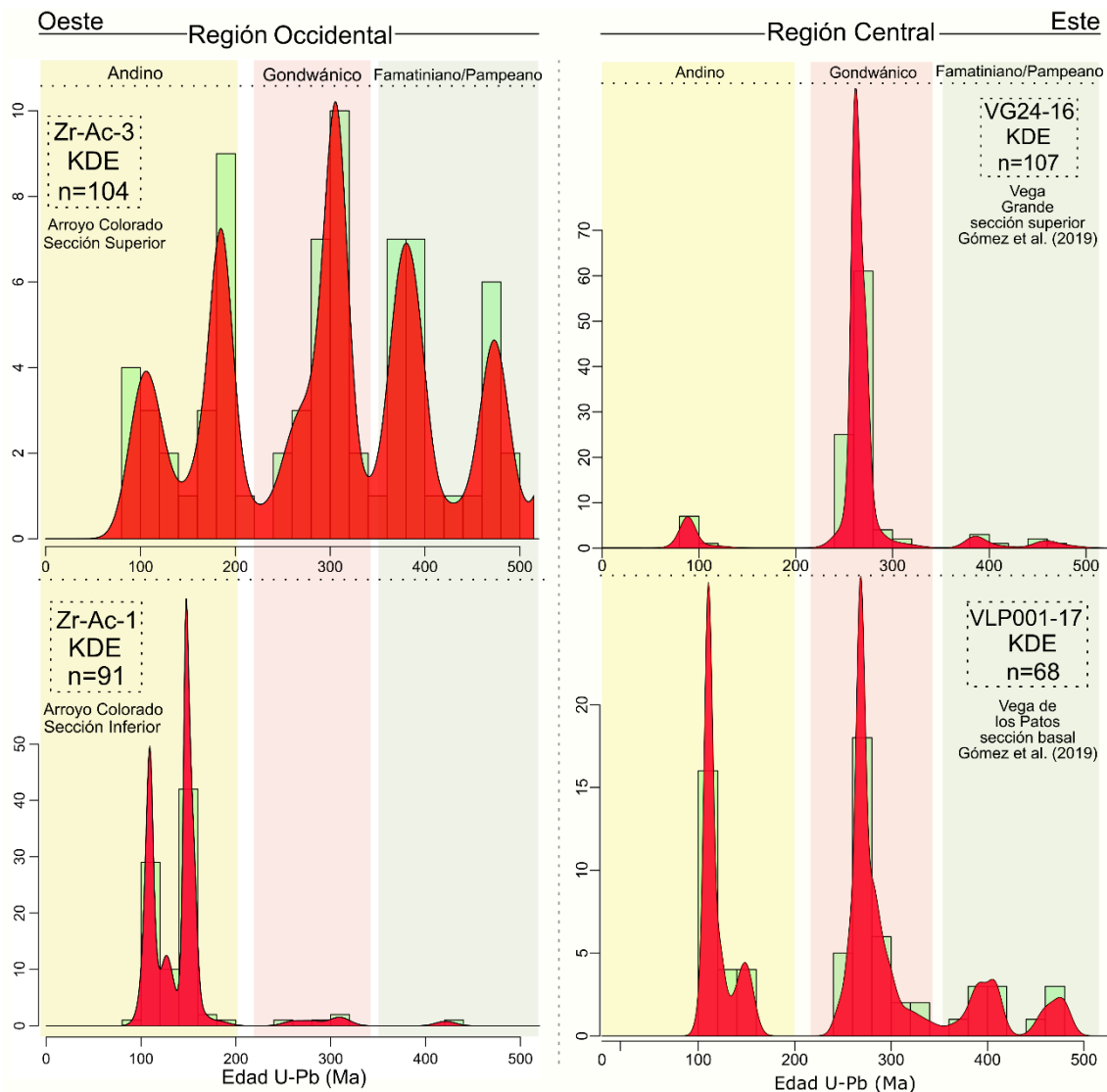


Figura 4.12. Gráficos KDE donde se muestran las edades U-Pb en circón para muestras de la Formación Diamante en el sector norte de la faja plegada y corrida de Malargüe. Las muestras Zr-AC-1 y Zr-AC-3 corresponden al presente trabajo y fueron tomadas en el sector occidental. Las muestras VLP001-17 y VG24-16 fueron tomadas en la región central por Gómez *et al.* (2019).

La Formación Diamante ha sido datada en la región central, en el sector de Vega de los Patos y Vega Grande por Gómez *et al.* (2019). La muestra VLP001-17 obtenida por estos autores en la base del perfil de Vega de los Patos muestra un patrón de procedencia bimodal en el diagrama KDE, con un pico joven de *ca.* 107 Ma y un pico de edad Gondwánica de *ca.* 267 Ma (Fig. 4.12). Esto estaría indicando un área fuente mixta, tanto desde el oeste con aporte del arco magmático

cretácico, como desde el este donde afloraban las rocas del basamento (Gómez *et al.* 2019). La muestra VG24-16 obtenida en la sección superior de la Formación Diamante en la localidad de Vega Grande, muestra un patrón de edades unimodal, con su pico principal ubicado en *ca.* ~261 Ma, indicando un aporte desde rocas del basamento de la cuenca. Escasos circones del Cretácico Tardío se registran en esta muestra, lo que estaría indicando un cese de la actividad del arco o la aparición de una barrera orográfica entre el arco y la cuenca (Fig. 4.12) (Gómez *et al.* 2019, 2021). Si tenemos en cuenta los análisis sedimentológicos llevados a cabo en el presente trabajo en Vega de los Patos, y los presentados por Gómez *et al.* (2019, 2021) podemos observar que existe una importante contribución de clastos de rocas riolíticas. Esta composición es típica del Grupo Choiyoi, basamento estratigráfico de la cuenca, con edades Gondwánicas (~300-260 Ma). En esta línea, los estudios sedimentológicos presentados por Cruz (1993) entre el río Diamante y Vega de los Patos muestran que los depósitos de la Formación Diamante son más distales en el sector de Vega de los Patos y se tornan proximales, con facies que representan un ambiente de abanico aluvial, en el sector de Lomas Bayas y el río Diamante. Esto estaría indicando que el borde de la cuenca se ubicaba en el extremo sur de la Cordillera Frontal, sitio donde predominan los afloramientos del basamento del Grupo Choiyoi. Si este es el caso, es posible que la Cordillera Frontal haya representado un alto estructural desde el Cretácico Tardío. Accesorariamente, tanto el Bloque San Rafael, como el bloque Dedos-Silla podrían haber sido posibles altos estructurales que aportaran circones del basamento hacia el interior de la cuenca (Fig. 4.13).

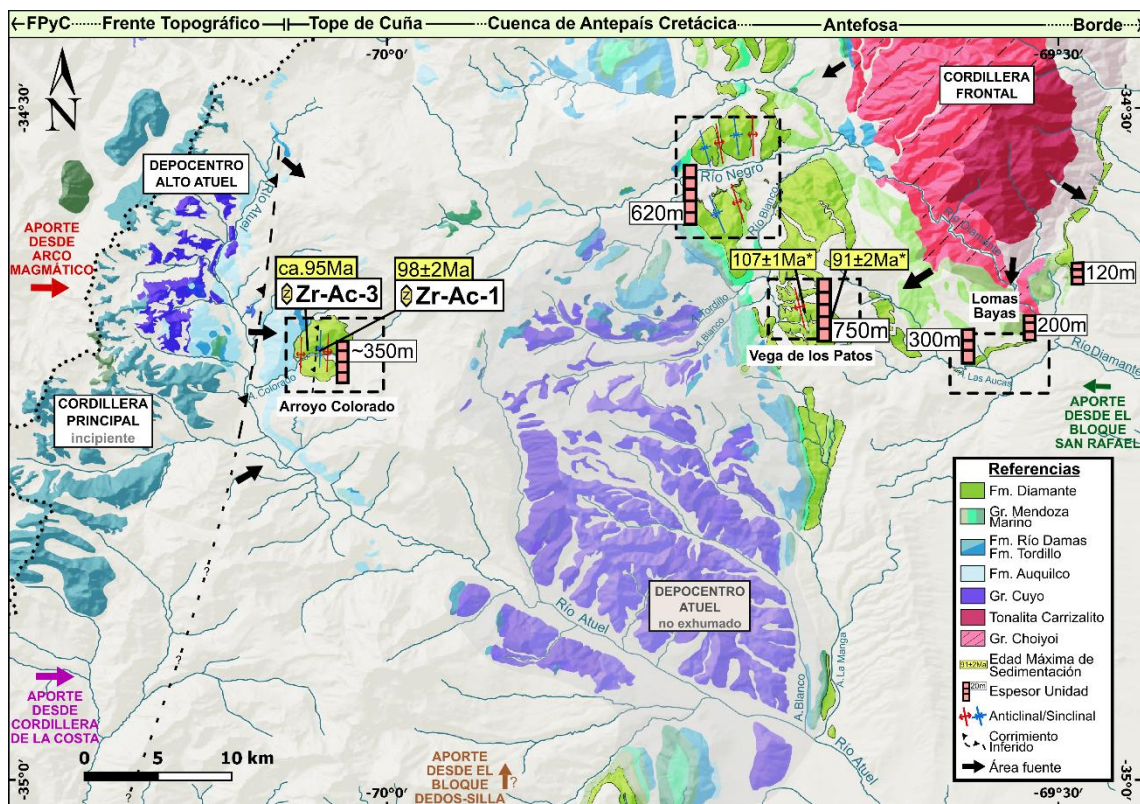


Figura 4.13. Mapa geológico donde se representan la Formación Diamante (Cretácico Superior) y las unidades más antiguas que afloran en la región. Se resaltan las posibles áreas fuente de sedimentos y los altos topográficos al momento de la depositación de la Formación Diamante. A su vez, se indica la posición de las depozonas en la cuenca de antepaís cretácica. Las edades U-Pb en círculo de la región del arroyo Colorado

pertenecen a este trabajo; las edades del sector de Vega Grande y Vega de los Patos pertenecen a Gómez *et al.* (2019).

4.7. EL GRUPO MALARGÜE Y LA FORMACIÓN SALDEÑO EN LA ZONA DE ESTUDIO

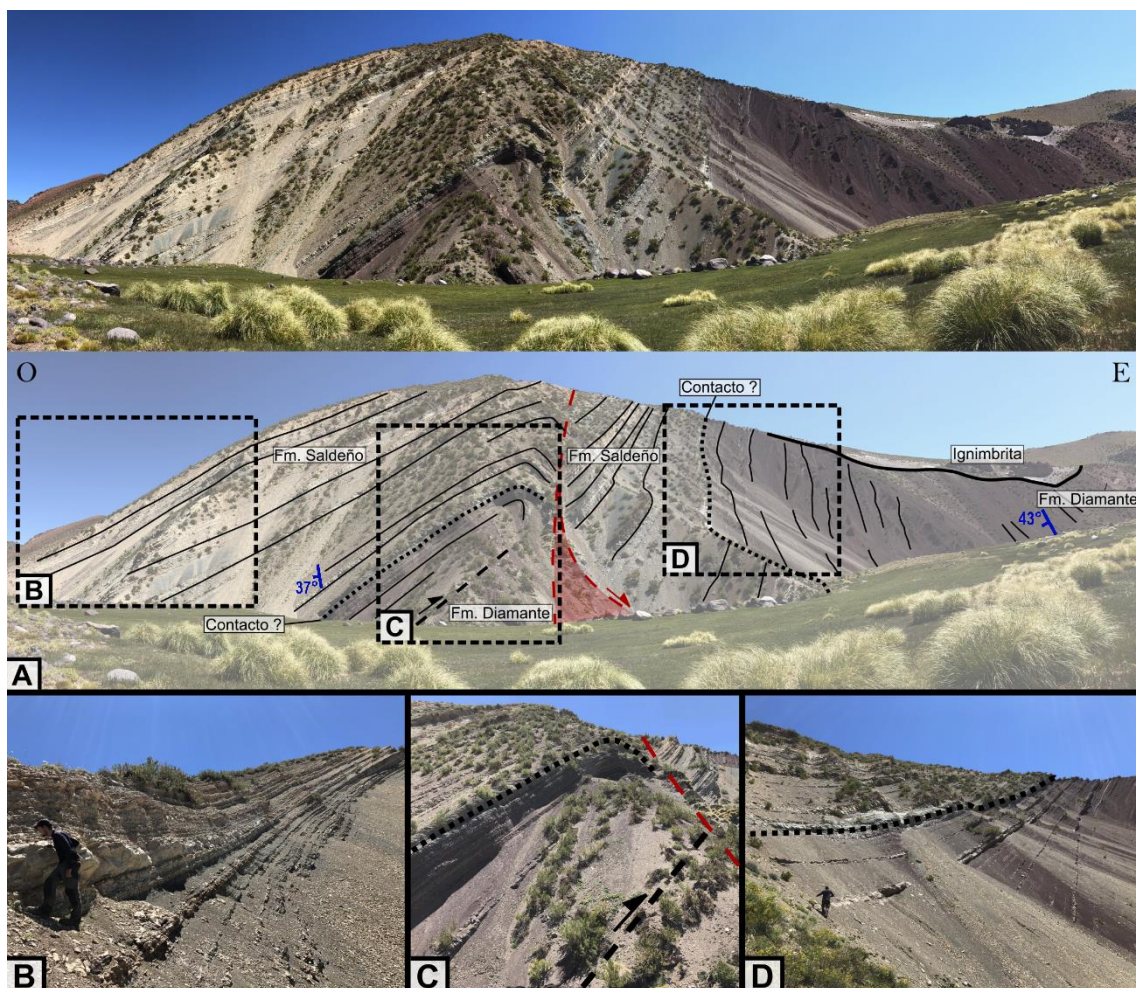


Figura 4.14. Afloramientos de la Formación Saldeño (eq. Grupo Malargüe) en la región central. A) Interpretación estratigráfica y estructural de los afloramientos en Playa del Jote. Recuadros indican ubicación de las fotografías de detalle. B) Sección media de la Formación Saldeño, intercalación de areniscas calcáreas y pelitas. C) Transición entre la sección basal y sección media de la Formación Saldeño. D) Falla inversa que repite la sección basal de la Formación Saldeño y genera un pequeño pliegue por propagación de falla.

4.7.1.Región central

En el sector de Playa del Jote, localizado en la desembocadura del río Blanco hacia el río Negro, se encuentran afloramientos de la Formación Diamante y de una secuencia suprayacente asignable al Cretácico terminal-Paleógeno (Fig. 4.14A). Estas secuencias se desarrollan en un contacto transicional sobre la Formación Diamante y se caracterizan por la presencia de facies finas de color borravino en su sección basal, una transición hacia facies pelíticas, a calcáreas de coloración gris-verdoso en la sección media, y facies arenosas y pelíticas de coloración rojizo hacia el tope de la secuencia (Figs. 4.14 B y C). Esta unidad puede correlacionarse estratigráfica y litológicamente con la Formación Saldeño (Tunik, 2003) descrita en el norte de la Cordillera

Principal mendocina, y con el Grupo Malargüe (Legarreta *et al.* 1989; Aguirre-Urreta *et al.* 2011) que se desarrolla hacia el antepaís a estas latitudes. Tanto la Formación Saldeño como el Grupo Malargüe registran la primera ingresi3n marina desde el oc3ano Atl3ntico en la Cuenca Neuquina (Tunik 2003; Aguirre-Urreta *et al.* 2011). En la figura 4.14A se puede observar la interpretaci3n estratigr3fica y estructural de los afloramientos analizados en la localidad. Se muestran los cambios entre las secciones de la unidad bajo estudio y una falla inversa que repite la secci3n basal de la unidad generando un peque1o pliegue por propagaci3n de falla (Fig. 4.14D).

4.7.2.Región occidental

Hacia el oeste, en la regi3n del arroyo Colorado, tambi3n se observ3 la presencia de secuencias sedimentarias similares ubicadas por encima de la Formaci3n Diamante (Fig. 4.15). La unidad afectada por fallamiento normal haba sido previamente asignada a la Formaci3n Tordillo (ver secci3n 4.4). Sin embargo, el reconocimiento de las formaciones Agrio y Diamante en el arroyo Colorado, permiten redefinir la estratigrafa del sector, por lo que estas secuencias ubicadas por encima de la Formaci3n Diamante pueden ser asignadas al Cret3cico terminal-Pale3geno.

El acceso a estos afloramientos no es sencillo ya que afloran a m3s de 200 metros sobre el nivel basal del valle, en un pared3n de pendiente pr3cticamente vertical. Como se puede ver en la Figura 4.15A, la secci3n superior de la Formaci3n Diamante se encuentra afectada por fallamiento normal, que estar3a vinculado a la sedimentaci3n de las secuencias verdosas que se encuentran en la parte superior del afloramiento. El cambio litol3gico transicional hacia areniscas calc3reas de coloraci3n verdosa recuerda lo observado en el sector de Playa del Jote (Fig. 4.14), y por lo tanto permite estimar que la unidad se trata de la Formaci3n Salde1o. Tanto en las fotograf3as, como las observaciones de campo, no se distinguieron aumentos de espesor considerables hacia las estructuras extensionales, pero se ve que estas estructuras no afectan a las unidades subyacentes y que su desarrollo se localiza principalmente en las rocas asignables a la Formaci3n Salde1o. Si la correlaci3n realizada con la Formaci3n Salde1o es correcta, se puede estimar que durante el Cret3cico terminal un nuevo pulso extensional tuvo lugar en el sector noroccidental de la Cuenca Neuquina.

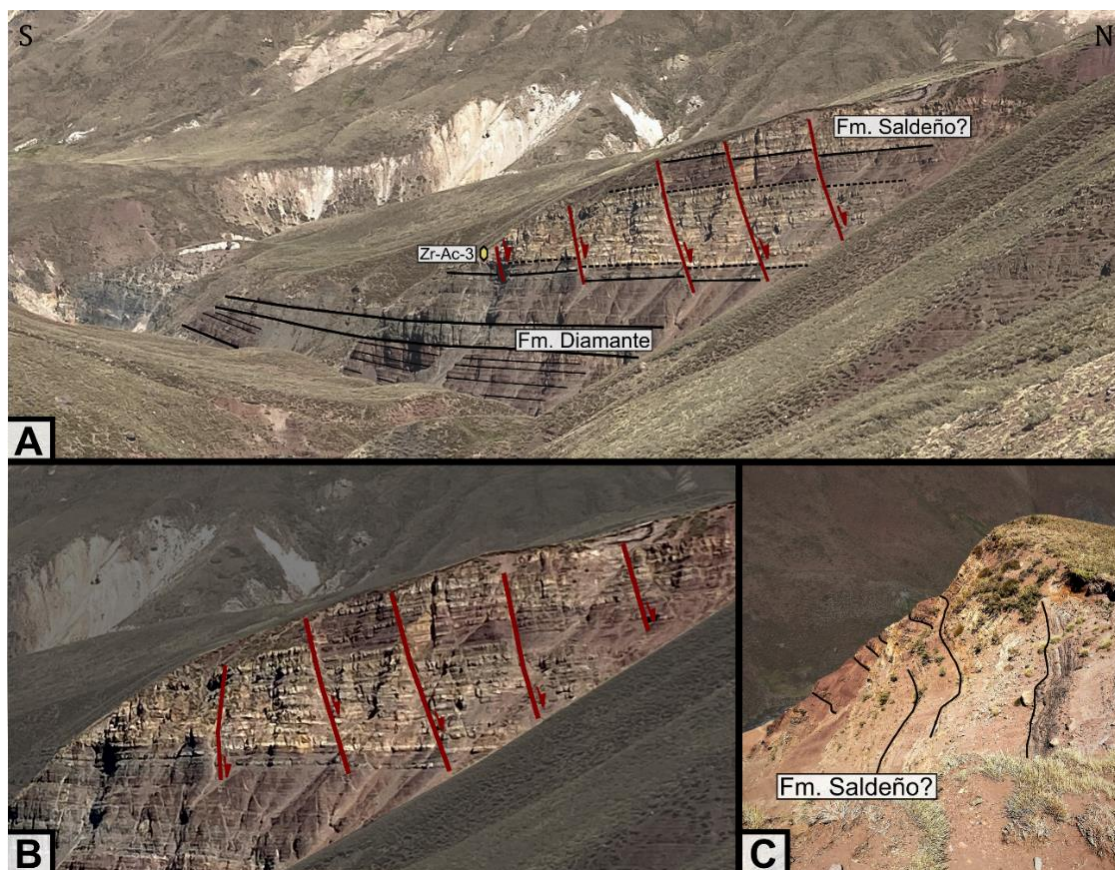


Figura 4.15. Afloramientos de unidades del Cretácico Superior en el arroyo Colorado. A) Estructuras extensionales afectando la sección superior de la Formación Diamante y controlando la depositación de la unidad suprayacente (Formación Saldeño). Ubicación de la muestra Zr-AC-3 analizada por U-Pb en circón. B) Detalle de las estructuras extensionales sintéticas entre sí. C) Detalle de los afloramientos de la Formación Saldeño.

4.7.3.Región oriental

En el arroyo Las Aucas, ubicado en el frente de la faja plegada y corrida, aflora una sección completa del Grupo Malargüe (Fig. 4.16). En este sector el Grupo Malargüe se encuentra por encima de secuencias conglomerádicas de la Formación Diamante. La sección del Grupo Malargüe en el arroyo Las Aucas posee ~240 metros de espesor y se pudieron distinguir las cuatro formaciones que lo integran (Fig. 4.16 A). La Formación Loncoche está compuesta por fangolitas donde abundan las concreciones y bancos calcáreos de espesores reducidos que no superaban los 3 metros de espesor. La Formación Roca se caracteriza por la presencia de bancos de caliza y areniscas calcáreas ricas en fósiles, donde se pudieron distinguir principalmente moluscos como gastrópodos y bivalvos que indican la depositación en un ambiente marino marginal. Por encima se observa un cambio de facies hacia una secuencia donde intercalan pelitas y areniscas finas de coloración rojiza, que evidencian una continentalización del ambiente y fueron asignadas a la Formación Pircala. Gradualmente la secuencia se torna más finas y se considera que ocurre un cambio de unidad con la aparición de pelitas y fangolitas varicolores que han sido descritas en otras secciones cercanas para la Formación Coihueco (Horton *et al.* 2016).

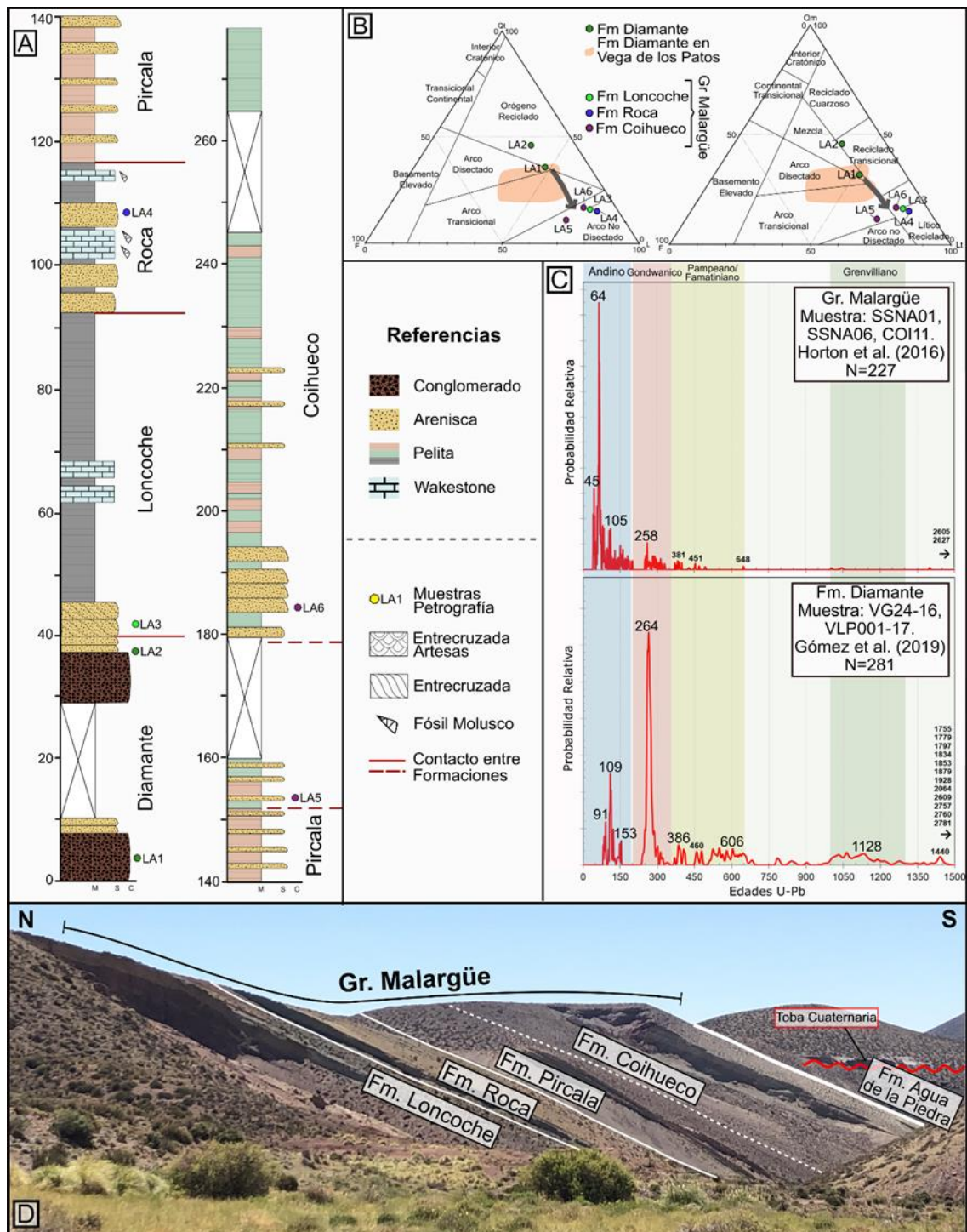


Figura 4.16. A) Perfil sedimentario levantado en el arroyo Las Aucas de la sección superior de la Formación Diamante y del Grupo Malargüe. B) Diagramas de discriminación de areniscas Qt-F-L y Qm-F-Lt. Qt: Cuarzo total; F: Feldespatos; L: Líticos; Lt: Líticos totales, incluido cuarzo policristalino; Qm: Cuarzo monocristalino. C) Diagramas de probabilidad relativa de edades U-Pb en circones detríticos para muestras de la Formación Diamante y Grupo Malargüe; edades tomadas de Gómez *et al.* (2019) y Horton *et al.* (2016). D) Afloramientos relevados del Grupo Malargüe en el arroyo Las Aucas.

El análisis petrográfico en seis muestras de niveles arenosos a lo largo de la sección analizada permitió reconocer un importante cambio de procedencia entre el tope de la Formación Diamante

y las unidades del Grupo Malargüe (Fig.4.16 B). Se puede ver que la muestra LA1 y LA2 de la Formación Diamante caen en el campo de Orógeno Reciclado en el diagrama Qt-F-L y en el campo de Mezcla y Reciclado Transicional en el gráfico Qm-F-Lt; mientras que las muestras del Grupo Malargüe caen en el campo de Arco no Disectado (LA3, LA4, LA5, LA6) del diagrama Qt-F-L y en los campos de Lítico Reciclado (LA4, LA3, LA6) y Arco Transicional (LA5) del gráfico Qm-F-Lt. Esto refleja un cambio hacia sedimentos más inmaduros en el Grupo Malargüe con respecto a la Formación Diamante.

Este cambio de procedencia ya había sido descrito a partir del análisis de circones detríticos por Balgord y Carrapa (2016) al sur de la faja plegada y corrida del Malargüe. Al comparar las muestras obtenidas por Gómez et al. (2019) para la Formación Diamante en el área de estudio y por Horton et al. (2016) para las secciones superiores del Grupo Malargüe se puede ver reflejado lo observado en los análisis petrográficos (Fig. 4.16 C). El patrón de procedencia de las muestras de las secciones superiores del Grupo Malargüe muestra un importante aporte desde el arco magmático, siendo el área fuente principal de sedimentos. Se observa un aporte desde rocas mesozoicas de la Cuenca Neuquina por lo que el área fuente se ubicaba probablemente hacia el oeste. Un rasgo distintivo es el escaso aporte desde circones permo-triásicos y más antiguos que reflejan que las rocas del basamento no representaban un área fuente para este periodo.

4.8. ESQUEMA EVOLUTIVO Y PALEOGEOGRÁFICO DE LA PRIMERA CUENCA DE ANTEPAÍS ANDINA

4.8.1. Cretácico Temprano

La última transgresión marina del Paleo-océano Pacífico en la Cuenca Neuquina está registrada por un ciclo transgresivo-regresivo representado por la sección superior del Grupo Mendoza (transgresivo) y el Grupo Baja del Agrio (regresivo) (Fig. 4.17 A). En este contexto, en la zona de estudio los depósitos marinos están representados por las formaciones Vaca Muerta, Chachao y Agrio (Lo Valdés en Chile), mientras que la regresión quedó registrada en el Grupo Bajada del Agrio con las evaporitas de la Formación Huitrín y sedimentos finos continentales de la Formación Rayoso.

4.8.2. Cretácico Tardío

Hacia el Cretácico Tardío la sedimentación en la cuenca sufrió importantes cambios con respecto a los ciclos anteriores. Se ha propuesto que la cuenca pasó de estar dominada por subsidencia termal a comenzar a estar gobernada por subsidencia flexural debido a la carga tectónica del primer orógeno Andino (Cobbold y Rossello 2003; Tunik *et al.* 2010; Di Giulio *et al.* 2012). Este evento se encuentra representado a nivel regional en la cuenca por la discordancia *intersenoniana* definida por Groeber (1929). En la zona de estudio, el relleno de la cuenca de antepaís cretácica tiene un amplio registro en distintos sectores del orógeno, lo cual permite estudiar distintos sectores de la paleo-cuenca.

En este capítulo se analizaron dos sectores, uno ubicado hacia el este en la región de Vega de los Patos y otro ubicado hacia el oeste en el arroyo Colorado. La Formación Diamante ha sido datada en ambos sectores, lo que permite tener certezas de la correlación temporal de las secuencias analizadas en ambas zonas. Las edades U-Pb en circones detríticos permiten estimar una edad máxima de depositación de *ca.* 107 Ma para la base del perfil de Vega de los Patos, y una de *ca.* 98 Ma para la base del perfil en el arroyo Colorado (ver sección 4.6). Teniendo en cuenta que la

Formación Diamante se encuentra por encima de la Formación Huitrín en la región de Vega de los Patos y por encima de la Formación Agrio en la región del arroyo Colorado, podemos ver que existe una discordancia de uno 20 a 30 Ma de años y que la misma es mayor en el sector occidental. La presencia de estratos de crecimiento asociados a estructuras compresivas en el sector occidental, permiten estimar que este sector representaba una región de tope de cuña y, por lo tanto, la estructuración de la zona habría generado la exposición y erosión de la Formación Huitrín y tal vez de las secciones basales de la Formación Diamante durante el Cretácico Tardío. Por otro lado, en la región de Vega de los Patos, donde la Formación Huitrín conserva su espesor y la Formación Rayoso se encuentra escasamente representada, estaría indicando que este sector fue exhumado durante el pasaje del dorso periférico dejando expuesto los depósitos de la Cuenca Neuquina, lo que habría generado la erosión de gran parte de la Formación Rayoso, dando lugar a una discordancia erosiva al momento de la depositación de la Formación Diamante. Luego del paso del dorso periférico, la región de Vega de los Patos representó la depozona de antepaís de la cuenca de antepaís cretácica, al menos en los estadios iniciales. La presencia de cambios de inclinación en la Formación Diamante relacionadas a un pliegue con núcleo en la Formación Huitrín en Vega de los Patos, permiten inferir que este sector pasó a representar un sector de tope de cuña más tarde en el tiempo, evidenciando así el avance del frente orogénico cretácico.

Los estudios de procedencia mediante análisis petrográficos y U-Pb en circones detríticos permitieron distinguir distintas áreas fuente de sedimentos y cambios en el patrón de procedencia entre los sectores basales y cúspides de la Formación Diamante. Las muestras obtenidas en las secciones basales Zr-AC-1 y VLP001-17 (perfil arroyo Colorado y Vega de los Patos respectivamente, ver referencias Fig. 4.12) permitieron determinar un importante aporte desde el arco magmático cretácico ubicado hacia el oeste. A su vez, se observa una diferencia en el patrón de procedencia entre el sector occidental y el sector central, el primero posee un aporte desde rocas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, mientras que el segundo presenta aporte desde el basamento de la cuenca. El aporte desde rocas mesozoicas en el sector occidental se interpreta que podría ser producto de la inversión incipiente del depocentro Alto Atuel, donde se estarían expuestas las rocas jurásico-cretácicas, representando el área fuente principal para el sector occidental y un área fuente secundaria para el sector central. El aporte desde rocas asignadas al basamento en la región central sería producto del pasaje del dorso periférico hacia el este, que habría expuesto rocas antiguas, o bien podrían provenir de altos estructurales como la Cordillera Frontal o el Bloque de San Rafael que representarían un antepaís fragmentado. Las muestras tomadas en secciones superiores de la Formación Diamante Zr-AC-3 y VG24-16 (arroyo Colorado y Vega Grande respectivamente, ver referencias Fig. 4.12), muestran un cambio de procedencia considerable respecto de las muestras de las secciones basales. En el caso de la muestra obtenida en el sector occidental, se observa un decrecimiento el aporte de circones jóvenes del Cretácico Tardío y un aumento en la edad de los circones Jurásico que estarían indicando que el depocentro Alto Atuel seguiría exhumándose, exponiendo unidades jurásicas más antiguas y generando una barrera orográfica para los circones provenientes del arco magmático. Se observa un importante aporte de circones asignables a las rocas del basamento de la cuenca, que también representan el área fuente principal en la región central. Teniendo en cuenta que predominan los circones Gondwánicos y en menor medida los circones del ciclo Famatiniano y Pampeano, se puede estimar que el área fuente se encontraba en la Cordillera

Frontal, lo cual también tiene registro en el importante aporte clástico de rocas riolíticas en los perfiles cercanos a la Cordillera Frontal. Cabe destacar, que en la muestra VG24-16, la cual representa la muestra más joven del área, tiene un aporte muy reducido de circones cretácicos.

Esta disminución de aporte de circones desde el arco magmático cretácico había sido descripta para las rocas del Grupo Neuquén y fue explicado por el paso de una dorsal (entre las placas de Chasca-Catequil) por el margen de subducción entre los 110 y 80 Ma (Seton *et al.* 2012), generado subducción de corteza joven anhidra que por su mayor flotabilidad produciría la horizontalización de la losa y consecuentemente una baja productividad y migración del arco magmático y del frente de deformación hacia el antepaís (Fennell *et al.* 2017a). Sin embargo, Muñoz *et al.* (2018) refutan esta hipótesis y proponen la presencia de una barrera estructural entre el arco y la cuenca de antepaís para explicar la falta de circones juveniles, ya que sus estudios demuestran que durante los ~100 Ma y 80 Ma el arco magmático se mantuvo estático en la región de la Cordillera de la Costa.

Algunos autores mencionan que durante el Cretácico Tardío la estructuración de la faja plegada y corrida de Malargüe habría generado la inversión del depocentro Río del Cobre, dividiendo la cuenca de antepaís y generando una cuenca de *piggyback* en el sector chileno donde se depositó la unidad BRCU, y una cuenca de antepaís hacia el oeste donde se depositó el Grupo Neuquén (Mescua *et al.* 2013; Muñoz *et al.* 2018). La barrera orográfica propuesta explica la ausencia de circones jóvenes en las unidades superiores de Grupo Neuquén lo cual tiene correlación con lo visto para la Formación Diamante.

Teniendo en cuenta lo mencionado anteriormente, se puede estimar que la inversión del depocentro Río del Cobre y del depocentro Alto Atuel, ambos ubicados a los 70° O y separados por tan solo 20 km, habría ocurrido de forma conjunta, formando una barrera orográfica de escala regional durante el Cretácico Tardío (Fig. 4.17 B). El frente de deformación de la faja plegada y corrida estaría ubicado más al este, primero en la región del arroyo colorado, donde hay evidencias de sedimentación en una zona de tope de cuña y luego en la región de Vega de los Patos donde se observan geometrías relacionables a estratos de crecimiento en la Formación Diamante. El importante aporte de sedimentos y circones del basamento estratigráfico de la Cuenca Neuquina evidencian que estas unidades se encontraban expuestas representando un área fuente. Nuestra propuesta es que la Cordillera Frontal representaba un alto topográfico durante el Cretácico Tardío, perfiles sedimentarios presentados por Cruz (1993) muestran que las secuencias se condensan hacia la Cordillera Frontal, los depósitos se tornan más gruesos representando ambientes de abanicos aluviales y la composición clástica se encuentra dominada por clastos de rocas riolíticas provenientes del Grupo Choiyoi.

4.8.3. Cretácico Tardío terminal-Paleógeno

Hacia fines del Cretácico la sedimentación en la cuenca cambió considerablemente y esto quedó evidenciado con la primera transgresión marina desde el océano Atlántico (Legarreta *et al.* 1989). Esta ingresión marina ha sido relacionada a un aumento de la subsidencia flexural en la cuenca como consecuencia de la carga orogénica, que habría generado un cambio en la paleo-pendiente de la cuenca y un reordenamiento del drenaje (Aguirre-Urreta *et al.* 2011). Sin embargo, trabajos publicados recientemente muestran que en la región del arco magmático entre los 34° 30' S y 36° S se originaron productos volcánicos asociados a estructuras extensionales (Formación Plan de

los Yeuques y la unidad Los Angeles), que poseen una signatura geoquímica que indica una corteza de espesor normal (30-35 km). Esto fue interpretado como un periodo de tectónica extensional de intra-arco, donde probablemente se adelgazó la corteza generada durante el orógeno cretácico (Fig. 4.17 C) (Iannelli *et al.* 2018, 2020; Muñoz *et al.* 2018; Fennell *et al.* 2019). Balgord (2017) presenta análisis geoquímicos e isotópicos de Hf en circones detríticos de la Cuenca Neuquina y menciona un cambio desde signaturas más evolucionadas entre los 100 Ma y 60 Ma a una signatura más juvenil posterior a los 60 Ma, lo cual interpreta como un cambio desde una etapa compresiva durante el Cretácico Tardío a un periodo de extensión luego de los 60 Ma.

En este contexto, el estudio de las secuencias sedimentarias del Grupo Malargüe y la Formación Saldeño brindaron información del régimen tectónico imperante durante este periodo de tiempo en la región de la cuenca de antepaís. En la región oriental se pudieron distinguir las cuatro formaciones que integran al Grupo Malargüe, en este sector la secuencia se encuentra en bancos tabulares donde no se observaron estructuras extensionales. De hecho, las secuencias parecieran representar una continuación en la sedimentación de la Formación Diamante en una cuenca de antepaís. Sin embargo, se detectó un cambio en el patrón de procedencia a partir de análisis petrográficos entre la Formación Diamante y el Grupo Malargüe, que a su vez pudo ser corroborado por medio de análisis U-Pb en circones detríticos llevados a cabo por otros autores. En particular, se observó que durante la depositación del Grupo Malargüe el arco magmático se convirtió en la principal área fuente de sedimentos, lo cual contrasta con lo observado en el tope de la Formación Diamante cuyo aporte principal provenía desde rocas del basamento que afloran hacia el este.

En la región central, más precisamente en Playa del Jote la Formación Saldeño se ubica sobre la Formación Diamante y se presentan con sus facies típicas, pasando de un ambiente de baja energía dominado por pelitas y areniscas finas de coloración borraño a un ambiente marino marginal donde se desarrollan areniscas y conglomerados calcáreos en la base e intercalaciones de pelitas y areniscas secuencia arriba. Los afloramientos presentes en esta localidad ya habían sido atribuidos a la Formación Saldeño por Tunik (2003).

En la región occidental, en el Arroyo Colorado, por encima de la Formación Diamante, se observa un cambio litológico hacia areniscas verdosas con alto contenido de carbonatos. Estas secuencias fueron asignadas a la Formación Saldeño por su posición estratigráfica. Se pudo observar que las secuencias mencionadas se encontraban afectadas por una serie de fallas normales sintéticas, de meso-escala, que parecieran haber controlado la depositación de la unidad. Si la correlación con la Formación Saldeño es válida, se podría estimar que al menos los sectores occidentales de la cuenca, ubicados en las cercanías del arco, también se encontraban dominados por una tectónica extensional durante la transgresión marina del océano Atlántico a fines del Cretácico (Fig. 4.17C).

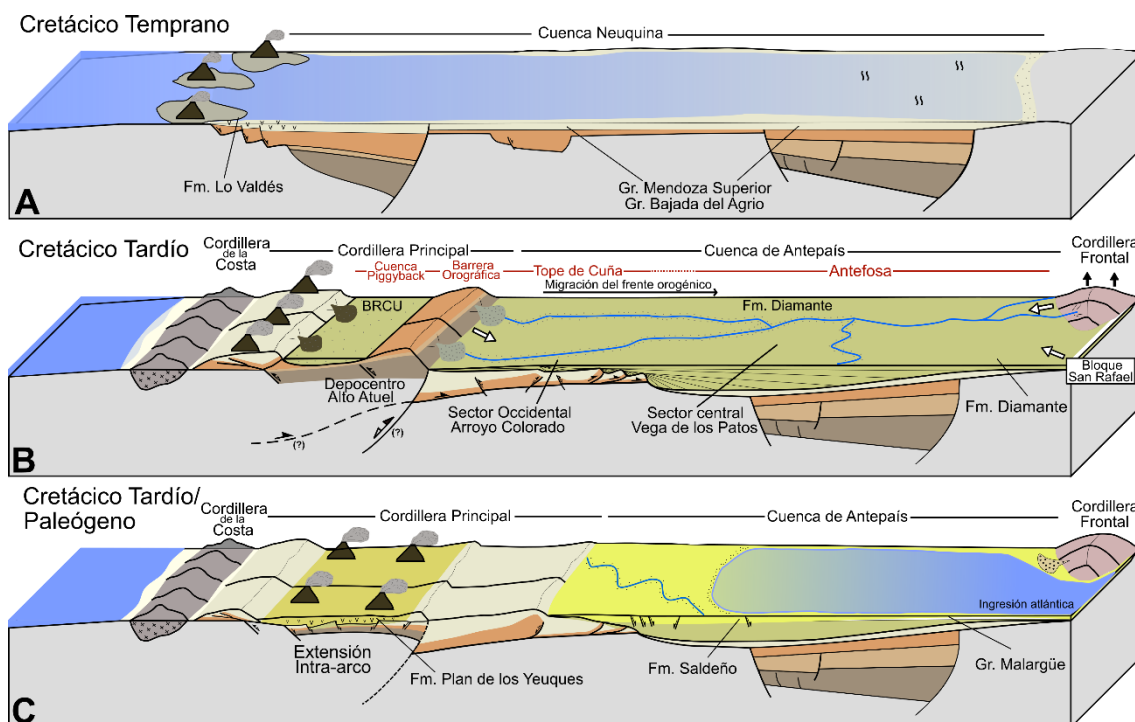


Figura 4.17. Esquema evolutivo del orógeno andino durante el Cretácico. A) Cretácico Temprano: Cuenca Neuquina dominada por subsidencia termal, se desarrolla la última transgresión marina desde el Océano Paleo-océano Pacífico representada por el Grupo Mendoza. A fines del Cretácico temprano comienza la regresión marina registrada por el Grupo Bajada del Agrio. B) Comienza a desarrollarse el orógeno Andino y a dominar la subsidencia flexural. El frente topográfico se ubicaba en la región del depocentro Alto Atuel, que se habría comenzado a invertir en este periodo. La región del arroyo Colorado representaba el sector de tope de cuña de la cuenca de antepaís, mientras que la región de Vega de los Patos representaba un sector de antefosa en los estadios iniciales. La Cordillera Frontal podría ser un alto topográfico, representando un antepaís fragmentado. C) Ocurre la primera ingresión marina desde el Océano Atlántico a fines del Cretácico. ¿Subsidencia flexural por carga orogénica o subsidencia mecánica debido a periodo de extensión?

4.9. CONSIDERACIONES FINALES

Los análisis realizados en las secuencias del Cretácico Tardío en el segmento norte de la faja plegada y corrida de Malargüe permiten reafirmar la existencia de una fase de estructuración Andina hacia los ~100 Ma.

En el sector occidental del área de estudio, los análisis estratigráficos y geocronológicos permitieron reasignar las secuencias epiclásticas rojizas aflorantes en el arroyo Colorado a la Formación Diamante y descartar la posibilidad de que estas secuencias correspondan a la Formación Tordillo como había sido propuesto anteriormente. Dos edades U-Pb en circones detríticos permiten acotar la edad de depositación de la Formación Diamante en este sector entre *ca.* 98 Ma y 95 Ma. Por otro lado, análisis paleontológicos permitieron asignar la unidad infrayacente a la Formación Agrio por la presencia de ammonoideos de edad Hauteriviana, evidenciando de esta manera la presencia de un *hiatus* erosivo de *ca.* 30 Ma entre ambas unidades.

Las observaciones estructurales realizadas en este sector permitieron reconocer una fase deformacional que afectó a las secuencias del Cretácico Temprano (Formación Agrio) y que

habría generado la sedimentación sinorogénica de la Formación Diamante en un sector de tope de cuña durante el Cretácico Tardío, evidenciado por la presencia de discordancias progresivas y estratos de crecimiento en esta unidad. Además, el análisis composicional de los conglomerados presentes en la secuencia permitió reconocer que los mismos estaban compuestos casi completamente por clastos de carbonatos, lo cual fue relacionado a la erosión de la Formación Agrio durante su depositación. Las edades de los circones en las muestras detríticas datadas poseían un importante aporte desde rocas del Jurásico Temprano al Cretácico Temprano, esto permitió estimar la presencia de un frente topográfico cercano al área analizada, que muy probablemente estuvo relacionado a la incipiente inversión del depocentro Alto Atuel durante el Cretácico Tardío.

En la región central, la Formación Diamante ya había sido relacionada a una sedimentación sinorogénica en un sector de antifosa por otros autores. Nuestras observaciones permitieron estimar la presencia de un área mixta de aporte de sedimentos, tanto desde el oeste con el incipiente levantamiento de la Cordillera Principal, como desde el este, por el importante aporte de rocas y circones del basamento. El aporte de sedimentos provenientes del basamento fue atribuido a un alto topográfico generado por la Cordillera Frontal, en relación con lo observado en perfiles sedimentarios realizados en afloramientos aledaños en la región oriental, que muestran un engrosamiento de las facies y un incremento en el aporte de clastos de composición riolítica hacia esta unidad morfoestructural. En Vega de los Patos, se reconoció un cambio de inclinación en las capas que conforman a la Formación Diamante que podría estar relacionado a una sedimentación sinorogénica durante el crecimiento del anticlinal del Vega de los Patos.

Por otro lado, los análisis geocronológico U-Pb en circones detríticos llevados a cabo en la Formación Diamante permitieron estimar la presencia de distintas áreas fuente de sedimentos que corroboran las hipótesis planteadas anteriormente. Un rasgo distintivo en estos estudios fue la disminución de circones jóvenes provenientes del arco magmático hacia el tope de la Formación Diamante, lo cual ya había sido apreciado para el Grupo Neuquén por otros autores y adjudicado a la presencia de una barrera estructural entre la región del arco y la cuenca de antepaís. Nuestra hipótesis es que la inversión de los depocentros Alto Atuel y Río del Cobre, ambos localizados a los 70° O de longitud, habría actuado como una barrera orográfica durante el Cretácico Tardío desconectado así la cuenca de antepaís del arco magmático.

Hacia fines del Cretácico ocurrió una transgresión marina desde el océano Atlántico que alcanzó el área de estudio. En la región oriental la transgresión tiene registro con las formaciones Loncoche y Roca del Grupo Malargüe, mientras que hacia el oeste en la región central y Occidental se agrupa dentro de la Formación Saldeño. Esta transgresión ha sido vinculada al aumento de subsidencia flexural en la cuenca generada por el crecimiento del orógeno cretácico. Sin embargo, trabajos publicados recientemente proponen la existencia de un pulso extensional durante fines del Cretácico en la región del arco magmático coetáneo con la edad del evento transgresivo. Nuestros resultados permitieron distinguir un importante cambio de composición entre las areniscas de la Formación Diamante y el Grupo Malargüe, que muestran una evolución hacia sedimentos más inmaduros compuestos mayormente por líticos volcánicos. Esto evidencia un reordenamiento de las áreas fuente de la cuenca, con un aumento de aporte desde el arco magmático (ubicado al oeste) y una disminución de contribución desde las rocas del basamento

(ubicadas hacia el este). La presencia de fallamiento normal en secuencias asignables a la Formación Saldeño en el arroyo Colorado, permiten estimar que el evento extensional de intra-arco que ocurrió durante fines del Cretácico habría alcanzado la región occidental de la cuenca de antepaís durante la transgresión marina atlántica. Sin embargo, los análisis realizados no permiten determinar con certezas si el evento extensional alcanzó otros sectores de la cuenca durante la transgresión marina desde el océano Atlántico, por lo que nuevos estudios en detalle de estas secuencias serían necesarios para lograr este objetivo.

5. ANÁLISIS DE LOS DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS MIOCENOS DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DEL ACONCAGUA A LOS 33°S

5.1. INTRODUCCIÓN

La cordillera de los Andes es uno de los orógenos más extenso del planeta, construido por un margen de subducción oceánico-continental que se encuentra activo al menos desde el Jurásico (Gansser 1973; Ramos 2009; Horton 2018). A partir del Mioceno las variaciones en el ángulo de inclinación de la zona de subducción de la placa de Nazca han llevado a una segmentación del margen sudamericano (Fig. 5.1A), en el cual alternan segmentos con ángulos de subducción normal a alta ($\geq 30^\circ$) y segmentos de subducción subhorizontal ($< 10^\circ$) de la placa oceánica. Esta segmentación también puede ser observada en la superficie de la placa superior Sudamericana, donde el orógeno presenta una evolución diferente en los segmentos de subducción normal respecto de los segmentos de subducción subhorizontal. No obstante, la influencia de la geometría de la losa en subducción de la arquitectura de la corteza superior aún se encuentra poco comprendida (Buelow *et al.* 2018).

Los Andes Centrales del Sur, entre los 33° y 34°S, coinciden con la zona de transición entre el segmento de subducción subhorizontal Pampeano, al norte, y el segmento de subducción normal, al sur (Fig. 5.1A). Los modelos clásicos sobre la evolución tectónica de esta zona proponen que la progresiva somerización de la losa oceánica, provocó la migración del arco hacia el este a partir del Mioceno medio, debilitando la corteza continental y permitiendo el avance de la deformación hacia el antepaís (Jordan *et al.* 1983; Mpodozis y Ramos 1990; Ramos *et al.* 2002; Yáñez *et al.* 2002). Este tren de deformación habría permitido el desarrollo de seis regiones tectónicas y morfoestructurales, de oeste a este: la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Cordillera Principal, la Cordillera Frontal, la Precordillera, y las Sierras Pampeanas (Mpodozis y Ramos 1990). Temporalmente, la Cordillera Principal se habría levantado entre los 20 y los 9 Ma, la Cordillera Frontal entre los 9 y los 6 Ma, la Precordillera a los 5 Ma y las Sierras Pampeanas durante el Pleistoceno-Cuaternario (Ramos *et al.* 2002, 2005). Sin embargo, trabajos recientes sugieren un nuevo esquema evolutivo basado en datos termocronológicos, geocronológicos y estratigráficos, en el cual el levantamiento de las Cordilleras Principal y Frontal, la Precordillera y las Sierras Pampeanas fue previo a la instauración de la zona de subducción subhorizontal Pampeana en esta región (Levina *et al.* 2014; Suriano *et al.* 2017; Buelow *et al.* 2018; Lossada *et al.* 2020). En estos modelos, el crecimiento de la Cordillera Frontal a los 33°S habría ocurrido entre los 17 y 14 Ma, mientras que el de la Precordillera se desarrollaría entre los 12 y los 9 Ma (Buelow *et al.* 2018; Lossada *et al.* 2020). En este sentido, estos autores señalan que el efecto principal de la subducción subhorizontal en la deformación de la corteza superior es el desarrollo del antepaís fragmentado y el levantamiento final de las Sierras Pampeanas (Buelow *et al.* 2018). Por otro lado, algunos autores proponen que las Sierras Pampeanas habrían permanecido como un alto topográfico desde el Cretácico Tardío (Bense *et al.* 2013).

Los orógenos de subducción, como los Andes, desarrollan cuencas de antepaís en el retroarco en respuesta a la subsidencia flexural, asociada a la carga topográfica del orógeno (DeCelles y Giles 1996; Decelles 2012). Estas cuencas comprenden un registro rico en material detrítico, el cual

permite estudiar la evolución orogénica y magmática de los márgenes de subducción (Jordan *et al.* 1993; Horton y DeCelles 2001; Decelles *et al.* 2011; Buelow *et al.* 2018). El estudio en detalle de los depósitos sinorogénicos de las cuencas de antepaís puede aportar información acerca de los diferentes episodios de deformación a lo largo del margen, la historia de exhumación del orógeno, y la actividad del arco magmático en el tiempo (Irigoyen *et al.* 2000; Porras *et al.* 2016; Buelow *et al.* 2018; Mackaman-Lofland *et al.* 2019; Lossada *et al.* 2020).

Entre los 32 y 34°, se han reconocido y estudiado una serie de cuencas sinorogénicas, algunas de ellas en el interior de los Andes entre las Cordilleras Principal y Frontal, incluyendo las cuencas de Manantiales, Penitentes, Alto Tunuyán y Uspallata (Jordan *et al.* 1996; Pérez y Ramos 1996b; Giambiagi *et al.* 2001; Perez 2001; Vicente 2005a; Porras *et al.* 2016; Pinto *et al.* 2018; Mackaman-Lofland *et al.* 2020). Mientras que otras cuencas, como la cuenca de Cacheuta, se localizan hacia el este de la Cordillera Frontal, en una posición de antepaís (Irigoyen *et al.* 2000; Hoke *et al.* 2014; Hutter 2015; Buelow *et al.* 2018) (Fig. 5.1C). El conocimiento acerca de la edad y evolución de estas cuencas creció considerablemente con la aparición de estudios geocronológicos de alta precisión llevados a cabo en los últimos años (Porras *et al.* 2016; Pinto *et al.* 2018; Mackaman-Lofland *et al.* 2019). No obstante, la edad exacta de algunas de estas cuencas, como la cuenca de Penitentes, es aún desconocida, lo cual complica su inclusión en el entendimiento de la evolución regional de la zona.

Este capítulo se focaliza en la cuenca neógena de Penitentes, ubicada en la faja plegada y corrida del Aconcagua (32-34°S), cuyo desarrollo areal y relaciones estratigráficas han sido poco estudiadas con el paso del tiempo. Se analizó el relleno de la cuenca, compuesto por los depósitos sinorogénicos del Conglomerado Penitentes (Vicente 2005a), integrando estudios sedimentológicos, estratigráficos, estructurales y de proveniencia (edades U-Pb en circones y conteo de clastos en los conglomerados). De esta manera, se determinó el ambiente depositacional, la edad máxima de depositación y las potenciales áreas fuente a lo largo del tiempo para esta unidad. Además, se estudiaron las estructuras frontales de la faja plegada y corrida del Aconcagua y su relación temporal con el desarrollo de la cuenca de Penitentes. Nuestros resultados indican que la Cordillera Principal habría comenzado a levantarse durante el Mioceno temprano y habría continuado su estructuración durante el Mioceno medio a tardío sincrónicamente al comienzo de la estructuración de la Cordillera Frontal, condicionando la morfología de la cuenca de Penitentes, y generando un cambio en las áreas fuente de sedimentos durante el Mioceno medio, de forma previa a la instalación de la subducción subhorizontal Pampeana.

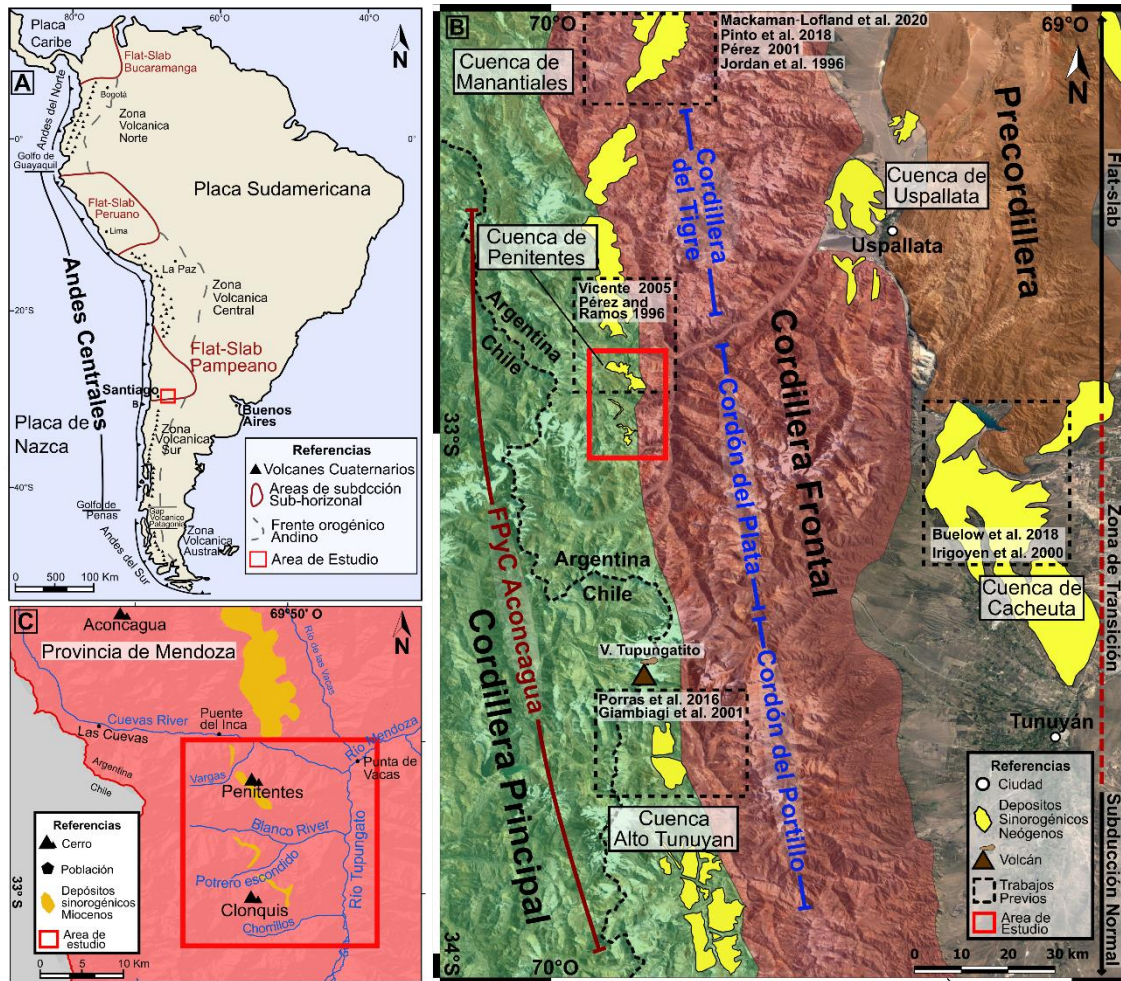


Figura 5.1. A) Marco Tectónico de la cordillera de los Andes (modificado de Ramos, 2009); El recuadro rojo indica la región de estudio, ubicada en la zona de transición entre el segmento de subducción subhorizontal Pampeano y la zona volcánica Sur. B) Principales unidades morfoestructurales y cuencas sinorogénicas neógenas de la vertiente oriental de los Andes entre los 32° y 34° S (Modificado de Buelow et al., 2018); El recuadro rojo indica la zona de estudio, abarcando la cuenca de Penitentes entre las cordilleras Principal y Frontal. C) Ubicación de la zona de estudio entre el río Cuevas y el río Tupungato a los 33° S.

5.2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

El margen de subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana se caracteriza por la alternancia de segmentos de subducción horizontal ($<10^\circ$) y subducción normal (30°) (Fig. 5.1A) (Barzangi y Isacks 1976; Cahill y Isacks 1992; Heuret y Lallemand 2005). Desde el Mioceno, en respuesta a la subducción de la dorsal asísmica de Juan Fernández, se desarrolla el segmento de subducción horizontal Pampeano (también llamado Chileno) entre los 27° - $33,5^\circ$ S (Fig. 5.1A) (Yáñez *et al.* 2002). A estas latitudes, los cambios morfológicos del orógeno andino se correlacionan con este evento, incluyendo cambios en el volcanismo y en la distribución de las diferentes unidades morfoestructurales (Jordan *et al.* 1983).

El área de estudio se localiza en la zona de transición entre el segmento de subducción horizontal Pampeano al norte y el segmento de subducción normal al sur (Zona Volcánica Sur) (Fig. 5.1A). A estas latitudes, se encuentran las expresiones más australes de la Precordillera y las Sierras

Pampeanas que reflejan la geometría de la losa en subducción (Fig. 5.1C) (Jordan *et al.* 1983; Ramos *et al.* 2002; Yáñez *et al.* 2002). Esta zona no presenta volcanismo activo hasta los 33,5° S, donde se localiza el volcán activo Tupungatito, que se emplaza en la Cordillera Principal, e indica el empinamiento de la losa a estas latitudes (Fig. 5.1C) (Ramos *et al.* 2010; Benavente *et al.* 2013).

Al norte de los 33°S, dentro del segmento de subducción horizontal, el arco magmático y la deformación se extienden a más de 700km de la trinchera. Algunos autores proponen que la migración hacia el este del arco magmático habría debilitado la corteza continental, haciendo posible el desarrollo hacia el antepaís de la Cordillera Principal, la Cordillera Frontal, la Precordillera y las Sierras Pampeanas (Fig. 5.2A) (Jordan *et al.* 1983; Ramos *et al.* 2002; Yáñez *et al.* 2002). La última actividad del arco magmático en esta región data del Mioceno tardío-Plioceno y se ubica en la Precordillera y Sierras Pampeanas, y desde entonces, se registra un GAP magmático en este segmento de los Andes (27-33,5°S) (Jordan *et al.* 1983; Kay y Mpodozis 2002; Ramos *et al.* 2002).

Trabajos recientes reevalúan el rol de la subducción subhorizontal en el levantamiento de las diferentes provincias morfoestructurales y sugieren que el levantamiento de la Cordillera Principal, la Cordillera Frontal, la Precordillera y las Sierras Pampeanas fue previo a la somerización de la losa (Bense *et al.* 2013; Buelow *et al.* 2018; Riesner *et al.* 2019; Lossada *et al.* 2020). Entonces, la horizontalización de la losa solo sería responsable del levantamiento final de las Sierras Pampeanas y el desarrollo del antepaís fragmentado durante el Mioceno tardío (Buelow *et al.* 2018).

En contraposición con el modelo tectónico clásico para este segmento de los Andes (~33-34°S), que describen un orógeno con vergencia este (Ramos *et al.* 1996a; Giambiagi *et al.* 2003b, 2015), algunos trabajos recientes proponen un corrimiento principal de escala cortical, con vergencia oeste, sintético a la subducción (Fig. 5.2) (Armijo *et al.* 2010; Riesner *et al.* 2018,2019). En estos nuevos modelos, el levantamiento de la Cordillera Frontal, como una antiforma de basamento de gran escala, se vincula con el desarrollo de un bajo-corrimiento que coloca al antearco bajo el continente Sudamericano, gatillando la migración de la deformación hacia el oeste (Fig. 5.2B). En este escenario, la ladera occidental de la Cordillera Principal habría crecido como una faja plegada y corrida con vergencia oeste desde el Mioceno temprano, mientras que el este de la Cordillera Principal acomodaría pasivamente la deformación andina en una faja plegada y corrida epidérmica con vergencia este (faja plegada y corrida del Aconcagua) (Armijo *et al.* 2010; Riesner *et al.* 2018).

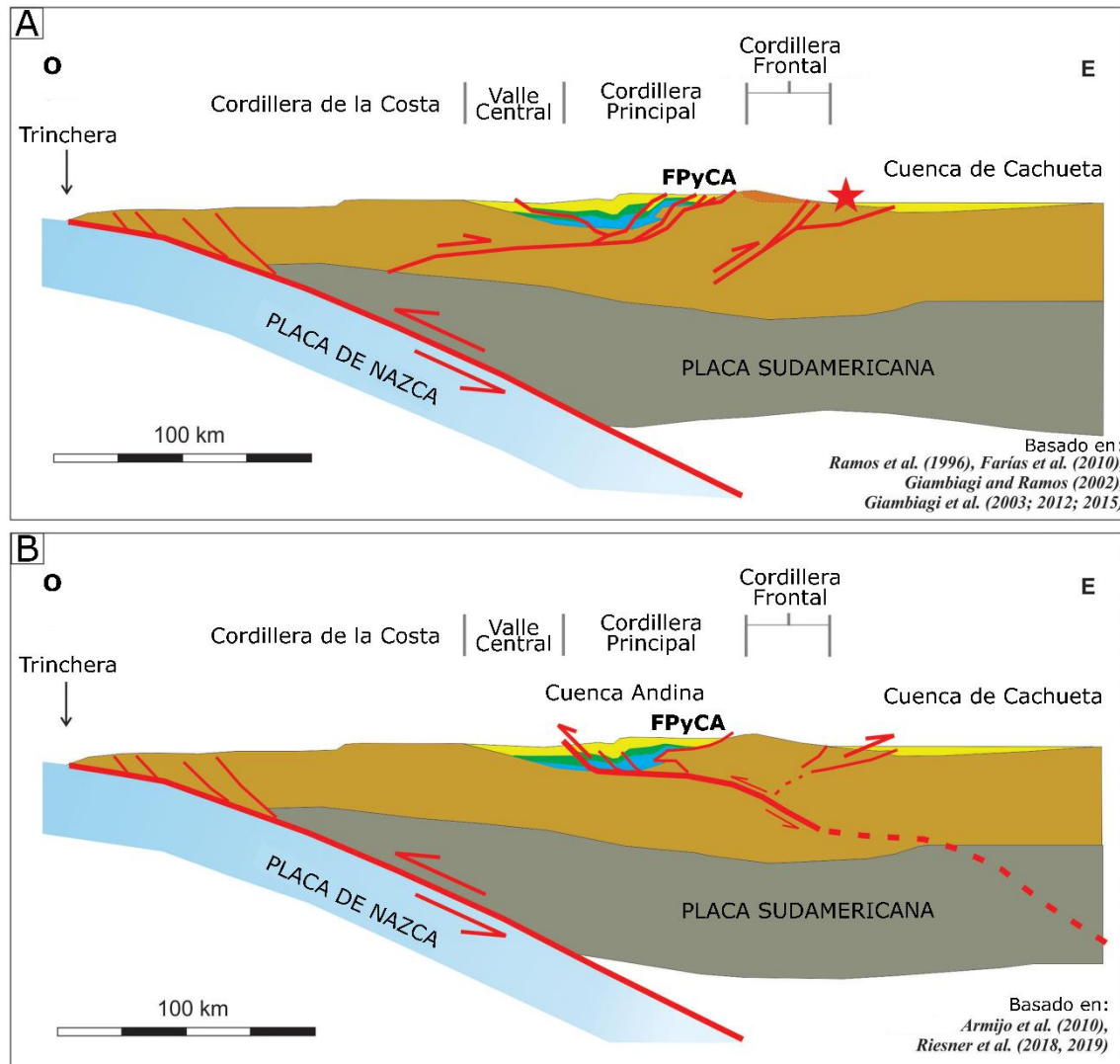


Figura 5.2. Modelos tectónicos esquemáticos propuestos para los Andes a los $33,5^{\circ}\text{S}$. A) Modelo clásico. Propagación hacia el este del frente de deformación y vergencia este de las principales estructuras andinas. B) Modelo de vergencia occidental de los Andes. La deformación en superficie está dada por un *detachment* de vergencia oeste que exhuma en primer lugar a la Cordillera Frontal. FPyCA: Faja plegada y corrida del Aconcagua. Tomado y modificado de Lossada et al. (2020).

5.2.1. La faja plegada y corrida del Aconcagua (AFTB)

La Cordillera Principal de Argentina y Chile se caracteriza por la presencia de fajas plegadas y corridas de retroarco, que deforman los depósitos mesozoicos que rellenan la Cuenca Neuquina (Giambiagi *et al.*, 2003). En particular, entre los $32,5^{\circ}$ y 34° S se desarrolla la faja plegada y corrida del Aconcagua.

Esta faja plegada y corrida se segmenta en dos regiones según su arreglo estructural: al norte de los $33,5^{\circ}$ S ha sido definida como una faja plegada y corrida de tipo epidérmica (Ramos *et al.*, 1996a), mientras que al sur ha sido descrita como una faja plegada y corrida de tipo híbrida (Giambiagi *et al.* 2003b). A pesar de esta diferencia, las estructuras epidérmicas de ambos segmentos poseen su nivel de despegue principal en las evaporitas de la Formación Auquilco.

Los modelos clásicos proponen que el levantamiento de esta región comenzó durante el Mioceno temprano a medio con la inversión de estructuras extensionales mesozoicas y oligo-miocenas presentes en el flanco occidental de la Cordillera Principal (Giambiagi *et al.*, 2003b). Luego, con la generación de nuevos corrimientos, la deformación migró hacia el flanco oriental de la Cordillera Principal, estructurando la faja plegada y corrida del Aconcagua, durante el Mioceno medio (Giambiagi *et al.*, 2003b). Hacia el Mioceno tardío la deformación habría migrado hacia el este, con el inicio de la subducción sub-horizontal, levantando la Cordillera Frontal como un bloque rígido (Ramos *et al.* 1996a).

5.2.2. Estratigrafía del área de estudio

El basamento estratigráfico de la zona de estudio está compuesto por sedimentitas del Paleozoico superior agrupadas en la Formación Alto Tupungato, rocas plutónicas carboníferas-pérmicas, y por el complejo ígneo permo-triásico del Grupo Choiyoi (Pérez y Ramos 1996a). Estas unidades afloran predominantemente en la Cordillera Frontal y no poseen exposición en la Cordillera Principal (Fig. 5.3 y 5.4).

El registro estratigráfico continúa con el relleno sedimentario mesozoico asociado a la Cuenca Neuquina, que se desarrolló como una cuenca de retroarco entre los 32° y 40° S (Legarreta y Gulisano 1989). En el área de estudio, los depósitos asociados al estadio de rift de la cuenca, que usualmente están representados por el Grupo Cuyo, no poseen registro claro (Yrigoyen 1976; Ramos 1985b). Sin embargo, rocas volcánicas con edades del Triásico Tardío han sido descritas en el río de las Vacas (Domo volcánico Paramillos de las Vacas, Perez *et al.* 1987), inmediatamente al norte del área de estudio (edades K-Ar; 203 ± 6 y 205 ± 6 Ma), que podría estar asociadas al pulso extensional con magmatismo asociado que se relaciona al rift de la Cuenca Neuquina (Fig. 5.3).

Basado en la ausencia de los grupos Precuyano y Cuyo, se ha propuesto que la región del Aconcagua se habría comportado como un alto estructural (Alto del Tigre) durante los primeros estadios de evolución de la Cuenca Neuquina, manteniéndose emergida durante la primera ingresión marina registrada en el Grupo Cuyo (Alvarez 1996; Lo Forte 1996). Esta situación cambió hacia fines del Jurásico Medio, cuando la ingresión marina del Calloviano tuvo lugar en esta región, inundando mayores sectores de la cuenca, incluyendo la región del Alto del Tigre. Por lo tanto, el primer registro sedimentario marino de la región se agrupa en el Grupo Lotena (Fig. 5.3), compuesto por las formaciones Lotena, La Manga, y Auquilco, que marcan un ciclo transgresivo-regresivo en la cuenca (Lo Forte 1996).

El relleno de la cuenca continúa con el Grupo Mendoza, ampliamente representado en la faja plegada y corrida del Aconcagua. La Formación Tordillo representa una continentalización de la cuenca en un contexto de extensión y se caracteriza por extensas secuencias epiclásticas de coloración rojiza con intercalación de rocas volcánicas hacia el oeste (Sanguinetti 1989; Acevedo *et al.* 2020). Las sucesiones marinas del Grupo Mendoza comienzan con pelitas negras bituminosas de la Formación Vaca Muerta, grada hacia areniscas calcáreas de la Formación Mulichinco y finaliza con espesas secuencias carbonáticas ricas en fósiles de la Formación Agrio (Aguirre-Urreta y Lo Forte 1996; Aguirre-Urreta 2001).

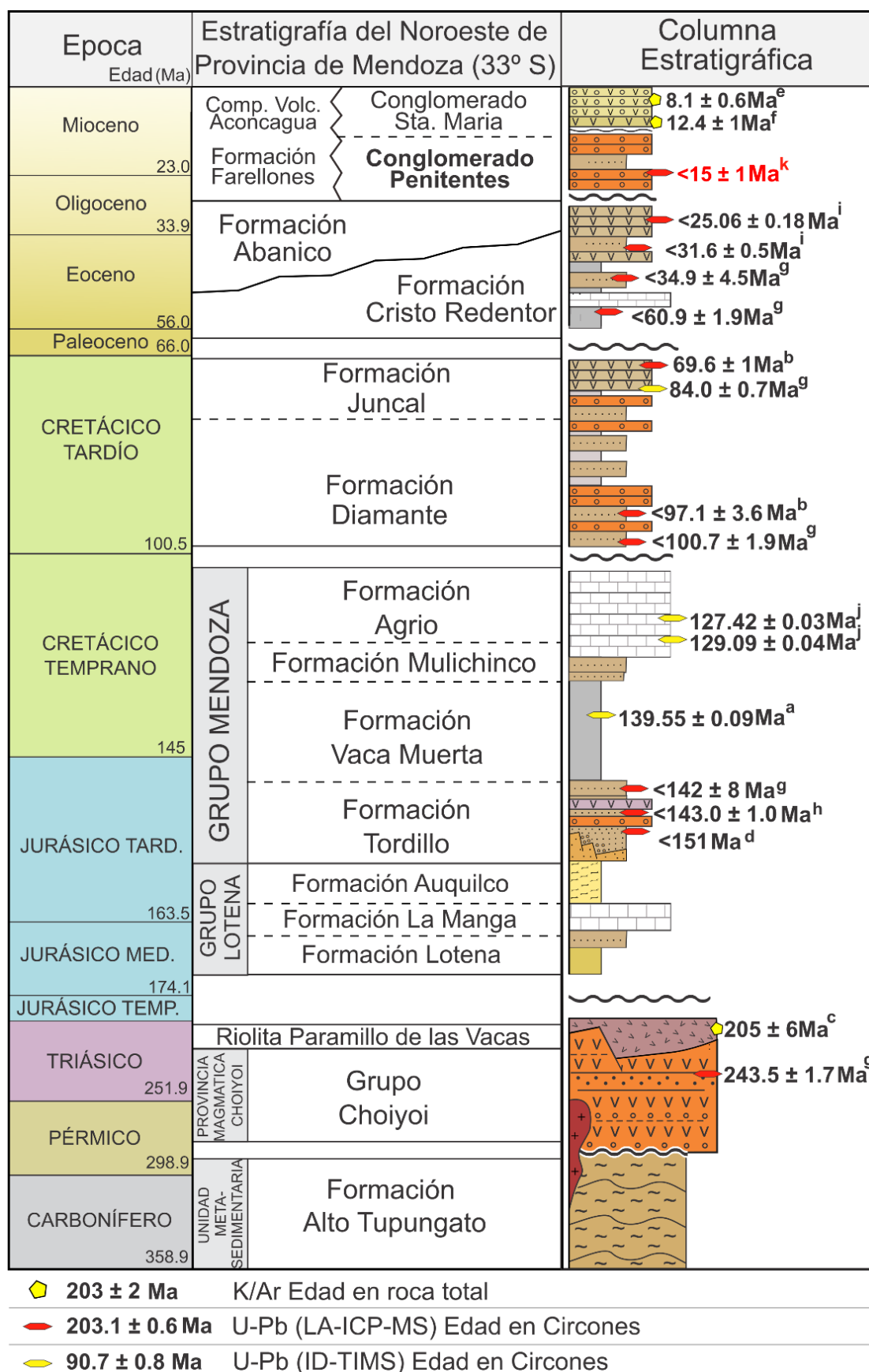


Figura 5.3. Cuadro estratigráfico de la Cordillera Principal en el sector noroccidental de la provincia de Mendoza (33°S); incluye control cronoestratigráfico por edades U-Pb en circón (modificado de Naipauer y Ramos 2016). Las edades radiométricas

corresponden a los siguientes trabajos: a: Vennari *et al.* (2014); b: Balgord (2016); c: Perez *et al.* (1987); d: Naipauer *et al.* (2015a); e: Pérez y Ramos (1996b); f: Vicente (2005a); g: Mackaman-Lofland *et al.* (2019); h: Horton *et al.* (2016); I: Piquer *et al.* (2015, 2017); j: Aguirre-Urreta *et al.* (2015); y k: Martos *et al.* (2022).

Por encima del Grupo Mendoza, se desarrolla en discordancia angular las secuencias del Cretácico Superior correspondiente a la Formación Diamante (Yrigoyen 1976; Cristallini y Ramos 1996). Esta unidad esta mayormente compuesta por conglomerados y areniscas con estratificación entrecruzada de ambiente fluvial (Yrigoyen 1976; Cristallini y Ramos 1996). Edades U-Pb en circón realizadas en esta unidad arrojaron edades máximas de depositación de $97,1 \pm 3,6$ Ma (Balgord 2016). Por encima y principalmente hacia el oeste se desarrolló un magmatismo agrupado en la Formación Juncal, que posee edades de $69,6 \pm 1$ Ma (Balgord 2016) (Fig. 5.3).

Inmediatamente hacia el oeste del área de estudio se desarrolla la Formación Cristo Redentor que posee edades máximas de depositación de $34,9 \pm 4,5$ Ma (Mackaman-Lofland *et al.* 2019). Esta unidad es contemporánea con la Formación Abanico, que posee sus mayores exposiciones en Chile en la Cordillera Principal occidental (Jordan *et al.* 2001; Jara y Charrier 2014; Charrier *et al.* 2015).

La Formación Farellones, compuesta por espesas asociaciones volcánicas y volcanoclásticas se encuentra en discordancia sobre las unidades mesozoicas y cenozoicas de la Cordillera Principal y cubre las estructuras desarrolladas durante y previas al Mioceno temprano. Esta unidad posee edades entre 20,4 Ma y 9,2 Ma en el margen occidental de la Cordillera Principal (Cristallini y Ramos 2000; Munizaga y Vicente 2010; Jara y Charrier 2014). En la faja plegada y corrida del Aconcagua, el equivalente temporal de la Formación Farellones es el Complejo Volcánico Aconcagua que posee edades entre 15,8 Ma y 8 Ma, aunque las edades obtenidas en la sección basal en el cerro Aconcagua oscilan entre 13,7 y 11,3 Ma (Fig. 5.3) (Ramos *et al.* 1996c; Vicente 2005a).

5.2.3. La Cuenca de Penitentes

La Cuenca de Penitentes, definida en esta tesis, se desarrolla entre las Cordilleras Principal y Frontal ($32,5^{\circ}$ - 33° S). Esta cuenca es angosta y posee una orientación N-S, fue previamente llamada depocentro Las Vacas (Pérez y Ramos 1996; Ramos 1999) y contiene los depósitos cenozoicos sinorogénicos proximales generados por el levantamiento de la Cordillera Principal. Inicialmente, el relleno sedimentario de la cuenca fue agrupado dentro del Conglomerado Santa María (Schiller 1912; Ramos 1985a; Pérez y Ramos 1996), pero posteriormente, estudios de detalle en estos depósitos permitieron la discriminación de dos unidades. Se describió una unidad basal, el Conglomerado Penitentes, compuesto de conglomerados polimícticos epiclásticos; y por encima, el Aglomerado Santa María, que comprende conglomerados volcanoclásticos, depósitos piroclásticos y brechas volcánicas (Vicente 2005a; Vicente y Leanza 2009).

La edad de estas unidades se encuentra poco estudiada, con solo una datación radiométrica (edad K/Ar en roca total) en una brecha volcánica en el tope del Aglomerado Santa María que arrojó una edad de $8,1 \pm 0,6$ Ma (Pérez y Ramos 1996). Esta edad es equivalente a las edades del Complejo Volcánico Aconcagua, sugiriendo que el Aglomerado Santa María representa los depósitos distales de este complejo volcánico (Vicente 2005a).

El Conglomerado Penitentes infrayace al Complejo Volcánico Aconcagua y al Aglomerado Santa María. Vicente (2005a) le asignó una edad de 15 Ma a la base del Complejo Volcánico Aconcagua e indicó que la depositación del Conglomerado Penitentes debería haber ocurrido en algún momento durante el Mioceno temprano-medio. Sin embargo, las edades obtenidas para la sección basal del Complejo Volcánico Aconcagua en el cerro Aconcagua varían entre los 13,7 y 11,3 Ma (Ramos *et al.* 1996c; Vicente 2005a).

Recientemente, Carrapa *et al.* (2022) presentó una serie de dataciones U-Pb en los depósitos neógenos de la faja plegada y corrida del Aconcagua entre los cerros Aconcagua y Penitentes. Estos autores agrupan a los depósitos neógenos en el Conglomerado Santa María, sin tener en cuenta las observaciones realizadas por Vicente (2005). Las edades obtenidas por estos autores arrojan un rango entre ca. 15 Ma y 11 Ma para el Conglomerado Santa María y mencionan la presencia de un pulso de magmatismo entre los 12 Ma y 10 Ma (Carrapa *et al.* 2022).

La Cuenca de Penitentes puede ser correlacionada en edad con las cuencas de Alto Tunuyán al sur, con la de Cacheuta al este, y con la de Manantiales al norte. En este sentido, Vicente (2005a) propuso la correlación entre el Conglomerado Penitentes y el Conglomerado Tunuyán, localizado al sur, en la Cuenca de Alto Tunuyán (33,5°S; Fig. 5.1C). Recientemente, edades U-Pb en circones detríticos muestra una edad de depositación máxima de $15,0 \pm 0,4$ Ma para la base del Conglomerado Tunuyán (Porrás *et al.*, 2016), lo cual indica que la edad de esta unidad es más joven que lo estimado por Vicente (2005a). El Conglomerado Penitentes fue correlacionado, además, con los depósitos miocenos que afloran al este de la Cordillera Frontal, en la Cuenca de Cacheuta (Fig. 5.1C). Esta cuenca se extiende entre los 33°-33,5°S y representa una posición distal de la cuenca de antepaís miocena a estas latitudes (Ramos *et al.* 1996a; Giambiagi *et al.* 2003b). Las edades U-Pb en circones obtenidas en la Cuenca de Cacheuta muestran que los depósitos sinorogénicos registran al menos 12 millones de años de la evolución de la cuenca (desde los ~20 Ma a los 7,5 Ma; Buelow *et al.*, 2018).

Al norte, la Cuenca de Manantiales contiene el relleno sinorogénico vinculado con el levantamiento de la faja plegada y corrida de La Ramada (Fig. 5.1C). Los depósitos de la parte inferior de la Formación Chinchas poseen edades máximas de depositación de ~22Ma (edades U-Pb en circones; Pinto *et al.* 2018; Mackaman-Lofland *et al.* 2020), mientras que se estima que el tope de la unidad tiene ~8 Ma (Jordan *et al.* 1996). Pérez y Ramos (1996) propusieron que las cuencas de Manantiales y Penitentes pertenecieron a una única cuenca durante el Mioceno temprano-medio, asociada al levantamiento de la Cordillera Principal.

S

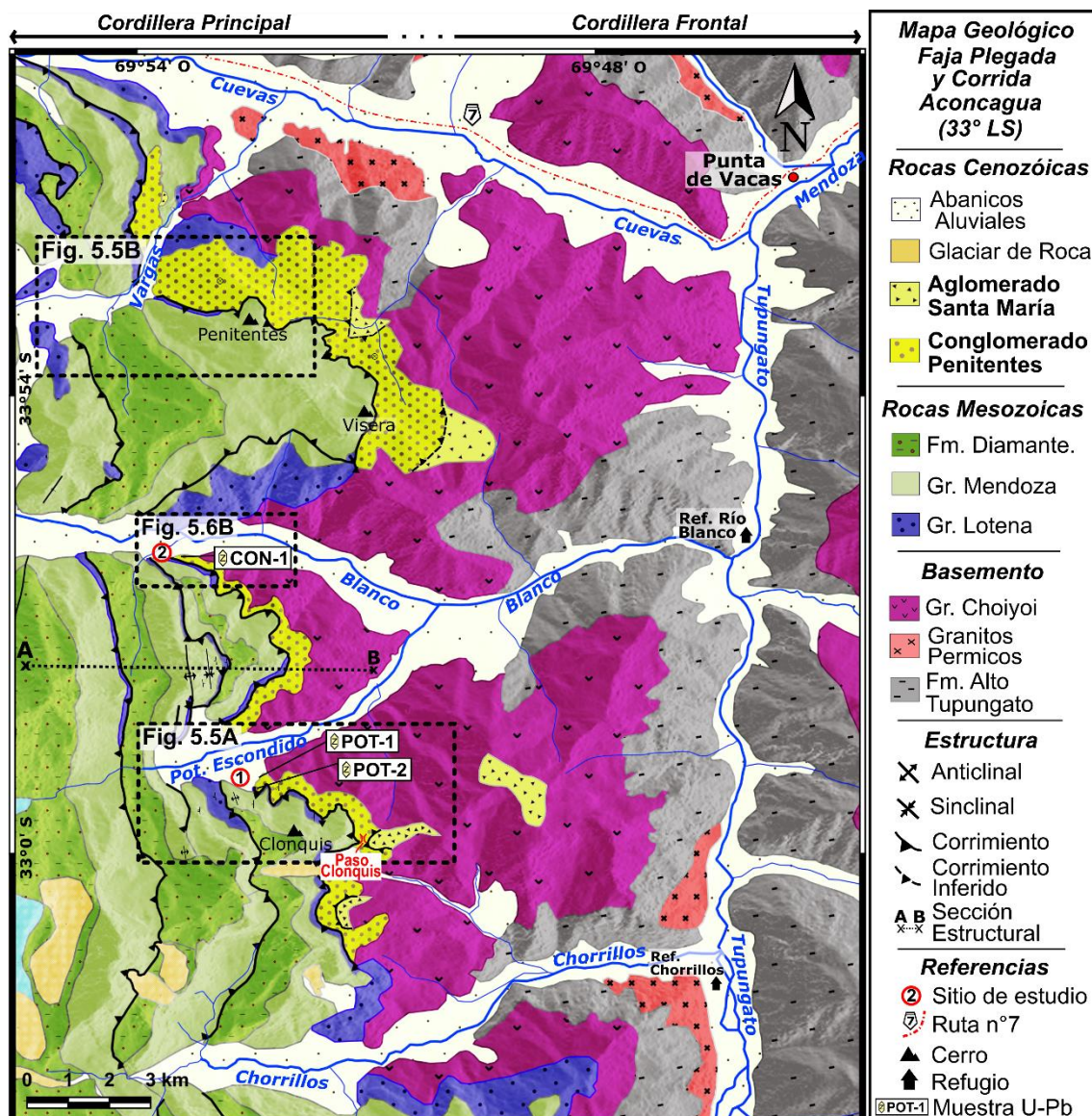


Figura 5.4. Mapa geológico de la zona de estudio donde se indican los sitios donde se realizaron estudios sedimentológicos del Conglomerado Penitentes y donde fueron tomadas las muestras para U-Pb en circón. La línea punteada A-B muestra la localización de la sección estructural realizada. La geología y estructura fue modificada de Ramos *et al.* (1996b) y Vicente y Leanza (2009).

5.3. RESULTADOS OBTENIDOS

El Conglomerado Penitentes aflora en el sector frontal de la faja plegada y corrida del Aconcagua, por lo general se lo encuentra en discordancia angular sobre las volcanitas del Grupo Choiyoi y los depósitos jurásicos de la Cuenca Neuquina (Fig. 5.4 y 5.5). La unidad tiene sus afloramientos más extensos en la región del cerro Penitentes, donde se desarrolla una sección de más de 500 m de conglomerado polimícticos (Fig. 5.5 B). Hacia el sur, en la margen sur del río Blanco se desarrolla un espesor cercano a los 100 m, mientras que en el arroyo del Potrero Escondido y el paso Clonquis la unidad alcanza los 300 m de espesor. Cabe destacar que en todos los sectores mencionados la sucesión se encuentra cortada por el corrimiento frontal de la faja plegada y

corrida, por lo que el espesor original de la unidad no se encuentra registrado en estos sitios (Fig. 5.4 y 5.5).

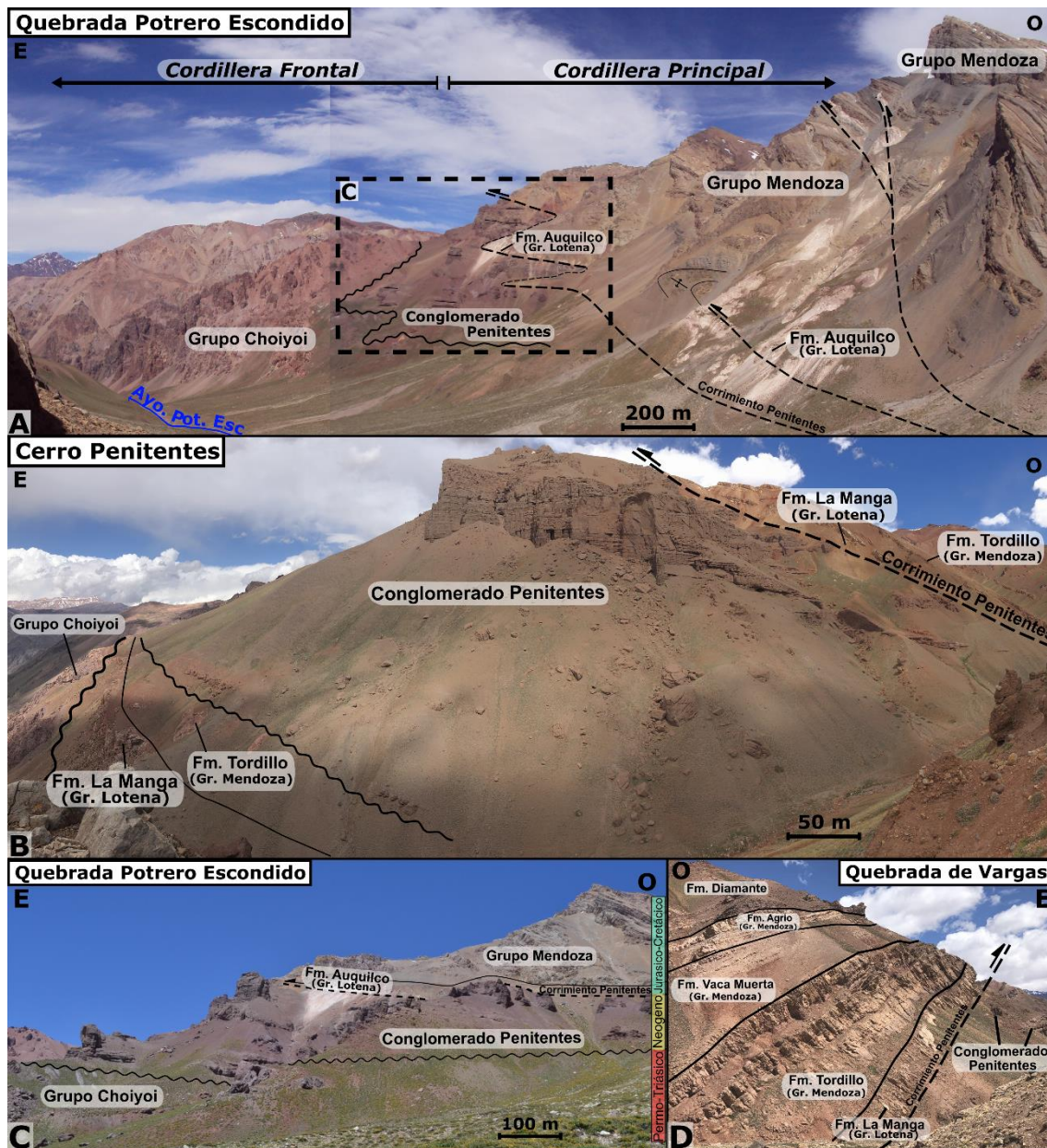


Figura 5.5. Afloramientos del Conglomerado Penitentes en la faja plegada y corrida del Aconcagua. A) Vista panorámica del sector frontal de la Cordillera Principal hacia el oeste y de la Cordillera Frontal hacia el este. En esta fotografía se puede ver la posición estratigráfica del Conglomerado Penitentes en la quebrada del Potrero Escondido. B) Imagen panorámica de la sección tipo del Conglomerado Penitentes, en el cerro homónimo. Esta unidad era anteriormente denominada Conglomerado Santa María por Pérez y Ramos (1996b). En esta región los depósitos del Conglomerado Penitentes se encuentran en discordancia sobre las unidades jurásicas (formaciones Tordillo y La Manga) y sobre el Grupo Choiyoi. En este sitio fue definido el corrimiento Penitentes, que monta los depósitos mesozoicos de la Cuenca Neuquina sobre los depósitos sinorogénicos neógenos (Schiller 1912; Ramos *et al.* 1996b; Vicente y Leanza 2009). C) Fotografía de detalle del afloramiento del Conglomerado Penitentes en la quebrada del Potrero Escondido. Observar el corrimiento frontal de la faja plegada y corrida con despegue en la Formación Auquilco montando los depósitos

mesozoicos sobre la cuenca neógena. D) Fotografía de detalle del corrimiento Penitentes en la quebrada de Vargas. Observar que el corrimiento frontal en este sector posee su nivel de despegue en niveles calcáreos de la Formación La Manga y monta los depósitos mesozoicos sobre el Conglomerado Penitentes.

5.3.1. Análisis Sedimentarios

Los análisis sedimentarios fueron realizados en dos secciones que no habían sido previamente estudiadas, una en el río Blanco y otra en el arroyo del Potrero Escondido (Fig. 5.6, sitios 1 y 2).

El perfil sedimentario levantado en la quebrada del Potrero Escondido posee 190 m, desde su base que se encuentra en discordancia angular sobre el Grupo Choiyoi y la parte superior en contacto por falla con la Formación Auquilco, que representa el corrimiento frontal de la faja plegada y corrida (Fig. 5.5 C, 5.6 A). El perfil está compuesto principalmente por conglomerados polimícticos gruesos con algunos niveles arenosos intercalados. Los bancos conglomerádicos poseen de 5 a 7 m de espesor y suelen ser tabulares, masivos, poco seleccionados y generalmente de arreglo clasto-soportado (Fig. 5.7). El tamaño de los clastos varía entre 2 y 40 cm y suelen presentar forma subangulosa (Fig. 5.6 A). La matriz es mayormente arenosa, aunque en algunos bancos matriz-soportados la matriz suele ser pelítica. Debido a la naturaleza masiva de los bancos, no se pudieron medir paleocorrientes. Los niveles arenosos son escasos y con poca continuidad lateral, ya que se encuentran erosionados por los depósitos conglomerádicos supradyacentes. La composición de los clastos es variada y se describirá en detalle en el próximo punto.

La sección levantada en el río Blanco posee 75 m de espesor. En este sector el Conglomerado Penitentes se encuentra en discordancia sobre los depósitos jurásicos de la Formación La Manga y sobre el Grupo Choiyoi. La sección superior del perfil también se encuentra truncada por el frente de corrimientos, que pone en contacto de falla a la Formación Auquilco sobre las secuencias conglomerádicas. El perfil sedimentario está compuesto por conglomerados polimícticos gruesos en bancos que alcanzan los 10 m de espesor (Fig. 5.7). Al igual que en la otra sección analizada, los conglomerados son masivos, matriz a clasto-soportados y mal seleccionados. Los clastos son angulosos y presentan tamaños que alcanzan los 30 cm de diámetro. La composición de los clastos se encuentra dominada por calizas y volcanitas, aunque se observa una gran variedad de litologías.

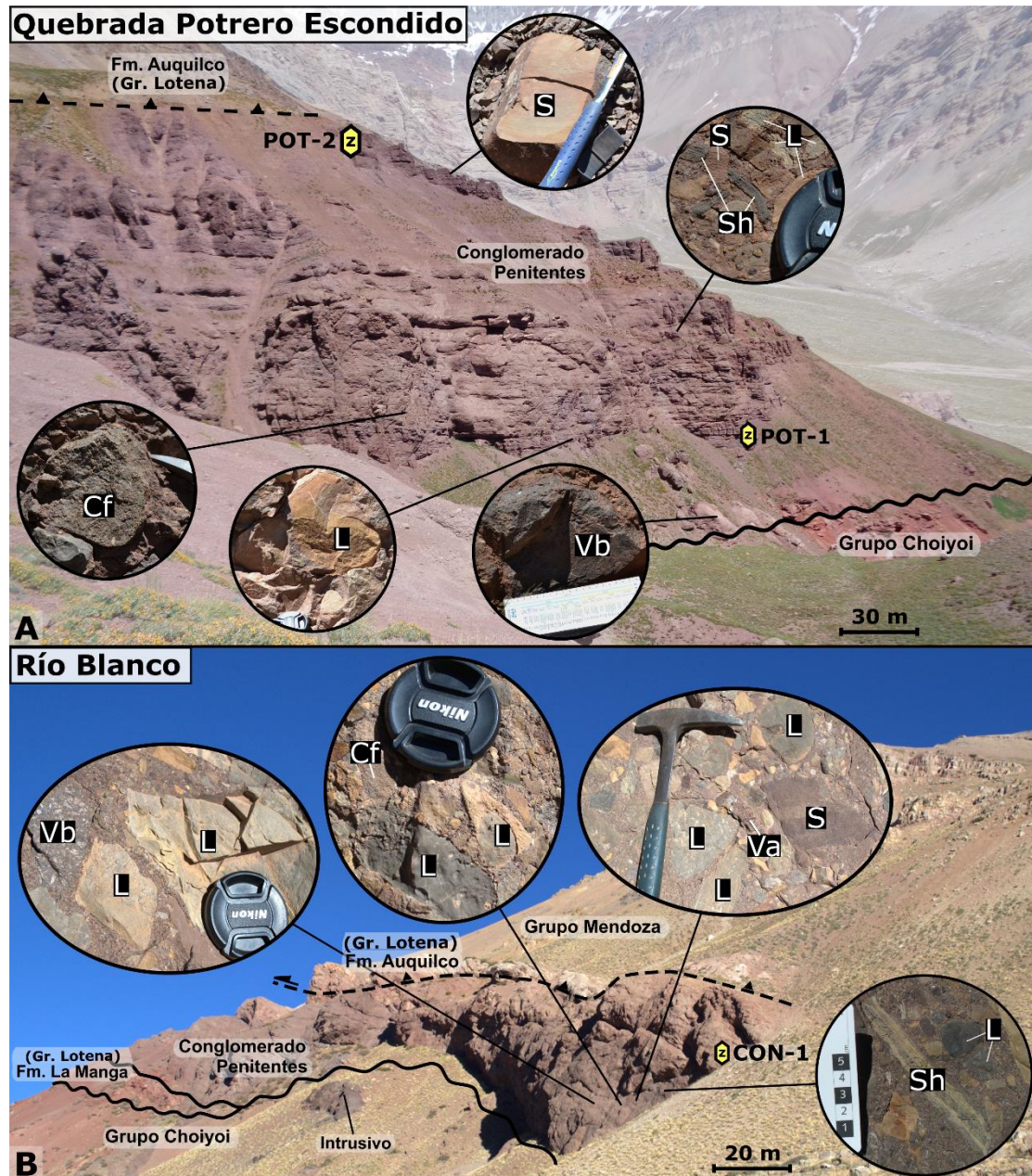


Figura 5.6. Vista de las secciones sedimentarias analizadas. A) Afloramientos del Conglomerado Penitentes en la quebrada del Potrero Escondido; se indica la posición donde fueron extraídas las muestras (POT-1 y POT-2) para edades U-Pb en circón y la composición de los clastos en distintos puntos de la sucesión sedimentaria. B) Afloramientos del Conglomerado Penitentes en el río Blanco. Aquí también se puede observar la litología de los clastos y la posición donde fue extraída la muestra CON-1 para edad U-Pb en circón. Composición de los clastos: S- arenisca; Sh- pelita negra; Vb- volcánico intermedio; Va- volcánico ácido; L- caliza; cf- conglomerado fino.

5.3.2. Análisis de procedencia mediante conteo de clastos en conglomerados

Se realizaron conteos de clastos en cinco estaciones a lo largo del perfil del arroyo del Potrero Escondido y cuatro estaciones en el perfil del río Blanco. En cada estación se contaron 50 clastos aleatorios de un único nivel conglomerádico. Las litologías se agruparon en seis clases, las cuales fueron elegidas a partir de la abundancia y representatividad dentro del depósito; las clases son: arenisca, volcánico intermedio, volcánico ácido, caliza, pelita negra y conglomerado. Los

resultados se encuentran representados en diagramas de torta indicando su posición dentro de la columna sedimentaria en la Figura 5.7 y los porcentajes calculados están representados en la tabla 5.1 (los datos pueden observarse en el material suplementario, ver sección 9.1. - Análisis de procedencia).

En perfil sedimentario levantado en la quebrada del Potrero Escondido, la composición de los clastos varía de base a techo de la secuencia, pero siempre la fracción dominante son los clastos de caliza, que representan entre 31%-43% del total en cada sitio de conteo. En la primera estación de conteo los clastos volcánicos intermedios (37%) y los de caliza (37%) son los más abundantes; en segundo lugar, se encuentran los clastos de arenisca (22%) y en forma subordinada los clastos de conglomerados (2%) y volcanitas ácidas (2%). En la segunda estación, los clastos de volcanitas intermedias se vuelven menos abundantes (18%) mientras que los clastos de caliza (42%), arenisca (32%) y conglomerados (6%) aumentan en proporción y a esto se suma la aparición de clastos de pelitas negras (2%). La tercera estación muestra un aumento en proporción de clastos de pelitas negras (12%) y areniscas (37%), mientras que los clastos de caliza (31%), volcánitas intermedias (14%) y conglomerados (4%) disminuyen; el restante 2% corresponde a clastos de volcanitas ácidas. En la cuarta estación se observa un aumento en los clastos de conglomerado (16%), calizas (43%) y volcanitas intermedias (15%), y un decrecimiento en proporción de clastos de arenisca (24%) y pelitas negras (2%). Finalmente, en la quinta estación la fracción dominante son los clastos de caliza (42%), mientras que aumentan los clastos de volcanitas ácidas (11%) y areniscas (36%), y las volcanitas intermedias (11%) decrecen en proporción.

En el perfil sedimentario levantado en el río Blanco la composición de los clastos también se encuentra dominada por calizas, que representan entre el 36% y 69% de los clastos. La primera estación de conteo, ubicada en la base del perfil, posee una composición clástica compuesta por calizas (36%), areniscas (32%), volcanitas intermedias (15%), volcanitas ácidas (11%) y conglomerados (6%). La segunda estación, muestra un aumento en la proporción de clastos de calizas (43%), una disminución de clastos de arenisca (23%), volcanitas intermedias (8%) y conglomerados (4%); el mismo porcentaje de volcanitas ácidas (11%) y la aparición de clastos de pelitas negras (11%). En la tercera estación la composición se encuentra ampliamente dominada por clastos de caliza (69%) mientras que el porcentaje restante se divide entre areniscas (35%) y conglomerados (11%). La cuarta y última estación de conteo, muestra un aumento en clastos de arenisca (35%), conglomerado (11%), pelitas negras (11%) y volcanitas ácidas (4%), y un decrecimiento en clastos de caliza (43%).

| Unidad | Conglomerado Penitentes | | | | | | | | | |
|------------------------|-------------------------|--------------------------|-----|-----|-----|-----|------------|-----|-----|--|
| | Área | Arroyo Potrero Escondido | | | | | Río Blanco | | | |
| Composición/Estación | 1 | 2 | 2 | 4 | 5 | 1 | 2 | 3 | 4 | |
| Arenisca % | 22 | 32 | 37 | 24 | 36 | 32 | 23 | 20 | 35 | |
| Volcánico ácido % | 2 | 0 | 2 | 0 | 11 | 11 | 11 | 0 | 4 | |
| Volcánico intermedio % | 37 | 18 | 14 | 15 | 11 | 15 | 8 | 0 | 0 | |
| Conglomerado % | 2 | 6 | 4 | 16 | 0 | 6 | 4 | 0 | 11 | |
| Pelita Negra % | 0 | 2 | 12 | 2 | 0 | 0 | 11 | 12 | 7 | |
| Carbonato % | 37 | 42 | 31 | 43 | 42 | 36 | 43 | 68 | 43 | |
| Total % | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | |

Tabla 5.1. Conteo de clastos recalculados (% en peso) para niveles conglomerádicos del Conglomerado Penitentes en los perfiles sedimentarios del arroyo del Potrero Escondido y del río Blanco.

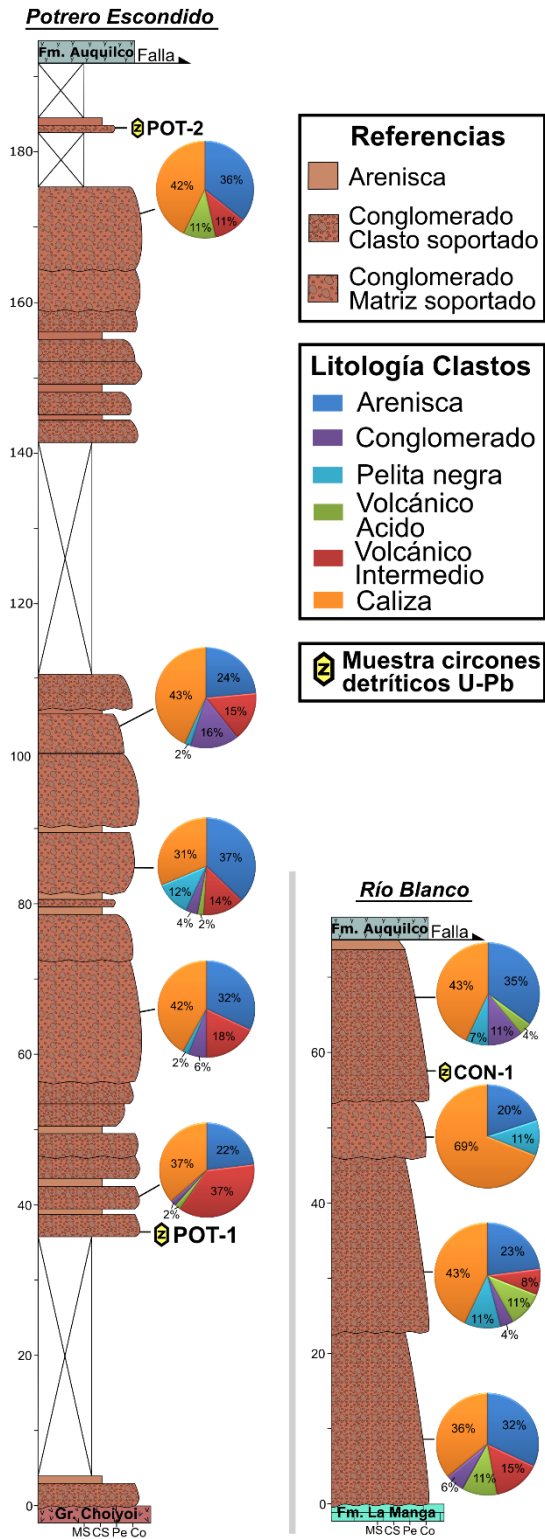


Figura 5.7. Integración de los análisis sedimentarios realizados. Se pueden apreciar los dos perfiles sedimentarios relevados y la posición de las estaciones de conteo de clastos. Los datos de los conteos fueron plasmados en diagrama de torta (ver referencias en la figura).

5.3.3. Edades U-Pb en circones detríticos

Dos muestras fueron tomadas del perfil levantado en la quebrada del Potrero Escondido (POT-1 y POT-2) y una muestra fue tomada en el perfil del río Blanco (CON-1) con el fin de obtener edades U-Pb en circones detríticos (Figs. 5.7 y 5.8).

Un total de cien granos de circón de la muestra POT-1 fueron datados por el método U-Pb (Fig. 5.8 A). Quince granos fueron descartados debido a la alta discordancia y veintidós debido al alto error analítico. Los sesenta y tres circones concordantes producen un patrón de distribución polimodal que varía entre 1221 Ma y 14 Ma (Fig. 5.8 A). En los gráficos PDP, el pico más representativo presenta edades miocenas (14 a 16 Ma), comprendiendo el 12% de la población de circones datados. El segundo pico de mayor importancia presenta edades triásicas (243 Ma) y pérmicas (259 Ma), luego se agrupan los picos mesozoicos con edades de 139 Ma, 152 Ma y 182 Ma. También se pueden observar picos subordinados del Pérmico temprano (283 Ma) y Devónico (382 Ma).

Para la muestra POT-2 se dataron un total de noventa y nueve circones (Fig. 5.8 B). Seis de los granos datados fueron descartados debido a la alta discordancia, y dieciséis debido al alto error analítico. Los setenta y seis circones concordantes poseen edades que varían entre 1374 Ma y 140 Ma. El patrón de edades muestra un arreglo polimodal en el gráfico PDP y unimodal en el gráfico KDE. El pico principal se encuentra en el triásico, con edades que varían entre 234 y 226 Ma, mientras que los picos subordinados poseen edades jurásicas-cretácicas (142-177 Ma) y devónicas (~361 Ma).

En la muestra CON-1 se dataron ciento cinco circones (Fig. 5.8 C). Un total de once edades obtenidas fueron descartadas por su alto valor de discordancia, seis debido al error analítico y dos por el alto contenido de ^{204}Pb (Pb común). Los ochenta y cinco circones con edades concordantes poseen edades que varían entre 1777 Ma y 136 Ma. El diagrama KDE muestra una tendencia bimodal de patrón de distribución, con un pico principal del Triásico Medio (240-270 Ma) y un pico secundario de edad jurásica-cretácica (136-182 Ma).

5.3.4. Edad máxima de depositación

La edad máxima de depositación fue calculada únicamente para la muestra POT-1 ya que la edad de los circones jóvenes se asemeja a la edad estratigráfica de la unidad; las otras dos muestras (POT-2 y CON-1) no poseen circones jóvenes que sean similares a la edad estratigráfica de la unidad.

En la muestra POT-1, el grupo de circones jóvenes está conformado por ocho granos cuyas edades se solapan por el error 2σ . Se calculó una edad media ponderada (edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) que permite estimar una edad máxima de depositación de 15 ± 1 Ma ($n = 8$; MSDWD = 4.5; error de 95% conf.) (Figs. 8 A y D). Posiblemente este valor esté muy cercano a la edad de depositación del conglomerado.

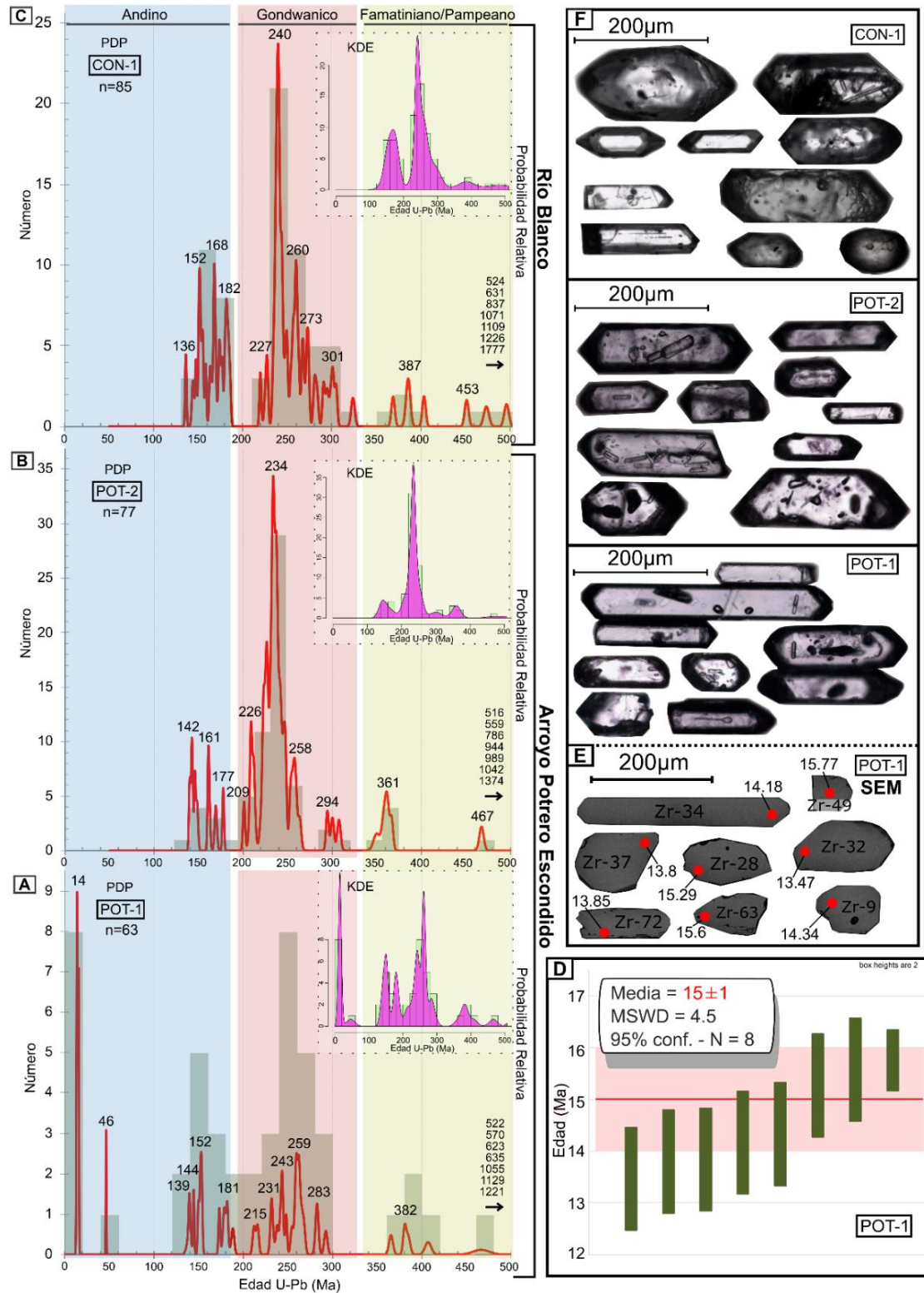


Figura 5.8. A), B) y C) Diagramas de frecuencia y probabilidad relativa (probability density plots - PDP) y estimación de densidad de Kernel (Kernel Density Estimation - KDE) de las edades U-Pb en circón (LA-MC-ICP-MS) del Conglomerado Penitentes: A) muestra POT-1; B) muestra POT-2; C) muestra CON-1. A la derecha, D) Edad ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) media ponderada de los ocho circones jóvenes que se solapan en su error 2σ para la muestra POT-1. E) Imágenes obtenidas con el microscopio electrónico de barrido para los ocho circones jóvenes con los cuales se calculó la edad máxima de sedimentación para la muestra POT-1; los círculos rojos indican el sector aproximado

donde se ubicó el *spot* del láser de datación. F) Imágenes obtenidas con microscopio de polarización de circones representativos de las muestras POT1, POT-2 y CON1.

5.3.5. Estructura de la faja plegada y corrida del Aconcagua

Con el objetivo de establecer la relación que existe entre la estructura y el Conglomerado Penitentes, se analizó en detalle la estructura del frente de la faja plegada y corrida del Aconcagua. Se confeccionó una sección estructural balanceada en la región del arroyo del Potrero Escondido perpendicular a las principales estructuras.

Se pudo observar que el sector frontal de la faja plegada y corrida está formado por una serie de corrimientos con su principal nivel de despegue en los depósitos evaporíticos de la Formación Auquilco, por lo que pueden ser clasificados como corrimientos de tipo epidérmicos. Los corrimientos poseen orientación general N-S, vergencia este y generalmente repiten las secuencias mesozoicas de la Cuenca Neuquina. En la región del arroyo del Potrero Escondido se reconocieron cinco corrimientos, los cuales se encuentran imbricados como resultado del avance del frente de corrimientos hacia el este. Si tenemos en cuenta una progresión de la deformación hacia el este, el corrimiento más antiguo sería el corrimiento 1 (Fig. 5.9) el cual se desarrolló con un ángulo de 12°, y pone en contacto a la Formación Auquilco con la Formación Diamante en una relación de corte plano-rampa. La segunda estructura corresponde a una falla inversa de 35° con geometría rampa-rampa y apenas algunos metros de desplazamiento. El tercer corrimiento se habría generado con un alto ángulo (59°), posee su nivel de despegue en la Formación Auquilco y genera un pliegue por propagación de falla en las rocas del Grupo Mendoza. El cuarto corrimiento es un “*short-cut*” o “atajo” que se enraíza en la Formación Auquilco y monta las unidades suprayacentes sobre la Formación Diamante. Finalmente, el quinto corrimiento representa el frente de corrimientos de la faja plegada y corrida y se habría generado con un ángulo de corte bajo, cercano a los 8°.

El frente de corrimientos, representado por el corrimiento Penitentes, posee una traza sinuosa al sur del río Cuevas, con orientación general N-S y monta a las unidades mesozoicas sobre los depósitos sinorogénicos miocenos con un desplazamiento que supera los 2 km. El nivel de despegue de este corrimiento frontal varía latitudinalmente. En la región del río Cuevas y quebrada de Vargas se ha propuesto que despega en los niveles calcáreos de la Formación La Manga (Ramos 1985a; Ramos *et al.* 1996b; Cegarra y Ramos 1996), aunque Vicente y Leanza (2009) proponen que el nivel de despegue se encuentra en unidades más jóvenes asignadas a la Formación Vaca Muerta. Nuestras observaciones en la región de quebrada de Vargas permitieron corroborar la propuesta de un nivel de despegue en la Formación La Manga del corrimiento Penitentes en este sector (Fig. 5.5 D). Hacia el sur, entre el río Blanco y el arroyo del Potrero Escondido, el despegue del corrimiento Penitentes se encuentra en los depósitos evaporíticos de la Formación Auquilco (Fig. 5.5 C).

Un rasgo distintivo es que el espesor de las unidades mesozoicas aumenta hacia el oeste de acuerdo con la somerización de la Cuenca Neuquina hacia el este donde se encontraba el borde de la cuenca. Sin embargo, los cambios de espesor en la Formación Tordillo parecieran poseer un control tectónico, ya que el cambio es muy marcado entre distintos sitios de la faja plegada y corrida, y fue asociado a un régimen extensional durante el Jurásico Tardío (Vicente y Leanza 2009; Acevedo *et al.* 2020; Mescua *et al.* 2020). Algunos autores proponen que la estructuras

extensionales generadas durante este periodo han sido invertidas durante la estructuración de la faja plegada y corrida del Aconcagua (Cegarra y Ramos 1996; Giambiagi *et al.* 2003a).

La región deformada de la sección estructural tiene una longitud de 7 Km mientras que la sección reconstruida para su etapa pre-deformación posee un largo de 18,7 km. La reconstrucción de la sección estructural permitió determinar un acortamiento mínimo de 11,7 km, lo cual representa un 62,43% del largo inicial de la sección analizada (Fig. 5.9) (Egan *et al.* 1997; Kane *et al.* 1997). El acortamiento calculado, es coherente con los datos obtenidos por Cegarra *et al.* (1993) que obtuvieron valores de acortamientos de 66% en la región del río Cuevas.

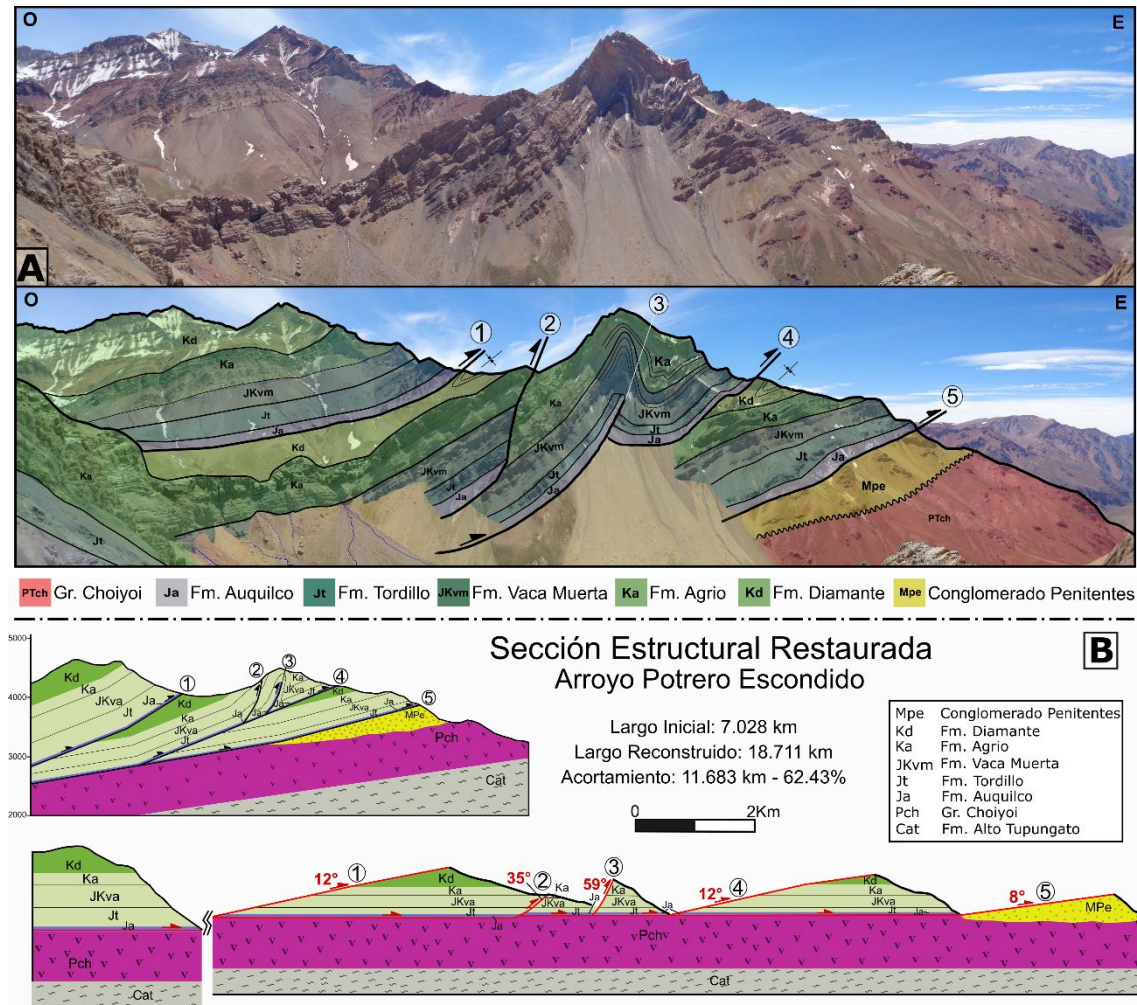


Figura 5.9. Estructura del sector frontal de la faja plegada y corrida del Aconcagua en la quebrada del Potrero Escondido. A) Fotografía original (arriba) e interpretada (abajo) donde se puede observar la estructura y estratigrafía en la quebrada del Potrero Escondido; Se interpretaron cinco corrimientos que despegan en la Formación Auquileo y repiten la secuencia mesozoica. B) Sección estructural balanceada y reconstruida (ver ubicación en el mapa geológico de la Fig. 5.4)

En la región del paso Clonquis la estructura del sector frontal de la faja plegada y corrida pareciera complejizarse. Se pudo observar el corrimiento Penitentes que monta las unidades mesozoicas sobre las unidades sinorogénicas neógenas, pero también fue posible reconocer un corrimiento que afecta directamente a los depósitos neógenos y monta al Conglomerado Penitentes por encima del Aglomerado Santa María. Un arreglo estructural similar había sido descrito por Vicente y

Leanza (2009) hacia el norte en la región de los cerros Penitentes y Visera, donde el corrimiento Penitentes interactúa con un corrimiento de alto ángulo que afecta directamente a los depósitos neógenos (Fig. 5.4).

Por otro lado, en el paso Clonquis se pudo observar un retro-corrimiento ubicado hacia el este en la Cordillera Frontal, que genera un anticlinal sobre las volcanitas del Grupo Choyoi. Un rasgo llamativo es que las secuencias del Conglomerado Penitentes se encuentran en relación de *onlap* sobre el flanco frontal del pliegue, progradando sobre la estructura gradualmente de base a techo. Un banco de ignimbrita basal del Aglomerado Santa María comienza a traspasar la estructura mientras que la parte superior de la secuencia puede localizarse en ambos limbos del anticlinal rellenando los sinclinales (Fig. 5.10). Estas relaciones estratigráficas reflejan una depositación de las unidades miocenas coetánea al alzamiento de Cordillera Frontal.



Figura 5.10. Estructura y estratigrafía en el paso Clonquis. A) Observar las relaciones estratigráficas entre el Conglomerado Penitentes y el Aglomerado Santa María. Hacia la izquierda de la imagen se puede ver el corrimiento frontal de la faja plegada y corrida montando los depósitos mesozoicos sobre los depósitos neógenos, también se observa un corrimiento que disloca la cuenca neógena y monta el Conglomerado Penitentes sobre el Aglomerado Santa María. Hacia el sector derecho de la imagen se observa un retro-corrimiento correspondiente al flanco occidental de la Cordillera Frontal, el cual genera un anticlinal en el Grupo Choyoi; además se observa como el Conglomerado Penitentes se encuentra en relación de progradación (*onlap*) sobre la estructura, mientras que el Aglomerado Santa María traspasa el anticlinal y se encuentra

depositados en ambos flancos de la estructura. B) Detalle del Paso Clonquis, se puede observar como la ignimbrita basal del Aglomerado Santa María comienza a depositarse por encima del anticlinal generado por el retro-corrimiento de la Cordillera Frontal.

5.4. EDAD DE DEPOSITACIÓN Y ANÁLISIS DE PROCEDENCIA DEL CONGLOMERADO PENITENES

La edad del Conglomerado Penitentes fue previamente asignada al Mioceno temprano/medio en base a las relaciones estratigráficas con el Aglomerado Santa María y el Complejo Volcánico Aconcagua (Vicente 2005a; Vicente y Leanza 2009). Las edades U-Pb en circón para la muestra POT-1 permitieron calcular una edad máxima de depositación de 15 ± 1 Ma para la base del Conglomerado Penitentes en la quebrada del Potrero Escondido. Esta edad indica que la Cuenca de Penitentes habría comenzado a registrar sedimentación sinorgénica relacionada al levantamiento de Cordillera Principal a partir del Mioceno medio.

La edad del tope del Conglomerado Penitentes no pudo ser determinada debido a la ausencia de circones jóvenes en las muestras POT-2 y CON-1 y por el truncamiento del depósito generado por el frente de corrimientos de la faja plegada y corrida. Si se considera que la base del Complejo Volcánico Aconcagua posee edades radiométricas (K/Ar) entre 13,7 Ma y 11,3 Ma (Ramos *et al.* 1996c) y que el pico de magmatismo ha sido acotado entre 12 Ma y 10 Ma por Carrapa *et al.* (2022) se puede estimar una edad de *ca.* 12 Ma para el techo del Conglomerado Penitentes. Hay al menos dos maneras de explicar la ausencia de circones neógenos en las muestras tomadas en las secciones superiores. La primera puede estar relacionada con un cambio en el área fuente de sedimentos de oeste a este, donde no se encuentra registro del magmatismo neógeno, y por lo tanto no había aporte de circones jóvenes a la cuenca. La segunda posibilidad puede estar relacionada con la migración del arco magmático como consecuencia de la horizontalización de la losa a partir de los ~12 Ma. Esto habría generado cambios composicionales en los productos volcánicos y podría ser responsable de la baja producción de circones. El bajo registro de circones para el periodo entre 14 y 12 Ma también se ve reflejado en las cuencas sinorogénicas aledañas ubicadas entre los 32° y 33,5° S, donde las edades máximas de depositación calculadas a partir de U-Pb en circón arrojan edades más antiguas que las obtenidas por otros métodos radiométricos (Porrás *et al.* 2016; Buelow *et al.* 2018; Pinto *et al.* 2018).

Los análisis sedimentarios llevados a cabo en el Conglomerado Penitentes permitieron determinar que el depósito se compone de secuencias conglomerádicas polimícticas con escasos niveles arenosos intercalados. Los conglomerados son mayormente clasto-soportados, poseen mala selección, el tamaño de los clastos alcanza los 40 cm de diámetro y poseen forma angulosa. Por lo tanto, teniendo en cuenta las características del depósito, el ambiente sedimentario habría sido un abanico aluvial dominado por flujos de detritos, y particularmente los perfiles analizados representarían los sectores proximales de un abanico aluvial.

El conteo de clastos en nueve sitios a lo largo de dos perfiles sedimentarios mostró que múltiples unidades compuestas por rocas volcánicas y sedimentarias contribuían sedimentos a la cuenca. La fracción clástica está mayormente compuesta por clastos de caliza, volcanitas andesíticas y riolíticas, areniscas, pelitas y conglomerados. La composición de los clastos se correlaciona con las unidades mesozoicas volcano-sedimentarias de la Cuenca Neuquina que afloran en la faja plegada y corrida del Aconcagua. Las rocas calcáreas y pelitas negras son características de las

unidades marinas del Grupo Mendoza y de la Formación La Manga. Las areniscas y conglomerados rojizos son litologías típicas de las formaciones Tordillo, Diamante, Cristo Redentor. Por otro lado, las rocas andesíticas se correlacionan con las lavas presentes en las formaciones Abanico y Farellones que afloran en el flanco occidental de la Cordillera Principal.

Un análisis especial merece la fracción clástica compuesta de rocas volcánicas riolíticas, las cuales se tornan más abundantes hacia el techo de la unidad en la región del Potrero Escondido. Esta composición es típica del Grupo Choiyoi en la región de estudio, que actualmente aflora únicamente en la Cordillera Frontal, hacia el este de la cuenca de Penitentes. Si bien el Grupo Choiyoi representa el basamento stratigráfico de la faja plegada y corrida del Aconcagua, el carácter epidérmico de la deformación de esta faja no generó exposiciones del basamento. Las unidades mesozoicas que afloran en la Cordillera Principal como las formaciones Diamante y Tordillo presentan clastos de riolitas provenientes del Grupo Choiyoi en los niveles conglomerádicos, sin embargo, se descartó la posibilidad de que representen el área fuente principal de esta litología ya que los clastos encontrados en el Conglomerado Penitentes poseen tamaños que superan los 15 cm de diámetro y poseen formas angulosas, lo cual indica poco transporte y retrabajo de los sedimentos. Por lo tanto, se puede concluir que el área fuente de las rocas volcánicas riolíticas se encontraba probablemente hacia el este en la Cordillera Frontal, que debería representar un alto topográfico para este momento.

Las edades U-Pb en circones detríticos de las tres muestras obtenidas (POT-1, POT-2, CON-1) muestran patrones de distribución polimodales. Teniendo en cuenta la composición de los clastos presentes en el depósito, realizar un análisis de los picos de edades detectados en cada muestra puede aportar un panorama más detallado de las posibles áreas fuente de sedimento.

La muestra POT-1, posee un pico principal en *ca.* 15 Ma; rocas de edad equivalente pueden ser encontradas en la Formación Farellones localizadas en el flanco occidental de Cordillera Principal. Esto se condice con la abundante presencia de clastos de rocas andesíticas (37%) en la base del depósito en el perfil de la quebrada del Potrero Escondido. El pico del Jurásico Temprano de *ca.* 181 Ma es compatible con las edades del Grupo Cuyo y de la Formación Nieves Negras que afloran hacia el sur de la provincia de Mendoza y en el flanco occidental de Cordillera Principal. Los picos del Jurásico Tardío y Cretácico Temprano con edades de *ca.* 152, 144 y 139 Ma son compatibles con las edades del Grupo Mendoza, que aflora en la faja plegada y corrida del Aconcagua y se correlaciona con la presencia de clastos de caliza, arenisca y conglomerados presentes en el Conglomerado Penitentes. Los picos del Pérmico tardío al Triásico Medio *ca.* 259, 243 y 231 Ma son correlacionables a las edades del Grupo Choiyoi, el área fuente puede provenir tanto de la erosión de las rocas mesozoicas de la Cuenca Neuquina aflorante en Cordillera Principal (Porrás *et al.* 2016; Mackaman-Lofland *et al.* 2019; Mescua *et al.* 2020), como de la erosión directa del Grupo Choiyoi presente en la Cordillera Frontal. El pico generado por un circón con edad de *ca.* 46 Ma puede ser atribuido a la erosión de la Formación Cristo Redentor, que posee edades eocenas en su localidad tipo (Mackaman-Lofland *et al.* 2019), y se localiza hacia el oeste en las nacientes del río Cuevas.

La muestra POT-2, localizada en la sección superior de la quebrada del Potrero Escondido posee una distribución de edades similar a la muestra CON-1 obtenida en la sección superior del perfil Río Blanco. En estas muestras, los picos más jóvenes poseen edades de 142 y 136 Ma

respectivamente. Estos picos son correlacionables con la edad estratigráfica de la Formación Vaca Muerta (Lo Forte 1996) y la edad máxima de depositación de la Formación Tordillo (Naipauer *et al.* 2012, 2015; Mackaman-Lofland *et al.* 2019), ambas expuestas hacia el oeste en la faja plegada y corrida. Los picos de edad jurásica en ambas muestras reflejan la erosión de las unidades volcano-sedimentarias mesozoicas aflorantes en Cordillera Principal; se puede observar en los diagramas KDE que la contribución desde rocas jurásicas fue relativamente mayor en la muestra CON-1 que en la muestra POT-2. En ambas muestras se observa que la mayor contribución proviene de rocas con edades permo-triásicas; picos de *ca.* 258, 234, 226 Ma en la muestra POT-2 y de *ca.* 273, 260 y 240 Ma en la muestra CON-1 son los más representativos para estas muestras. Como se discutió para la muestra POT-1, estas edades son compatibles con las edades del Grupo Choiyoi. La importante contribución de circones con edades permo-triásicas estarían indicando un aporte directo desde la erosión del Grupo Choiyoi presente en la Cordillera Frontal.

Por lo tanto, para la base del Conglomerado Penitentes, la principal área fuente de sedimentos se encontraba hacia el oeste en la faja plegada y corrida y el sector occidental de la Cordillera Principal. Se pudo interpretar una secuencia de destechado, donde la composición de los clastos del Conglomerado Penitentes refleja la progresión de la erosión de las rocas aflorantes en la faja plegada y corrida. En la base se depositaron clastos comparables con las unidades más jóvenes, mientras que hacia el techo los clastos son asignables a unidades más antiguas. A su vez, hacia las secciones superiores del depósito, la procedencia refleja un incremento en el aporte desde un área fuente diferente. El análisis de los circones detríticos y conteo de clastos permitió distinguir un área fuente localizada hacia el este en la Cordillera Frontal, donde afloran rocas permo-triásicas riolíticas. En consecuencia, se pudo distinguir que hacia las secciones superiores del depósito, se observa con claridad un aporte mixto, con un área fuente principal localizada hacia el oeste producto de la estructuración de la faja plegada y corrida, y un área fuente localizada hacia el este producto de un incipiente levantamiento de Cordillera Frontal (Fig. 5.11).

Estas observaciones, que reflejan un levantamiento incipiente de la Cordillera Frontal para el Mioceno medio son consistente con estudios termocronológicos y geocronológicos realizados a estas latitudes en la Cuenca de Cacheuta y el Cordón del Plata (Buelow *et al.* 2018; Riesner *et al.* 2019; Lossada *et al.* 2020). Análisis termocronológicos mediante el método U-Th/He en apatita y circón llevados a cabo en el Cordón del Plata revelan una exhumación temprana de la Cordillera Frontal en un periodo posterior a los ~22 Ma y antes de los ~12-14 Ma (Riesner *et al.* 2019). Lossada *et al.* (2020) presentaron análisis termocronológicos a partir de trazas de fisión en apatita en depósitos detríticos modernos recolectados de ríos y arroyos que poseen sus cabeceras en Cordillera Frontal; los resultados reflejan un pulso de rápida exhumación para el Cordón del Plata hace unos ~16 Ma. Por otro lado, Buelow *et al.* (2018) analizaron las secuencias sinorogénicas neógenas de la Cuenca de Cachueta, ubicada hacia el este de Cordillera Frontal; sus estudios geocronológicos a partir de edades U-Pb en circones detríticos sumado a los análisis de procedencia mediante conteo de clastos, reflejaron una importante contribución desde Cordillera Frontal a partir de los ~16 Ma, lo cual interpretaron como un pulso de levantamiento del Cordón del Plata para ese periodo.

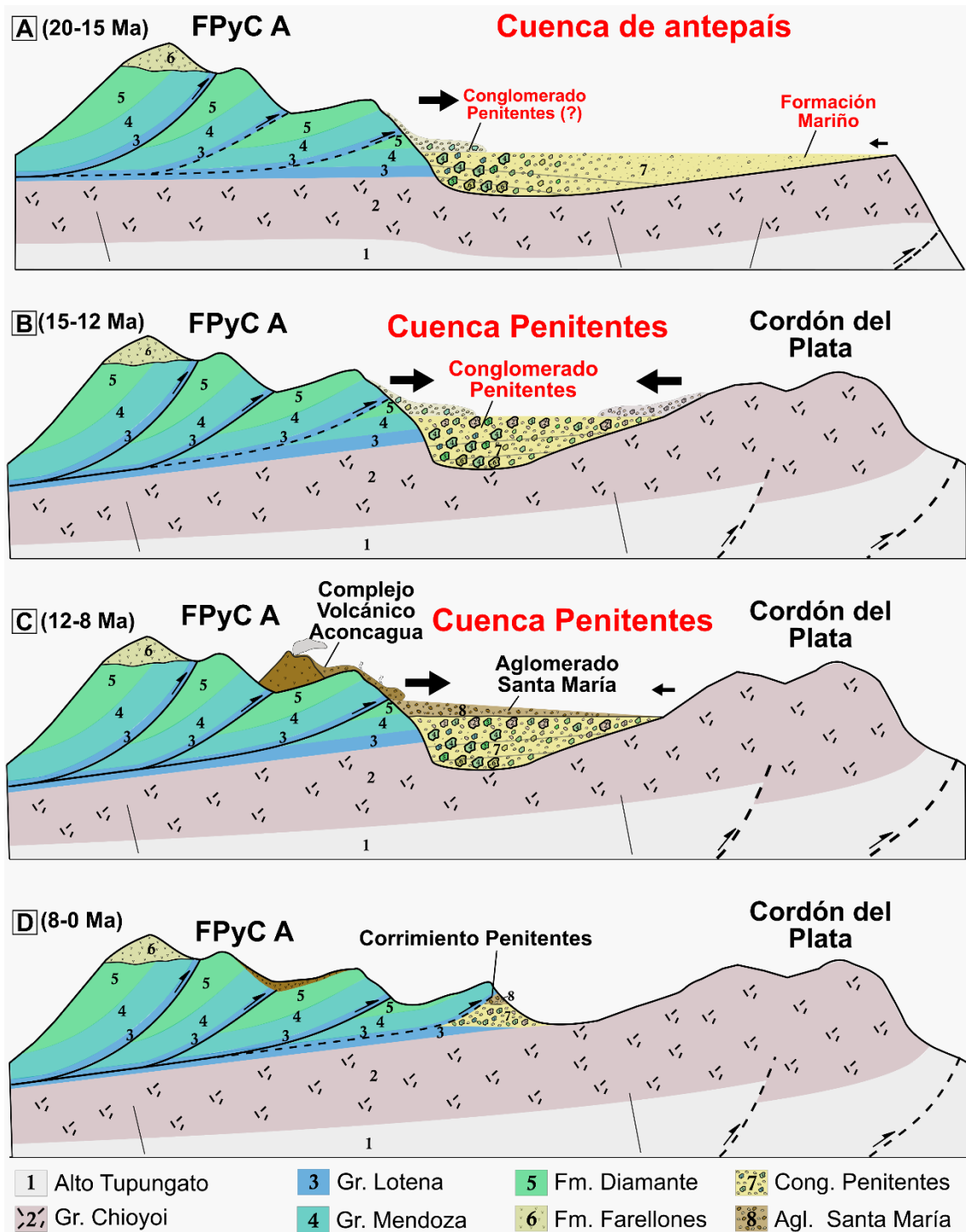


Figura 5.11. Evolución esquemática de la Cuenca de Penitentes durante el Mioceno temprano a tardío. A) Desarrollo de la faja plegada y corrida del Aconcagua (Cordillera Principal oriental). Primeros depósitos sinorogénicos en la Cuenca de Cacheuta e inicio de la sedimentación en la Cuenca de Penitentes, la mayor área fuente de sedimentos se localizaba hacia el oeste en la faja plegada y corrida. B) Levantamiento del Cordón del Plata (Cordillera Frontal). La Cuenca de Penitentes se convierte en una cuenca intermontana con un área fuente de sedimentos mixta, con aporte tanto de la Cordillera Principal, como de la Cordillera Frontal. C) Desarrollo del Complejo Volcánico Aconcagua en la Cordillera Principal oriental. Depósitos volcanoclásticos, lahares y flujos piroclásticos son agrupados en el Aglomerado Santa María. D) Avance del frente de corrimientos de la faja plegada y corrida, se desarrolla el corrimiento Penitentes que

monta los depósitos mesozoicos de la Cuenca Neuquina sobre las unidades sinorogénicas neógenas. Las flechas negras indican las áreas fuente y dirección de transporte de los sedimentos.

5.4.1. Correlación del Conglomerado Penitentes con otras unidades sinorogénicas neógenas

Al sur del área de estudio, en la cuenca Alto Tunuyán (33,5° S), los primeros depósitos sinorogénicos relacionados al desarrollo del segmento austral de la faja plegada y corrida del Aconcagua (Conglomerado Tunuyán) poseen una edad máxima de depositación de 15 ± 0.4 Ma en la base de la secuencia (Porras *et al.* 2016). La edad máxima de depositación de las unidades sinorogénicas del Conglomerado Tunuyán y el Conglomerado Penitentes son compatibles al sur y al norte de la faja plegada y corrida, sugiriendo un inicio de la sedimentación contemporánea (*ca.* 15 Ma) en respuesta a una fase deformacional en la Cordillera Principal. Sumado a esto, el patrón de procedencia observado a partir del análisis de edades U-Pb en circones detríticos para el Conglomerado Tunuyán, permite distinguir un área fuente producto de la erosión de rocas pertenecientes al arco neógeno y de rocas mesozoicas que afloran en Cordillera Principal, y por otro lado, un importante aporte de circones con edades permo-triásicas provenientes del retrabajo de las unidades mesozoicas y de la erosión directa de rocas del Grupo Choiyoi que a estas latitudes también afloran en la Cordillera Frontal (Cordón del Portillo) (Porras *et al.* 2016).

En un contexto más regional, el Conglomerado Penitentes puede correlacionarse con la sección superior de la Formación Mariño, la cual se depositó hacia el este en la Cuenca de Cacheuta y posee edades entre 17 y 12 Ma (Irigoyen *et al.* 2000; Buelow *et al.* 2018). La sección superior de la Formación Mariño fue depositada en un ambiente fluvial entrelazado que podría representar las facies distales de las facies de abanico aluvial localizadas en la cuenca de Penitentes. Sin embargo, el análisis de las edades en circones detríticos muestran un incremento en las edades permo-triásicas y mesoproterozoicas que se correlaciona con un mayor aporte de clastos riolíticos y de meta-areniscas, lo cual fue interpretado como un alzamiento de Cordillera Frontal a partir de los ~16 Ma (Buelow *et al.* 2018). En este escenario, las cuencas de Penitentes y la de Cacheuta habrían estado desconectadas por una barrera orográfica, por lo que la continuidad de la cuenca de antepaís y de las facies proximales y distales entre las dos cuencas no sería tan sencilla de explicar. Por su parte, las secciones inferiores de la Formación Mariño, con edades entre 19 Ma y 17 Ma, no tienen correlación en la Cuenca de Penitentes ya que no se han registrado rocas de ese rango de edad. La ausencia de rocas más antiguas en la Cuenca de Penitentes correlacionables con las secciones inferiores de la Formación Mariño, sumado al crecimiento de una barrera orográfica entre ambas cuencas durante el Mioceno medio, producto del levantamiento del Cordón del Plata, estaría indicando que ambas cuencas habrían evolucionado en forma aislada y que la Cuenca Penitentes se habría originado como una cuenca intermontana.

Hacia el norte, el Conglomerado Penitentes se correlaciona temporalmente con la Formación Chinchas de la cuenca de Manantiales, que presenta edades entre *ca.* 22 Ma y 12-8 Ma (Jordan *et al.* 1996; Perez 2001; Pinto *et al.* 2018; Mackaman-Lofland *et al.* 2020). Esta cuenca se desarrolla entre dos bloques de la Cordillera Frontal (Cordón del Espinacito y Cordón del Tigre), pero su historia geológica también registra el levantamiento de la Cordillera Principal y el posterior alzamiento de la Cordillera Frontal. A estas latitudes, el levantamiento de Cordillera Frontal habría ocurrido en dos pulsos, uno con anterioridad a lo observado hacia el sur en el Cordón del

Plata que habría iniciado hace uno ~19 Ma levantando el Cordón del Espinacito, y otro hace unos ~12 Ma que habría levantado el Cordón del Tigre (Pinto *et al.* 2018). Por lo tanto, la historia evolutiva de la Cuenca de Manantiales parece ser más compleja, y difícilmente habría estado conectada con la Cuenca de Penitentes durante su evolución.

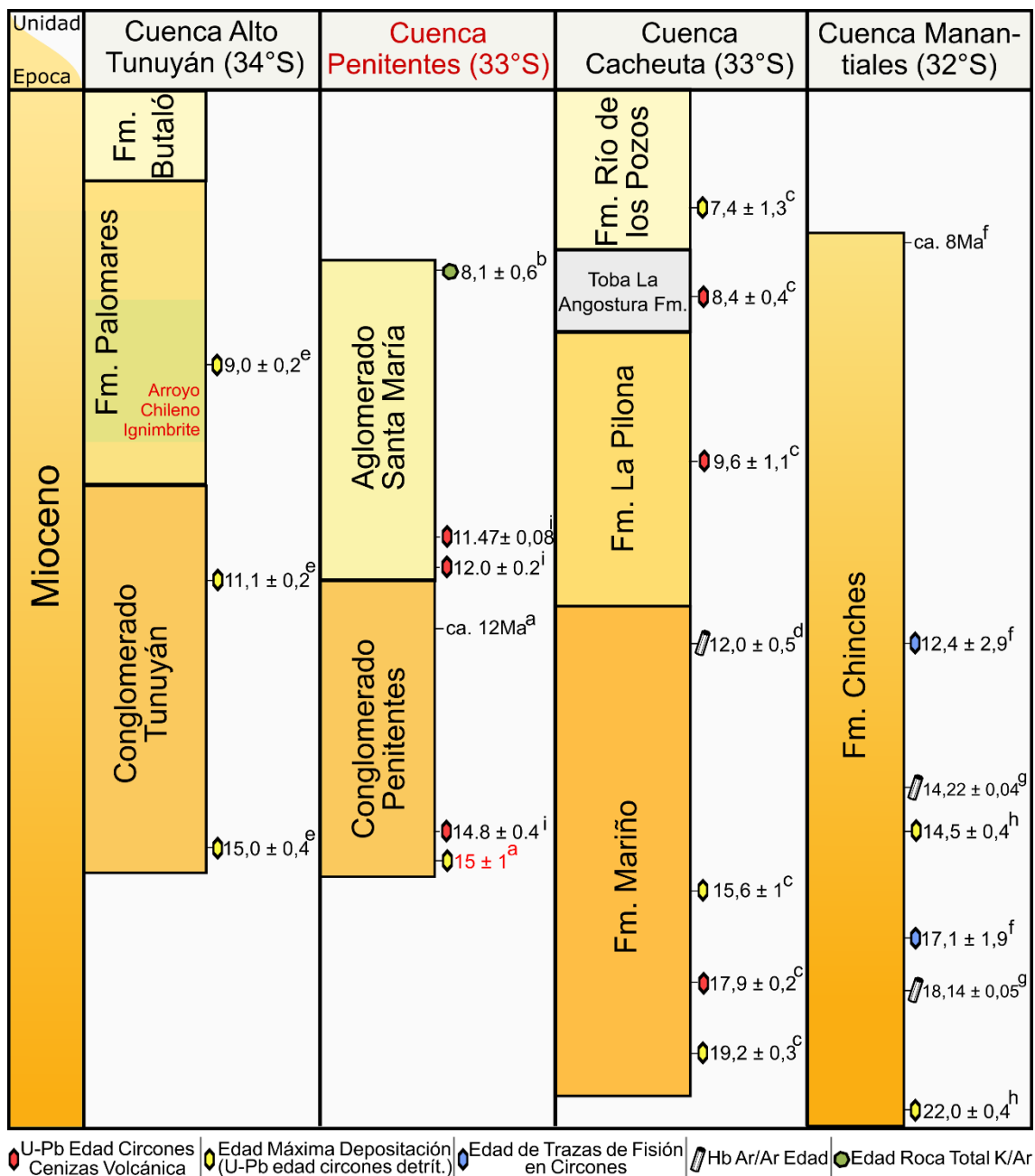


Figura 5.12. Estratigrafía y correlación entre los depósitos sinorogénicos neógenos de las cuencas localizadas entre los 32° y 34° s. Las edades pertenecen a: a) Martos *et al.* (2022); b) Pérez y Ramos (1996); c) Buelow *et al.* (2018); d) Irigoyen *et al.* (2000); e) Porras *et al.* (2016); f) Jordan *et al.* (1996); g) Mackaman-Lofland *et al.* (2020); h) Pinto *et al.* (2018); i) Carrapa *et al.* (2022).

5.5. EL CORRIMIENTO PENITENTES – FRENTE DE CORRIMIENTOS DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA

La estructura de esta región de los Andes ha sido objeto de estudio de reconocidos geólogos estructuralistas que han dedicado extensas expediciones en la alta cordillera para reconstruir la arquitectura de esta faja plegada y corrida (González Bonorino 1950; Ramos 1985; Cegarra y Ramos 1996; Vicente y Leanza 2009). A partir de los trabajos de Ramos (1985) y Cegarra y Ramos (1996) se llegó a cierto consenso con respecto al estilo estructural de esta faja plegada y corrida; esta fue descrita como una estructura mayormente epidérmica, con un nivel de despegue principal en los depósitos evaporíticos de la Formación Auquilco. Por su parte, la estructura de la Cordillera Frontal ha sido descrita como un gran bloque de basamento exhumado mediante un corrimiento frontal con despegue profundo enraizado en una transición frágil-dúctil dentro de la corteza superior.

La deformación en la Cordillera Principal a los 33°S comenzó durante el Mioceno temprano, hace unos ~20 Ma (Cegarra y Ramos 1996; Ramos *et al.* 2002; Giambiagi *et al.* 2015). Los depósitos sinorogénicos asociados a la estructuración de la Cordillera Principal a estas latitudes se encuentran en la Cuenca de Cacheuta y poseen una edad máxima de depositación de $19,2 \pm 0,3$ Ma, por lo que la subsidencia flexural asociada a la carga orogénica habría comenzado hace unos ~20 Ma (Buelow *et al.* 2018). El principal pulso de deformación en la faja plegada y corrida del Aconcagua tuvo lugar en el Mioceno medio a los *ca.* 15 Ma (Cegarra y Ramos 1996; Giambiagi *et al.* 2015), y sería sincrónico al levantamiento de Cordillera Frontal a estas latitudes (Lossada *et al.* 2020).

El acortamiento calculado en este trabajo para el frente de la faja plegada y corrida del Aconcagua en la región de la quebrada del Potrero Escondido dio un valor de 62,43%. Este valor es coherente con el presentado por Cegarra *et al.* (1993) para la sección estructural levantada en la región del río Cuevas, donde obtuvieron un valor mínimo de acortamiento de 66%.

El frente de corrimientos de la faja plegada y corrida del Aconcagua está representado al sur del río Cuevas por el corrimiento Penitentes. Este corrimiento, posee su nivel de despegue en las calizas de la Formación la Manga al norte y en las evaporitas de la Formación Auquilco al sur, posee un ángulo de corte bajo ($<10^\circ$) y presenta una traza sinuosa con orientación general N-S. Se caracteriza por montar las unidades mesozoicas de la Cuenca Neuquina por encima de los depósitos sinorogénicos neógenos en un desplazamiento por la zona de falla que supera los 2 km.

En este trabajo se describió el corrimiento Penitentes (Fig. 5.9) al sur del río Blanco, en la quebrada del Potrero Escondido y en el paso Clonquis. Esto pudo realizarse gracias al reconocimiento de depósitos sinorogénicos neógenos en el sector autóctono, que previamente habían sido asignados al Jurásico. El reordenamiento de la estratigrafía en el sector autóctono permitió entender que las evaporitas de la Formación Auquilco se ubicaban en contacto de falla sobre el Conglomerado Penitentes y no en relación concordante sobre conglomerados jurásicos como se interpretaba en trabajos previos (Ramos 1985b).

En el paso Clonquis (Fig. 5.10), se pudo observar un corrimiento que afecta a las unidades neógenas de la Cuenca de Penitentes. Este corrimiento monta al Conglomerado Penitentes por encima del Aglomerado Santa María. Una estructura similar fue descrita en la región de los

cerros Penitentes y Viseras por Vicente y Leanza (2009). Estos autores mencionan la presencia de un corrimiento de alto ángulo que se encuentra en el sector autóctono, y que por lo general produce un desplazamiento en las unidades neógenas, poniendo al Conglomerado Penitentes por encima del Aglomerado Santa María. Este corrimiento podría estar relacionado con el observado en el Paso Clonquis y si se tiene en cuenta lo propuesto por Vicente y Leanza (2009), estos corrimientos de alto ángulo estarían relacionados con la inversión de fallas normales que actuaron en el Jurásico Tardío durante la depositación de la Formación Tordillo.

A partir de las observaciones realizadas, se puede concluir que la fase final de deformación en la faja plegada y corrida del Aconcagua ocurrió durante el Mioceno tardío, posterior al inicio del alzamiento de la Cordillera Frontal. Durante este estadio se produjo la reactivación del frente de corrimientos de la faja plegada y corrida que generó el cabalgamiento de los depósitos mesozoicos sobre las unidades sinorogénicas del Conglomerado Penitentes y Aglomerado Santa María que poseen edades entre 15 y 8 Ma. También en este periodo se habría generado la inversión de estructuras extensionales jurásicas, que habría afectado la Cuenca de Penitentes, y generado el cabalgamiento del Conglomerado Penitentes sobre el Aglomerado Santa María. A su vez, se ha descrito una serie de corrimientos fuera de secuencia generados durante esta etapa en la región interna de la faja plegada y corrida (Cegarra y Ramos 1996), esto indica que la deformación tuvo lugar en un amplio sector de la Cordillera Principal.

5.6. MODELO TECTÓNICO EVOLUTIVO Y ORIGEN DE LA CUENCA DE PENITENTES

La evolución tectónica de este segmento de los Andes Centrales del Sur presenta cierta complejidad debido a su ubicación en una región de transición entre una zona de subducción subhorizontal y una zona de subducción normal. En este escenario, la distribución y generación de algunas unidades morfoestructurales han sido atribuidas al emplazamiento de la subducción subhorizontal a partir del Mioceno medio a tardío. Sin embargo, trabajos publicados recientemente reevalúan el rol que tuvo la subducción subhorizontal en el levantamiento de estas unidades morfo-estructurales y determinaron que al menos los primeros pulsos de estructuración de la Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera y parte de las Sierras Pampeanas tuvieron lugar en un periodo de subducción normal (Bense *et al.* 2013; Buelow *et al.* 2018; Riesner *et al.* 2019; Lossada *et al.* 2020).

Por otro lado, algunos autores discuten el modelo clásico de levantamiento de este segmento de los Andes que proponía una vergencia general hacia el este de las principales estructuras y del frente de deformación (33°-34°S). El nuevo modelo propuesto por estos autores muestra que la primera unidad morfoestructural en exhumarse sería la Cordillera Frontal hace *ca.* 20 Ma, que se habría estructurado como una gran antifforma producto del desplazamiento por una rampa de escala cortical con vergencia oeste denominada WAT (West Andean Thrust – Corrimiento Andino Occidental) (Armijo *et al.* 2010; Riesner *et al.* 2018,2019). El desplazamiento de esta rampa, generó el progresivo levantamiento de la Cordillera Frontal y una migración de la deformación hacia el oeste; como consecuencia, se produjo la estructuración de la Cordillera Principal occidental como una faja plegada y corrida de piel gruesa y vergencia oeste desde el Mioceno temprano, mientras que la Cordillera Principal oriental acomodó la deformación pasivamente en una serie de retrocorrimientos que generaron una faja plegada y corrida epidérmica (faja plegada

y corrida del Aconcagua) (Armijo *et al.* 2010; Riesner *et al.* 2018, 2019). Los tiempos de exhumación de las cordilleras Frontal y Principal que estos autores proponen no se encuentran bien constreñidos aún, y existen discrepancias con lo planteado por otros autores que estudiaron la temática en la zona, que a partir del estudio de depósitos de la cuenca de antepaís pudieron determinar que cronológicamente la Cordillera Principal se levantó con anterioridad a la Cordillera Frontal a estas latitudes (Porrás *et al.* 2016; Buelow *et al.* 2018; Lossada *et al.* 2020).

Como se discutió previamente, la sección basal de la Formación Mariño (Cuenca de Cacheuta) representa los sedimentos sinorogénicos más antiguos a estas latitudes (33°S) y fueron depositados en una posición distal de la incipiente cuenca de antepaís producto del levantamiento de la Cordillera Principal hace *ca.* 20 Ma (Irigoyen *et al.* 2000; Buelow *et al.* 2018) (Fig. 5.13 A).

El estudio de la cuenca sinorogénica de Penitentes, localizada entre las Cordilleras Principal y Frontal, permitió obtener un mayor entendimiento de la evolución de esta región de los Andes Centrales del Sur. Los depósitos basales del Conglomerado Penitentes poseen una edad máxima de depositación de ~15 Ma, lo cual indica que la sedimentación en la Cuenca de Penitentes comenzó durante el Mioceno medio. Los análisis de procedencia a partir de conteo de clastos en conglomerados y edades U-Pb en circones detríticos indican que en los primeros estadios de la cuenca el área fuente de sedimentos se encontraba hacia el oeste en la Cordillera Principal, donde las rocas mesozoicas de la Cuenca Neuquina se encontraban expuestas y el magmatismo de Farellones se encontraba activo (Fig. 5.13 A). Nuestros datos indican que la Cordillera Frontal representaba un área fuente secundaria durante los primeros estadios.

Un incremento en los clastos de composición riolítica y la aparición de picos de edades Gondwánicas (Triásico Temprano/Medio) hacia el tope del Conglomerado Penitentes, sugieren un rápido alzamiento de la Cordillera Frontal (Cordón del Plata) hace *ca.* 14 Ma (Figs. 5.11B y 5.13 B). En este estadio, la Cuenca de Penitentes se convirtió en una cuenca intermontana, probablemente desconectada del antepaís y con un área fuente de sedimentos mixta, tanto desde la Cordillera Principal (oeste), como desde la Cordillera Frontal (este) (Fig. 5.13 B). La vergencia de la deformación sería de oeste a este en acuerdo con los modelos clásicos de deformación de los Andes.

La migración hacia al sur del brazo de orientación NE de la dorsal asísmica de Juan Fernández, habría alcanzado la latitud de 33°S hace unos *ca.* 12 Ma, produciendo un avance del arco magmático hacia el antepaís y consecuentemente cambios en la composición de los productos volcánicos (Ramos *et al.* 1996c; Kay y Mpodozis 2002). Este podría ser uno de los motivos que explique la escasez de circones jóvenes en los depósitos de las cuencas sinorogénicas entre los 14 Ma y 12 Ma (Porrás *et al.* 2016; Buelow *et al.* 2018; Pinto *et al.* 2018).

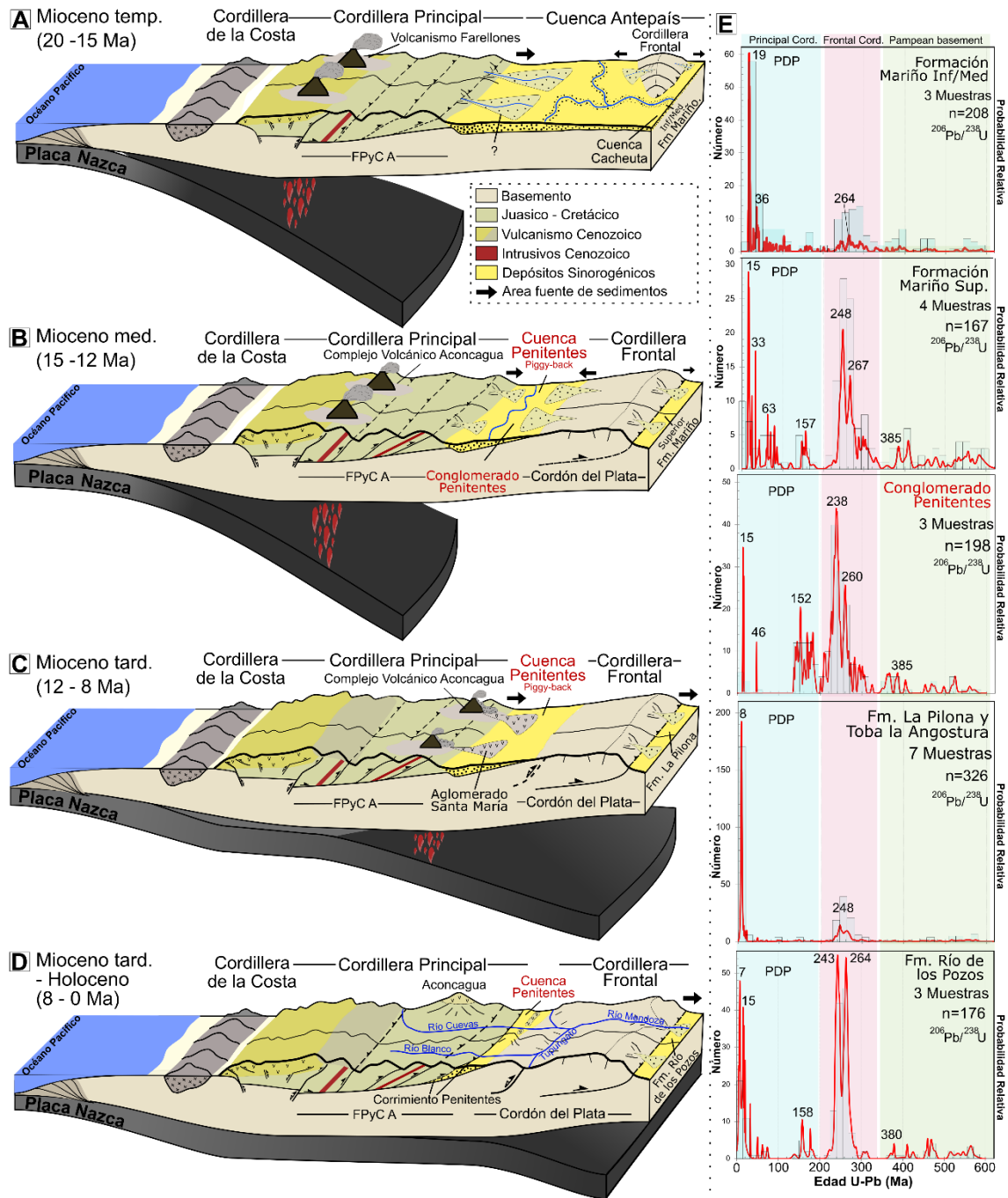


Figura 5.13. Modelo tectónico de la evolución de las Cordilleras Principal y Frontal a los 33° S, considerando fases de deformación, actividad del arco magmático, sedimentación sinorogénica, y procedencia de sedimentos a lo largo del tiempo (basado en Martos *et al.* 2022). A) Crecimiento de la Cordillera Principal y desarrollo de una cuenca de antepaís de retroarco (20-15 Ma). B) Pulso de levantamiento en la Cordillera Frontal y desarrollo de la cuenca sinorogénica intermontana de Penitentes (15-12 Ma). C) Migración hacia el este del arco magmático relacionado a la horizontalización de la losa subductada y generación del Complejo Volcánico Aconcagua (12 – 8 Ma). D) Nuevo pulso de deformación de la faja plegada y corrida del Aconcagua. En este momento se desarrolló el corrimiento Penitentes y corrimientos internos en la cuenca de Penitentes. Se produjo la migración del arco magmático hacia la Precordillera. E) Edades U-Pb en circón para rocas detríticas sinorogénicas de las formaciones Mariño,

La Pilona, Toba La Angostura, Río de los Pozos (Buelow *et al.* 2018) y del Conglomerado Penitentes (Martos *et al.* 2022).

La evolución de la región continúa con el magmatismo del Complejo Volcánico Aconcagua que posee edades entre *ca.* 13,7 Ma y 9 Ma en el cerro Aconcagua (Ramos *et al.* 1996c) y 12,4 y 8 Ma hacia el este (Vicente 2005a), y evidencia la migración hacia el este del magmatismo de Farellones hacia fines del Mioceno medio (Fig. 5.13C). Vicente (2005a) propuso que los depósitos piroclásticos y volcanoclásticos del Aglomerado Santa María representan las facies distales del Complejo Volcánico Aconcagua (Figs. 5.11C y 5.13C). El Aglomerado Santa María fue datado al norte del río Cuevas, en este sector el tope de la unidad posee una edad de *ca.* 8 Ma (Pérez y Ramos 1996b), mientras que la edad de la base puede ser estimada en ~12 Ma en correlación con el Complejo Volcánico Aconcagua y con el pico de actividad magmática (12-10 Ma) estimado por Carrapa *et al.* (2022). Mientras tanto, hacia el este en la Cuenca de Cacheuta, la Formación La Pilona representa las facies proximales producto del continuo levantamiento de la Cordillera Frontal hacia el oeste y el incipiente alzamiento de la precordillera hacia el nor-este (Buelow *et al.* 2018). La Formación Tobas Angostura está compuesta por flujos piroclásticos distales que evidencian el avance del arco hacia el antepaís hace unos ~8 Ma (Fig. 5.12) (Buelow *et al.* 2018).

El último estadio en la evolución de la región de estudio tuvo lugar una vez finalizado el magmatismo del Complejo Volcánico Aconcagua. En este momento, ocurrió la fase final de estructuración de faja plegada y corrida del Aconcagua, posterior al primer pulso de levantamiento de la Cordillera Frontal y de la Precordillera occidental. Este pulso generó una serie de corrimientos fuera de secuencia en el interior de la faja plegada y corrida y la estructuración final del frente de corrimientos. Al sur del río Cuevas, se pudo observar como el Corrimiento Penitentes montaba los depósitos mesozoicos de la Cuenca Neuquina por encima de los depósitos sinorogénicos Miocenos (Fig. 5.13D). A su vez, en la región del cerro Penitentes y del Paso Clonquis, se han descripto estructuras compresivas que repiten las secuencias sinorogénicas miocenas. Estas relaciones estructurales evidencian la existencia de un pulso contraccional en la faja plegada y corrida durante el Mioceno tardío. La compresión registrada en este periodo sería consecuencia de la horizontalización de la plaza de Nazca y la instalación del segmento de subducción subhorizontal Pampeano.

5.7. CONSIDERACIONES FINALES

El estudio de los depósitos sinorogénicos en la quebrada del Potrero Escondido y el Paso Clonquis permitió reconocer los afloramientos más australes de la Cuenca Penitentes en la faja plegada y corrida del Aconcagua. Los depósitos analizados se componen de conglomerados polimícticos depositados en un ambiente de abanico aluvial proximal dominado por flujo de detritos. Se obtuvo una edad máxima de depositación de 15 ± 1 Ma para la base del Conglomerado Penitentes en la quebrada del Potrero Escondido. Esta edad permite determinar que los primeros registros de sedimentación de la cuenca comenzaron en el Mioceno medio.

La fracción clástica del Conglomerado Penitentes compuesta por calizas, areniscas rojas, pelitas negras y evaporitas indica una proveniencia desde la erosión de los depósitos de la Cuenca Neuquina, exhumados hacia el oeste en la faja plegada y corrida. Los clastos de rocas andesíticas, abundantes en la sección basal en la quebrada del Potrero Escondido, fueron vinculados a la

erosión del arco magmático mioceno (Formación Farellones) en el flanco oeste de la Cordillera Principal. Hacia el techo de la unidad, se reconoció un aumento de clastos de rocas riolíticas, estos clastos sugieren la exhumación del Grupo Choiyoi, que aflora únicamente hacia el este en la Cordillera Frontal. El patrón de edades U-Pb en circón coincide con lo observado en el conteo de clastos, picos de frecuencia en edades *ca.* 273-230 Ma (Grupo Choiyoi), 182-136 Ma (depósitos de la Cuenca Neuquina) y 15 Ma (Formación Farellones, arco magmático neógeno) que demuestran un área fuente mixta, tanto desde la Cordillera Principal como desde la Cordillera Frontal.

En un marco regional, las cuencas de Penitentes y de Cacheuta podrían haber estado conectadas durante los primeros estadios de evolución del orógeno, sin embargo, la ausencia de registro sedimentario más antiguo a ~15 Ma en la primera dificulta esta hipótesis. Si se tiene en cuenta que ambas cuencas registran el levantamiento del Cordón del Plata entre los 16 y 14 Ma, se puede intuir que se habrían desconectado parcial o totalmente en este periodo. En este contexto, la Cuenca de Penitentes habría evolucionado como una cuenca intermontana, asilada casi completamente del antepaís del orógeno andino.

Los datos aportados en este trabajo concuerdan con una configuración del orógeno con vergencia hacia el este, ya que indican que la Cordillera Principal comenzó a estructurarse con anterioridad a que la Cordillera Frontal se convierta en un alto topográfico. Sin embargo, el levantamiento de Cordillera Frontal habría ocurrido durante el Mioceno medio, con anterioridad a lo propuesto en los modelos clásicos.

Finalmente, la estructura analizada permite inferir que el último pulso de estructuración de la faja plegada y corrida ocurrió posteriormente a la depositación del Aglomerado Santa María (12 – 8 Ma). Esta etapa compresiva durante el Mioceno Tardío podría estar relacionada con la horizontalización de la losa subductada y el inicio de la subducción subhorizontal Pampeana a los 33° S.

6. ESQUEMA EVOLUTIVO DE LA CORDILLERA PRINCIPAL: INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN GENERAL

Como se describió en los capítulos precedentes de esta tesis, la Cordillera Principal comprende una compleja historia geológica producto de sucesivos eventos tectónicos que tuvieron lugar en el continente Sudamericano desde inicios del Paleozoico. En particular, los resultados alcanzados en esta tesis permiten lograr un mayor entendimiento de algunos periodos y sectores que resultaron clave para la evolución de esta unidad morfoestructural, entre los cuales se destaca i) el periodo de extensión que dio origen a la Cuenca Neuquina durante el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano en las nacientes del río Atuel; ii) el primer pulso de estructuración de la faja plegada y corrida de Malargüe, con la generación de la primera cuenca de antepaís en el Cretácico Tardío; y iii) la fase de deformación final de la Cordillera Principal durante el Mioceno en las fajas plegadas y corridas de Malargüe y del Aconcagua.

Hacia fines del Triásico un evento extensional tuvo lugar en el margen sudoccidental de Gondwana dando origen a una serie de depocentros que evolucionaron de forma aislada, separados por altos estructurales, en sus primeros estadios de evolución. El relleno inicial de estos depocentros fue diferente en los distintos sectores que conformaron la Cuenca Neuquina. Mientras en algunos sectores, como la región del engolfamiento, se registró la presencia de magmatismo de intraplaca con influencia de fluidos del arco y un relleno exclusivamente continental, en otros, el relleno fue sedimentario y con influencia marina, como es el caso del depocentro Atuel. En este sentido, la evolución de la Cuenca Neuquina evidentemente estuvo influenciada por más de un proceso tectónico, lo cual también quedó evidenciado por la orientación de las fallas extensionales principales, que varía según la posición en la cuenca y por los campos de esfuerzos resultantes que dieron lugar a una cuenca con morfología triangular.

En particular, la región de estudio se caracteriza por la presencia del depocentro Atuel hacia el este, y el depocentro Alto Atuel hacia el oeste. El primero, ampliamente estudiado por otros autores posee un registro sedimentario que comienza en el Triásico Tardío con sedimentos marinos provenientes del Paleo-océano Pacífico y continúa con sedimentos fluviales y marinos marginales del Jurásico Temprano (Fig. 6.1 A); mientras que el segundo, fue estudiado más detalladamente por primera vez en esta tesis y su relleno fue datado mediante geocronología U-Pb en circón y análisis paleontológicos en moluscos y braquiópodos siendo posible acotarlo al Jurásico Temprano. El depocentro Alto Atuel se caracteriza por presentar un relleno compuesto por rocas sedimentarias epiclásticas y carbonáticas de ambiente marino marginal con alto aporte de material piroclástico y volcánico, que por su edad y ubicación geográfica muy probablemente provenían del arco magmático localizado hacia el oeste. Las diferencias litológicas, específicamente el alto aporte de material volcánico, entre las secuencias presentes en el depocentro Atuel y el depocentro Alto Atuel permitieron inferir la presencia de un alto estructural (alto estructural Sosneado) que separó ambos depocentros durante los primeros estadios de evolución (Fig. 6.1 B). Por otro lado, las principales estructuras presentes en el depocentro Atuel poseen orientación NNO, mientras que en el depocentro Alto Atuel se observa una orientación general N-S a NNE, lo cual evidencia que ambos depocentros se encontraban controlados por estructuras con diferente orientación durante sus primeros estadios.

Hacia fines del Jurásico Temprano, la transgresión marina habría alcanzado su climax debido al aumento del enfriamiento térmico de la cuenca. De esta manera, se produjo la inundación de algunos altos estructurales y por lo tanto la conexión entre depocentros que se encontraban aislados previamente. Es en este momento en que los depocentros Atuel y Alto Atuel habría comenzado a compartir una sedimentación común, representada por la Formación Tres Esquinas del Toarciano (Fig. 6.1 B). Si bien esta transgresión marina está ampliamente representada en la Cuenca Neuquina, algunos sectores como la región norte de la faja plegada y corrida del Aconcagua no poseen registro de rocas sedimentarias previas al Jurásico Medio, lo cual ha sido explicado por la presencia de un importante alto estructural que se mantuvo emergido hasta el Calloviano, con la transgresión que dio lugar al Grupo Lotena. A partir de este momento, la Cuenca Neuquina alcanzó su máxima extensión, pudiéndose encontrar registro desde los 32°S en la subcuenca de La Ramada hasta los 40°S al sur de la dorsal de Huincul.

Durante el Jurásico Tardío un nuevo pulso extensional tuvo lugar en el sector norte de la Cuenca Neuquina. Este episodio tiene un amplio registro entre los 33°S y 35°S y ha sido descrito por diversos autores tanto en la vertiente chilena como argentina de los Andes (Cegarra y Ramos 1996; Giambiagi *et al.* 2003a; Mescua *et al.* 2008; Acevedo *et al.* 2020; Mardones *et al.* 2021). En este trabajo se presentan evidencias de sedimentación sinextensional en rocas pertenecientes a las formaciones Río Damas y Lo Valdés del Jurásico Tardío en la región del depocentro Alto Atuel (6.1 C). La presencia de fallas extensionales de orientación N-S podrían indicar la reactivación de debilidades previas correspondientes a las estructuras que dieron origen al depocentro durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano. Durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano una nueva transgresión marina tuvo lugar en la cuenca, que se encuentra representado por el Grupo Mendoza superior (formaciones Vaca Muerta, Chachao y Agrio), en un nuevo estadio de enfriamiento térmico (6.2 D). Hacia fines del Cretácico Temprano se produjo una regresión marina que se encuentra registrada en el Grupo Bajada del Agrio, en el cual se reconocen dos formaciones en algunos sectores de la Cuenca Neuquina (formaciones Huitrín y Rayoso), sin embargo, en el área de estudio sólo se encuentran registrados los depósitos evaporíticos asociados a la Formación Huitrín.

En el Cretácico Tardío la configuración de la cuenca cambio considerablemente como consecuencia del primer evento de estructuración de la Cordillera Principal. El crecimiento del orógeno generó un cambio en el mecanismo dominante de generación de subsidencia en la cuenca, pasando de un estadio de enfriamiento térmico a un estadio dominado por subsidencia flexural. Esto produjo un reordenamiento del paleo-relieve y drenaje de la cuenca, como así también de las principales áreas fuente de sedimentos. Los análisis sedimentarios y geocronológicos de los depósitos sinorogénicos de la Formación Diamante en distintos sectores de la faja plegada y corrida de Malargüe y su correlación con el Grupo Neuquén del sur de la Cuenca Neuquina, dio la posibilidad de reconocer distintas depozonas dentro de la cuenca de antepaís del Cretácico Tardío. En este sentido, el análisis de la Formación Diamante en la región occidental (arroyo Colorado), donde los depósitos se encontraban en discordancia angular sobre rocas deformadas de la Formación Agrio, y la sedimentación presentaba geometrías de estratos de crecimiento asociados a estructuras compresivas, permitieron reconocer una depozona de tope de cuña y un *hiatus* erosivo de al menos ~30 Ma con la unidad infrayacente (Fig. 6.1 E). En la región Central (Vega de los Patos), algunos autores proponen la sedimentación en una depozona de antefosa

evidenciado por las facies fluviales con aporte mixto tanto desde el orógeno como desde el dorso periférico (Gómez *et al.* 2021). Nuestras observaciones en la región de Vega de los Patos permitieron identificar facies de abanicos aluviales distales y facies fluviales dominantes, además, el análisis de la fracción clástica que componen las areniscas y conglomerados permitió distinguir la presencia de un alto aporte de clastos de composición riolítica y en menor medida clastos metamórficos de bajo grado provenientes del basamento y clastos calcáreos provenientes de la erosión de las rocas mesozoicas de la Cuenca Neuquina. A partir de las descripciones realizadas por Cruz (1993) en perfiles sedimentarios en la región Oriental donde se observa un engrosamiento de las facies en una corta distancia y un importante aporte de rocas riolíticas, pudimos inferir que la región de la Cordillera Frontal ya representaba un alto topográfico para el Cretácico Tardío. Si bien este sector podría representar un relicto de la orogenia Gondwánica, es posible que durante la compresión generada en esta etapa se haya producido un pulso de estructuración de este sector debido a la reactivación de estructuras previas durante el pasaje del dorso periférico y de esta forma la configuración de la cuenca se daría en un antepaís fragmentado. Por otro lado, el reconocimiento de cambios de inclinación en los depósitos de la Formación Diamante en Vega de los Patos podría estar relacionado a la estructuración del anticlinal de Vega de los Patos durante el Cretácico Tardío, evidenciando una migración del frente de corrimientos hacia la región Central durante el avance de la deformación en la faja plegada y corrida.

Las edades máximas de depositación mediante el método U-Pb en circón obtenidas en la región del arroyo Colorado, permiten constreñir a la Formación Diamante entre ~98 Ma y 95 Ma en este sector. Se ha registrado una merma en la contribución de circones juveniles del Cretácico Tardío en los depósitos de la Formación Diamante y del Grupo Neuquén. Esto fue atribuido por algunos autores a una baja actividad del arco magmático durante el Cretácico Tardío (Fennell *et al.* 2017a). Sin embargo, el reconocimiento de rocas plutónicas de esta edad en la Cordillera de la Costa de Chile y la presencia de depósitos volcanoclásticos en la unidad BRCU (acotada entre *ca.* 100 Ma y 80 Ma) en el flanco chileno de la Cordillera Principal (Muñoz *et al.* 2018) dificultan esta hipótesis. Además, estos hallazgos permitieron inferir el crecimiento de una barrera orográfica que dividió la cuenca durante este periodo e imposibilitó el tránsito de material proveniente del arco magmático hacia las regiones distales de la cuenca de antepaís (Muñoz *et al.* 2018; Gómez *et al.* 2021) (Fig. 6.1 E).

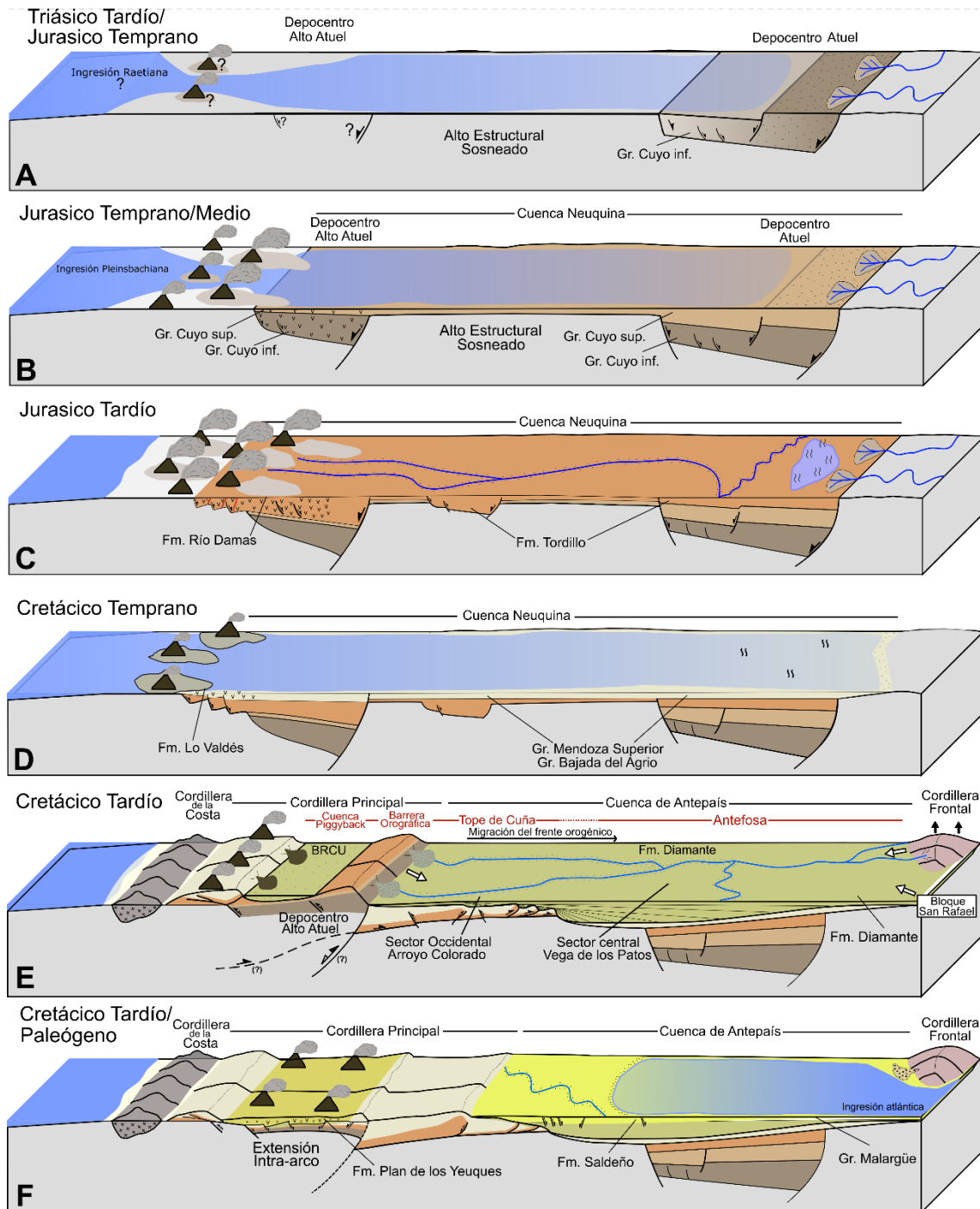


Figura 6.1. Esquema ilustrativo de la evolución tectónica del segmento norte de la faja plegada y corrida de Malargüe. A) Inicio de la etapa extensional de retroarco, desarrollo del depocentro Atuel y del incipiente depocentro Alto Atuel. Registro de sedimentación marina en el sector occidental del depocentro Atuel durante el Triásico Tardío. B) Desarrollo de los depocentros Atuel y Alto Atuel separados por el alto estructural Sosneado. El arco magmático jurásico se encontraba activo en este periodo y generaba gran aporte de material en el depocentro Alto Atuel, mientras que en el depocentro Atuel el relleno era exclusivamente sedimentario. Ambos depocentros registran sedimentación marina a partir de Pliensbachiano cuando comienza a dominar la subsidencia por enfriamiento térmico en la cuenca. C) Nuevo pulso extensional en el Jurásico Tardío. Evidencias de sedimentación sinextensional en las formaciones Río Damas y Lo Valdés en la región del depocentro Alto Atuel. D) Transgresión marina

desde el Paleo-océano Pacífico en un nuevo periodo dominado por subsidencia termal en la cuenca. E) Comienzo de estructuración de Cordillera Principal y generación de la cuenca de antepaís asociada durante el Cretácico Tardío. Desarrollo de una cuenca de antepaís fragmentada con el levantamiento de la Cordillera Frontal, principal área fuente de sedimentos provenientes desde el este. Levantamiento de una barrera orográfica hacia el oeste, dada por la incipiente inversión del depocentro Alto Atuel que impedía el paso de sedimentos desde el arco magmático hacia la cuenca de antepaís. F) Estadio de extensión de intra-arco, expansión del arco magmático, sedimentación marina a fines del Cretácico en la cuenca de antepaís. Ingresión causada por un aumento de la subsidencia flexural en la cuenca, sector occidental de la cuenca controlado por fallas extensionales.

Los resultados obtenidos en esta tesis permiten inferir que el depocentro Alto Atuel habría comenzado a invertirse durante el Cretácico Tardío, esto se ve reflejado en el patrón de procedencia de las rocas analizadas en el arroyo Colorado, donde los niveles conglomerádicos de la Formación Diamante presentan un importante contenido de clastos de caliza, evidenciando la erosión de rocas mesozoicas carbonáticas en un sector próximo a la zona de depositación. A su vez, el patrón de edades de los circones detríticos para las areniscas tomadas de la Formación Diamante muestra la presencia de una secuencia de destechado, con aporte de circones del Cretácico Temprano-Jurásico Tardío en la muestra obtenida de la sección basal, y del Jurásico Medio a Temprano en las secciones superiores de la Formación Diamante, lo cual indica un progresivo levantamiento y exposición de las unidades mesozoicas. En este contexto, la incipiente inversión del depocentro Alto Atuel durante el Cretácico Tardío representaría una extensión hacia el norte de la barrera orográfica propuesta por Mescua *et al.* (2013) provocada por la inversión del depocentro Río del Cobre inmediatamente hacia el sur (Fig. 6.1 E).

Hacia fines del Cretácico el contexto tectónico de los Andes se vio influenciado por cambios producidos en el margen de subducción. En este periodo se produjo una reconfiguración de las placas en el margen de subducción, pasando de un periodo de subducción ortogonal con alto acople entre las placas de Chasca-Catequil y la placa Sudamericana durante los ~120 Ma y 80 Ma, a una subducción con un decrecimiento en la velocidad de convergencia provocado por una disminución de la velocidad de desplazamiento de la placa Sudamericana hacia la trinchera con las placas de Farallon-Aluk (Seton *et al.* 2012; Müller *et al.* 2016). En este contexto, se produjo una etapa de extensión de intra-arco (Fig. 6.1 F), probablemente generado por un retroceso de la trinchera (*roll-back*), el cual se encuentra registrado en la depositación sin-extensional de las unidades volcánicas de la Formación Plan de los Yeuques en el flanco chileno (Muñoz *et al.* 2018) y la Formación Los Angeles en el flanco argentino del orógeno (Iannelli *et al.* 2018; Fennell *et al.* 2019), que presentan signatura geoquímica de arco, e indican una corteza levemente adelgazada en un contexto de expansión del arco hacia el antepaís.

En el sector de la cuenca de antepaís, este periodo se caracterizó por la primera transgresión marina desde el océano Atlántico. Esta transgresión marina inundó gran parte de la cuenca de antepaís, alcanzando las regiones que representaron el frente topográfico del orógeno cretácico. Algunos autores proponen que la transgresión fue posible debido al aumento de la subsidencia flexural en la cuenca producto del continuo levantamiento del orógeno (Tunik *et al.* 2010; Aguirre-Urreta *et al.* 2011). Sin embargo, el contexto tectónico descrito anteriormente para la región del margen de subducción y el arco magmático indica que hacia fines del Cretácico imperó

una etapa extensional en el margen occidental del continente Sudamericano. La presencia de fallas extensionales en rocas asignables a la Formación Saldeño en la región occidental de la zona de estudio, permiten estimar que al menos el sector occidental de la cuenca de antepaís habría estado expuesto a un régimen extensional durante fines del Cretácico (Fig. 6.1 F). Cabe destacar que el análisis de la Formación Saldeño y del Grupo Malargüe en el sector Central y Oriental del área de estudio, no aportó evidencias que indique su depositación en un ambiente extensional, por lo que surge el interrogante del contexto tectónico de la cuenca durante la transgresión marina desde el Océano Atlántico.

La fase final de estructuración de la faja plegada y corrida de Malargüe ocurrió durante el Mioceno medio a tardío luego de un periodo extensional que tuvo lugar en el flanco occidental de la Cordillera Principal durante el Oligoceno-Mioceno temprano. A partir del Mioceno medio se generó la inversión del depocentro Atuel y la estructuración del frente de la faja plegada y corrida, en un arreglo híbrido donde se combina la inversión de estructuras extensionales mesozoicas con nuevos corrimientos epidérmicos (Fig. 6.2 A) (Fuentes et al. 2016). Los primeros depósitos sinorogénicos asociados a este pulso compresivo se asignan a la formación Agua de la Piedra que suele encontrarse en discordancia erosiva sobre el Grupo Malargüe y posee edades máximas de depositación entre ~19 Ma y 15 Ma (Horton y Fuentes 2016; Horton et al. 2016). Giambiagi et al. (2008b) propone que la deformación de este sector habría comenzado a los ~15 Ma, con una mayor intensidad de la deformación entre los 10,5 Ma y 8 Ma. Se han reconocido estratos de crecimiento en las formaciones Loma fiera y Tristeza (*ca.* 10 Ma y 8 Ma respectivamente) que han sido vinculados con la actividad de la falla La Manga (o Río Atuel), que generó la inversión del depocentro Atuel (Horton et al. 2016). A su vez, durante el Mioceno se registra una migración del arco magmático hacia el este. Durante este periodo se produjeron al menos dos pulsos de actividad del arco, uno entre los 18 Ma y 14 Ma agrupado en el Complejo volcánico Burrero (Sruoga et al. 2008) o Ciclo Eruptivo Molle (Nullo et al. 2002) y un segundo ciclo, cuyos productos se encuentra intruyendo y sobreyaciendo las unidades previas que se agrupa en la Formación Huincan (Nullo et al. 2002), cuyas edades rondan entre los *ca.* 12 Ma y 6 Ma y evidencian una migración del arco volcánico hacia el antepaís (Baldauf et al. 1992; Sruoga et al. 2008).

La evolución del segmento norte del área de estudio, comprendido por la faja plegada y corrida del Aconcagua, posee una historia evolutiva particular durante el Neógeno. Los depósitos sinorogénicos más antiguos relacionados al levantamiento de Cordillera Principal a estas latitudes (33°S) se localizan en la cuenca de Cachueta y en su base poseen una edad máxima de depositación de *ca.* 19 Ma (Buelow *et al.* 2018), que permiten su correlación con la Formación Agua de la Piedra. La edad mencionada pertenece a la sección basal de la Formación Mariño, la cual fue asociada al primer pulso de estructuración de la Cordillera Principal hace unos ~20 Ma (Fig. 6.2 B -I-); a su vez, la sección superior de la Formación Mariño registra un aumento de aporte de sedimentos provenientes de la Cordillera Frontal, lo cual ha sido interpretado como un levantamiento de esta cordillera durante el Mioceno medio. Trabajos recientes corroboran esta hipótesis a partir de estudios termocronológicos que muestran un pulso de exhumación de *ca.* 16 Ma para el Cordón del Plata (Lossada *et al.* 2020).

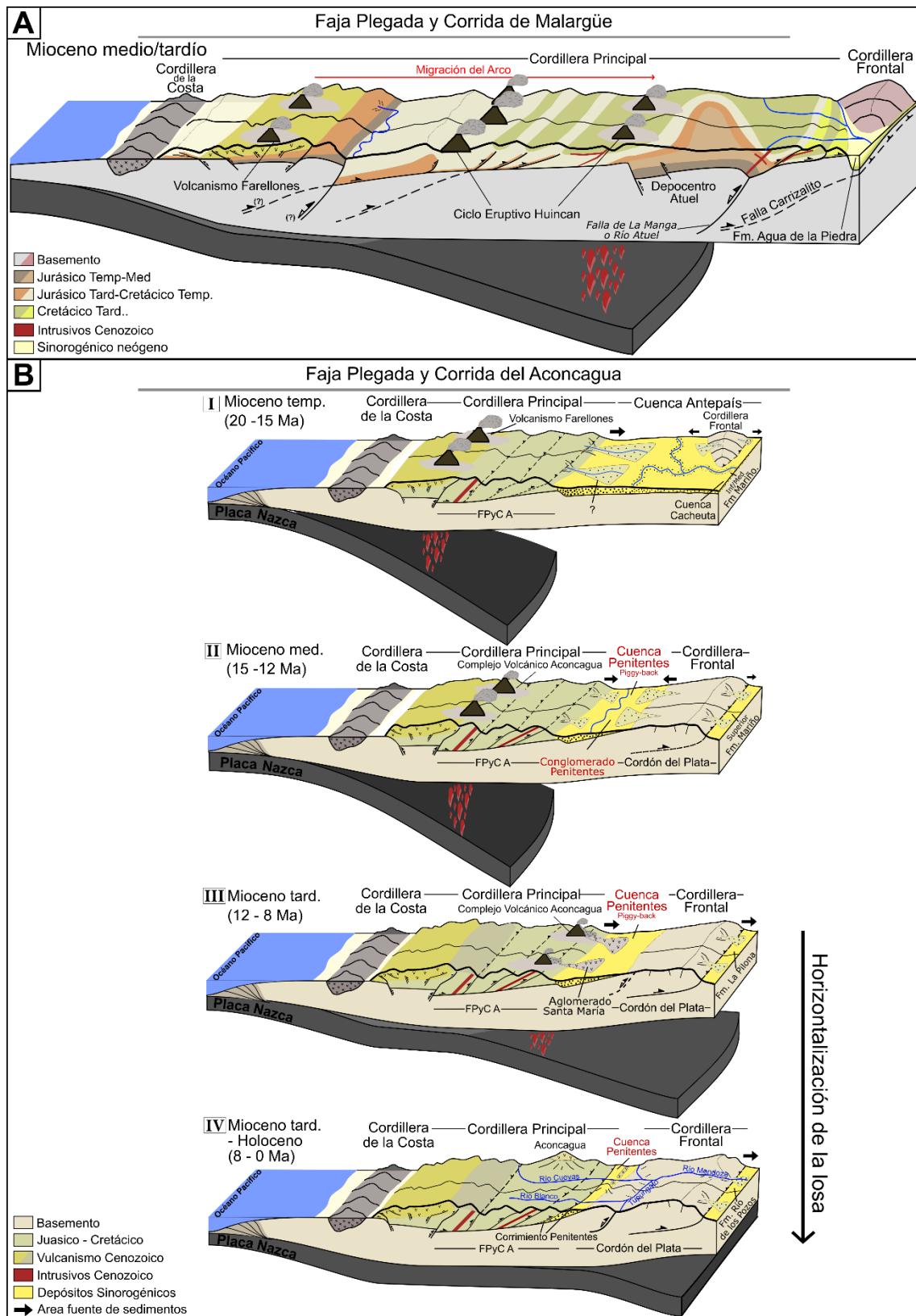


Figura 6.2. Evolución de la Cordillera Principal y de la cuenca de antepaís andina durante el Neógeno. A) Último puse de estructuración de la faja plegada y corrida de Malargüe durante el Mioceno medio a tardío. Durante este periodo se produjo la inversión del depocentro Atuel y la generación de depósitos sinorogénicos en el frente de la faja plegada y corrida. A partir del Mioceno medio se registra una migración del

arco hacia el antepaís, representado por el ciclo eruptivo Huincan, que ha sido atribuido a una horizontalización de la losa subductada. B) I- Primer pulso de estructuración neógena de la faja plegada y corrida del Aconcagua y desarrollo de una cuenca de antepaís de retroarco (20-15 Ma). II- Pulso de levantamiento en la Cordillera Frontal y desarrollo de la cuenca sinorogénica intermontana de Penitentes (15-12 Ma). III- Migración hacia el este del arco magmático relacionado a la horizontalización de la losa subductada y generación del Complejo Volcánico Aconcagua y del Aglomerado Santa María (12 – 8 Ma). IV- Nuevo pulso de deformación de la faja plegada y corrida del Aconcagua. En este momento se desarrolló el corrimiento Penitentes y los corrimientos internos en la cuenca de Penitentes. Se produjo la migración del arco magmático hacia la Precordillera.

La Cuenca de Penitentes ha sido relacionada exclusivamente a la estructuración de la Cordillera Principal durante el Mioceno. Sin embargo, los análisis presentados en esta tesis permiten cuestionar esta hipótesis. Se determinó una edad máxima de depositación para la base del Conglomerado Penitentes de 15 ± 1 Ma, lo cual indica que esta cuenca no registra los primeros pulsos de estructuración de la Cordillera Principal. Por otro lado, el constante aporte de clastos de rocas riolíticas provenientes de Cordillera Frontal en el perfil del río Blanco, y el importante aporte de esta fracción clástica hacia el tope del perfil del arroyo del Potrero Escondido indican que la Cordillera Frontal era una potencial área fuente de sedimentos. El análisis de procedencia en circones detríticos obtenidos de la matriz del Conglomerado Penitentes, en distintos puntos de la cuenca, indica un aumento en la contribución de rocas de edad Gondwánica hacia el tope de la unidad, lo cual permite corroborar que la Cordillera Frontal era una importante área fuente de sedimentos. En este contexto, se pudo determinar que la Cuenca de Penitentes se habría comportado como una cuenca intermontana durante su evolución, con un área fuente principal localizada hacia el oeste y relacionada a la estructuración de la Cordillera Principal, y un área fuente secundaria ubicada hacia el este relacionada al incipiente levantamiento de la Cordillera Frontal a partir del Mioceno medio (Fig. 6.2 B -II-). La conexión entre la cuenca de Penitentes y la cuenca de Cacheuta previo al levantamiento de Cordillera Frontal es una posibilidad, y se ha propuesto que la primera representaba las facies proximales y la segunda las facies distales de la cuenca de antepaís miocena, sin embargo, la falta de registro de unidades sinorogénicas más antiguas a 15 Ma en la cuenca de Penitentes dificulta esta hipótesis.

Durante el Mioceno la dorsal asísmica de Juan Fernández comenzó a impactar sobre el margen de subducción con el continente Sudamericano. La geometría de la traza de la dorsal asísmica junto con la dirección de movimiento de la placa Sudamericana hacia el oeste generó una migración hacia el sur de la zona de impacto de la dorsal, que habría estado en las latitudes del Codo de Arica hace unos ~22 Ma y habría alcanzado los ~33° S hace unos ~10 Ma (Yáñez *et al.* 2002). Los efectos tectónicos causados por la subducción de la dorsal de Juan Fernández han sido discutidos por numerosos autores llegando a la conclusión de que por sí solo no puede ser la única causante de la generación de la zona de subducción subhorizontal Pampeana, pero que indudablemente pudo provocar cambios en la zona de Wadati-Benioff debido a la subducción de corteza oceánica de mayor flotabilidad (Yáñez *et al.* 2002; Kay *et al.* 2005; Ramos y Kay 2006). Lo cierto es que en la región de estudio se observa una migración del arco magmático hacia el antepaís, que ha sido relacionado con el comienzo de la horizontalización de la losa en subducción a partir de los 12 Ma, y que quedó registrado en el Complejo Volcánico Aconcagua y en sus depósitos cogenéticos del Aglomerado Santa María (Fig. 6.2 B -III-). Los productos magmáticos

presentes en el Aglomerado Santa María han sido recientemente datados por el método U-Pb en circonio arrojando un pico de actividad magmática entre los 12 Ma y 10 Ma (Carrapa *et al.* 2022).

La fase final de estructuración de la faja plegada y corrida del Aconcagua (Fig. 6.2 B -IV-) habría ocurrido con posterioridad al evento magmático del Complejo Volcánico Aconcagua. En la localidad tipo del corrimiento Penitentes (corrimiento frontal de la faja plegada y corrida), se ha descrito que esta estructura de bajo ángulo monta a las unidades mesozoicas sobre los depósitos sinorogénicos neógenos (Schiller 1912; Cegarra y Ramos 1996; Vicente y Leanza 2009). En particular, en la región del Paso Clonquis pudimos observar que este corrimiento se monta sobre el Aglomerado Santa María, acotando la edad de su actividad a los *ca.* 8 Ma (Mioceno tardío). Además, en este mismo sitio, pudimos constatar que la actividad del frente de corrimientos de la faja plegada y corrida del Aconcagua ocurrió con posterioridad al inicio del alzamiento de Cordillera Frontal (ver Fig. 5.10), lo cual corrobora que la Cordillera Frontal habría tenido un pulso de alzamiento durante el Mioceno medio previo a la instalación de la subducción subhorizontal a estas latitudes.

7. CONCLUSIONES

Las principales conclusiones alcanzadas durante esta tesis se mencionarán a continuación:

- El estudio de secuencias previamente asignadas al Jurásico Temprano en el sector interno de la faja plegada y corrida de Malargüe permitió reconocer la presencia de un depocentro mesozoico en el interior de la Cordillera Principal. Este depocentro, aquí denominado depocentro Alto Atuel, se habría generado durante el periodo extensional del Triásico Tardío - Jurásico Temprano en una posición occidental de la Cuenca Neuquina con orientación N-S a NNE de las principales estructuras.
- El importante aporte de material volcánico, piroclástico y la sedimentación de carácter volcanoclástica indican que el arco magmático jurásico se encontraba activo y en una posición cercana al depocentro Alto Atuel.
- Las secuencias marinas del Grupo Cuyo en el depocentro Alto Atuel pudieron ser acotadas en primera instancia al Pliensbachiano a partir de estudios bioestratigráficos en bivalvos y braquiópodos. La edad estimada se pudo corroborar mediante dos edades U-Pb en circon en distintas posiciones dentro de la secuencia. La primera edad se localiza en niveles lácicos de la sección media del perfil analizado y posee una edad de cristalización de $186,05 \pm 1,34 / -1,11$ Ma (Pliensbachiano), mientras que el segundo nivel datado corresponde a una toba que arrojó una edad de cristalización de *ca.* 182 Ma (Toarciano).
- Las unidades datadas pueden correlacionarse temporalmente con las formaciones Puesto Araya y Tres Esquinas del depocentro Atuel. Sin embargo, el carácter volcanoclástico de las unidades presentes en el depocentro Alto Atuel difieren de lo descrito en para las unidades epiclásticas del depocentro Atuel, indicando que los depocentros evolucionaron de forma aislada al menos durante sus primeros estadios de evolución. Estudios estratigráficos de detalle y una redefinición de las unidades presentes en el depocentro Alto Atuel serían necesarias para un mayor entendimiento de la evolución del depocentro.
- Durante el Jurásico Tardío un nuevo pulso extensional tuvo lugar en la cuenca y tiene registro en la región del depocentro Alto Atuel, donde se encontraron evidencias de depositación sinextensional en la Formación Río Damas y en la Formación Lo Valdés. La presencia de estructuras extensionales del Jurásico Tardío en este sector podría ser el resultado la reactivación de fallas asociadas al rifting del Jurásico Temprano.

- Los análisis realizados en las secuencias del Cretácico Tardío en el segmento norte de la faja plegada y corrida de Malargüe permiten reafirmar la existencia de una fase de estructuración Andina hacia los ~ 100 Ma.
- Los análisis estratigráficos y geocronológicos permitieron reasignar las secuencias epiclásticas rojizas aflorantes en el arroyo Colorado a la Formación Diamante y descartar la posibilidad de que estas secuencias correspondan a la Formación Tordillo como había sido propuesto anteriormente. Dos edades U-Pb en circones detríticos permiten acotar la edad de depositación de la Formación Diamante en este sector entre *ca.* 98 Ma y 95 Ma.

- Análisis bioestratigráficos permitieron asignar la unidad infrayacente a la Formación Agrío por la presencia de ammonoideos de edad Hauterivana. De esta manera se pudo determinar la existencia de un *hiatus* erosivo de *ca.* 30 Ma entre ambas unidades.
- Las observaciones estructurales realizadas en el arroyo Colorado (región occidental) permitieron reconocer una fase deformacional que afectó a las secuencias del Cretácico Temprano (Formación Agrío) pero no a la Formación Diamante. El reconocimiento de discordancias progresivas y estratos de crecimiento en la Formación Diamante indicaría que su depositación tuvo lugar en un sector de tope de cuña de la cuenca de antepaís cretácica.
- Los conglomerados presentes en la Formación Diamante estaban compuestos casi completamente por clastos de carbonatos, lo cual fue relacionado a la erosión de la Formación Agrío durante su depositación. Por su parte, las edades U-Pb en circones detríticos evidencian un importante aporte desde rocas del Jurásico Temprano al Cretácico Temprano. Esto permitió estimar la presencia de un frente topográfico cercano al área analizada, que muy probablemente estuvo relacionado a la incipiente inversión del depocentro Alto Atuel durante el Cretácico Tardío.
- En la región central, la Formación Diamante ya había sido relacionada a una sedimentación sinorogénica por otros autores. Nuestras observaciones permitieron estimar la presencia de un área fuente mixta de sedimentos, tanto desde el oeste con el incipiente levantamiento de la Cordillera Principal, como desde el este, por el importante aporte de rocas y circones del basamento. El aporte de sedimentos provenientes del basamento fue atribuido a un alto topográfico generado por la Cordillera Frontal, en relación con lo observado en perfiles sedimentarios realizados en afloramientos aledaños en la región oriental, que muestran un engrosamiento de las facies hacia esta unidad morfoestructural. Por otro lado, en Vega de los Patos, se reconoció un cambio de inclinación en las capas que conforman a la Formación Diamante que podría estar relacionado a una sedimentación sinorogénica durante el crecimiento del anticlinal del Vega de los Patos.
- Los análisis de procedencia en circones detríticos permitieron reconocer la disminución de circones jóvenes provenientes del arco magmático hacia el tope de la Formación Diamante, lo cual ya había sido apreciado para el Grupo Neuquén por otros autores y adjudicado a la presencia de una barrera orográfica entre la región del arco y la cuenca de antepaís. Nuestros resultados sugieren que la inversión de los depocentros Alto Atuel y Río del Cobre, ambos localizados a los 70° O de longitud, habría actuado como una barrera orográfica durante el Cretácico Tardío desconectado así la cuenca de antepaís del arco magmático.
- La transgresión marina desde el océano Atlántico del Cretácico alcanzó la zona de estudio y posee registro en la Formación Saldeño y en las formaciones Loncoche y Roca del Grupo Malargüe. Los análisis realizados en estas unidades permitieron distinguir un importante cambio de composición entre las areniscas de la Formación Diamante y el Grupo Malargüe, que muestran una evolución hacia sedimentos más inmaduros compuestos mayormente por líticos volcánicos. Esto evidencia un reordenamiento de las áreas fuente de la cuenca, con un aumento de aporte desde el arco magmático (ubicado al oeste) y una disminución de contribución desde las rocas del basamento (ubicadas hacia

el este). En la región occidental del área de estudio se observó sedimentación asociada a fallas normales en rocas asignables a la Formación Saldeño. Esto permitió estimar que el evento extensional de intra-arco ocurrido hacia fines del Cretácico habría alcanzado la región occidental de la cuenca de antepaís, generando espacio de acomodación y posibilitando la transgresión marina a posiciones cercanas al frente orogénico.

- En esta tesis se pudieron reconocer los afloramientos más australes de la Cuenca Penitentes en la faja plegada y corrida del Aconcagua. Se obtuvo la primera edad máxima de depositación de 15 ± 1 Ma para la base del Conglomerado Penitentes en la quebrada del Potrero Escondido, la cual permite determinar que los primeros registros de sedimentación en esta cuenca sinorogénica comenzaron en el Mioceno medio.
- La fracción clástica del Conglomerado Penitentes indica una proveniencia desde la erosión de los depósitos de la Cuenca Neuquina, exhumados hacia el oeste en la faja plegada y de la erosión del arco magmático mioceno (Formación Farellones) en el flanco oeste de la Cordillera Principal. También se pudo reconocer un aporte de clastos de rocas riolíticas, estos clastos sugieren la exhumación del Grupo Choiyoi, que aflora únicamente hacia el este en la Cordillera Frontal. El patrón de edades U-Pb en circón coincide con lo observado en el conteo de clastos, picos de frecuencia en edades *ca.* 273-230 Ma (Grupo Choiyoi), 182-136 Ma (depósitos de la Cuenca Neuquina) y 15 Ma (Formación Farellones, arco magmático neógeno) que demuestran un área fuente mixta, tanto desde la Cordillera Principal como desde la Cordillera Frontal.
- En un marco regional, las cuencas de Penitentes y de Cacheuta podrían haber estado conectadas durante los primeros estadios de evolución del orógeno, sin embargo, la ausencia de registro sedimentario más antiguo a ~15 Ma en la primera dificulta esta hipótesis. Si se tiene en cuenta que ambas cuencas registran el levantamiento del Cordón del Plata entre los 16 y 14 Ma, se puede intuir que se habrían desconectado parcial o totalmente en este periodo. En este contexto, la Cuenca de Penitentes habría evolucionado como una cuenca intermontana, aislada casi completamente del antepaís del orógeno andino.
- Los datos aportados en este trabajo concuerdan con una configuración del orógeno con vergencia hacia el este, ya que indican que la Cordillera Principal comenzó a estructurarse con anterioridad a que la Cordillera Frontal se convierta en un alto topográfico. Sin embargo, el levantamiento de Cordillera Frontal habría ocurrido durante el Mioceno medio, con anterioridad a lo propuesto por los modelos clásicos.
- La estructura analizada permite inferir que el último pulso de estructuración de la faja plegada y corrida ocurrió posteriormente a la depositación del Aglomerado Santa María *ca.* 8 Ma. Esta etapa compresiva durante el Mioceno Tardío podría estar relacionada a la instalación de la subducción subhorizontal Pampeana a los 33° S.

8. REFERENCIAS

- Acevedo, E., Rosselot, E. A., Martos, F., Fennell, L., Naipauer, M., y Folguera, A. 2020. Tectonic Setting of the Tordillo Formation in the Aconcagua Fold-and-Thrust Belt. *En Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*, pp. 159–174. Springer.
- Aguirre, L., Calderón, S., Vergara, M., Oliveros, V., Morata, D., y Belmar, M. 2009. Edades isotópicas de rocas de los valles Volcán y Tinguiririca, Chile central. *En XII Congreso Geológico Chileno*, pp. 2-5.
- Aguirre-Urreta, B., Tunik, M., Naipauer, M., Pazos, P., Ottone, E., Fanning, M., y 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. International Association for Gondwana Research.
- Aguirre-Urreta, B., Lescano, M., Schmitz, M. D., Tunik, M., Concheyro, A., Rawson, P. F., y Ramos, V. A. 2015. Filling the gap: new precise Early Cretaceous radioisotopic ages from the Andes. *Geological Magazine*, 152: 557–564. Cambridge University Press.
- Aguirre-Urreta, B., Schmitz, M., Lescano, M., Tunik, M., Rawson, P. F., Concheyro, A., Buhler, M., y Ramos, V. A. 2017. A high precision U–Pb radioisotopic age for the Agrio Formation, Neuquén Basin, Argentina: Implications for the chronology of the Hauterivian Stage. *Cretaceous Research*, 75: 193–204. Elsevier Ltd.
- Aguirre-Urreta, M. B. 2001. Marine Upper Jurassic-Lower Cretaceous stratigraphy and biostratigraphy of the Aconcagua-Neuquén Basin, Argentina and Chile. *Journal of Iberian Geology*, 27: 71–90.
- Aguirre-Urreta, M. B. 2013. Amonoideos del Valanginiano-Hauteriviano de la cuenca Neuquina: sistemática, bioestratigrafía y paleobiogeografía. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
- Aguirre-Urreta, M. B., y Lo Forte, G. L. 1996. Los depósitos tithoneocomianos. *En Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza, República Argentina*, pp. 179–229. Ed. by V. A. Ramos, M. Aguirre-Urreta, P. Alvarez, M. Cegarra, E. Cristallini, G. L. Lo Forte, F. X. Pereyra, y D. J. Perez. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación.
- Al-Suwaidi, A. H., Hesselbo, S. P., Damborenea, S. E., Manceñido, M. O., Jenkyns, H. C., Riccardi, A. C., Angelozzi, G. N., y Baudin, F. 2016. The Toarcian Oceanic Anoxic Event (Early Jurassic) in the Neuquén Basin, Argentina: a reassessment of age and carbon isotope stratigraphy. *The Journal of Geology*, 124: 171–193. University of Chicago Press Chicago, IL.
- Al-Suwaidi, A. H., Ruhl, M., Jenkyns, H. C., Damborenea, S. E., Manceñido, M. O., Condon, D. J., Angelozzi, G. N., Kamo, S. L., Storm, M., Riccardi, A. C., y Hesselbo, S. P. 2022. New age constraints on the Lower Jurassic Pliensbachian–Toarcian Boundary at Chacay Melehue (Neuquén Basin, Argentina). *Scientific Reports*, 12: 1–10. Nature Publishing Group UK.
- Alvarez, P. P. 1996. Los depósitos triásicos y jurásicos de la Alta Cordillera de San Juan. *En Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza.*, pp. 59–137. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación.
- Alvarez, P. P., Giambiagi, L. B., Godoy, E., y Ramos, V. A. 2002. Tectosedimentary evolution of Triassic Jurassic extensional basin in the high Andes of Argentina and Chile (32° - 34° SL). *5 International Symposium on Andean geodynamics*: 27–30.
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., y Kausel, E. 2010. The

- West Andean thrust, the San Ramon fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, 29. Wiley Online Library.
- Arregui, C., Carbone, O., y Martínez, R. 2011. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la cuenca neuquina. *En* Relatorio del XVIII Geológico Argentino, pp. 77–89.
- Balgord, E. A. 2016. Triassic to Neogene evolution of the Andean retroarc: Neuquén basin, Argentina. Tesis Doctoral. The University of Arizona.
- Balgord, E. A. 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: 183–206.
- Barazangi, M., y Isacks, B. L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *geology*, 4: 686–692. Geological Society of America.
- Barazangi, M., y Isacks, B. L. 1979. Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophysical Journal International*, 57: 537–555. Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK.
- Barrio, C. A. 1990. Paleogeographic control of upper cretaceous tidal deposits, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 3: 31–49. Elsevier.
- Bechis, F., Giambiagi, L., Lanés, S., y García, V. 2009. Evidencias de extensión oblicua en los depósitos del sector norte de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65: 293–310.
- Bechis, F., Giambiagi, L., García, V., Lanés, S., Cristallini, E., y Tunik, M. 2010. Kinematic analysis of a transtensional fault system: The Atuel depocenter of the Neuquén basin, southern Central Andes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 32: 886–899.
- Bechis, F., Cristallini, E. O., Giambiagi, L. B., Yagupsky, D. L., Guzmán, C. G., y García, V. H. 2014. Transtensional tectonics induced by oblique reactivation of previous lithospheric anisotropies during the Late Triassic to Early Jurassic rifting in the Neuquén basin: insights from analog models. *Journal of Geodynamics*, 79, 1-17.
- 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* Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes, pp. 23–52. Springer.
- Benavente, O., Tassi, F., Gutiérrez, F., Vaselli, O., Aguilera, F., y Reich, M. 2013. Origin of fumarolic fluids from Tupungatito Volcano (Central Chile): Interplay between magmatic, hydrothermal, and shallow meteoric sources. *Bulletin of Volcanology*, 75: 1–15.
- Bense, F. A., Löbens, S., Dunkl, I., Wemmer, K., y Siegesmund, S. 2013. Is the exhumation of the Sierras Pampeanas only related to Neogene flat-slab subduction? Implications from a multi-thermochronological approach. *Journal of South American Earth Sciences*, 48: 123–144. Elsevier Ltd.
- 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. Elsevier.
- Braccacini, O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*,

25: 275–282.

- Buelow, E. K., Suriano, J., Mahoney, J. B., Kimbrough, D. L., Mescua, J. F., Giambiagi, L. B., y Hoke, G. D. 2018. Sedimentologic and stratigraphic evolution of the Cacheuta basin: Constraints on the development of the Miocene retroarc foreland basin, south-central Andes. *Lithosphere*.
- Cahill, T., y Isacks, B. L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research*, 97.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D., y Martínez, R. 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío – Jurásico Temprano) En La Cuenca Neuquina. *En XVIII Congreso Geológico Argentino*, pp. 63–76.
- Carrapa, B., DeCelles, P. G., Ducea, M. N., Jepson, G., Osakwe, A., Balgord, E., Stevens Goddard, A. L., y Giambiagi, L. A. 2022. Estimates of paleo-crustal thickness at Cerro Aconcagua (Southern Central Andes) from detrital proxy-records: Implications for models of continental arc evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 585: 117526. Elsevier B.V.
- Cegarra, M. I., LOFORTE, G. L., y Sanguinetti, A. S. 1993. La alta cordillera de Mendoza entre Puente del Inca Las Cuevas (32° 50'LS). *En XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, pp. 85–93.
- Cegarra, M. I., y Ramos, V. A. 1996. La faja plegada y corrida del Aconcagua. *En Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*, pp. 387–422. Ed. by V. A. Ramos, M. . Aguirre-Urreta, P. . Alvarez, M. Cegarra, E. Cristallini, G. L. Lo Forte, F. X. Pereyra, y D. J. Perez. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación.
- Charrier, R. 2010. La Formación Leñas-Espinoza: Redefinición, petrografía y ambiente de sedimentación. *Revista Geologica De Chile. An international journal of andean geology*: 71–82.
- Charrier, R., Wyss, A., Flynn, J. J., Swisher III, C. C., Norell, M. A., Zapatta, F., McKenna, M. C., y Novacek, M. J. 1996. New evidence for late Mesozoic-early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35 S), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9: 393-422. Elsevier.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., Muñoz, N., Wyss, A. R., y Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 117–139.
- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., y Sagripanti, L. 2015. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37°S (Chile and Western Argentina). *Geological Society Special Publication*, 399: 13–61.
- Cobbold, P. R., y Rossello, E. A. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 429–443.
- Combina, A. M., y Nullo, F. 2005. Tertiary volcanism and sedimentation in the southern Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. *6th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended A*: 174–177.
- Coney, P. J., y Evenchick, C. A. 1994. Consolidation of the American cordilleras. *Journal of South American Earth Sciences*, 7: 241–262. Elsevier.
- Cristallini, E., y Ramos, V. A. 1996. Los depósitos continentales cretácicos y volcánicas asociadas. *En Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza*,

- pp. 231–274. Ed. by V. A. Ramos, M. . Aguirre-Urreta, P. . Alvarez, M. Cegarra, E. Cristallini, G. L. Lo Forte, F. X. Pereyra, y D. J. Perez. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación.
- Cristallini, E. O., y Ramos, V. A. 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: Crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32°SL). *Tectonophysics*, 317: 205–235.
- Cruz, C. 1993. Facies y estratigrafía secuencial del Cretácico superior en la zona del río Diamante, Provincia de Mendoza, Argentina. *En XII Congreso Argentino de Geología y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, pp. 46–54.
- 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 Tardía-Jurásico Temprano del margen Andino. *Andean Geology*, 39: 106–132.
- Damborenea, S. E. 1987. Early Jurassic Bivalvia of Argentina. Part 2: Superfamilies Pteriacea, Buchiacea and part of Pectinacea. *Palaeontographica Abteilung A*: 113–216. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Darwin, C. R. 1846. *Geological Observations on South America: Being the Third Part of the Geology of the Voyage of the Beagle, Under the Command of Capt. Fitzroy, ... During the Years 1832 to 1836. By Charles Darwin, ... Published with the Approval of the Lords Commissioners o. Smith, Elder and Company*, 65, Cornhill.
- DeCelles, P. G., y Giles, K. A. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, 8: 105–123.
- DeCelles, P. G., Carrapa, B., Horton, B. K., y Gehrels, G. E. 2011. Cenozoic foreland basin system in the central Andes of northwestern Argentina: Implications for Andean geodynamics and modes of deformation. *Tectonics*, 30: 1–30.
- DeCelles, P. G. 2012. Foreland Basin Systems Revisited: Variations in Response to Tectonic Settings. *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*: 405–426.
- del Rey, A., Deckart, K., Arriagada, C., y Martínez, F. 2016. Resolving the paradigm of the late Paleozoic–Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research*, 37: 172–181. International Association for Gondwana Research.
- Dessanti, R., y Caminos, R. 1967. Edades Potasio-Argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22: 135–162.
- 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 Bulletin*, 94: 222–235. Geological Society of America.
- 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 Mesozoic database. *Earth and Planetary Science Letters*, 288: 115–125. Elsevier B.V.
- Digregorio, J. H., y Uliana, M. A. 1980. Cuenca neuquina. *En Geología Regional Argentina*, J.C.M., pp. 985–1032. Ed. by Turner. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Echevarría, J., Hodges, M. S., Damborenea, S. E., Stanley Jr, G. D., y Manceñido, M. O. 2017.

- Recovery of scleractinian morphologic diversity during the Early Jurassic in Mendoza province, Argentina. *Ameghiniana*, 54: 70–82. BioOne.
- Egan, S. S., Buddin, T. S., Kane, S. J., y Williams, G. D. 1997. Three-dimensional modelling and visualisation in structural geology: new techniques for the restoration and balancing of volumes. *En Proceedings of the 1996 Geoscience Information Group Conference on Geological Visualisation. Electronic Geology Special Volume*, pp. 67–82.
- Fennell, L. M., Folguera, A., Naipauer, M., Gianni, G., Rojas Vera, E. A., 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. M., 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 Asociacion Geologica Argentina*, 74: 59–73.
- Fennell, L. M., Iannelli, S. B., Encinas, A., Naipauer, M., Valencia, V., y Folguera, A. S. 2019. Alternating contraction and extension in the southern central andes (35°–37°s). *American Journal of Science*, 319: 381–429.
- Fennell, L., Borghi, P., Martos, F., Rosselot, E. A., Naipauer, M., y Folguera, A. 2020a. The Late Cretaceous Orogenic System: Early Inversion of the Neuquén Basin and Associated Synorogenic Deposits (35°–38°S). *En Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*, pp. 303–322. Springer.
- Fennell, L. M., Naipauer, M., Borghi, P., Sagripanti, L., Pimentel, M., y Folguera, A. 2020b. Early Jurassic intraplate extension in west-central Argentina constrained by U-Pb SHRIMP dating: Implications for the opening of the Neuquén basin. *Gondwana Research*, 87: 278–302. International Association for Gondwana Research.
- Fennell, L. M., Martos, F. E., Rossello, E. A., Peluffo, N., Morel, L., Naipauer, M., Hauser, N., y Folguera, A. 2022. Revisión de la estratigrafía y la estructura entre los ríos CUEVAS y TUPUNGATO a través de nuevas edades U-Pb en circones detríticos (33°S). *En XXI Congreso Geológico Argentino*, pp. 1334–1335. Puerto Madryn.
- Ferrari, S. M. 2009. Cosmopolitan Early Jurassic marine gastropods from west-central Patagonia, Argentina. *Acta Palaeontologica Polonica*, 54: 449–461. BioOne.
- Folguera, A., y Ramos, V. A. 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: A revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 32: 531–546. Elsevier Ltd.
- 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: 257–270.
- Fuentes, F., Horton, B. K., Starck, D., y Boll, A. 2016. Structure and tectonic evolution of hybrid thick- and thin-skinned systems in the Malargüe fold-thrust belt, Neuquén basin, Argentina. *Geological Magazine*, 153: 1066–1084.
- Galetto, A., Georgieva, V., García, V. H., Zattin, M., Sobel, E. R., Glodny, J., Bordese, S., Arzadún, G., Bechis, F., Caselli, A.T., y Becchio, R. 2021. Cretaceous and Eocene Rapid Cooling Phases in the Southern Andes (36°–37° S): Insights From Low-Temperature Thermochronology, U-Pb Geochronology, and Inverse Thermal Modeling From Domuyo Area, Argentina. *Tectonics*, 40(6), e2020TC006415.
- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes: Twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society*, 129: 93–131.
- Gehrels, G. 2014. Detrital zircon U-Pb geochronology applied to tectonics. *Annual Review of*

- Earth and Planetary Sciences, 42: 127–149. Annual Reviews.
- Giambiagi, L. B., Tunik, M. A., y Ghiglione, M. 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33°30′-34°S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 707–724.
- Giambiagi, L. B., Alvarez, P. P., Godoy, E., y Ramos, V. A. 2003a. The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*, 369: 1–19.
- Giambiagi, L. B., Ramos, V. A., Godoy, E., Alvarez, P. P., y Orts, S. 2003b. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics*, 22: n/a-n/a.
- Giambiagi, L., Alvarez, P. P., Bechis, F., y Tunik, M. 2005. Influencia de las estructuras de rift triásico-jurásicas sobre el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60: 662–671.
- Giambiagi, L. B., Bechis, F. A. B., Lanés, S. C., Tunik, M. D., García, V. B., Suriano, J. E., y Mescua, J. A. 2008a. Triassic-Jurassic development and evolution of the Atuel depocentre, Neuquén basin, Mendoza province. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63: 520–533.
- Giambiagi, L. B., Bechis, F., García, V., y Clark, A. H. 2008b. 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: 123–139. Elsevier B.V.
- Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E., y Bottesi, G. 2009a. Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 31(12), 1443-1457.
- Giambiagi, L. B., Tunik, M. A., Barredo, S., Bechis, F., Ghiglione, M. C., Alvarez, P. P., y Drosina, M. 2009b. Cinemática de apertura del sector norte de la cuenca neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65: 278–292.
- Giambiagi, L., Tassara, A., Mescua, J., Tunik, M., Alvarez, P. P., Godoy, E., Hoke, G., Pinto, L., Spagnotto, S., Porras, H., Tapia, F., Jara, P., Bechis, F., García, V. H., Suriano, J., Moreiras, S. M., y Pagano, S. D. 2015. Evolution of shallow and deep structures along the Maipo–Tunuyán transect (33°40′S): from the Pacific coast to the Andean foreland. *Geological Society, London, Special Publications*, 399: 63–82.
- Giambiagi, L. B., y Ramos, V. A. 2002. Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30′-33°45′S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 101–116.
- Godoy, E., Castelli, J. C., López, M. C., y Rivera, O. 1988. ..Y Kihon tenía razón: la Formación Colimapu recupera sus miembros basales. En V Congreso Geológico Chileno, Santiago, pp. 101-120.
- Godoy, E., Yañez, G., y Vera, E. 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: First seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, 306: 217–236.
- 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*, 95: 102257. Elsevier.

- Gómez, R., Tunik, M., y Casadío, S. 2020. Fluvial deposits of the diamante formation as a record of the late cretaceous tectonic activity in the Southern Central Andes, Mendoza, Argentina. *Andean Geology*, 47: 256–274.
- Gómez, R., Galetto, A., Arzadún, G., Tunik, M., Casadio, S., Parada, M., y Lothari, L. 2021. Multiproxy provenance analysis of Lower to Upper Cretaceous synorogenic deposits in the Southern Andes (34–35°S): Evidence of coeval volcanism during the onset of the Andean orogeny. *Cretaceous Research*, 128.
- González Bonorino, F. 1950. Geologic cross-section of the Cordillera de los Andes at about parallel 33 LS (Argentina-Chile). *Geological Society of America Bulletin*, 61: 17–26. Geological Society of America.
- Groeber, P. 1918. Estratigrafía del Dogger en la República Argentina: Estudio sintético comparativo. Ministerio de Agricultura de la Nación, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología.
- Groeber, P. 1929. Líneas Fundamentales de la Geología del Neuquén, Sur de Mendoza y Regiones Adyacentes. Ministerio de Agricultura. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1: 177–208.
- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2: 141–177.
- Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34 y 29 30. Museo Argentino de las Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Revista (Ciencias Geológicas), 5: 1–352. Instituto de Investigaciones de las Ciencias Naturales.
- Gulisano, C. A. 1981. El Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. *En Congreso Geológico Argentino*, pp. 579–592.
- Gulisano, C. A., Gutiérrez Pleimling, A. R., y Digregorio, R. E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. *En Congreso Geológico Argentino*, pp. 236–259.
- Haq, B., Hardenbohl, J., y Vail, P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Sciences-New York*, 23: 1156–1167.
- Heredía, N., García-Sansegundo, J., Gallastegui, G., Farias, P., Giacosa, R., Hongn, F., Tubía, J. M., Alonso, J. J., Busquets, P., Charrier, R., y otros. 2018. The Pre-Andean Phases of Construction of the Southern Andes Basement in Neoproterozoic–Paleozoic Times. *En The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*, pp. 111–131. Springer.
- Heuret, A., y Lallemand, S. 2005. Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149: 31–51. Elsevier.
- Hoke, G. D., Giambiagi, L. B., Garziona, C. N., Mahoney, J. B., y Strecker, M. R. 2014. Neogene paleoelevation of intermontane basins in a narrow, compressional mountain range, southern Central Andes of Argentina. *Earth and Planetary Science Letters*, 406: 153–164. Elsevier B.V.
- Horton, B. K., y DeCelles, P. G. 2001. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: Implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin research*, 13: 43–63. European Association of Geoscientists & Engineers.
- Horton, B. K., y Fuentes, F. 2016. Sedimentary record of plate coupling and decoupling during growth of the Andes. *Geology*, 44: 647–650.

- Horton, B. K., Fuentes, F., Boll, A., Starck, D., Ramirez, S. G., y Stockli, D. F. 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.
- Hutter, A. 2015. Cuenca Uspallata: An intermontane basin records episodic uplift of the Cordillera Frontal and Precordillera in the Late Miocene.
- Iannelli, S. B., Fennell, L. M., Litvak, V. D., Lucía, F. P., Alfonso, E., y Andrés, F. 2018. Geochemical and tectonic evolution of Late Cretaceous to early Paleocene magmatism along the Southern Central Andes (35–36°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 87: 139–156.
- Iannelli, S. B., Fernández Paz, L., Litvak, V. D., Gianni, G., Fennell, L. M., González, J., Lucassen, F., Kasemann, S., Oliveros, V., y Folguera, A. 2020. Southward-Directed Subduction of the Farallon–Aluk Spreading Ridge and Its Impact on Subduction Mechanics and Andean Arc Magmatism: Insights From Geochemical and Seismic Tomographic Data. *Frontiers in Earth Science*, 8.
- Irigoyen, M. V., Buchan, K. L., y Brown, R. L. 2000. Magnetostratigraphy of Neogene Andean foreland-basin strata, lat 33°S, Mendoza Province, Argentina. *Bulletin of the Geological Society of America*, 112: 803–816.
- Jara, P., y Charrier, R. 2014. Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Mesozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32°30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas. *Andean Geology*, 41: 174–209.
- Jordan, T. A., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., y Ando, C. J. 1983. *Geological Society of America Bulletin*. Geological Society of America Bulletin, 7606: 7606.
- Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Damanti, J. F., y Drake, R. E. 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30–31 S, Andes Mountains. *The Journal of Geology*, 101: 135–156. University of Chicago Press.
- Jordan, T. E., Burns, W. M., Veiga, R., Pangaro, F., Copeland, P., y Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate. *Tectonics*, 20: 308–424.
- Jordan, T., Tamm, V., Figueroa, G., Richards, D., Tabbutt, K., y Cheatham, T. 1996. Development of the Miocene Manantiales foreland basin. *Andean Geology*, 23: 43–79.
- Junkin, W. D., y Gans, P. B. 2019. Stratigraphy and geochronology of the Nacientes del Teno and Río Damas Formations: Insights into Middle to Late Jurassic Andean volcanism. *Geosphere*, 15: 450–479.
- Kane, S. J., Williams, G. D., Buddin, T. S., Egan, S. S., y Hodgetts, D. 1997. Flexural-slip based restoration in 3D, a new approach: AAPG Annual Convention Official Program. A58.
- Kay, S. M., Godoy, E., y Kurtz, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Bulletin of the Geological Society of America*, 117: 67–88.
- Kay, S. M., Burns, W. M., Copeland, P., y Mancilla, O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 407: 19. Boulder, Colo.; Geological Society of America; 1999.
- Kay, S., y Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slabs. *Journal of South American Earth Sciences*, 15:

39–57.

- Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. Instituto de Investigaciones Geológicas.
- Kozłowski, E., Manceda, R., y Ramos, V. A. 1993. Estructura (1993). *En* Geología y recursos naturales de Mendoza, Relatorio. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos, pp. 235–256.
- Lanés, S., y Palma, R. M. 1998. Environmental implications of oncoids and associated sediments from the Remoredo Formation (Lower Jurassic) Mendoza, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 140: 357–366.
- Lanés, S., Giambiagi, L., Bechis, F., y Tunik, M. 2008. Late triassic - Early Jurassic successions of the Atuel Depocenter: Sequence stratigraphy and tectonic controls. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63: 534–548.
- Lanés, S., Gnaedinger, S. C., Zavattieri, A. M., y Lezama, L. 2013. Sedimentary Paleoenvironment and Fossil Plants of the El Freno Formation (Early Jurassic) in Las Leñas Valley, Neuquén Basin. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70: 465–476.
- Leanza, H. A., Mazzini, A., Corfu, F., Llambías, E. J., Svensen, H., Planke, S., y Galland, O. 2013. The Chachil Limestone (Pliensbachian-earliest Toarcian) Neuquén Basin, Argentina: U-Pb age calibration and its significance on the Early Jurassic evolution of southwestern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 42: 171–185. Elsevier Ltd.
- Legarreta, L., y Gulisano, C. A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). *En* Cuencas sedimentarias argentinas, pp. 221–243. Universidad Nacional de Tucumán San Miguel de Tucumán.
- Legarreta, L., Kokogian, D. A., y Boggetti, D. A. 1989. Depositional sequences of the Malargüe Group (Upper Cretaceous-lower Tertiary), Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 10: 337–356. Elsevier.
- Legarreta, L., y Uliana, M. A. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea-Level Changes at Active Margins*: 429–450. John Wiley & Sons.
- Legarreta, L., y Uliana, M. A. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: Stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120: 303–330.
- Levina, M., Horton, B. K., Fuentes, F., y Stockli, D. F. 2014. Cenozoic sedimentation and exhumation of the foreland basin system preserved in the Precordillera thrust belt (31–32°S), southern central Andes, Argentina. *Tectonics*, 33: 1659–1680.
- Llambías, E. J., Sato, A. M., y Basei, M. A. S. 2005. El basamento prejurásico medio en el anticlinal Chihuido, Malargüe: evolución magmática y tectónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60: 567–578. SciELO Argentina.
- Llambías, E. J., Leanza, H. A., y Carbone, O. 2007. Pérmico Al Jurásico Temprano En La Cordillera Geológicas Y Geoquímicas Del Inicio De La. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62: 217–235.
- Lo Forte, G. L. 1996. Los depósitos jurásicos de la Alta Cordillera de Mendoza. *En* Geología de la Región del Aconagua, Provincias de San Juan y Mendoza, pp. 139–178. Ed. by V. A. Ramos, M. . Aguirre-Urreta, P. . Alvarez, M. Cegarra, E. Cristallini, G. L. Lo Forte, F. X. Pereyra, y D. J. Perez. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación.

- López, V., Gregori, D., y Migueles, N. 2001. Stratigraphy and Structure of the Guarguaráz Complex, Cordillera Frontal, Argentina. *En Geological Society of America Annual Meeting, Abstracts: BTH*, p. A--383.
- Lossada, A. C., Giambiagi, L., Hoke, G. D., Fitzgerald, P. G., Creixell, C., Murillo, I., Mardonez, D., Velásquez, R., y Suriano, J. 2017. Thermochronologic evidence for late Eocene Andean mountain building at 30 S. *Tectonics*, 36: 2693-2713.
- Lossada, A. C., Hoke, G. D., Giambiagi, L. B., Fitzgerald, P. G., Mescua, J. F., Suriano, J., y Aguilar, A. 2020. Detrital Thermochronology Reveals Major Middle Miocene Exhumation of the Eastern Flank of the Andes That Predates the Pampean Flat Slab (33°–33.5°S). *Tectonics*, 39: 1–19.
- Ludwig, K. R. 1999. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1: 46. Berkeley Geochronology Center, 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709 USA.
- Mackaman-Lofland, C., Horton, B. K., Fuentes, F., Constenius, K. N., 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 of South American Earth Sciences*, 89: 299–318. Elsevier.
- Mackaman-Lofland, C., Horton, B. K., Fuentes, F., Constenius, K. N., Ketcham, R. A., Capaldi, T. N., Stockli, D. F., Ammirati, J. B., Alvarado, P., y Orozco, P. 2020. Andean Mountain Building and Foreland Basin Evolution During Thin- and Thick-Skinned Neogene Deformation (32–33°S). *Tectonics*, 39: 1–27.
- Manceda, R., y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina. *Petroleum Basin of South America*: 369–382.
- Manceñido, M. O. 1990. The succession of Early Jurassic brachiopod faunas from Argentina: correlations and affinities. *Brachiopods through time*: 397–404. MacKinnon Rotterdam.
- Mardones, V., Peña, M., Pairoa, S., Ammirati, J. B., y Leisen, M. 2021. Architecture, Kinematics, and Tectonic Evolution of the Principal Cordillera of the Andes in Central Chile (~33.5°S): Insights From Detrital Zircon U-Pb Geochronology and Seismotectonics Implications. *Tectonics*, 40: 1–31.
- 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*, 103.
- Martos, F. E., Naipauer, M., Fennell, L. M., Acevedo, E., Hauser, N., y Folguera, A. 2022. Neogene evolution of the Aconcagua fold-and-thrust belt: Linking structural, sedimentary analyses and provenance U-Pb detrital zircon data for the Penitentes basin. *Tectonophysics*, 825: 229233.
- Mazzini, A., Svensen, H., Leanza, H. A., Corfu, F., y Planke, S. 2010. Early Jurassic shale chemostratigraphy and U--Pb ages from the Neuquen Basin (Argentina): Implications for the Toarcian oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Science Letters*, 297: 633–645. Elsevier.
- Mescua, J. F., Giambiagi, L. B., y Bechis, F. 2008. Evidencias de tectónica extensional en el Jurásico tardío (Kimeridgiano) del suroeste de la provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63: 512–519.
- Mescua, J. F., Giambiagi, L. B., y Ramos, V. A. 2013. Levantamiento cretácico tardío en la faja plegada y corrida de malargüe (35oS), Andes Centrales del sur, Argentina y Chile. *Andean Geology*, 40: 102–116.

- Mescua, J. F., Giambiagi, L. B., Tassara, A., Gimenez, M., y Ramos, V. A. 2014. Influence of pre-Andean history over cenozoic foreland deformation: Structural styles in the malargüe fold-and-thrust belt at 35°S, andes of Argentina. *Geosphere*, 10: 585–609.
- Mescua, J. F., Barrionuevo, M., Giambiagi, L., Suriano, J., Spagnotto, S., Stahlschmidt, E., de la Cal, H., Soto, J. L., y Mazzitelli, M. 2019. Stress field and active faults in the orogenic front of the Andes in the Malargüe fold-and-thrust belt (35°–36°S). *Tectonophysics*, 766: 179–193. Elsevier.
- Mescua, J. F., Suriano, J., Schencman, L. J., Giambiagi, L. B., Sruoga, P., Balgord, E., y Bechis, F. 2020. Controls on Deposition of the Tordillo Formation in Southern Mendoza (34°–36° S): Implications for the Kimmeridgian Tectonic Setting of the Neuquén Basin: 127–157.
- Mosquera, A. y Ramos, V. A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. *Special Papers-Geological Society of America*, 407, 97.
- Mpodozis, C., y Ramos, V. 1990. The Andes of Chile and Argentina. *En Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, Ericksen, pp. 59–90. Ed. by M. . Cañas Pinochet y J. . Reinemud. Circum Pacific Council Publications, Houston.
- Müller, R. D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S. E., Matthews, K. J., Wright, N. M., Shephard, G. E., Maloney, K. T., Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Bower, D. J., y Cannon, J. 2016. Ocean Basin Evolution and Global-Scale Plate Reorganization Events since Pangea Breakup. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44: 107–138.
- Munizaga, F., y Vicente, J. C. 2010. Acerca de la zonacion plutonica y del volcanismo mioceno en los Andes de Aconcagua (Lat. 32-33 S): datos radiométricos K-Ar.. *Andean Geology*.
- 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*, 744: 93–117. Elsevier.
- Naipauer, M., García Morabito, E., Marques, J. C., Tunik, M., Rojas Vera, E. A., Vujovich, G. I., Pimentel, M. P., y Ramos, V. A. 2012. Intraplate Late Jurassic deformation and exhumation in western central Argentina: Constraints from surface data and U-Pb detrital zircon ages. *Tectonophysics*, 524–525: 59–75. Elsevier B.V.
- Naipauer, M., Tapia, F., Mescua, J. F., Farías, M., Pimentel, M. M., y Ramos, V. A. 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.
- 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 Growth of the Southern Andes*, pp. 33–61. Springer.
- Oliveros, V., Moreno-Yaeger, P., y Flores, L. 2020. Igneous rock associations 25. Pre-pliocene andean magmatism in chile. *Geoscience Canada*, 47: 65–82.
- Onnis, L., Violante, R. A., Osella, A., De La Vega, M., Tassone, A., y López, E. 2018. Estratigrafía sísmica neógeno-cuaternaria de la cuenca de la laguna de llancanelo, Mendoza, Argentina. *Andean Geology*, 45: 35–46.
- Orts, S., y Ramos, V. A. 2006. Evidence of middle to late Cretaceous compressive deformation in the high Andes of Mendoza, Argentina. *Backbone of the Americas. Abstract with Programs*, 5: 65.
- Perez, D. J., Munizaga, F., Mange, G., y Ramos, V. A. 1987. El “Huincalicense” del Paramillo de las Vacas- Provincia de Mendoza. *En X Congreso Geológico Argentino, Tucuman*, pp. 272–275.

- Pérez, D. J., y Ramos, V. A. 1996a. El basamento prejurásico. *En Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza*, pp. 27–58. Ed. by V. A. Ramos, M. . Aguirre-Urreta, P. . Alvarez, M. Cegarra, E. Cristallini, G. L. Lo Forte, F. X. Pereyra, and D. J. Perez. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación.
- Pérez, D. J., y Ramos, V. A. 1996b. Los depósitos sinorogénicos. *En Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*, pp. 387–422.
- Perez, D. J. 2001. Tectonic and unroofing history of Neogene Manantiales foreland basin deposits, Cordillera Frontal (32 8 30 0 S), San Juan Province , Argentina. *Journal of South American earth Sciences*, 14: 693–705.
- Pinto, L., Alarcón, P., Morton, A., y Naipauer, M. 2018. Geochemistry of heavy minerals and U–Pb detrital zircon geochronology in the Manantiales Basin: Implications for Frontal Cordillera uplift and foreland basin connectivity in the Andes of central Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 492: 104–125. Elsevier.
- Piquer, J., Skarmeta, J., y Cooke, D. 2015. Structural evolution of the Rio balco los bronces district, andes of central chile. Controls on stratigraphy, magmatism, and mineralization. *Economic Geology*, 110: 1995–2003.
- Piquer, J., Hollings, P., Rivera, O., Cooke, D. R., Baker, M., y Testa, F. 2017. Along-strike segmentation of the Abanico Basin, central Chile: New chronological, geochemical and structural constraints. *Lithos*, 268–271: 174–197. Elsevier B.V.
- Polanski, J. 1972. Descripción geológica de la Hoja 24 ab (Cerro Tupungato), provincia de Mendoza, Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires, Argentina. *Boletín* 128: 110 p.
- Porrás, H., Pinto, L., Tunik, M., Giambiagi, L., y Deckart, K. 2016. Provenance of the Miocene Alto Tunuyán Basin (33°40'S, Argentina) and its implications for the evolution of the Andean Range: Insights from petrography and U–Pb LA–ICPMS zircon ages. *Tectonophysics*, 690: 298–317. Elsevier B.V.
- Ramos, V. A. 1985a. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: Reconstrucción tectónica de sus facies. *En Congreso Geológico Chileno*, pp. 104–118.
- Ramos, V. A. 1985b. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: Facies y desarrollo estratigráfico - Argentina. *En IV Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*, pp. 492–513.
- Ramos, V. A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Geological Society of America Memoirs*, 1204: 31–65.
- Ramos, V. A., Cegarra, M., y Cristallini, E. 1996a. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30–36°S latitude). *Tectonophysics*, 259: 185–200.
- Ramos, V., Aguirre-Urreta, M., Alvarez, P., Cegarra, M., Cristallini, E., Kay, S., Lo forte, G., Pereyra, F., y Perez, D. 1996b. Geología de la región del Aconcagua: provincias de San Juan y Mendoza, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación. 510 pp.
- Ramos, V., Kay, S., y Pérez, D. 1996c. El volcanismo de la región del Aconcagua. Geología de la región del Aconcagua. ed: Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación, *Anales*, 24: 297–316.
- Ramos, V. A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22: 183–190.
- Ramos, V. A., Cristallini, E. O., y Pérez, D. J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes.

- Journal of South American Earth Sciences, 15: 59–78.
- Ramos, V. A., Zapata, T., Cristallini, E., y Introcaso, A. 2004. The Andean thrust system: latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening. AAPG Special Volumes.
- Ramos, V. A., Zapata, T., Cristallini, E., y Introcaso, A. 2005. The Andean thrust system - Latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening. AAPG Memoir: 30–50.
- 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). Special Paper of the Geological Society of America, 407: 1–17.
- Ramos, V. A., y Folguera, A. 2009. Andean flat-slab subduction through time. Geological Society Special Publication, 327: 31–54.
- Ramos, V. A., Aguirre-Urreta, M. ., Alvarez, P. ., Coluccia, A., Giambiagi, L. B., Perez, D. J., Tunik, M., Vujovich, G. I., Fusari, C., y Narciso, V. 2010. Cerro Tupungato - Hoja Geológica 3369-III. Servicio Geológico Minero Argentino: 133.
- Riccardi, A. C., Damborenea, S. E., y Manceñido, M. O. 1990. 3. South America and Antarctic Peninsula-3.1 Lower Jurassic of South America and Antarctic Peninsula. Newsletters on stratigraphy: 75–103. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Riccardi, A. C., y Iglesia Llanos, M. P. 1999. Primer hallazgo de amonites en el Triásico de la Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 54: 298–300. Asociación Geológica Argentina.
- Riccardi, A. C., Damborenea, S. E., Manceñido, M. O., y Leanza, H. A. 2011. Megainvertebrados del Jurásico y su importancia geobiológica. Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén: 441–464. Asociación Geológica Argentina Buenos Aires.
- Riesner, M., Lacassin, R., Simoes, M., Carrizo, D., y Armijo, R. 2018. Revisiting the Crustal Structure and Kinematics of the Central Andes at 33.5°S: Implications for the Mechanics of Andean Mountain Building. Tectonics, 37: 1347–1375.
- Riesner, M., Simoes, M., Carrizo, D., y Lacassin, R. 2019. Early exhumation of the Frontal Cordillera (Southern Central Andes) and implications for Andean mountain-building at ~33.5°S. Scientific Reports, 9: 1–15.
- Sagripani, L., Bottesi, G., Kietzmann, D., Folguera, A., y Ramos, V. 2012. Mountain building processes at the orogenic front. A study of the unroofing in Neogene foreland sequence (37°S). Andean Geology, 39.
- Sagripani, L., Rojas Vera, E. A., Gianni, G. M., Folguera, A., Harvey, J. E., Farías, M., y Ramos, V. A. 2015. Neotectonic reactivation of the western section of the Malargüe fold and thrust belt (Tromen volcanic plateau, Southern Central Andes). Geomorphology, 232: 164–181. Elsevier B.V.
- Salazar, C., y Stinnesbeck, W. 2015. Redefinition, stratigraphy and facies of the Lo Valdés Formation (Upper Jurassic-Lower Cretaceous) in Central Chile. Boletín del Museo Nacional de Historia Natural, Chile, 64: 41–68.
- Sanguinetti, A. . 1989. Volcanismo Neojurásico-Neocomiano de la quebrada de Vargas, Alta Cordillera de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, XLIV: 381–393.
- 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. Elsevier Ltd.

- Schiller, W. 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. Ministerio de Agricultura de la Nación, Buenos Aires. 1–68 pp.
- 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: 102230. Elsevier.
- Seton, M., Müller, R. D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S., y Chandler, M. 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200Ma. *Earth-Science Reviews*, 113: 212–270. Elsevier B.V.
- Silvestro, J., y Zubiri, M. 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39°S)-Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(1), 49-64.
- 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. Elsevier.
- Sruoga, P., Etcheverría, M. P., Folguera, A., Repol, D., Zanettini, J. C. M., y Fauqué, L. E. 2005. Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipo. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- Sruoga, P., Etcheverría, M. P., Cegarra, M., Rubinstein, N. A., y Mescua, J. 2011. Engranaje lateral entre Las formaciones Tordillo Y Río Damas en la Cordillera Principal de Mendoza (34 ° 45 ' S). *En XVIII Congreso Geológico Argentino*, pp. 4–6.
- Sruoga, P., Etcheverría, M. P., Cegarra, M., y Mescua, J. F. 2016. Hoja Geológica 3569-13 Cerro Risco Plateado. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires. 107 pp.
- Stipanovic, P. N. 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24: 367–388. Asociación Geológica Argentina.
- Suriano, J., Mardonez, D., Mahoney, J. B., Mescua, J. F., Giambiagi, L. B., Kimbrough, D., y 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. Elsevier Ltd.
- Tickyj, H., Raising, M. R., Cingolani, C. A., Alfaro, M., y Uriz, N. 2009. Graptolitos ordovícicos en el sur de la cordillera frontal de mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64: 295–302.
- Tunik, M. A. 2003. Interpretación paleoambiental de los depósitos de la Formación Saldeño (Cretácico superior), en la alta Cordillera de Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58: 417–433.
- Tunik, M. A., Lanés, S., Bechis, F., y Giambiagi, L. 2008. Análisis petrográfico de las areniscas jurásicas tempranas en el depocentro Atuel de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63: 714–727.
- 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.
- Turienzo, M. 2010. Structural style of the Malargüe fold-and-thrust belt at the Diamante River area (34°30'-34°50'S) and its linkage with the Cordillera Frontal, Andes of central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 537–556. Elsevier Ltd.
- 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.
- Vennari, V. V., Lescano, M., Naipauer, M., Aguirre-Urreta, B., Concheyro, A., Schaltegger, U., Armstrong, R., Pimentel, M., y Ramos, V. A. 2014. New constraints on the Jurassic-Cretaceous boundary in the High Andes using high-precision U-Pb data. *Gondwana Research*, 26: 374–385. International Association for Gondwana Research.
- Vergani, G. D., Tankard, A. J., Belotti, H. J., y Welsink, H. J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina: 383–400. AAPG Special Volumes.
- Vergara, M., Levi, B., Nyström, J. O., y Cancino, A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 107: 1427–1440. Geological Society of America.
- Vicente, J.-C. 1972. Aperçu sur l'organisation et l'évolution des Andes argentine-chiliennes centrales au parallèle de l'Aconcagua. *En XXIV International Geological Congress*, pp. 432–436.
- Vicente, J.-C., Charrier, R., Mpodozis, C., y Rivano, S. 1972. La orogenesis Subhercinica: fase mayor de la evolución paleogeográfica y estructural de los Andes argentino chilenos centrales. *En V Congreso Geológico Argentino*, pp. 81–98.
- Vicente, J.-C. 2005a. La fase primordial de estructuración de la faja plegada y corrida del Aconcagua: importancia de la fase Pehuenche del Mioceno inferior. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60: 672–684.
- Vicente, J.-C. 2005b. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localisation of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60: 221–250.
- Vicente, J. C., y Leanza, H. A. 2009. El frente de corrimiento Andino al nivel de los cerros Penitentes y Visera (Alta Cordillera de Mendoza): Aspectos cronológicos y cartográficos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65: 97–110.
- Villar, H. J., Legarreta, L., Laffitte, G. A., Haring, C., y Varedé, R. 2014. Facies orgánicas no marinas de la cuenca Neuquina: Ambiente geológico y caracterización geoquímica de petróleos y rocas generadores. *En Actas IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: trabajos técnicos*, pp. 45–70.
- Volkheimer, W. 1978. Descripción geológica de la hoja 27b, Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico y Minero Argentino.
- Weaver, C. E. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. University of Washington press.
- Winocur, D., Benítez, A., y Barbero, I. 2021. Evidencias de neotectónica en el sector interno de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe, valle del río Grande, Mendoza, Argentina. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 73: 1–24.
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., y Selles, D. 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33–34°S: Geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 23–38.
- Yrigoyen, M. 1976. Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua. *En I Congreso geológico chileno*, pp. 169–190.
- Yrigoyen, M. 1979. Cordillera Principal. *En Segundo simposio de geología regional*, Academia Nacional de Ciencia, pp. 651–694. Ed. by Turner. Córdoba.

9. ANEXO

9.1. ANÁLISIS DE PROCEDENCIA

9.1.1. Petrografía en areniscas de la Formación Diamante y Grupo Malargüe

Tabla 9.1. Análisis petrográfico, composición de los clastos.

| SÍMBOLO | DEFINICIÓN | DESCRIPCIÓN |
|-------------------|--------------------------|--|
| QM | Cuarzo Monocristalino | <i>Granos con extensión recta a ondulada.</i> |
| QP | Cuarzo Policristalino | <i>Clastos con más de tres cristales por grano.</i> |
| FK | Feldespatos Potásico | <i>Clastos de Ortoclasas y Microclino.</i> |
| PLG | Plagioclasa | <i>Clastos de Plagioclasas, en general alterados.</i> |
| LVA | Lítico Volcánico Ácido | <i>Clastos volcánicos con textura felsítica. Algunos presentan fenocristales de cuarzo y feldespato.</i> |
| LVB | Lítico Volcánico Básico | <i>Clastos volcánicos con textura intersertal y fenocristales de minerales opacos.</i> |
| LM | Lítico Metamórfico | <i>Clastos de rocas metamórficas de bajo grado</i> |
| CARBONATOS | Lítico Carbonático | <i>Clastos de caliza micríticas</i> |
| OTROS | Componentes Minoritarios | <i>Minerales opacos, piroxenos, anfíboles y cloritas.</i> |
| M | Matriz | <i>Fragmentos de tamaño menor a <62µm</i> |
| C | Cemento | <i>Óxido de hierro, calcáreo, cuarcítico, zeolitas.</i> |

Tabla 9.2. Resultados del conteo de clastos en areniscas de la Formación Diamante en Vega de los Patos.

| Área | Vega de los Patos | | | | | | | | |
|------------------|--------------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| Unidad | Formación Diamante | | | | | | | | |
| Muestra | RD1 | RD2 | RD3 | RD4 | RD5 | RD6 | RD7 | RD8 | RD9 |
| Qp | 10 | 12 | 20 | 34 | 19 | 19 | 16 | 15 | 32 |
| Qm | 50 | 93 | 49 | 39 | 44 | 80 | 79 | 65 | 75 |
| Fk | 49 | 40 | 45 | 64 | 73 | 79 | 57 | 34 | 32 |
| Plg | 77 | 42 | 37 | 27 | 24 | 38 | 27 | 39 | 34 |
| Lva | 80 | 89 | 151 | 129 | 126 | 77 | 124 | 140 | 119 |
| Lvb | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 0 | 0 | 0 | 1 |
| Lm | 0 | 6 | 0 | 7 | 5 | 3 | 5 | 2 | 4 |
| Carbonato | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 8 | 1 | 2 |
| Otros | 16 | 2 | 2 | 0 | 2 | 1 | 2 | 0 | 1 |
| N clastos | 284 | 284 | 304 | 300 | 298 | 298 | 318 | 296 | 300 |
| C | 77 | 100 | 15 | 55 | 144 | 142 | 69 | 81 | 147 |
| M | 10 | 5 | 4 | 3 | 16 | 7 | 7 | 1 | 12 |
| P | 18 | 28 | 44 | 24 | 4 | 33 | 26 | 20 | 26 |
| Total | 389 | 417 | 367 | 382 | 462 | 480 | 420 | 398 | 485 |

Tabla 9.3. Conteo de clastos recalculados (% en peso) para las areniscas de la Formación Diamante en Vega de los Patos.

| Área | Vega de los Patos | | | | | | | | |
|------------------|--------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Unidad | Formación Diamante | | | | | | | | |
| Muestra | RD1 | RD2 | RD3 | RD4 | RD5 | RD6 | RD7 | RD8 | RD9 |
| Qp | 3.52 | 4.23 | 6.58 | 11.33 | 6.38 | 6.38 | 5.03 | 5.07 | 10.67 |
| Qm | 17.61 | 32.75 | 16.12 | 13.00 | 14.77 | 26.85 | 24.84 | 21.96 | 25.00 |
| Fk | 17.25 | 14.08 | 14.80 | 21.33 | 24.50 | 26.51 | 17.92 | 11.49 | 10.67 |
| Plg | 27.11 | 14.79 | 12.17 | 9.00 | 8.05 | 12.75 | 8.49 | 13.18 | 11.33 |
| Lva | 28.17 | 31.34 | 49.67 | 43.00 | 42.28 | 25.84 | 38.99 | 47.30 | 39.67 |
| Lvb | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.68 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.33 |
| Lm | 0.00 | 2.11 | 0.00 | 2.33 | 1.68 | 1.01 | 1.57 | 0.68 | 1.33 |
| Carbonato | 0.70 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.34 | 2.52 | 0.34 | 0.67 |
| Otros | 5.63 | 0.70 | 0.66 | 0.00 | 0.67 | 0.34 | 0.63 | 0.00 | 0.33 |
| Total | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |

Tabla 9.4. Resultados del conteo de clastos en areniscas de la Formación Diamante y el Grupo Malargüe en el arroyo Las Aucas.

| Área | Arroyo Las Aucas | | | | | |
|------------------|--------------------|-----|----------------|-----|-----|-----|
| Unidad | Formación Diamante | | Grupo Malargüe | | | |
| Muestra | LA1 | LA2 | LA3 | LA4 | LA5 | LA6 |
| Qp | 21 | 4 | 2 | 1 | 2 | 3 |
| Qm | 93 | 138 | 48 | 44 | 34 | 51 |
| Fk | 24 | 24 | 4 | 0 | 24 | 12 |
| Plg | 26 | 25 | 21 | 21 | 36 | 21 |
| Lva | 136 | 100 | 133 | 150 | 114 | 57 |
| Lvb | 0 | 0 | 88 | 70 | 63 | 115 |
| Otros | 19 | 18 | 7 | 14 | 27 | 44 |
| N clastos | 319 | 309 | 303 | 300 | 300 | 303 |
| C | 109 | 153 | 166 | 109 | 135 | 100 |
| M | 0 | 0 | 28 | 120 | 30 | 6 |
| P | 11 | 0 | 38 | 5 | 10 | 13 |
| Total | 439 | 462 | 535 | 534 | 475 | 422 |

Tabla 9.5. Conteo de clastos recalculados (% en peso) para las areniscas de la Formación Diamante y el Grupo Malargüe en el arroyo Las Aucas.

| Área | Arroyo Las Aucas | | | | | |
|--------------|--------------------|-------|----------------|-------|-------|-------|
| | Formación Diamante | | Grupo Malargüe | | | |
| Unidad | | | | | | |
| Muestra | LA1 | LA2 | LA3 | LA4 | LA5 | LA6 |
| <i>Qp</i> | 6.58 | 1.29 | 0.66 | 0.33 | 0.67 | 0.99 |
| <i>Qm</i> | 29.15 | 44.66 | 15.84 | 14.67 | 11.33 | 16.83 |
| <i>Fk</i> | 7.52 | 7.77 | 1.32 | 0.00 | 8.00 | 3.96 |
| <i>Plg</i> | 8.15 | 8.09 | 6.93 | 7.00 | 12.00 | 6.93 |
| <i>Lva</i> | 42.63 | 32.36 | 43.89 | 50.00 | 38.00 | 18.81 |
| <i>Lvb</i> | 0.00 | 0.00 | 29.04 | 23.33 | 21.00 | 37.95 |
| <i>Otros</i> | 5.96 | 5.83 | 2.31 | 4.67 | 9.00 | 14.52 |
| Total | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |

9.1.2. Conteo de clastos en el Conglomerado Penitentes

Tabla 9.6. Resultados del conteo de clastos en niveles conglomerádicos del Conglomerado Penitentes.

| Unidad | Conglomerado Penitentes | | | | | | | | |
|-----------------------------|--------------------------|----|----|----|----|------------|----|----|----|
| | Arroyo Potrero Escondido | | | | | Río Blanco | | | |
| Área | | | | | | | | | |
| Composición/Estación | 1 | 2 | 2 | 4 | 5 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| <i>Arenisca</i> | 12 | 16 | 19 | 12 | 10 | 17 | 12 | 10 | 19 |
| <i>Volcánico ácido</i> | 1 | 0 | 1 | 0 | 3 | 6 | 6 | 0 | 2 |
| <i>Volcánico intermedio</i> | 19 | 9 | 7 | 8 | 3 | 8 | 4 | 0 | 0 |
| <i>Conglomerado</i> | 1 | 3 | 2 | 8 | 0 | 3 | 2 | 0 | 6 |
| <i>Pelita Negra</i> | 0 | 1 | 6 | 1 | 0 | 0 | 6 | 6 | 4 |
| <i>Carbonato</i> | 19 | 21 | 16 | 22 | 12 | 19 | 23 | 35 | 24 |

Tabla 9.7. Conteo de clastos recalculados (% en peso) para niveles conglomerádicos del Conglomerado Penitentes.

| Unidad | Conglomerado Penitentes | | | | | | | | |
|-------------------------------|--------------------------|-----|-----|-----|-----|------------|-----|-----|-----|
| | Arroyo Potrero Escondido | | | | | Río Blanco | | | |
| Área | | | | | | | | | |
| Composición/Estación | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| <i>Arenisca %</i> | 22 | 32 | 37 | 24 | 36 | 32 | 23 | 20 | 35 |
| <i>Volcánico Ácido %</i> | 2 | 0 | 2 | 0 | 11 | 11 | 11 | 0 | 4 |
| <i>Volcánico Intermedio %</i> | 37 | 18 | 14 | 15 | 11 | 15 | 8 | 0 | 0 |
| <i>Conglomerado %</i> | 2 | 6 | 4 | 16 | 0 | 6 | 4 | 0 | 11 |
| <i>Pelita Negra %</i> | 0 | 2 | 12 | 2 | 0 | 0 | 11 | 12 | 7 |
| <i>Carbonato %</i> | 37 | 42 | 31 | 43 | 42 | 36 | 43 | 66 | 43 |
| Total % | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |

9.2. METODOLOGÍA UTILIZADA EN LAS DATACIONES U-PB EN CIRCÓN

9.2.1. Laboratorio LA.TE.ANDES

Los análisis de U/Pb fueron llevados a cabo en el Laboratorio LA TE ANDES S.A. Los análisis fueron realizados con una combinación instrumental de LA-ICP-MS (Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry): un láser de ablación Resolution 193 nm fabricado por Australian Scientific Instruments y un ICP-MS triple cuadrupolo modelo 8900 fabricado por Agilent Technologies. Esta técnica permite realizar análisis isotópicos puntuales en granos individuales de circón. Para ello, los granos se seleccionaron evitando en lo posible inclusiones o fracturas. Las mediciones incluyen en general un spot por circón analizado; sin embargo, se seleccionan algunos circones donde, si la morfología lo permite, se realizan dos o más spots con el objetivo de corroborar concordancia en las edades calculadas para un mismo grano.

El diámetro de spot se selecciona de acuerdo con el tamaño y la homogeneidad de los circones, pudiendo variar entre 20, 24 o 30 μm . A mayor diámetro de spot se selecciona un menor valor de fluencia, de acuerdo con los resultados reportados por Mukherjee *et al.* 2019; y, en general, una frecuencia también menor, la cual se selecciona en base a la menor dispersión estándar relativa (RSD) lograda durante la sintonización del ICP-MS en modo LA-ICPMS. La sintonización del ICP-MS se realiza en dos etapas. En la primera etapa se optimizan la sensibilidad y la estabilidad en modo solución utilizando una solución de sintonización Agilent conteniendo 1 ppb de ^7Li , ^{89}Y y ^{205}Tl . En la segunda etapa, la sintonización se realiza en modo LA-ICPMS usando una ablación lineal (diámetro de spot y fluencia de acuerdo con los que se usarán en la secuencia de medición, frecuencia entre 5 y 10 Hz, velocidad de scan de 1 $\mu\text{m/s}$) sobre vidrio NIST SRM 612 para alcanzar una intensidad máxima en cps (cuentas por segundo) en la masa 238 de modo que se cumplan las relaciones $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}\approx 1.05$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}\approx 0.917$, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}\approx 2.17$ y $^{248}\text{ThO}/^{232}\text{Th}<0.3\%$; y con una $\text{RSD} \leq 5\%$. Se adicionó un caudal de 5 ml/min de N_2 para favorecer la ionización de los elementos en el plasma (Solari *et al.* 2009). El caudal de He fue de 370 ml/min.

Las concentraciones elementales se obtienen considerando el vidrio NIST 610 como material de referencia (RM) primario y NIST 612 como RM secundario (Jochum *et al.* 2011). Las edades UPb se calculan a partir de las relaciones isotópicas empleando circón 91500 como material de referencia (Wiedenbeck *et al.* 2004) y mediciones repetidas sobre circón Plesovice (edad TIMS de referencia 337.13 +/- 0.37 Ma; Slama *et al.* 2008) como testigo. Una secuencia analítica típica, consiste en 100-130 granos de una muestra, al comienzo y al final de cada muestra tres mediciones de vidrio NIST SRM612 y 610, tres de 91500 y dos de Plesovice; con un punto de análisis de Plesovice y uno de 91500 después de cada 20-30 análisis. La precisión de los resultados se confirma a través de la obtención de la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada del testigo (Plesovice).

La secuencia analítica comprendió 25 segundos de mediciones de fondo (sin ablación), seguidas de 25 segundos de ablación y 5 segundos de lavado (láser apagado). Se monitorearon las siguientes masas mediante ICP-MS: 89 (Y), 91 (Zr), 111 (Cd), 131 (La), 206 (Pb), 207 (Pb), 208 (Pb), 232 (Th), 235 (U) y 238 (U). Para la reducción de los datos se utilizó el Software LADR 1.1.05. El procesamiento posterior se realizó con Isoplot 4.15 y IsoplotR.

Referencias

Mukherjee, P.K., Souders, A.K., y Sylvester, P.J., 2019. Accuracy and precision of U-Pb zircon geochronology at high spatial resolution (7-20 μm spots) by laser ablation-ICP-single-collector-sector-field-mass-spectrometry. *JAAS* 34, 180-192.

Slama et al., 2008. Plesovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem Geology* 249, 1-35; (7).

Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O, y Tanner, Martin., 2009. U-Pb Zircon Geochronology with an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5–18.

Wiedenbeck M. et. al., 2004. Further characterisation of the 91500 zircon crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(1), 9–39.

9.2.2. Laboratorio (Radiogenic Isotope and Geochronology Lab) Universidad del Estado de Washington

Los cristales de circon fueron analizados en secciones pulidas con un Micromass Isoprobe multicollector ICPMS, equipado con nueve colectores Faraday, un colector axial Daly y cuatro canales contadores de iones (Gehrels *et al.* 2008), propiedad de la Universidad estatal de Washington. El Isoprobe se encuentra equipado con un sistema ArF Excimer laser ablation, el cual tiene una longitud de onda de emisión de 193 nm. La configuración del colector permite mediciones de ^{204}Pb en un canal contador de iones, mientras que ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th y ^{238}U son medidos simultáneamente con detectores Faraday. Todos los análisis fueron realizados en modo estático con un haz de luz láser de 35 micrones de diámetro, operado por una energía de ~32 mJ (a 23 kV) y a una frecuencia de 8 Hz. Cada análisis consistió en una integración de 12 segundos en picos sin disparos de láser, e integraciones de veintidós segundos en picos con disparos de láser. La contribución de Hg a la masa del ^{204}Pb fue removida sustrayendo los valores de fondo. El fraccionamiento entre elementos fue monitoreado mediante el análisis de un circon estándar de la casa (FCT), el cual tiene una edad concordante ID-TIMS de $28,2 \pm 0,79$ Ma (2σ) (Gehrels *et al.* 2008). Este estándar fue analizado una vez cada cinco circones de edad desconocida. Los valores isotópicos de plomo fueron corregidos por Pb común, utilizando el ^{204}Pb medido, asumiendo una composición inicial de Pb de acuerdo con Stacey y Kramers (1975) y sus incertidumbres respectivas de 1,0, 0,3 y 2,0 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. La edad del estándar, la calibración corregida por el estándar, la composición del Pb común y la incertidumbre en la constante de decaimiento se agrupan y son conocidos como el error sistemático.

Referencias

Gehrels, G., 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(3), Q03017.

Stacey, J.S. y Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207-221.

9.2.3. Laboratorio de Geocronología - Universidad de Brasilia

Los análisis isotópicos U-Pb en circón fueron realizados utilizando un *Thermo Fisher Neptune HR-MC-ICP-MS* acoplado a un *Nd:YAG UP213 New Wave Laser Ablation*. Los análisis se llevaron a cabo mediante el método estándar *Bracketing* (Albarède et al. 2004) utilizando el circón estándar GJ-1 (Jackson et al., 2004). Las masas sintonizadas fueron Uranio 238, Plomo 207, 206 y 204 y Mercurio 202. El tiempo de integración fue de 1 segundo y el de ablación de 40 segundos. Se utilizó un tamaño de *spot* de 25 μm y el ajuste del láser fue de 10 Hz y 2-3 J/cm^2 . Se analizaron de dos a cuatro granos desconocidos entre los análisis GJ-1. Las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ se corrigieron en el tiempo. En granos de circón más pequeños (alrededor de 50 μm), el fraccionamiento de la relación $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ inducido por el *spot* del láser se corrigió mediante el método de regresión lineal. Los datos se procesaron utilizando una hoja de cálculo de Excel. Durante las sesiones analíticas, el circón estándar Plešovice (Sláma et al., 2008) también fue analizado como desconocido. La edad concordante obtenida de $336,82 \pm 0,42$ Ma y la media ponderada de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $336,57 \pm 0,77$ Ma está de acuerdo con la media ponderada de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $337,13 \pm 0,37$ Ma obtenida para este estándar (Sláma et al., 2008). El ^{204}Pb común se controló utilizando las masas ^{202}Hg y ($^{204}\text{Hg} + ^{204}\text{Pb}$). Las correcciones comunes de Pb no se realizaron debido a señales muy bajas para ^{204}Pb (< 30 cps) y relaciones altas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Los errores informados se propagan mediante la suma cuadrática $[(2\text{SD}^2 + 2\text{SE}^2)^{1/2}]$ (SD=desviación estándar; SE = error estándar) de reproducibilidad externa y precisión dentro de la ejecución. La reproducibilidad externa está representada por la desviación estándar obtenida de la repetición de análisis ($n=20$, $\sim 1,1$ % para $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y hasta ~ 2 % para $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) del circón estándar GJ-1 durante las sesiones analíticas, y la *with-run precisión* es el error estándar calculado para cada análisis. Los diagramas de concordia (elipses de error 2σ) y las edades promedio ponderadas se calcularon utilizando el software *Isoplot-3/Ex* (Ludwig, 2003).

Referencias

- Albarède, F., Telouk, S., Blichert-Toft, J., Boyet, M., Agranier, A., y Nelson, B., 2004. Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector ICPMS. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 2725–2744.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., y Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47-69.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., y Whitehouse, M.J., 2008. Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology* 249, 1-35.

9.3. RESULTADOS DE ANÁLISIS GEOCRONOLÓGICOS

9.3.1. Datos U-Pb en circón concordantes del Grupo Cuyo. Datos obtenidos en LATEANDES (Salta, Argentina)

| Muestra FT-PF-3 - Sección media del Grupo Cuyo en el arroyo Fiero | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---------------------|------------|---------------|-------------------------|----------|------------|----------|---------------|-------------|----------|---------------------|----------|-------------|----------|------------|----------|------------------|-----------------|-----------------------|
| FT-PF-3 | Contenidos químicos | | | Relaciones radiogénicas | | | | | | | Edad Isotópica (Ma) | | | | | | Edad Recomendada | | Discordancia |
| Muestra-punto | 232Th (ppm) | 238U (ppm) | Th/U (música) | 207Pb/235U | 2σ | 206Pb/238U | 2σ | Rho | 207Pb/206Pb | 2σ | 207Pb/235U | 2σ | 207Pb/206Pb | 2σ | 206Pb/238U | 2σ | Edad Preferida | 2σ | (206/238)/(207/235) % |
| C355 - 65 | 46.46347 | 68.59864 | 0.6773 | 0.195311 | 0.017062 | 0.02753 | 0.00119 | 0.0698 | 0.051492 | 0.004593 | 181.1508 | 15.82502 | 261.9044 | 23.36119 | 175.0686 | 7.569319 | 175.0686 | 7.569319 | 97% |
| C355 - 46 | 34.42932 | 64.43131 | 0.5344 | 0.209429 | 0.017572 | 0.027813 | 0.001326 | 0.0755 | 0.054672 | 0.005128 | 193.0733 | 16.19935 | 397.8442 | 37.31897 | 176.8472 | 8.431062 | 176.8472 | 8.431062 | 92% |
| C355 - 45 | 269.5471 | 353.7406 | 0.7620 | 0.193132 | 0.009572 | 0.027905 | 0.000895 | 0.0935 | 0.050252 | 0.002491 | 179.2984 | 8.886456 | 205.6304 | 10.19397 | 177.4233 | 5.690306 | 177.4233 | 5.690306 | 99% |
| C355 - 56 | 46.38062 | 91.74726 | 0.5055 | 0.188531 | 0.015547 | 0.027963 | 0.001132 | 0.0728 | 0.048918 | 0.004055 | 175.375 | 14.46206 | 142.8618 | 11.84308 | 177.786 | 7.197599 | 177.786 | 7.197599 | 101% |
| C355 - 85 | 1710.953 | 988.3517 | 1.7311 | 0.187046 | 0.007179 | 0.028025 | 0.000892 | 0.1243 | 0.048382 | 0.001757 | 174.1057 | 6.682613 | 116.959 | 4.248525 | 178.173 | 5.671552 | 178.173 | 5.671552 | 102% |
| C355 - 69 | 43.7306 | 83.78215 | 0.5220 | 0.194338 | 0.016002 | 0.028045 | 0.001289 | 0.0805 | 0.050249 | 0.004253 | 180.3242 | 14.84831 | 205.5114 | 17.3936 | 178.3023 | 8.193201 | 178.3023 | 8.193201 | 99% |
| C355 - 47 | 56.97109 | 109.1375 | 0.5220 | 0.195722 | 0.014978 | 0.028053 | 0.001126 | 0.0752 | 0.050624 | 0.00394 | 181.4999 | 13.88987 | 222.6953 | 17.3312 | 178.3529 | 7.156706 | 178.3529 | 7.156706 | 98% |
| C355 - 67 | 60.13436 | 73.70387 | 0.8159 | 0.183015 | 0.016169 | 0.028068 | 0.001225 | 0.0757 | 0.047278 | 0.004243 | 170.6514 | 15.07634 | 62.24328 | 5.585528 | 178.4453 | 7.786577 | 178.4453 | 7.786577 | 105% |
| C355 - 39 | 46.07449 | 63.98076 | 0.7201 | 0.207247 | 0.021875 | 0.028214 | 0.001225 | 0.0560 | 0.053341 | 0.005594 | 191.2397 | 20.18549 | 342.3065 | 35.8973 | 179.3575 | 7.785201 | 179.3575 | 7.785201 | 94% |
| C355 - 74 | 72.92754 | 124.1803 | 0.5873 | 0.187897 | 0.0144 | 0.028301 | 0.001043 | 0.0724 | 0.048161 | 0.003634 | 174.8332 | 13.3992 | 106.1164 | 8.006644 | 179.9051 | 6.627547 | 179.9051 | 6.627547 | 103% |
| C355 - 50 | 61.5675 | 102.6013 | 0.6001 | 0.204144 | 0.014091 | 0.028376 | 0.001008 | 0.0716 | 0.052249 | 0.003684 | 188.6268 | 13.01974 | 295.2935 | 20.81812 | 180.3764 | 6.408744 | 180.3764 | 6.408744 | 96% |
| C355 - 32 | 41.33696 | 82.38435 | 0.5018 | 0.209027 | 0.016853 | 0.028473 | 0.001292 | 0.0767 | 0.053327 | 0.004343 | 192.7356 | 15.53977 | 341.7301 | 27.8287 | 180.9841 | 8.212144 | 180.9841 | 8.212144 | 94% |
| C355 - 60 | 95.80223 | 135.293 | 0.7081 | 0.189124 | 0.013487 | 0.028518 | 0.000978 | 0.0725 | 0.048157 | 0.003373 | 175.8818 | 12.54256 | 105.9311 | 7.419446 | 181.2675 | 6.217315 | 181.2675 | 6.217315 | 103% |
| C355 - 20 | 97.51354 | 107.4806 | 0.9073 | 0.207128 | 0.015752 | 0.028555 | 0.000978 | 0.0621 | 0.052672 | 0.004067 | 191.1395 | 14.53612 | 313.6837 | 24.21917 | 181.4996 | 6.213528 | 181.4996 | 6.213528 | 95% |
| C355 - 49 | 34.54793 | 59.3901 | 0.5817 | 0.202059 | 0.020535 | 0.028578 | 0.001232 | 0.0600 | 0.051361 | 0.0056 | 186.8666 | 18.99094 | 256.0479 | 27.91622 | 181.6423 | 7.831629 | 181.6423 | 7.831629 | 97% |
| C355 - 29 | 47.67938 | 93.19883 | 0.5116 | 0.202788 | 0.015365 | 0.02859 | 0.001149 | 0.0748 | 0.051543 | 0.003864 | 187.4825 | 14.2054 | 264.1612 | 19.8057 | 181.7194 | 7.30598 | 181.7194 | 7.30598 | 97% |
| C355 - 43 | 36.89834 | 60.79075 | 0.6070 | 0.189513 | 0.020795 | 0.028631 | 0.001234 | 0.0593 | 0.048079 | 0.005205 | 176.2138 | 19.33601 | 102.1219 | 11.05614 | 181.9738 | 7.842567 | 181.9738 | 7.842567 | 103% |
| C355 - 78 | 86.31595 | 146.3897 | 0.5896 | 0.214142 | 0.019466 | 0.028764 | 0.001374 | 0.0706 | 0.054065 | 0.005505 | 197.0223 | 17.91002 | 372.7412 | 37.95024 | 182.809 | 8.732518 | 182.809 | 8.732518 | 93% |
| C355 - 62 | 52.16925 | 100.0694 | 0.5213 | 0.205437 | 0.01617 | 0.028797 | 0.001151 | 0.0712 | 0.051759 | 0.004328 | 189.7165 | 14.93304 | 273.7701 | 22.89243 | 183.0149 | 7.313963 | 183.0149 | 7.313963 | 96% |
| C355 - 73 | 51.41989 | 86.20406 | 0.5965 | 0.206995 | 0.016068 | 0.028885 | 0.00119 | 0.0741 | 0.051954 | 0.004209 | 191.0282 | 14.82831 | 282.3731 | 22.87362 | 183.5638 | 7.56542 | 183.5638 | 7.56542 | 96% |
| C355 - 84 | 285.0804 | 495.8625 | 0.5749 | 0.19663 | 0.007901 | 0.028923 | 0.000846 | 0.1070 | 0.049314 | 0.002044 | 182.271 | 7.323677 | 161.7537 | 6.703149 | 183.8021 | 5.373352 | 183.8021 | 5.373352 | 101% |
| C355 - 25 | 223.9951 | 293.6799 | 0.7627 | 0.206253 | 0.009782 | 0.029012 | 0.000932 | 0.0953 | 0.051645 | 0.002471 | 190.4032 | 9.0305 | 268.7124 | 12.85543 | 184.3581 | 5.923106 | 184.3581 | 5.923106 | 97% |
| C355 - 48 | 62.43122 | 96.07241 | 0.6498 | 0.208154 | 0.017521 | 0.029032 | 0.001064 | 0.0607 | 0.052015 | 0.004451 | 192.0024 | 16.16156 | 285.0651 | 24.39121 | 184.4874 | 6.760081 | 184.4874 | 6.760081 | 96% |
| C355 - 26 | 41.16934 | 80.95308 | 0.5086 | 0.200929 | 0.016902 | 0.029045 | 0.001256 | 0.0743 | 0.050316 | 0.004507 | 185.912 | 15.63851 | 208.6033 | 18.68557 | 184.5667 | 7.981144 | 184.5667 | 7.981144 | 99% |
| C355 - 10 | 47.43402 | 90.82965 | 0.5222 | 0.206478 | 0.0191 | 0.029069 | 0.001063 | 0.0557 | 0.051844 | 0.006054 | 190.5927 | 17.63056 | 277.5007 | 32.40398 | 184.7195 | 6.756902 | 184.7195 | 6.756902 | 97% |
| C355 - 14 | 33.05439 | 65.06126 | 0.5081 | 0.214109 | 0.021802 | 0.029076 | 0.001132 | 0.0519 | 0.053633 | 0.005356 | 196.9951 | 20.05904 | 354.6704 | 35.4185 | 184.7642 | 7.190273 | 184.7642 | 7.190273 | 94% |
| C355 - 37 | 59.34109 | 88.60371 | 0.6697 | 0.208642 | 0.017253 | 0.029105 | 0.001053 | 0.0611 | 0.05212 | 0.004398 | 192.4126 | 15.91112 | 289.6546 | 24.44053 | 184.9409 | 6.693118 | 184.9409 | 6.693118 | 96% |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------|----------|----------|--------|----------|----------|----------|----------|---------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|-----------------|-----------------|------|
| C355 - 40 | 72.50619 | 103.6699 | 0.6994 | 0.1991 | 0.015749 | 0.029139 | 0.000971 | 0.0617 | 0.049603 | 0.003862 | 184.3647 | 14.58381 | 175.4041 | 13.65676 | 185.1585 | 6.172239 | 185.1585 | 6.172239 | 100% |
| C355 - 57 | 44.87194 | 81.32398 | 0.5518 | 0.212628 | 0.017602 | 0.029161 | 0.001202 | 0.0683 | 0.05292 | 0.004691 | 195.756 | 16.20542 | 324.3357 | 28.75055 | 185.2956 | 7.637061 | 185.2956 | 7.637061 | 95% |
| C355 - 24 | 167.5154 | 160.6234 | 1.0429 | 0.214519 | 0.012079 | 0.029171 | 0.001035 | 0.0857 | 0.05343 | 0.003104 | 197.3379 | 11.11118 | 346.0923 | 20.10861 | 185.3572 | 6.573795 | 185.3572 | 6.573795 | 94% |
| C355 - 4 | 51.76163 | 87.33059 | 0.5927 | 0.203542 | 0.015513 | 0.029176 | 0.001064 | 0.0686 | 0.050824 | 0.004017 | 188.1187 | 14.33755 | 231.8242 | 18.32149 | 185.3898 | 6.760975 | 185.3898 | 6.760975 | 99% |
| C355 - 6 | 41.2638 | 83.14922 | 0.4963 | 0.188365 | 0.015119 | 0.029246 | 0.001037 | 0.0686 | 0.046967 | 0.00389 | 175.2329 | 14.06542 | 46.50404 | 3.85204 | 185.8294 | 6.588483 | 185.8294 | 6.588483 | 106% |
| C355 - 5 | 62.74297 | 113.5167 | 0.5527 | 0.205849 | 0.013683 | 0.029251 | 0.000922 | 0.0674 | 0.0513 | 0.003518 | 190.0637 | 12.63383 | 253.3239 | 17.37118 | 185.8598 | 5.860328 | 185.8598 | 5.860328 | 98% |
| C355 - 64 | 33.90237 | 64.0921 | 0.5290 | 0.215054 | 0.019753 | 0.029263 | 0.001084 | 0.0549 | 0.053315 | 0.004939 | 197.7849 | 18.16723 | 341.2282 | 31.60911 | 185.934 | 6.887509 | 185.934 | 6.887509 | 94% |
| C355 - 18 | 40.92748 | 63.63959 | 0.6431 | 0.209867 | 0.020994 | 0.029272 | 0.001371 | 0.0653 | 0.052102 | 0.005422 | 193.4413 | 19.35124 | 288.8906 | 30.06436 | 185.9898 | 8.708987 | 185.9898 | 8.708987 | 96% |
| C355 - 58 | 35.00954 | 64.03063 | 0.5468 | 0.206289 | 0.018863 | 0.029292 | 0.001163 | 0.0617 | 0.051106 | 0.004511 | 190.4337 | 17.4129 | 244.5733 | 21.58867 | 186.112 | 7.389747 | 186.112 | 7.389747 | 98% |
| C355 - 2 | 52.52791 | 76.69114 | 0.6849 | 0.207817 | 0.020394 | 0.029323 | 0.001125 | 0.0552 | 0.051609 | 0.004979 | 191.7191 | 18.81419 | 267.1015 | 25.77002 | 186.3079 | 7.147557 | 186.3079 | 7.147557 | 97% |
| C355 - 86 | 110.1167 | 118.9235 | 0.9259 | 0.224377 | 0.041339 | 0.029344 | 0.001134 | 0.0274 | 0.05543 | 0.008472 | 205.546 | 37.8699 | 428.6274 | 65.50842 | 186.4407 | 7.203891 | 186.4407 | 7.203891 | 91% |
| C355 - 61 | 29.33475 | 55.21764 | 0.5313 | 0.197219 | 0.019066 | 0.029371 | 0.001335 | 0.0700 | 0.048725 | 0.005095 | 182.7705 | 17.66873 | 133.5763 | 13.96663 | 186.6095 | 8.480653 | 186.6095 | 8.480653 | 102% |
| C355 - 22 | 146.9799 | 181.767 | 0.8086 | 0.209503 | 0.014161 | 0.029388 | 0.001061 | 0.0749 | 0.051766 | 0.003289 | 193.1357 | 13.05499 | 274.0437 | 17.41079 | 186.7173 | 6.741808 | 186.7173 | 6.741808 | 97% |
| C355 - 36 | 357.7028 | 274.7673 | 1.3018 | 0.205828 | 0.014326 | 0.029388 | 0.001035 | 0.0722 | 0.050891 | 0.003595 | 190.0458 | 13.22786 | 234.8832 | 16.59425 | 186.7191 | 6.576003 | 186.7191 | 6.576003 | 98% |
| C355 - 16 | 93.43758 | 133.9548 | 0.6975 | 0.207375 | 0.014778 | 0.029413 | 0.001006 | 0.0681 | 0.051313 | 0.003554 | 191.3474 | 13.63571 | 253.8876 | 17.58516 | 186.8756 | 6.393498 | 186.8756 | 6.393498 | 98% |
| C355 - 80 | 69.49965 | 120.7658 | 0.5755 | 0.192798 | 0.013546 | 0.029422 | 0.001064 | 0.0786 | 0.047527 | 0.00339 | 179.0136 | 12.57719 | 74.70879 | 5.328417 | 186.9275 | 6.761708 | 186.9275 | 6.761708 | 104% |
| C355 - 28 | 79.48343 | 93.14358 | 0.8533 | 0.220007 | 0.015881 | 0.029495 | 0.001264 | 0.0796 | 0.054201 | 0.004425 | 201.916 | 14.57503 | 378.4172 | 30.89697 | 187.3867 | 8.028287 | 187.3867 | 8.028287 | 93% |
| C355 - 41 | 57.58961 | 98.48249 | 0.5848 | 0.212977 | 0.01687 | 0.029523 | 0.001132 | 0.0671 | 0.052338 | 0.004267 | 196.0481 | 15.52901 | 299.2041 | 24.39171 | 187.5617 | 7.190212 | 187.5617 | 7.190212 | 96% |
| C355 - 51 | 43.70966 | 85.68075 | 0.5101 | 0.201506 | 0.01689 | 0.029533 | 0.00124 | 0.0734 | 0.049537 | 0.004193 | 186.3997 | 15.62365 | 172.2694 | 14.58278 | 187.6236 | 7.875857 | 187.6236 | 7.875857 | 101% |
| C355 - 82 | 45.30712 | 81.90337 | 0.5532 | 0.19149 | 0.016891 | 0.029538 | 0.00123 | 0.0728 | 0.046992 | 0.004394 | 177.8996 | 15.69261 | 47.76216 | 4.465637 | 187.6556 | 7.811838 | 187.6556 | 7.811838 | 105% |
| C355 - 66 | 46.61484 | 88.20713 | 0.5285 | 0.209127 | 0.017107 | 0.029541 | 0.001114 | 0.0651 | 0.051353 | 0.004509 | 192.8201 | 15.77343 | 255.6722 | 22.44913 | 187.6771 | 7.077379 | 187.6771 | 7.077379 | 97% |
| C355 - 15 | 36.18978 | 69.90993 | 0.5177 | 0.199442 | 0.020644 | 0.029562 | 0.001186 | 0.0575 | 0.049109 | 0.005102 | 184.6544 | 19.11308 | 151.9992 | 15.79059 | 187.8071 | 7.537484 | 187.8071 | 7.537484 | 102% |
| C355 - 88 | 349.0292 | 344.9916 | 1.0117 | 0.212381 | 0.009118 | 0.029603 | 0.000913 | 0.1002 | 0.051999 | 0.002117 | 195.5488 | 8.395335 | 284.3463 | 11.57523 | 188.0607 | 5.801865 | 188.0607 | 5.801865 | 96% |
| C355 - 23 | 64.16572 | 88.97505 | 0.7212 | 0.223035 | 0.017504 | 0.029656 | 0.001134 | 0.0648 | 0.054626 | 0.004092 | 204.4325 | 16.0441 | 395.9548 | 29.65868 | 188.3918 | 7.202779 | 188.3918 | 7.202779 | 92% |
| C355 - 19 | 70.46938 | 107.6441 | 0.6547 | 0.20868 | 0.020242 | 0.029657 | 0.00111 | 0.0548 | 0.051126 | 0.005145 | 192.4446 | 18.66726 | 245.4948 | 24.70416 | 188.399 | 7.051344 | 188.399 | 7.051344 | 98% |
| C355 - 38 | 51.95955 | 79.17541 | 0.6563 | 0.204565 | 0.02086 | 0.029689 | 0.001079 | 0.0517 | 0.050017 | 0.005322 | 188.9812 | 19.27132 | 194.7551 | 20.72218 | 188.6018 | 6.851404 | 188.6018 | 6.851404 | 100% |
| C355 - 21 | 47.36014 | 71.92332 | 0.6585 | 0.199081 | 0.019996 | 0.029716 | 0.001402 | 0.0701 | 0.048659 | 0.004826 | 184.3487 | 18.51629 | 130.3643 | 12.92916 | 188.7688 | 8.906076 | 188.7688 | 8.906076 | 102% |
| C355 - 8 | 70.38789 | 95.02057 | 0.7408 | 0.197048 | 0.01546 | 0.02975 | 0.001196 | 0.0773 | 0.048294 | 0.004201 | 182.6257 | 14.32798 | 112.6395 | 9.799004 | 188.9822 | 7.594877 | 188.9822 | 7.594877 | 103% |
| C355 - 81 | 170.8589 | 172.6225 | 0.9898 | 0.212442 | 0.013217 | 0.029763 | 0.000918 | 0.0694 | 0.051735 | 0.00313 | 195.5996 | 12.16881 | 272.6848 | 16.49676 | 189.0632 | 5.830136 | 189.0632 | 5.830136 | 97% |
| C355 - 31 | 69.25984 | 81.36844 | 0.8512 | 0.198557 | 0.016857 | 0.029864 | 0.001249 | 0.0741 | 0.048302 | 0.004115 | 183.9046 | 15.61323 | 113.0108 | 9.628312 | 189.6945 | 7.935087 | 189.6945 | 7.935087 | 103% |
| C355 - 87 | 88.08266 | 134.1528 | 0.6566 | 0.2124 | 0.015194 | 0.029965 | 0.000966 | 0.0636 | 0.051392 | 0.00363 | 195.5651 | 13.98935 | 257.4442 | 18.18608 | 190.3291 | 6.133052 | 190.3291 | 6.133052 | 97% |
| C355 - 34 | 129.2248 | 123.5784 | 1.0457 | 0.214795 | 0.01718 | 0.030014 | 0.001069 | 0.0622 | 0.052 | 0.00427 | 197.5685 | 15.80175 | 284.383 | 23.35268 | 190.6324 | 6.789019 | 190.6324 | 6.789019 | 96% |
| C355 - 11 | 175.3392 | 223.1121 | 0.7859 | 0.205321 | 0.009803 | 0.030035 | 0.000961 | 0.0980 | 0.049871 | 0.002391 | 189.6185 | 9.053395 | 187.9317 | 9.012027 | 190.7688 | 6.104164 | 190.7688 | 6.104164 | 101% |
| C355 - 42 | 56.42518 | 90.76231 | 0.6217 | 0.192176 | 0.015576 | 0.030052 | 0.001159 | 0.0744 | 0.046419 | 0.003686 | 178.4841 | 14.46661 | 18.35178 | 1.457287 | 190.8749 | 7.363861 | 190.8749 | 7.363861 | 107% |
| C355 - 76 | 115.4924 | 134.0114 | 0.8618 | 0.226456 | 0.01619 | 0.030111 | 0.001227 | 0.0758 | 0.054543 | 0.003635 | 207.2692 | 14.81785 | 392.522 | 26.15811 | 191.2393 | 7.790846 | 191.2393 | 7.790846 | 92% |
| C355 - 30 | 50.41076 | 69.00332 | 0.7306 | 0.220639 | 0.02633 | 0.030146 | 0.001588 | 0.0603 | 0.053251 | 0.006336 | 202.4414 | 24.15827 | 338.5069 | 40.27759 | 191.4632 | 10.08675 | 191.4632 | 10.08675 | 95% |
| C355 - 89 | 56.57934 | 75.08079 | 0.7536 | 0.197445 | 0.018421 | 0.030185 | 0.001138 | 0.0618 | 0.047385 | 0.004574 | 182.9622 | 17.06956 | 67.63478 | 6.528321 | 191.7066 | 7.227866 | 191.7066 | 7.227866 | 105% |
| C355 - 7 | 65.50845 | 81.90979 | 0.7998 | 0.197267 | 0.018879 | 0.030297 | 0.001236 | 0.0655 | 0.047479 | 0.004857 | 182.8114 | 17.49586 | 72.32169 | 7.398253 | 192.4057 | 7.850614 | 192.4057 | 7.850614 | 105% |
| C355 - 63 | 60.9175 | 73.84562 | 0.8249 | 0.230112 | 0.018292 | 0.030303 | 0.001347 | 0.0737 | 0.055065 | 0.004354 | 210.2908 | 16.71644 | 413.8684 | 32.72247 | 192.4409 | 8.556661 | 192.4409 | 8.556661 | 92% |
| C355 - 27 | 127.7014 | 150.0778 | 0.8509 | 0.214468 | 0.013204 | 0.030368 | 0.001106 | 0.0838 | 0.05133 | 0.003381 | 197.2951 | 12.14652 | 254.6484 | 16.77449 | 192.8481 | 7.025396 | 192.8481 | 7.025396 | 98% |
| C355 - 55 | 54.3742 | 76.28767 | 0.7128 | 0.213076 | 0.037184 | 0.030556 | 0.001945 | 0.0523 | 0.050654 | 0.010102 | 196.1305 | 34.2266 | 224.0828 | 44.68785 | 194.0239 | 12.34789 | 194.0239 | 12.34789 | 99% |
| C355 - 33 | 21.90827 | 48.86352 | 0.4484 | 0.221971 | 0.040391 | 0.030917 | 0.002382 | 0.0590 | 0.052179 | 0.010428 | 203.5492 | 37.03889 | 292.262 | 58.40667 | 196.2874 | 15.12126 | 196.2874 | 15.12126 | 96% |
| C355 - 1 | 50.36212 | 64.57137 | 0.7799 | 0.234531 | 0.019583 | 0.031749 | 0.001316 | 0.0672 | 0.053741 | 0.004843 | 213.9321 | 17.86284 | 359.2108 | 32.37095 | 201.4824 | 8.354282 | 201.4824 | 8.354282 | 94% |
| C355 - 33 | 42.29488 | 139.5294 | 0.3031 | 0.385601 | 0.027726 | 0.051806 | 0.002329 | 0.0840 | 0.054085 | 0.003694 | 331.1512 | 23.81091 | 373.606 | 25.51802 | 325.6004 | 14.63746 | 325.6004 | 14.63746 | 98% |
| C355 - 17 | 70.41405 | 630.5111 | 0.1117 | 1.101568 | 0.038793 | 0.11609 | 0.003334 | 0.0859 | 0.068997 | 0.00205 | 754.1084 | 26.55706 | 897.731 | 26.67729 | 708.0155 | 20.33377 | 708.0155 | 20.33377 | 94% |

| Muestra PARF-1 - Sección superior del Grupo Cuyo en el arroyo Fiero | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|-------------|---------------------|----------------|------------|-------------------------|------------|----------|-----------------|-------------|----------|---------------------|----------|-------------|-------------|-----------------|-----------------|------------------|-----------------|-----------------------|
| PARF-1 | | Contenidos químicos | | | Relaciones radiogénicas | | | | | | Edad Isotópica (Ma) | | | | | | Edad Recomendada | | Discordancia |
| Muestra-punto | 232Th (ppm) | 238U (ppm) | Th/U (máscica) | 207Pb/235U | 2e | 206Pb/238U | 2e | rho | 207Pb/206Pb | 2e | 207Pb/235U | 2e | 207Pb/206Pb | 2e | 206Pb/238U | 2e | Edad Preferida | 2e | (206/238)/(207/235) % |
| C325 - 8 | 90.83207 | 77.31597 | 1.174816 | 0.171213 | 0.033845 | 0.023578 | 0.001478 | 0.043675 | 0.052668 | 0.010584 | 160.4715 | 31.72184 | 313.4843233 | 62.99787235 | 150.2315 | 9.418335 | 150.2315 | 9.418335 | 94% |
| C325 - 28 | 329.0938 | 213.1459 | 1.543983 | 0.209136 | 0.037466 | 0.027224 | 0.001209 | 0.032275 | 0.055719 | 0.010602 | 192.8277 | 34.54471 | 440.1824356 | 83.75458064 | 173.1478 | 7.690872 | 173.1478 | 7.690872 | 90% |
| C325 - 22 | 310.2476 | 208.8833 | 1.485267 | 0.184996 | 0.018027 | 0.027287 | 0.000957 | 0.053103 | 0.049276 | 0.004919 | 172.3504 | 16.79465 | 159.9325668 | 15.96499862 | 173.5468 | 6.088292 | 173.5468 | 6.088292 | 101% |
| C325 - 23 | 418.9125 | 278.8529 | 1.502271 | 0.189671 | 0.01748 | 0.027573 | 0.00124 | 0.070944 | 0.050095 | 0.00473 | 176.3486 | 16.25178 | 198.3512674 | 18.72942292 | 175.3382 | 7.885726 | 175.3382 | 7.885726 | 99% |
| C325 - 16 | 50.03837 | 72.76415 | 0.687679 | 0.20213 | 0.030142 | 0.02773 | 0.001264 | 0.041931 | 0.052742 | 0.007948 | 186.9271 | 27.87517 | 316.7165194 | 47.72866029 | 176.3269 | 8.036705 | 176.3269 | 8.036705 | 94% |
| C325 - 14 | 50.2027 | 59.19113 | 0.848146 | 0.195589 | 0.034505 | 0.027839 | 0.001594 | 0.046211 | 0.050744 | 0.009076 | 181.3872 | 31.99934 | 228.190955 | 40.81224269 | 177.0064 | 10.13823 | 177.0064 | 10.13823 | 98% |
| C325 - 3 | 45.29041 | 61.45252 | 0.736998 | 0.191864 | 0.032162 | 0.028006 | 0.001516 | 0.047142 | 0.049726 | 0.008433 | 178.2185 | 29.87462 | 181.167059 | 30.72265945 | 178.0552 | 9.639637 | 178.0552 | 9.639637 | 100% |
| C325 - 12 | 299.0196 | 195.4019 | 1.53028 | 0.208716 | 0.026664 | 0.02811 | 0.001063 | 0.039885 | 0.054002 | 0.007027 | 192.4745 | 24.5892 | 370.1422222 | 48.16755695 | 178.7061 | 6.761149 | 178.7061 | 6.761149 | 93% |
| C325 - 36 | 283.5755 | 221.8305 | 1.278343 | 0.21054 | 0.019501 | 0.028137 | 0.001071 | 0.05493 | 0.054926 | 0.005217 | 194.0056 | 17.9699 | 408.2133478 | 38.76992669 | 178.8754 | 6.810132 | 178.8754 | 6.810132 | 92% |
| C325 - 27 | 527.0969 | 351.5477 | 1.499361 | 0.195889 | 0.01562 | 0.028242 | 0.001168 | 0.074763 | 0.050327 | 0.004111 | 181.6418 | 14.48407 | 209.0907066 | 17.08135256 | 179.5335 | 7.423798 | 179.5335 | 7.423798 | 99% |
| C325 - 2 | 221.1226 | 172.1422 | 1.284535 | 0.203602 | 0.021025 | 0.028462 | 0.001081 | 0.051433 | 0.05205 | 0.005339 | 188.1696 | 19.43135 | 286.583206 | 29.39526173 | 180.9177 | 6.873667 | 180.9177 | 6.873667 | 96% |
| C325 - 30 | 170.6679 | 130.8473 | 1.304329 | 0.206059 | 0.02565 | 0.028737 | 0.001328 | 0.051768 | 0.05239 | 0.006682 | 190.2402 | 23.68078 | 301.4388613 | 38.44786335 | 182.6363 | 8.439194 | 182.6363 | 8.439194 | 96% |
| C325 - 9 | 155.0727 | 132.4243 | 1.171029 | 0.204293 | 0.02513 | 0.028947 | 0.001205 | 0.047968 | 0.051181 | 0.006311 | 188.7527 | 23.21839 | 247.9491648 | 30.57656403 | 183.9513 | 7.660417 | 183.9513 | 7.660417 | 97% |
| C325 - 4 | 53.16431 | 61.52437 | 0.864118 | 0.218253 | 0.034595 | 0.029151 | 0.00149 | 0.04308 | 0.054315 | 0.008715 | 200.455 | 31.77407 | 383.1259898 | 61.47512283 | 185.2333 | 9.470033 | 185.2333 | 9.470033 | 92% |
| C325 - 33 | 464.347 | 314.4318 | 1.476781 | 0.207581 | 0.02011 | 0.029174 | 0.001312 | 0.065224 | 0.051848 | 0.005029 | 191.5204 | 18.55448 | 277.6825956 | 26.93378178 | 185.3734 | 8.334652 | 185.3734 | 8.334652 | 97% |
| C325 - 13 | 404.4466 | 305.2387 | 1.325018 | 0.206132 | 0.020924 | 0.029229 | 0.001005 | 0.048033 | 0.051265 | 0.005189 | 190.3019 | 19.31718 | 251.7200786 | 25.48017109 | 185.7178 | 6.386027 | 185.7178 | 6.386027 | 98% |
| C325 - 37 | 40.47378 | 61.20829 | 0.661247 | 0.195669 | 0.032856 | 0.029412 | 0.001377 | 0.041903 | 0.048572 | 0.008337 | 181.4549 | 30.46889 | 126.1829265 | 21.65736351 | 186.8676 | 8.746966 | 186.8676 | 8.746966 | 103% |
| C325 - 31 | 943.3666 | 552.7012 | 1.706829 | 0.207619 | 0.017027 | 0.029713 | 0.000994 | 0.058383 | 0.051034 | 0.004161 | 191.553 | 15.70983 | 241.3388357 | 19.67782948 | 188.7509 | 6.315077 | 188.7509 | 6.315077 | 99% |
| C325 - 6 | 43.53866 | 50.16411 | 0.867925 | 0.210928 | 0.037615 | 0.029843 | 0.001418 | 0.037701 | 0.05124 | 0.009264 | 194.3309 | 34.65571 | 250.620631 | 45.30972807 | 189.5635 | 9.008242 | 189.5635 | 9.008242 | 98% |
| C325 - 18 | 46.15935 | 59.4348 | 0.776638 | 0.21112 | 0.033932 | 0.030148 | 0.001603 | 0.04723 | 0.050814 | 0.008263 | 194.4918 | 31.25979 | 231.3518685 | 37.62306097 | 191.4709 | 10.1785 | 191.4709 | 10.1785 | 98% |
| C325 - 35 | 512.7827 | 351.4503 | 1.459048 | 0.215104 | 0.017071 | 0.030663 | 0.000989 | 0.057914 | 0.05127 | 0.004139 | 197.8269 | 15.69948 | 251.9627082 | 20.34320325 | 194.6965 | 6.277324 | 194.6965 | 6.277324 | 98% |
| C325 - 34 | 117.7478 | 121.9726 | 0.965363 | 0.235719 | 0.026888 | 0.030725 | 0.001104 | 0.041071 | 0.056056 | 0.006559 | 214.9093 | 24.51451 | 453.5921782 | 53.07177917 | 195.0839 | 7.011763 | 195.0839 | 7.011763 | 91% |
| C325 - 25 | 1515.579 | 743.0074 | 2.03979 | 0.214782 | 0.014594 | 0.031201 | 0.001114 | 0.076351 | 0.05009 | 0.003278 | 197.5575 | 13.42332 | 198.1441775 | 12.96626639 | 198.0576 | 7.073093 | 198.0576 | 7.073093 | 100% |
| C325 - 19 | 113.758 | 424.8138 | 0.267783 | 0.262277 | 0.023715 | 0.039787 | 0.002225 | 0.093831 | 0.04793 | 0.003434 | 236.4999 | 21.38403 | 94.74087616 | 6.787763791 | 251.5104 | 14.06634 | 251.5104 | 14.06634 | 106% |

9.3.2. Datos U-Pb en circón concordantes de la Formación Diamante. Datos obtenidos en el Radiogenic Isotope and Geochronology Lab de la Universidad del Estado de Washington (Estados Unidos).

| Muestra Zr-AC-1 - Base de la Formación Diamante en el arroyo Colorado | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|-------|------|--------------------------------------|--------------|--------------------------------------|--------|------------|--------------------------------------|--------|---------------------------------------|--------|---|-------|---|-------|-------|--|-------------|-------|
| Zr-AC-1 | | | Relaciones radiogénicas | | | | | | | | | Edad Isotópica (Ma) | | | | | Edad Recomendada | | |
| Sample Name | U ppm | U/Th | ²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U | 2σ Abs Error | ²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U | 2σ | Corr. Coef | ²³⁸ U / ²⁰⁶ Pb | 2σ | ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb | 2σ | ²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U Ma | 2σ Ma | ²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U Ma | 2σ Ma | 2σ Ma | ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb Ma | Best Age Ma | 2σ Ma |
| AC_1_1 | 748 | 0.7 | 0.1178 | 0.0050 | 0.0174 | 0.0002 | 0.2088 | 55.9322 | 0.6703 | 0.0487 | 0.0020 | 112.7 | 4.4 | 109.7 | 1.3 | 122.0 | 86.0 | 109.7 | 1.3 |
| AC_1_2 | 619 | 0.8 | 0.1205 | 0.0056 | 0.0186 | 0.0003 | 0.1577 | 52.3532 | 0.7551 | 0.0465 | 0.0021 | 115.2 | 5.1 | 117.1 | 1.7 | 18.0 | 94.0 | 117.1 | 1.7 |
| AC_1_3 | 442 | 0.9 | 0.1483 | 0.0064 | 0.0231 | 0.0003 | 0.0718 | 42.2716 | 0.5287 | 0.0460 | 0.0020 | 140.0 | 5.6 | 144.8 | 1.9 | 0.0 | 89.0 | 144.8 | 1.9 |
| AC_1_4 | 233 | 2.2 | 0.1022 | 0.0040 | 0.0158 | 0.0002 | 0.1098 | 61.7592 | 0.8951 | 0.0464 | 0.0018 | 98.5 | 3.7 | 99.4 | 1.5 | 13.0 | 80.0 | 99.4 | 1.5 |
| AC_1_5 | 239 | 0.9 | 0.1678 | 0.0057 | 0.0241 | 0.0003 | 0.1088 | 40.4412 | 0.4839 | 0.0504 | 0.0017 | 156.9 | 4.9 | 151.3 | 1.8 | 181.0 | 72.0 | 151.3 | 1.8 |
| AC_1_6 | 866 | 1.1 | 0.1578 | 0.0052 | 0.0238 | 0.0003 | 0.1202 | 40.9260 | 0.5469 | 0.0476 | 0.0015 | 148.4 | 4.5 | 149.5 | 2.0 | 77.0 | 68.0 | 149.5 | 2.0 |
| AC_1_7 | 328 | 0.8 | 0.1445 | 0.0140 | 0.0166 | 0.0004 | 0.4605 | 58.8935 | 1.3802 | 0.0638 | 0.0054 | 135.6 | 12.0 | 104.3 | 2.5 | 640.0 | 170.0 | 104.3 | 2.5 |
| AC_1_8 | 608 | 0.8 | 0.1124 | 0.0049 | 0.0167 | 0.0003 | 0.0748 | 58.5106 | 0.9082 | 0.0490 | 0.0021 | 107.8 | 4.4 | 104.9 | 1.6 | 131.0 | 92.0 | 104.9 | 1.6 |
| AC_1_9 | 185 | 1.5 | 0.1528 | 0.0049 | 0.0225 | 0.0003 | 0.0234 | 43.2692 | 0.5158 | 0.0491 | 0.0017 | 143.8 | 4.3 | 141.5 | 1.7 | 128.0 | 69.0 | 141.5 | 1.7 |
| AC_1_10 | 221 | 1.1 | 0.1379 | 0.0045 | 0.0192 | 0.0003 | 0.0777 | 50.6912 | 0.6554 | 0.0516 | 0.0018 | 130.9 | 4.0 | 121.0 | 1.6 | 230.0 | 73.0 | 121.0 | 1.6 |
| AC_1_11 | 251 | 1.0 | 0.1552 | 0.0048 | 0.0226 | 0.0003 | 0.0001 | 43.0809 | 0.5113 | 0.0495 | 0.0015 | 146.0 | 4.2 | 142.1 | 1.7 | 146.0 | 63.0 | 142.1 | 1.7 |
| AC_1_12 | 637 | 1.1 | 0.1179 | 0.0037 | 0.0171 | 0.0002 | 0.0001 | 56.8965 | 0.5615 | 0.0499 | 0.0016 | 112.9 | 3.3 | 107.9 | 1.1 | 156.0 | 68.0 | 107.9 | 1.1 |
| AC_1_13 | 458 | 2.0 | 0.1582 | 0.0042 | 0.0230 | 0.0002 | 0.0256 | 42.3801 | 0.3482 | 0.0498 | 0.0014 | 148.8 | 3.7 | 144.5 | 1.2 | 164.0 | 58.0 | 144.5 | 1.2 |
| AC_1_14 | 282 | 2.3 | 0.3623 | 0.0110 | 0.0486 | 0.0005 | 0.0674 | 20.0811 | 0.2222 | 0.0542 | 0.0016 | 312.4 | 7.9 | 301.0 | 3.3 | 347.0 | 67.0 | 301.0 | 3.3 |
| AC_1_15 | 309 | 1.7 | 0.1255 | 0.0052 | 0.0154 | 0.0002 | 0.1453 | 63.4615 | 0.8629 | 0.0602 | 0.0027 | 119.6 | 4.6 | 96.8 | 1.3 | 510.0 | 92.0 | 96.8 | 1.3 |
| AC_1_16 | 436 | 1.1 | 0.3742 | 0.0120 | 0.0435 | 0.0005 | 0.0969 | 22.4388 | 0.2774 | 0.0623 | 0.0020 | 321.1 | 8.8 | 270.0 | 3.3 | 639.0 | 68.0 | 270.0 | 3.3 |
| AC_1_18 | 16 | 9.2 | 0.1673 | 0.0150 | 0.0210 | 0.0007 | 0.0670 | 46.4571 | 1.5635 | 0.0583 | 0.0054 | 153.5 | 13.0 | 131.9 | 4.4 | 330.0 | 180.0 | 131.9 | 4.4 |
| AC_1_20 | 963 | 0.5 | 0.0125 | 0.0006 | 0.0017 | 0.0000 | 0.0349 | 561.8615 | 9.3408 | 0.0529 | 0.0029 | 12.6 | 0.6 | 11.0 | 0.2 | 260.0 | 110.0 | 11.0 | 0.2 |
| AC_1_21 | 481 | 0.9 | 0.1161 | 0.0036 | 0.0168 | 0.0002 | 0.0241 | 58.2011 | 0.6567 | 0.0501 | 0.0016 | 111.3 | 3.3 | 105.5 | 1.2 | 173.0 | 67.0 | 105.5 | 1.2 |
| AC_1_22 | 651 | 1.2 | 0.3307 | 0.0110 | 0.0401 | 0.0004 | 0.1263 | 24.3004 | 0.2410 | 0.0594 | 0.0019 | 288.2 | 8.0 | 249.7 | 2.5 | 526.0 | 65.0 | 249.7 | 2.5 |
| AC_1_23 | 828 | 0.7 | 0.1189 | 0.0054 | 0.0168 | 0.0003 | 0.2343 | 58.1669 | 0.9321 | 0.0519 | 0.0022 | 113.9 | 4.8 | 105.6 | 1.7 | 254.0 | 91.0 | 105.6 | 1.7 |
| AC_1_24 | 494 | 1.5 | 0.1680 | 0.0046 | 0.0231 | 0.0002 | 0.2120 | 42.1456 | 0.4350 | 0.0525 | 0.0014 | 157.3 | 4.0 | 145.2 | 1.5 | 272.0 | 58.0 | 145.2 | 1.5 |
| AC_1_25 | 161 | 0.8 | 0.1226 | 0.0052 | 0.0162 | 0.0003 | 0.1727 | 60.1093 | 0.9954 | 0.0541 | 0.0022 | 116.9 | 4.7 | 102.2 | 1.7 | 324.0 | 88.0 | 102.2 | 1.7 |
| AC_1_26 | 528 | 0.8 | 0.1406 | 0.0081 | 0.0159 | 0.0002 | 0.3876 | 61.1867 | 0.8404 | 0.0629 | 0.0033 | 132.9 | 7.1 | 100.4 | 1.4 | 630.0 | 110.0 | 100.4 | 1.4 |
| AC_1_27 | 398 | 1.3 | 0.1547 | 0.0042 | 0.0225 | 0.0002 | 0.0495 | 43.3830 | 0.4417 | 0.0499 | 0.0014 | 145.7 | 3.6 | 141.1 | 1.5 | 164.0 | 60.0 | 141.1 | 1.5 |
| AC_1_28 | 108 | 1.1 | 0.1594 | 0.0052 | 0.0233 | 0.0003 | 0.1216 | 41.7721 | 0.5875 | 0.0495 | 0.0017 | 150.7 | 4.8 | 146.5 | 2.1 | 149.0 | 72.0 | 146.5 | 2.1 |
| AC_1_29 | 284 | 0.9 | 0.1142 | 0.0036 | 0.0168 | 0.0002 | 0.1767 | 57.9965 | 0.6521 | 0.0493 | 0.0016 | 109.6 | 3.3 | 105.9 | 1.2 | 133.0 | 66.0 | 105.9 | 1.2 |
| AC_1_31 | 161 | 0.7 | 0.1282 | 0.0047 | 0.0181 | 0.0003 | 0.1437 | 53.7751 | 0.8556 | 0.0509 | 0.0019 | 122.2 | 4.2 | 114.1 | 1.9 | 195.0 | 79.0 | 114.1 | 1.9 |
| AC_1_32 | 202 | 1.1 | 0.1660 | 0.0064 | 0.0235 | 0.0003 | 0.0001 | 41.5268 | 0.4927 | 0.0511 | 0.0020 | 155.2 | 5.5 | 147.4 | 1.8 | 196.0 | 78.0 | 147.4 | 1.8 |
| AC_1_33 | 519 | 0.9 | 0.1196 | 0.0036 | 0.0167 | 0.0002 | 0.0042 | 58.3382 | 0.6250 | 0.0516 | 0.0016 | 114.4 | 3.2 | 105.3 | 1.1 | 242.0 | 68.0 | 105.3 | 1.1 |
| AC_1_34 | 366 | 0.8 | 0.1158 | 0.0031 | 0.0167 | 0.0003 | 0.1071 | 58.4761 | 0.9071 | 0.0504 | 0.0015 | 111.1 | 2.8 | 105.0 | 1.6 | 192.0 | 65.0 | 105.0 | 1.6 |
| AC_1_35 | 462 | 1.8 | 0.3515 | 0.0094 | 0.0473 | 0.0004 | 0.1572 | 20.6078 | 0.1907 | 0.0535 | 0.0014 | 304.4 | 7.0 | 293.5 | 2.7 | 324.0 | 60.0 | 293.5 | 2.7 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------|------|-----|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|--------|-------|------|-------|-----|-------|-------|-------|-----|
| AC_1_36 | 1405 | 0.6 | 0.1557 | 0.0049 | 0.0203 | 0.0002 | 0.2115 | 48.1517 | 0.4968 | 0.0555 | 0.0017 | 146.5 | 4.3 | 127.3 | 1.3 | 380.0 | 68.0 | 127.3 | 1.3 |
| AC_1_38 | 390 | 2.4 | 0.5198 | 0.0140 | 0.0658 | 0.0006 | 0.2440 | 14.8181 | 0.1322 | 0.0569 | 0.0015 | 422.6 | 9.5 | 404.5 | 3.6 | 446.0 | 57.0 | 404.5 | 3.6 |
| AC_1_39 | 107 | 1.4 | 0.1548 | 0.0055 | 0.0230 | 0.0003 | 0.1121 | 42.4346 | 0.5512 | 0.0491 | 0.0018 | 146.1 | 4.9 | 144.3 | 1.9 | 120.0 | 76.0 | 144.3 | 1.9 |
| AC_1_41 | 160 | 1.0 | 0.1369 | 0.0043 | 0.0197 | 0.0003 | 0.0251 | 49.3766 | 0.6468 | 0.0502 | 0.0017 | 130.4 | 3.9 | 124.2 | 1.6 | 176.0 | 71.0 | 124.2 | 1.6 |
| AC_1_43 | 321 | 1.0 | 0.1530 | 0.0046 | 0.0225 | 0.0002 | 0.1014 | 43.3450 | 0.4601 | 0.0492 | 0.0015 | 144.1 | 4.0 | 141.3 | 1.5 | 138.0 | 65.0 | 141.3 | 1.5 |
| AC_1_44 | 568 | 1.0 | 0.1085 | 0.0031 | 0.0163 | 0.0002 | 0.1426 | 59.7465 | 0.5827 | 0.0482 | 0.0014 | 104.7 | 2.9 | 102.7 | 1.0 | 90.0 | 61.0 | 102.7 | 1.0 |
| AC_1_46 | 179 | 1.6 | 0.1605 | 0.0049 | 0.0243 | 0.0003 | 0.0001 | 40.1786 | 0.4612 | 0.0474 | 0.0015 | 150.7 | 4.2 | 152.2 | 1.7 | 66.0 | 66.0 | 152.2 | 1.7 |
| AC_1_47 | 473 | 1.2 | 0.1102 | 0.0037 | 0.0161 | 0.0002 | 0.1809 | 60.4027 | 0.7073 | 0.0495 | 0.0017 | 105.8 | 3.3 | 101.7 | 1.2 | 137.0 | 68.0 | 101.7 | 1.2 |
| AC_1_48 | 786 | 1.2 | 0.1622 | 0.0045 | 0.0243 | 0.0003 | 0.1917 | 40.1786 | 0.4118 | 0.0482 | 0.0013 | 152.2 | 3.9 | 152.2 | 1.6 | 93.0 | 57.0 | 152.2 | 1.6 |
| AC_1_49 | 354 | 2.6 | 0.7890 | 0.0210 | 0.0946 | 0.0013 | 0.0410 | 10.3125 | 0.1411 | 0.0602 | 0.0017 | 587.1 | 12.0 | 573.3 | 7.5 | 580.0 | 62.0 | 573.3 | 7.5 |
| AC_1_50 | 520 | 0.6 | 0.1063 | 0.0035 | 0.0159 | 0.0002 | 0.0497 | 61.3383 | 0.7294 | 0.0483 | 0.0016 | 102.4 | 3.2 | 100.1 | 1.2 | 89.0 | 70.0 | 100.1 | 1.2 |
| AC_1_51 | 329 | 1.5 | 0.1489 | 0.0047 | 0.0219 | 0.0002 | 0.1698 | 44.5144 | 0.4852 | 0.0492 | 0.0015 | 140.5 | 4.1 | 137.6 | 1.5 | 130.0 | 65.0 | 137.6 | 1.5 |
| AC_1_52 | 189 | 1.0 | 0.1358 | 0.0053 | 0.0170 | 0.0002 | 0.0734 | 57.4913 | 0.6745 | 0.0580 | 0.0022 | 128.8 | 4.7 | 106.7 | 1.3 | 455.0 | 83.0 | 106.7 | 1.3 |
| AC_1_53 | 140 | 1.8 | 0.1634 | 0.0100 | 0.0203 | 0.0003 | 0.1575 | 48.1050 | 0.5903 | 0.0579 | 0.0036 | 152.1 | 8.8 | 127.4 | 1.6 | 410.0 | 120.0 | 127.4 | 1.6 |
| AC_1_54 | 119 | 1.6 | 0.1449 | 0.0053 | 0.0205 | 0.0003 | 0.0975 | 47.4820 | 0.6211 | 0.0511 | 0.0019 | 136.8 | 4.7 | 129.0 | 1.7 | 197.0 | 76.0 | 129.0 | 1.7 |
| AC_1_56 | 145 | 1.6 | 0.1782 | 0.0066 | 0.0226 | 0.0004 | 0.0001 | 43.0622 | 0.6622 | 0.0566 | 0.0023 | 165.9 | 5.6 | 142.1 | 2.2 | 434.0 | 89.0 | 142.1 | 2.2 |
| AC_1_57 | 254 | 1.5 | 0.1188 | 0.0043 | 0.0153 | 0.0002 | 0.0001 | 63.6247 | 0.8674 | 0.0562 | 0.0022 | 113.7 | 3.9 | 96.5 | 1.4 | 394.0 | 82.0 | 96.5 | 1.4 |
| AC_1_58 | 242 | 0.8 | 0.1293 | 0.0071 | 0.0149 | 0.0003 | 0.1840 | 65.6499 | 1.1873 | 0.0629 | 0.0035 | 123.0 | 6.3 | 93.6 | 1.7 | 630.0 | 120.0 | 93.6 | 1.7 |
| AC_1_59 | 172 | 1.5 | 0.1129 | 0.0042 | 0.0170 | 0.0003 | 0.1098 | 57.5247 | 0.9791 | 0.0481 | 0.0018 | 108.3 | 3.8 | 106.7 | 1.8 | 105.0 | 81.0 | 106.7 | 1.8 |
| AC_1_60 | 288 | 2.0 | 0.1524 | 0.0055 | 0.0223 | 0.0003 | 0.0090 | 43.6700 | 0.5837 | 0.0492 | 0.0019 | 143.5 | 4.8 | 140.4 | 2.0 | 134.0 | 79.0 | 140.4 | 2.0 |
| AC_1_61 | 568 | 1.0 | 0.1157 | 0.0042 | 0.0168 | 0.0003 | 0.0001 | 58.1327 | 0.8620 | 0.0502 | 0.0020 | 110.9 | 3.8 | 105.7 | 1.6 | 162.0 | 83.0 | 105.7 | 1.6 |
| AC_1_63 | 382 | 1.0 | 0.1157 | 0.0045 | 0.0163 | 0.0002 | 0.0601 | 59.9637 | 0.6237 | 0.0519 | 0.0021 | 110.8 | 4.0 | 102.4 | 1.1 | 228.0 | 82.0 | 102.4 | 1.1 |
| AC_1_64 | 398 | 1.6 | 0.1564 | 0.0047 | 0.0224 | 0.0002 | 0.1441 | 43.5548 | 0.4452 | 0.0507 | 0.0015 | 147.1 | 4.1 | 140.6 | 1.4 | 193.0 | 64.0 | 140.6 | 1.4 |
| AC_1_65 | 711 | 1.2 | 0.1513 | 0.0043 | 0.0221 | 0.0002 | 0.2206 | 44.1176 | 0.4568 | 0.0495 | 0.0014 | 142.7 | 3.8 | 138.8 | 1.5 | 147.0 | 59.0 | 138.8 | 1.5 |
| AC_1_67 | 200 | 1.4 | 0.1154 | 0.0043 | 0.0158 | 0.0002 | 0.1188 | 61.7592 | 0.7394 | 0.0527 | 0.0020 | 110.5 | 3.9 | 99.4 | 1.2 | 272.0 | 81.0 | 99.4 | 1.2 |
| AC_1_68 | 515 | 2.5 | 0.1606 | 0.0053 | 0.0225 | 0.0003 | 0.2959 | 43.2503 | 0.4771 | 0.0512 | 0.0016 | 150.7 | 4.6 | 141.6 | 1.6 | 244.0 | 69.0 | 141.6 | 1.6 |
| AC_1_69 | 96 | 1.3 | 0.1932 | 0.0077 | 0.0234 | 0.0004 | 0.2067 | 41.6316 | 0.6366 | 0.0598 | 0.0024 | 179.2 | 6.6 | 147.0 | 2.3 | 526.0 | 82.0 | 147.0 | 2.3 |
| AC_1_70 | 453 | 1.7 | 0.1341 | 0.0045 | 0.0194 | 0.0002 | 0.1805 | 50.2283 | 0.5148 | 0.0500 | 0.0017 | 127.4 | 4.0 | 122.1 | 1.2 | 157.0 | 71.0 | 122.1 | 1.2 |
| AC_1_71 | 66 | 1.2 | 0.1622 | 0.0070 | 0.0241 | 0.0004 | 0.0001 | 40.5239 | 0.6032 | 0.0492 | 0.0024 | 151.7 | 6.1 | 151.0 | 2.3 | 97.0 | 93.0 | 151.0 | 2.3 |
| AC_1_73 | 1107 | 0.8 | 0.1290 | 0.0037 | 0.0180 | 0.0002 | 0.1207 | 54.1279 | 0.7174 | 0.0513 | 0.0015 | 122.9 | 3.3 | 113.3 | 1.5 | 236.0 | 65.0 | 113.3 | 1.5 |
| AC_1_74 | 157 | 1.2 | 0.1538 | 0.0055 | 0.0229 | 0.0003 | 0.1572 | 42.5258 | 0.4613 | 0.0484 | 0.0017 | 144.7 | 4.8 | 143.9 | 1.6 | 91.0 | 72.0 | 143.9 | 1.6 |
| AC_1_75 | 389 | 1.4 | 0.1555 | 0.0050 | 0.0225 | 0.0002 | 0.0303 | 43.2503 | 0.4581 | 0.0500 | 0.0017 | 146.3 | 4.4 | 141.6 | 1.5 | 156.0 | 69.0 | 141.6 | 1.5 |
| AC_1_76 | 443 | 1.8 | 0.1679 | 0.0063 | 0.0229 | 0.0003 | 0.1667 | 42.6540 | 0.5383 | 0.0531 | 0.0020 | 156.9 | 5.4 | 143.5 | 1.9 | 281.0 | 76.0 | 143.5 | 1.9 |
| AC_1_77 | 255 | 2.0 | 0.1581 | 0.0058 | 0.0226 | 0.0003 | 0.1242 | 43.1937 | 0.5140 | 0.0507 | 0.0019 | 148.4 | 5.1 | 141.7 | 1.7 | 182.0 | 76.0 | 141.7 | 1.7 |
| AC_1_78 | 328 | 1.9 | 0.1518 | 0.0049 | 0.0222 | 0.0002 | 0.0555 | 44.0196 | 0.4745 | 0.0496 | 0.0016 | 143.0 | 4.3 | 139.0 | 1.5 | 143.0 | 68.0 | 139.0 | 1.5 |
| AC_1_79 | 241 | 1.0 | 0.1455 | 0.0056 | 0.0191 | 0.0002 | 0.1786 | 51.1100 | 0.6397 | 0.0547 | 0.0021 | 137.6 | 4.9 | 120.0 | 1.5 | 356.0 | 81.0 | 120.0 | 1.5 |
| AC_1_80 | 188 | 1.6 | 0.1711 | 0.0054 | 0.0219 | 0.0003 | 0.0996 | 44.4944 | 0.5252 | 0.0563 | 0.0018 | 159.8 | 4.7 | 137.7 | 1.7 | 411.0 | 70.0 | 137.7 | 1.7 |
| AC_1_82 | 533 | 1.0 | 0.1716 | 0.0056 | 0.0249 | 0.0003 | 0.1912 | 39.2235 | 0.4238 | 0.0498 | 0.0016 | 160.2 | 4.9 | 155.9 | 1.7 | 153.0 | 68.0 | 155.9 | 1.7 |
| AC_1_83 | 346 | 1.1 | 0.1178 | 0.0039 | 0.0175 | 0.0002 | 0.2336 | 55.6805 | 0.5694 | 0.0485 | 0.0015 | 112.8 | 3.5 | 110.2 | 1.2 | 105.0 | 67.0 | 110.2 | 1.2 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|----------|-----|-----|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|--------|-------|------|-------|-----|-------|-------|-------|-----|
| AC_1_84 | 450 | 1.7 | 0.1650 | 0.0059 | 0.0225 | 0.0002 | 0.0976 | 43.3071 | 0.4593 | 0.0530 | 0.0019 | 154.4 | 5.1 | 141.4 | 1.5 | 281.0 | 77.0 | 141.4 | 1.5 |
| AC_1_85 | 575 | 1.1 | 0.1414 | 0.0046 | 0.0191 | 0.0002 | 0.2169 | 50.9259 | 0.5557 | 0.0534 | 0.0017 | 133.8 | 4.1 | 120.4 | 1.3 | 298.0 | 68.0 | 120.4 | 1.3 |
| AC_1_86 | 446 | 1.1 | 0.1541 | 0.0047 | 0.0226 | 0.0002 | 0.1524 | 43.0997 | 0.4359 | 0.0492 | 0.0015 | 145.1 | 4.2 | 142.0 | 1.4 | 130.0 | 63.0 | 142.0 | 1.4 |
| AC_1_87 | 202 | 2.1 | 0.1536 | 0.0056 | 0.0224 | 0.0003 | 0.0576 | 43.5739 | 0.6393 | 0.0497 | 0.0019 | 144.7 | 4.9 | 140.5 | 2.1 | 152.0 | 80.0 | 140.5 | 2.1 |
| AC_1_89 | 199 | 1.7 | 0.1669 | 0.0056 | 0.0231 | 0.0003 | 0.0410 | 42.2355 | 0.6188 | 0.0522 | 0.0019 | 156.7 | 5.0 | 145.0 | 2.1 | 264.0 | 78.0 | 145.0 | 2.1 |
| AC_1_90 | 311 | 1.6 | 0.1493 | 0.0048 | 0.0223 | 0.0003 | 0.0905 | 43.6508 | 0.5638 | 0.0486 | 0.0016 | 141.4 | 4.3 | 140.3 | 1.9 | 108.0 | 68.0 | 140.3 | 1.9 |
| AC_1_91 | 582 | 1.2 | 0.1834 | 0.0055 | 0.0240 | 0.0003 | 0.0882 | 40.6905 | 0.4899 | 0.0556 | 0.0018 | 170.6 | 4.7 | 150.3 | 1.9 | 408.0 | 70.0 | 150.3 | 1.9 |
| AC_1_92 | 246 | 1.4 | 0.1396 | 0.0100 | 0.0172 | 0.0003 | 0.2222 | 56.7335 | 0.8539 | 0.0586 | 0.0042 | 131.7 | 8.9 | 108.2 | 1.6 | 460.0 | 130.0 | 108.2 | 1.6 |
| AC_1_93 | 250 | 1.5 | 0.1594 | 0.0051 | 0.0234 | 0.0003 | 0.1400 | 41.6667 | 0.4783 | 0.0492 | 0.0016 | 149.6 | 4.5 | 146.8 | 1.7 | 130.0 | 67.0 | 146.8 | 1.7 |
| AC_1_95 | 179 | 1.7 | 0.1609 | 0.0058 | 0.0238 | 0.0003 | 0.0001 | 40.9599 | 0.4964 | 0.0487 | 0.0018 | 150.9 | 5.0 | 149.4 | 1.8 | 118.0 | 78.0 | 149.4 | 1.8 |
| AC_1_96 | 231 | 1.4 | 0.1629 | 0.0052 | 0.0235 | 0.0002 | 0.1297 | 41.4920 | 0.4216 | 0.0500 | 0.0016 | 152.7 | 4.5 | 147.5 | 1.5 | 161.0 | 67.0 | 147.5 | 1.5 |
| AC_1_97 | 235 | 1.0 | 0.1584 | 0.0049 | 0.0239 | 0.0003 | 0.0001 | 40.7575 | 0.4576 | 0.0481 | 0.0016 | 148.8 | 4.2 | 150.1 | 1.7 | 81.0 | 66.0 | 150.1 | 1.7 |
| AC_1_98 | 612 | 0.8 | 0.1777 | 0.0054 | 0.0231 | 0.0002 | 0.3517 | 42.1635 | 0.3990 | 0.0553 | 0.0015 | 165.5 | 4.7 | 145.1 | 1.4 | 384.0 | 60.0 | 145.1 | 1.4 |
| AC_1_99 | 245 | 1.8 | 0.1513 | 0.0051 | 0.0225 | 0.0003 | 0.0334 | 43.3640 | 0.4797 | 0.0486 | 0.0017 | 142.6 | 4.5 | 141.2 | 1.6 | 102.0 | 72.0 | 141.2 | 1.6 |
| AC_1_100 | 426 | 1.0 | 0.1115 | 0.0036 | 0.0166 | 0.0002 | 0.1194 | 58.5799 | 0.6652 | 0.0482 | 0.0015 | 107.0 | 3.3 | 104.8 | 1.2 | 104.0 | 68.0 | 104.8 | 1.2 |
| AC_1_101 | 96 | 1.8 | 0.1839 | 0.0083 | 0.0254 | 0.0004 | 0.0415 | 38.3721 | 0.5859 | 0.0524 | 0.0024 | 170.3 | 7.0 | 159.3 | 2.4 | 241.0 | 95.0 | 159.3 | 2.4 |
| AC_1_102 | 219 | 1.4 | 0.1070 | 0.0041 | 0.0162 | 0.0002 | 0.0529 | 60.0728 | 0.8100 | 0.0481 | 0.0019 | 102.9 | 3.8 | 102.3 | 1.4 | 77.0 | 80.0 | 102.3 | 1.4 |
| AC_1_103 | 51 | 1.6 | 0.1782 | 0.0170 | 0.0237 | 0.0007 | 0.2219 | 41.1985 | 1.2296 | 0.0562 | 0.0053 | 168.3 | 15.0 | 148.5 | 4.5 | 350.0 | 190.0 | 148.5 | 4.5 |
| AC_1_105 | 142 | 0.8 | 0.2204 | 0.0097 | 0.0280 | 0.0003 | 0.2566 | 34.8346 | 0.4210 | 0.0567 | 0.0024 | 200.8 | 7.9 | 175.2 | 2.1 | 419.0 | 90.0 | 175.2 | 2.1 |
| AC_1_107 | 160 | 1.1 | 0.1192 | 0.0046 | 0.0174 | 0.0002 | 0.0534 | 56.1862 | 0.7408 | 0.0499 | 0.0020 | 113.9 | 4.1 | 109.2 | 1.5 | 153.0 | 83.0 | 109.2 | 1.5 |
| AC_1_108 | 502 | 1.1 | 0.1614 | 0.0048 | 0.0226 | 0.0002 | 0.1500 | 43.0997 | 0.4549 | 0.0517 | 0.0016 | 151.4 | 4.2 | 142.0 | 1.5 | 232.0 | 64.0 | 142.0 | 1.5 |

| Muestra Zr-AC-3 - Sección superior de la Formación Diamante en el arroyo Colorado | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|-------|------|--------------------------------------|--------|--------------------------------------|--------|------------|--------------------------------------|--------|---------------------------------------|---------------------|---|-------|---|-------|--------|---|-------------|-------|
| Zr-AC-3 | | | Relaciones radiogénicas | | | | | | | | Edad Isotópica (Ma) | | | | | | Edad Recomendada | | |
| Sample Name | U ppm | U/Th | ²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U | 2σ | ²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U | 2σ | Corr. Coef | ²³⁸ U / ²⁰⁶ Pb | 2σ | ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb | 2σ | ²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U Ma | 2σ Ma | ²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U Ma | 2σ Ma | 2σ Ma | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Ma | Best Age Ma | 2σ Ma |
| AC_2_1 | 545 | 3.0 | 0.8752 | 0.0240 | 0.1028 | 0.0010 | 0.1761 | 9.4828 | 0.0917 | 0.0615 | 0.0017 | 633.6 | 13.0 | 620.8 | 6.0 | 612.0 | 58.0 | 620.8 | 6.0 |
| AC_2_2 | 469 | 1.4 | 0.5990 | 0.0180 | 0.0746 | 0.0008 | 0.1759 | 13.0762 | 0.1308 | 0.0579 | 0.0017 | 473.2 | 11.0 | 456.4 | 4.5 | 474.0 | 64.0 | 456.4 | 4.5 |
| AC_2_3 | 263 | 1.2 | 0.1811 | 0.0052 | 0.0249 | 0.0003 | 0.1666 | 39.2390 | 0.4399 | 0.0526 | 0.0015 | 168.5 | 4.5 | 155.8 | 1.7 | 276.0 | 63.0 | 155.8 | 1.7 |
| AC_2_4 | 247 | 1.3 | 0.5980 | 0.0180 | 0.0765 | 0.0011 | 0.3210 | 12.7413 | 0.1822 | 0.0563 | 0.0017 | 472.2 | 12.0 | 467.8 | 6.6 | 415.0 | 63.0 | 467.8 | 6.6 |
| AC_2_5 | 187 | 1.2 | 0.1820 | 0.0066 | 0.0243 | 0.0003 | 0.0001 | 40.1623 | 0.4608 | 0.0542 | 0.0021 | 169.0 | 5.6 | 152.3 | 1.8 | 324.0 | 80.0 | 152.3 | 1.8 |
| AC_2_6 | 145 | 1.1 | 0.5148 | 0.0190 | 0.0574 | 0.0009 | 0.2924 | 16.9899 | 0.2739 | 0.0646 | 0.0023 | 417.8 | 13.0 | 354.1 | 5.7 | 696.0 | 75.0 | 354.1 | 5.7 |
| AC_2_7 | 217 | 1.8 | 0.3336 | 0.0120 | 0.0451 | 0.0006 | 0.1405 | 21.6393 | 0.2962 | 0.0534 | 0.0019 | 290.5 | 9.0 | 279.7 | 3.8 | 297.0 | 78.0 | 279.7 | 3.8 |
| AC_2_8 | 183 | 2.0 | 0.6019 | 0.0190 | 0.0764 | 0.0009 | 0.2716 | 12.7709 | 0.1531 | 0.0568 | 0.0018 | 474.2 | 12.0 | 466.9 | 5.5 | 429.0 | 66.0 | 466.9 | 5.5 |
| AC_2_9 | 55 | 4.5 | 0.8276 | 0.0240 | 0.0989 | 0.0010 | 0.0229 | 9.8606 | 0.0992 | 0.0607 | 0.0019 | 608.9 | 14.0 | 598.2 | 6.0 | 570.0 | 66.0 | 598.2 | 6.0 |
| AC_2_10 | 251 | 1.6 | 1.5513 | 0.0480 | 0.1565 | 0.0018 | 0.1192 | 6.2303 | 0.0713 | 0.0711 | 0.0022 | 942.5 | 19.0 | 922.0 | 9.9 | 918.0 | 63.0 | 922.0 | 9.9 |
| AC_2_11 | 483 | 2.4 | 0.4663 | 0.0130 | 0.0607 | 0.0008 | 0.0917 | 16.0740 | 0.2004 | 0.0549 | 0.0016 | 386.9 | 9.1 | 373.7 | 4.6 | 378.0 | 65.0 | 373.7 | 4.6 |
| AC_2_12 | 361 | 2.1 | 0.7465 | 0.0180 | 0.0898 | 0.0009 | 0.0988 | 10.8564 | 0.1058 | 0.0599 | 0.0015 | 564.3 | 11.0 | 545.8 | 5.2 | 573.0 | 54.0 | 545.8 | 5.2 |
| AC_2_13 | 532 | 1.8 | 0.4762 | 0.0140 | 0.0598 | 0.0011 | 0.3371 | 16.3097 | 0.2985 | 0.0574 | 0.0017 | 392.7 | 9.7 | 368.6 | 6.7 | 466.0 | 62.0 | 368.6 | 6.7 |
| AC_2_14 | 771 | 2.4 | 1.7276 | 0.0600 | 0.1704 | 0.0023 | 0.0741 | 5.7225 | 0.0768 | 0.0730 | 0.0026 | 1008.8 | 22.0 | 997.4 | 13.0 | 968.0 | 72.0 | 997.4 | 13.0 |
| AC_2_15 | 179 | 1.2 | 0.0996 | 0.0037 | 0.0146 | 0.0002 | 0.2983 | 66.6667 | 0.8616 | 0.0491 | 0.0018 | 96.1 | 3.4 | 92.2 | 1.2 | 119.0 | 77.0 | 92.2 | 1.2 |
| AC_2_16 | 193 | 1.6 | 0.3445 | 0.0230 | 0.0474 | 0.0014 | 0.3157 | 20.5821 | 0.6051 | 0.0536 | 0.0034 | 299.0 | 17.0 | 293.6 | 8.8 | 310.0 | 140.0 | 293.6 | 8.8 |
| AC_2_17 | 162 | 2.3 | 2.3057 | 0.0690 | 0.2025 | 0.0023 | 0.2499 | 4.8152 | 0.0544 | 0.0817 | 0.0024 | 1199.9 | 21.0 | 1169.1 | 13.0 | 1201.0 | 56.0 | 1169.1 | 13.0 |
| AC_2_18 | 375 | 2.4 | 0.1098 | 0.0036 | 0.0152 | 0.0002 | 0.2628 | 64.1192 | 0.6712 | 0.0521 | 0.0016 | 105.5 | 3.2 | 95.9 | 1.0 | 256.0 | 67.0 | 95.9 | 1.0 |
| AC_2_19 | 823 | 3.6 | 1.3622 | 0.0440 | 0.1377 | 0.0020 | 0.1576 | 7.0815 | 0.1023 | 0.0713 | 0.0024 | 864.3 | 19.0 | 817.9 | 11.0 | 917.0 | 67.0 | 817.9 | 11.0 |
| AC_2_20 | 335 | 1.0 | 1.5781 | 0.0460 | 0.1534 | 0.0021 | 0.3111 | 6.3584 | 0.0866 | 0.0736 | 0.0020 | 953.4 | 18.0 | 905.2 | 12.0 | 999.0 | 55.0 | 905.2 | 12.0 |
| AC_2_21 | 360 | 0.9 | 0.2111 | 0.0075 | 0.0285 | 0.0004 | 0.1010 | 34.1733 | 0.4885 | 0.0531 | 0.0020 | 193.6 | 6.2 | 178.6 | 2.6 | 284.0 | 77.0 | 178.6 | 2.6 |
| AC_2_22 | 199 | 1.7 | 0.3693 | 0.0140 | 0.0496 | 0.0006 | 0.3608 | 19.6429 | 0.2441 | 0.0533 | 0.0018 | 316.8 | 10.0 | 307.5 | 3.8 | 320.0 | 78.0 | 307.5 | 3.8 |
| AC_2_23 | 401 | 1.1 | 0.3891 | 0.0120 | 0.0493 | 0.0007 | 0.4357 | 19.7723 | 0.2752 | 0.0567 | 0.0016 | 331.9 | 8.8 | 305.5 | 4.3 | 434.0 | 61.0 | 305.5 | 4.3 |
| AC_2_24 | 309 | 1.6 | 0.5861 | 0.0150 | 0.0737 | 0.0008 | 0.1128 | 13.2335 | 0.1447 | 0.0573 | 0.0015 | 465.8 | 9.7 | 451.2 | 4.8 | 462.0 | 59.0 | 451.2 | 4.8 |
| AC_2_25 | 456 | 1.6 | 0.3196 | 0.0095 | 0.0435 | 0.0005 | 0.1489 | 22.4337 | 0.2619 | 0.0530 | 0.0016 | 280.1 | 7.3 | 270.0 | 3.2 | 286.0 | 64.0 | 270.0 | 3.2 |
| AC_2_26 | 256 | 1.2 | 0.1226 | 0.0045 | 0.0172 | 0.0002 | 0.2802 | 56.5391 | 0.7828 | 0.0511 | 0.0018 | 117.0 | 4.0 | 108.6 | 1.5 | 212.0 | 75.0 | 108.6 | 1.5 |
| AC_2_27 | 212 | 0.8 | 0.5178 | 0.0250 | 0.0619 | 0.0009 | 0.2536 | 15.7443 | 0.2276 | 0.0602 | 0.0028 | 419.8 | 16.0 | 381.4 | 5.5 | 540.0 | 98.0 | 381.4 | 5.5 |
| AC_2_28 | 345 | 1.3 | 0.3168 | 0.0100 | 0.0433 | 0.0005 | 0.2780 | 22.5256 | 0.2485 | 0.0525 | 0.0016 | 277.6 | 7.6 | 268.9 | 3.0 | 268.0 | 65.0 | 268.9 | 3.0 |
| AC_2_29 | 238 | 0.5 | 0.2076 | 0.0078 | 0.0269 | 0.0003 | 0.0154 | 36.2505 | 0.4156 | 0.0559 | 0.0022 | 190.5 | 6.5 | 168.5 | 2.0 | 380.0 | 82.0 | 168.5 | 2.0 |
| AC_2_30 | 335 | 1.9 | 0.4435 | 0.0130 | 0.0564 | 0.0006 | 0.3422 | 17.2835 | 0.1920 | 0.0562 | 0.0015 | 370.8 | 9.2 | 348.3 | 3.8 | 422.0 | 60.0 | 348.3 | 3.8 |
| AC_2_32 | 146 | 0.6 | 0.2014 | 0.0060 | 0.0288 | 0.0003 | 0.2129 | 33.8693 | 0.3394 | 0.0504 | 0.0015 | 185.6 | 5.0 | 180.2 | 1.8 | 189.0 | 63.0 | 180.2 | 1.8 |
| AC_2_33 | 429 | 1.6 | 0.3485 | 0.0110 | 0.0463 | 0.0006 | 0.0271 | 21.0683 | 0.2536 | 0.0541 | 0.0018 | 302.0 | 8.3 | 287.2 | 3.4 | 336.0 | 73.0 | 287.2 | 3.4 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------|------|-----|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|--------|-------|------|-------|------|--------|-------|-------|------|
| AC_2_34 | 650 | 3.3 | 1.1326 | 0.0470 | 0.1226 | 0.0018 | 0.0001 | 7.9518 | 0.1161 | 0.0668 | 0.0030 | 761.3 | 22.0 | 733.5 | 11.0 | 774.0 | 92.0 | 733.5 | 11.0 |
| AC_2_35 | 262 | 2.3 | 0.4950 | 0.0130 | 0.0610 | 0.0007 | 0.1551 | 15.9832 | 0.1772 | 0.0582 | 0.0016 | 407.7 | 9.0 | 375.9 | 4.1 | 501.0 | 59.0 | 375.9 | 4.1 |
| AC_2_36 | 105 | 1.4 | 0.5504 | 0.0200 | 0.0580 | 0.0007 | 0.2164 | 16.8139 | 0.1961 | 0.0681 | 0.0024 | 440.6 | 13.0 | 357.7 | 4.2 | 800.0 | 73.0 | 357.7 | 4.2 |
| AC_2_37 | 245 | 1.2 | 0.2139 | 0.0069 | 0.0263 | 0.0004 | 0.0001 | 37.1064 | 0.4917 | 0.0587 | 0.0021 | 196.0 | 5.7 | 164.6 | 2.2 | 503.0 | 77.0 | 164.6 | 2.2 |
| AC_2_38 | 293 | 0.7 | 0.2050 | 0.0074 | 0.0285 | 0.0004 | 0.2437 | 34.2442 | 0.4188 | 0.0519 | 0.0018 | 189.2 | 6.3 | 178.2 | 2.2 | 247.0 | 73.0 | 178.2 | 2.2 |
| AC_2_39 | 649 | 2.1 | 0.5643 | 0.0140 | 0.0741 | 0.0007 | 0.0877 | 13.1614 | 0.1273 | 0.0547 | 0.0014 | 451.8 | 8.8 | 453.5 | 4.3 | 365.0 | 55.0 | 453.5 | 4.3 |
| AC_2_40 | 392 | 1.8 | 0.3281 | 0.0097 | 0.0457 | 0.0005 | 0.1602 | 21.3408 | 0.2184 | 0.0515 | 0.0015 | 287.4 | 7.5 | 283.6 | 2.9 | 232.0 | 64.0 | 283.6 | 2.9 |
| AC_2_41 | 128 | 1.1 | 1.6474 | 0.0460 | 0.1641 | 0.0019 | 0.4570 | 5.9424 | 0.0685 | 0.0719 | 0.0018 | 978.1 | 18.0 | 963.4 | 10.0 | 950.0 | 52.0 | 963.4 | 10.0 |
| AC_2_42 | 283 | 1.0 | 0.4287 | 0.0130 | 0.0573 | 0.0006 | 0.1065 | 17.0132 | 0.1772 | 0.0535 | 0.0016 | 360.3 | 8.9 | 353.7 | 3.6 | 310.0 | 65.0 | 353.7 | 3.6 |
| AC_2_43 | 416 | 1.3 | 0.6019 | 0.0200 | 0.0728 | 0.0009 | 0.1522 | 13.3892 | 0.1591 | 0.0592 | 0.0019 | 474.2 | 12.0 | 446.1 | 5.2 | 516.0 | 69.0 | 446.1 | 5.2 |
| AC_2_44 | 304 | 1.0 | 0.2245 | 0.0066 | 0.0324 | 0.0004 | 0.2160 | 30.0729 | 0.3691 | 0.0496 | 0.0014 | 204.9 | 5.4 | 202.6 | 2.5 | 152.0 | 61.0 | 202.6 | 2.5 |
| AC_2_45 | 440 | 1.5 | 0.4782 | 0.0170 | 0.0616 | 0.0007 | 0.2664 | 15.8400 | 0.1741 | 0.0555 | 0.0018 | 393.0 | 11.0 | 379.1 | 4.1 | 375.0 | 72.0 | 379.1 | 4.1 |
| AC_2_46 | 355 | 1.4 | 0.3223 | 0.0093 | 0.0454 | 0.0005 | 0.1961 | 21.4564 | 0.2349 | 0.0508 | 0.0014 | 282.2 | 7.1 | 282.0 | 3.1 | 201.0 | 60.0 | 282.0 | 3.1 |
| AC_2_47 | 538 | 0.7 | 0.2843 | 0.0088 | 0.0404 | 0.0005 | 0.2103 | 24.1346 | 0.3090 | 0.0502 | 0.0016 | 252.9 | 6.9 | 251.4 | 3.2 | 176.0 | 66.0 | 251.4 | 3.2 |
| AC_2_48 | 129 | 0.5 | 0.2792 | 0.0160 | 0.0374 | 0.0007 | 0.1285 | 26.0870 | 0.4860 | 0.0536 | 0.0030 | 248.5 | 12.0 | 233.0 | 4.3 | 290.0 | 120.0 | 233.0 | 4.3 |
| AC_2_49 | 263 | 1.2 | 0.2633 | 0.0120 | 0.0309 | 0.0009 | 0.1908 | 31.5488 | 0.9444 | 0.0621 | 0.0031 | 237.6 | 10.0 | 193.2 | 5.8 | 600.0 | 110.0 | 193.2 | 5.8 |
| AC_2_50 | 353 | 3.1 | 0.6910 | 0.0310 | 0.0845 | 0.0012 | 0.3246 | 11.5385 | 0.1630 | 0.0579 | 0.0024 | 528.7 | 18.0 | 515.0 | 7.3 | 472.0 | 90.0 | 515.0 | 7.3 |
| AC_2_51 | 664 | 0.7 | 0.2065 | 0.0086 | 0.0278 | 0.0005 | 0.0902 | 35.1313 | 0.5919 | 0.0532 | 0.0023 | 189.9 | 7.2 | 173.9 | 2.9 | 290.0 | 93.0 | 173.9 | 2.9 |
| AC_2_52 | 752 | 1.5 | 0.6980 | 0.0210 | 0.0852 | 0.0011 | 0.1197 | 11.4451 | 0.1470 | 0.0587 | 0.0018 | 532.6 | 12.0 | 518.7 | 6.3 | 498.0 | 66.0 | 518.7 | 6.3 |
| AC_2_53 | 836 | 1.2 | 0.1138 | 0.0038 | 0.0152 | 0.0002 | 0.3631 | 64.2023 | 0.8832 | 0.0533 | 0.0016 | 109.1 | 3.4 | 95.7 | 1.4 | 304.0 | 65.0 | 95.7 | 1.4 |
| AC_2_54 | 227 | 1.4 | 0.4811 | 0.0180 | 0.0582 | 0.0007 | 0.2663 | 16.7655 | 0.1893 | 0.0591 | 0.0021 | 397.0 | 12.0 | 358.8 | 4.0 | 516.0 | 76.0 | 358.8 | 4.0 |
| AC_2_55 | 1616 | 1.1 | 0.1215 | 0.0033 | 0.0163 | 0.0002 | 0.0974 | 59.6745 | 0.7993 | 0.0534 | 0.0015 | 116.1 | 3.0 | 102.9 | 1.4 | 311.0 | 63.0 | 102.9 | 1.4 |
| AC_2_56 | 254 | 1.4 | 0.6920 | 0.0270 | 0.0841 | 0.0011 | 0.4824 | 11.5925 | 0.1508 | 0.0586 | 0.0020 | 529.7 | 16.0 | 512.5 | 6.8 | 513.0 | 75.0 | 512.5 | 6.8 |
| AC_2_57 | 949 | 2.1 | 0.3307 | 0.0100 | 0.0461 | 0.0005 | 0.1245 | 21.1448 | 0.2418 | 0.0513 | 0.0016 | 288.3 | 7.6 | 286.1 | 3.2 | 216.0 | 65.0 | 286.1 | 3.2 |
| AC_2_58 | 615 | 2.3 | 0.5009 | 0.0160 | 0.0655 | 0.0008 | 0.0260 | 14.8872 | 0.1719 | 0.0546 | 0.0018 | 409.9 | 11.0 | 402.6 | 4.6 | 357.0 | 70.0 | 402.6 | 4.6 |
| AC_2_59 | 420 | 1.0 | 0.4396 | 0.0120 | 0.0600 | 0.0006 | 0.2512 | 16.2588 | 0.1699 | 0.0523 | 0.0013 | 368.1 | 8.2 | 369.7 | 3.8 | 265.0 | 56.0 | 369.7 | 3.8 |
| AC_2_60 | 735 | 1.7 | 0.3433 | 0.0079 | 0.0476 | 0.0004 | 0.0929 | 20.4969 | 0.1886 | 0.0517 | 0.0012 | 298.6 | 5.9 | 295.0 | 2.7 | 245.0 | 51.0 | 295.0 | 2.7 |
| AC_2_61 | 340 | 1.4 | 0.1877 | 0.0049 | 0.0282 | 0.0003 | 0.0165 | 34.5188 | 0.3769 | 0.0477 | 0.0013 | 174.1 | 4.2 | 176.9 | 2.0 | 71.0 | 58.0 | 176.9 | 2.0 |
| AC_2_62 | 200 | 0.6 | 0.7009 | 0.0260 | 0.0842 | 0.0013 | 0.2064 | 11.5790 | 0.1778 | 0.0591 | 0.0021 | 535.6 | 15.0 | 514.2 | 7.9 | 539.0 | 78.0 | 514.2 | 7.9 |
| AC_2_63 | 100 | 2.5 | 1.5880 | 0.0390 | 0.1598 | 0.0019 | 0.1768 | 6.1036 | 0.0722 | 0.0713 | 0.0018 | 958.3 | 15.0 | 939.2 | 11.0 | 936.0 | 52.0 | 939.2 | 11.0 |
| AC_2_64 | 953 | 1.1 | 0.7633 | 0.0310 | 0.0755 | 0.0015 | 0.0451 | 12.9074 | 0.2550 | 0.0733 | 0.0031 | 572.2 | 17.0 | 461.9 | 8.7 | 981.0 | 86.0 | 461.9 | 8.7 |
| AC_2_65 | 384 | 1.2 | 0.1356 | 0.0043 | 0.0202 | 0.0002 | 0.0001 | 48.2691 | 0.5705 | 0.0482 | 0.0016 | 128.8 | 3.8 | 127.0 | 1.5 | 87.0 | 69.0 | 127.0 | 1.5 |
| AC_2_66 | 162 | 1.2 | 0.4554 | 0.0130 | 0.0615 | 0.0006 | 0.0394 | 15.8603 | 0.1514 | 0.0533 | 0.0016 | 378.8 | 9.3 | 378.7 | 3.6 | 297.0 | 65.0 | 378.7 | 3.6 |
| AC_2_67 | 246 | 1.1 | 1.5781 | 0.0560 | 0.1495 | 0.0020 | 0.2396 | 6.5217 | 0.0868 | 0.0757 | 0.0026 | 952.4 | 22.0 | 883.9 | 11.0 | 1047.0 | 70.0 | 883.9 | 11.0 |
| AC_2_69 | 754 | 1.7 | 0.3713 | 0.0130 | 0.0485 | 0.0005 | 0.0971 | 20.1097 | 0.2022 | 0.0549 | 0.0019 | 318.6 | 9.5 | 300.6 | 3.0 | 352.0 | 75.0 | 300.6 | 3.0 |
| AC_2_70 | 592 | 1.0 | 0.3594 | 0.0130 | 0.0470 | 0.0006 | 0.1016 | 20.7591 | 0.2682 | 0.0548 | 0.0020 | 310.0 | 9.6 | 291.4 | 3.7 | 361.0 | 79.0 | 291.4 | 3.7 |
| AC_2_71 | 405 | 0.8 | 0.2985 | 0.0080 | 0.0413 | 0.0005 | 0.0217 | 23.6333 | 0.2621 | 0.0521 | 0.0015 | 264.2 | 6.2 | 256.6 | 2.8 | 254.0 | 62.0 | 256.6 | 2.8 |
| AC_2_72 | 479 | 1.3 | 0.5851 | 0.0210 | 0.0719 | 0.0009 | 0.0001 | 13.5542 | 0.1650 | 0.0585 | 0.0022 | 463.3 | 13.0 | 441.5 | 5.5 | 484.0 | 82.0 | 441.5 | 5.5 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|----------|------|------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|--------|--------|------|--------|------|--------|-------|--------|------|
| AC_2_73 | 231 | 1.6 | 0.7682 | 0.0330 | 0.0880 | 0.0013 | 0.1505 | 11.0862 | 0.1630 | 0.0630 | 0.0026 | 576.2 | 19.0 | 534.8 | 7.9 | 659.0 | 91.0 | 534.8 | 7.9 |
| AC_2_74 | 1007 | 2.1 | 1.2217 | 0.0360 | 0.1120 | 0.0023 | 0.2209 | 8.7071 | 0.1779 | 0.0791 | 0.0024 | 804.9 | 16.0 | 673.3 | 13.0 | 1146.0 | 61.0 | 673.3 | 13.0 |
| AC_2_75 | 442 | 1.3 | 0.3575 | 0.0095 | 0.0487 | 0.0005 | 0.0729 | 20.0324 | 0.1842 | 0.0533 | 0.0015 | 309.7 | 7.2 | 301.7 | 2.8 | 303.0 | 60.0 | 301.7 | 2.8 |
| AC_2_76 | 219 | 1.3 | 0.6554 | 0.0210 | 0.0738 | 0.0009 | 0.0001 | 13.2088 | 0.1531 | 0.0642 | 0.0024 | 507.9 | 13.0 | 451.9 | 5.1 | 693.0 | 76.0 | 451.9 | 5.1 |
| AC_2_77 | 482 | 1.7 | 1.7493 | 0.0550 | 0.1627 | 0.0020 | 0.3504 | 5.9927 | 0.0733 | 0.0772 | 0.0023 | 1015.7 | 20.0 | 955.7 | 11.0 | 1086.0 | 58.0 | 955.7 | 11.0 |
| AC_2_78 | 133 | 1.0 | 0.3703 | 0.0100 | 0.0483 | 0.0006 | 0.0397 | 20.2082 | 0.2333 | 0.0555 | 0.0016 | 318.4 | 7.4 | 299.1 | 3.5 | 390.0 | 63.0 | 299.1 | 3.5 |
| AC_2_79 | 896 | 49.2 | 1.9751 | 0.0530 | 0.1786 | 0.0019 | 0.2232 | 5.4606 | 0.0578 | 0.0795 | 0.0021 | 1095.9 | 18.0 | 1042.0 | 11.0 | 1150.0 | 53.0 | 1042.0 | 11.0 |
| AC_2_80 | 1168 | 18.2 | 0.7158 | 0.0210 | 0.0874 | 0.0009 | 0.2205 | 11.1537 | 0.1155 | 0.0592 | 0.0017 | 543.5 | 13.0 | 531.8 | 5.4 | 520.0 | 63.0 | 531.8 | 5.4 |
| AC_2_81 | 270 | 1.4 | 0.7910 | 0.0270 | 0.0876 | 0.0012 | 0.0001 | 11.1361 | 0.1518 | 0.0648 | 0.0024 | 589.1 | 16.0 | 532.8 | 6.9 | 733.0 | 80.0 | 532.8 | 6.9 |
| AC_2_82 | 1231 | 1.1 | 0.4485 | 0.0140 | 0.0579 | 0.0011 | 0.4567 | 16.8367 | 0.3182 | 0.0557 | 0.0015 | 373.8 | 9.6 | 357.4 | 6.5 | 407.0 | 60.0 | 357.4 | 6.5 |
| AC_2_83 | 470 | 0.8 | 0.3017 | 0.0099 | 0.0410 | 0.0007 | 0.6071 | 23.7638 | 0.3860 | 0.0539 | 0.0016 | 267.4 | 7.8 | 255.3 | 4.1 | 324.0 | 62.0 | 255.3 | 4.1 |
| AC_2_84 | 407 | 1.7 | 0.2008 | 0.0048 | 0.0291 | 0.0003 | 0.0096 | 33.4799 | 0.3431 | 0.0500 | 0.0013 | 185.2 | 4.0 | 182.3 | 1.9 | 172.0 | 56.0 | 182.3 | 1.9 |
| AC_2_85 | 537 | 3.3 | 1.3118 | 0.0430 | 0.1380 | 0.0027 | 0.6003 | 7.0664 | 0.1376 | 0.0685 | 0.0018 | 840.5 | 19.0 | 818.9 | 16.0 | 840.0 | 56.0 | 818.9 | 16.0 |
| AC_2_86 | 234 | 1.8 | 1.6107 | 0.0470 | 0.1619 | 0.0016 | 0.1539 | 6.0219 | 0.0592 | 0.0718 | 0.0021 | 964.3 | 18.0 | 951.8 | 8.9 | 929.0 | 60.0 | 951.8 | 8.9 |
| AC_2_87 | 236 | 1.9 | 0.3416 | 0.0095 | 0.0477 | 0.0005 | 0.1431 | 20.4377 | 0.2174 | 0.0517 | 0.0015 | 296.9 | 7.1 | 295.8 | 3.2 | 238.0 | 61.0 | 295.8 | 3.2 |
| AC_2_88 | 163 | 2.7 | 6.2865 | 0.1600 | 0.3655 | 0.0040 | 0.1315 | 2.6677 | 0.0290 | 0.1242 | 0.0032 | 1995.8 | 22.0 | 1972.5 | 19.0 | 1986.0 | 46.0 | 1986.0 | 46.0 |
| AC_2_90 | 106 | 0.5 | 0.2033 | 0.0089 | 0.0283 | 0.0004 | 0.2999 | 34.4948 | 0.4978 | 0.0516 | 0.0021 | 186.8 | 7.4 | 177.0 | 2.6 | 222.0 | 87.0 | 177.0 | 2.6 |
| AC_2_91 | 212 | 0.8 | 0.2002 | 0.0076 | 0.0293 | 0.0004 | 0.0101 | 33.2885 | 0.4070 | 0.0490 | 0.0019 | 184.4 | 6.3 | 183.3 | 2.2 | 118.0 | 80.0 | 183.3 | 2.2 |
| AC_2_92 | 659 | 2.9 | 0.3762 | 0.0120 | 0.0537 | 0.0006 | 0.2793 | 18.1518 | 0.2017 | 0.0502 | 0.0015 | 322.7 | 8.5 | 332.1 | 3.7 | 181.0 | 64.0 | 332.1 | 3.7 |
| AC_2_93 | 497 | 1.4 | 0.4465 | 0.0160 | 0.0590 | 0.0007 | 0.1413 | 16.5331 | 0.1896 | 0.0537 | 0.0018 | 372.2 | 11.0 | 363.7 | 4.2 | 326.0 | 73.0 | 363.7 | 4.2 |
| AC_2_94 | 853 | 1.2 | 0.2616 | 0.0073 | 0.0397 | 0.0006 | 0.1805 | 24.5597 | 0.3385 | 0.0473 | 0.0014 | 235.1 | 5.8 | 247.2 | 3.4 | 53.0 | 62.0 | 247.2 | 3.4 |
| AC_2_95 | 726 | 4.3 | 1.1504 | 0.0610 | 0.1253 | 0.0020 | 0.4460 | 7.7830 | 0.1236 | 0.0651 | 0.0030 | 766.3 | 28.0 | 749.0 | 11.0 | 710.0 | 96.0 | 749.0 | 11.0 |
| AC_2_98 | 737 | 2.3 | 0.3782 | 0.0170 | 0.0471 | 0.0007 | 0.4998 | 20.7113 | 0.2932 | 0.0570 | 0.0022 | 321.8 | 12.0 | 291.9 | 4.1 | 423.0 | 82.0 | 291.9 | 4.1 |
| AC_2_99 | 363 | 1.9 | 0.9662 | 0.0430 | 0.1103 | 0.0030 | 0.6212 | 8.8393 | 0.2392 | 0.0619 | 0.0021 | 678.2 | 22.0 | 663.6 | 17.0 | 624.0 | 75.0 | 663.6 | 17.0 |
| AC_2_103 | 116 | 1.8 | 0.6762 | 0.0230 | 0.0898 | 0.0014 | 0.3051 | 10.8553 | 0.1683 | 0.0534 | 0.0017 | 520.7 | 14.0 | 545.8 | 8.4 | 323.0 | 72.0 | 545.8 | 8.4 |
| AC_2_110 | 147 | 1.5 | 0.1290 | 0.0052 | 0.0187 | 0.0003 | 0.1455 | 52.2427 | 0.7240 | 0.0495 | 0.0020 | 122.7 | 4.6 | 117.4 | 1.6 | 137.0 | 83.0 | 117.4 | 1.6 |
| AC_2_113 | 193 | 0.3 | 0.3891 | 0.0120 | 0.0527 | 0.0009 | 0.0477 | 18.5012 | 0.3248 | 0.0531 | 0.0020 | 331.8 | 8.7 | 325.9 | 5.7 | 299.0 | 78.0 | 325.9 | 5.7 |
| AC_2_118 | 178 | 1.0 | 1.3593 | 0.0390 | 0.1447 | 0.0019 | 0.3440 | 6.7393 | 0.0880 | 0.0668 | 0.0019 | 865.3 | 17.0 | 856.7 | 11.0 | 802.0 | 58.0 | 856.7 | 11.0 |
| AC_2_119 | 572 | 1.1 | 0.1175 | 0.0056 | 0.0175 | 0.0002 | 0.4557 | 55.6180 | 0.6628 | 0.0480 | 0.0022 | 113.1 | 5.1 | 110.3 | 1.3 | 67.0 | 87.0 | 110.3 | 1.3 |
| AC_2_124 | 275 | 1.7 | 1.1039 | 0.0450 | 0.1207 | 0.0024 | 0.4468 | 8.0816 | 0.1599 | 0.0644 | 0.0022 | 747.5 | 21.0 | 722.8 | 14.0 | 727.0 | 74.0 | 722.8 | 14.0 |
| AC_2_127 | 272 | 4.8 | 0.5366 | 0.0580 | 0.0676 | 0.0038 | 0.8875 | 14.4315 | 0.8075 | 0.0547 | 0.0033 | 421.7 | 36.0 | 414.3 | 23.0 | 320.0 | 120.0 | 414.3 | 23.0 |
| AC_2_129 | 207 | 2.0 | 0.3554 | 0.0140 | 0.0479 | 0.0006 | 0.0001 | 20.3411 | 0.2533 | 0.0534 | 0.0022 | 305.9 | 10.0 | 297.2 | 3.7 | 294.0 | 87.0 | 297.2 | 3.7 |
| AC_2_130 | 693 | 1.7 | 1.1712 | 0.0470 | 0.1301 | 0.0018 | 0.0283 | 7.4943 | 0.1031 | 0.0645 | 0.0028 | 780.1 | 22.0 | 776.2 | 10.0 | 710.0 | 89.0 | 776.2 | 10.0 |
| AC_2_131 | 609 | 1.3 | 0.0951 | 0.0040 | 0.0145 | 0.0002 | 0.0325 | 67.2098 | 0.9218 | 0.0469 | 0.0019 | 92.0 | 3.6 | 91.5 | 1.3 | 9.0 | 72.0 | 91.5 | 1.3 |

9.3.3. Datos U-Pb en circón concordantes del Conglomerado Penitentes. Datos obtenidos en Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Brasilia (Brasil).

| Muestra POT-1 - Base del Conglomerado Penitentes en el arroyo del Potrero Escondido - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|-------------------------|-----------------------|-----------------------------------|-------|--------------------------------------|-------|--------------------------------------|------|-------------------------------------|-------|-------------------------------------|------|------|--------------------------------------|--------|-------------------------------------|--------|-------------------------------------|--------|----------------|--------|---|
| POT-1 | Relaciones radiogénicas | | | | | | | | | | | | | Edad Isotópica (Ma) | | | | Edad Recomendada | | Discordancia | | |
| Muestra- Punto | ²⁰⁶ Pb (%) | ²⁰⁴ Pb cps | ²⁰⁶ Pb mV ¹ | Th/U | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | 1σ% | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 1σ % | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 1σ % | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 1σ % | Rho | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2σ abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2σ abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2σ abs | Edad preferida | 2σ abs | (²⁰⁶ / ²³⁸)/(²⁰⁷ / ²³⁵) % |
| 044-ZR32 | 0.9712 | 1 | 0.0000 | 0.547 | 1609 | 6.23 | 0.04990 | 6.84 | 0.014 | 6.94 | 0.0021 | 1.05 | 0.15 | 190 | 304 | 13.47 | 1 | 15 | 2 | 13 | 0 | 92.83 |
| 049-ZR37 | 1.4822 | 1 | 0.0000 | 0.387 | 1054 | 4.10 | 0.05079 | 8.23 | 0.015 | 8.36 | 0.0021 | 1.46 | 0.17 | 231 | 359 | 13.80 | 1 | 15 | 3 | 14 | 0 | 91.24 |
| 144-ZR72 | 0.6900 | 10 | 0.0001 | 0.336 | 2265 | 15.46 | 0.04765 | 5.32 | 0.014 | 5.49 | 0.0022 | 1.30 | 0.24 | 82 | 243 | 13.85 | 1 | 14 | 2 | 14 | 0 | 97.20 |
| 046-ZR34 | 0.3343 | 1 | 0.0001 | 1.005 | 4675 | 2.68 | 0.04820 | 2.45 | 0.015 | 2.59 | 0.0022 | 0.75 | 0.29 | 109 | 114 | 14.18 | 1 | 15 | 1 | 14 | 0 | 96.12 |
| 011-ZR9 | 2.2285 | 8 | 0.0000 | 0.364 | 701 | 14.48 | 0.04701 | 6.96 | 0.014 | 7.01 | 0.0022 | 0.77 | 0.11 | 50 | 317 | 14.34 | 1 | 15 | 2 | 14 | 0 | 98.54 |
| 133-ZR28 | 0.6360 | 13 | 0.0001 | 0.355 | 2457 | 16.01 | 0.04782 | 2.63 | 0.016 | 2.78 | 0.0024 | 0.81 | 0.29 | 90 | 122 | 15.29 | 1 | 16 | 1 | 15 | 0 | 96.92 |
| 083-ZR63 | 0.8644 | 2 | 0.0000 | 0.417 | 1808 | 25.98 | 0.04834 | 4.80 | 0.016 | 4.96 | 0.0024 | 1.20 | 0.24 | 116 | 219 | 15.60 | 1 | 16 | 2 | 16 | 0 | 95.90 |
| 065-ZR49 | 2.5468 | 9 | 0.0000 | 0.495 | 614 | 13.19 | 0.04638 | 9.87 | 0.016 | 10.05 | 0.0024 | 1.88 | 0.19 | 17 | 443 | 15.77 | 1 | 16 | 3 | 16 | 1 | 99.93 |
| 077-ZR59 | 0.4901 | 8 | 0.0001 | 0.467 | 3188 | 13.16 | 0.04687 | 3.07 | 0.047 | 3.18 | 0.0072 | 0.74 | 0.23 | 42 | 144 | 46.45 | 1 | 46 | 3 | 46 | 1 | 100.16 |
| 087-ZR67 | 0.0295 | 7 | 0.0015 | 0.712 | 52937 | 19.08 | 0.04946 | 0.99 | 0.149 | 2.06 | 0.0218 | 1.77 | 0.86 | 170 | 46 | 139.13 | 5 | 141 | 5 | 139 | 5 | 98.78 |
| 102-ZR80 | 0.0726 | 9 | 0.0006 | 0.710 | 21517 | 15.67 | 0.04862 | 0.85 | 0.147 | 1.16 | 0.0219 | 0.70 | 0.60 | 129 | 40 | 139.65 | 2 | 139 | 3 | 140 | 2 | 100.40 |
| 007-ZR5 | 0.0644 | 13 | 0.0008 | 0.374 | 24254 | 16.19 | 0.04894 | 0.92 | 0.153 | 1.10 | 0.0227 | 0.47 | 0.43 | 145 | 43 | 144.45 | 1 | 144 | 3 | 144 | 1 | 99.98 |
| 058-ZR42 | 0.0467 | 15 | 0.0012 | 0.394 | 33464 | 17.74 | 0.04934 | 1.16 | 0.160 | 1.34 | 0.0235 | 0.56 | 0.42 | 164 | 54 | 149.71 | 2 | 151 | 4 | 150 | 2 | 99.43 |
| 059-ZR43 | 0.0385 | 12 | 0.0014 | 0.305 | 40561 | 16.74 | 0.04950 | 0.75 | 0.162 | 0.98 | 0.0238 | 0.50 | 0.51 | 171 | 35 | 151.62 | 1 | 153 | 3 | 152 | 1 | 99.21 |
| 089-ZR69 | 0.0198 | 8 | 0.0018 | 0.898 | 78876 | 14.10 | 0.04933 | 0.51 | 0.163 | 0.84 | 0.0240 | 0.56 | 0.66 | 164 | 24 | 153.04 | 2 | 154 | 2 | 153 | 2 | 99.57 |
| 023-ZR17 | 0.0837 | 10 | 0.0006 | 0.486 | 18663 | 20.73 | 0.04873 | 0.99 | 0.162 | 1.25 | 0.0241 | 0.67 | 0.53 | 135 | 46 | 153.31 | 2 | 152 | 4 | 153 | 2 | 100.72 |
| 123-ZR97 | 0.0593 | 12 | 0.0007 | 0.387 | 26320 | 16.92 | 0.05038 | 2.64 | 0.189 | 2.72 | 0.0272 | 0.55 | 0.20 | 213 | 120 | 173.09 | 2 | 176 | 9 | 173 | 2 | 98.44 |
| 048-ZR36 | 0.0918 | 1 | 0.0003 | 1.163 | 17006 | 3.11 | 0.04966 | 1.36 | 0.192 | 1.60 | 0.0281 | 0.75 | 0.47 | 179 | 63 | 178.61 | 3 | 179 | 5 | 179 | 3 | 99.98 |
| 074-ZR56 | 0.5421 | 9 | 0.0001 | 1.862 | 2880 | 16.82 | 0.05091 | 3.64 | 0.199 | 3.96 | 0.0283 | 1.53 | 0.39 | 237 | 164 | 179.84 | 5 | 184 | 13 | 180 | 5 | 97.78 |
| 047-ZR35 | 0.0224 | 1 | 0.0011 | 0.585 | 69701 | 4.11 | 0.05174 | 1.16 | 0.204 | 1.36 | 0.0286 | 0.60 | 0.44 | 274 | 53 | 181.97 | 2 | 189 | 5 | 182 | 2 | 96.42 |
| 063-ZR47 | 0.3220 | 8 | 0.0001 | 1.052 | 4849 | 15.85 | 0.05018 | 1.93 | 0.205 | 2.16 | 0.0296 | 0.89 | 0.41 | 203 | 88 | 188.20 | 3 | 189 | 7 | 188 | 3 | 99.41 |
| 021-ZR15 | 0.0621 | 11 | 0.0009 | 0.514 | 25130 | 20.07 | 0.05314 | 0.71 | 0.245 | 1.09 | 0.0334 | 0.74 | 0.68 | 335 | 32 | 211.95 | 3 | 222 | 4 | 212 | 3 | 95.27 |
| 020-ZR14 | 0.0120 | 14 | 0.0046 | 0.552 | 129862 | 19.11 | 0.05052 | 0.34 | 0.237 | 0.86 | 0.0341 | 0.69 | 0.81 | 219 | 16 | 215.94 | 3 | 216 | 3 | 216 | 3 | 99.87 |
| 057-ZR41 | 0.1187 | 12 | 0.0004 | 0.635 | 13147 | 16.40 | 0.05070 | 0.85 | 0.256 | 1.08 | 0.0366 | 0.54 | 0.50 | 227 | 39 | 231.51 | 2 | 231 | 4 | 232 | 2 | 100.16 |
| 032-ZR24 | 0.0046 | 15 | 0.0122 | 0.645 | 339880 | 22.92 | 0.05382 | 0.35 | 0.272 | 0.99 | 0.0367 | 0.85 | 0.86 | 364 | 16 | 232.04 | 4 | 244 | 4 | 232 | 4 | 94.98 |
| 060-ZR44 | 0.0608 | 12 | 0.0007 | 0.590 | 25666 | 30.63 | 0.05052 | 0.84 | 0.262 | 1.12 | 0.0376 | 0.64 | 0.57 | 219 | 39 | 237.78 | 3 | 236 | 5 | 238 | 3 | 100.72 |
| 010-ZR8 | 0.0732 | 6 | 0.0005 | 0.334 | 21312 | 11.55 | 0.05089 | 0.86 | 0.268 | 1.08 | 0.0382 | 0.54 | 0.50 | 236 | 39 | 241.71 | 3 | 241 | 5 | 242 | 3 | 100.23 |
| 105-ZR81 | 0.0385 | 12 | 0.0018 | 0.308 | 40497 | 18.99 | 0.05167 | 0.45 | 0.274 | 0.90 | 0.0385 | 0.68 | 0.76 | 271 | 21 | 243.53 | 3 | 246 | 4 | 244 | 3 | 98.95 |
| 033-ZR25 | 0.0212 | 10 | 0.0022 | 0.357 | 73465 | 15.70 | 0.05071 | 0.38 | 0.269 | 0.67 | 0.0385 | 0.40 | 0.61 | 228 | 18 | 243.60 | 2 | 242 | 3 | 244 | 2 | 100.61 |
| 035-ZR27 | 0.0371 | 11 | 0.0014 | 0.485 | 42066 | 18.61 | 0.05171 | 0.45 | 0.280 | 0.73 | 0.0392 | 0.45 | 0.61 | 273 | 20 | 247.86 | 2 | 250 | 3 | 248 | 2 | 99.03 |
| 038-ZR30 | 0.0266 | 25 | 0.0023 | 0.238 | 58652 | 63.10 | 0.05361 | 0.74 | 0.298 | 1.04 | 0.0403 | 0.63 | 0.60 | 355 | 33 | 254.44 | 3 | 265 | 5 | 254 | 3 | 96.19 |
| 006-ZR4 | 0.0428 | 14 | 0.0010 | 0.335 | 36438 | 19.12 | 0.05464 | 0.62 | 0.308 | 0.90 | 0.0409 | 0.53 | 0.59 | 397 | 28 | 258.25 | 3 | 273 | 4 | 258 | 3 | 94.74 |
| 051-ZR39 | 0.0096 | 1 | 0.0026 | 1.140 | 162051 | 1.55 | 0.05157 | 1.30 | 0.292 | 1.45 | 0.0411 | 0.52 | 0.36 | 266 | 59 | 259.34 | 3 | 260 | 7 | 259 | 3 | 99.73 |
| 009-ZR7 | 0.0883 | 27 | 0.0008 | 0.340 | 17673 | 23.34 | 0.05578 | 1.40 | 0.316 | 1.53 | 0.0411 | 0.50 | 0.33 | 444 | 62 | 259.44 | 3 | 279 | 7 | 259 | 3 | 93.08 |
| 064-ZR48 | 0.0286 | 16 | 0.0025 | 0.349 | 54560 | 19.59 | 0.05245 | 0.37 | 0.299 | 0.75 | 0.0414 | 0.54 | 0.72 | 305 | 17 | 261.44 | 3 | 266 | 4 | 261 | 3 | 98.33 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------|--------|----|--------|-------|--------|-------|---------|------|-------|------|--------|------|------|------|----|---------|----|------|----|------|----|--------|
| 030-ZR22 | 0.0179 | 14 | 0.0033 | 0.382 | 87042 | 17.75 | 0.05161 | 0.34 | 0.295 | 0.65 | 0.0415 | 0.41 | 0.63 | 268 | 16 | 262.20 | 2 | 263 | 3 | 262 | 2 | 99.77 |
| 076-ZR58 | 0.0122 | 16 | 0.0040 | 0.614 | 127456 | 16.75 | 0.05062 | 0.63 | 0.291 | 0.99 | 0.0417 | 0.66 | 0.67 | 224 | 29 | 263.64 | 3 | 260 | 5 | 264 | 3 | 101.54 |
| 026-ZR20 | 0.0740 | 12 | 0.0006 | 0.501 | 21097 | 13.72 | 0.05190 | 1.51 | 0.300 | 1.70 | 0.0420 | 0.69 | 0.41 | 281 | 68 | 265.02 | 4 | 267 | 8 | 265 | 4 | 99.38 |
| 078-ZR60 | 0.0197 | 20 | 0.0029 | 0.448 | 79417 | 23.64 | 0.05048 | 0.57 | 0.295 | 0.92 | 0.0424 | 0.63 | 0.68 | 217 | 26 | 267.82 | 3 | 263 | 4 | 268 | 3 | 101.94 |
| 024-ZR18 | 0.0537 | 11 | 0.0008 | 0.483 | 29057 | 15.25 | 0.05081 | 0.82 | 0.313 | 1.12 | 0.0447 | 0.66 | 0.60 | 232 | 37 | 282.10 | 4 | 277 | 5 | 282 | 4 | 101.92 |
| 017-ZR11 | 0.1073 | 64 | 0.0032 | 0.349 | 14539 | 63.21 | 0.05699 | 1.23 | 0.352 | 1.40 | 0.0448 | 0.55 | 0.39 | 491 | 54 | 282.65 | 3 | 306 | 7 | 283 | 3 | 92.25 |
| 110-ZR86 | 0.0144 | 8 | 0.0011 | 0.352 | 108216 | 67.24 | 0.05183 | 0.57 | 0.331 | 0.93 | 0.0464 | 0.64 | 0.69 | 278 | 26 | 292.25 | 4 | 291 | 5 | 292 | 4 | 100.54 |
| 069-ZR51 | 0.0211 | 9 | 0.0019 | 0.261 | 73833 | 17.49 | 0.05907 | 0.58 | 0.475 | 0.93 | 0.0583 | 0.63 | 0.67 | 570 | 25 | 365.18 | 4 | 394 | 6 | 365 | 4 | 92.57 |
| 012-ZR10 | 0.0379 | 8 | 0.0012 | 0.395 | 41117 | 14.27 | 0.05400 | 0.58 | 0.453 | 0.82 | 0.0608 | 0.46 | 0.55 | 371 | 26 | 380.41 | 3 | 379 | 5 | 380 | 3 | 100.35 |
| 084-ZR64 | 0.0175 | 12 | 0.0027 | 0.585 | 89042 | 18.38 | 0.05419 | 0.48 | 0.459 | 0.87 | 0.0614 | 0.63 | 0.72 | 379 | 22 | 384.29 | 5 | 384 | 6 | 384 | 5 | 100.19 |
| 126-ZR100 | 0.0248 | 16 | 0.0023 | 0.880 | 62897 | 24.46 | 0.05576 | 0.89 | 0.501 | 1.30 | 0.0651 | 0.87 | 0.67 | 443 | 40 | 406.68 | 7 | 412 | 9 | 407 | 7 | 98.66 |
| 108-ZR84 | 0.0064 | 7 | 0.0053 | 0.059 | 243127 | 12.26 | 0.05746 | 0.94 | 0.594 | 2.23 | 0.0750 | 1.99 | 0.89 | 509 | 41 | 466.03 | 18 | 473 | 17 | 466 | 18 | 98.43 |
| 066-ZR50 | 0.2199 | 12 | 0.0003 | 0.170 | 7086 | 23.80 | 0.05819 | 1.55 | 0.677 | 1.92 | 0.0844 | 1.06 | 0.56 | 537 | 67 | 522.11 | 11 | 525 | 16 | 522 | 11 | 99.46 |
| 099-ZR77 | 0.0318 | 22 | 0.0051 | 0.150 | 49027 | 32.80 | 0.05898 | 0.54 | 0.752 | 1.14 | 0.0925 | 0.94 | 0.82 | 566 | 23 | 570.05 | 10 | 569 | 10 | 570 | 10 | 100.13 |
| 111-ZR87 | 0.0301 | 10 | 0.0009 | 0.807 | 51688 | 49.88 | 0.05967 | 0.59 | 0.821 | 0.95 | 0.0998 | 0.65 | 0.68 | 592 | 25 | 613.08 | 8 | 609 | 9 | 613 | 8 | 100.74 |
| 073-ZR55 | 0.0094 | 14 | 0.0054 | 0.400 | 164808 | 20.39 | 0.06055 | 0.36 | 0.848 | 0.79 | 0.1015 | 0.60 | 0.76 | 623 | 16 | 623.48 | 7 | 624 | 7 | 623 | 7 | 100.00 |
| 075-ZR57 | 0.0052 | 6 | 0.0077 | 0.172 | 298143 | 16.14 | 0.06079 | 0.38 | 0.865 | 0.72 | 0.1032 | 0.48 | 0.67 | 632 | 16 | 632.93 | 6 | 633 | 7 | 633 | 6 | 100.03 |
| 106-ZR82 | 0.0210 | 9 | 0.0019 | 0.947 | 73983 | 17.32 | 0.06024 | 0.58 | 0.861 | 1.08 | 0.1036 | 0.83 | 0.77 | 612 | 25 | 635.74 | 10 | 631 | 10 | 636 | 10 | 100.81 |
| 004-ZR2 | 0.0238 | 11 | 0.0020 | 0.282 | 65427 | 14.76 | 0.06167 | 0.44 | 0.925 | 0.77 | 0.1087 | 0.51 | 0.66 | 663 | 19 | 665.48 | 6 | 665 | 7 | 665 | 6 | 100.09 |
| 096-ZR74 | 0.0183 | 21 | 0.0034 | 0.136 | 84836 | 37.80 | 0.07258 | 0.73 | 1.579 | 1.80 | 0.1578 | 1.60 | 0.89 | 1002 | 29 | 944.42 | 28 | 962 | 22 | 944 | 28 | 98.18 |
| 082-ZR62 | 0.0114 | 9 | 0.0039 | 0.330 | 136237 | 15.04 | 0.07147 | 0.32 | 1.605 | 0.78 | 0.1628 | 0.61 | 0.78 | 971 | 13 | 972.39 | 11 | 972 | 10 | 972 | 11 | 100.04 |
| 125-ZR99 | 0.0077 | 16 | 0.0083 | 0.310 | 202245 | 23.54 | 0.07413 | 0.48 | 1.735 | 1.33 | 0.1697 | 1.19 | 0.89 | 1045 | 19 | 1010.62 | 22 | 1022 | 17 | 1045 | 19 | 98.93 |
| 003-ZR1 | 0.2304 | 11 | 0.0002 | 0.423 | 6724 | 19.00 | 0.07451 | 1.16 | 1.877 | 1.95 | 0.1827 | 1.53 | 0.78 | 1055 | 47 | 1081.86 | 30 | 1073 | 26 | 1055 | 47 | 100.81 |
| 072-ZR54 | 0.0267 | 9 | 0.0014 | 0.323 | 58049 | 17.78 | 0.07259 | 0.47 | 1.830 | 0.87 | 0.1828 | 0.62 | 0.72 | 1003 | 19 | 1082.47 | 12 | 1056 | 11 | 1003 | 19 | 102.47 |
| 050-ZR38 | 0.0110 | 1 | 0.0023 | 0.372 | 140949 | 1.40 | 0.07539 | 0.41 | 1.929 | 0.79 | 0.1855 | 0.56 | 0.71 | 1079 | 17 | 1097.20 | 11 | 1091 | 10 | 1079 | 17 | 100.56 |
| 118-ZR92 | 0.0243 | 12 | 0.0018 | 0.244 | 63735 | 18.03 | 0.07660 | 0.58 | 2.045 | 0.98 | 0.1936 | 0.69 | 0.71 | 1111 | 23 | 1140.93 | 15 | 1131 | 13 | 1111 | 23 | 100.91 |
| 112-ZR88 | 0.0151 | 17 | 0.0041 | 0.275 | 102160 | 23.80 | 0.07731 | 0.70 | 2.110 | 1.65 | 0.1979 | 1.45 | 0.88 | 1129 | 28 | 1164.04 | 31 | 1152 | 23 | 1129 | 28 | 101.05 |
| 031-ZR23 | 0.0128 | 10 | 0.0032 | 0.374 | 121149 | 18.05 | 0.08099 | 0.30 | 2.387 | 0.66 | 0.2137 | 0.45 | 0.68 | 1221 | 12 | 1248.66 | 10 | 1239 | 9 | 1221 | 12 | 100.81 |

| Muestra POT-2 - sección superior del Conglomerado Penitentes en el arroyo del Potrero Escondido - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|-------------------------|-----------|-----------------------|-------|-------------|-------|-------------|------|------------|------|------------|------|---------------------|-------------|--------|------------|------------------|------------|--------------|------------------------------|--------|-----------------------|
| POT-2 | Relaciones radiogénicas | | | | | | | | | | | | Edad Isotópica (Ma) | | | | Edad Recomendada | | Discordancia | | | |
| Muestra- Punto | 206* (%) | 204Pb cps | 206Pb mV ¹ | Th/U | 206Pb/204Pb | 1σ% | 207Pb/206Pb | 1σ% | 207Pb/235U | 1σ% | 206Pb/238U | 1σ% | Rho | 207Pb/206Pb | 2σ abs | 206Pb/238U | 2σ abs | 207Pb/235U | 2σ abs | Idade Preferida ⁷ | 2σ abs | (206/238)/(207/235) % |
| 050-ZR40 | 0.0729 | 13 | 0.0005 | 0.633 | 21411 | 33.67 | 0.04879 | 0.94 | 0.148 | 1.19 | 0.0219 | 0.63 | 0.53 | 138 | 44 | 140 | 2 | 140 | 3 | 140 | 2 | 100.08 |
| 016-ZR12 | 0.0227 | 9 | 0.0017 | 0.662 | 68752 | 12.55 | 0.04941 | 0.55 | 0.152 | 0.95 | 0.0223 | 0.69 | 0.72 | 167 | 26 | 142 | 2 | 144 | 3 | 142 | 2 | 99.02 |
| 061-ZR47 | 0.0640 | 13 | 0.0009 | 0.357 | 24409 | 19.87 | 0.05002 | 1.63 | 0.154 | 1.85 | 0.0224 | 0.80 | 0.43 | 196 | 75 | 142 | 2 | 146 | 5 | 142 | 2 | 97.89 |
| 103-ZR81 | 0.0894 | 5 | 0.0004 | 0.561 | 17473 | 10.10 | 0.05033 | 0.99 | 0.159 | 1.20 | 0.0229 | 0.56 | 0.47 | 210 | 46 | 146 | 2 | 150 | 3 | 146 | 2 | 97.44 |
| 072-ZR56 | 0.0543 | 6 | 0.0007 | 0.253 | 28743 | 12.12 | 0.04979 | 0.63 | 0.160 | 1.09 | 0.0232 | 0.81 | 0.74 | 185 | 29 | 148 | 2 | 150 | 3 | 148 | 2 | 98.53 |
| 098-ZR78 | 0.1171 | 7 | 0.0003 | 0.495 | 13334 | 14.69 | 0.04941 | 1.06 | 0.172 | 1.25 | 0.0252 | 0.55 | 0.44 | 167 | 49 | 161 | 2 | 161 | 4 | 161 | 2 | 99.74 |
| 119-ZR95 | 0.0270 | 7 | 0.0009 | 0.355 | 57738 | 26.87 | 0.05002 | 0.69 | 0.175 | 1.05 | 0.0254 | 0.70 | 0.66 | 196 | 32 | 162 | 2 | 164 | 3 | 162 | 2 | 98.65 |
| 059-ZR45 | 0.0594 | 13 | 0.0008 | 3.211 | 26279 | 20.29 | 0.04847 | 1.25 | 0.178 | 1.52 | 0.0266 | 0.78 | 0.51 | 122 | 58 | 169 | 3 | 166 | 5 | 169 | 3 | 101.85 |
| 086-ZR68 | 0.0666 | 9 | 0.0006 | 0.740 | 23444 | 13.46 | 0.05008 | 0.77 | 0.193 | 1.00 | 0.0279 | 0.53 | 0.53 | 199 | 35 | 178 | 2 | 179 | 3 | 178 | 2 | 99.16 |
| 006-ZR4 | 0.1056 | 12 | 0.0004 | 0.634 | 14788 | 14.60 | 0.04957 | 0.87 | 0.216 | 1.12 | 0.0317 | 0.60 | 0.54 | 175 | 41 | 201 | 2 | 199 | 4 | 201 | 2 | 101.02 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------|--------|----|--------|-------|--------|-------|---------|------|-------|------|--------|------|------|-----|-----|-----|---|-----|---|-----|---|--------|
| 088-ZR70 | 0.0686 | 25 | 0.0021 | 0.340 | 22756 | 42.13 | 0.05429 | 0.56 | 0.246 | 1.23 | 0.0329 | 1.04 | 0.84 | 383 | 25 | 208 | 4 | 223 | 5 | 208 | 4 | 93.34 |
| 109-ZR87 | 0.0690 | 10 | 0.0007 | 0.728 | 22636 | 15.82 | 0.05172 | 0.88 | 0.235 | 1.20 | 0.0329 | 0.72 | 0.60 | 273 | 40 | 209 | 3 | 214 | 5 | 209 | 3 | 97.50 |
| 112-ZR90 | 0.0096 | 8 | 0.0042 | 0.388 | 162051 | 14.16 | 0.05132 | 0.51 | 0.233 | 0.82 | 0.0329 | 0.51 | 0.63 | 255 | 24 | 209 | 2 | 213 | 3 | 209 | 2 | 98.19 |
| 110-ZR88 | 0.0347 | 9 | 0.0011 | 0.304 | 44931 | 12.21 | 0.05104 | 0.63 | 0.235 | 0.94 | 0.0334 | 0.59 | 0.63 | 243 | 29 | 212 | 2 | 214 | 4 | 212 | 2 | 98.79 |
| 079-ZR61 | 0.2739 | 27 | 0.0005 | 1.234 | 5701 | 36.40 | 0.04805 | 2.38 | 0.222 | 2.56 | 0.0335 | 0.85 | 0.33 | 102 | 111 | 212 | 4 | 203 | 9 | 212 | 4 | 104.35 |
| 058-ZR44 | 0.0774 | 7 | 0.0003 | 0.592 | 20159 | 56.04 | 0.05256 | 1.32 | 0.253 | 1.63 | 0.0349 | 0.88 | 0.54 | 310 | 59 | 221 | 4 | 229 | 7 | 221 | 4 | 96.58 |
| 022-ZR18 | 0.0659 | 9 | 0.0005 | 0.362 | 23674 | 17.22 | 0.05076 | 0.98 | 0.246 | 1.18 | 0.0351 | 0.54 | 0.46 | 230 | 45 | 222 | 2 | 223 | 5 | 222 | 2 | 99.70 |
| 020-ZR16 | 0.0725 | 11 | 0.0006 | 0.498 | 21543 | 24.46 | 0.05252 | 0.81 | 0.255 | 1.04 | 0.0352 | 0.53 | 0.52 | 308 | 36 | 223 | 2 | 230 | 4 | 223 | 2 | 96.73 |
| 124-ZR100 | 0.0143 | 28 | 0.0090 | 8.039 | 108930 | 43.11 | 0.05645 | 0.74 | 0.274 | 1.83 | 0.0352 | 1.64 | 0.89 | 470 | 32 | 223 | 7 | 246 | 8 | 223 | 7 | 90.69 |
| 122-ZR98 | 0.0591 | 16 | 0.0011 | 0.510 | 26415 | 26.13 | 0.05058 | 1.46 | 0.247 | 1.60 | 0.0354 | 0.54 | 0.34 | 222 | 67 | 224 | 2 | 224 | 6 | 224 | 2 | 100.09 |
| 107-ZR85 | 0.0310 | 6 | 0.0012 | 0.608 | 50305 | 13.50 | 0.05169 | 0.73 | 0.254 | 1.03 | 0.0356 | 0.62 | 0.61 | 272 | 33 | 226 | 3 | 230 | 4 | 226 | 3 | 98.22 |
| 120-ZR96 | 0.0434 | 5 | 0.0006 | 0.374 | 35964 | 19.46 | 0.05124 | 0.73 | 0.252 | 0.99 | 0.0357 | 0.56 | 0.56 | 251 | 33 | 226 | 2 | 228 | 4 | 226 | 2 | 99.01 |
| 041-ZR31 | 0.0673 | 8 | 0.0007 | 0.362 | 23210 | 14.23 | 0.05139 | 0.78 | 0.254 | 1.08 | 0.0358 | 0.66 | 0.60 | 259 | 36 | 227 | 3 | 229 | 4 | 227 | 3 | 98.76 |
| 019-ZR15 | 0.0658 | 8 | 0.0006 | 0.871 | 23728 | 13.30 | 0.05423 | 0.77 | 0.269 | 1.05 | 0.0359 | 0.61 | 0.58 | 381 | 34 | 227 | 3 | 241 | 5 | 227 | 3 | 94.17 |
| 036-ZR28 | 0.2635 | 11 | 0.0002 | 0.670 | 5924 | 19.77 | 0.05041 | 1.29 | 0.250 | 1.48 | 0.0359 | 0.63 | 0.43 | 214 | 59 | 227 | 3 | 226 | 6 | 227 | 3 | 100.53 |
| 023-ZR19 | 0.0376 | 7 | 0.0009 | 0.353 | 41513 | 13.24 | 0.05187 | 0.67 | 0.260 | 0.92 | 0.0363 | 0.51 | 0.55 | 280 | 31 | 230 | 2 | 235 | 4 | 230 | 2 | 98.09 |
| 117-ZR93 | 0.0350 | 17 | 0.0017 | 0.310 | 44546 | 22.60 | 0.05070 | 0.62 | 0.254 | 0.96 | 0.0364 | 0.63 | 0.66 | 227 | 29 | 230 | 3 | 230 | 4 | 230 | 3 | 100.12 |
| 043-ZR33 | 0.1684 | 8 | 0.0002 | 0.500 | 9270 | 13.96 | 0.05444 | 1.18 | 0.274 | 1.47 | 0.0365 | 0.79 | 0.54 | 389 | 53 | 231 | 4 | 246 | 6 | 231 | 4 | 93.98 |
| 007-ZR5 | 0.0712 | 9 | 0.0006 | 0.656 | 21930 | 13.33 | 0.05147 | 0.66 | 0.260 | 0.91 | 0.0367 | 0.51 | 0.56 | 262 | 30 | 232 | 2 | 235 | 4 | 232 | 2 | 98.84 |
| 067-ZR51 | 0.0757 | 10 | 0.0006 | 0.315 | 20621 | 15.41 | 0.05093 | 0.69 | 0.258 | 0.99 | 0.0368 | 0.61 | 0.61 | 238 | 32 | 233 | 3 | 233 | 4 | 233 | 3 | 99.81 |
| 063-ZR49 | 0.0432 | 15 | 0.0011 | 0.364 | 36142 | 19.03 | 0.05120 | 0.68 | 0.260 | 1.03 | 0.0368 | 0.68 | 0.66 | 250 | 31 | 233 | 3 | 234 | 4 | 233 | 3 | 99.33 |
| 093-ZR73 | 0.0882 | 6 | 0.0004 | 0.386 | 17696 | 12.14 | 0.05138 | 0.97 | 0.261 | 1.20 | 0.0368 | 0.60 | 0.50 | 258 | 44 | 233 | 3 | 235 | 5 | 233 | 3 | 99.04 |
| 096-ZR76 | 0.0522 | 8 | 0.0008 | 0.385 | 29887 | 13.53 | 0.05140 | 0.71 | 0.262 | 0.94 | 0.0369 | 0.50 | 0.53 | 259 | 32 | 234 | 2 | 236 | 4 | 234 | 2 | 99.03 |
| 003-ZR1 | 0.0703 | 8 | 0.0006 | 0.594 | 22195 | 13.95 | 0.05055 | 0.93 | 0.257 | 1.21 | 0.0369 | 0.69 | 0.57 | 220 | 43 | 234 | 3 | 233 | 5 | 234 | 3 | 100.52 |
| 075-ZR59 | 0.0545 | 8 | 0.0007 | 0.448 | 28622 | 11.69 | 0.05120 | 0.73 | 0.261 | 1.00 | 0.0370 | 0.59 | 0.59 | 250 | 33 | 234 | 3 | 236 | 4 | 234 | 3 | 99.39 |
| 047-ZR37 | 0.0799 | 11 | 0.0007 | 0.357 | 19536 | 19.01 | 0.05169 | 0.69 | 0.264 | 1.00 | 0.0370 | 0.62 | 0.62 | 272 | 32 | 234 | 3 | 238 | 4 | 234 | 3 | 98.54 |
| 044-ZR34 | 0.0980 | 7 | 0.0004 | 0.818 | 15928 | 13.18 | 0.05051 | 1.22 | 0.258 | 1.43 | 0.0371 | 0.64 | 0.45 | 219 | 56 | 235 | 3 | 233 | 6 | 235 | 3 | 100.61 |
| 037-ZR29 | 0.0796 | 14 | 0.0007 | 0.361 | 19599 | 17.63 | 0.05290 | 0.69 | 0.272 | 1.04 | 0.0373 | 0.69 | 0.66 | 325 | 31 | 236 | 3 | 244 | 5 | 236 | 3 | 96.61 |
| 069-ZR53 | 0.0797 | 7 | 0.0005 | 0.324 | 19575 | 13.01 | 0.05152 | 0.64 | 0.265 | 0.99 | 0.0373 | 0.66 | 0.67 | 264 | 29 | 236 | 3 | 239 | 4 | 236 | 3 | 98.92 |
| 017-ZR13 | 0.0402 | 6 | 0.0008 | 0.369 | 38832 | 17.55 | 0.05118 | 0.67 | 0.264 | 0.93 | 0.0373 | 0.53 | 0.57 | 249 | 31 | 236 | 2 | 238 | 4 | 236 | 2 | 99.51 |
| 008-ZR6 | 0.0738 | 11 | 0.0007 | 0.442 | 21141 | 15.64 | 0.05059 | 1.05 | 0.261 | 1.27 | 0.0374 | 0.60 | 0.48 | 222 | 48 | 237 | 3 | 236 | 5 | 237 | 3 | 100.56 |
| 087-ZR69 | 0.0293 | 8 | 0.0015 | 0.261 | 53187 | 14.61 | 0.05146 | 0.58 | 0.266 | 0.85 | 0.0375 | 0.50 | 0.59 | 262 | 26 | 237 | 2 | 240 | 4 | 237 | 2 | 99.06 |
| 035-ZR27 | 0.0504 | 7 | 0.0007 | 0.479 | 30960 | 14.74 | 0.05126 | 0.68 | 0.265 | 0.96 | 0.0376 | 0.56 | 0.59 | 253 | 31 | 238 | 3 | 239 | 4 | 238 | 3 | 99.41 |
| 031-ZR23 | 0.4151 | 12 | 0.0001 | 0.469 | 3760 | 16.26 | 0.05118 | 1.60 | 0.266 | 1.92 | 0.0377 | 1.00 | 0.52 | 249 | 73 | 238 | 5 | 239 | 8 | 238 | 5 | 99.58 |
| 030-ZR22 | 0.0345 | 9 | 0.0012 | 0.316 | 45235 | 13.22 | 0.05080 | 0.59 | 0.264 | 0.87 | 0.0377 | 0.52 | 0.60 | 232 | 27 | 238 | 2 | 238 | 4 | 238 | 2 | 100.24 |
| 032-ZR24 | 0.1819 | 13 | 0.0003 | 0.421 | 8580 | 16.50 | 0.05163 | 1.10 | 0.270 | 1.32 | 0.0379 | 0.61 | 0.46 | 269 | 50 | 240 | 3 | 242 | 6 | 240 | 3 | 98.86 |
| 099-ZR79 | 0.0976 | 7 | 0.0004 | 0.600 | 16001 | 15.18 | 0.05157 | 1.23 | 0.271 | 1.46 | 0.0382 | 0.68 | 0.47 | 267 | 56 | 241 | 3 | 244 | 6 | 241 | 3 | 99.03 |
| 064-ZR50 | 0.0872 | 10 | 0.0005 | 0.513 | 17903 | 15.01 | 0.05179 | 0.71 | 0.273 | 1.02 | 0.0382 | 0.62 | 0.61 | 276 | 33 | 242 | 3 | 245 | 4 | 242 | 3 | 98.66 |
| 048-ZR38 | 0.0984 | 10 | 0.0005 | 0.583 | 15856 | 21.58 | 0.05245 | 1.12 | 0.277 | 1.37 | 0.0382 | 0.69 | 0.50 | 305 | 51 | 242 | 3 | 248 | 6 | 242 | 3 | 97.57 |
| 004-ZR2 | 0.1038 | 11 | 0.0004 | 0.380 | 15038 | 16.93 | 0.05151 | 1.17 | 0.272 | 1.64 | 0.0383 | 1.08 | 0.66 | 264 | 53 | 242 | 5 | 245 | 7 | 242 | 5 | 99.17 |
| 049-ZR39 | 0.0644 | 10 | 0.0004 | 0.307 | 24239 | 37.49 | 0.05140 | 0.84 | 0.274 | 1.13 | 0.0387 | 0.65 | 0.58 | 259 | 38 | 245 | 3 | 246 | 5 | 245 | 3 | 99.45 |
| 018-ZR14 | 0.1781 | 6 | 0.0002 | 0.758 | 8766 | 13.23 | 0.05125 | 1.06 | 0.274 | 1.28 | 0.0388 | 0.61 | 0.47 | 252 | 49 | 246 | 3 | 246 | 6 | 246 | 3 | 99.73 |
| 070-ZR54 | 0.0824 | 7 | 0.0005 | 0.453 | 18946 | 17.72 | 0.05318 | 1.12 | 0.287 | 1.36 | 0.0391 | 0.67 | 0.50 | 336 | 50 | 247 | 3 | 256 | 6 | 247 | 3 | 96.59 |
| 021-ZR17 | 0.0160 | 7 | 0.0023 | 0.368 | 97323 | 14.29 | 0.05175 | 0.47 | 0.279 | 0.78 | 0.0391 | 0.50 | 0.64 | 274 | 22 | 247 | 2 | 250 | 3 | 247 | 2 | 98.96 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|----------|--------|----|--------|-------|--------|-------|---------|------|-------|------|--------|------|------|------|----|------|----|------|----|------|----|--------|
| 015-ZR11 | 0.0867 | 10 | 0.0005 | 0.400 | 18008 | 13.53 | 0.04984 | 1.54 | 0.275 | 1.72 | 0.0400 | 0.65 | 0.38 | 187 | 71 | 253 | 3 | 247 | 8 | 253 | 3 | 102.54 |
| 056-ZR42 | 0.0328 | 11 | 0.0012 | 0.342 | 47624 | 15.21 | 0.05065 | 0.62 | 0.281 | 1.02 | 0.0402 | 0.71 | 0.70 | 225 | 29 | 254 | 4 | 251 | 5 | 254 | 4 | 101.12 |
| 097-ZR77 | 0.1506 | 5 | 0.0002 | 0.352 | 10362 | 12.13 | 0.05196 | 1.50 | 0.291 | 1.65 | 0.0406 | 0.59 | 0.36 | 284 | 68 | 256 | 3 | 259 | 8 | 256 | 3 | 98.95 |
| 104-ZR82 | 0.0443 | 8 | 0.0008 | 0.600 | 35263 | 11.55 | 0.05304 | 0.66 | 0.298 | 0.95 | 0.0408 | 0.57 | 0.60 | 330 | 30 | 258 | 3 | 265 | 4 | 258 | 3 | 97.23 |
| 068-ZR52 | 0.0277 | 11 | 0.0012 | 0.531 | 56411 | 37.44 | 0.05074 | 0.85 | 0.287 | 1.11 | 0.0410 | 0.62 | 0.55 | 229 | 39 | 259 | 3 | 256 | 5 | 259 | 3 | 101.17 |
| 100-ZR80 | 0.2048 | 10 | 0.0002 | 0.817 | 7620 | 17.91 | 0.05146 | 0.98 | 0.296 | 1.26 | 0.0417 | 0.70 | 0.55 | 261 | 45 | 263 | 4 | 263 | 6 | 263 | 4 | 100.07 |
| 076-ZR60 | 0.0306 | 10 | 0.0015 | 0.379 | 50987 | 16.45 | 0.05258 | 0.63 | 0.339 | 0.89 | 0.0467 | 0.51 | 0.57 | 311 | 29 | 294 | 3 | 296 | 5 | 294 | 3 | 99.37 |
| 083-ZR65 | 0.0313 | 11 | 0.0019 | 0.441 | 49863 | 16.74 | 0.05239 | 0.53 | 0.344 | 0.89 | 0.0476 | 0.60 | 0.68 | 302 | 24 | 300 | 4 | 300 | 5 | 300 | 4 | 99.91 |
| 115-ZR91 | 0.0965 | 8 | 0.0004 | 0.622 | 16171 | 13.04 | 0.05440 | 0.79 | 0.366 | 1.08 | 0.0488 | 0.63 | 0.59 | 388 | 35 | 307 | 4 | 317 | 6 | 307 | 4 | 96.99 |
| 118-ZR94 | 0.0195 | 14 | 0.0029 | 0.283 | 80110 | 43.31 | 0.05428 | 0.45 | 0.417 | 1.17 | 0.0557 | 1.02 | 0.87 | 383 | 20 | 350 | 7 | 354 | 7 | 350 | 7 | 98.75 |
| 060-ZR46 | 0.0157 | 9 | 0.0028 | 0.286 | 99412 | 16.24 | 0.05398 | 0.42 | 0.425 | 0.94 | 0.0570 | 0.75 | 0.80 | 370 | 19 | 358 | 5 | 359 | 6 | 358 | 5 | 99.52 |
| 011-ZR9 | 0.0722 | 8 | 0.0006 | 0.512 | 21619 | 15.56 | 0.05383 | 0.78 | 0.426 | 1.11 | 0.0574 | 0.70 | 0.63 | 364 | 35 | 360 | 5 | 360 | 7 | 360 | 5 | 99.83 |
| 045-ZR35 | 0.0163 | 13 | 0.0025 | 0.281 | 95471 | 23.85 | 0.05511 | 0.43 | 0.439 | 0.78 | 0.0577 | 0.53 | 0.68 | 417 | 19 | 362 | 4 | 369 | 5 | 362 | 4 | 97.96 |
| 094-ZR74 | 0.0145 | 8 | 0.0027 | 0.170 | 107913 | 13.31 | 0.05473 | 0.42 | 0.441 | 0.76 | 0.0585 | 0.51 | 0.67 | 401 | 19 | 366 | 4 | 371 | 5 | 366 | 4 | 98.69 |
| 121-ZR97 | 0.0168 | 7 | 0.0023 | 0.102 | 92801 | 11.13 | 0.05787 | 0.44 | 0.600 | 0.79 | 0.0752 | 0.54 | 0.68 | 525 | 19 | 467 | 5 | 477 | 6 | 467 | 5 | 97.93 |
| 123-ZR99 | 0.0303 | 6 | 0.0010 | 0.811 | 51346 | 20.70 | 0.05902 | 0.56 | 0.678 | 0.90 | 0.0833 | 0.60 | 0.67 | 568 | 24 | 516 | 6 | 526 | 7 | 516 | 6 | 98.14 |
| 046-ZR36 | 0.0217 | 8 | 0.0013 | 0.339 | 71684 | 27.54 | 0.05812 | 1.10 | 0.708 | 2.47 | 0.0884 | 2.18 | 0.88 | 534 | 48 | 546 | 23 | 544 | 21 | 546 | 23 | 100.41 |
| 095-ZR75 | 0.0105 | 7 | 0.0034 | 0.217 | 148049 | 10.40 | 0.05877 | 0.37 | 0.734 | 0.78 | 0.0906 | 0.58 | 0.74 | 559 | 16 | 559 | 6 | 559 | 7 | 559 | 6 | 100.00 |
| 010-ZR8 | 0.0082 | 15 | 0.0064 | 0.179 | 188659 | 16.93 | 0.06807 | 0.39 | 1.217 | 0.94 | 0.1297 | 0.77 | 0.82 | 871 | 16 | 786 | 11 | 808 | 10 | 786 | 11 | 97.22 |
| 092-ZR72 | 0.0068 | 10 | 0.0058 | 0.445 | 226882 | 14.16 | 0.07407 | 0.32 | 1.611 | 0.97 | 0.1577 | 0.83 | 0.86 | 1043 | 13 | 944 | 15 | 974 | 12 | 1043 | 13 | 96.89 |
| 062-ZR48 | 0.0110 | 10 | 0.0037 | 0.431 | 140427 | 12.64 | 0.07547 | 0.36 | 1.726 | 0.87 | 0.1658 | 0.70 | 0.80 | 1081 | 14 | 989 | 13 | 1018 | 11 | 1081 | 14 | 97.14 |
| 073-ZR57 | 0.0157 | 8 | 0.0022 | 0.237 | 99051 | 20.76 | 0.07680 | 0.36 | 1.857 | 0.73 | 0.1754 | 0.51 | 0.71 | 1116 | 14 | 1042 | 10 | 1066 | 10 | 1116 | 14 | 97.72 |
| 038-ZR30 | 0.0226 | 11 | 0.0023 | 0.369 | 68464 | 16.54 | 0.08760 | 0.53 | 2.695 | 0.95 | 0.2231 | 0.70 | 0.73 | 1374 | 20 | 1298 | 16 | 1327 | 14 | 1374 | 20 | 97.82 |

| Muestra CON-1 - Conglomerado Penitentes en el río Blanco - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|-----------------------|-------------------------|-----------------------------------|-------|--------------------------------------|-------|--------------------------------------|------|-------------------------------------|------|-------------------------------------|------|---------------------|--------------------------------------|--------|-------------------------------------|------------------|-------------------------------------|--------------|------------------------------|--------|---|
| CON-1 | | Relaciones radiogénicas | | | | | | | | | | | Edad Isotópica (Ma) | | | | Edad Recomendada | | Discordancia | | | |
| Muestra- Punto | ²⁰⁶ Pb (%) | ²⁰⁴ Pb cps | ²⁰⁶ Pb mV ¹ | Th/U | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | 1σ% | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 1σ% | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 1σ% | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 1σ% | Rho | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2σ abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2σ abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2σ abs | Idade Preferida ⁷ | 2σ abs | (²⁰⁶ / ²³⁸)/(²⁰⁷ / ²³⁵) % |
| 079-ZR61 | 0.0432 | 10 | 0.0010 | 0.246 | 36151 | 14.23 | 0.05058 | 0.47 | 0.149 | 0.84 | 0.0214 | 0.60 | 0.71 | 222 | 22 | 136 | 2 | 141 | 2 | 136 | 2 | 96.62 |
| 089-ZR68 | 0.0869 | 7 | 0.0004 | 0.288 | 17975 | 13.80 | 0.04974 | 0.90 | 0.155 | 1.31 | 0.0226 | 0.89 | 0.67 | 183 | 42 | 144 | 3 | 147 | 4 | 144 | 3 | 98.47 |
| 128-ZR99 | 0.1390 | 13 | 0.0003 | 0.270 | 11232 | 18.79 | 0.04992 | 0.90 | 0.160 | 1.14 | 0.0232 | 0.60 | 0.53 | 191 | 42 | 148 | 2 | 150 | 3 | 148 | 2 | 98.28 |
| 092-ZR71 | 0.0959 | 13 | 0.0004 | 0.506 | 16292 | 13.94 | 0.05150 | 0.77 | 0.168 | 1.06 | 0.0237 | 0.63 | 0.59 | 263 | 35 | 151 | 2 | 158 | 3 | 151 | 2 | 95.60 |
| 022-ZR18 | 0.5938 | 15 | 0.0001 | 0.320 | 2630 | 20.25 | 0.05177 | 1.61 | 0.170 | 1.81 | 0.0238 | 0.72 | 0.40 | 275 | 73 | 152 | 2 | 159 | 5 | 152 | 2 | 95.16 |
| 009-ZR7 | 0.1304 | 8 | 0.0004 | 0.418 | 11981 | 15.71 | 0.05098 | 0.69 | 0.168 | 0.96 | 0.0239 | 0.56 | 0.58 | 240 | 32 | 152 | 2 | 158 | 3 | 152 | 2 | 96.56 |
| 117-ZR91 | 0.1907 | 12 | 0.0002 | 0.677 | 8190 | 17.77 | 0.05100 | 2.99 | 0.170 | 3.08 | 0.0242 | 0.65 | 0.21 | 241 | 135 | 154 | 2 | 160 | 9 | 154 | 2 | 96.59 |
| 071-ZR55 | 0.2358 | 23 | 0.0004 | 0.452 | 6623 | 24.79 | 0.05313 | 1.59 | 0.179 | 1.73 | 0.0244 | 0.55 | 0.32 | 335 | 71 | 155 | 2 | 167 | 5 | 155 | 2 | 93.06 |
| 073-ZR57 | 0.0552 | 11 | 0.0009 | 0.262 | 28289 | 15.81 | 0.05006 | 0.64 | 0.172 | 0.94 | 0.0249 | 0.59 | 0.62 | 198 | 29 | 159 | 2 | 161 | 3 | 159 | 2 | 98.45 |
| 115-ZR89B | 0.1464 | 12 | 0.0003 | 0.396 | 10669 | 18.75 | 0.05203 | 1.18 | 0.184 | 1.41 | 0.0257 | 0.68 | 0.48 | 287 | 53 | 164 | 2 | 172 | 4 | 164 | 2 | 95.20 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------|--------|----|--------|-------|-------|-------|---------|------|-------|------|--------|------|------|-----|----|-----|---|-----|---|-----|---|--------|
| 085-ZR66 | 0.0390 | 8 | 0.0010 | 0.336 | 40085 | 14.00 | 0.05184 | 0.67 | 0.187 | 1.19 | 0.0261 | 0.92 | 0.77 | 278 | 30 | 166 | 3 | 174 | 4 | 166 | 3 | 95.64 |
| 108-ZR85 | 0.0166 | 13 | 0.0028 | 0.446 | 93970 | 14.28 | 0.04986 | 0.61 | 0.181 | 0.86 | 0.0264 | 0.47 | 0.55 | 189 | 28 | 168 | 2 | 169 | 3 | 168 | 2 | 99.18 |
| 003-ZR1 | 0.1775 | 16 | 0.0003 | 0.389 | 8796 | 19.46 | 0.05099 | 1.27 | 0.186 | 1.42 | 0.0265 | 0.51 | 0.36 | 240 | 58 | 169 | 2 | 174 | 5 | 169 | 2 | 97.19 |
| 093-ZR72 | 0.1049 | 9 | 0.0003 | 0.302 | 14884 | 19.18 | 0.05101 | 1.24 | 0.188 | 1.43 | 0.0267 | 0.62 | 0.43 | 241 | 57 | 170 | 2 | 175 | 5 | 170 | 2 | 97.20 |
| 027-ZR21 | 0.1236 | 15 | 0.0004 | 1.100 | 12630 | 17.35 | 0.05225 | 1.10 | 0.197 | 1.32 | 0.0274 | 0.64 | 0.48 | 296 | 50 | 174 | 2 | 183 | 4 | 174 | 2 | 95.25 |
| 035-ZR28 | 0.1362 | 10 | 0.0003 | 0.449 | 11468 | 15.72 | 0.05011 | 1.54 | 0.189 | 1.86 | 0.0274 | 0.98 | 0.52 | 200 | 71 | 174 | 3 | 176 | 6 | 174 | 3 | 98.99 |
| 034-ZR27 | 0.0666 | 15 | 0.0008 | 0.229 | 23444 | 22.26 | 0.04981 | 0.51 | 0.191 | 0.85 | 0.0279 | 0.57 | 0.67 | 186 | 23 | 177 | 2 | 178 | 3 | 177 | 2 | 99.64 |
| 118-ZR92 | 0.0939 | 16 | 0.0006 | 0.807 | 16634 | 19.98 | 0.04889 | 1.17 | 0.191 | 1.33 | 0.0283 | 0.52 | 0.39 | 142 | 54 | 180 | 2 | 178 | 4 | 180 | 2 | 101.49 |
| 103-ZR80 | 0.0816 | 8 | 0.0004 | 0.618 | 19129 | 10.72 | 0.05068 | 1.03 | 0.200 | 1.20 | 0.0286 | 0.50 | 0.41 | 226 | 47 | 182 | 2 | 185 | 4 | 182 | 2 | 98.25 |
| 094-ZR73 | 0.0559 | 9 | 0.0007 | 0.767 | 27919 | 12.86 | 0.05122 | 0.86 | 0.203 | 1.07 | 0.0287 | 0.52 | 0.49 | 251 | 39 | 183 | 2 | 188 | 4 | 183 | 2 | 97.34 |
| 016-ZR12 | 0.0862 | 13 | 0.0005 | 0.222 | 18117 | 17.92 | 0.05008 | 0.99 | 0.200 | 1.18 | 0.0290 | 0.53 | 0.45 | 199 | 45 | 184 | 2 | 185 | 4 | 184 | 2 | 99.42 |
| 047-ZR37 | 0.0284 | 13 | 0.0017 | 0.339 | 55022 | 16.09 | 0.04931 | 0.57 | 0.199 | 0.92 | 0.0292 | 0.62 | 0.68 | 163 | 26 | 186 | 2 | 184 | 3 | 186 | 2 | 100.91 |
| 008-ZR6 | 0.0641 | 16 | 0.0008 | 0.504 | 24368 | 18.37 | 0.05097 | 0.65 | 0.244 | 0.90 | 0.0347 | 0.50 | 0.55 | 240 | 30 | 220 | 2 | 222 | 4 | 220 | 2 | 99.24 |
| 106-ZR83 | 0.2481 | 10 | 0.0001 | 0.723 | 6293 | 10.93 | 0.05251 | 1.49 | 0.258 | 1.69 | 0.0357 | 0.70 | 0.41 | 308 | 67 | 226 | 3 | 233 | 7 | 226 | 3 | 96.86 |
| 121-ZR95N | 0.0768 | 7 | 0.0005 | 0.303 | 20322 | 11.30 | 0.05119 | 1.04 | 0.254 | 1.21 | 0.0360 | 0.51 | 0.42 | 249 | 47 | 228 | 2 | 230 | 5 | 228 | 2 | 99.16 |
| 056-ZR42 | 0.1208 | 6 | 0.0003 | 0.438 | 12928 | 14.01 | 0.05058 | 1.18 | 0.259 | 1.38 | 0.0371 | 0.62 | 0.45 | 222 | 54 | 235 | 3 | 234 | 6 | 235 | 3 | 100.50 |
| 028-ZR22N | 0.2452 | 13 | 0.0002 | 0.305 | 6365 | 16.94 | 0.05366 | 1.54 | 0.276 | 1.79 | 0.0373 | 0.83 | 0.46 | 357 | 69 | 236 | 4 | 248 | 8 | 236 | 4 | 95.40 |
| 091-ZR70 | 0.3326 | 13 | 0.0001 | 0.619 | 4694 | 22.00 | 0.05229 | 1.55 | 0.270 | 1.78 | 0.0375 | 0.79 | 0.45 | 298 | 70 | 237 | 4 | 243 | 8 | 237 | 4 | 97.67 |
| 004-ZR2 | 0.0374 | 12 | 0.0010 | 0.305 | 41709 | 18.18 | 0.05170 | 0.70 | 0.268 | 0.90 | 0.0376 | 0.43 | 0.48 | 272 | 32 | 238 | 2 | 241 | 4 | 238 | 2 | 98.67 |
| 029-ZR22B | 0.3720 | 13 | 0.0001 | 0.258 | 4197 | 18.39 | 0.05255 | 1.41 | 0.272 | 1.58 | 0.0376 | 0.59 | 0.38 | 309 | 64 | 238 | 3 | 245 | 7 | 238 | 3 | 97.26 |
| 032-ZR25 | 0.0901 | 14 | 0.0007 | 0.278 | 17319 | 21.10 | 0.05158 | 0.82 | 0.268 | 1.19 | 0.0376 | 0.78 | 0.66 | 267 | 37 | 238 | 4 | 241 | 5 | 238 | 4 | 98.89 |
| 045-ZR35 | 0.1088 | 8 | 0.0003 | 0.297 | 14342 | 12.64 | 0.05169 | 0.95 | 0.269 | 1.19 | 0.0378 | 0.61 | 0.51 | 272 | 43 | 239 | 3 | 242 | 5 | 239 | 3 | 98.73 |
| 096-ZR75 | 0.0172 | 5 | 0.0019 | 0.559 | 90734 | 10.62 | 0.05118 | 0.55 | 0.267 | 0.97 | 0.0378 | 0.70 | 0.73 | 249 | 25 | 239 | 3 | 240 | 4 | 239 | 3 | 99.61 |
| 102-ZR79 | 0.0182 | 10 | 0.0021 | 0.345 | 85914 | 12.19 | 0.05149 | 0.47 | 0.269 | 0.76 | 0.0379 | 0.46 | 0.62 | 263 | 21 | 240 | 2 | 242 | 3 | 240 | 2 | 99.11 |
| 031-ZR24 | 0.0629 | 15 | 0.0007 | 0.309 | 24821 | 14.81 | 0.05090 | 0.85 | 0.266 | 1.06 | 0.0379 | 0.52 | 0.49 | 236 | 39 | 240 | 2 | 240 | 5 | 240 | 2 | 100.14 |
| 122-ZR95B | 0.0543 | 10 | 0.0008 | 0.267 | 28728 | 14.55 | 0.05124 | 0.69 | 0.268 | 0.93 | 0.0380 | 0.50 | 0.53 | 252 | 32 | 240 | 2 | 241 | 4 | 240 | 2 | 99.54 |
| 105-ZR82 | 0.0714 | 7 | 0.0006 | 0.304 | 21874 | 13.62 | 0.05210 | 0.67 | 0.273 | 0.93 | 0.0380 | 0.52 | 0.56 | 290 | 31 | 240 | 2 | 245 | 4 | 240 | 2 | 98.09 |
| 042-ZR33 | 0.1298 | 13 | 0.0004 | 0.341 | 12030 | 19.25 | 0.05156 | 1.31 | 0.271 | 1.50 | 0.0381 | 0.63 | 0.42 | 266 | 60 | 241 | 3 | 243 | 6 | 241 | 3 | 99.04 |
| 039-ZR30 | 0.0468 | 8 | 0.0008 | 0.222 | 33356 | 10.63 | 0.05175 | 0.67 | 0.272 | 0.90 | 0.0381 | 0.48 | 0.53 | 275 | 30 | 241 | 2 | 244 | 4 | 241 | 2 | 98.72 |
| 040-ZR31 | 0.0705 | 10 | 0.0006 | 0.261 | 22148 | 13.71 | 0.05070 | 0.72 | 0.267 | 0.94 | 0.0382 | 0.47 | 0.50 | 227 | 33 | 242 | 2 | 240 | 4 | 242 | 2 | 100.56 |
| 107-ZR84 | 0.0767 | 9 | 0.0005 | 0.271 | 20339 | 12.92 | 0.05265 | 0.83 | 0.280 | 1.06 | 0.0385 | 0.55 | 0.52 | 314 | 37 | 244 | 3 | 250 | 5 | 244 | 3 | 97.31 |
| 059-ZR45 | 0.0181 | 6 | 0.0019 | 0.358 | 86358 | 11.18 | 0.05141 | 0.49 | 0.273 | 0.78 | 0.0385 | 0.48 | 0.61 | 259 | 22 | 244 | 2 | 245 | 3 | 244 | 2 | 99.39 |
| 104-ZR81 | 0.0476 | 10 | 0.0008 | 0.350 | 32783 | 20.61 | 0.05129 | 0.74 | 0.273 | 0.96 | 0.0386 | 0.48 | 0.50 | 254 | 34 | 244 | 2 | 245 | 4 | 244 | 2 | 99.61 |
| 066-ZR50 | 0.1376 | 10 | 0.0003 | 0.434 | 11345 | 12.57 | 0.05130 | 1.14 | 0.274 | 1.34 | 0.0388 | 0.59 | 0.44 | 254 | 52 | 245 | 3 | 246 | 6 | 245 | 3 | 99.65 |
| 067-ZR51 | 0.3017 | 15 | 0.0002 | 0.335 | 5173 | 19.87 | 0.05210 | 1.35 | 0.282 | 1.52 | 0.0393 | 0.59 | 0.39 | 290 | 61 | 248 | 3 | 252 | 7 | 248 | 3 | 98.40 |
| 006-ZR4 | 0.1000 | 12 | 0.0005 | 0.809 | 15611 | 26.51 | 0.05162 | 0.96 | 0.280 | 1.52 | 0.0394 | 1.12 | 0.74 | 269 | 44 | 249 | 5 | 251 | 7 | 249 | 5 | 99.24 |
| 057-ZR43 | 0.0384 | 9 | 0.0011 | 0.251 | 40613 | 13.56 | 0.05111 | 0.49 | 0.279 | 0.76 | 0.0395 | 0.46 | 0.60 | 246 | 22 | 250 | 2 | 250 | 3 | 250 | 2 | 100.16 |
| 060-ZR46 | 0.0721 | 8 | 0.0005 | 0.252 | 21662 | 12.16 | 0.05072 | 0.94 | 0.282 | 1.14 | 0.0403 | 0.53 | 0.46 | 228 | 43 | 254 | 3 | 252 | 5 | 254 | 3 | 101.00 |
| 024-ZR20 | 0.0488 | 15 | 0.0012 | 0.344 | 31965 | 25.52 | 0.05221 | 0.66 | 0.293 | 0.95 | 0.0406 | 0.57 | 0.60 | 295 | 30 | 257 | 3 | 261 | 4 | 257 | 3 | 98.55 |
| 095-ZR74 | 0.0225 | 6 | 0.0015 | 0.483 | 69400 | 10.23 | 0.05214 | 0.63 | 0.293 | 0.85 | 0.0407 | 0.45 | 0.52 | 291 | 28 | 257 | 2 | 261 | 4 | 257 | 2 | 98.68 |
| 015-ZR11 | 0.1319 | 14 | 0.0004 | 0.478 | 11836 | 17.37 | 0.05242 | 1.11 | 0.297 | 1.28 | 0.0411 | 0.52 | 0.41 | 304 | 50 | 260 | 3 | 264 | 6 | 260 | 3 | 98.31 |
| 041-ZR32 | 0.0455 | 11 | 0.0010 | 0.769 | 34295 | 15.35 | 0.05184 | 0.57 | 0.295 | 0.82 | 0.0412 | 0.46 | 0.56 | 278 | 26 | 260 | 2 | 262 | 4 | 260 | 2 | 99.30 |
| 097-ZR76 | 0.0205 | 10 | 0.0019 | 0.325 | 76039 | 13.20 | 0.05214 | 0.46 | 0.296 | 0.85 | 0.0412 | 0.61 | 0.72 | 292 | 21 | 260 | 3 | 264 | 4 | 260 | 3 | 98.80 |
| 098-ZR77 | 0.0344 | 8 | 0.0011 | 0.666 | 45367 | 13.44 | 0.05225 | 0.63 | 0.298 | 0.98 | 0.0413 | 0.65 | 0.67 | 296 | 28 | 261 | 3 | 265 | 5 | 261 | 3 | 98.64 |
| 010-ZR8 | 0.0944 | 16 | 0.0006 | 0.220 | 16536 | 18.27 | 0.05185 | 0.74 | 0.298 | 0.95 | 0.0417 | 0.46 | 0.49 | 279 | 34 | 263 | 2 | 265 | 4 | 263 | 2 | 99.39 |
| 110-ZR87 | 0.0277 | 9 | 0.0016 | 0.659 | 56312 | 13.54 | 0.05239 | 0.60 | 0.306 | 0.89 | 0.0424 | 0.55 | 0.61 | 302 | 27 | 268 | 3 | 271 | 4 | 268 | 3 | 98.66 |
| 012-ZR10 | 0.0173 | 18 | 0.0024 | 0.307 | 90062 | 44.22 | 0.05157 | 0.39 | 0.302 | 0.74 | 0.0424 | 0.51 | 0.69 | 267 | 18 | 268 | 3 | 268 | 3 | 268 | 3 | 100.04 |
| 090-ZR69 | 0.0504 | 12 | 0.0010 | 0.691 | 30937 | 16.90 | 0.05317 | 1.34 | 0.316 | 1.57 | 0.0430 | 0.74 | 0.47 | 336 | 60 | 272 | 4 | 278 | 8 | 272 | 4 | 97.54 |
| 070-ZR54 | 0.0495 | 9 | 0.0008 | 0.466 | 31532 | 14.58 | 0.05214 | 0.61 | 0.311 | 0.90 | 0.0433 | 0.55 | 0.61 | 292 | 28 | 273 | 3 | 275 | 4 | 273 | 3 | 99.29 |
| 083-ZR64B | 0.0856 | 11 | 0.0005 | 0.287 | 18232 | 17.29 | 0.05473 | 0.84 | 0.327 | 1.06 | 0.0434 | 0.54 | 0.51 | 401 | 37 | 274 | 3 | 287 | 5 | 274 | 3 | 95.19 |
| 082-ZR64N | 0.0276 | 9 | 0.0017 | 0.456 | 56605 | 15.51 | 0.05206 | 0.58 | 0.320 | 0.85 | 0.0445 | 0.51 | 0.60 | 288 | 26 | 281 | 3 | 282 | 4 | 281 | 3 | 99.72 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------|--------|----|--------|-------|--------|-------|---------|------|-------|------|--------|------|------|------|----|------|----|------|----|------|----|--------|
| 030-ZR23 | 0.0591 | 11 | 0.0007 | 0.353 | 26416 | 15.56 | 0.05247 | 0.69 | 0.326 | 0.98 | 0.0450 | 0.59 | 0.60 | 306 | 31 | 284 | 3 | 286 | 5 | 284 | 3 | 99.15 |
| 114-ZR89N | 0.0238 | 9 | 0.0016 | 0.160 | 65452 | 14.25 | 0.05247 | 0.51 | 0.334 | 0.79 | 0.0462 | 0.48 | 0.61 | 306 | 23 | 291 | 3 | 293 | 4 | 291 | 3 | 99.43 |
| 069-ZR53 | 0.1030 | 10 | 0.0004 | 1.126 | 15149 | 22.88 | 0.05199 | 1.11 | 0.336 | 1.30 | 0.0468 | 0.56 | 0.43 | 285 | 50 | 295 | 3 | 294 | 7 | 295 | 3 | 100.38 |
| 053-ZR39 | 0.0770 | 11 | 0.0006 | 0.721 | 20263 | 22.60 | 0.05253 | 0.66 | 0.344 | 0.98 | 0.0475 | 0.63 | 0.64 | 308 | 30 | 299 | 4 | 300 | 5 | 299 | 4 | 99.65 |
| 043-ZR34N | 0.0172 | 9 | 0.0018 | 0.372 | 90637 | 23.42 | 0.05273 | 0.43 | 0.348 | 0.74 | 0.0479 | 0.47 | 0.64 | 317 | 20 | 302 | 3 | 304 | 4 | 302 | 3 | 99.40 |
| 044-ZR34B | 0.0216 | 6 | 0.0014 | 0.248 | 72402 | 11.53 | 0.05254 | 0.44 | 0.351 | 0.75 | 0.0485 | 0.48 | 0.64 | 309 | 20 | 305 | 3 | 306 | 4 | 305 | 3 | 99.85 |
| 086-ZR67 | 0.0502 | 4 | 0.0006 | 0.573 | 31106 | 10.28 | 0.05422 | 0.65 | 0.386 | 0.99 | 0.0516 | 0.64 | 0.65 | 380 | 29 | 324 | 4 | 331 | 6 | 324 | 4 | 97.90 |
| 058-ZR44 | 0.0533 | 9 | 0.0007 | 0.350 | 29280 | 13.52 | 0.05406 | 0.66 | 0.440 | 0.93 | 0.0590 | 0.54 | 0.58 | 374 | 30 | 369 | 4 | 370 | 6 | 369 | 4 | 99.84 |
| 019-ZR15 | 0.0676 | 19 | 0.0008 | 1.244 | 23081 | 23.74 | 0.05635 | 0.79 | 0.479 | 1.09 | 0.0617 | 0.66 | 0.60 | 466 | 35 | 386 | 5 | 398 | 7 | 386 | 5 | 97.06 |
| 021-ZR17 | 0.0090 | 17 | 0.0059 | 0.105 | 172403 | 20.98 | 0.05541 | 0.36 | 0.472 | 0.80 | 0.0618 | 0.61 | 0.76 | 429 | 16 | 387 | 5 | 393 | 5 | 387 | 5 | 98.45 |
| 048-ZR38 | 0.0619 | 5 | 0.0005 | 0.923 | 25192 | 11.72 | 0.05531 | 1.31 | 0.493 | 1.44 | 0.0647 | 0.49 | 0.34 | 425 | 58 | 404 | 4 | 407 | 10 | 404 | 4 | 99.23 |
| 074-ZR58 | 0.0272 | 10 | 0.0013 | 0.179 | 57359 | 10.43 | 0.05652 | 0.72 | 0.566 | 0.96 | 0.0726 | 0.50 | 0.53 | 473 | 32 | 452 | 4 | 456 | 7 | 452 | 4 | 99.24 |
| 129-ZR100 | 0.0460 | 14 | 0.0009 | 0.400 | 33920 | 14.10 | 0.05658 | 0.52 | 0.596 | 0.90 | 0.0763 | 0.64 | 0.70 | 475 | 23 | 474 | 6 | 474 | 7 | 474 | 6 | 99.95 |
| 062-ZR48 | 0.0216 | 12 | 0.0019 | 0.525 | 72228 | 27.88 | 0.05627 | 0.56 | 0.622 | 0.86 | 0.0801 | 0.54 | 0.63 | 463 | 25 | 497 | 5 | 491 | 7 | 497 | 5 | 101.22 |
| 023-ZR19 | 0.1038 | 14 | 0.0005 | 0.373 | 15012 | 20.54 | 0.06032 | 0.80 | 0.704 | 1.04 | 0.0846 | 0.55 | 0.53 | 615 | 35 | 524 | 6 | 541 | 9 | 524 | 6 | 96.78 |
| 055-ZR41 | 0.0377 | 10 | 0.0010 | 0.311 | 41338 | 12.49 | 0.05816 | 0.60 | 0.679 | 0.85 | 0.0847 | 0.48 | 0.56 | 536 | 26 | 524 | 5 | 526 | 7 | 524 | 5 | 99.58 |
| 109-ZR86 | 0.0755 | 4 | 0.0004 | 0.199 | 20611 | 10.29 | 0.06302 | 1.04 | 0.894 | 1.37 | 0.1029 | 0.81 | 0.59 | 709 | 44 | 631 | 10 | 648 | 13 | 631 | 10 | 97.33 |
| 046-ZR36 | 0.2048 | 9 | 0.0002 | 0.438 | 7587 | 17.68 | 0.06697 | 1.15 | 1.281 | 1.70 | 0.1387 | 1.19 | 0.70 | 837 | 48 | 837 | 19 | 837 | 19 | 837 | 19 | 100.01 |
| 061-ZR47 | 0.0171 | 10 | 0.0028 | 0.234 | 90720 | 14.93 | 0.06851 | 0.43 | 1.387 | 0.74 | 0.1468 | 0.47 | 0.64 | 884 | 18 | 883 | 8 | 884 | 9 | 883 | 8 | 99.96 |
| 068-ZR52 | 0.0036 | 11 | 0.0048 | 0.137 | 428600 | 67.99 | 0.07501 | 0.31 | 1.755 | 0.77 | 0.1697 | 0.60 | 0.78 | 1069 | 12 | 1011 | 11 | 1029 | 10 | 1069 | 12 | 98.20 |
| 036-ZR29 | 0.0185 | 11 | 0.0025 | 0.231 | 83855 | 15.64 | 0.07508 | 0.48 | 1.850 | 0.79 | 0.1787 | 0.50 | 0.64 | 1071 | 19 | 1060 | 10 | 1063 | 10 | 1071 | 19 | 99.66 |
| 033-ZR26 | 0.0227 | 8 | 0.0016 | 0.428 | 68289 | 12.88 | 0.07654 | 0.35 | 1.932 | 0.72 | 0.1830 | 0.51 | 0.71 | 1109 | 14 | 1084 | 10 | 1092 | 10 | 1109 | 14 | 99.21 |
| 018-ZR14 | 0.0101 | 11 | 0.0042 | 0.296 | 153098 | 18.28 | 0.08119 | 0.29 | 2.319 | 0.65 | 0.2071 | 0.45 | 0.69 | 1226 | 11 | 1214 | 10 | 1218 | 9 | 1226 | 11 | 99.63 |
| 119-ZR93 | 0.1550 | 96 | 0.0054 | 0.583 | 9842 | 51.33 | 0.10864 | 0.73 | 5.054 | 1.60 | 0.3373 | 1.37 | 0.86 | 1777 | 27 | 1874 | 44 | 1828 | 27 | 1777 | 27 | 102.49 |