REVISTA DE LA
ASOCIACIÓN GEOLÓGICA
ARGENTINA
www.geologica.org.ar
Diciembre 2024

Estratigrafía y geocronología de la Formación Naupa Huen: implicancias para el antepaís norpatagónico

Rodrigo FEO[1], Manuel LÓPEZ[1], Andrés BILMES[2], Leandro D'ELIA[1], Joaquín BUCHER[1], Micaela GARCÍA[1] y Juan FRANZESE[1]

[1]Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), La Plata, Argentina.

[2]Instituto Patagónico de Geología y Paleontología (CONICET), Puerto Madryn, Argentina.

Email: rfeo@cig.museo.unlp.edu.ar (autor correspondiente)

Editor: Ricardo A. Astini

Recibido: 25/09/2024
Aceptado: 28/02/2025

RESUMEN

La Formación Naupa Huen representa una unidad sedimentaria de naturaleza continental que se distribuye a lo largo del antepaís norpatagónico y que ha sido asignada al Oligoceno tardío – Mioceno Temprano en base al contenido fosilífero y a relaciones estratigráficas. Estas observaciones han llevado a correlacionar esta unidad con los depósitos volcaniclásticos sinorogénicos de naturaleza continental correspondientes al ciclo tectono-estratigráfico que configuró el Antepaís Fragmentado Patagónico (AFP) durante el régimen contraccional andino iniciado en el Mioceno Temprano (Burdigaliense) y extendido hasta el Mioceno Medio. Sin embargo, las características estratigráficas y sedimentarias, así como la composición predominantemente epiclástica de la Formación Naupa Huen, contrastan con las características depositacionales sinorogénicas y de composición volcaniclástica del resto de las unidades del relleno de los depocentros neógenos del AFP. Con el fin de comprender el esquema tectono-estratigráfico bajo el cual se desarrolló la Formación Naupa Huen, se realizó un análisis estratigráfico y geocronológico mediante dataciones U-Pb (LA-ICP-MS) en circones detríticos. Los resultados obtenidos permitieron restringir la Formación Naupa Huen al lapso Eoceno temprano (Luteciense) – Mioceno Temprano (Aquitaniense), con una posible extensión al Paleoceno temprano (Daniense), y sugieren que su depositación corresponde a un ciclo tectono-estratigráfico previo a la configuración del AFP del régimen de contracción del Mioceno Temprano (Burdigaliense) a Medio, como ha sido propuesto con anterioridad. Aunque los resultados presentados han permitido evaluar posibles correlaciones estratigráficas con diferentes unidades paleógenas del antepaís norpatagónico, es necesario realizar estudios adicionales de esta naturaleza para profundizar en el entendimiento de la sedimentación cenozoica en esta región.

Palabras claves: Paleógeno, Paleovalle, Fluvio-aluvial, Edad de máxima depositación, U-Pb.

ABSTRACT

Stratigraphy and geochronology of the Naupa Huen Formation: implications for the north patagonian foreland.
The Naupa Huen Formation is a continental sedimentary unit distributed across the north patagonian foreland, traditionally assigned to the Late Oligocene–Early Miocene based on its fossil content and stratigraphic relationships. This assignment has led to its correlation with continental synorogenic volcaniclastic deposits associated with the tectono-stratigraphic cycle that shaped the Patagonian Broken Foreland (PBF) during the Andean contractional regime, which began in the Early Miocene (Burdigalian) and continued into the Middle Miocene. However, the stratigraphic and sedimentological characteristics of the Naupa Huen Formation, along with its predominantly epiclastic composition, contrast with the synorogenic depositional features and volcaniclastic nature of other units preserved in the Neogene depocenters of the PBF. To better understand the tectono-stratigraphic context of the Naupa Huen Formation, a combined stratigraphic and geochronological analysis was performed using U-Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons. The results constrain the age of the Naupa Huen Formation to the early Eocene (Lutetian) – Early Miocene (Aquitanian), with a possible extension into the early Paleocene. This suggests that its deposition corresponds to a tectono-stratigraphic cycle that predates the configuration of the PBF during the Early (Burdigalian) to Middle Miocene contractional regime, as previously proposed. While the findings presen-

ted here allow for potential stratigraphic correlations with various Paleogene units in the north patagonian foreland, further studies are needed to refine our understanding of Cenozoic sedimentation in this region.

Keywords: Paleogene, Paleovalley, Fluvial-alluvial, Maximum depositional age, U-Pb.

INTRODUCCIÓN

La Formación Naupa Huen representa una unidad sedimentaria de naturaleza continental que se distribuye a lo largo del antepaís norpatagónico, y se compone de depósitos fluviales a fluvio-aluviales que se encuentran rellenando un relieve preexistente (Digregorio y Uliana 1975, Rolleri et al. 1984, Leanza y Hugo 1997, Huyghe et al. 2015). Esta unidad ha sido asignada al Oligoceno tardío – Mioceno Temprano en base al contenido fosilífero y a relaciones estratigráficas, y ha sido correlacionada principalmente con depósitos volcaniclásticos agrupados en las formaciones La Pava, Cerro Bandera, Puesto Burgos, Collón Cura y Chichinales (Pozzo 1956, Digregorio y Uliana 1975, Uliana 1978, Rolleri et al. 1984, Leanza y Hugo 1997, Leanza y Hugo 2001, Hugo y Leanza 2001a, Hugo y Leanza 2001b, Huyghe et al. 2015, Messager et al. 2023). Estas observaciones han llevado a vincular a la Formación Naupa Huen con el ciclo tectono-estratigráfico que configuró el Antepaís Fragmentado Patagónico (AFP) durante el régimen de contracción que inició en el Mioceno Temprano (Burdigaliense) y se extendió hasta el Mioceno Medio (Huyghe et al. 2015, Niviére et al. 2019, Messager et al. 2023). Sin embargo, las características sedimentológicas internas, así como la composición predominantemente epiclástica y la relación estratigráfica con el sustrato pre-Neógeno de la Formación Naupa Huen, contrastan con las características depositacionales sinorogénicas y de composición volcaniclástica del resto de las unidades del relleno de los depocentros neógenos del AFP. Estas diferencias, sumadas a la inexistencia de edades absolutas en la unidad, y a la incorrecta ubicación estratigráfica de los restos fósiles utilizados para correlacionarla con los depósitos volcaniclásticos neógenos (Rolleri et al. 1984; Leanza y Hugo, 1997), permiten formular nuevas hipótesis de trabajo, sugiriendo que la Formación Naupa Huen podría estar asociada a un ciclo tectono-estratigráfico distinto del que configuró los depocentros intermontanos neógenos a partir del Mioceno Temprano (Burdigaliense). En este sentido, los objetivos de esta contribución son: (i) describir la distribución, geometría y principales rasgos estratigráficos y sedimentológicos de los depósitos de la Formación Naupa Huen en la región del antepaís norpatagónico; (ii) dar a conocer la primera edad de máxima depositación (EMD) de la unidad; y (iii) discutir las implicancias tectono-estratigráficas de los resultados obtenidos para la región del antepaís norpatagónico.

MARCO GEOLÓGICO

Contexto geotectónico regional

El área de estudio se ubica en la región del antepaís norpatagónico, el cual, desde el punto de vista morfoestructural, se encuentra limitado por los Andes Norpatagónicos al oeste y por el Macizo Norpatagónico al sureste (Figura 1). La configuración tectónica de esta región estuvo controlada por variaciones en la dinámica de subducción de las placas Farallón-Nazca por debajo de la Placa Sudamericana a lo largo del margen de los Andes Norpatagónicos, desde el Mesozoico Tardío hasta la actualidad, la cual generó diferentes interpretaciones de los regímenes tectónicos y eventos magmáticos (Franzese et al. 2003, Folguera y Ramos 2011, García Morabito et al. 2011, Bilmes et al. 2013, Ramos et al. 2015, Horton 2018).

Durante el Cretácico Tardío – Paleoceno, la subducción de la Placa Farallón por debajo de la Placa Sudamericana generó un régimen tectónico de carácter contraccional que se propagó hacia el retroarco (Pardo-Casas y Molnar 1987, Seton et al. 2012, Maloney et al. 2013, Müller et al. 2016, García et al. 2024). Durante parte de este periodo, en la región del arco, tuvo lugar el emplazamiento de la fase principal del Batolito Norpatagónico (Pankhurst et al. 1999, Folguera y Ramos 2011, Echaurren et al. 2016) mientras que en la región extrandina se registró la depositación de sistemas sedimentarios marinos asociados a una ingresión atlántica (Legarreta et al. 1989, Aguirre-Urreta et al. 2011).

Durante el Paleoceno – Eoceno temprano, a lo largo de los Andes Norpatagónicos, se desarrolló un volcanismo bimodal de intra-placa que dio lugar al Cinturón de Pilcaniyeu (60 – 42 Ma; Rapela et al. 1988, Suárez y de la Cruz 2001, Aragón et al. 2011, Iannelli et al. 2017, Folguera et al. 2018, Iannelli et al. 2018, Iannelli et al. 2020), mientras que, en la región del arco, la actividad magmática del Batolito Norpatagónico se vio interrumpida.

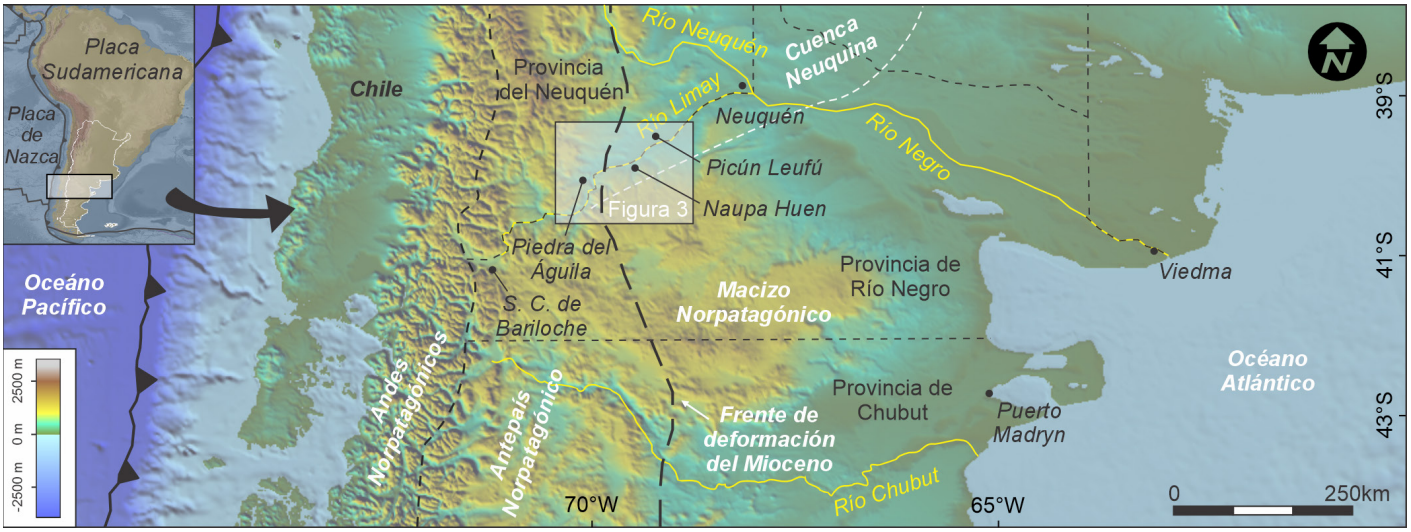


Figura 1. Modelo de elevación digital de la sección sur del continente sudamericano entre los 39° y 43° de latitud Sur, en donde se encuentran resaltados los principales rasgos morfoestructurales y geográficos. En recuadro transparente se muestra la ubicación específica del área de estudio (Figura 3).

Durante el Eoceno medio – Mioceno Temprano (Aquitaniense), el inicio de la subducción de la Placa de Nazca generó un pronunciado retroceso de la zona de trinchera, lo que desencadenó un régimen extensional (Horton y Fuentes 2016, Horton 2018). Este régimen condujo al desarrollo de depocentros de intra-arco, constituidos por secuencias volcano-sedimentarias, y localizados principalmente al norte del área de estudio (Jordan et al. 2001, Ramos y Folguera 2005, Burns et al. 2006, Folguera et al. 2010, Rojas Vera et al. 2010, Franzese et al. 2011, Rojas Vera et al. 2014), así como a un extenso volcanismo de composición basáltica a andesítica en el denominado Cinturón de El Maitén, ubicado hacia el sureste, sobre los Andes Norpatagónicos (34 – 21 Ma; Rapela et al. 1988, Bechis et al. 2014, Echaurren et al. 2016, Iannelli et al. 2017, Folguera et al. 2018, Iannelli et al. 2018, Iannelli et al. 2020).

A partir del Mioceno Temprano (Burdigaliense), un nuevo régimen contraccional se desarrolló producto de la convergencia oblicua entre las placas Nazca y Sudamericana. Este régimen generó deformación con componente de rumbo a lo largo de los Andes Norpatagónicos, evidenciada por la falla de Liquiñe Ofqui (Cembrano et al. 1996, Diraison et al. 1998, Rosenau et al. 2006). Hacia el antepaís, se produjo la reactivación de estructuras previas, así como la generación de nuevas estructuras contraccionales (García Morabito y Ramos 2012, Bilmes et al. 2013, Ramos et al. 2014, Gianni et al. 2018, López et al. 2019, D'Elia et al. 2020) y de componente oblicua (Diraison et al. 1998, García et al. 2024). Este evento dio lugar al desarrollo del Antepaís Fragmentado Patagónico (Bilmes et al. 2013) y la configuración de cuencas intermontanas neógenas (Bucher et al. 2018, Bucher et al. 2019a, López et al. 2019, D'Elia et al. 2020).

Estratigrafía del área de estudio

El área de estudio se ubica entre los 39° y 41° de latitud sur y los 70°30' y 69° de longitud oeste, abarcando la región suroccidental y noroccidental de las provincias de Neuquén y Río Negro, respectivamente (Figura 1). La estratigrafía de esta región comienza con un basamento ígneo-metamórfico del Paleozoico Tardío, representado por las formaciones Cushamen y Mamil Choique (Figura 2 y 3). Este basamento está asociado a un metamorfismo orogénico vinculado al margen de subducción suroccidental de Gondwana, y fue afectado por intrusiones ígneas postectónicas del Paleozoico Tardío a Mesozoico Temprano (Granito Yuncón, Complejo Plutónico Cayupil y Formación Lipetrén; Oriolo et al. 2019, Rapela et al. 2021, Rapela et al. 2024; Figura 2 y 3). A su vez, este basamento fue cubierto por vulcanitas del Pérmico tardío – Triásico temprano (Grupo Choiyoi) y del Jurásico temprano (Formación Garamilla). Estas unidades fueron cubiertas por depósitos volcano-sedimentarios del Mesozoico medio a tardío, correspondientes al relleno de las distintas etapas de evolución de la Cuenca Neuquina (Vergani et al. 1995, Franzese y Spalletti 2001, Franzese et al. 2003, Howell et al. 2005, D'Elia et al. 2015; Figura 2 y 3). Por encima, se apoyan depósitos sedimentarios de edad eocena (Formación Puesto Bartolo) y vulcanitas del Oligoceno (Formación Cerro Petiso; Turner 1973, Turner 1976, Leanza y Hugo 1997, Cucchi et al. 1998; Figura 2 y 3).

Según lo mencionado por diversos autores (Nullo 1979, González Díaz y Nullo 1980, Rolleri et al. 1984, Leanza y Hugo 1997), las unidades estratigráficas mencionadas con-

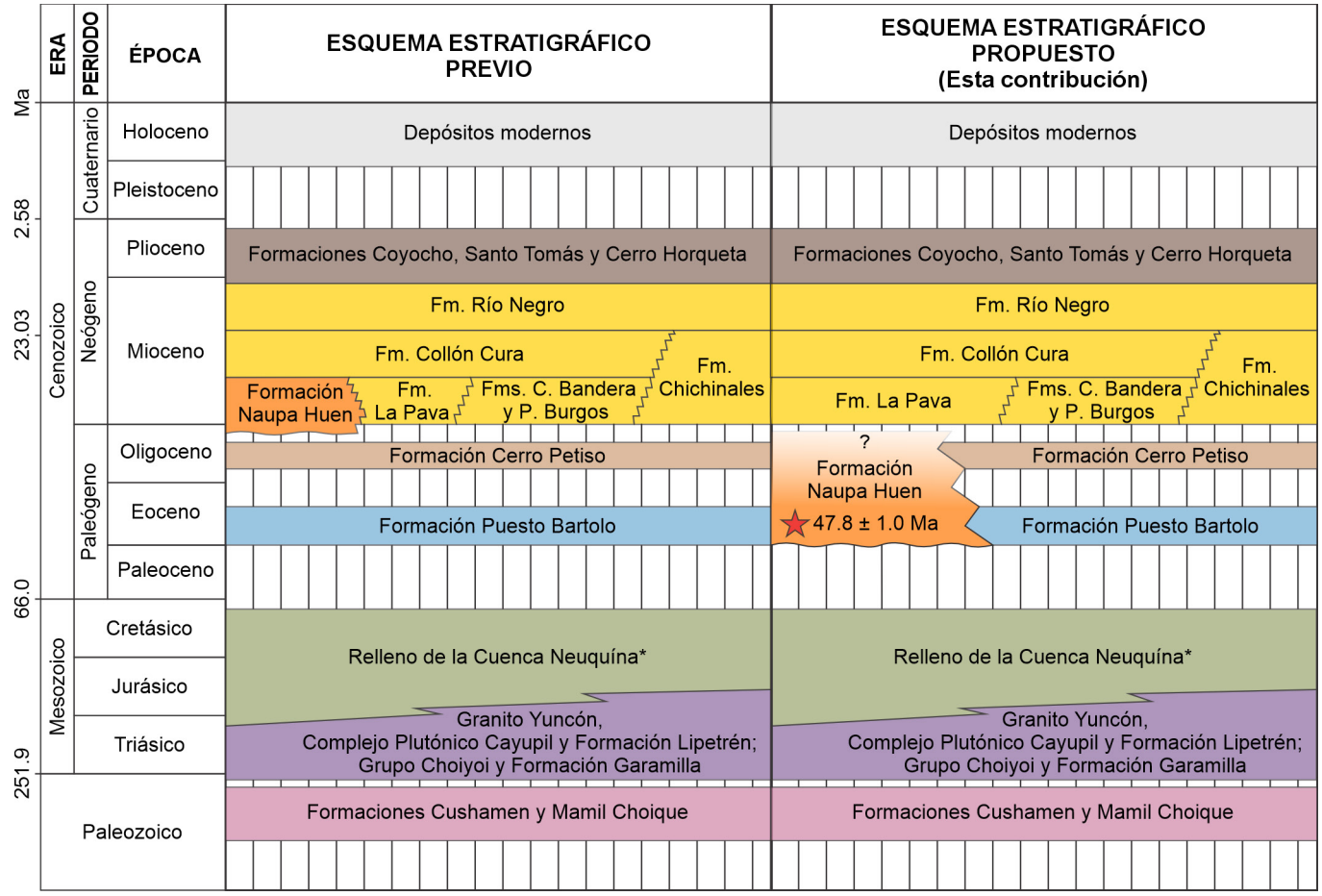


Figura 2. Esquema estratigráfico con las principales unidades estratigráficas identificadas en el área de estudio en base a la información existente previo a este trabajo (Leanza y Hugo 1997, Cucchi et al. 1998), junto con el nuevo esquema propuesto en esta contribución, basado en nuevos datos de campo y datos geocronológicos. La estrella roja representa la posición estratigráfica de la primera datación U-Pb sobre circones detríticos de la Formación Naupa Huen. * En el área de estudio, el relleno de la Cuenca Neuquina está conformado principalmente por los depósitos de los grupos Precuyo (Triásico Tardío – Jurásico Temprano), Cuyo (Jurásico Temprano - Medio), Fortín Nogueira (Jurásico Tardío), Mendoza (Jurásico Tardío – Cretácico Temprano) y Neuquén (Cretácico Tardío).

forman el basamento ígneo-metamórfico y el sustrato volcano-sedimentario sobre el cual se apoyan los depósitos continentales epiclásticos y volcaniclásticos de la Formación Naupa Huen y de las formaciones La Pava, Collón Cura y Río Negro, respectivamente (Figura 2 y 3). Finalmente, la sucesión es cubierta por extensas coladas de basaltos del Mioceno Tardío al Plioceno (formaciones Coyocho, Santo Tomás y Cerro Horqueta), así como por depósitos modernos (Figura 2 y 3).

La Formación Naupa Huen (Digregorio y Uliana 1975) posee espesores variables del orden de las decenas de metros y se encuentra rellenando un relieve preexistente a lo largo de la margen sur y norte del actual río Limay (Roll 1935, Rolleri et al. 1984, Leanza y Hugo 1997; Figura 3). La base de la unidad está definida por medio de una discordancia angular con la Formación Bajada Colorada del Grupo Mendoza (Berriasiano Tardío – Valanginiano; ~140 – 132 Ma; Foucault et al. 1987, Leanza y Hugo 1997). Por su parte, el tope de la unidad ha sido definido por un pasaje transicional, una paraconcordancia, o una discordancia levemente erosiva con los depósitos volcaniclásticos de la Formación Collón Cura (Mioceno Medio; 15 – 13 Ma; Rabassa 1975, Marshall et al. 1977, Rolleri et al. 1984, Mazzoni y Benvenuto 1990, Leanza y Hugo 1997, Bilmes et al. 2013, Bucher et al. 2019b, Falco et al. 2022). Internamente, la Formación Naupa Huen se caracteriza por conglomerados, areniscas y limo-arcillitas tobáceas de coloración ocre-amarillenta a castaña, con una frecuente presencia de paleosuelos. Estos depósitos están principalmente compuestos por líticos del basamento ígneo-metamórfico y del sustrato volcano-sedimentario pre-Neógeno. Respecto a los ambientes sedimentarios, esta unidad ha sido estudiada mediante trabajos de carácter regional, los cuales la han interpretado como depósitos de ambientes fluviales de alta energía (Wichmann 1934, Rolleri et al. 1984, Leanza y Hugo 1997) y fluvio-aluviales (Huyghe et al. 2015).

Por otro lado, la Formación Naupa Huen posee escasos

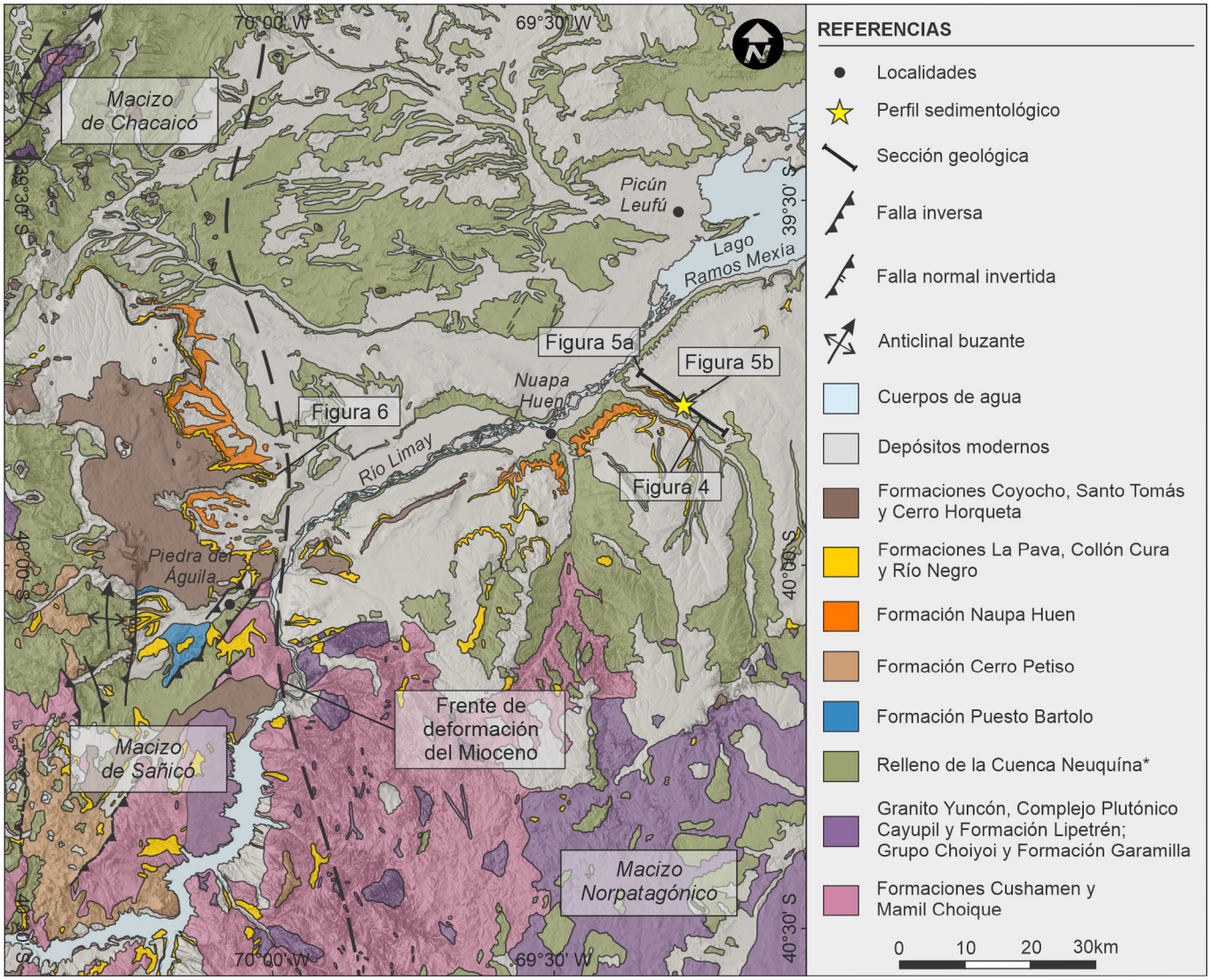


Figura 3. Mapa geológico de detalle en donde se resaltan los principales rasgos morfoestructurales, las estructuras geológicas y la estratigrafía general del área de estudio. Ubicación del mapa en Figura 1. * En el área de estudio, el relleno de la Cuenca Neuquina está conformado principalmente por los depósitos de los grupos Precuyo, Cuyo, Fortín Nogueira, Mendoza y Neuquén.

elementos que permitan establecer su edad con precisión. Si bien se hallan, con relativa frecuencia, restos de leños silicificados, con estructura celular bien conservada (Wichmann 1934), los mismos nunca han sido estudiados en detalle por lo que no aportan aún gran información acerca del rango temporal de la unidad. Por su posición estratigráfica y restos fósiles, esta unidad ha sido asignada al Oligoceno tardío – Mioceno Temprano, sugiriendo una posible correlación estratigráfica con la Formación La Pava, de edad Mioceno Temprano (Burdigaliense), en el área de estudio (Leanza y Hugo 1997; Figura 2). En sectores distantes, la unidad también ha sido correlacionada con las formaciones Cerro Bandera y Puesto Burgos, así como con la sección inferior de la Formación Chichinales (Pozzo 1956, Digregorio y Uliana 1975, Uliana 1978, Rolleri et al. 1984, Leanza y Hugo 1997, Leanza y Hugo 2001, Hugo y Leanza 2001a, Hugo y Leanza 2001b, Huyghe et al. 2015, Messager et al. 2023; Figura 2). A su vez, ha sido correlacionada con la "Serie Conglomerádica Infraterciaria" de Ferello (1946), y parte de la "Formación Pre-basáltica" de Galli (1969) (Parker 1972, Digregorio y Uliana 1975, Uliana 1978, Uliana 1979, Rolleri et al. 1984, Leanza y Hugo 1997), unidades que posteriormente fueron redefinidas como Formación Puesto Bartolo y asignadas al Eoceno por Cucchi et al. (1998). Asimismo, fuera del área de estudio, la unidad se ha correlacionado con la Formación Lolog, de edad Oligoceno – Mioceno Temprano y aflorante en el antepaís proximal (Digregorio y Uliana 1975). La correlación de la Formación Naupa Huen con la Formación La Pava y su edad estimada para el Oligoceno tardío – Mioceno temprano ha sido utilizada para asignarle una condición sinorogénica con respecto al régimen contraccional que afectó a los Andes Norpatagónicos y la región del antepaís, a partir del Mioceno

Temprano (Burdigaliense; Huyghe et al. 2015, Niviére et al. 2019, Messager et al. 2023).

METODOLOGÍAS

Con el fin de realizar un análisis de la distribución espacial de la Formación Naupa Huen, se llevó a cabo un mapeo geológico a lo largo del río Limay, entre las localidades de Piedra del Águila y Picún Leufú (Figura 1). La información recolectada en el campo se integró en un sistema de información geográfico (QGIS 3.36.0) que, junto con la utilización de imágenes satelitales de acceso libre (*Bing Satellite, ESRI Satellite y Google Satellite*) y un modelo de elevación digital de 12 metros de resolución (TanDEM-X), permitieron realizar un mapa geológico del área de estudio (Figura 3).

Con el objetivo de determinar las variaciones de espesor de la unidad y su relación con las unidades adyacentes, se llevó a cabo el relevamiento de una serie de columnas estratigráficas a lo largo de una transecta con orientación NO-SE, permitiendo desarrollar una sección geológica representativa de la unidad (Figura 3). A su vez, con el fin de determinar las condiciones generales de sedimentación, se relevó un perfil sedimentológico de detalle (1:50) en una localidad representativa de dicha transecta, mediante la utilización de báculo de Jacob y brújula tipo Brunton® (GPS: 39.7888°S, 69.2843°O; Figura 3). A lo largo del perfil, se observaron y describieron distintos niveles sobre los cuales se describió su geometría, granulometría, textura, estructura interna y composición litológica.

Con el propósito de estimar la edad de máxima depositación (EMD) de la unidad se llevó a cabo un análisis radiométrico U-Pb sobre circones detríticos, para lo cual se recolectaron muestras de dos niveles epiclásticos con contenido subordinado de material volcaniclástico a lo largo del perfil sedimentológico relevado (Figura 3, 4 y 5). La muestra LV-NH1 fue recolectada en la base de la sección media del perfil y corresponde a una arenisca fina tobácea, mientras que la muestra LV-NP1 fue recolectada en el tope de la sección superior del perfil y corresponde a un nivel limo-arcilloso tobáceo. Para ambas muestras se recolectaron 5 kg de material, los cuales fueron enviados al laboratorio del Centro Tecnológico Productivo I+D LA.TE. ANDES (Salta, Argentina) para su tratamiento y análisis. Las muestras fueron trituradas, molidas y tamizadas, y los minerales pesados fueron separados mediante técnicas mecánicas, magnéticas y gravimétricas convencionales. La concentración de los circones fue realizada mediante separación manual (*hand picking*) con ayuda de lupa binocular, evitando aquellos circones con inclusiones y fracturas. Tras este procedimiento, la muestra LV-NP1 no fue considerada apta para el análisis por presentar muy escasa cantidad de circones, y sólo la muestra LV-NH1 pudo ser utilizada para el análisis radiométrico de la unidad.

Los circones seleccionados de la muestra LV-NH1 fueron montados en una probeta junto con resina Epoxy, la cual luego fue pulida para exponer el interior de los granos. Los análisis fueron realizados mediante LA-ICP-MS (*Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*) utilizando un láser de ablación RESOlution 193 nm (*Australian Scientific Instruments*) y un ICP-MS triple cuadrupolo modelo 8900 (*Agilent Technologies*). Cada análisis consistió en un spot de 30 µm de diámetro. La calibración de la incertidumbre fue realizada utilizando las relaciones isotópicas de los circones estándar 91500 y Plesovice. La reducción de los datos fue realizada mediante LADR 1.1.07. Todas las edades fueron expresadas con una incertidumbre absoluta de 1σ. Para edades < 1.5 Ga, se utilizaron las edades $^{206}Pb/^{238}U$, mientras que para edades > 1.5 Ga, se utilizaron las edades $^{207}Pb/^{206}Pb$. La discordancia fue calculada como discordancia relativa entre las edades $^{206}Pb/^{238}U$ y $^{207}Pb/^{235}U$. Aquellos análisis que arrojaron discordancias (normales e inversas) mayores al 10 % fueron excluidos (Tabla 1).

El procesamiento de los datos y la representación gráfica de los resultados fue realizado mediante *IsoplotR 6.2* (Vermeesch 2018). Para caracterizar la distribución de las edades de los circones detríticos, se realizó un ploteo de Estimación de Densidad de Kernel (KDE; Vermeesch 2012). Considerando la presencia de un único circón joven aislado y siguiendo el criterio de Vermeesch (2021), la estimación de la EMD se realizó mediante los métodos *maximum likelihood age* (MLA, Vermeesch 2021) y *youngest single grain* (YSG, Dickinson y Gehrels 2009). Los datos complementarios del análisis geocronológico están disponibles como Material Suplementario.

RESULTADOS

Caracterización estratigráfica

La Formación Naupa Huen se distribuye a lo largo de los márgenes norte y sur del valle del río Limay, entre el Macizo de Sañicó y el Lago Ramos Mexía (Figura 3). En los afloramientos analizados a lo largo de la transecta NO-SE, ubicada en la margen sur, la unidad presenta espesores que varían en el orden de las decenas de metros y posee una geometría lenticular de gran escala (Figura 3 y 4). En el sector central de esta transecta, la base de la unidad no está expuesta, resultando en un espesor mínimo aflorante de 75 metros. Hacia los extremos SE y NO de la transecta, la base se eleva gradual-

Tabla 1. Resultados U-Pb (LA-ICP-MS) en circones detríticos de la muestra LV-NH1 de la Formación Naupa Huen. Aquellos análisis que arrojaron discordancias (normales e inversas) mayores al 10 % fueron excluidos. Para edades < 1.5 Ga, se utilizaron las edades 206Pb/238U, mientras que para edades > 1.5 Ga, se utilizaron las edades $^{207}Pb/^{206}Pb$.

		Contenido químicos		Relaciones radiogénicas						Edad Isotópica (Ma)						
Muestra-punto	SEQ	U (ppm)	Th/U (másica)	207Pb/235U	1σ	206Pb/238U	1σ	207Pb/206Pb	1σ	207Pb/235U	1σ	206Pb/238Pb	1σ	207Pb/206Pb	1σ	Conc. %
C660 - 01	2	204.67	0.18	0.8903	0.0802	0.0518	0.0007	0.1256	0.0101	646.5	58.2	325.6	4.6	2036.9	163.1	50.36%
C660 - 03	2	184.52	0.33	0.5949	0.0498	0.0453	0.0007	0.0980	0.0074	474.0	39.7	285.5	4.1	1585.6	119.3	60.22%
C660 - 47	1	60.38	0.77	0.0841	0.0086	0.0097	0.0004	0.0687	0.0073	82.0	8.4	62.3	2.7	888.2	94.4	76.00%
C660 - 34	2	231.51	0.48	0.4381	0.0204	0.0468	0.0005	0.0701	0.0030	368.9	17.2	294.7	3.4	931.8	39.4	79.87%
C660 - 45	2	100.74	0.74	0.0806	0.0066	0.0099	0.0003	0.0579	0.0055	78.7	6.5	63.6	2.1	523.1	49.5	80.82%
C660 - 54	1	425.15	0.56	0.0505	0.0025	0.0074	0.0001	0.0513	0.0027	50.1	2.5	47.8	1.0	253.5	13.3	95.44%
C660 - 10	2	511.36	0.57	0.0662	0.0031	0.0099	0.0001	0.0502	0.0023	65.1	3.0	63.6	0.9	201.1	9.4	97.67%
C660 - 51	2	291.03	0.54	0.0649	0.0044	0.0100	0.0002	0.0483	0.0031	63.9	4.3	64.0	1.2	112.3	7.2	100.24%
C660 - 01	1	94.32	0.72	0.0774	0.0096	0.0112	0.0004	0.0476	0.0065	75.7	9.4	71.9	2.5	79.5	10.9	94.97%
C660 - 02	1	69.89	0.70	0.0772	0.0076	0.0119	0.0004	0.0455	0.0045	75.5	7.4	76.6	2.7	0.0	0.0	101.43%
C660 - 25	1	258.18	1.07	0.0896	0.0059	0.0131	0.0002	0.0477	0.0029	87.1	5.7	84.2	1.5	81.0	4.9	96.64%
C660 - 52	1	269.85	0.37	0.1789	0.0070	0.0286	0.0003	0.0499	0.0018	167.1	6.6	181.6	2.2	190.6	7.0	108.65%
C660 - 12	2	173.16	1.00	0.1815	0.0088	0.0289	0.0004	0.0469	0.0019	169.4	8.2	183.9	2.6	42.1	1.7	108.55%
C660 - 17	2	204.05	0.56	0.1908	0.0075	0.0290	0.0004	0.0494	0.0021	177.3	7.0	184.5	2.5	164.8	7.1	104.02%
C660 - 26	2	295.51	0.63	0.1876	0.0063	0.0290	0.0004	0.0483	0.0017	174.5	5.8	184.5	2.3	110.8	4.0	105.71%
C660 - 34	1	195.79	0.29	0.2101	0.0093	0.0291	0.0004	0.0522	0.0022	193.6	8.6	185.0	2.5	293.0	12.6	95.53%
C660 - 50	2	193.14	0.47	0.2111	0.0098	0.0292	0.0004	0.0536	0.0024	194.4	9.0	185.7	2.9	351.4	16.0	95.52%
C660 - 35	1	355.11	0.28	0.1945	0.0059	0.0294	0.0004	0.0489	0.0014	180.5	5.5	186.8	2.4	139.9	3.9	103.52%
C660 - 11	2	441.69	0.32	0.1905	0.0050	0.0301	0.0004	0.0475	0.0012	177.1	4.7	190.9	2.3	71.0	1.8	107.80%
C660 - 39	1	533.39	0.18	0.2078	0.0053	0.0305	0.0003	0.0514	0.0012	191.7	4.9	193.4	2.0	258.4	6.2	100.90%
C660 - 38	2	552.32	0.29	0.2052	0.0060	0.0306	0.0003	0.0496	0.0013	189.6	5.6	194.3	1.8	173.3	4.6	102.50%
C660 - 40	1	258.77	0.41	0.2117	0.0076	0.0306	0.0005	0.0514	0.0018	195.0	7.0	194.5	3.0	257.8	9.2	99.71%
C660 - 19	1	39.27	0.56	0.3139	0.0237	0.0405	0.0010	0.0504	0.0039	277.2	20.9	256.0	6.6	214.5	16.4	92.36%
C660 - 09	2	309.45	0.44	0.2765	0.0075	0.0418	0.0004	0.0508	0.0015	247.9	6.8	264.1	2.5	228.6	6.6	106.57%
C660 - 20	1	366.28	0.20	0.3120	0.0075	0.0424	0.0004	0.0505	0.0011	275.8	6.6	267.9	2.3	218.4	4.8	97.17%
C660 - 03	1	425.35	0.04	0.3118	0.0069	0.0426	0.0004	0.0509	0.0010	275.6	6.1	269.2	2.4	236.8	4.8	97.67%
C660 - 55	1	189.68	0.36	0.2751	0.0103	0.0431	0.0005	0.0474	0.0015	246.8	9.2	272.1	3.1	67.5	2.2	110.23%
C660 - 11	1	349.33	0.30	0.3330	0.0080	0.0433	0.0004	0.0525	0.0011	291.9	7.0	273.0	2.5	307.0	6.7	93.54%
C660 - 24	1	341.42	0.44	0.3051	0.0077	0.0433	0.0004	0.0495	0.0011	270.4	6.8	273.1	2.3	170.4	3.9	100.99%
C660 - 39	2	789.59	0.07	0.3059	0.0051	0.0433	0.0003	0.0523	0.0008	271.0	4.5	273.2	1.9	298.5	4.5	100.80%
C660 - 35	2	205.58	0.46	0.3014	0.0105	0.0433	0.0005	0.0529	0.0018	267.5	9.3	273.5	3.0	321.5	11.2	102.24%
C660 - 21	2	270.97	0.06	0.3017	0.0098	0.0434	0.0004	0.0515	0.0016	267.7	8.7	273.8	2.8	262.3	8.0	102.28%
C660 - 33	2	98.18	1.61	0.2788	0.0227	0.0435	0.0008	0.0499	0.0029	249.7	20.4	274.4	5.2	187.8	11.0	109.90%
C660 - 32	1	250.04	0.37	0.3179	0.0113	0.0436	0.0004	0.0518	0.0015	280.3	9.9	274.8	2.8	276.9	8.0	98.04%
C660 - 16	2	151.88	0.49	0.3135	0.0143	0.0438	0.0006	0.0530	0.0019	276.9	12.6	276.4	3.6	326.2	12.0	99.80%
C660 - 15	1	203.44	0.43	0.3260	0.0103	0.0438	0.0005	0.0499	0.0014	286.5	9.1	276.4	3.2	187.3	5.4	96.48%
C660 - 42	2	53.76	1.02	0.3246	0.0206	0.0438	0.0010	0.0536	0.0035	285.5	18.1	276.4	6.3	351.6	22.9	96.82%
C660 - 02	2	205.35	0.30	0.3330	0.0112	0.0440	0.0005	0.0544	0.0016	291.8	9.8	277.3	3.0	385.4	11.3	95.02%
C660 - 21	1	197.45	0.21	0.3170	0.0112	0.0440	0.0005	0.0500	0.0016	279.6	9.9	277.4	3.3	193.4	6.2	99.21%
C660 - 51	1	302.03	0.34	0.3128	0.0097	0.0441	0.0005	0.0540	0.0015	276.3	8.6	278.0	2.9	370.5	10.0	100.60%
C660 - 17	1	311.69	0.02	0.3291	0.0092	0.0441	0.0004	0.0509	0.0013	288.8	8.1	278.0	2.7	233.9	6.1	96.25%
C660 - 13	2	237.40	0.37	0.3015	0.0090	0.0441	0.0004	0.0520	0.0015	267.6	7.9	278.1	2.8	282.5	8.2	103.91%
C660 - 47	2	80.70	1.36	0.3148	0.0195	0.0441	0.0008	0.0518	0.0031	277.9	17.2	278.4	4.8	277.5	16.4	100.16%
C660 - 14	2	270.96	0.45	0.3228	0.0087	0.0442	0.0005	0.0572	0.0016	284.1	7.7	278.6	3.1	498.0	14.0	98.06%

Tabla 1. Cont.

C660 - 41	1	45.02	0.44	0.3002	0.0230	0.0442	0.0010	0.0511	0.0034	266.5	20.4	279.0	6.5	246.1	16.3	104.69%
C660 - 44	2	345.27	0.06	0.3100	0.0077	0.0444	0.0005	0.0518	0.0012	274.2	6.8	280.2	3.0	274.9	6.2	102.21%
C660 - 14	1	126.47	0.60	0.3421	0.0138	0.0445	0.0006	0.0538	0.0020	298.8	12.1	280.7	3.8	359.8	13.2	93.96%
C660 - 45	1	624.26	0.37	0.3133	0.0073	0.0446	0.0003	0.0540	0.0012	276.7	6.5	281.2	1.9	368.0	8.0	101.61%
C660 - 31	1	226.07	0.31	0.3082	0.0122	0.0446	0.0005	0.0495	0.0016	272.8	10.8	281.4	2.9	170.2	5.6	103.15%
C660 - 46	1	452.42	0.27	0.3153	0.0079	0.0446	0.0003	0.0545	0.0014	278.3	7.0	281.4	2.2	391.4	9.9	101.11%
C660 - 38	1	98.85	0.63	0.3025	0.0142	0.0447	0.0008	0.0513	0.0026	268.3	12.6	281.7	5.1	254.8	13.0	104.99%
C660 - 15	2	623.20	0.15	0.3209	0.0059	0.0450	0.0004	0.0533	0.0010	282.6	5.2	283.9	2.5	339.7	6.4	100.46%
C660 - 33	1	315.91	0.57	0.3235	0.0084	0.0450	0.0004	0.0519	0.0012	284.6	7.4	284.0	2.5	278.3	6.5	99.77%
C660 - 48	2	22.53	0.63	0.3282	0.0319	0.0452	0.0015	0.0583	0.0057	288.2	28.0	284.9	9.8	540.4	52.8	98.85%
C660 - 22	2	213.27	0.15	0.3174	0.0102	0.0455	0.0006	0.0515	0.0015	279.9	9.0	287.0	3.5	262.4	7.4	102.53%
C660 - 05	1	513.67	0.34	0.3351	0.0073	0.0457	0.0003	0.0518	0.0010	293.4	6.4	288.3	2.0	274.5	5.3	98.26%
C660 - 48	1	94.23	0.73	0.3295	0.0230	0.0458	0.0008	0.0546	0.0030	289.1	20.2	289.0	5.2	396.4	21.6	99.93%
C660 - 06	1	465.95	0.30	0.3642	0.0081	0.0459	0.0004	0.0549	0.0011	315.4	7.0	289.4	2.4	409.1	8.3	91.77%
C660 - 42	1	758.30	0.36	0.3336	0.0062	0.0459	0.0003	0.0547	0.0009	292.3	5.5	289.5	2.1	398.4	6.9	99.05%
C660 - 07	2	296.40	0.97	0.3325	0.0088	0.0461	0.0004	0.0538	0.0013	291.5	7.8	290.2	2.7	360.8	8.6	99.57%
C660 - 08	2	471.53	0.57	0.3377	0.0071	0.0461	0.0003	0.0541	0.0010	295.4	6.2	290.5	2.1	373.6	7.0	98.34%
C660 - 18	2	265.70	0.11	0.3277	0.0091	0.0462	0.0005	0.0523	0.0013	287.8	8.0	291.0	2.8	296.7	7.4	101.11%
C660 - 06	2	425.54	0.11	0.3263	0.0073	0.0462	0.0004	0.0523	0.0011	286.7	6.4	291.3	2.2	298.7	6.0	101.59%
C660 - 07	1	442.34	0.31	0.3508	0.0092	0.0464	0.0004	0.0523	0.0014	305.3	8.0	292.4	2.6	297.1	8.0	95.76%
C660 - 28	1	434.61	0.05	0.3379	0.0072	0.0465	0.0003	0.0520	0.0010	295.6	6.3	292.9	2.2	282.7	5.4	99.07%
C660 - 27	2	330.36	0.42	0.3327	0.0081	0.0466	0.0004	0.0551	0.0012	291.7	7.1	293.6	2.5	416.1	9.1	100.65%
C660 - 44	1	500.82	0.34	0.3369	0.0077	0.0467	0.0003	0.0545	0.0010	294.9	6.7	294.4	2.1	390.5	7.3	99.84%
C660 - 05	2	209.63	0.14	0.3214	0.0114	0.0477	0.0007	0.0525	0.0015	283.0	10.0	300.5	4.2	305.6	8.6	106.18%
C660 - 22	1	243.52	0.75	0.3679	0.0104	0.0478	0.0005	0.0516	0.0013	318.1	9.0	301.1	2.9	265.3	6.7	94.66%
C660 - 27	1	155.22	0.61	0.3386	0.0121	0.0479	0.0006	0.0503	0.0016	296.1	10.6	301.3	3.9	206.1	6.6	101.75%
C660 - 25	2	255.91	0.33	0.3291	0.0092	0.0479	0.0005	0.0515	0.0013	288.9	8.1	301.9	2.8	261.0	6.6	104.50%
C660 - 26	1	239.96	0.86	0.3671	0.0118	0.0480	0.0006	0.0527	0.0015	317.5	10.2	302.5	3.6	316.5	8.9	95.28%
C660 - 24	2	365.86	0.53	0.3465	0.0095	0.0481	0.0005	0.0547	0.0013	302.1	8.2	302.6	3.3	399.5	9.4	100.17%
C660 - 43	1	669.62	0.17	0.3664	0.0072	0.0484	0.0004	0.0571	0.0011	317.0	6.2	304.5	2.5	495.2	9.9	96.07%
C660 - 08	1	350.47	0.61	0.3560	0.0083	0.0484	0.0005	0.0508	0.0011	309.3	7.2	304.8	2.9	229.8	4.8	98.57%
C660 - 23	1	270.98	0.74	0.3655	0.0128	0.0487	0.0004	0.0533	0.0016	316.3	11.1	306.7	2.8	338.5	10.4	96.95%
C660 - 30	1	455.97	0.31	0.3520	0.0076	0.0487	0.0004	0.0508	0.0010	306.2	6.6	306.8	2.4	232.7	4.8	100.18%
C660 - 53	2	204.53	0.35	0.3801	0.0169	0.0489	0.0009	0.0550	0.0022	327.1	14.5	307.8	5.5	410.8	16.3	94.08%
C660 - 10	1	287.73	0.20	0.3832	0.0101	0.0491	0.0006	0.0526	0.0012	329.4	8.7	309.0	3.9	310.4	7.3	93.80%
C660 - 56	1	432.45	0.31	0.3495	0.0074	0.0493	0.0004	0.0535	0.0010	304.3	6.5	310.1	2.5	348.5	6.6	101.91%
C660 - 18	1	123.69	0.63	0.3430	0.0138	0.0498	0.0006	0.0469	0.0017	299.4	12.1	313.3	4.0	42.0	1.5	104.64%
C660 - 40	2	344.55	0.63	0.3368	0.0098	0.0498	0.0008	0.0503	0.0013	294.8	8.6	313.5	5.2	206.6	5.2	106.35%
C660 - 28	2	107.48	0.43	0.3887	0.0198	0.0544	0.0009	0.0531	0.0024	333.4	17.0	341.6	5.8	333.6	14.8	102.46%
C660 - 31	2	395.87	0.07	0.3836	0.0089	0.0545	0.0005	0.0532	0.0013	329.7	7.7	341.8	3.2	336.8	8.0	103.70%
C660 - 09	1	209.97	0.78	0.4384	0.0138	0.0563	0.0006	0.0518	0.0014	369.2	11.7	352.8	3.7	275.1	7.6	95.57%
C660 - 53	1	626.07	0.16	0.4172	0.0070	0.0563	0.0004	0.0560	0.0008	354.0	6.0	353.4	2.4	452.1	6.8	99.81%
C660 - 16	1	27.08	0.73	0.4692	0.0362	0.0573	0.0015	0.0555	0.0037	390.6	30.1	359.3	9.3	433.0	28.8	91.99%
C660 - 12	1	121.14	0.83	0.4347	0.0160	0.0576	0.0008	0.0533	0.0017	366.5	13.5	361.0	5.1	340.1	10.9	98.50%
C660 - 29	2	320.86	0.15	0.4186	0.0098	0.0584	0.0005	0.0529	0.0014	355.1	8.3	365.8	2.9	325.3	8.4	103.01%
C660 - 13	1	96.39	0.50	0.4067	0.0180	0.0584	0.0008	0.0504	0.0024	346.5	15.3	366.0	5.2	212.4	10.0	105.63%
C660 - 49	1	63.78	0.41	0.4458	0.0257	0.0588	0.0010	0.0586	0.0032	374.3	21.6	368.4	6.5	549.7	30.0	98.42%
C660 - 32	2	124.89	0.66	0.4027	0.0159	0.0595	0.0008	0.0501	0.0017	343.6	13.5	372.3	5.1	197.8	6.8	108.35%
C660 - 41	2	138.61	0.25	0.4285	0.0185	0.0605	0.0007	0.0532	0.0016	362.1	15.6	378.9	4.5	335.5	10.2	104.64%
C660 - 23	2	379.21	0.24	0.4499	0.0093	0.0621	0.0005	0.0543	0.0010	377.2	7.8	388.3	3.2	382.5	6.8	102.96%

Tabla 1. Cont.

C660 - 54	2	90.24	0.57	0.7219	0.0378	0.0831	0.0017	0.0607	0.0025	551.8	28.9	514.8	10.7	628.9	25.9	93.30%
C660 - 04	1	476.79	0.50	0.8386	0.0138	0.0941	0.0008	0.0618	0.0008	618.4	10.1	579.6	5.2	667.9	8.2	93.72%
C660 - 29	1	575.23	0.29	1.5664	0.0225	0.1434	0.0010	0.0768	0.0008	957.0	13.7	863.7	5.9	1114.9	11.1	90.25%
C660 - 30	2	297.28	0.52	1.5135	0.0280	0.1558	0.0010	0.0723	0.0008	935.8	17.3	933.6	5.7	994.5	11.2	99.76%
C660 - 36	1	190.12	0.59	1.7635	0.0375	0.1736	0.0012	0.0756	0.0010	1032.1	22.0	1031.8	7.3	1084.2	14.6	99.97%
C660 - 20	2	390.11	0.43	1.9464	0.0417	0.1743	0.0010	0.0838	0.0008	1097.2	23.5	1036.0	5.8	1287.2	12.8	94.42%
C660 - 36	2	67.65	0.25	2.0300	0.0948	0.2054	0.0023	0.0766	0.0015	1125.6	52.5	1204.5	13.3	1111.0	22.3	107.01%
C660 - 37	2	826.57	1.94	0.0201	0.0011	0.0035	0.0001	0.0427	0.0027	20.2	1.1	22.3	0.4	0.0	0.0	110.56%
C660 - 50	1	26.28	0.51	0.3765	0.0343	0.0575	0.0020	0.0478	0.0036	324.5	29.5	360.5	12.5	88.0	6.7	111.11%
C660 - 43	2	13.58	1.04	1.8970	0.1458	0.2053	0.0050	0.0780	0.0039	1080.0	83.0	1203.6	29.2	1145.8	57.1	111.44%
C660 - 04	2	146.82	0.50	0.2847	0.0118	0.0450	0.0006	0.0507	0.0023	254.4	10.5	283.5	4.1	224.3	10.3	111.45%
C660 - 52	2	299.71	0.73	0.0591	0.0039	0.0101	0.0002	0.0423	0.0028	58.4	3.8	65.1	1.2	0.0	0.0	111.56%
C660 - 46	2	76.95	0.54	0.0576	0.0062	0.0099	0.0005	0.0432	0.0048	56.9	6.1	63.6	3.2	0.0	0.0	111.92%
C660 - 49	2	28.87	0.72	0.2683	0.0239	0.0448	0.0016	0.0493	0.0041	241.4	21.5	282.4	10.0	159.4	13.2	117.01%
C660 - 19	2	80.93	0.15	0.2736	0.0153	0.0460	0.0008	0.0437	0.0021	245.6	13.7	289.9	4.8	0.0	0.0	118.06%

mente, quedando expuesta y provocando una disminución del espesor hasta su desaparición (Figura 4 y 5). Esta base se caracteriza por una discordancia erosiva y ligeramente angular con la Formación Bajada Colorada del Grupo Mendoza (Figura 4 y 5a). Internamente, la unidad muestra una disposición subhorizontal (Figura 5a). En cuanto al tope, este se encuentra cubierto tanto por la Formación Collón Cura como por la Formación Río Negro, a través de una discordancia erosiva (Figura 4a y 5). Sin embargo, en el margen norte del valle del río Limay, sobre el Macizo de Sañicó, el tope de la unidad es cubierto por la Formación La Pava mediante discordancia angular (Figura 6).

El relevamiento estratigráfico y sedimentológico de la Formación Naupa Huen en el área de estudio permitió definir tres secciones: inferior, media y superior, según las características litofaciales dominantes. Aunque estas secciones no es-

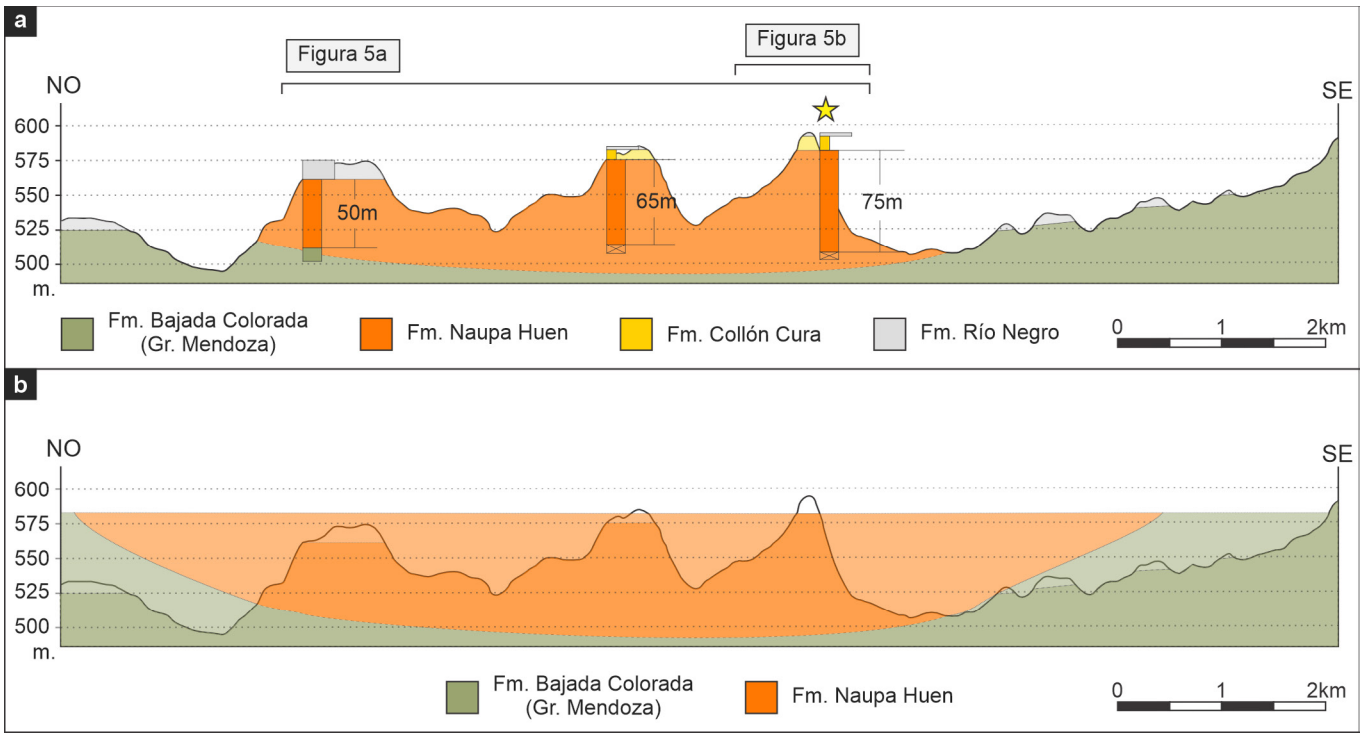


Figura 4. Sección geológica representativa de la Formación Naupa Huen en la región oriental del área de estudio, junto con la interpretación de su geometría a gran escala. a. Sección geológica compuesta por tres columnas estratigráficas, que evidencia la disposición, relaciones estratigráficas y variaciones de espesores de la Formación Naupa Huen. La estrella amarilla representa la ubicación del perfil sedimentológico realizado (véase Figura 7). Ubicación en Figura 3. b. Interpretación de la geometría a gran escala de la Formación Naupa Huen, previo a la erosión y depositación de las formaciones Collón Cura y Río Negro

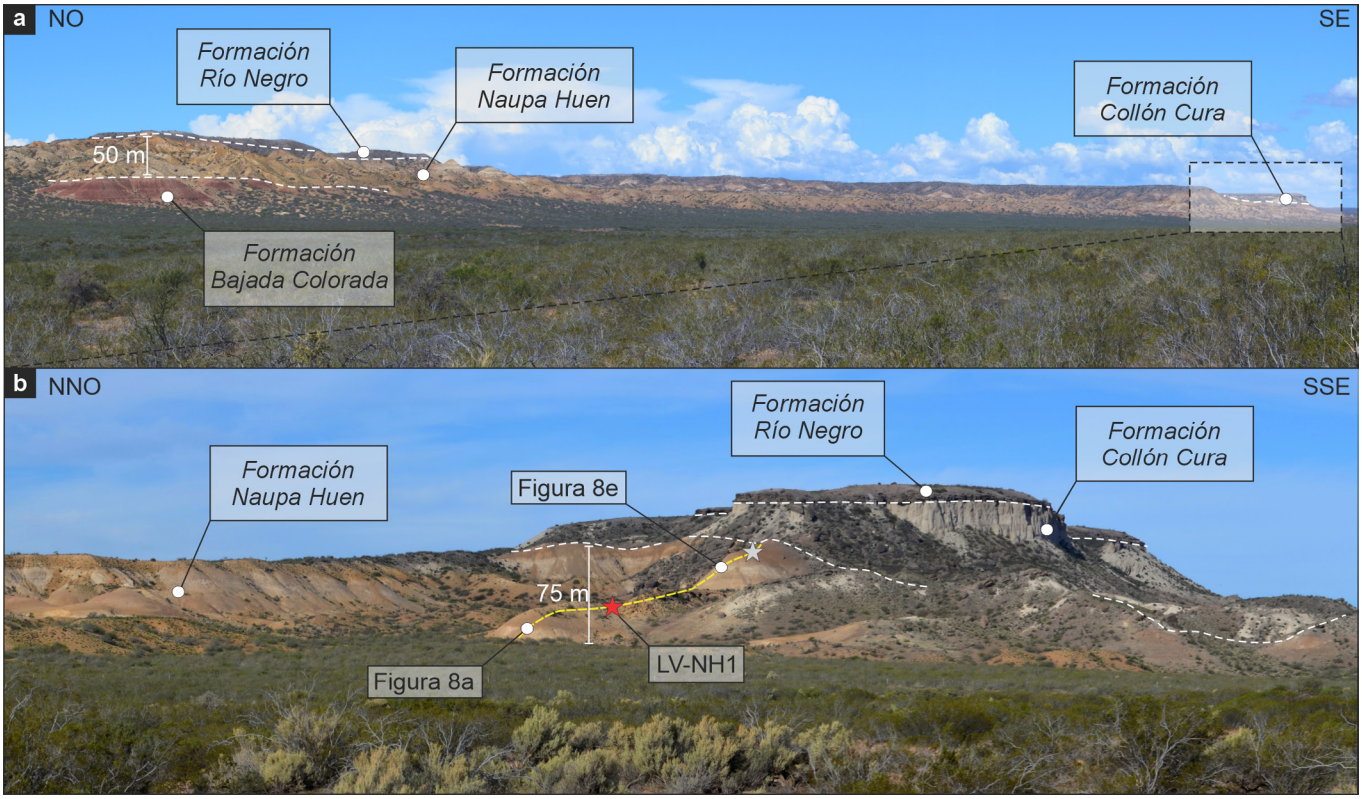


Figura 5. Fotografías panorámicas del área de estudio, en donde se observa el aspecto general y las relaciones estratigráfica de la Formación Naupa Huen con las unidades adyacentes. Ubicación en Figura 3. a. Formación Naupa Huen apoyando sobre el sustrato pre-Cenozoico correspondiente a la Formación Bajada Colorada (Grupo Mendoza) mediante una discordancia erosiva y ligeramente angular. En el extremo sureste, se observa que la Formación Naupa Huen está cubierta por la Formación Collón Cura mediante discordancia erosiva, mientras que en el sector noroeste está cubierta por la Formación Río Negro de manera similar. b. Fotografía de detalle del sector sureste de la Figura 5a en donde se observa a la Formación Collón Cura cubriendo parcialmente a la Formación Naupa Huen, mediante una discordancia fuertemente erosiva. La línea punteada amarilla representa la traza del perfil sedimentológico realizado, mientras que las estrellas roja y gris marcan las posiciones donde se recolectaron las muestras previstas para los análisis radiométricos. Solo la muestra LV-NH1 (estrella roja) presentó la cantidad suficiente de circones para llevar a cabo dicho análisis.

tán presentes en toda el área de estudio, las mismas pueden observarse claramente en la localidad seleccionada para el relevamiento del perfil sedimentológico (Figura 4 y 7).

-Sección inferior (SI): la SI aflora en el sector SE de la transecta relevada. Su base no está expuesta y posee 15 metros de espesor mínimo aflorante. Se caracteriza por una sucesión semicubierta y meteorizada compuesta de areniscas medianas a finas y limo-arcillitas con subordinada cantidad de material volcaniclástico tobáceo retrabajado (Figura 7, 8a). Las areniscas poseen una coloración castaña y se disponen en estratos de 0.5 a 1.5 metros de espesor. Se caracterizan por estar bien a moderadamente bien seleccionadas, y presentar estructuras de estratificación horizontal a entrecruzada planar difusa (Figura 8). En ocasiones las areniscas se presentan con moderada a mala selección y en formas masivas. Se componen de clastos subangulosos de líticos ígneo-metamórficos y de rocas ígneas volcánicas ácidas a intermedias, así como de cristaloclastos de cuarzo y feldespato. En general, las areniscas gradan hacia niveles de limo-arcillitas de coloraciones ocres a rojizas con espesores de hasta 5 metros (Figura 7). Internamente, estos niveles son masivos, con ocasional laminación horizontal difusa y desarrollo de paleosuelos denotados por la presencia de rizolitos y cutanes de arcilla.

-Sección media (SM): la SM aflora a lo largo de toda la transecta relevada y posee hasta 40 metros de espesor (Figura 7). Internamente se distinguen cuerpos individuales de geometría lenticular de gran escala con base erosiva cóncava hacia arriba y techo plano, que miden decenas de metros de ancho y hasta 10 metros de espesor (Figura 8c). Estos cuerpos se componen de intercalaciones de niveles de conglomerados y areniscas medianas a gruesas de entre 30 y 50 centímetros de espesor, limitados por superficies difusas que evidencian una estratificación horizontal a entrecruzada planar de gran escala (Figura 8c). Los niveles de conglomerados son matriz sostén, mal seleccionados y masivos. Los clastos miden entre 2 y 10 centímetros con una media entre 4 y 5 centímetros (Figura 8d). Estos son mayormente redondeados y corresponden a líticos de basamento ígneo-metamórfico, rocas ígneas volcánicas ácidas a intermedias, y sedimentitas

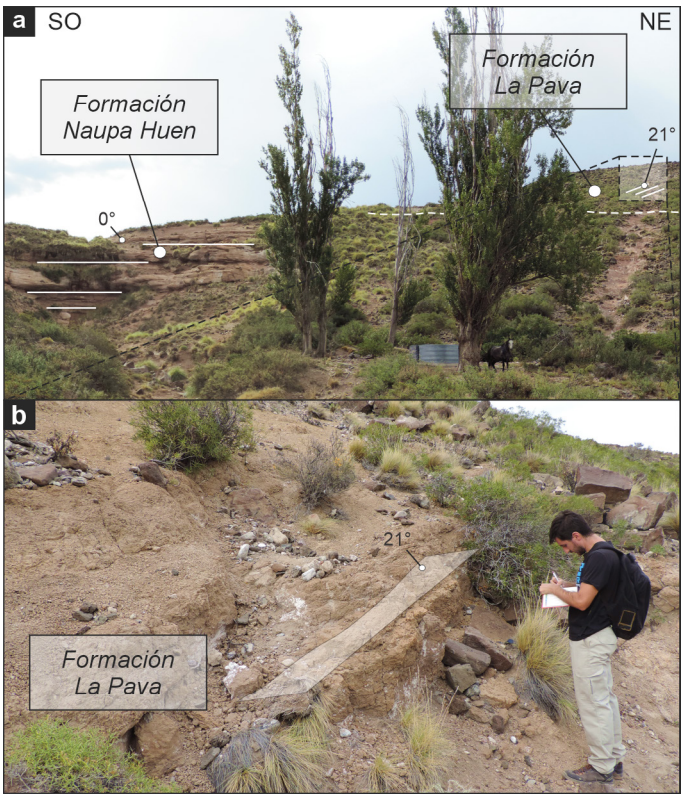


Figura 6. Fotografías en donde se observa la relación estratigráfica entre la Formación Naupa Huen y la Formación La Pava, en el sector occidental del área de estudio. Ubicación en Figura 3. a. Formación Naupa Huen siendo cubierta por la Formación La Pava, mediante discordancia angular. La línea blanca discontinua señala el contacto entre ambas unidades, mientras que las líneas blancas continuas indican el trazo y los valores de inclinaciones medidos en los estratos. b. Detalle de los paleosuelos característicos de la Formación La Pava, con la inclinación de los estratos señalada.

procedentes del sustrato cretácico. Los niveles de areniscas medianas a gruesas son clasto sostén, moderadamente seleccionados y presentan estructuras de estratificación entrecruzada planar a laminación paralela. También se presentan como niveles mal seleccionados y masivos (Figura 8d). Toda la SM presenta abundantes restos de leños fósiles con tamaños de hasta 9 metros de largo y más de 1 metro de diámetro.

-Sección superior (SS): la SS aflora en el sector SE de la transecta relevada y posee 20 metros de espesor. Se caracteriza por una sucesión semicubierta y meteorizada compuesta de areniscas mediana a finas y limo-arcillitas de coloración castaño claro a ocre, con material volcaniclástico tobáceo retrabajado (Figura 7, 8e). Las areniscas se disponen en niveles de 0.5 a 2 metros de espesor y suelen gradar a niveles de limo-arcillitas. Su composición es similar a las areniscas descriptas en la SI, caracterizándose por clastos subangulosos de líticos ígneo-metamórficos y de rocas ígneas volcánicas ácidas a intermedias, así como por cristaloclastos de cuarzo y feldespato. Hacia el tope, se vuelven preponderantes los niveles de limo-arcillita de entre 3 y 5 metros de espesor (Fi-

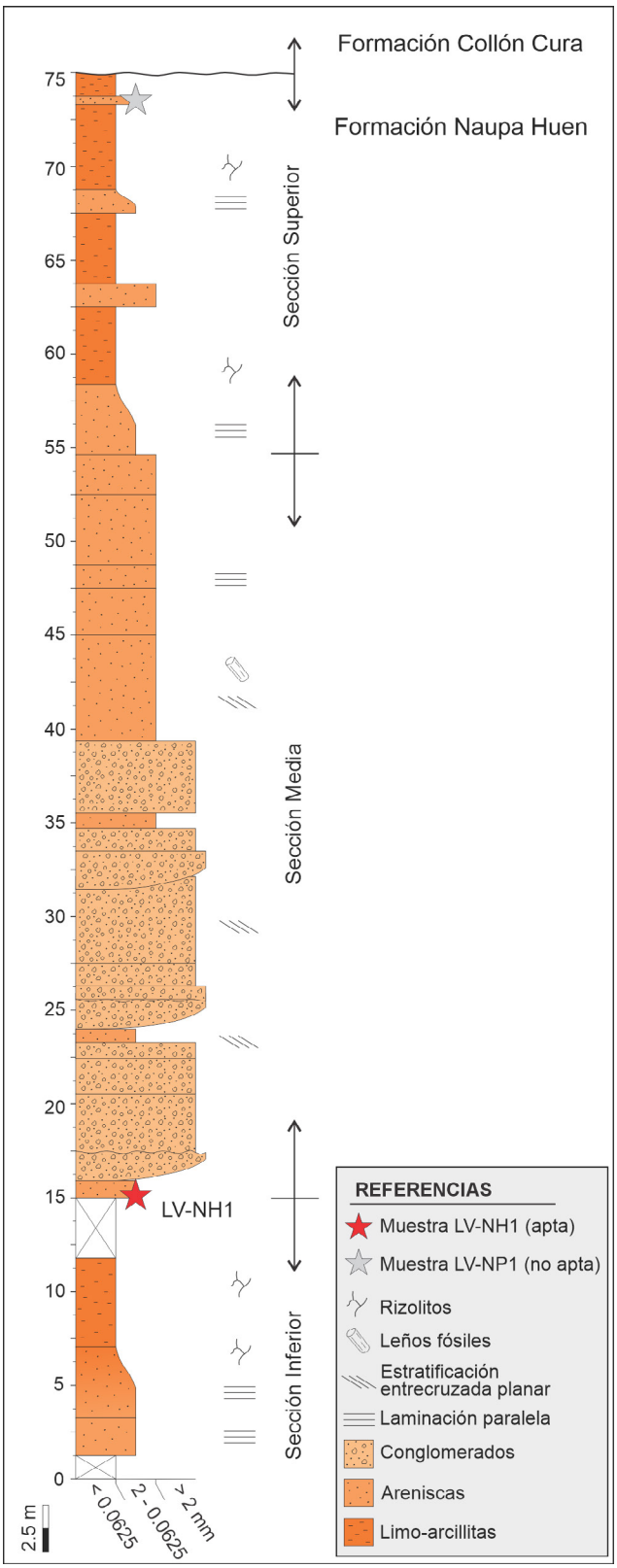


Figura 7. Perfil sedimentológico de la Formación Naupa Huen. Las estrellas roja y gris marcan las posiciones donde se recolectaron las muestras previstas para los análisis radiométricos. Solo la muestra LV-NH1 (estrella roja) presentó la cantidad suficiente de circones para llevar a cabo dicho análisis. La ubicación del perfil se presenta en la Figura 3, mientras que la traza de relevamiento de este se observa en Figura 5b.

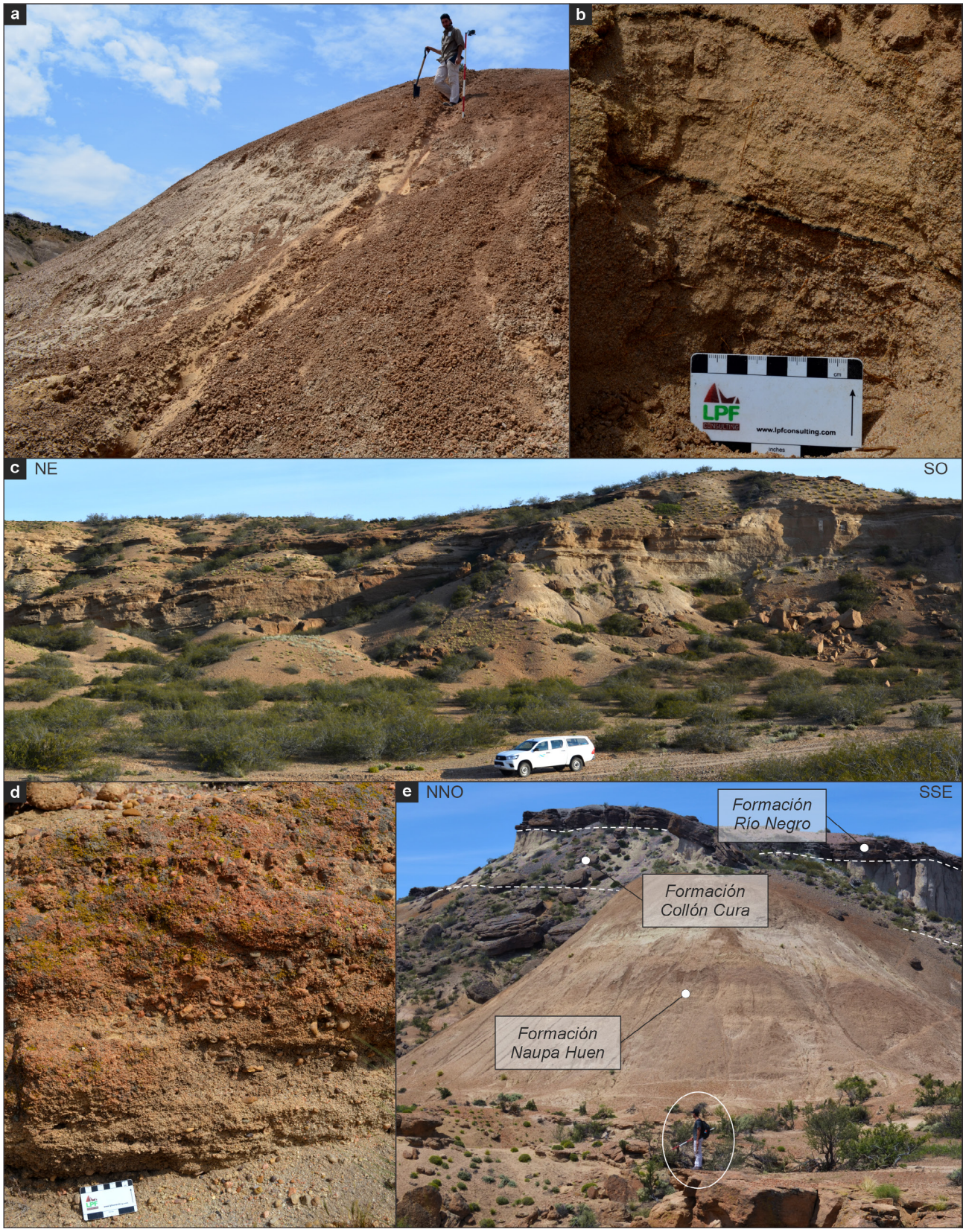


Figura 8. Fotografías de las principales litologías de la Formación Naupa Huen en la zona de estudio. a. Depósitos de limo-arcillitas y areniscas finas a medianas de la sección inferior. b. Detalle de las areniscas medianas con laminación paralela de la sección inferior. c. Panorámica de la sección media. d. Detalle de los depósitos conglomerádicos de la sección media. e. Depósitos de limo-arcillitas y areniscas finas a medianas de la sección superior.

gura 7). Internamente estos niveles se observan masivos o con laminación paralela difusa y presentan desarrollo de paleosuelos denotados por la presencia de rizolitos y cutanes de arcilla.

La presencia de cuerpos de geometría lenticular de gran escala, compuestos por niveles de conglomerados y areniscas medianas a gruesas con base erosiva, junto con la existencia de estructuras tractivas, ubicados en la SM, pueden interpretarse como producto de la depositación subácuea debido a flujos turbulentos canalizados, unidireccionales y diluidos (Bridge 2003, Miall 2013). Los niveles de conglomerados y areniscas mal seleccionados y masivos pueden interpretarse como depósitos producto de flujos gravitacionales densos no canalizados (Blair y McPherson 1994, Miall 2013). En las SI y SS, el dominio de litofacies de areniscas finas a mediana bien seleccionadas con estructuras tractivas y de limo-arcillitas con evidencias de desarrollo de paleosuelos, sugiere depósitos asociados a canales secundarios y decantación durante periodos de escasa a nula depositación y desarrollo de suelos (Mjøs et al. 1993, Bridge 2003, Miall 2013). Los niveles de areniscas masivas moderadamente a mal seleccionadas podrían corresponder a la depositación abrupta de flujos gravitacionales densos (Blair y McPherson 1994, Miall 2013). En conjunto, la interpretación de estos depósitos permite sugerir una depositación asociada a un sistema fluvio-aluvial (Bridge 2003, Gibling 2006).

Las características litológicas internas, junto con las relaciones estratigráficas de la base y el techo, la variación de espesor y la geometría a gran escala, sugieren que la Formación Naupa Huen corresponde a un sistema fluvio-aluvial que se encuentra rellenando un paleovalle, el cual presenta una disposición general SO-NE, paralela al actual valle del río Limay, entre el Macizo de Sañicó y el Lago Ramos Mexía.

Análisis radiométrico U-Pb (LA-ICP-MS) en circones detríticos

La muestra LV-NH1 fue recolectada en la base de la sección media de la Formación Naupa Huen (Figura 3, 5b y 7) y corresponde a una arenisca fina tobácea, por lo que la edad obtenida es considerada una edad de máxima depositación (EMD). Los circones generalmente son subhedrales, muestran morfologías prismáticas, y poseen longitudes de entre 100 y 200 µm y relaciones de aspecto de entre 1:2 y 1:3 (Figura 9a). Un total de 109 análisis U-Pb (LA-ICP-MS) en circones detríticos fueron realizados, de los cuales 96 resultaron concordantes en un 90 – 110 % (Tabla 1). En la Figura 9b se presentan los resultados en un Diagrama de Wetherill.

La distribución de las edades de los circones detríticos analizados, observada en el ploteo de Estimación de Densidad de Kernel (KDE), muestra una distribución de patrones multimodal (Figura 9c). Estas edades arrojan valores que van desde los 47.8 Ma hasta los 1204.5 Ma. Un pico principal ocurre a los c. 278 Ma (Pérmico temprano; 62.5 %) en un rango que varía entre 256 y 313 Ma, mientras que picos secundarios pueden observarse a los c. 363 Ma (Devónico Tardío; 12.5 %) variando entre 341 y 388 Ma, c. 187 Ma (Jurásico Temprano; 11.5 %) variando entre 181 y 194 Ma, y c. 70 Ma (Cretácico Tardío; 7.3 %) variando entre 47 y 84 Ma. Además, se reconocen de forma aislada unos pocos granos con edades mayores a los 500 Ma (Figura 9c).

Al analizar la distribución de granos que constituyen el grupo de circones más jóvenes (c. 70 Ma; n = 6) se observa que la misma no muestra un pico de frecuencia marcado, ya que la diferencia de edad entre los dos granos más jóvenes es significativamente mayor que sus respectivas incertidumbres analíticas (47.8 ± 1.0 Ma y 63.6 ± 1.0 Ma; Tabla 1). Considerando la posibilidad de que una edad aislada significativamente menor que el resto de las edades del grupo de circones más jóvenes, puede ser causada por pérdida de Pb post-depositacional, lo que puede generar estimaciones precisas pero inexactas (Vermeesch 2021), la estimación de la EMD se realizó mediante dos métodos diferentes: *maximum likelihood age* (MLA; Vermeesch 2021) y *youngest single grain* (YSG; Dickinson y Gehrels 2009). De esta manera, si se considera la presencia de perdida de Pb, el circón aislado más joven se excluye (n = 95), y el método MLA puede ser aplicado, obteniéndose una EMD de 63.56 ± 0.96 Ma (Daniense; Paleoceno temprano) (Figura 9d). En contraposición, de no considerarse la presencia de perdida de Pb, el circón aislado más joven debe ser incluido (n = 96), lo que genera una diferencia de edad entre este y el segundo grano más joven significativamente mayor que sus respectivas incertidumbres analíticas. En estos casos, el método YSG (Dickinson y Gehrels 2009) es el método estadísticamente más adecuado (Vermeesch 2021), y permite obtener una EMD de 47.8 ± 1.0 Ma (Luteciense, Eoceno temprano; Tabla 1).

DISCUSIÓN

Estratigrafía y geocronología de la Formación Naupa Huen

La Formación Naupa Huen representa una unidad sedimentaria de naturaleza continental que se distribuye a lo largo del antepaís norpatagónico. Los resultados obtenidos a partir de la variación de espesor, geometría a gran escala y características litológicas internas, indican que la unidad corresponde a un sistema fluvio-aluvial que se encuentra relle-

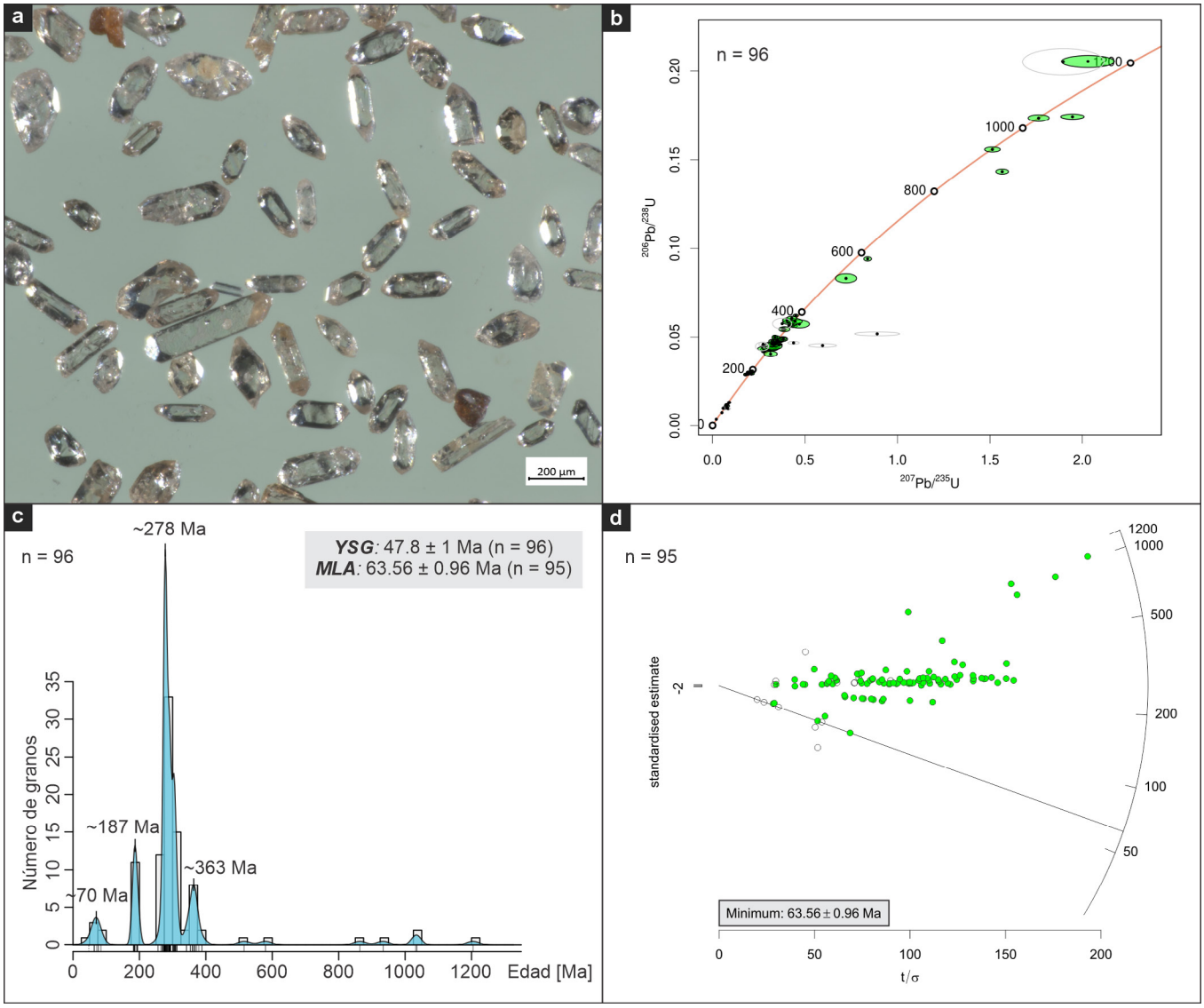


Figura 9. Resultados U-Pb (LA-ICP-MS) en circones detríticos de la muestra LV-NH1 de la Formación Naupa Huen. a. Imagen a lupa binocular de algunos circones hallados en la muestra. b. Diagrama de Wetherill de los granos analizados expresados con una incertidumbre absoluta de 1σ (n = 96). Los datos concordantes (100 ± 10 %) son resaltados en verde. c. Histograma y ploteo KDE de los granos concordantes (n = 96), donde se resaltan los 4 picos principales de edades. d. *Radial plot* de los granos concordantes sin considerar el circón aislado más joven (n = 95), mostrando la EMD obtenida mediante el método MLA (Vermeesch 2021).

nando un paleovalle cuya disposición general se extiende en dirección SO-NE entre el Macizo de Sañicó y el Lago Ramos Mexía de manera paralela al valle actual del río Limay. Estas características depositacionales son coincidentes con las observaciones mencionadas por otros autores con anterioridad (Wichmann 1934, Roll 1935, Rolleri et al. 1984, Leanza y Hugo 1997, Huyghe et al. 2015).

Desde el punto de vista estratigráfico, la base de la unidad se caracteriza por una discordancia erosiva y ligeramente angular sobre la Formación Bajada Colorada del Grupo Mendoza (Berriasiano Tardío – Valanginiano: ~140 – 132 Ma; Foucault et al. 1987), mientras que su tope ha sido definido con anterioridad por un pasaje transicional, una paraconcordancia o una discordancia levemente erosiva, con los depósitos volcaniclásticos de la Formación Collón Cura (Mioceno Medio: ~15 – 13 Ma; Rabassa 1975, Marshall et al. 1977, Rolleri et al. 1984, Mazzoni y Benvenuto 1990, Leanza y Hugo 1997). Esto ha llevado a considerar a la Formación Naupa Huen como una sección basal de la Formación Collón Cura y correlacionable con la Formación La Pava (~19 Ma, Burdigaliense, Mioceno Temprano; Pozzo 1956, Rolleri et al. 1984, Leanza y Hugo 1997, D'Elia et al. 2020). Las relaciones estratigráficas mencionadas pueden observarse en los afloramientos de la margen sur del valle del río Limay (Figura 5). Sin embargo, las observaciones efectuadas en este trabajo en la región occidental del área de estudio, sobre el Macizo de Sañicó, evi-

dencian que los depósitos de la Formación Naupa Huen también son cubiertos por la Formación La Pava mediante una discordancia angular (Figura 6). A su vez, cabe resaltar que el hallazgo de los géneros *Protypotherium y Hegetotherium* por Rolleri et al. (1984), correspondientes al Mioceno Temprano – Mioceno Medio, se ubican en la base de la Formación Collón Cura (Rolleri et al. 1984) y no dentro de la Formación Naupa Huen como sugieren Leanza y Hugo (1997).

Por su parte, el resultado del análisis geocronológico sobre circones detríticos obtenidos de una muestra de la sección media de la Formación Naupa Huen arrojó dos posibles edades de máxima depositación (EMD) según se considere o no la pérdida de Pb post-depositacional en el circón más joven encontrado: 63.56 ± 0.96 Ma (Daniense; Paleoceno temprano) según el método *maximum likelihood age* (MLA; Vermeesch 2021; n = 95) y 47.8 ± 1.0 Ma (Luteciense, Eoceno temprano) según el método *youngest single grain* (YSG; Dickinson y Gehrels 2009; n = 96). Sin embargo, dado que la difusividad del Pb en los circones es baja a las temperaturas encontradas en la mayoría de las cuencas sedimentarias, la pérdida de Pb post-depositacional es un problema poco común en geocronología detrítica (Cherniak y Watson 2001, Copeland 2020). De esta manera, al considerar el circón aislado más joven (n = 96), los argumentos estadísticos del método MLA no se cumplen, y el método YSG resulta ser el estadísticamente más adecuado para obtener una EMD (Vermeesch 2021). De esta forma, las evidencias estratigráficas mencionadas anteriormente, en combinación con la EMD obtenida mediante el método YSG, indican que la depositación de la Formación Naupa Huen habría sido previa a la depositación de la Formación La Pava, de edad Burdigaliense (Mioceno Temprano), y se restringe al rango Eoceno temprano (Luteciense) – Mioceno Temprano (Aquitaniense), entre 47.8 ± 1.0 y ~19 Ma. Cabe destacar que, si se considera la presencia de pérdida de Pb en el circón aislado más joven, el rango temporal de la formación se extiende al Paleoceno temprano (Daniense) – Mioceno Temprano (Aquitaniense), entre 63.56 ± 0.96 y ~19 Ma. Sin embargo, esto no cambia el hecho de que su depositación fue previa a la de la Formación La Pava. De esta manera, la caracterización estratigráfica realizada en este trabajo, junto con la primera datación U-Pb en circones detríticos obtenida para la Formación Naupa Huen, permiten realizar nuevas consideraciones acerca de su depositación en el contexto cenozoico del Antepaís Norpatagónico.

Implicancias para el antepaís norpatagónico

A lo largo del antepaís norpatagónico, la Formación Naupa Huen ha sido correlacionada con distintas unidades en base a su posición estratigráfica y contenido fosilífero. En el área de estudio, la unidad ha sido correlacionada con la Formación La Pava, mientras que en sectores distantes se la ha correlacionado con las formaciones Cerro Bandera y Puesto Burgos, así como con la sección inferior de Formación Chichinales (Pozzo 1956, Digregorio y Uliana 1975, Uliana 1978, Rolleri et al. 1984, Leanza y Hugo 1997, Leanza y Hugo 2001, Hugo y Leanza 2001a, Hugo y Leanza 2001b, Huyghe et al. 2015, Messager et al. 2023). Estas correlaciones entre la Formación Naupa Huen y sucesiones sinorogénicas de naturaleza volcaniclástica han llevado a considerar a la misma como parte del ciclo tectono-estratigráfico que dio lugar a la configuración del Antepaís Fragmentado Patagónico (AFP) durante el régimen contraccional del Mioceno Temprano (Burdigaliense) – Mioceno Medio (Huyghe et al. 2015, Niviére et al. 2019, Messager et al. 2023).

Los resultados presentados en este trabajo indican que la Formación Naupa Huen representa una unidad de naturaleza fluvio-aluvial que rellena un paleovalle con disposición general SO-NE, paralelo al actual valle del río Limay, con un rango depositacional que abarca desde el Eoceno temprano (Luteciense) hasta el Mioceno Temprano (Aquitaniense), entre 47.8 ± 1.0 y ~19 Ma. No obstante, si se considera la posible pérdida de Pb en el circón más joven, el rango temporal de la formación podría extenderse hasta el Paleoceno temprano (Daniense), alcanzando los 63.56 ± 0.96 Ma. Sin embargo, independientemente de la interpretación adoptada, el rango depositacional de la unidad, junto con la posición estratigráfica que la separa de la Formación La Pava mediante discordancia angular, y la predominancia de depósitos de composición epiclástica, contrastan con las características de los depósitos sinorogénicos de naturaleza volcaniclástica acumulados durante el Mioceno Temprano (Burdigaliense) – Mioceno Medio en la región (formaciones La Pava y Collón Cura; López et al. 2019, D'Elia et al. 2020). Esto sugiere que, en el contexto regional, la depositación de la Formación Naupa Huen podría estar vinculada a un ciclo tectono-estratigráfico previo a la configuración neógena del AFP, iniciada durante el Mioceno Temprano (Burdigaliense).

Durante el intervalo de tiempo al que se ha restringido a la Formación Naupa Huen en este trabajo (47.8 ± 1.0 – ~19 Ma; con posibilidad de ser extendido a 63.56 ± 0.96 – ~19 Ma), el antepaís norpatagónico ha estado sujeto a diferentes eventos tectono-estratigráficos. Durante el Paleoceno – Eoceno temprano, esta región estuvo caracterizada por el desarrollo de un volcanismo bimodal de intra-placa (Cinturón de Pilcaniyeu, 60 – 42 Ma; Rapela et al. 1988, Suárez y de la Cruz 2001, Aragón et al. 2011, Echaurren et al. 2016, Iannelli et al. 2017, Folguera et al. 2018, Iannelli et al. 2018, Iannelli et al. 2020). Posteriormente, entre el Eoceno medio y el Mioceno Tempra-

no (Aquitaniense), se produjo un pronunciado retroceso de la zona de trinchera que desencadenó un régimen extensional (Horton y Fuentes 2016, Horton 2018), junto con el desarrollo de un extenso volcanismo de composición basáltica a andesítica sobre los Andes Norpatagónicos (Cinturón de El Maitén, 34 – 21 Ma; Rapela et al. 1988, Bechis et al. 2014, Echaurren et al. 2016, Iannelli et al. 2017, Folguera et al. 2018, Iannelli et al. 2018, Iannelli et al. 2020). El rango depositacional obtenido en este trabajo para la Formación Naupa (47.8 ± 1.0 - ~19 Ma) sugiere una posible correlación temporal con el esquema tectono-estratigráfico caracterizado por un volcanismo bimodal de intra-placa desarrollado durante el Paleoceno – Eoceno temprano (Aquitaniense). Por su parte, la notable ausencia de circones con edades de entre 34 y 21 Ma que podrían corresponder al volcanismo basáltico-andesítico desarrollado durante el régimen extensional del Eoceno medio – Mioceno Temprano (Aquitaniense), no es evidencia suficiente para descartar una vinculación temporal con este esquema tectono-estratigráfico, dado que este volcanismo pudo no haber constituido parte de las zonas de aporte de los sistemas sedimentarios de la Formación Naupa Huen. Si se considera la posible pérdida de Pb en el circón más joven, el rango depositacional de 63.56 ± 0.96 - ~19 Ma para la unidad, mantiene las correlaciones mencionados anteriormente.

Considerando a la Formación Naupa Huen como parte de un esquema tectono-estratigráfico Paleógeno del antepaís norpatagónico, y en base a consideraciones realizadas previamente por diferentes autores, esta formación puede ser correlacionada con otras unidades de la región. Diversos autores (Parker 1972, Digregorio y Uliana 1975, Uliana 1978, Rolleri et al. 1984, Leanza y Hugo 1997) han correlacionado a la Formación Naupa Huen con la Formación Puesto Bartolo (Cucchi et al. 1998), aflorante en el área de estudio (Figura 2 y 3). Si bien la edad de esta formación ha sido asignada con ciertas dudas al Eoceno temprano (Galli 1969), algunas de sus características como su ubicación y distribución (Figura 3), su disposición horizontal por debajo de los depósitos inclinados de la Formación La Pava o de los Basaltos Cerro Petiso y Coyocho (Figura 2), y su composición predominantemente epiclástica (Galli 1969; Uliana y Robbiano 1974; Cucchi et al. 1998; D'Elia et al. 2020), permiten considerar una posible correlación entre ambas unidades. De igual manera, Digregorio y Uliana (1975) han correlacionado a la Formación Naupa Huen con los depósitos de la Formación Lolog, ubicados fuera del área de estudio, en la región del antepaís proximal (Escosteguy y Franchi 2010). Si bien estas formaciones comparten algunas características como el patrón de distribución, ciertas características litológicas y su posible edad (Turner 1973, Spalletti 1983, Escosteguy y Franchi 2010, Escosteguy et al. 2013), se requieren mayores estudios para alcanzar una conclusión definitiva sobre una posible correlación entre ellas.

De esta manera, si bien los resultados presentados en este trabajo evidencian que la Formación Naupa Huen corresponde a un ciclo tectono-estratigráfico previo a la configuración del AFP durante el régimen contraccional del Mioceno Temprano (Burdigaliense) – Mioceno Medio, se requieren más estudios de detalle para poder correlacionar esta unidad con los distintos eventos de sedimentación que existieron en la región durante el Paleógeno y el Mioceno Temprano.

CONCLUSIONES

El análisis estratigráfico y geocronológico realizado en este trabajo revela que la Formación Naupa Huen es de edad pre-Burdigaliense (Mioceno Temprano) y fue producto de un sistema fluvio-aluvial que rellena un paleovalle con una disposición general SO-NE, paralela al margen del actual valle del río Limay, entre el Macizo de Sañicó y el Lago Ramos Mexia. Los resultados geocronológicos obtenidos han permitido definir una edad de máxima depositación de 47.8 ± 1.0 Ma para esta unidad (o de 63.56 ± 0.96 Ma si se considera perdida de Pb en el circón más joven). La combinación de estos resultados, junto con nuevas evidencias sobre su posición estratigráfica por debajo de la Formación La Pava, de edad Burdigaliense, mediante una discordancia angular, han permitido restringir la Formación Naupa Huen al Eoceno temprano (Luteciense) – Mioceno Temprano (Aquitaniense), con una posible extensión al Paleoceno temprano (Daniense). Esto sugiere que la unidad corresponde a un ciclo tectono-estratigráfico previo a la configuración del Antepaís Fragmentado Patagónico, desarrollado durante el régimen contraccional iniciado en el Burdigaliense (Mioceno Temprano) y extendido hasta el Mioceno Medio, como ha sido propuesto con anterioridad. Si bien esto ha permitido evaluar posibles correlaciones estratigráficas con diferentes unidades paleógenas del antepaís norpatagónico, más estudios de detalle deben ser realizados para contribuir al entendimiento de la sedimentación cenozoica de esta región.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias al análisis geocronológico U-Pb por parte del Centro Tecnológico Productivo I+D LA.TE. ANDES y CONICET (Argentina). Los/as autores/as desean agradecer a los habitantes del área de estudio por su apoyo y hospitalidad. Agradecemos también al Lic. Lucas

Mon y al Lic. Joaquín Pérez Mayoral por su invalorable apoyo durante las tareas de campo. El modelo de elevación digital TanDEM-X fue provisto por el Centro Aeroespacial de Alemania (German Aerospace Center) a través del proyecto científico DEM-GEOL1108. Este trabajo fue financiado con fondos del Préstamo BID PICT 2020-SERIEA-01710. Finalmente, expresar nuestro agradecimiento al Dr. Patricio Payrola, y a un revisor anónimo, así como al Editor Asociado de la revista, Dr. Federico Dávila, y al Editor en Jefe, Dr. Ricardo Astini, por la revisión y sugerencias que ayudaron a enriquecer este trabajo.

REFERENCIAS

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 breakup. Gondwana Research 19 (2): 482-494.

Aragón, E., D'Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C.E., Aguilera, Y.E., Mazzucchelli, M. y Ribot, A. 2011. Tectono-magmatic response to major convergence changes in the North Patagonian suprasubduction system; the Paleogene subduction–transcurrent plate margin transition. Tectonophysics 509 (3-4): 218-237.

Bechis, F., Encinas, A., Concheyro, A., Litvak, V.D., Aguirre-Urreta, B. y Ramos, V.A. 2014. New age constraints for the Cenozoic marine transgressions of northwestern Patagonia, Argentina (41°–43° S): Paleogeographic and tectonic implications. Journal of South American Earth Sciences 52: 72-93.

Bilmes, A., D'Elia, L., Franzese, J.R., Veiga, G.D. y Hernández, M. 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: the Gastre Basin, Argentina. Tectonophysics 601: 98-111.

Blair, T.C. y McPherson, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. Journal of Sedimentary Research 64 (3a): 450-489.

Bridge, J.S. 2003. Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record. Blackwell Publishing, 491 p., Oxford.

Bucher, J., López, M., García, M.R., Bilmes, A., D'Elia, L., Funes, D. S., Feo, R. y Franzese, J.R. 2018. Estructura y estratigrafía de un bajo neógeno del antepaís norpatagónico: el depocentro Paso del Sapo, provincia de Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 75 (3): 312-324.

Bucher, J., García, M., López, M., Milanese, F., Bilmes, A., D'Elia, L., Naipauer, M., Sato, A.M., Funes, D., Rapalini, A. y Franzese, J.R. 2019a. Tectonostratigraphic evolution and timing deformation in the Miocene Paso del Sapo Basin: Implications for the Patagonian broken foreland. Journal of South American Earth Sciences 94: 102212.

Bucher, J., Milanese, F., López, M., García, M., D'Elia, L., Bilmes, A., Naipauer, M., Sato, A.M., Funes, D., Rapalini, A., Valencia, V.A., Ventura Santos, R., Hauser, N., Cruz Vieira, L. y Franzese, J.R. 2019b. U-PB geochronology and magnetostratigraphy of a north Patagonian synorogenic Miocene succession: Tectono-stratigraphic implications for the foreland system configuration. Tectonophysics 766: 81-93.

Burns, W.M., Jordan, T.E., Copeland, P. y Kelley, S.A. 2006. The case for extensional tectonics in the Oligocene-Miocene Southern Andes as recorded in the Cura Mallín basin (36°–38° S). En: Kay, S.M., y Ramos, V.A. (eds.), Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S lat). Geological Society of America, Special Paper 407: 163–184.

Cembrano, J., Hervé, F. y Lavenu, A. 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. Tectonophysics 259: 55-66.

Cherniak, D.J. y Watson, E.B. 2001. Pb diffusion in zircon. Chemical Geology 172 (1-2): 5-24.

Copeland, P. 2020. On the use of geochronology of detrital grains in determining the time of deposition of clastic sedimentary strata. Basin Research 32 (6): 1532-1546.

Cucchi, R., Espejo, P. y González, R. 1998. Hoja Geológica 4169-I, Piedra del Águila, Provincias del Neuquén y Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 242: 1-74, Buenos Aires.

D'Elia, L., Bilmes, A., Franzese, J.R., Veiga, GD., Hernández, M. y Muravchik, M. 2015. Early evolution of the southern margin of the Neuquén Basin, Argentina: tectono-stratigraphic implications for rift evolution and exploration of hydrocarbon plays. Journal of South American Earth Sciences 64: 42-57.

D'Elia, L., Bilmes, A., Varela, A.N., Bucher, J., López, M., García, M., Ventura Santo, R., Hauser, N., Naipauer, M., Sato, A.M. y Franzese, J.R. 2020. Geochronology, sedimentology and paleosol analysis of a Miocene, syn-orogenic, volcaniclastic succession (La Pava Formation) in the north Patagonian foreland: Tectonic, volcanic and paleoclimatic implications. Journal of South American Earth Sciences 100: 102555.

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 (1-2): 115-125.

Digregorio, J.H. y Uliana, M.A. 1975. Plano geológico de la Provincia del Neuquén, escala 1: 500.000. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 69-93, 1 mapa. Buenos Aires.

Diraison, M., Cobbold, P.R., Rossello, E.A. y Amos, A.J. 1998. Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia. Journal of South America Earth Sciences 11 (6): 519-532.

Echaurren, A., Folguera, A., Gianni, G., Orts, D., Tassara, A., Encinas, A., Giménez, M. y Valencia, V. 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41°–44° S) through recognition of syntectonic strata. Tectonophysics 677: 99-114.

Escosteguy, L. y Franchi, M. 2010. Estratigrafía de la región de Chapelco, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 66 (3): 418-429.

Escosteguy, L., Geuna, S., Franchi, M., González Díaz, E., Dal Molín, C. 2013. Hoja Geológica 4172-II, San Martín de los Andes, Provincias del Neuquén y de Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 409: 1-92, Buenos Aires.

Falco, J.I., Bechis, F., Litvak, V.D., Ballesteros Prada, J.M. 2022. Estratigrafía de la Formación Collón Cura en la localidad de Arroyo Chacay (Provincia de Río Negro). 21° Congreso Geológico Argentino, Actas: 43-44, Puerto Madryn.

Ferello, R. 1946. Estudio geológico en la región de Piedra del Águila (Neuquén). Tesis doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires (inédita), pp. 92, Buenos Aires.

Folguera, A., Vera, E.R., Bottesi, G., Valcarce, G.Z. y Ramos, V.A. 2010. The Loncopué Trough: A Cenozoic basin produced by extension in the southern Central Andes. Journal of Geodynamics 49 (5): 287-295.

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 (4): 531-546.

Folguera, A., Gianni, G.M., Encinas, A., Álvarez, O., Orts, D., Echaurren, A., Litvak, V.D., Navarrete, C.R., Sellés, D., Tobal, J., Ramos, M.E., Fennell, L., Fernández Paz, L., Giménez, M., Martínez, P., Ruiz, F. y Iannelli, S.B. 2018. Neogene Growth of the Patagonian Andes. En: Folguera, A., Contreras-Reyes, E., Heredia, N., Encinas, A., Iannelli, S.B., Oliveros, V., Dávila, F.M., Collo, G., Giambiagi, L., Maksymowicz, A., Iglesia Llanos, M.P., Turienzo, M., Naipauer, M., Orts, D., Litvak, V.D., Álvarez, O. y Arriagada, C. (eds.), The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes. Springer Earth System Sciences: 475-501.

Foucault, J.E., Vaillard, L.C. y Viñez, R.F. 1987. Estratigrafía de las unidades aflorantes a lo largo del curso inferior del río Limay, Provincia de Neuquén y Río Negro, República Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 139-142, San Miguel de Tucumán.

Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. Journal of South American Earth Sciences 14 (3): 257-270.

Franzese, J.R., Spalletti, L., Pérez, I.G. y Macdonald, D. 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°–54° S). Journal of South American Earth Sciences 16 (1): 81-90.

Franzese, J.R., D'Elia, L., Bilmes, A., Muravchik, M. y Hernández, M. 2011. Superposición de cuencas extensionales y contraccionales oligo-miocenas en el retroarco andino norpatagónico: la Cuenca de Aluminé, Neuquén, Argentina. Andean Geology 38 (2): 319-334.

Galli, C.A.1969. Descripción geológica de la Hoja 38c, Piedra del Águila, provincias del Neuquén y Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 111: 1-67, Buenos Aires.

García, M., López, M., Bucher, J., Tettamanti, M., Feo, R., D'Elia, L. y Franzese, J.R. 2024. Strain partitioning in the Patagonian Broken Foreland: influence of structural inheritance of early Andean deformation. Journal of the Geological Society 181 (3): 2023-166.

García Morabito, E., Götze, H. y Ramos, V.A. 2011. Tertiary tectonics of the Patagonian Andes retro-arc area between 38°15' and 40°S latitude. Tectonophysics 499: 1-21.

García Morabito, E. y Ramos, V.A. 2012. Andean evolution of the Aluminé fold and thrust belt, Northern Patagonian Andes (38°30' – 40°30'S). Journal of South American Earth Sciences 38: 13-30.

Gianni, G.M., Navarrete, C., Liendo, I., Díaz, M., Giménez, M.E., Encinas, A. y Folguera, A. 2018. Cretaceous intraplate contraction in southern Patagonia: a far-field response to changing subduction dynamics?. Tectonics 37 (9): 2915-2937.

Gibling, M.R. 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: A literature compilation and classification. Journal of Sedimentary Research 76 (5): 731–770.

González Díaz, E.F. y Nullo, F.E. 1980. Cordillera Neuquina. En: Turner, J.C.M. (ed.), 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias 2: 1099-1147, Córdoba.

Horton, B.K. y Fuentes, F. 2016. Sedimentary record of plate coupling and decoupling during growth of the Andes. Geology 44 (8): 647-650.

Horton, B K. 2018. Tectonic regimes of the central and southern Andes: Responses to variations in plate coupling during subduction. Tectonics 37 (2): 402-429.

Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D. 2005. The Neuquén basin: an overview. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., y Schwarz, E. (eds.), The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society of London, Special Publications 252: 1-14.

Hugo, C.A. y Leanza, H.A. 2001a. Hoja Geológica 3969-IV, General Roca, Provincia de Río Negro y Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 308: 1-65, Buenos Aires.

Hugo, C.A. y Leanza, H.A. 2001b. Hoja Geológica 3966-III, Villa Regina, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 309: 1-53, Buenos Aires.

Huyghe, D., Bonnel, C., Niviere, B., Fasentieux, B. y Hervouët, Y. 2015. Neogene tectonostratigraphic history of the southern Neuquén basin (39°–40°30′ S, Argentina): implications for foreland basin evolution. Basin Research 27 (5): 613-635.

Iannelli, S.B., Litvak, V.D., Paz, L.F., Folguera, A., Ramos, M.E. y Ramos, V.A. 2017. Evolution of Eocene to Oligocene arc-related volcanism in the North Patagonian Andes (39°–41° S), prior to the break-up of the Farallon plate. Tectonophysics 696: 70-87.

Iannelli, S.B., Fernández Paz, L., Litvak, V.D., Jones, R.E., Ramos, M.E., Folguera, A. y Ramos, V.A. 2018. Paleogene arc-related volcanism in the southern central Andes and north Patagonia (39°–41° S). En:

Folguera, A., Contreras-Reyes, E., Heredia, N., Encinas, A., Iannelli, S.B., Oliveros, V., Dávila, F.M., Collo, G., Giambiagi, L., Maksymowicz, A., Iglesia Llanos, M.P., Turienzo, M., Naipauer, M., Orts, D., Litvak, V.D., Álvarez, O. y Arriagada, C. (eds.), The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes. Springer Earth System Sciences: 343-359.

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: 121.

Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. Tectonics 20 (3): 308-324.

Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 1997. Hoja Geológica 3969-III, Picún Leufú, Provincias del Neuquén y Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 218: 1-135, Buenos Aires.

Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 2001. Hoja Geológica 3969-I, Zapala, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 275: 1-128, Buenos Aires.

Legarreta, L., Kokogián, 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.

López, M., García, M., Bucher, J., Funes, D.S., D'Elia, L., Bilmes, A., Naipauer, M., Sato, A.M., Valencia, V.A. y Franzese, J.R. 2019. Structural evolution of The Collón Cura basin: tectonic implications for the north Patagonian Broken Foreland. Journal of South American Earth Sciences 93: 424-438.

Maloney, K.T., Clarke, G.L., Klepeis, K.A. y Quevedo, L. 2013. The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record. Tectonics 32 (5): 1049-1065.

Marshall, L.G., Pascual, R., Curtis, G.H. y Drake, R.E. 1977. South American geochronology: radiometric time scale for middle to late Tertiary mammal-bearing horizons in Patagonia. Science 195 (4284): 1325-1328.

Mazzoni, M.M. y Benvenuto, A. 1990. Radiometric ages of Tertiary ignimbrites and the Collón Cura Formation, northwestern Patagonia. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 87-90, San Juan.

Messager, G., Huyghe, D., Bonnel, C., Nivière, B., Fasentieux, B. 2023. The Neogene to Quaternary evolution of the Neuquén Andes broken foreland forced by tectonic, climatic and surface processes (southern Central Andes). Journal of South American Earth Sciences 131: 104620.

Miall, A.D. 2013. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Springer, 582 p., Berlin.

Mjøs, R, Walderhaug, O y Prestholm, E. 1993. Crevasse Splay Sandstone Geometries in the Middle Jurassic Ravenscar Group of Yorkshire, UK. En: Marzo, M. y Puigdefábregas, C. (eds.), Alluvial Sedimentation. Special Publication of International Association of Sedimentologists 17: 167-184.

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 (1): 107-138.

Nivière, B., Huyghe, D., Bonnel, C., Lacan, P. 2019. Neogene sedimentation and tectonics in the Collón Curá basin (Patagonian Andes of Argentina). Journal of South American Earth Sciences 96: 10224.

Nullo, F.E. 1979. Descripción geológica de la Hoja 39c, Paso Flores, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 167: 1-78, Buenos Aires.

Oriolo, S., Schulz, B., González, P.D., Bechis, F., Olaizola, E., Krause, J., Renda, E. y Vizán, H. 2019. The Late Paleozoic tectonometamorphic evolution of Patagonia revisited: Insights from the pressure-temperature-deformation-time (P-T-D-t) path of the Gondwanide basement of the North Patagonian Cordillera (Argentina). Tectonics 38 (7): 2378-2400.

Pankhurst, R.J., Weaver, S.D., Hervé, F. y Larrondo, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian batholith in Aysen, southern Chile. Journal of the Geological Society 156 (4): 673-694.

Pardo-Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. Tectonics 6(3): 233-248.

Parker, G. 1972. Ubicación estratigráfica, descripción y correlaciones de la formación Michihuao, provincia de Río Negro, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 27 (4): 383-390.

Pozzo, A. 1956. Relevamiento geológico de la zona Bajo de Ortiz-Cañadón de Lonco Vaca, Provincia de Río Negro. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito), pp. 41, Buenos Aires.

Rabassa, J. 1975. Geología de la región de Pilcaniyeu-Comallo, Provincia de Río Negro, Argentina. Fundación Bariloche, Departamento Recursos Naturales y Energía 17, pp. 129, San Carlos de Bariloche.

Ramos, V.A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., y Schwarz, E. (eds.), The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society of London, Special Publications 252: 15-35.

Ramos, M.E., Folguera, A., Fennell, L., Giménez, M., Litvak, V.D., Dzierma, Y. y Ramos, V.A. 2014. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes from field and gravity data (39°–40° S). Journal of South American Earth Sciences 51: 59-75.

Ramos, M.E., Tobal, J.E., Sagripanti, L., Folguera, A., Orts, D.L., Giménez, M. y Ramos, V.A. 2015. The North Patagonian orogenic front and related foreland evolution during the Miocene, analyzed from synorogenic sedimentation and U/Pb dating (~42°S). Journal of South Ame-

rican Earth Sciences 64: 467-485.

Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Merodio, J.C. y Aragón, E. 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S–42°30′ S). Journal of South American Earth Sciences 1 (1): 75-88.

Rapela, C.W., Hervé, F., Pankhurst, R.J., Calderón, M., Fanning, C.M., Quezada, P., Poblete, F., Palape, C. y Reyes, T. 2021. The Devonian accretionary orogen of the North Patagonian cordillera. Gondwana Research 96: 1-21.

Rapela, C.W., García, M., Hervé, F., Pankhurst, R.J., Calderón, M., Fanning, C.M. y Verdecchia, S.O. 2024. Late Paleozoic magmatism and foreland deformation associated with opening and closing of marginal basins in the North Patagonian Andes. Journal of the Geological Society, 181 (2): 171.

Rojas Vera, E.A., Folguera, A., Zamora Valcarce, G., Giménez, M., Ruiz, F., Martínez, P., Bottesi, G. y Ramos, V.A. 2010. Neogene to Quaternary extensional reactivation of a fold and thrust belt: the Agrio belt in the Southern Central Andes and its relation to the Loncopué trough (38°–39°S). Tectonophysics 492 (1-4): 279-294.

Rojas Vera, E.A., Sellés, D., Folguera, A., Giménez, M., Ruiz, F., Orts, D., Zamora Valcarce, G., Martínez, P., Bechis, F. y Ramos, V.A. 2014. The origin of the Loncopué Trough in the retroarc of the Southern Central Andes from field, geophysical and geochemical data. Tectonophysics 637: 1-19.

Roll, A. 1935. La cuenca de los estratos con dinosaurios al sud del Río Neuquén. Secretaría de Estado de Recursos Naturales y Ambiente Humano, Subsecretaría de Minería, pp. 176, Argentina.

Rolleri, E.O., Dellapé, D.A. y Manceñido, M.O. 1984. Relaciones estratigráficas y correlación de las formaciones Pichi Picún Leufú y Collón Cura (Miembro Naupa Huen), aflorantes en el curso inferior y medio del cañadón Michihuau, provincia de Río Negro. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 458-477, San Carlos de Bariloche.

Rosenau, M., Melnick, D. y Echtler, H. 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. Tectonics 25 (4): TC4013.

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 200 Ma. Earth-Science Reviews 113 (3-4): 212-270.

Spalletti, L.A. 1983. Paleogeografía de la Formación Ñirihuau y sus equivalentes en la región occidental de Neuquén, Río Negro y Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 38 (3-4): 454-468.

Suárez, M. y De la Cruz, R. 2001. Jurassic to Miocene K–Ar dates from eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45°–48°S). Geological Magazine 138 (1): 53-66.

Turner, J.C.M. 1973. Descripción geológica de la Hoja 37ab, Junín de los Andes, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 138: 1-88, Buenos Aires.

Turner, J.C.M. 1976. Descripción geológica de la Hoja 36a, Aluminé, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 145: 1-65, Buenos Aires.

Uliana, M.A. y Robbiano J.R. 1974. Pseudopliegues de la Formación Collón Curá en Cañadón Quiñi Huao (Puesto Vidondo) y Piedra del Águila (Cerro Bayo) provincia de Río Negro y Neuquén, Rep. Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 29 (2): 213-222.

Uliana, M.A. 1978. Estratigrafía del Terciario. En: Rolleri, E.O. (ed.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 67-83, Buenos Aires.

Uliana, M.A. 1979. Geología de la región comprendida entre los ríos Colorado y Negro, provincias de Neuquén y Río Negro. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédita), pp. 117, La Plata.

Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Welsink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H.J. (eds.), Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists Memoirs 62: 383–402.

Vermeesch, P. 2012. On the visualisation of detrital age distributions. Chemical Geology 312: 190-194.

Vermeesch, P. 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. Geoscience Frontiers 9 (5): 1479-1493.

Vermeesch, P. 2021. Maximum depositional age estimation revisited. Geoscience Frontiers 12 (2): 843-850.

Wichmann, R. 1934. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Neuquén y del Río Negro. Dirección de Minería y Geología, Boletín 39: 1-27, Buenos Aires.