

**Universidad Nacional de Río Negro**

**Sede Alto Valle - Valle Medio**



**Trabajo Final de la Licenciatura en Geología**

**CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y ESTRUCTURAL  
DE UNIDADES CRETÁCICO-CENOZOICAS  
AFLORANTES ENTRE LA LOCALIDAD DE INGENIERO  
JACOBACCI Y LA RESERVA ANECÓN GRANDE,  
SUROESTE DE RÍO NEGRO**

Autora: Aguirre Florencia Ailen

Director: Orts Darío Leandro,

Co-Directora: Pailleman Luciana

## INDICE

<b>1.</b>	<b>RESUMEN</b>	<b>4</b>
<b>2.</b>	<b>ABSTRACT</b>	<b>5</b>
<b>3.</b>	<b>INTRODUCCIÓN</b>	<b>6</b>
<b>4.</b>	<b>MARCO GEOLÓGICO</b>	<b>9</b>
<b>4.1</b>	<b>ESTRATIGRAFÍA</b>	<b>10</b>
<b>4.1.1</b>	<b>BASAMENTO ÍGNEO METAMÓRFICO PREMESOZOICO</b>	<b>10</b>
<b>4.1.2</b>	<b>UNIDADES MESOZOICAS</b>	<b>12</b>
4.1.2.a	Formación Garamilla	13
4.1.2.b	Formación Sañicó / Complejo Volcánico y Sedimentario Comallo	13
4.1.2.c	Formación Taquetrén	14
4.1.2.d	Formación Angostura Colorada	15
<b>4.1.3</b>	<b>UNIDADES CENOZOICAS</b>	<b>15</b>
4.1.3.a	Formación Coli Toro	16
4.1.3.b	Formación Huanuluán	16
4.1.3.c	Complejo Volcánico Anecón Grande	16
4.1.3.d	Formación Las Chacras	17
4.1.3.e	Formación La Pava	18
4.1.3.f	Formación Collón Curá	19
4.1.3.g	Basaltos Cari Laufquén	19
4.1.3.h	Formación Campana	20
<b>5.</b>	<b>MATERIALES Y MÉTODOS</b>	<b>23</b>
<b>6.</b>	<b>RESULTADOS</b>	<b>24</b>
<b>6.1</b>	<b>CARACTERIZACIÓN DE LAS UNIDADES VOLCÁNICAS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO ANECÓN GRANDE (CVAG)</b>	<b>24</b>
6.1.1	Perfil estratigráfico del CVAG en el área del Cerro Tres Ganchos	24
6.1.2	Petrografía	27
6.1.2.i	Andesitas (Facies Efusiva)	28
6.1.2.ii	Cuerpos subvolcánicos (Facies subvolcánica)	30
6.1.2.iii	Depósitos piroclásticos andesíticos-dacíticos (Facies piroclástica)	33
<b>6.2</b>	<b>DATACIÓN U-PB</b>	<b>37</b>
<b>6.3</b>	<b>OBSERVACIONES ESTRUCTURALES DE AFLORAMIENTOS SELECCIONADOS DEL ÁREA DE ESTUDIO</b>	<b>39</b>
6.3.a	Fallas normales en la base del perfil correspondiente a CVAG	39
6.3.b	Deformación en la Formación Angostura Colorada (Cretácico Superior)	41
6.3.c	Observación estructural de afloramientos de la Formación La Pava	43
6.3.d	Diques máficos que intruyen las secuencias lávicas andesíticas del CVAG en el Cerro Tres Ganchos	45
<b>7.</b>	<b>DISCUSIÓN</b>	<b>47</b>
<b>8.</b>	<b>CONCLUSIONES</b>	<b>51</b>
<b>9.</b>	<b>AGRADECIMIENTOS</b>	<b>52</b>
<b>10.</b>	<b>REFERENCIAS</b>	<b>53</b>

## TABLA DE ILUSTRACIONES

<b>Fig. 1.</b> Mapa de ubicación del área de estudio en relación con los límites de las provincias geológicas .....	<b>8</b>
<b>Fig. 2.</b> Ubicación del área de estudio en relación con las principales localidades cercanas. ....	<b>9</b>
<b>Fig. 3.</b> Mapa geológico del área de estudio .....	<b>21</b>
<b>Fig. 4.</b> Columna estratigráfica representativa de la zona de estudio .....	<b>22</b>
<b>Fig. 5.</b> Perfil estratigráfico del Complejo Volcánico Anecón Grande .....	<b>26</b>
<b>Fig. 6.</b> Ubicación de las zonas donde se recolectaron las muestras para análisis petrográfico.....	<b>27</b>
<b>Fig. 7.</b> Domo andesítico perteneciente a la facies subvolcánica del CVAG (Muestra LJD 20).....	<b>31</b>
<b>Fig. 8.</b> Dique basáltico perteneciente a la facies subvolcánica del CVAG (muestra LJD 27).....	<b>33</b>
<b>Fig. 9.</b> Andesita correspondiente a la facies efusiva del CAVG (muestra LJD 28).....	<b>29</b>
<b>Fig. 10.</b> Andesita de la facies efusiva del CVAG (muestra LP 3).....	<b>30</b>
<b>Fig. 11.</b> Toba brechosa correspondiente a la facies piroclástica (muestra LJD 21) .....	<b>34</b>
<b>Fig. 12.</b> Toba de lapilli correspondiente a la facies piroclástica (muestra LJD 29). ....	<b>36</b>
<b>Fig. 13.</b> Resultados de los estudios geocronológicos de la muestra LJD 29.....	<b>38</b>
<b>Fig. 14.</b> Afloramiento en el sector del Cerro Tres Ganchos donde se observan fallas normales que afectan los niveles basales del CVAG.. ....	<b>40</b>
<b>Fig. 15.</b> Afloramiento de la Formación Angostura Colorada con evidencias de deformación .....	<b>42</b>
<b>Fig. 16.</b> Afloramientos de la Formación La Pava en contacto discordante con los basaltos de Cari Laufquén .....	<b>44</b>
<b>Fig. 17.</b> Dique máfico que intruye a la facies lávica de la base del perfil del CVAG....	<b>45</b>
<b>Fig. 18.</b> Esquema de evolución tectónica la zona de estudio .....	<b>49</b>

## 1. RESUMEN

Este trabajo tiene como objetivo caracterizar la evolución geológica y estructural del sector comprendido entre Ingeniero Jacobacci y la reserva Anecón Grande, ubicada a unos 80 km al este de Ingeniero Jacobacci y cercana a la localidad de Comallo, enfatizado en el estudio de las rocas del Complejo Volcánico Anecón Grande (CVAG), unidad a la que se le ha asignado una edad Cretácica Tardía-Paleógena. La investigación se orienta a reconstruir los procesos magmáticos y tectónicos vinculados a la dinámica del retroarco de la Patagonia Norte desde el Cretácico tardío en adelante.

La metodología combinó relevamientos de campo, análisis petrográficos, modelado fotogramétrico 3D y estudios geocronológicos U-Pb en circones. Durante las tareas de campo, se describieron afloramientos del Complejo Volcánico Anecón Grande (CVAG), se levantó un perfil estratigráfico detallado y se recolectaron muestras para su análisis de laboratorio. El estudio petrográfico de cortes delgados, junto con la datación U-Pb en circones ( $64,77 \pm 0,23$  Ma), permitió establecer la edad paleocena del CVAG y caracterizar su evolución litológica.

Los datos geocronológicos y estructurales muestran una evolución geológica controlada por cambios en la dinámica de subducción y por la reactivación de fallas en la corteza superior desde el Cretácico Tardío. Estos resultados permiten proponer un modelo de evolución tectonomagmática para el retroarco de la Patagonia Norte y destacar el área de Anecón Grande - Ingeniero Jacobacci como un sector clave para comprender la interacción entre el magmatismo y la deformación en el margen andino.

Palabras clave: Patagonia; Antepaís Fragmentado; Magmatismo; Paleógeno

## 2. ABSTRACT

This study aims to characterize the geological and structural evolution of the sector located between Ingeniero Jacobacci and the Anecón Grande area, approximately 80 km east of Ingeniero Jacobacci and near the town of Comallo, with emphasis on the Anecón Grande Volcanic Complex (CVAG), a unit previously assigned a Late Cretaceous-Paleogene age. The research focuses on reconstructing the magmatic and tectonic processes linked to the evolution of the northern Patagonian retroarc since the Late Cretaceous.

The methodology combined fieldwork, petrographic analysis, 3D photogrammetric modeling, and U-Pb zircon geochronology. Field activities included detailed mapping and description of CVAG outcrops, construction of a stratigraphic profile, and systematic sampling for laboratory analyses. Petrographic examination of thin sections, together with U-Pb zircon dating ( $64.77 \pm 0.23$  Ma), allowed the establishment of a Paleocene age for the CVAG and the characterization of its lithological evolution.

Geochronological and structural data indicate a geological evolution controlled by changes in subduction dynamics and by the reactivation of upper-crustal faults since the Late Cretaceous. These results support a tectonomagmatic evolutionary model for the northern Patagonian retroarc and highlight the Anecón Grande-Ingeniero Jacobacci area as a key sector for understanding the interaction between magmatism and deformation along the Andean margin.

Keywords: Patagonian; Broken Foreland; Magmatism; Paleogene

### 3. INTRODUCCIÓN

La zona de transición entre la Precordillera Patagónica septentrional y el sector occidental del Macizo Norpatagónico (MNP) constituye un ámbito propicio para estudiar la evolución tectónica de la Patagonia norte (Fig. 1). Esta región, ubicada en las estribaciones orientales del Antepaís Fragmentado Patagónico (Ramos, 1999; Folguera y Ramos, 2011; Bilmes et al., 2013), presenta características geológicas resultantes de múltiples eventos magmáticos, sedimentarios y deformacionales, ocurridos desde el Paleozoico hasta el Cenozoico.

Desde el punto de vista estructural, se caracteriza por una configuración en bloques limitados por fallas normales mesozoicas, las cuales fueron posteriormente reactivadas e invertidas durante episodios de deformación durante el Cretácico y el Cenozoico (González et al., 1999; Bilmes et al., 2013, Genge et al., 2021; Marco et al., 2025). Estos bloques están formados por rocas del basamento ígneo - metamórfico paleozoico, las cuales se encuentran cubiertas por unidades volcánicas y sedimentarias mesozoicas, y están siendo afectadas por el magmatismo pérmico - mesozoico (Volkheimer, 1964; Ravazzoli y Sesana, 1977; González et al., 1999). Sobre estas unidades se disponen depósitos sedimentarios cretácicos, como la Formación Angostura Colorada (Volkheimer, 1973), y sucesiones cenozoicas, entre ellas la Formación Huanuluán y secuencias basálticas oligocenas vinculadas al arco magmático occidental (Coira, 1979; González et al., 1999).

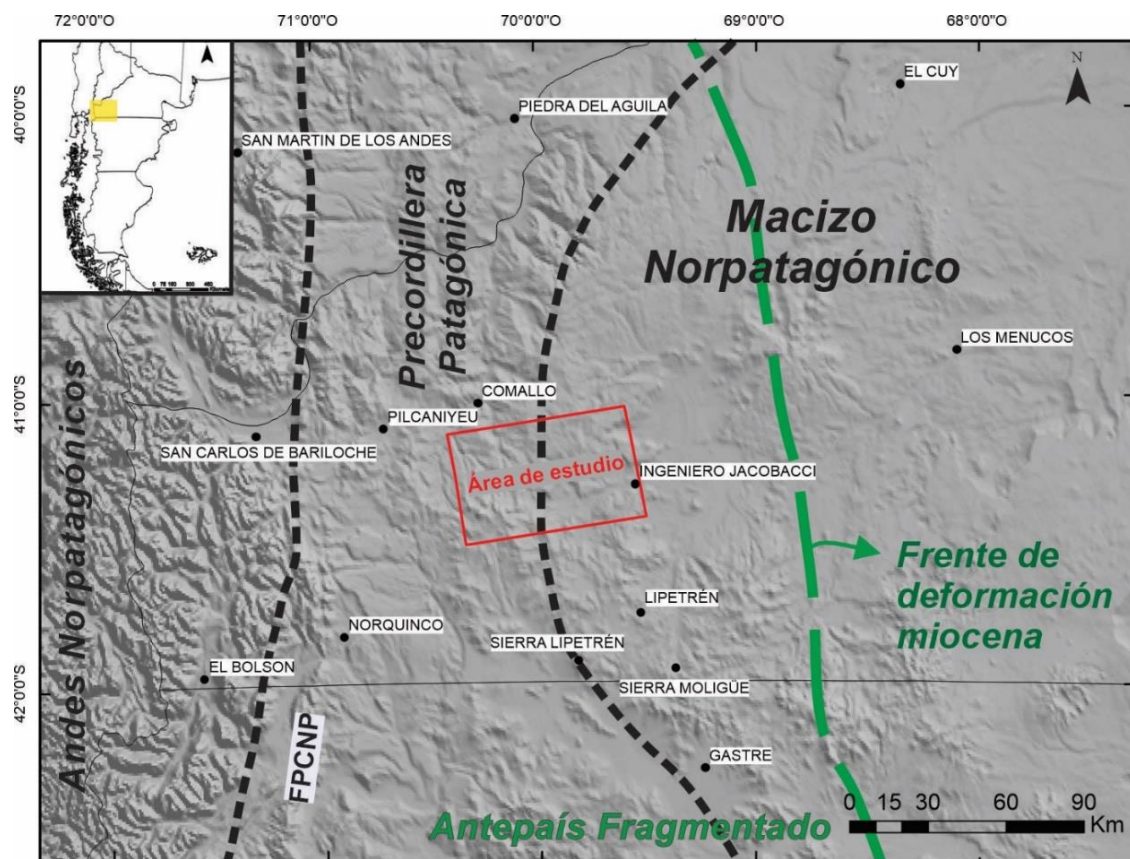
Durante el Paleógeno, el volcanismo andino bimodal del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu se manifestó regionalmente en el sector extraandino norpatagónico, incluyendo a la Formación Huitrera, cuyo equivalente local corresponde al Complejo Volcánico Anecón Grande (CVAG) (Sesana, 1968; González, 1998; Iannelli et al., 2017). Este volcanismo se vincula a la evolución del arco andino norpatagónico y evidencia la influencia de procesos magmáticos asociados a dicho margen convergente. Cabe destacar que la zona de estudio se encuentra en un sector intermedio entre la Cordillera Norpatagónica y el Macizo Norpatagónico, donde se presentan rasgos geológicos propios de ambos dominios. En este contexto, sobre esta unidad se apilan mantos de basaltos olivínicos oligo-miocenos, como los de la Formación Las Chacras, asociados al plateau volcánico de Somún Curá (Kay et al., 2006) (característico del MNP).

Durante el Mioceno, la disminución de la actividad volcánica básica favoreció la acumulación de depósitos piroclásticos y volcanoclásticos retrabajados, los cuales fueron agrupados en las formaciones La Pava y Collón Curá, también atribuibles al volcanismo Andino. Estas unidades cubren en discordancia erosiva a las anteriores y presentan evidencias de deformación tectónica, como pliegues de baja amplitud y estratos deformados (Bilmes et al., 2013). Finalmente, las sucesiones plio-pleistocenas y los depósitos plio-cuaternarios más recientes completan el registro estratigráfico (González et al., 1999).

El objetivo principal de este trabajo es realizar una caracterización geológico-estructural y una síntesis evolutiva de la región comprendida entre Ingeniero Jacobacci y el paraje Anecón Grande, con énfasis en el Complejo Volcánico Anecón Grande y unidades cretácico-cenozoicas asociadas.

Esta investigación busca aportar información actualizada sobre la geología y la estructura local, integrando estratigrafía, petrografía y geocronología, así como también un modelado 3D de un afloramiento seleccionado. Asimismo, se pretende identificar y caracterizar las fases de deformación desde el Cretácico Tardío, con el fin de comprender los procesos tectónicos que modelaron esta porción de la Patagonia norte, sentando las bases para futuras investigaciones.

Para alcanzar estos objetivos, se realizó un relevamiento de afloramientos del Complejo Volcánico Anecón Grande, incluyendo el levantamiento de un perfil estratigráfico en el área del Cerro Tres Ganchos, la descripción petrográfica de facies representativas, la obtención y análisis de una datación U-Pb en circón, y el estudio estructural de afloramientos seleccionados mediante observaciones de campo y modelado fotogramétrico en 3D. La integración de estos datos permite proponer una síntesis evolutiva del área de estudio, vinculando la actividad magmática con la configuración estructural actual.

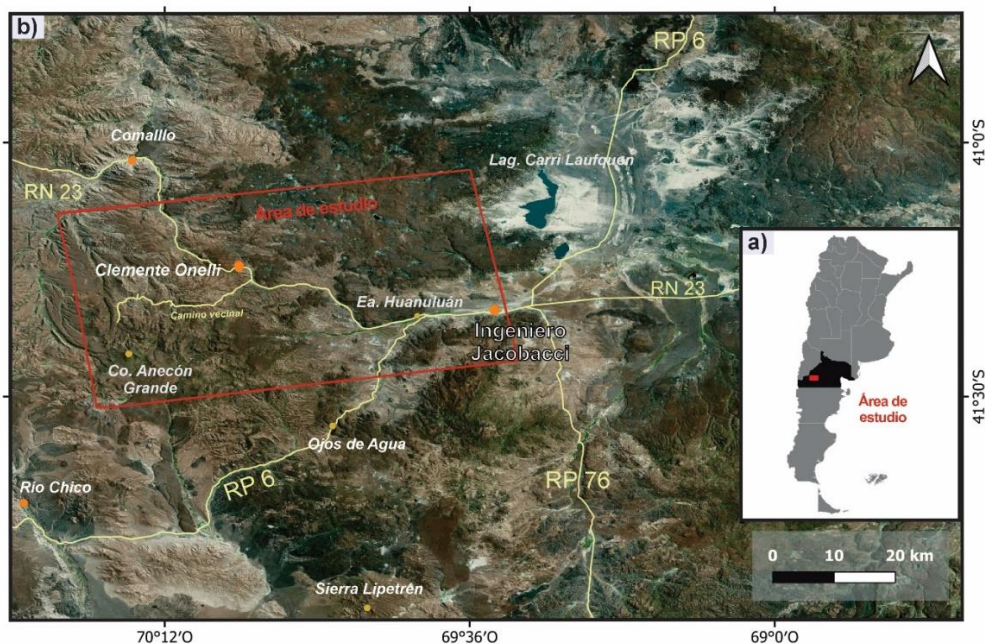


**Fig. 1.** Mapa de ubicación del área de estudio en relación con los límites de las provincias geológicas (o dominios morfoestructurales) Precordillera Patagónica y Macizo Norpatagónico. Se observa también la superposición del Antepaís Fragmentado. FPCNP: Faja Plegada y Corrida Norpatagónica. (Modificado de Bilmes et al., 2013).

#### 4. MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio está ubicada en el suroeste de la provincia de Río Negro entre los  $41^{\circ} 9'32.48''$  y los  $41^{\circ}26'32.68''$  de latitud sur y los  $70^{\circ}24'45.82''$  y  $69^{\circ}30'21.95''$  de longitud oeste (Fig. 1). Se localiza en las proximidades de las localidades de Ingeniero Jacobacci, Clemente Onelli y Comallo, y se encuentra dentro del territorio de la comunidad mapuche Anecón Grande. El acceso principal se realiza por la ruta Nacional N°23, que conecta Ingeniero Jacobacci con Comallo, complementado por caminos vecinales que permiten llegar o acercarse a los afloramientos relevados (Fig. 2)

El relieve de la región se caracteriza por una alternancia de planicies elevadas y zonas deprimidas, dominadas por mesetas basálticas típicas de la Patagonia, amplias superficies de rodados y sectores deprimidos ocupados por sedimentos continentales cuaternarios que rellenan paleocauces o zonas bajas. También son comunes los afloramientos aislados de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas (González et al., 1999, 2024).



**Fig. 2.** Área de estudio. **a.** Ubicación del área de estudio en un mapa de la República Argentina. **b.** Imagen satelital del sector suroeste de la provincia de Río Negro, donde se observa la ubicación del área de estudio en relación con las principales localidades cercanas.

En el sector occidental del área de estudio afloran unidades pertenecientes al basamento ígneo-metamórfico paleozoico, mientras que hacia el este predominan los

plateaus volcánicos neógenos y otras unidades mesozoicas y cenozoicas (Fig. 3). La disposición espacial de estas unidades, junto con sus relaciones estratigráficas, se sintetizan en la columna estratigráfica presentada en la Fig. 4, cuya descripción se desarrolla a continuación.

## **4.1 ESTRATIGRAFÍA**

### **4.1.1 BASAMENTO ÍGNEO METAMÓRFICO PREMESOZOICO**

El basamento del sector occidental del Macizo Norpatagónico representa el resultado de los procesos de acreción y amalgamamiento de Gondwana durante el Paleozoico, registrando eventos tectonometamórficos asociados a los ciclos Famatiniano y Gondwánico (Pankhurst et al., 2003; 2006; Ramos, 2008; Rapalini et al., 2010; Cingolani et al., 2011; Heredia et al., 2016; Renda et al., 2019, 2021). El área de estudio, está constituido por la Formación Cushamen y los granitoides de la Formación Mamil Choique, y registran una evolución geológica compleja, marcada por múltiples eventos tectonometamórficos, procesos magmáticos y deformaciones estructurales.

La Formación Cushamen (Volkheimer, 1964) está constituida por filitas cuarzosas, esquistos micáceos, gneises, metacuarcitas y migmatitas (Volkheimer, 1964; Dalla Salda et al., 1994; Giacosa et al., 2004), y afloran en el sector noroeste de la zona de estudio, a unos 30 km de la localidad de Clemente Onelli (Fig. 3). La evolución térmica y tectónica de estas metamorfitas es compleja y se habría desarrollado a lo largo de varias fases de deformación y metamorfismo, junto con magmatismo asociado (Cerrodo, 1997). Se reconocen al menos cuatro eventos tectonometamórficos intercalados con períodos de emplazamiento de rocas plutónicas (Giacosa et al., 2004; Von Gosen, 2009). Además, esta unidad registra al menos dos fases principales de metamorfismo ocurridas entre el Devónico Medio y el Misisipiano (380-340 Ma), durante las cuales se desarrollaron las distintas fábricas metamórficas (González y Giacosa, 2021; León, 2024).

Serra-Varela et al. (2020) han sugerido renombrar esta unidad como Complejo Metamórfico Cushamen (CMC), dada su alta complejidad relacionada con su diversidad y heterogeneidad litológica, la intensa deformación y el metamorfismo asociado (Murra et al., 2022).

Se identificaron dos eventos tectonometamórficos asociados a distintos contextos geotectónicos para el CMC: el primero estuvo vinculado a un proceso de subducción desde el Devónico Medio hasta el Carbonífero temprano (Heredia et al., 2018; Serravarela et al., 2022), mientras que el segundo se desarrolló entre el Carbonífero tardío y el Pérmico temprano (Dicaro et al., 2023, y referencias allí citadas).

Inicialmente, la edad del protolito se interpretó como Precámbrica o Paleozoica inferior, según diferentes autores (Uriz, 2014, y referencias allí citadas). Sin embargo, otras investigaciones, como la de Duhart et al. (2002), identificaron diamictitas asociadas al Paleozoico superior. Finalmente, Hervé et al., (2005, 2018) realizaron dataciones U-Pb SHRIMP en circones detríticos, que confirmaron una edad máxima de depositación de 335 Ma.

Según González y Giacosa (2021), esta edad representa la apertura del sistema isotópico, mientras que la sedimentación se habría producido entre 422 y 385 Ma (Silúrico tardío hasta el Devónico medio) (León, 2024). No obstante, otros autores proponen extender este intervalo hasta el Silúrico medio (440-434 Ma), en base a evidencias metamórficas y estructurales (León, 2024, y referencias allí citadas). Finalmente, el metamorfismo de esta unidad estuvo temporalmente limitado por el emplazamiento de granitoides del Pérmico temprano, correspondientes a la Formación Mamil Choique, datados en 286 y 261 Ma (Murra et al., 2022, y referencias allí citadas).

Durante el Devónico se produjo el emplazamiento de un conjunto de diques y filones que intruyeron el basamento metamórfico, compuestos por leucogranitos, aplitas y pegmatitas. Este conjunto fue agrupado bajo la denominación de Formación Neneo Ruca por González (1997, 1998), representando un evento magmático previo al emplazamiento de los granitoides permo-triásicos.

Posteriormente, durante el Pérmico temprano a Triásico, se emplazaron los granitoides correspondientes a la Formación Mamil Choique, originalmente descrita por Sesana (1964) y mencionada por Volkheimer (1964). Esta unidad está compuesta principalmente por granodioritas, granitos y tonalitas (Cerredo y López de Luchi, 1998; López de Luchi y Cerredo, 2008). Estas rocas junto con las del CMC constituyen

el basamento sobre el cual se disponen unidades más jóvenes, de edades meso-cenozoicas (González et al., 1999).

La Formación Mamil Choique fue estudiada por Ravazzoli y Sesana (1977) y caracterizada por Nullo (1979), quien identificó tres facies: tonalita-granodiorita, migmatita y granítica. Por su parte, Cucchi et al. (1998) distinguieron tres facies distintas: granítica, porfiroide y deformada, entre las que se reconocen transiciones graduales (Di Pietro, 2016).

Los afloramientos están alineados a lo largo de una franja magmática de orientación NO, que se extiende desde la sierra de Mamil Choique (Río Negro), pasando por la sierra del Medio hasta la sierra de Jalalabat, ubicadas en la provincia de Chubut (González y Giacosa, 2021), fuera del área de estudio.

Las edades obtenidas mediante métodos Rb-Sr y U-Pb vinculan el origen de esta unidad con la Orogenia Gondwánica (Linares et al., 1988; Cingolani et al., 1991; Dalla Salda et al., 1994; López de Luchi et al., 2000; Varela et al., 2005; Pankhurst et al., 2006; Cingolani et al., 2011, Grillo Vidal et al., 2024).

Tanto la Formación Mamil Choique como el Complejo Metamórfico Cushamen están asociados a importantes lineamientos corticales regionales (Pankhurst et al., 2003; 2006; Ramos, 2008; Rapalini et al., 2010), y han sido agrupados bajo denominaciones como “Complejo Río Chico” (Dalla Salda et al., 1994) o “Cinturón ígneometamórfico paleozoico de la Patagonia Central” (Renda et al., 2019, 2021).

#### **4.1.2 UNIDADES MESOZOICAS**

Durante el Jurásico-Cretácico Temprano, el sector occidental del Macizo Norpatagónico estuvo afectado por un régimen tectónico predominantemente extensional asociado al proceso de fragmentación de Gondwana. Este contexto dio lugar al desarrollo del magmatismo ácido a intermedio ampliamente representado en la Provincia Mágica Chon Aike, que constituye uno de los eventos volcánicos más intensos de la Patagonia (Franzese et al., 2002; Aragón et al., 2011; Zaffarana et al., 2020, 2021 y referencias allí citadas). En el área de estudio, este episodio se encuentra representado por las formaciones Garamilla, Sañicó (Complejo Volcánico y Sedimentario Comallo) y Taquetrén.

#### **4.1.2.a Formación Garamilla**

La Formación Garamilla representa uno de los principales eventos volcánicos jurásicos del área, integrada por ignimbritas riolíticas y riolíticas, lavas riolíticas y riolíticas y, en menor proporción, tobas riolíticas (Nullo, 1978; Benedini y Gregori, 2012; Benedini et al., 2014). En el sector norte de la localidad de Ingeniero Jacobacci, estos depósitos se apoyan discordantemente sobre el basamento ígneo de la Formación Mamil Choique, de edad pérmica (Murra et al., 2022 y referencias allí citadas).

Coira (1979) propuso inicialmente una edad triásica superior para esta unidad, en base a similitudes litológicas con la Formación Los Menucos y a la presencia de flora tipo *Dicroidium*. Sin embargo, dataciones más precisas realizadas mediante el método U-Pb SHRIMP en circones (Franzese et al., 2002; Benedini y Gregori, 2012, 2013; Benedini et al., 2014) ubican a la Formación Garamilla en el Jurásico Temprano, con edades comprendidas entre  $188 \pm 1,5$  Ma y 185 Ma.

A escala regional, estos depósitos representan parte del vulcanismo ácido jurásico que afecta el dominio central de la Patagonia norte, correlacionándose lateralmente con la Formación Lonco Trapial en el área de Gastre-Paso del Sapo (Zaffarana et al., 2020). Esta correlación se basa, entre otros datos, en las edades de circones U-Pb (~188 Ma) obtenidas en tobas riolíticas de la Formación Garamilla (Franzese et al., 2002; Zaffarana et al., 2020).

#### **4.1.2.b Formación Sañicó / Complejo Volcánico y Sedimentario Comallo**

La unidad fue inicialmente descrita como “Sañicolitense” por Galli (1953), dentro de la cual agrupó una serie de tobas, volcanitas y pórfidos. Posteriormente, Stipanovic et al. (1968) formalizaron el nombre de Formación Sañicó para los pórfidos cuarcíferos y tobas riolíticas. Más adelante, Rabassa (1974) denominó “Estratos de Comallo” a los afloramientos ubicados al oeste de la localidad de Comallo, los cuales fueron posteriormente agrupados por Barros et al. (2020) bajo la denominación de Complejo Volcánico y Sedimentario Comallo.

La unidad está compuesta por un conjunto de volcanitas y rocas epiclásticas, que han sido subdivididas en dos subgrupos: un grupo andesítico, integrado por andesitas,

aglomerados y brechas volcánicas; y un grupo riolítico, que incluye riolitas, tobas e ignimbritas riolíticas (González, 1998). A su vez, González et al. (2003) propusieron una división informal de los Estratos de Comallo en un miembro inferior, compuesto principalmente por andesitas, y un miembro superior, de composición riolítica. En la zona de estudio, estos afloramientos se reconocen en el sector noroeste (Fig. 3)

D'Elia et al. (2012, 2015) definieron esta unidad como depósitos volcánicos y volcanoclásticos del Jurásico Inferior. Por su parte, Barros et al. (2020) obtuvieron una edad U-Pb en circón de  $191 \pm 3,0$  Ma (Sinemuriano), lo que sugiere su contemporaneidad con unidades sedimentarias y volcánicas desarrolladas en el oeste del Macizo Norpatagónico, la cuenca Neuquina y la región del Chubut Extraandino.

#### ***4.1.2.c Formación Taquetrén***

La Formación Taquetrén fue definida por Volkheimer (1964) en la región homónima del oeste de la provincia del Chubut. Está compuesta principalmente por rocas volcánicas de composición intermedia y rocas sedimentarias volcanoclásticas (Franzese et al., 2002). Esta unidad presenta una amplia distribución en el sector central de la Patagonia, aflorando en las provincias de Chubut y Río Negro, particularmente en las sierras de Taquetrén (Benedini, 2015). Desde el punto de vista litológico, se han identificado hasta cuatro facies dentro de esta unidad: brechosa, sedimentaria, lávica e hipabisal (Benedini, 2015).

El volcanismo de esta unidad es rico en sílice, de carácter transicional a alcalino (Zaffarana et al., 2018) y asociado a erupciones de tipo plinianas a sub-plinianas (Nullo, 1978; Benedini y Gregori, 2012). Se interpreta que su desarrollo estuvo vinculado a colapsos caldéricos ocurridos en un contexto extensional de alta oblicuidad, en relación con la apertura del piso del rift (Benedini y Gregori, 2013; Benedini et al., 2014). Recientemente, Benedini et al. (2022) propusieron que la intrusión masiva de magmas a través de diques relacionados con la Formación Garamilla constituye una evidencia directa de la extensión regional a lo largo del Segmento Magmático Limay.

En el marco tectónico regional, esta unidad se relaciona con la evolución de un arco magmático en un régimen de retroarco extensional, vinculado a la subducción de lasas oceánicas del proto-Pacífico (Franzese y Spalletti, 2001; Bilmes et al., 2013). En el

área de estudio, si bien no se reconocen afloramientos extensos de esta unidad, su mención resulta relevante para contextualizar los eventos volcánicos más antiguos, previos al desarrollo del Complejo Volcánico Anecón Grande.

#### **4.1.2.d Formación Angostura Colorada**

La Formación Angostura Colorada fue definida por Volkheimer (1973) para describir las rocas cretácicas continentales aflorantes en la localidad homónima, situada al sur de Ingeniero Jacobacci. En el sector occidental interno del Macizo Norpatagónico, esta unidad constituye el principal registro sedimentario continental del Cretácico Superior (Page et al., 1999), siendo característica del dominio extraandino del MNP.

Posteriormente, Rabassa (1974, 1978) denominó "Estratos de Neneo Ruca" a estos depósitos sedimentarios continentales cretácicos. La unidad cubre en discordancia tanto el basamento ígneo-metamórfico como a las rocas volcánicas y sedimentarias mesozoicas. La formación está compuesta principalmente por areniscas finas a gruesas, conglomerados rojos a grisáceos, fangolitas y tobas, depositadas en ambientes continentales (González et al., 1999; Barros et al., 2020).

Aflora en dos áreas principales: en la zona de Ingeniero Jacobacci-Lipetrén (Fig. 3) y en la zona de Comallo. Estas áreas conforman una franja de rumbo noroeste-sudeste, que se extiende al este de un posible alto estructural integrado por unidades del basamento y vulcanitas mesozoicas. La unidad ha sido asignada al Cretácico Superior (Maastrichtiano) en función de sus relaciones estratigráficas y características litológicas, correlacionándose con unidades equivalentes de los grupos Chubut y Neuquén (González et al., 1999, 2024, y referencias allí citadas).

### **4.1.3 UNIDADES CENOZOICAS**

Durante el Cenozoico, el sector occidental del Macizo Norpatagónico registró una compleja evolución tectono-sedimentaria vinculada a la dinámica del margen andino y al desarrollo del antepaís fragmentado (Bilmes et al., 2013). En este período se alternaron episodios de volcanismo de retroarco, sedimentación continental en cuencas intermontanas y eventos basálticos intraplaca, configurando el registro estratigráfico

actualmente expuesto en el área de Ingeniero Jacobacci-Anecón Grande (Bilmes et al., 2013, Kramarz et al., 2022).

#### ***4.1.3.a Formación Coli Toro***

Bertels (1969) identificó estratos marinos del Maastrichtiano en la región de Coli Toro, ubicada aproximadamente a 50 km al noreste de Ingeniero Jacobacci. Estos niveles están compuestos por arcilitas y areniscas micáceas grises y friables, que contienen fósiles de Eubaculites y restos de plesiosaurios (Page et al., 1999; Asiain, 2020). En las cercanías de Ingeniero Jacobacci, Volkheimer (1973) y Coira (1979) describieron depósitos alternantes de areniscas y pelitas con tonalidades amarillentas y verdosas, interpretados como sedimentos continentales acumulados en ambientes con cuerpos de agua dulce recurrentes. Los fósiles hallados incluyen peces, cocodrilos, tortugas, moluscos, estructuras algales, microfloras de angiospermas y esporas triletes (González et al., 1999).

#### ***4.1.3.b Formación Huanuluán***

La Formación Huanuluán corresponde a una secuencia sedimentario-piroclástica, cuya base está compuesta por sedimentitas epiclásticas y sus niveles superiores están constituidos por rocas piroclásticas. Se apoya sobre la Formación Angostura Colorada y está cubierta por basaltos oligocenos (González et al., 1999). Las dataciones radiométricas (K-Ar) realizadas por Coira et al. (1985) arrojaron una edad de  $59 \pm 5$  Ma, lo que permite asignarla al Paleoceno. Estas rocas representan facies distales de la actividad volcánica asociada a un arco magmático desarrollado en el sector cordillerano norpatagónico (González, 1998).

#### ***4.1.3.c Complejo Volcánico Anecón Grande***

El Complejo Volcánico Anecón Grande (CVAG) fue definido por González (1998) para describir rocas volcánicas paleógenas aflorantes en los alrededores del Cerro homónimo, ubicado aproximadamente 40 km al sur de Comallo. Está constituido por rocas volcánicas y subvolcánicas de composición andesítica a riolítica, que incluyen coladas de andesitas, dacitas y riolitas, además de ignimbritas, aglomerados, tobas, brechas volcánicas y cuerpos hipabisales. Estos afloramientos se disponen en discordancia sobre unidades más antiguas, como la Formación Angostura Colorada

(González, 1998), y se extienden aproximadamente 70 km hacia el sur de la zona de estudio. En la región de Comallo, Rabassa (1974, 1979) incluyó originalmente estas vulcanitas dentro de la Formación Ventana, posteriormente fueron diferenciadas y formalizadas bajo la denominación actual de González (1998).

En el marco regional, el CVAG se correlaciona parcialmente con la Faja Magmática de Pilcaniyeu que incluye a la Formación Huitrera y se vincula a un volcanismo paleógeno de tipo explosivo y efusivo, desarrollado en un contexto tectónico extensional de retroarco (Aragón y Mazzoni, 1997; Bilmes et al., 2013; Palotti et al., 2013; Ramos et al., 2015; Echaurren et al., 2016; Bucher, 2018; Fernández Paz et al., 2024).

Las edades comprendidas entre ~60 y 42 Ma, obtenidas principalmente mediante dataciones K-Ar, son características de la Faja Magmática de Pilcaniyeu (ver referencias en Palotti et al., 2013 y Fernández Paz, 2021), con la cual el CVAG comparte afinidades composicionales y estructurales. En este sentido, una datación U-Pb en circón de  $63,6 \pm 0,23$  Ma, obtenida por Paileman (2022) en un domo subvolcánico andesítico del CVAG, confirma que la actividad magmática local se inició durante el Paleoceno temprano, en concordancia con las primeras fases de desarrollo de dicha faja magmática.

#### ***4.1.3.d Formación Las Chacras***

La Formación Las Chacras (Kramarz et al., 2022), también denominada en la literatura como Volcanitas Las Chacras (González et al., 1999), está compuesta por depósitos volcanoclásticos intercalados con flujos de basalto, que incluye tobas de composición ácida a intermedia, tufitas y depósitos de flujos piroclásticos. Estos materiales se habrían originado a partir de efusiones basálticas y erupciones explosivas mesosilícicas, vinculadas a un volcanismo de arco activo durante el Eoceno, asociado al cinturón volcánico Pilcaniyeu (González et al., 1999; Kramarz et al., 2022). Litológicamente, la unidad fue previamente considerada parte de los miembros Las Chacras y Marileo de la Formación Collón Curá, y también relacionada con el Basalto La Cabaña (Coira, 1979).

La Formación Las Chacras se apoya en discordancia sobre la Formación Coli Toro y el CVAG, y aflora ampliamente en la región de Ingeniero Jacobacci (González et al.,

1999). La edad paleógena de la unidad está respaldada tanto por registros paleontológicos -mamíferos fósiles del Mustersense, Casamayoreense, Deseadense y Colhuehuapense (Casamiquela, 1963; Pascual et al., 1984 citados en Kramarz et al., 2022)- como en dataciones K-Ar obtenidas de basaltos de la unidad, que arrojan edades entre ~42 y 56 Ma (González et al., 1999, 2024).

En el área de Ingeniero Jacobacci (Fig. 3), los depósitos de la Formación Las Chacras se habrían desarrollado durante el denominado episodio Sarmiento, un amplio evento volcánico - sedimentario ocurrido durante el Cenozoico medio en diversas cuencas extensionales de la Patagonia (Bellosi, 2010). En este contexto, la cuenca extraandina de Jacobacci puede interpretarse como un depocentro perivolcánico cuya evolución se desarrolló en dos etapas: una inicial caracterizada por la acumulación de depósitos volcanoclásticos y flujos basálticos asociados a dicho episodio (representados localmente por la Formación Las Chacras), y una posterior etapa compresiva registrada en las formaciones La Pava y Collón Curá durante el Mioceno (Kramarz et al., 2025).

#### ***4.1.3.e Formación La Pava***

La Formación La Pava fue definida por Nullo (1978) en cercanías de Ingeniero Jacobacci y representa uno de los primeros depósitos del relleno neógeno en el Antepaís Fragmentado de la Patagonia Norte (Bilmes et al., 2013; López et al., 2022). Está compuesta por tufitas intensamente edafizadas, areniscas volcanoclásticas y depósitos con abundantes trazas fósiles, entre ellas insectos e icnofósiles desarrollados en paleosuelos (Bellosi et al., 2014; Bucher et al., 2019; Genise et al., 2022). Estos sedimentos se acumularon en sistemas aluviales durante el Mioceno temprano (~ 21-16 Ma; D'Elia et al., 2020; Sánchez et al., 2021) y registran un ambiente de sedimentación continental con fuerte control tectónico.

La unidad se dispone en discordancia erosiva sobre depósitos eocenos y se encuentra cubierta en transición por la Formación Collón Curá (Bilmes et al., 2013; Kramarz et al., 2022). En el área de estudio, aflora en el valle superior del río Huahuel Niyeu (Fig. 3), con buena exposición de perfiles edafizados e icnofósiles (Kramarz et al., 2022).

#### **4.1.3.f Formación Collón Curá**

La Formación Collón Curá (Yrigoyen, 1969) constituye una sucesión volcánoclastica continental del Mioceno medio, formada por la acumulación de tobas andesíticas-dacíticas, ignimbritas riolíticas, areniscas tobáceas y depósitos epiclasticos (Rabassa, 1978; Ardolino et al., 1999).

La unidad se deposita en un ambiente aluvial-lacustre, y presenta una edad asignada al Mioceno medio, con dataciones que oscilan entre 16,1 y 13,3 Ma (Bilmes et al., 2013; Sánchez et al., 2021; Falco et al., 2022).

La Formación Collón Curá contiene una abundante fauna de vertebrados fósiles, particularmente mamíferos, asignados a la edad SALMA Colloncurensis (Kramarz et al., 2018; Bucher et al., 2019). En el área de estudio, la unidad recubre en transición a la Formación La Pava y constituye el techo del paquete sinorogénico neógeno, representando una etapa más avanzada de relleno de la cuenca intermontana de Jacobacci.

#### **4.1.3.g Basaltos Cari Laufquén**

Los Basaltos de Cari Laufquén (González, 1998) constituyen la cobertura superior de la meseta homónima y están compuestos por basaltos olivínicos que presentan superficies onduladas y lobuladas, dispuestos sobre depósitos tobáceos y tufitas (Coira, 1979; González et al., 1999, 2024). Según González et al. (1998) y Kramarz et al. (2022), la relación estratigráfica de estos basaltos varía según el sector: en el sur y sureste de la meseta, se disponen sobre las formaciones Las Chacras y La Pava, mientras que en otras zonas se apoyan directamente sobre otras unidades más antiguas.

Aunque en algunos sectores la relación con la Formación La Pava no está definida con certeza, la evidencia regional indicaría que estos basaltos son de edad pliocena, según las observaciones estratigráficas de Coira (1979). Cabe señalar que algunas dataciones K-Ar (Coira et al., 1985) sugieren edades más antiguas, del Mioceno tardío, pero la mayoría de los estudios recientes indican edades pliocenas (entre 1,4 y 0,9 Ma) para esta unidad (Mundl et al., 2016; Muckensturm et al., 2024).

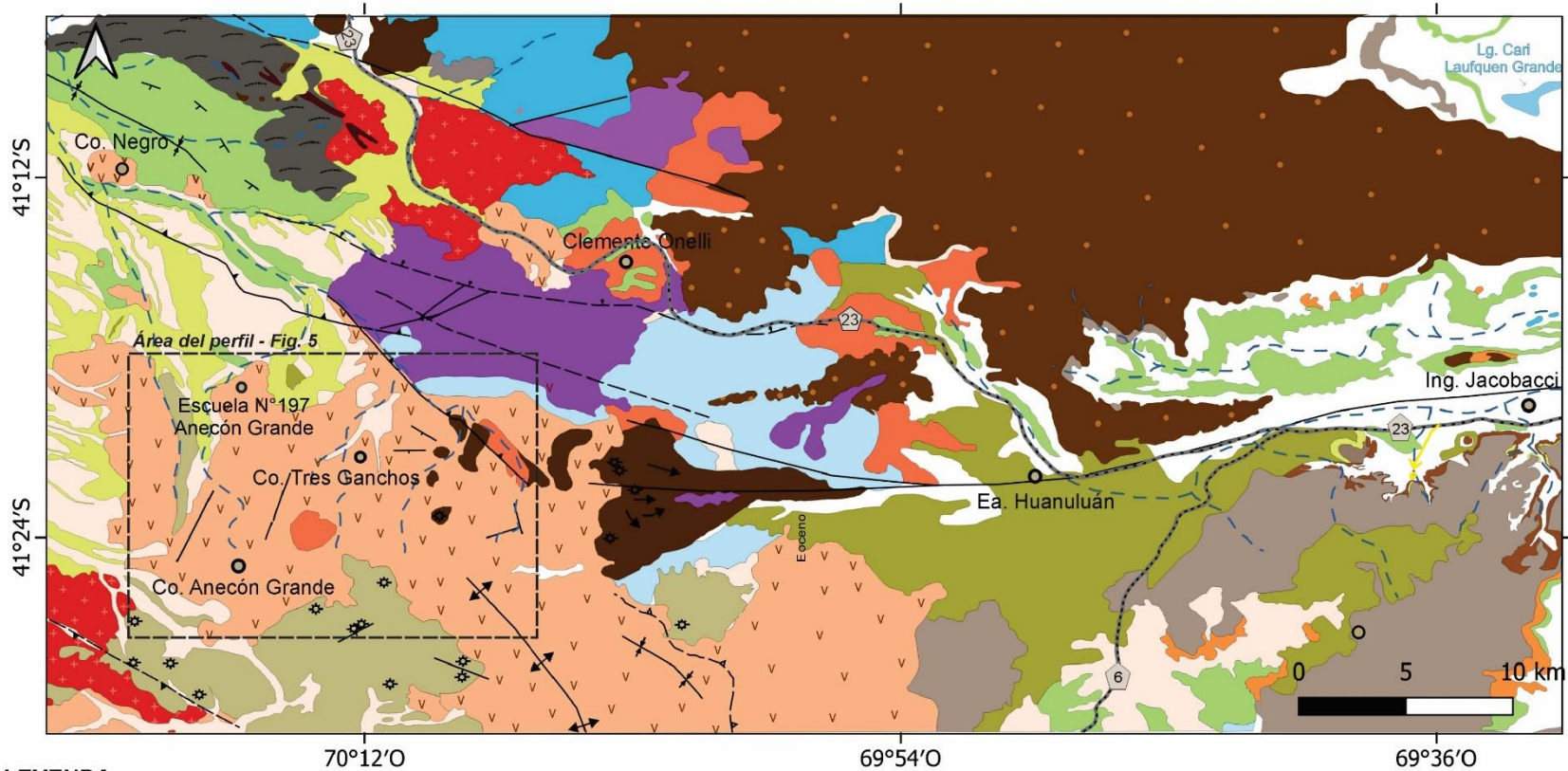
En este contexto, los basaltos situados al sur de Ingeniero Jacobacci podrían ser coetáneos formando parte del mismo ciclo eruptivo plioceno que cubre esta región (Fig. 3).

#### ***4.1.3.h Formación Campana***

La Formación Campana está compuesta por un conjunto de coladas basálticas que afloran en ambos márgenes del cañadón Mamuel Choique y se extienden hacia el oeste, conformando el escorial de Chenqueniyeu (Ravazzoli y Sesana, 1977). Estas rocas ya habían sido mencionadas por González Bonorino (1944), mientras que Rabassa (1974) las denominó Basalto Chenqueniyeu. Los basaltos son de color pardo rojizo por la intensa alteración de minerales ferromagnesianos, principalmente olivina. Se presentan vesiculares y densos, con fenocristales escasos de olivina y labradorita, inmersos en una pasta microcristalina de textura intergranular (Rabassa, 1974; Ravazzoli y Sesana, 1977; González et al., 1999, 2024).

Esta unidad aflora en el sector suroeste del mapa geológico (Fig. 3). Estratigráficamente, la Formación Campana suprayace en discordancia erosiva a la Formación Collón Curá y en algunos sectores también se apoya sobre la Formación Huitrera o sobre los granitoides de la Formación Mamil Choique (González et al., 1999, y referencias allí citadas).

Por sus características litológicas y relaciones estratigráficas, Ravazzoli y Sesana (1977) correlacionaron la Formación Campana con el Coyolitense y le asignan una edad pliocena. Esta edad se refuerza por su posición post-miocena superior, en relación con la Formación Collón Curá (Ravazzoli y Sesana, 1977).



**LEYENDA**

<ul style="list-style-type: none"> <li>— Rutas</li> <li>— Rumbo e inclinación</li> <li>— Falla normal</li> <li>— Cabalgamiento/Corrimiento</li> <li>— Lineamientos</li> <li>— Centro efusivos</li> <li>— Hidrografía</li> <li>— Dirección de flujo de coladas basálticas</li> </ul>	<p><b>PALEOZOICO SUP.</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Ch. Pm. <span style="color: red;">■</span> Formación Mamil Choique</li> <li><span style="color: black;">■</span> Formación Neneo Ruca</li> <li><span style="color: grey;">■</span> Formación Cushamen</li> </ul>	<p><b>MESOZOICO</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Tr. Sup. J. Inf. J. Sup. K. Sup. <span style="color: green;">■</span> Formación Angostura Colorada</li> <li><span style="color: lightblue;">■</span> Formación Taquetrén</li> <li><span style="color: blue;">■</span> Complejo Volcánico y Sedimentario Comallo</li> <li><span style="color: purple;">■</span> Formación Garamilla</li> </ul>	<p><b>CENOZOICO</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Paleoceno, Eoceno, Mioceno <span style="color: yellow;">■</span> Formación Collón Cura</li> <li><span style="color: olive;">■</span> Formación La Pava</li> <li><span style="color: brown;">■</span> Formación Las Chacras</li> <li><span style="color: orange;">■</span> Complejo Volcánico Anecón Grande</li> <li><span style="color: red;">■</span> Formación Huanuluán</li> <li><span style="color: orange;">■</span> Formación Coli Toro</li> </ul>	<p><b>Cuaternario</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="color: white;">■</span> Depósitos Sedimentarios</li> <li><span style="color: darkbrown;">■</span> Basaltos modernos</li> </ul> <p><b>Plioceno</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="color: olive;">■</span> Formación Campana</li> <li><span style="color: grey;">■</span> Basaltos Pliocenos</li> <li><span style="color: darkbrown;">■</span> Basalto Cari Laufquen</li> </ul>
---	---	--	---	--

**Fig. 3.** Mapa geológico del área de estudio comprendido en la zona de Anecón Grande. Modificado de González y Cábana (2014) y Paileman (2022). El rectángulo negro indica el área donde se levantó el perfil estratigráfico del Cerro Tres Ganchos (Fig. 5).

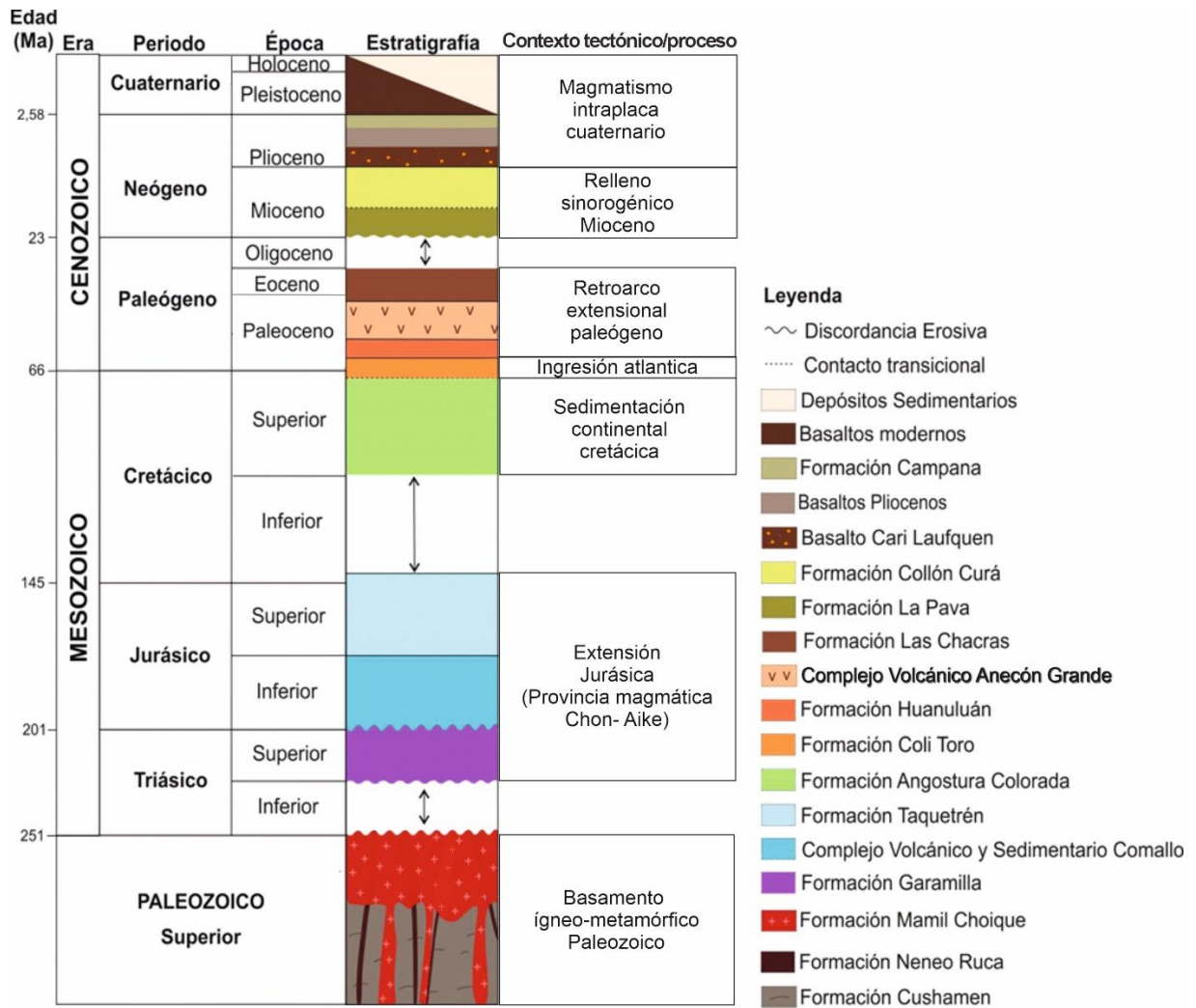


Fig. 4. Columna estratigráfica representativa de la zona de estudio.

## 5. MATERIALES Y MÉTODOS

Para el desarrollo de este TFG se realizaron tareas de gabinete, previas al trabajo de campo, que incluyó la recopilación de bibliografía relevante sobre el área de estudio, así como la descarga y análisis de imágenes satelitales y modelos digitales de elevación (DEM). Esta información fue utilizada para delimitar áreas de interés y optimizar la planificación del trabajo de campo.

Se elaboró un mapa geológico regional preliminar utilizando los softwares *QGIS* y *Global Mapper*, a partir de la Hoja Geológica 4169-III Ingeniero Jacobacci (escala 1:250.000) del Servicio Geológico Minero Argentino (González et al., 1999), complementada con información proveniente de trabajos previos de diversos autores. Se incorporaron datos de elevación SRTM y ASTER DEM, junto con imágenes satelitales obtenidas por los sensores ASTER, Landsat 7 ETM+ (7 bandas) y Landsat 8 OLI. En dicho mapa se representó la distribución y la relación espacial de las unidades geológicas aflorantes en el área de estudio.

Durante las campañas de campo se relevaron afloramientos del Complejo Volcánico Anecón Grande (CVAG) con el objetivo de levantar un perfil estratigráfico detallado, además de recolectar muestras de mano de distintas unidades geológicas para su posterior análisis en laboratorio.

De las muestras recolectadas, se seleccionaron 6 para la confección de cortes delgados. El análisis petrográfico se realizó con microscopio óptico del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG, CONICET-UNRN).

A partir de los datos de campo, los estudios petrográficos y la datación geocronológica, se elaboró un perfil estratigráfico representativo de los afloramientos del CVAG. La datación U-Pb en circones se realizó sobre una muestra de roca piroclástica representativa del CVAG mediante el método LA-ICP-MS (Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) en el laboratorio LA.TE. ANDES S.A.

A su vez, se obtuvieron imágenes de catodoluminiscencia (CL) utilizando el detector del Microscopio Electrónico de Barrido del Laboratorio de Microscopía del IIPG (CONICET-

UNRN), con el fin de caracterizar la zonación y preservación interna de los cristales de circón.

Finalmente, se generó un modelo fotogramétrico tridimensional de un afloramiento seleccionado mediante el software *Agisoft Metashape Professional*. Las fotografías georreferenciadas tomadas en campo fueron procesadas para construir un modelo virtual del afloramiento 3D, lo que permite una visualización continua, métrica y detallada del afloramiento.

## **6. RESULTADOS**

### **6.1 CARACTERIZACIÓN DE LAS UNIDADES VOLCÁNICAS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO ANECÓN GRANDE (CVAG)**

#### ***6.1.1 Perfil estratigráfico del CVAG en el área del Cerro Tres Ganchos***

En el área del Cerro Tres Ganchos (41°20'49.62"S; 70°12'30.16"O) se levantó un perfil estratigráfico de las rocas correspondientes al Complejo Volcánico Anecón Grande (CVAG), con un espesor aproximado de 300 m (Fig. 5). La secuencia está conformada por depósitos volcánicos y subvolcánicos, dentro de los cuales se pudo reconocer cuatro niveles principales que registran una evolución piroclástica y efusiva, interrumpida por intrusiones máficas.

En la base del perfil (~1243 m), se identificaron tobas y brechas piroclásticas intercaladas, con abundante contenido de litoclastos volcánicos, que varían entre 5 y 20 cm, aunque localmente se observan bloques angulosos de hasta 90-100 cm. Se reconocieron escasos fragmentos pumíceos y cristaloclastos de tamaño centimétricos. Estas capas presentan desarrollo de pseudoestratificación, vinculada a depositación de sucesivos eventos piroclásticos (Martínez et al., 2012).

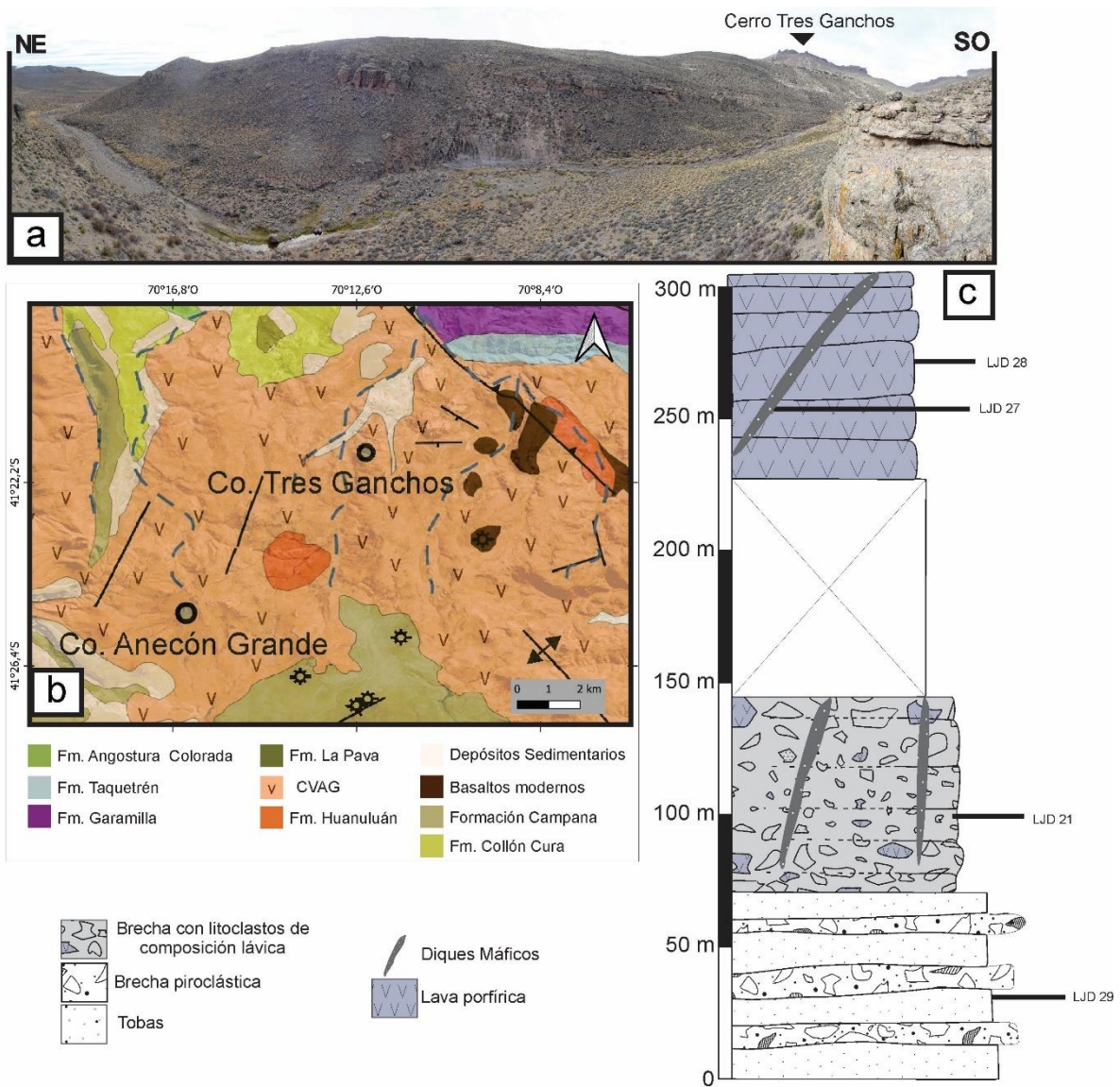
Hacia los 1314 m, la sucesión anterior pasa transicionalmente a una brecha piroclástica con bloques de hasta 1 m de diámetro, compuestos principalmente por litoclastos de origen volcánico. Se observa una disminución progresiva del tamaño de grano hacia el centro de

esta unidad, seguida por un incremento hacia el techo, donde se observan bloques de hasta 2 m.

Entre los 1387 y 1550 m, los afloramientos están parcialmente cubiertos, aunque se puede identificar la presencia de diques máficos con fenocristales de plagioclasa de al menos 1 cm de tamaño. Dichos diques intruyen a las sucesiones de brechas piroclásticas.

En el tramo superior del perfil, en los 1550 m, se observa un contacto neto seguido de una sucesión de coladas de lava de color gris oscuro, de unos 30 metros de espesor. Esta unidad presenta una textura porfírica caracterizada por fenocristales de plagioclasa bien desarrollados, insertos en una matriz. Además, se identificaron diques máficos con geometría tabular que cortan esta secuencia, con contactos netos y discordantes con la roca de caja. Uno de estos cuerpos corresponde a un dique basáltico subvertical con rumbo NO-SE (ver sección 6.3.d).

Las muestras recolectadas en cada una de estas unidades fueron analizadas petrográficamente y se describen con mayor detalle en la sección 6.1.2.

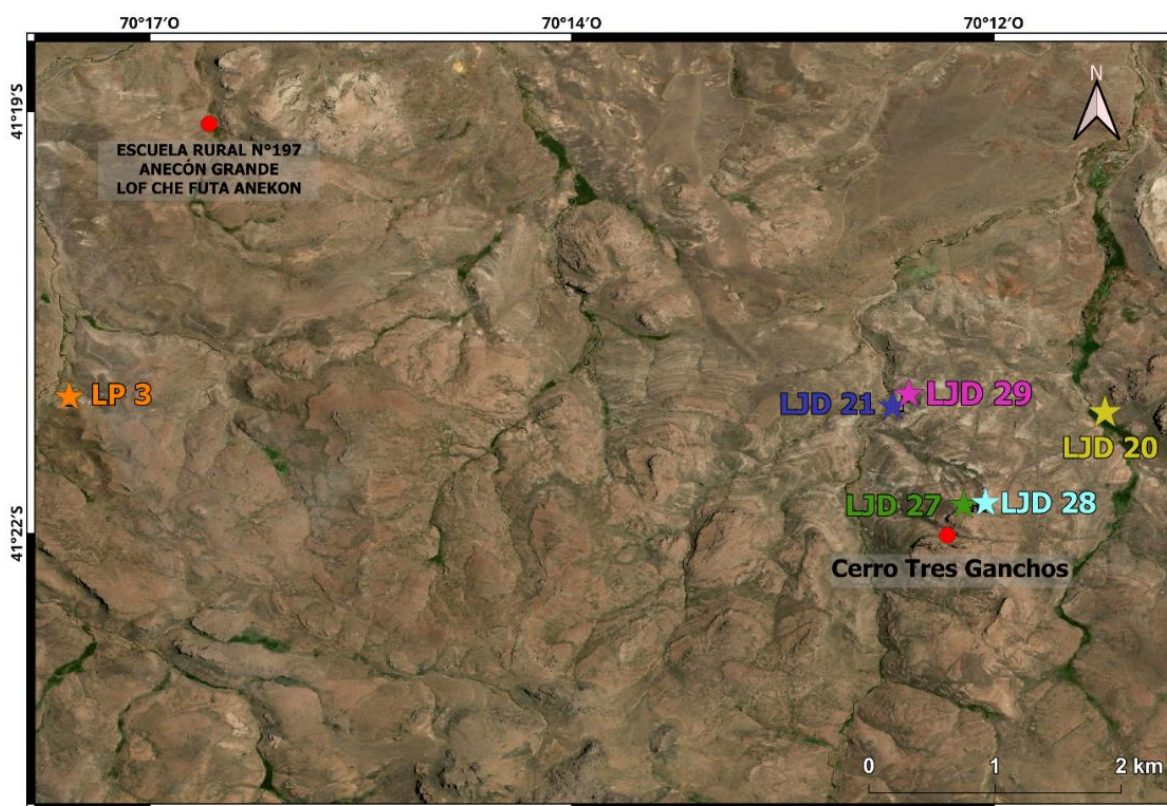


**Fig. 5.** Perfil estratigráfico del Complejo Volcánico Anecón Grande en el área del Cerro Tres Ganchos ( $41^{\circ}21'27.02''S; 70^{\circ}12'8.68''O$ ). **a.** Fotografía donde se observa el Cerro Tres Ganchos y el aspecto general de los afloramientos. **b.** Mapa de ubicación dónde se levantó el perfil, mostrando la localización del Cerro Tres Ganchos. **c.** La secuencia alcanza aproximadamente 300 m de espesor e incluye intercalaciones de tobas y brechas piroclásticas, coladas de lava intermedias y diques máficos. Las capas presentan una inclinación promedio de  $9^{\circ}$  hacia el SE (azimut entre  $150^{\circ}$  y  $170^{\circ}$ ). Los niveles litológicos principales se describen en el texto y junto con las muestras de roca que fueron estudiadas petrográficamente (ver sección 6.1.2).

### 6.1.2 Petrografía

En esta sección se presentan las descripciones petrográficas de las unidades volcánico-sedimentarias más representativas del Complejo Volcánico Anecón Grande (CVAG). Esta unidad fue previamente caracterizada por González (1998) y trabajos posteriores como un conjunto de rocas volcánicas y subvolcánicas de composición intermedia a ácida, integradas por coladas, depósitos piroclásticos y cuerpos intrusivos.

En el presente estudio, con fines descriptivos y de análisis petrográfico, las rocas del CVAG se agrupan en tres litofacies principales: efusiva (lavas), subvolcánica (domos y diques), y piroclástica (tobas y brechas). Esta clasificación responde a criterios texturales y de emplazamiento, y no implica una redefinición estratigráfica de la unidad.



**Fig. 6.** Mapa de ubicación de las zonas donde se recolectaron las muestras (LP3, LJD: 20, 21, 27, 28 y 29) para su posterior análisis petrográfico.

Las muestras fueron tomadas en el área del Cerro Tres Ganchos y áreas adyacentes (Fig. 6) y se describen en detalle en el siguiente apartado, correspondiente a cada litofacies.

#### **6.1.2.i Andesitas (Facies Efusiva)**

Las andesitas del CVAG corresponden a coladas pertenecientes a la litofacies efusiva del complejo. Para su caracterización petrográfica se analizaron dos muestras representativas (LJD 28 y LP 3), una de ellas correspondiente al perfil levantado en el Cerro Tres Ganchos (LJD 28) y otra proveniente de un afloramiento cercano (LP 3), incorporada por su carácter representativo de esta litología.

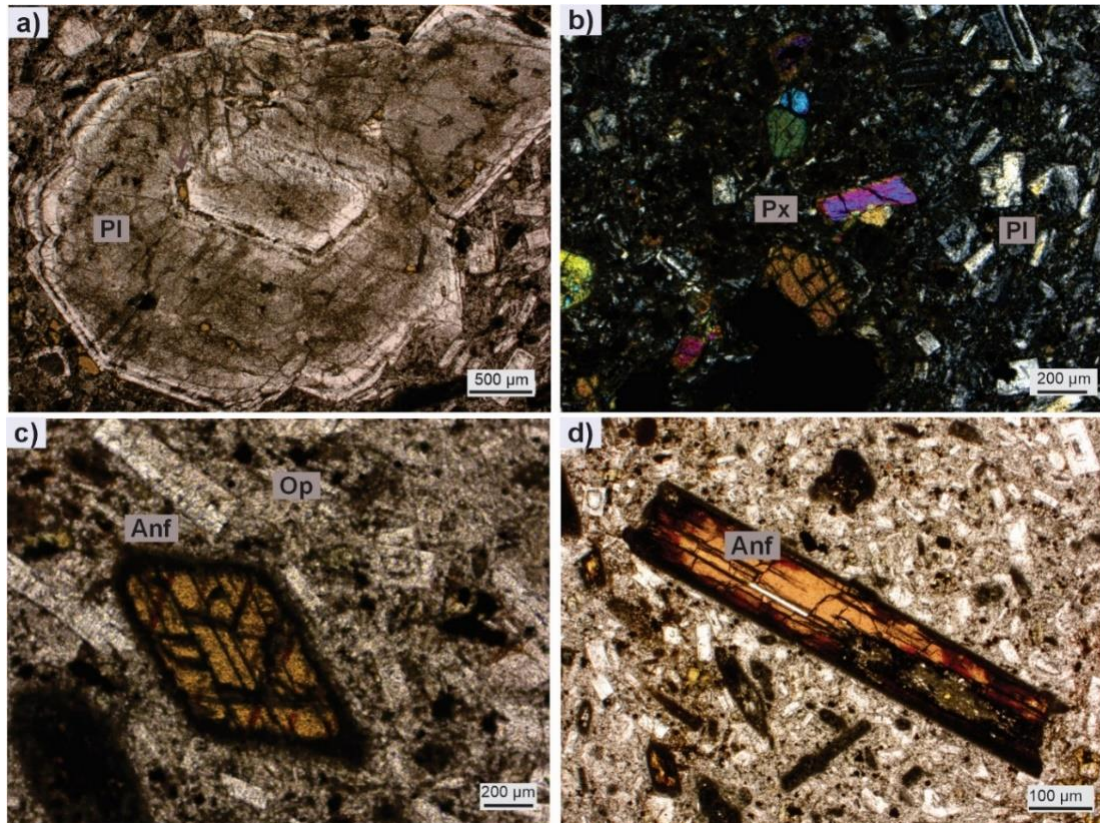
En muestra de mano, las andesitas presentan un color gris oscuro, textura porfírica y fenocristales visibles de plagioclasa (hasta 3-4 mm) y minerales máficos (hasta 1-1,5 mm) inmersos en una pasta de grano muy fino.

Microscópicamente exhiben textura porfírica, con proporciones variables de fenocristales (~25-70%) inmersos en una pasta afanítica (~70-30%). Los fenocristales están constituidos por plagioclasa (~50-65%), piroxeno (20-25%), anfíbol (~20%) y minerales opacos. En una de las muestras (LP3) se reconoce además olivina subordinada (~10%), ocasionalmente con coronas de reacción (Fig. 8a), lo que sugiere procesos de reequilibrio magmático.

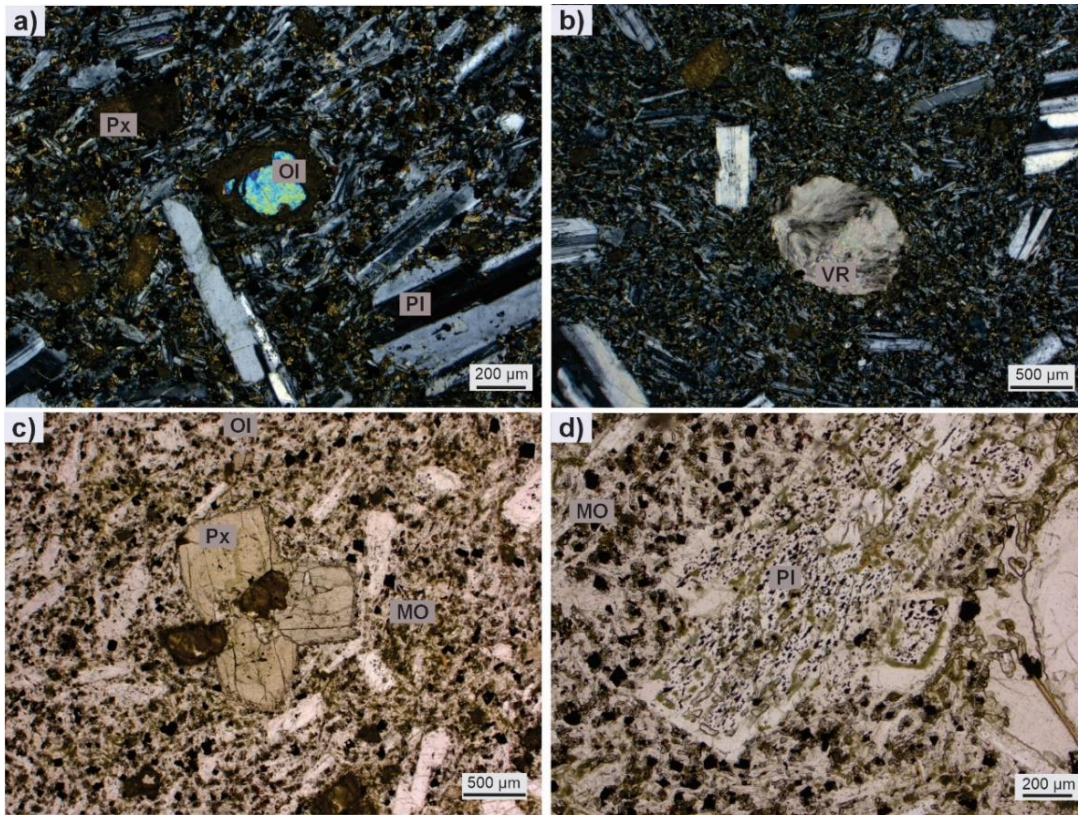
Las plagioclasas se presentan como cristales euhedrales a subhedrales de 0,1-4 mm, con maclas polisintéticas, zonación concéntrica, bordes y/o núcleos cribados e inclusiones de anfíbol y minerales opacos (Figs. 7a;8d). En ciertos casos forman glomérulos junto a minerales máficos. Los piroxenos aparecen como cristales subhedrales a anhedrales, aislados o agrupados formando glomérulos (Figs. 7b;8c). Por otro lado, los anfíboles se reconocen como fenocristales euhedrales a subhedrales de con bordes de reacción y en algunos casos alterados a argilominerales u óxidos (Fig. 7c-d).

La pasta está constituida por microlitos de plagioclasa (~35-60%), minerales opacos (~20%) y vidrio volcánico, con desarrollo de texturas pilotácicas a traquíticas (Fig. 8a), y en sectores transición hacia intergranular. En una de las muestras (LP3) se observan vesículas rellenas por agregados carbonáticos secundarios (Fig. 8b).

De acuerdo al diagrama modal QAPF propuesto por Streckeisen (1973), ambas rocas se ubican en el campo basalto/andesita. Considerando el índice de color < 35%, se las clasificó como andesita.



**Fig. 7.** Andesita del CAVAG (muestra LJD 28). **a.** Fotomicrografía de un fenocristal de plagioclasa (Pl) parcialmente alterado, con zonación evidente e inclusiones de anfíbol (Anf) y minerales opacos (Op) (Luz paralela). **b.** Detalle de microfenocristales de piroxeno (Px) agrupados en glómérulos (Luz polarizada). **c.** Microfenocristal de anfíbol (Anf) parcialmente oxidado y con borde de reacción (Luz paralela). **d.** Detalle de fenocristal de anfíbol (Anf) parcialmente alterado a argilominerales (Luz paralela).



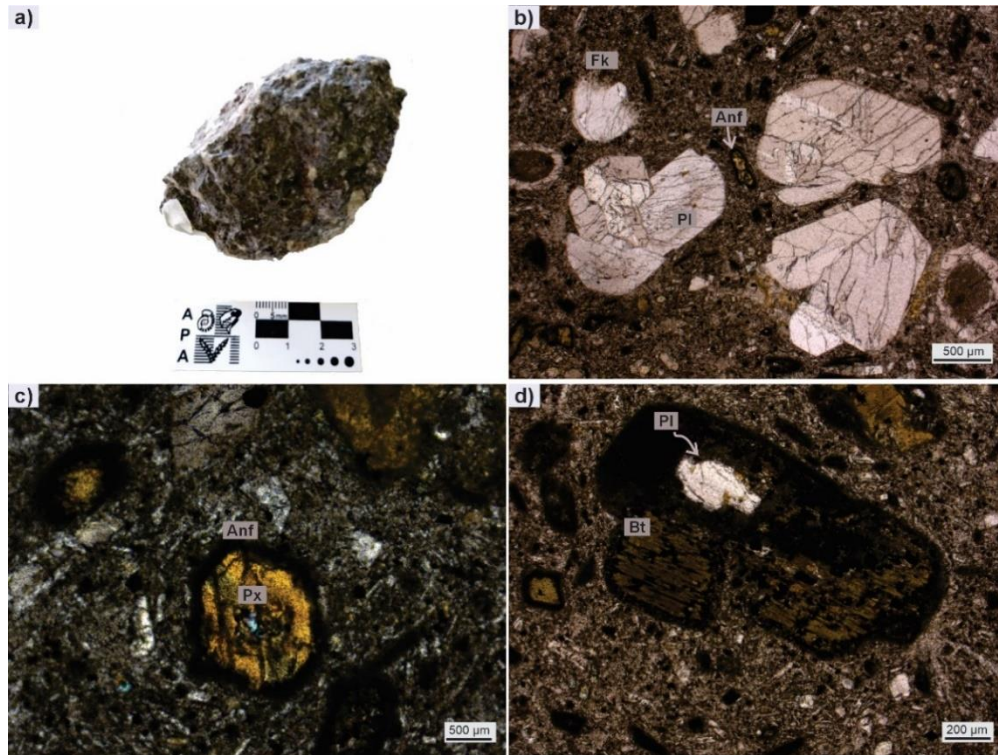
**Fig. 8.** Andesita del CVAG (muestra LP3). **a.** Fenocristales de olivina (Ol), piroxeno (Px) y plagioclasa (Pl) inmersos en una pasta de textura pilotáxica a intergranular. Nótese que la olivina tiene una corona de reacción, posiblemente, de piroxeno (Luz polarizada). **b.** Vesícula rellena (VR) por agregados finos, inmersa en una pasta pilotáxica a intergranular compuesta por vidrio volcánico, plagioclasa, minerales opacos (MO), piroxeno (Px) y olivino (Ol) (Luz polarizada). **c.** Glomérulo compuesto por cristales de piroxeno (Px). Nótese en la pasta circundante la orientación subparalela de las tablillas de plagioclasa (Pl), indicativa de flujo magmático (Luz paralela). **d.** Fenocristal de plagioclasa (Pl) con evidencia de alteración moderada a clorita y textura cribada en el núcleo (Luz paralela).

### 6.1.2.ii Cuerpos subvolcánicos (Facies subvolcánica)

#### Domo andesítico

En muestra de mano se observa una roca de color gris con tamaño de grano medio y fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita (Fig. 9a). En el corte delgado la muestra presenta una textura porfírica, compuesta por fenocristales (~40%) inmersos en una pasta

de color gris oscuro con textura intergranular a afieltrada (~60%) (Fig. 9a). Entre los fenocristales se reconocieron plagioclasa (~45%), anfíbol (~30%), biotita (~20%) y minerales opacos (~5%).



**Fig. 9.** Domo andesítico perteneciente a la facies subvolcánica del CVAG (Muestra LJD 20). **a.** Muestra de mano. **b.** Fotomicrografía donde se observan fenocristales de plagioclasa (Pl) formando glomérulos (Luz paralela). **c.** Detalle de un fenocristal de anfíbol (Anf) con núcleo relíctico de piroxeno (Px) y la corona de reacción en el borde del cristal (Luz polarizada). **d.** Fenocristal de biotita (Bt), con evidencia de resorción e inclusiones de plagioclasa (Pl) (Luz paralela).

Las plagioclasas constituyen cristales euhedrales a subhedrales de 0,5-10 mm, con zonación marcada; algunos exhiben textura cribada en los bordes y, en sectores, forman agrupaciones tipo glomérulo (Fig. 9b). El anfíbol aparece como cristales euhedrales de 0,1-0,3 mm, con coronas de reacción (Fig. 9c), pleocroísmo verde a amarillo y, en ciertos casos, núcleos relictos que podrían corresponder a piroxeno. Parte de los fenocristales se encuentran alterados a sericita. La biotita se presenta como cristales subhedrales a anhedrales de 1-1,5 mm, mayormente alterados y en algunos casos con inclusiones de plagioclasa (Fig. 9d); algunos fenocristales muestran reacción con la pasta. La pasta está

formada por microlitos de plagioclasa (~65%), cuarzo (~20%), minerales opacos (~10%) y anfíbol (~5%), desarrollando una textura intergranular a afieltrada.

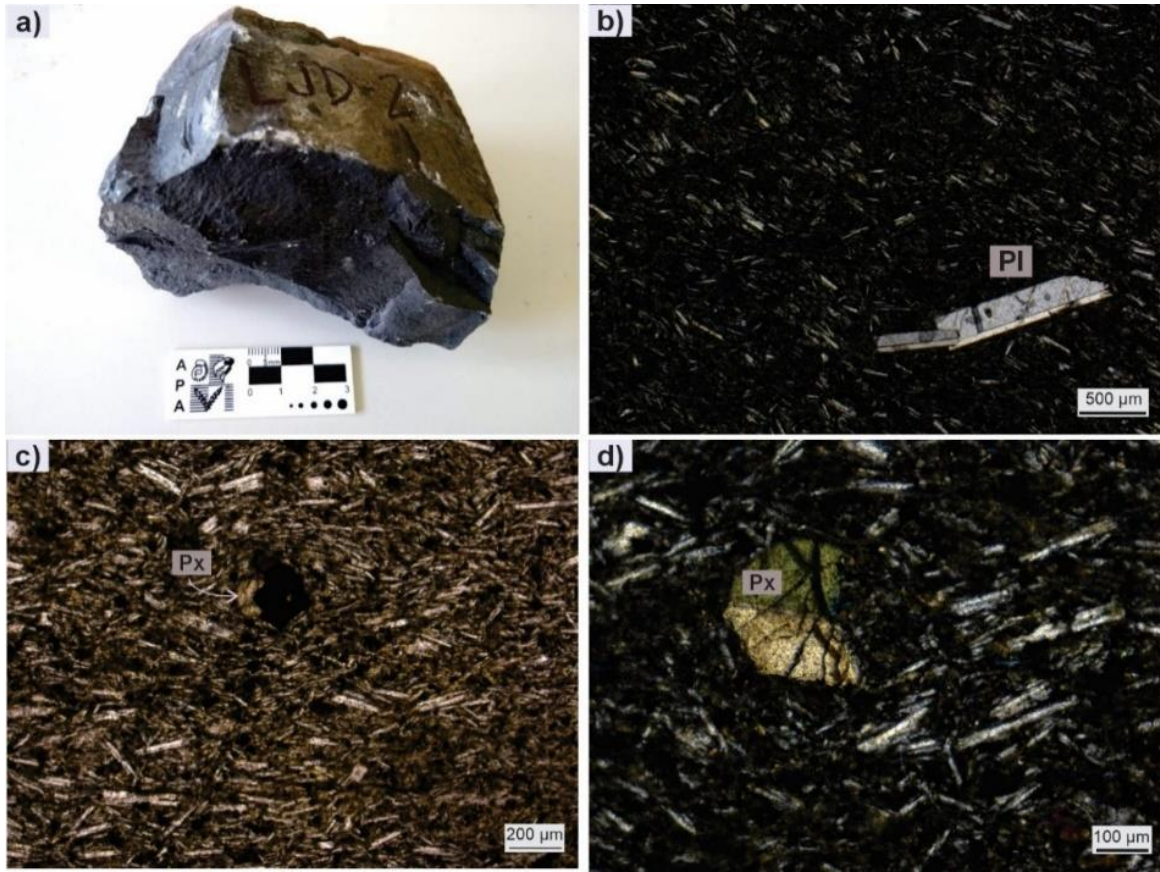
De acuerdo al diagrama modal QAPF de Streckeisen (1973), la roca se encuentra en el campo basalto/andesita, y considerando el índice de color <45% se la clasificó como andesita.

### **Dique basáltico**

A escala macroscópica se observa una roca de color gris oscura con tamaño de grano fino. Al microscopio la muestra presenta una textura porfírica, compuesta por fenocristales (~10%) de plagioclasa y piroxeno, inmersos en una pasta de color gris (~90%) (Fig. 10a). En el corte delgado, se observa que las plagioclasas, que constituyen alrededor del 70% de los fenocristales, exhiben formas euhedrales a subhedrales, con tamaños de 0,5-1 mm y maclas de Carlsbad (Fig. 10a). Los piroxenos (~20%) aparecen como microfenocristales subhedrales de aproximadamente 0,2 mm (Fig. 10d). Otros minerales máficos (10%), probablemente piroxenos u otros ferromagnesianos, alcanzan 0,1-0,3 mm (Fig. 10c).

La pasta está integrada por microlitos de plagioclasa, minerales opacos, olivina, piroxeno y material intersertal, desarrollando una textura traquítica a intersertal. Los microlitos de plagioclasa (~40%) se presentan como tablillas euhedrales a subhedrales de 0,05-0,3 mm, con orientación preferencial (Fig. 10b). Estas plagioclasas muestran alteración parcial a arcillas, mientras que el vidrio intersertal (~5%), de color pardo, se encuentra alterado en menor proporción. Los minerales opacos (~30%) se observan como cristales subhedrales de hasta 0,1 mm, y los piroxenos (~15%) aparecen como cristales anhedrales de 0,05-0,1 mm.

De acuerdo con los criterios de la clasificación de Streckeisen (1973), la muestra se ubica en el campo de basalto/andesita y considerando el índice de color > 60% se la clasificó como basalto.

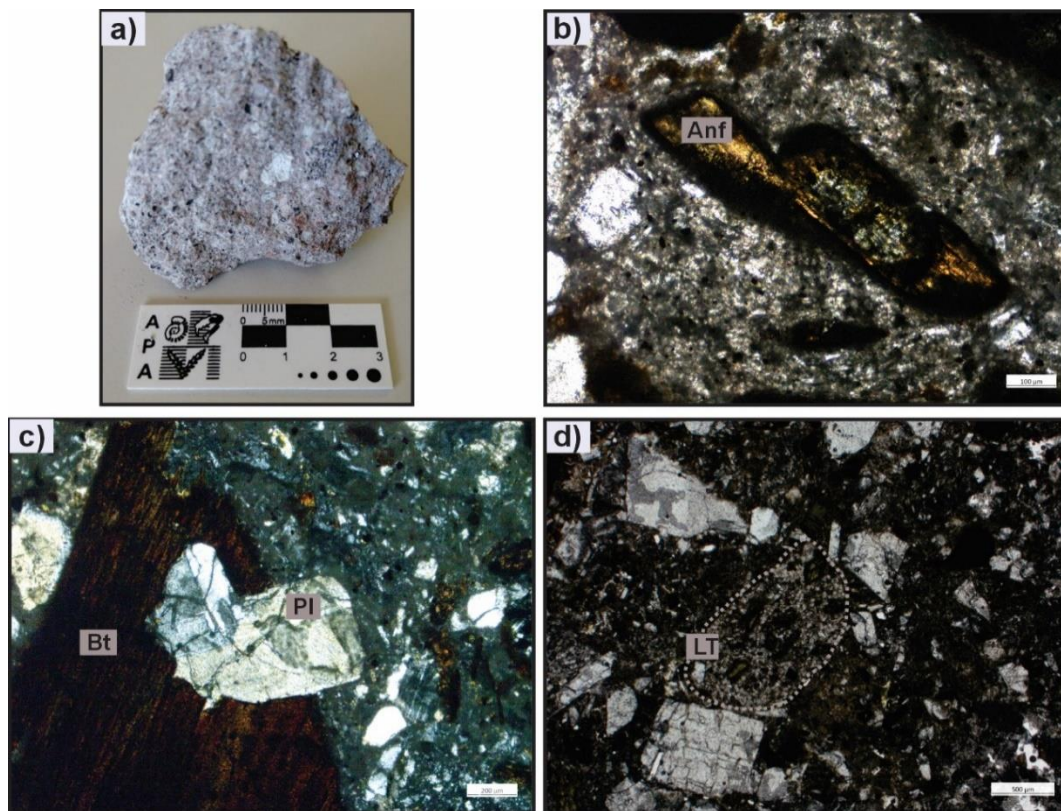


**Fig. 10.** Dique basáltico perteneciente a la facies subvolcánica del CVAG (muestra LJD 27). **a.** Muestra de mano. **b.** Microfenocristales de plagioclasa inmersos en una pasta de textura traquítica a intersertal, compuesta por cristales de plagioclasas (Pl), minerales opacos y piroxeno (Px) (Luz polarizada). **c.** Fenocristal de piroxeno y mineral opaco inmersos en la pasta (Luz paralela). **d.** Detalle de un microfenocristal de piroxeno parcialmente alterado (Luz polarizada).

### 6.1.2.iii Depósitos piroclásticos andesíticos-dacíticos (Facies piroclástica)

La litofacies piroclástica del CVAG está representada por depósitos fragmentales de composición intermedia, con variaciones en el tamaño de grano que incluyen niveles tobáceos, lipillíticos y brechosos. En muestra de mano, las rocas presentan una coloración grisácea textura clástica y un arreglo matriz sostén (Figs. 11a; 12a). Los clastos tienen un tamaño variable entre 0,05 y 1,5 cm, presentan mala selección y son subangulosos a subredondeados.

Al microscopio se observa que las muestras están compuestas por cristaloclastos (~35-40%), litoclastos (~30-25%), vitroclastos (~10-20%) inmersos en una matriz de grano fino (~15-25%), presentando una textura fragmental. Entre los cristaloclastos predominan plagioclasa (~40-50%), anfíbol (~15-30%), biotita (~10%) y cuarzo (~10-15%) y minerales opacos (~5-10%).

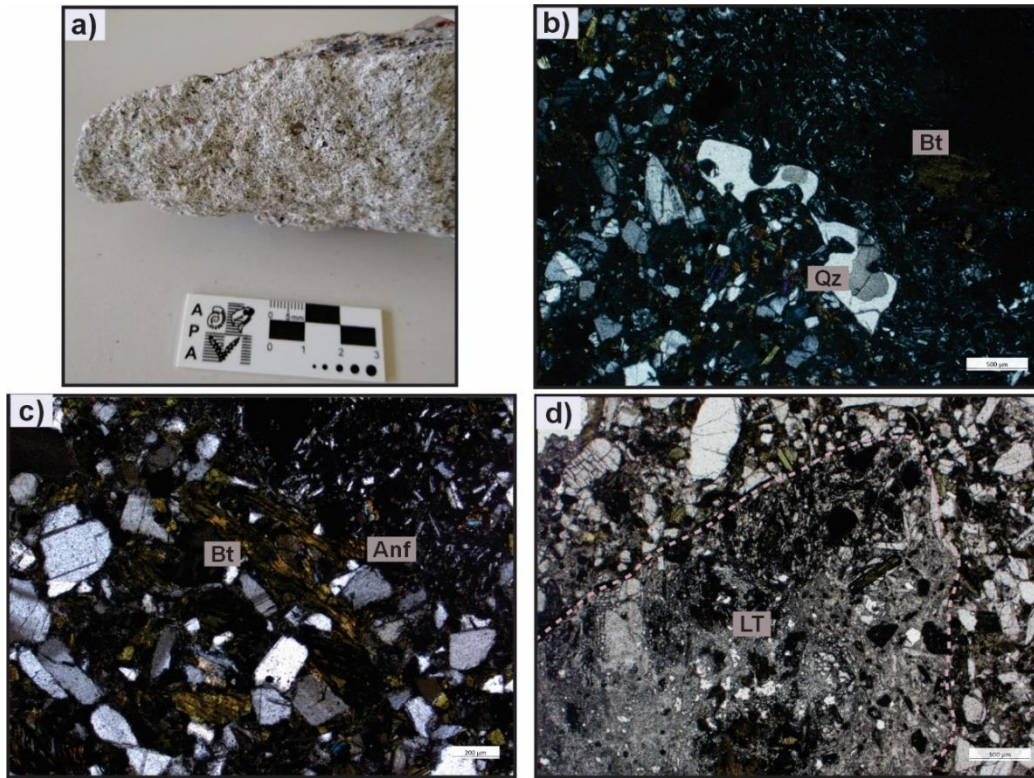


**Fig. 11.** Toba brechosa correspondiente a la facies piroclástica del CVAG (muestra LJD 21). **a.** Fotografía de la muestra de mano. **b.** Cristaloclasto de anfíbol (Anf) subhedral con alteración a carbonatos y borde de resorción (Luz paralela). **c.** Cristaloclasto de biotita (Bt) con inclusión de plagioclasa (Pl) (Luz polarizada). **d.** Fragmento lítico (LT) de una roca volcánica (Luz paralela).

Los cristales de plagioclasas, de hábito subhedral a anhedral y tamaños hasta 2 y 3 mm, exhiben maclas polisintéticas, zonación concéntrica, bordes cribados y frecuentemente inclusiones de minerales opacos. Los cristaloclastos de anfíbol se presentan como cristales euhedrales de hasta 0,3-1,5 mm, tanto frescos con clivaje bien preservado (Fig. 12c), así

como alterados, mostrando bordes de reacción, resorción y reemplazo parcial por carbonatos (Fig. 11b). Algunos cristales presentan tonalidades se encuentran castaño-rojizas producto de la alteración. Los cristales de biotita son euhedrales a subhedrales de hasta 1-1,7 mm y aparecen en ocasiones deformados (Fig. 12c) o corroídos, algunos con inclusiones de plagioclasa (Fig. 11c). El cuarzo se reconoce en individuos anhedrales de 0,1-0,5 mm, incoloros en luz paralela y con birrefringencia de primer orden (amarillo pálido) en luz polarizada, con bordes irregulares y engolfamiento (Fig. 11b). Los minerales opacos se presentan como cristales euhedrales de 0,3-1 mm, algunos con alteración a tonalidades castañas y rojizas. Los litoclastos, de color grisáceo y tamaños de hasta 1,8 y 3,5 mm, corresponden a fragmentos de roca volcánica con textura porfírica, formada por fenocristales de plagioclasa y minerales opacos inmersos en una pasta de textura traquítica (Figs. 11d;12d). Finalmente, la matriz, de color gris a castaño, está compuesta por vidrio volcánico (45-25%), plagioclasa (45-30%), minerales opacos (15%) y anfíbol (10-15%).

De acuerdo con la clasificación granulométrica propuesta por Schmid (1981), en función del tamaño de clasto predominante la roca se clasifica como toba. Las variaciones texturales entre los niveles analizados responden principalmente a diferencias granulométricas, desde tobas de lapilli hasta niveles brechosos con clastos de mayor tamaño. La asociación mineral observada en los cristaloclastos y litoclastos, dominada por plagioclasa, anfíbol, biotita y cuarzo indica una composición intermedia a ácida, compatible con términos andesítico-dacíticos.



**Fig. 12.** Toba de lapilli correspondiente a la facies piroclástica (muestra LJD 29). **a.** Fotografía de la muestra de mano. **b.** Cristaloclasto de cuarzo (Qz) con bordes irregulares y engolfamiento (Luz polarizada). **c.** Cristaloclasto de biotita (Bt) deformado; se reconocen también cristales euhedrales de anfíbol (Anf) con clivaje característico (Luz polarizada). **d.** Litoclasto de roca volcánica con textura porfírica, compuesto por fenocristales de plagioclasa (Pl), anfíbol (Anf) y minerales opacos (MO) inmersos en una pasta de textura traquítica (Luz paralela).

## 6.2 DATACIÓN U-PB

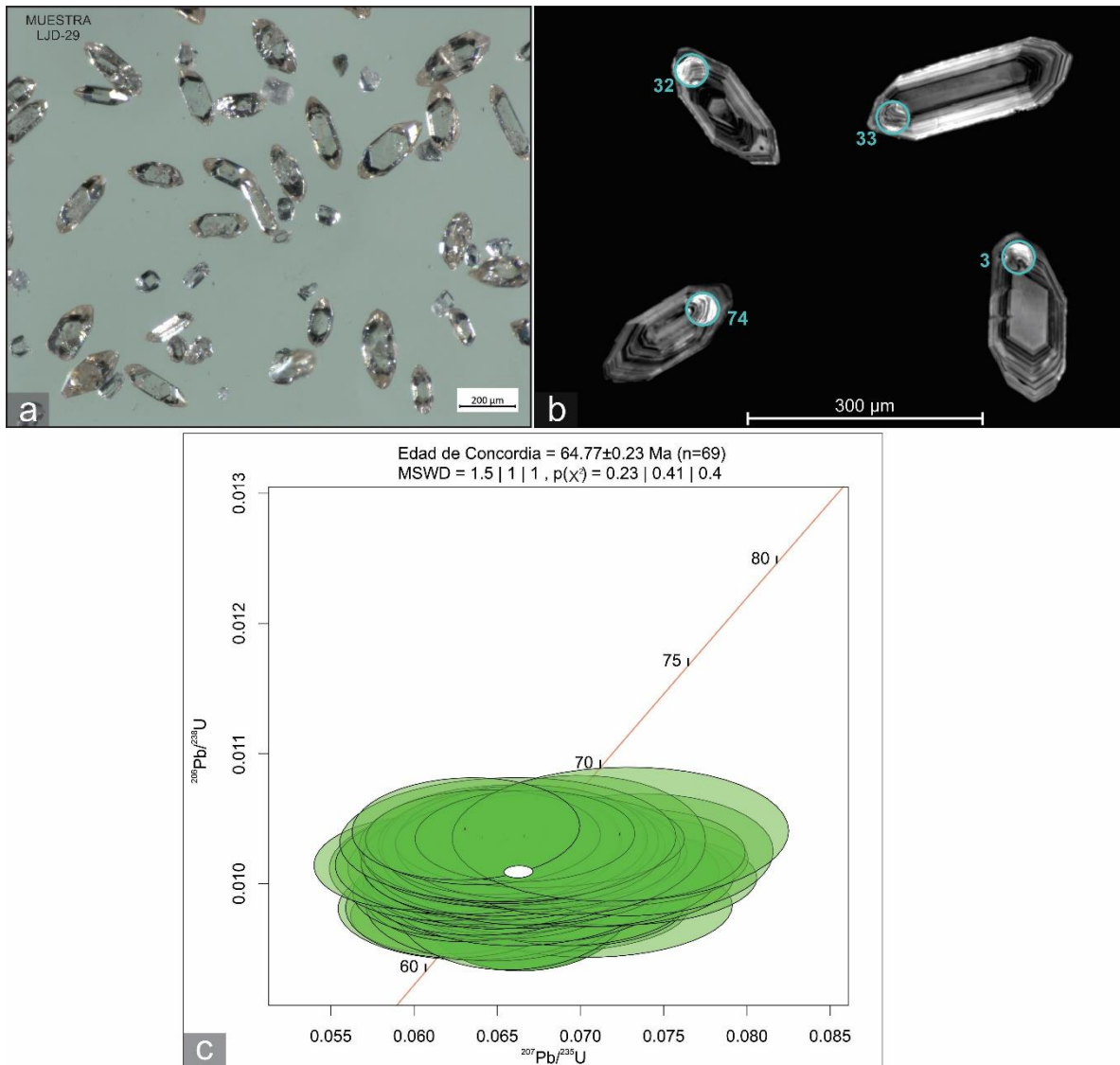
Se obtuvo una edad U-Pb en circones para una toba de lapilli perteneciente a la facies piroclástica basal del Complejo Volcánico Anecón Grande (CVAG) expuesta en el perfil del Cerro Tres Ganchos (Fig. 5). La muestra analizada (LJD 29; 41°20'49.62"S; 70°12'30.16"O) corresponde a un depósito piroclástico con un arreglo matriz sostén compuesto por cristaloclastos, litoclastos y vitroclastos, clasificado como toba de lapilli según Schmidt (1981) (ver sección 6.1).

Los cristales de circon tienen un tamaño variable, con un eje mayor que oscila entre 55 y 300  $\mu\text{m}$ , y un eje transversal entre 47 y 136  $\mu\text{m}$ . La mayoría de los cristales son euhedrales, de hábito prismático e incoloros (Fig. 13a). Las imágenes obtenidas mediante catodoluminiscencia revelan una zonación oscilatoria interna (Fig. 13b), característica de cristales de origen ígneo (Zheng et al., 2022, y referencias allí citadas).

Se realizó un total de 90 análisis sobre la muestra, para la determinación de la edad, se seleccionaron aquellos con niveles de concordancia entre el 95% y el 105% ( $n = 69$ ), calculados a partir de la relación entre las edades aparentes  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  (1 sigma).

El procesamiento estadístico se efectuó utilizando el software Isoplot (Vermeesch, 2018). A partir del diagrama de concordia de Wetherill (Fig. 13c), se obtuvo una edad de concordia de  $64,77 \pm 0,23$  Ma (MSWD= 1,5). Esta edad ubica la depositación de la facies piroclástica basal del CVAG en el Paleoceno temprano.

En este tipo de análisis, un número elevado de mediciones ( $n$ ) mejora la robustez estadística de la edad; sin embargo, también puede incrementar el valor del MSWD cuando los datos incluyen cierta dispersión natural o herencia. Por este motivo, se procuró alcanzar un equilibrio entre un número de análisis suficientemente representativo y un valor de MSWD cercano a 1, lo que indica una distribución coherente de los datos y una edad estadísticamente confiable.



**Fig. 13.** Resultados de los estudios geocronológicos de la muestra LJD 29 correspondiente al CVAG. **a.** Imagen de los circones analizados, donde se aprecia su morfología euhedral y hábito prismático. **b.** Imágenes de cátodoluminiscencia (CL) de los circones de la muestra analizada, mostrando zonación oscilatoria interna típica de crecimiento magmático. **c.** Diagrama de concordia de Wetherill de edad U-Pb obtenida en la muestra LJD 29.

### **6.3 OBSERVACIONES ESTRUCTURALES DE AFLORAMIENTOS SELECCIONADOS DEL ÁREA DE ESTUDIO**

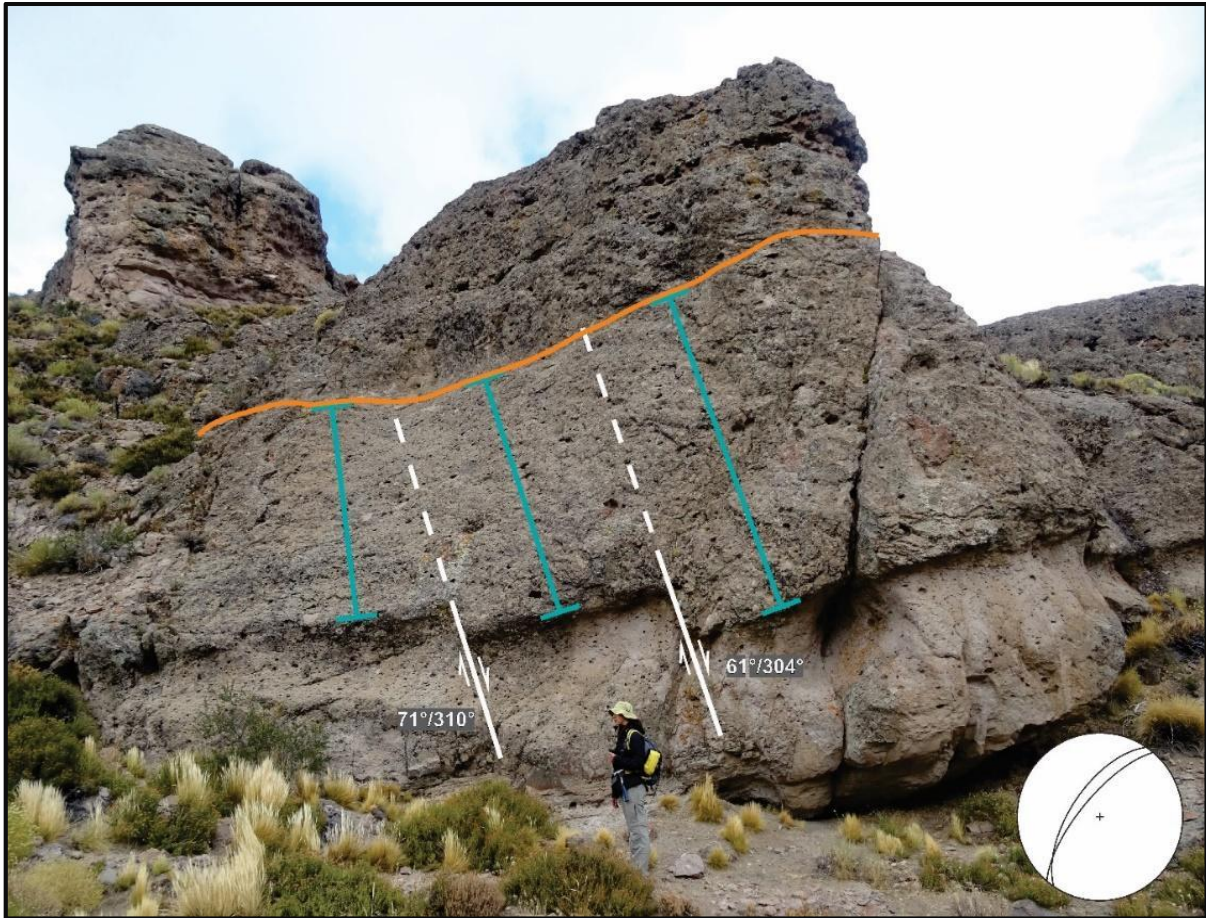
#### **6.3.a Fallas normales en la base del perfil correspondiente a CVAG**

En el sector del Cerro Tres Ganchos, se levantó el perfil estratigráfico del Complejo Volcánico Anecón Grande (CVAG) (Fig. 7), donde se reconocieron estructuras tectónicas que afectan principalmente la sección basal de la secuencia (Fig. 14). Se observaron fallas normales de alto ángulo ( $\sim 61^{\circ}$ - $71^{\circ}$ ), con orientación general NE-SO, que generan desplazamientos de aproximadamente 0.5-1 m.

Las fallas presentan planos bien definidos y delimitan bloques escalonados. En los niveles afectados se observa que el rechazo disminuye progresivamente hacia el tope de la sucesión, en el sector interno de los estratos afectados (Fig. 14). Así mismo, se observa una variación lateral en el espesor de los niveles afectados por las fallas, que presentan mayor potencia en los bloques hundidos respecto de los bloques elevados. Estas características indican un carácter sin-sedimentario (o sin-depositacional) de la deformación (Fig. 14).

Por su parte, las capas suprayacentes no muestran evidencias de deformación ni reactivación posterior, lo que es consistente con la interpretación de que las fallas estuvieron activas durante la acumulación de los depósitos piroclásticos y volcánicos basales.

Esta configuración sugiere que las estructuras corresponden a fallas normales sin-sedimentarias, desarrolladas durante la etapa de depositación y consolidación temprana del CVAG, las cuales controlaron localmente el espacio de acomodación y la geometría de la secuencia basal.



**Fig. 14.** Afloramiento en el sector del Cerro Tres Ganchos donde se observan fallas normales que afectan los niveles basales del CVAG. Las fallas (trazadas en blanco) presentan inclinaciones de  $71^\circ$  hacia  $310^\circ$ , y la segunda  $61^\circ$  hacia  $304^\circ$ , ambas con buzamiento hacia el NO. El contacto superior (línea naranja) corresponde a un contacto estratigráfico neto entre los depósitos piroclásticos basales. Se observa un engrosamiento de las capas en el bloque hundido, lo que sugiere una génesis sin-sedimentaria y un control estructural durante la sedimentación.

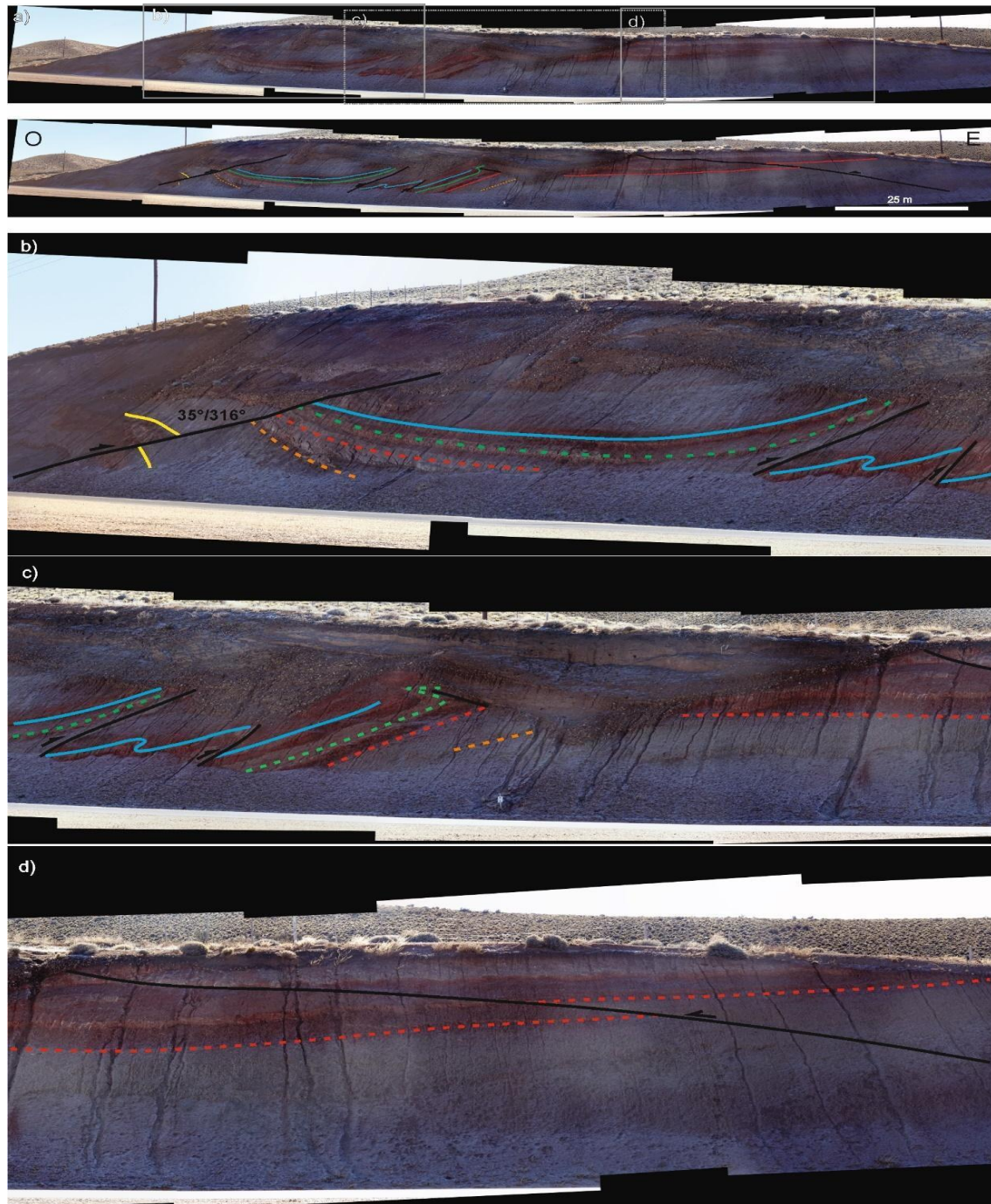
### **6.3.b Deformación en la Formación Angostura Colorada (Cretácico Superior)**

En el sector ubicado sobre la Ruta Nacional 23, entre la localidad de Clemente Onelli y la Estancia Huanuluán ( $41^{\circ}17'6.14''$  S;  $69^{\circ}53'56.01''$  O) aproximadamente 36 km al noroeste de Ingeniero Jacobacci, se expone un afloramiento de la Formación Angostura Colorada (Cretácico Superior; ver sección 4.1.2.d), donde se reconocen estructuras compresivas representadas por fallas inversas y pliegues asociados (Fig. 15).

En dicho sector, las paredes de roca que constituyen el corte de la ruta exhibe un sistema de fallas inversas de bajo a moderado ángulo ( $10-35^{\circ}$ ), con rechazos variables (entre 2 y 4 metros). Los planos de falla son rectos y continuos a escala del afloramiento, y presentan vergencias opuestas hacia el este y hacia el oeste (Fig. 15a). Las fallas principales delimitan bloques con otras fallas y pliegues internos de escala variables.

En el sector occidental se destaca un pliegue sinclinal asimétrico, con eje aproximadamente paralelo al rumbo del afloramiento (O-E), longitud de onda estimada del orden de ~15 metros y amplitud de ~3-4 metros (Fig. 15b). Este pliegue expone niveles estratigráficos que permiten la correlación entre bloques estructurales contiguos separados por fallas. Hacia el este, se identificó un segundo pliegue de menor longitud de onda (~6-8 metros), confinado entre dos fallas inversas (Fig. 15c), el cual fue interpretado como un pliegue por propagación de falla. Asociados a las fallas principales se identificaron pliegues de arrastre de menor escala (Fig. 15a y 15b), desarrollados en los bloques adyacentes, que evidencian la acomodación local de la deformación.

En el extremo oriental del afloramiento (Fig. 15d), se observa un cabalgamiento de bajo ángulo con vergencia hacia el oeste y un rechazo de aproximadamente 4 metros, que desplaza los niveles superiores de la formación. Parte del afloramiento se encuentra parcialmente cubierto por derrubio, lo cual limita la observación continua de la estructura.



**Fig. 15.** Afloramiento de la Formación Angostura Colorado (Cretácico Superior) ubicado en el kilómetro 420 de la ruta Nacional 23 ( $41^{\circ}17'6.14''$  S;  $69^{\circ}53'56.01''$  O). **a.** Vista panorámica del afloramiento completo de orientación O-E con recuadros que indican los sectores detallados en las figuras b-d. **b.** Sector occidental, donde se observa un sinclinal asimétrico limitado hacia el oeste por una falla inversa de bajo a moderado ángulo (buzamiento  $\sim 35^{\circ}$  hacia el NO) y un rechazo de  $\sim 2$  m y hacia el este por otra falla inversa que limita este bloque de otro que contiene un pliegue interno de menor escala. **c.** Sector central del afloramiento, mostrando pliegues menores y pliegues de arrastre asociado a fallas inversa; la falla oriental presenta un rechazo de  $\sim 4$ m. Se observa acumulación de derrubio en la parte media del talud. **d.** Sector oriental, donde se identifica una falla inversa de bajo ángulo con vergencia hacia el oeste y un rechazo de  $\sim 4$ m.

La presencia de pliegues y fallas con vergencias opuestas puede sugerir un estilo estructural complejo, como una zona triangular o interferencia de estructuras reactivadas en profundidad, tal como ha sido documentado en distintos sectores del Antepaís Fragmentado Norpatagónico (Bilmes et al., 2013; Echaurren et al., 2016, Bucher et al., 2018 y referencias allí citadas).

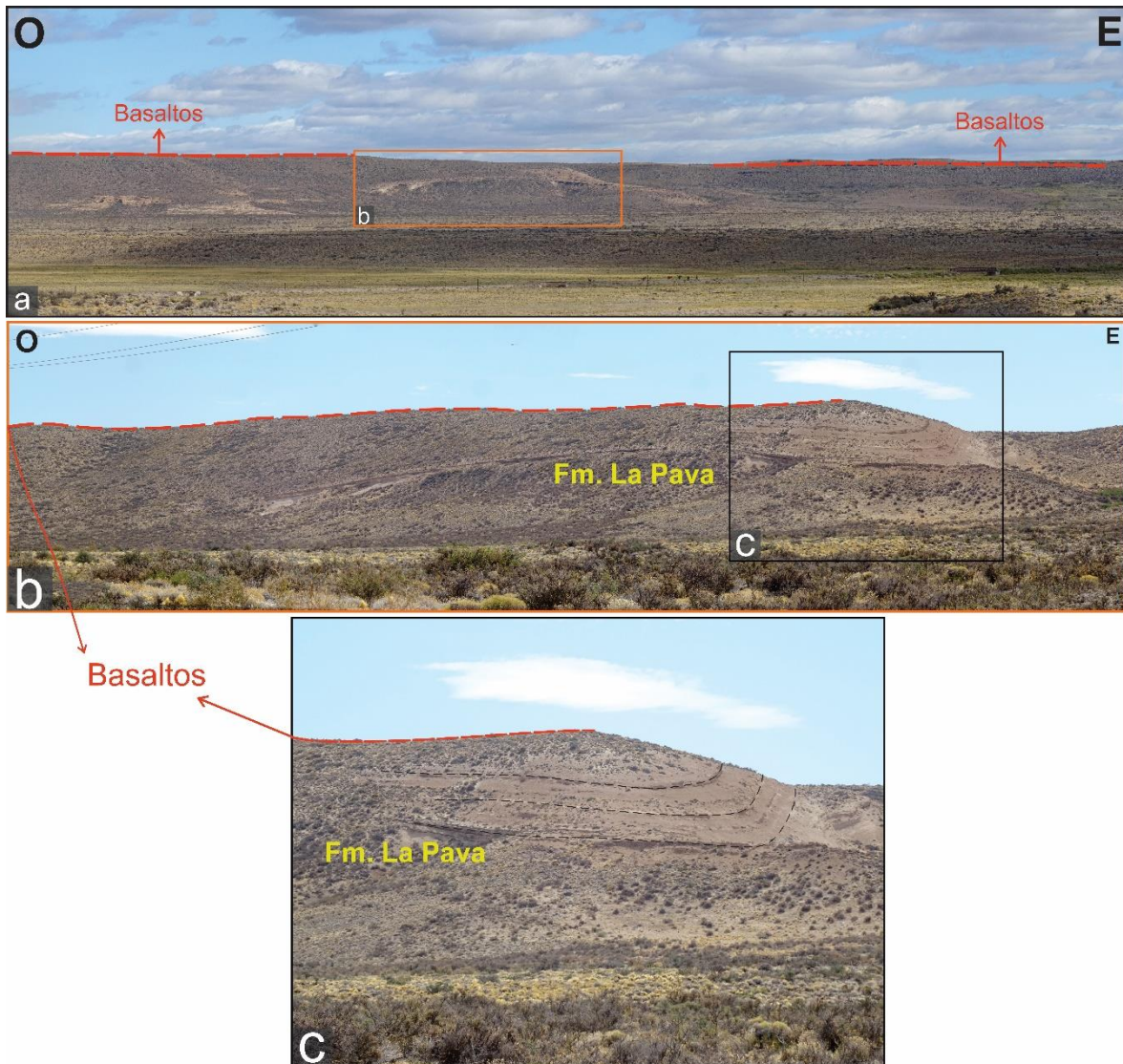
Para un análisis más detallado de la geometría del afloramiento, se incluye en el **Material Suplementario** adjunto, un modelo fotogramétrico tridimensional realizado con el software *Agisoft Metashape* (Modelo 3D del afloramiento).

### **6.3.c Observación estructural de afloramientos de la Formación La Pava**

En el sector oriental del área de estudio, en las coordenadas 41°21'0.99"S; 69°45'57.56"O, se reconocen afloramientos de la Formación La Pava (Mioceno, ver sección 4.1.3.e) con orientación general O-E (Fig. 16). En este sitio se observa una secuencia plegada, que corresponde a los depósitos volcanoclásticos de esta unidad.

La estructura afecta únicamente a los niveles miocenos, mientras que los basaltos de Cari Laufquén (Plioceno) yacen en discordancia angular sobre la secuencia deformada (Fig. 16). Esta relación de contacto constituye una discordancia angular erosiva, donde los basaltos cubren y preservan la deformación previa.

La evidencia sugiere que el plegamiento y la deformación contraccional registrados en la Formación La Pava ocurrieron con anterioridad al emplazamiento de los basaltos pliocenos, lo que permite acotar la edad de la deformación al intervalo Mioceno medio-Plioceno temprano. Esta relación estructural representa un elemento clave para la reconstrucción del marco tectónico del Antepaís Fragmentado Norpatagónico, indicando un episodio compresivo previo al vulcanismo basáltico regional.



**Fig. 16.** Afloramientos de la Formación La Pava en contacto discordante con los basaltos de Cari Laufquén ubicados en  $41^{\circ}21'0.99''\text{S}$ ;  $69^{\circ}45'57.56''\text{O}$ , aproximadamente 18 km al oeste de Ingeniero Jacobacci. **a.** Vista panorámica en la cual se puede observar la relación estratigráfica entre los basaltos pliocenos y la Formación La Pava deformada. **b.** Detalle del pliegue sinclinal desarrollado en la Formación La Pava. **c.** Imagen de detalle del sinclinal, donde se aprecia el contacto en discordancia con los basaltos de Cari Laufquén (Plioceno), que sellan la deformación.

### 6.3.d Diques máficos que intruyen las secuencias lávicas andesíticas y piroclásticas del CVAG en el Cerro Tres Ganchos

En el afloramiento del Cerro Tres Ganchos, correspondiente al perfil estratigráfico del Complejo Volcánico Anecón Grande (CVAG), se observa un dique basáltico (muestra LJD-27) que intruye y corta a las lavas de la secuencia volcánica (Figs. 5 y 17). El dique es subvertical, de rumbo NE-SO y buzamiento hacia el NO ( $82^\circ$  hacia  $301^\circ$ ), y se diferencia notablemente de la roca de caja por su color, textura y comportamiento frente a la meteorización.



**Fig. 17.** Dique máfico intruyendo a las brechas y tobas de la base del perfil del Complejo Volcánico Anecón Grande (CVAG), expuesto en el Cerro Tres Ganchos ( $41^\circ 21' 34.11''$ S;  $70^\circ 12' 44.03''$ O). El dique presenta una orientación de  $82^\circ/301^\circ$ .

Esta relación de corte indica un evento intrusivo posterior a la consolidación de las lavas del CVAG, registrando un evento intrusivo subvolcánico posterior a la actividad eruptiva principal del complejo. Asimismo, en la base del perfil estratigráfico del CVAG (Fig. 5), se reconocen otros diques máficos que intruyen a las facies piroclásticas, lo que sugiere la recurrencia de eventos intrusivos posteriores al desarrollo de la secuencia volcánica.

La presencia de estos cuerpos intrusivos indica la ocurrencia de al menos un episodio magmático posterior a la consolidación de la secuencia volcánica del CVAG. Si bien estos diques podrían vincularse con fases tardías del volcanismo paleógeno, en concordancia con los cuerpos subvolcánicos póstumos descritos para la región por González et al., (2024), tampoco puede descartarse que correspondan a un pulso magmático más joven, potencialmente asociado a eventos extensionales posteriores.

## 7. DISCUSIÓN

La zona de estudio se ubica en el sector de transición entre la Precordillera Patagónica Septentrional y el margen occidental del Macizo Norpatagónico, dentro del antepaís fragmentado patagónico (Ramos, 1999; Bilmes et al., 2013) (Fig. 1). Este dominio registró desde el Mesozoico sucesivas fases de deformación controladas por la dinámica de subducción en el margen andino (Orts et al., 2012; Bilmes et al., 2013; Echaurren et al., 2016, 2021; Gianni et al., 2018; Genge et al., 2021).

Durante el Cretácico Tardío, se produjo una reorganización del régimen tectónico asociada al cambio en la geometría de subducción y la somerización de la losa (Echaurren et al., 2016; Gianni et al., 2018, y referencias allí citadas) (Fig. 18.a). Este proceso favoreció la inversión de antiguos depocentros extensionales y la propagación de la deformación hacia el retroarco (Echaurren et al., 2015; Genge et al., 2021). Asimismo, datos termocronológicos indican un evento de exhumación cortical entre ~110 y ~50 Ma (Savignano et al., 2016; Genge et al., 2021; Marcos et al., 2025), consistente con este pulso compresivo.

En el área de estudio, la Formación Angostura Colorada -asignada al Maastrichtiano (González et al., 1999, 2024)- exhibe fallas inversas con rechazos métricos, estructuras con vergencias opuestas y pliegues asociados (Fig. 15; sección 6.3b). Estas estructuras podrían vincularse con la etapa de deformación y exhumación del Cretácico Tardío, desarrollada en un contexto de somerización de la losa y expansión del arco magmático hacia el este, con magnitudes del orden de ~170-200 km para el segmento norpatagónico comprendido entre los 40° y 41°S (Fig. 18.a; ver también Zaffarana et al., 2018; Gianni et al., 2018 y referencias allí citadas).

Sin embargo, en el afloramiento no se reconocen evidencias claras de sedimentación sincinemática, como estructuras sindepositacionales o contactos discordantes, que permitan acotar su temporalidad. Por ello, no puede descartarse que estas estructuras sean más jóvenes y correspondan a una fase de deformación contraccional más joven, como la fase miocena registrada en la zona y otros sectores del retroarco patagónico (Bilmes et al., 2013; Bucher et al., 2019; Ianelli, 2020).

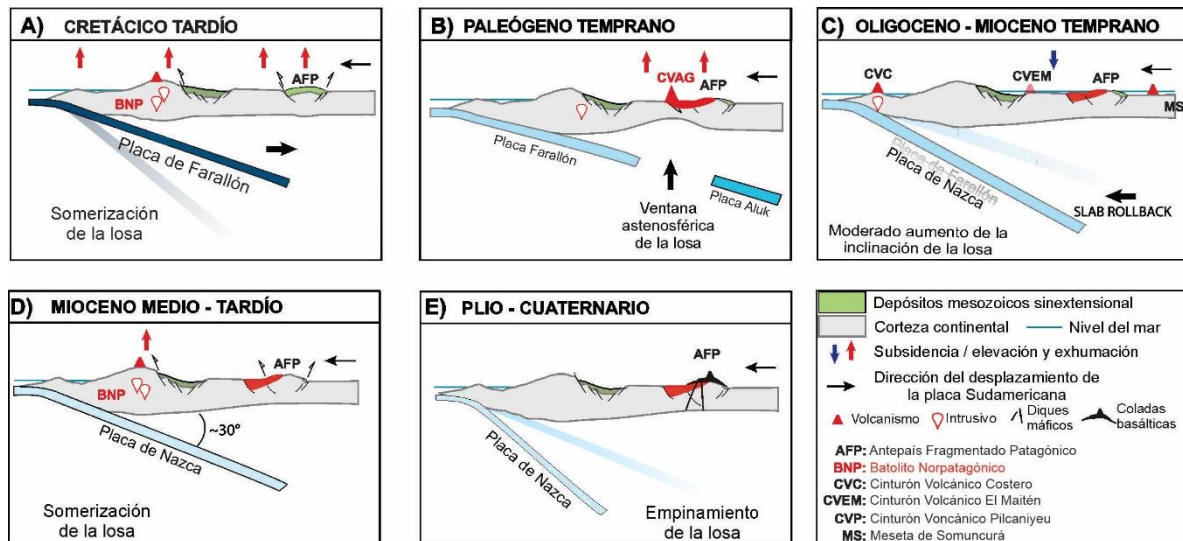
Durante el Paleógeno, la interacción de la dorsal Aluk-Farallón con Sudamérica generó progresivamente la apertura de una ventana astenosférica y un régimen extensional en el retroarco (Gianni et al., 2015; Navarrete et al., 2020, Navarrete, 2025, y referencias allí citadas) (Fig. 18b). Este contexto extensional se refleja en el desarrollo del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu (Aragón et al., 2011; 2018), caracterizada por magmatismo de afinidad calcoalcalina a alcalina entre el Paleoceno y el Eoceno. Las edades de estas manifestaciones volcánicas, comprendidas entre ~60 y 42 Ma, fueron determinadas mediante métodos K-Ar, Ar-Ar y estudios paleontológicos (Fernández Paz, 2021, y referencias allí citadas). Geoquímicamente, este magmatismo fue descrito como de tipo alcalino e intraplaca, vinculado al ascenso astenosférico asociado con la subducción de la dorsal centro-oceánica (Aragón et al., 2011b, 2013, 2020). En este mismo dominio del retroarco se emplazó el Complejo Volcánico Anecón Grande (CVAG) (Rapela et al., 1983), cuya edad U-Pb en circón de  $64,77 \pm 0,23$  Ma (ver sección 6.2) indica actividad volcánica cercana al límite Cretácico-Paleógeno. En caso de vincularse al Cinturón Volcánico Pilcaniyeu, el CVAG representaría una de sus manifestaciones más tempranas y orientales. Las estructuras extensionales reconocidas en la base del CVAG, como fallas normales de alto ángulo (ver sección 6.3a) respaldan un ambiente tectónico extensional contemporáneo al volcanismo.

Posteriormente, durante el Eoceno tardío-Mioceno medio el retroarco experimentó un clímax del magmatismo de intraplaca con desarrollo de campos volcánicos máficos como los de la Meseta de Somuncurá (Echaurren et al., 2016, Navarrete, 2025) (Fig. 18c). En el área de estudio, es posible que parte de los diques máficos que intruyen al CVAG (ver sección 6.3.d) se asocien a este evento.

A partir del Mioceno medio (~18 Ma), luego de la reorganización de las placas oceánicas ocurrida en el Oligoceno (~26 Ma), se desarrolló un nuevo pulso compresivo (Bilmes et al., 2013, Iannelli, 2020, y referencias allí citadas) (Fig. 18 c-d). Este evento generó el levantamiento de bloques de basamento, la inversión de estructuras previas y la reactivación de discontinuidades corticales paleozoicas y mesozoicas (Bilmes et al., 2013; Bucher et al., 2018). Este proceso también se asocia al levantamiento de la Precordillera

Patagónica y el desarrollo del antepaís fragmentado patagónico (Bilmes et al., 2013; Echaurren et al., 2016, entre otros) (Fig. 18d).

En el área de estudio, la Formación La Pava, asignada al Mioceno temprano (~ 21-16 Ma; D'Elia et al., 2020; Sánchez et al., 2021), presenta una serie de pliegues cubiertos por basaltos pliocenos no deformados (ver sección 6.3.c; Fig. 16). Esta discordancia angular permite acotar la edad de la deformación y ubicarla tentativamente entre el Mioceno medio y tardío. Estas estructuras estarían asociadas con la reactivación de fallas preexistentes y su expresión sería coherente con el acortamiento regional documentado en el retroarco patagónico.



**Fig. 18.** Esquema de evolución tectónica la zona de estudio (modificado de Genge et al., 2021). **a.** Desplazamiento del arco magmático hacia el este, somerización de la losa, inversión de depocentros mesozoicos y levantamiento de bloques de basamento en el antepaís fragmentado patagónico durante el Cretácico Tardío. **b.** Apertura de una ventana astenosférica asociada a la dorsal Aluk-Farallón y el desarrollo del Cinturón Volcánico de Pilcaniyeu (CVP), donde se emplaza el Complejo Volcánico Anecón Grande (CVAG). **c.** Moderado aumento de la inclinación de la losa (slab rollback), el desarrollo de volcanismo intraplaca en la Meseta de Somuncurá (MS) y en cinturones volcánicos del retroarco (CVEM, CVC). **d.** Aumento del acoplamiento en el sistema de subducción tras la reorganización de placas (~26 Ma), que favoreció el levantamiento de bloques de basamento en el antepaís fragmentado patagónico (AFP). **e.** El empinamiento de la losa favoreció un régimen extensional en el retroarco, permitiendo el ascenso de magmas máficos. En el área de estudio, este proceso está representado por diques que intruyen al CVAG y por basaltos que fosilizan estructuras compresivas de la Formación La Pava.

Finalmente, durante el Plio-Cuaternario, el empinamiento de la losa subductada habría favorecido una nueva fase de extensión cortical (Genge et al., 2021). En el área de estudio,

esta etapa estaría representada por diques máficos (Fig. 17; sección 6.3.d) que intruyen al CVAG y por basaltos que cubren y preservan la deformación de las estructuras previas (Fig. 16 y 18e).

En síntesis, los resultados obtenidos en el CVAG documentan la evolución tectonomagmática de la región desde un régimen compresivo en el Cretácico Tardío, pasando por un contexto extensional durante el Paleógeno - Oligoceno, seguido por un nuevo pulso compresivo en el Mioceno medio - tardío, y finalizando con un régimen extensional, durante el Plio - Cuaternario. En este marco las evidencias locales refuerzan y documentan la historia tectonomagmática del retroarco patagónico a estas latitudes.

## 8. CONCLUSIONES

El estudio desarrollado en la región transicional entre la Precordillera Patagónica y el sector occidental del Macizo Norpatagónico (40-41°S), en el área comprendida entre Ingeniero Jacobacci y el cerro Anecón Grande permitió realizar una caracterización estratigráfica, petrográfica, estructural y geocronológica de un sector clave del retroarco andino.

La construcción de un perfil estratigráfico de aproximadamente 300 metros de espesor, permitió reconocer y describir petrográficamente la sucesión de depósitos piroclásticos, coladas andesíticas y cuerpos subvolcánicos máficos. La caracterización petrográfica de estas unidades permitió definir asociaciones minerales compatibles con composiciones andesítico-dacíticas y establecer su variabilidad textural y composicional.

La datación U-Pb en circones de una toba perteneciente a la litofacies piroclástica del CVAG definió una edad de  $64,77 \pm 0,23$  Ma, lo que confirma su ocurrencia durante el Paleoceno temprano y contribuye a precisar la cronología del volcanismo extraandino de la Patagonia norte.

En cuanto a la evolución estructural, se documentaron fallas sin-sedimentarias en la base del CVAG, que muestran el control tectónico sobre la sedimentación, así como pliegues y fallas inversas que afectan a la Formación Angostura Colorada (Maastrichtiano) y a unidades más jóvenes. Estos rasgos reflejan la superposición de fases deformacionales desde el Cretácico Tardío hasta el Plio-Cuaternario, vinculadas con la evolución tectónica del retroarco andino a estas latitudes (~40-41°S)

En conjunto, los resultados integran observaciones de campo, estudios petrográficos, estructurales y geocronológicos, ofreciendo una síntesis actualizada de la evolución tectonomagmática del área. Este trabajo refuerza la relevancia de la región como un sector clave para comprender los procesos de deformación y magmatismo que configuraron la Patagonia norte durante el Cretácico-Cenozoico, y constituye una base para futuras investigaciones orientadas a profundizar en la relación entre magmatismo y tectónica en el retroarco patagónico.

## 9. AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, a mis directores Darío Orts y Luciana Paileman, por su paciencia, dedicación y acompañamiento durante todo el proceso de esta tesis. Gracias por guiarme, orientarme y ayudarme a desarrollar este Trabajo Final de Grado con compromiso y generosidad.

A la Universidad Nacional de Río Negro, por brindarme la oportunidad de formarme profesionalmente a través de la educación pública, gratuita y de calidad.

A Cecilia Cábana, Darío Vera y Claudia Zaffarana, jurados de esta tesis, por dedicar su tiempo a la lectura y evaluación de este trabajo, y por sus aportes y sugerencias que contribuyeron a mejorar y enriquecer esta investigación.

Al laboratorio LA.TE. ANDES S.A., por realizar la datación de la muestra, y al Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG) por darme la posibilidad de utilizar sus espacios y herramientas, fundamentales para el desarrollo de este trabajo.

A la comunidad de Anecón Grande, especialmente a la familia Prafil, por su hospitalidad durante los días de trabajo de campo. En particular a Teresa Prafil, por su generosidad y por recibirnos con tanta calidez.

A mis profesores, por guiarme a lo largo de la carrera y por compartir generosamente sus conocimientos, que fueron parte fundamental de mi formación.

A mis compañeros y compañeras de la universidad, que fueron compartiendo este recorrido y acompañando cada paso. En especial a Lu, su apoyo fue clave desde el comienzo de este TFG.

A mi familia y afectos, pilares fundamentales en este camino geológico. Gracias por el apoyo incondicional y por acompañarme en cada etapa. En especial a Benicio, por regalarme momentos de alegría y ternura a lo largo de este proceso.

También a quienes, aunque hoy no están físicamente, dejaron una huella profunda en mi camino y fueron una fuente de apoyo, confianza y energía para seguir adelante

## 10. REFERENCIAS

- Aragón, E. y M. Mazzoni. 1997. Geología y estratigrafía del complejo volcánico piroclástico del río Chubut medio (Eoceno), Chubut Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52: 243-256.
- Aragón, E., D'Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spackman, W., Demartis, M.L., Cavarozzi, C.E., Aguilera, Y., Mazzucchelli, M., and 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: 218-237.
- Aragón, E., Castro, A., Díaz-Alvarado, J. y Liu, D. Y. 2011b. The north Patagonian batholith at Paso Puyehue (Argentina-Chile). SHRIMP ages and compositional features. *Journal of South American Earth Sciences* 32 (4): 547-554.
- Aragón, E., Pinotti, L., D'Eramo, F., Castro, A., Rabbia, O., Coniglio, J., Demartis, M., Hernando, I., Cavarozzi, C. E. y Aguilera, Y. E. 2013. The Farallon-Aluk ridge collision with South America: Implications for the geochemical changes of slab window magmas from fore- to back-arc. *Geoscience Frontiers* 4: 377-388.
- Aragón, E., Castro, A., Díaz-Alvarado, J., Pinotti, L., D'Eramo, F., Demartis, M., Coniglio, J., Hernando, I., and Rodríguez, C. 2018. Mantle derived crystal-poor rhyolitic ignimbrites: Eruptive mechanism from geochemical and geochronological data of the Piedra Parada caldera, Southern Argentina. *Geoscience Frontiers*, 9: 1529-1553.
- Aragón, E., D'Eramo, F., Cuffaro, M., Doglioni, C., Ficini, E., Pinotti, L., Nacif, S., Demartis, M., Hernando, I., and Fuentes, T. 2020. The westward lithospheric drift, its role on the subduction and transform zones surrounding Americas: Andean to cordilleran orogenic types cyclicity. *Geoscience Frontiers*, 11: 1219-1229.
- Ardolino, A., Franchi, M., Ramesal, M. y Salani, F. 1999. El Volcanismo en la Patagonia Extraandina. Instituto De Geología Y Recursos Minerales. Geología Argentina. *Anales* 29: 579-612, Buenos Aires, 1999.
- Asiain, L. 2020. Petrología y geoquímica de rocas volcánicas y subvolcánicas máficas del sector occidental de la Meseta de Somuncurá. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 347 p., Bahía Blanca.
- Barros, M., Gregori, D., Benedini, L., Marcos, P., Strazzere, L., Pavon Pivetta, C. y Gerales, M. 2020. Evolución del complejo sedimentario volcánico Comallo Jurásico en el oeste del Macizo Patagónico Norte, provincia de Río Negro, Argentina. *Revista Internacional de Geología*, 1-23. doi: 10.1080 / 00206814.2020.1731854.
- Belloso, E., y González, M. 2010. Paleosols of the middle Cenozoic Sarmiento Formation, central Patagonia. En R.H. Madden, A.A. Carlini, M.G. Vucetich y R.F. Kay (eds), *The Paleontology of Gran Barranca: Evolution and Environmental Change through*

the Middle Cenozoic of Patagonia, Cambridge University Press, New York, pp: 293-305.

- Belloso, E., Genise, J. y Cantil, L. 2014. Sedimentación volcánoclastica y pedogénesis en el Mioceno del antepaís norpatagónico. 14° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 42-43, Puerto Madryn.
- Benedini, L. 2015. Análisis de las sucesiones volcánoclasticas Gondwano Patagónicas del sector occidental de la Comarca Nordpatagónica. Tesis Doctoral, Departamento de Geología-INGEOSUR, Universidad Nacional del Sur, 189 p.
- Benedini, L. y Gregori, D. A. 2012. La Formación Garamilla: evento volcánico del Jurásico Inferior del sector occidental de la Comarca Nordpatagónica, Provincia de Río Negro, Argentina. In: Aportes al Magmatismo y Metalogénesis. Serie Correlación Geológica 28: 9-26. San Miguel de Tucumán
- Benedini, L. y Gregori, D. 2013. Significance of the Early Jurassic Garamilla Formation in the western Nordpatagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 45: 259-277.
- Benedini, L., Gregori, D., Strazzere, L., Falco, J.I. y Dristas, J. A. 2014. Lower Pliensbachian caldera volcanism in high-obliquity rift systems in the western North Patagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 56: 1-19.
- Benedini, L., Barros, M., Pivetta, C., Stremel, A., Gregori, D., Marcos, P., Bahía, M., Scivetti, N., Strazzere, L. y Geraldés, M. 2022. New insights into the Jurassic polyphase strain partition on the Patagonian back-arc; constraints from structural analysis of ancient volcanic structures. *Tectonophysics*, 836, 229430.
- Bertels, A. 1969. Estratigrafía del límite Cretácico Terciario en Patagonia Septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24 (1): 41-54.
- 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.
- Bucher, J. 2018. Tectónica, sedimentación y volcanismo del antepaís roto durante la inversión andina en la zona central de Chubut. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata.
- Bucher, J., Milanese, F., López, M., García, M., D'Elia, L., Bilmes, A., Naipauer, M., Sato, A., Funes, D., Rapalini, A., Valencia, V., Ventura Santos, R., Hauser, N., Cruz Vera, L. y Franzese, J.R. 2019. U-PB geochronology and magnetostratigraphy of a North Patagonian syn-orogenic Miocene succession: tectono-stratigraphic implications for the foreland system configuration. *Tectonophysics* 766: 81-93.

- Casamiquela, R. 1963. Sobre un par de anuros del Mioceno de Río Negro (Patagonia), *Wawelia gerholdi* n. gen. n. sp. (Ceratophrydidae) y *Gigantobatrachus parodii* (Leptodactylidae). *Ameghiniana*, 3: 141-157.
- Cerrodo, M. 1997. El metamorfismo de la Formación Cushamen, área de Río Chico. Macizo Norpatagónico, Argentina. En Congreso Geológico Chileno, N° 8, Actas 2: 1236-1240. Antofagasta.
- Cerrodo, M. y López De Luchi, M. 1998. Granitoides Mamil Choique, suroeste del Macizo Norpatagónico, Argentina: magmatismo y metamorfismo asociados a una evolución polifásica. *Revista de Ciencias de la Tierra Sudamericana* 11: 499-515.
- Cingolani, C., Dalla Salda, L., Hervé, F., Munizaga, F., Pankhurst, R.J., Parada, M.A. y Rapela, C.W. 1991. The magmatic evolution of northern Patagonia; New impressions of pre- andean tectonics. *Geological Society of America Special Paper*, 265: 29-43.
- Cingolani, C.A., Zanettini, J.C.M. y Leanza, H.A. 2011. El basamento ígneo y metamórfico. En: Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 37-47.
- Coira, B. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, prov. de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín N°168. Buenos Aires.
- Coira, B., Franchi, M. y Nullo, F. 1985. Vulcanismo Terciario al oeste de Somuncura y su relación con el arco magmático de la Cordillera Norpatagónica, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, 3: 68-88. Antofagasta.
- Cucchi, R., Espejo, P. y González, R. 1998. Hoja Geológica 4169-I, Piedra del Águila, provincias del Neuquén y Río Negro, escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 242, 74 pp.
- D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J.R., y López, L. 2012. Tectonostratigraphic analysis of the Late Triassic-Early Jurassic syn-rift sequence of the Neuquén Basin in the Sañicó depocentre, Neuquén Province, Argentina. *Andean Geology* 39: 133-157.
- D'Elia, L., Bilmes, A., Franzese, J.R., Veiga, G.D., Hernández, M. y Muravchik, M. 2015. Early evolution of the southern margin of the Neuquén Basin, Argentina: Tectonostratigraphic implications for rift evolution and exploration of hydrocarbon plays. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 42-57. Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. En: Zuffa, G.G. (ed.), *Provenance of Arenites*. D. Reidel, 333- 361, Dordrecht.
- D'Elia, L., Bilmes, A., Bucher, J., López, M., García, M., Ventura Santos, R., Hauser, N., Naipauer, M., Sato, A.M., y Franzese, J.R. 2020. Geochronology, sedimentology and paleosol analysis of a Miocene, syn-orogenic, volcanoclastic succession (La Pava Formation) in the north Patagonian foreland: Tectonic, volcanic and paleoclimatic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 100.

- Dalla Salda, L., Varela, R., Cingolani, C. y Aragón, E. 1994. The Rio Chico Paleozoic Crystalline Complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 7: 377- 386.
- Dicaro, S., González, S. N., Serra-Varela, S., & Heredia, N. 2023. Structure and metamorphism of the cushamen complex in Sañicó and Collón Curá-limay rivers confluence: A Devonian metamorphic event related to the subduction stage of the gondwanan patagonian orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, 121.
- Zheng, D., Wu, S., Ma, C., Xiang, L., Hou, L., Chen y A., Hou, M. 2022. Zircon classification from cathodoluminescence images using deep learning. *Geoscience Frontiers*, 13, 101436.
- Duhart, P., Haller, M., y Hervé, F. 2002. Diamictitas como parte del protolito de las metamorfitas de la Formación Cushamen en Río Chico, provincias de Río Negro y Chubut, Argentina. *Congreso Geológico Argentino*, 15: 97-100.
- Echaurren, A., Gianni, G., Tassara, A., Orts, D., Encinas, A., Giménez, M. y Folguera, A. 2015. Ciclicidad en los procesos orogénicos de los Andes Norpatagónicos (41°-44°S). *Tectónica y Deformación Andina*.
- 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.
- Echaurren, A., Gianni, G., Navarrete, C., Butler, K., Fernández Paz, L. y Folguera, A. 2021. Arco magmático Mesozoico Cordillerano. 2021. En: XXI Congreso Geológico Argentino. pp. 187-209. Puerto Madryn.
- Falco, J.I., Bechis, F., Litvak, V.D. y 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.
- Fernández Paz, L. 2021. Petrogénesis y controles tectónicos del volcanismo cenozoico temprano-medio en los Andes Nordpatagónicos (41-44°S). Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires.
- Fernández Paz, L., Iannelli, S., Martos, F. E., Greco, C. L., Encinas, A., Litvak, V. D., y Folguera Telichevsky, A. 2024. Configuration of the early-mid Cenozoic extensional arc volcanism of the North Patagonian and the Southern Central Andes (33-44° S). *Journal of South American Earth Sciences*, 146, 105100.
- Folguera, A. y Ramos, V. 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

- Franzese, J.R., y Spalletti, L.A. 2001. Extensión continental del Triásico Tardío al Jurásico Temprano en el suroeste de Gondwana: segmentación tectónica y rifting prefractura. *Revista de Ciencias de la Tierra Sudamericanas*, 14: 257-270.
- Franzese, J., Pankhurst, R., Rapela, C., Spalletti, L., Fanning, M. y Muravchik, M. 2002. Nuevas evidencias geocronológicas sobre el magmatismo gondwánico en el noroeste del Macizo Norpatagónico. XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Acta 1: 144-154.
- Galli, C.A. 1953. Acerca de una nueva interpretación de las formaciones rético-liásica de la Patagonia septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 8: 220-235.
- Genge, M. C., Zattin, M., Savignano, E., Franchini, M., Gautheron, C., Ramos, V. A. y Mazzoli, S. 2021. The role of slab geometry in the exhumation of cordilleran-type orogens and their forelands: Insights from northern Patagonia. *Geological Society of America Bulletin*. 133, 2535-2548.
- Genise, J.F., Bellosi, E.S., Cantil, L.F., González, M.G., y Puerta, P. 2022. Middle Miocene Climate Transition as reflected by changes in ichnofacies and palaeosols from Patagonia, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 594, 110932.
- Giacosa, R., Márquez, M., Nillni, A., Fernández, M., Fraccia, D., Parisi, C., Afonso, J., Paredes, J. y Sciutto, J. 2004. Litología y estructura del basamento ígneometamórfico del borde SO del Macizo Nordpatagónico al oeste del río Chico (Cushamen, Chubut, 42° 10'S - 70° 30'O). *Revista de la Asociación Geológica*.
- Giacosa, R., González, P. D., Bilmes, A., Hernando, I. y Orts, D. 2021. Estructura y tectónica del Macizo Nordpatagónico, Precordillera Patagónica y Cordillera Patagónica Septentrional en Chubut. En: Giacosa, R. (ed.), *Relatorio de la Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Chubut*, 1203-1237. XXI Congreso Geológico Argentino, Puerto Madryn, Chubut.
- Gianni, G. M., Navarrete, C. G. y Folguera, A. 2015. Synorogenic foreland rifts and transtensional basins: A review of Andean imprints on the evolution of the San Jorge Gulf, Salta Group and Taubaté Basins. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 288-306.
- Gianni, G. M., Dávila, F. M., Echaurren, A., Fennell, L., Tobal, J., Navarrete, C., Quezada, P., Folguera, A. y Giménez, M. 2018. A geodynamic model linking Cretaceous orogeny, arc migration, foreland dynamic subsidence and marine ingression in southern South America: *Earth-Science Reviews* 185: 437-462. doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.06.016.
- González, P. 1998. Geología y estratigrafía del magmatismo Fanerozoico de la Comarca Norpatagónica entre Comallo y Anecón Grande, Rio Negro, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, 1: 78-83.

- González, P., Coluccia, A., y Franchi, M. 1999. Geología y Recursos Minerales de la Hoja 4169-III 'Ingeniero Jacobacci' (Provincia de Río Negro). Escala: 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino. Subsecretaría de Minería de la Nación. Boletín N°8 311. Buenos Aires
- González, P. D. y Giacosa, R. 2021. Rocas metamórficas e ígneas del Paleozoico. En: Giacosa, R. (ed.), Relatorio de la Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Chubut, 47-104. XXI Congreso Geológico Argentino, Puerto Madryn, Chubut. ISBN: 978-987-48319-0-3.
- González, P., Coluccia, A., y Franchi, M. 2003. Hoja 4169-III Ingeniero Jacobacci: Carta Geológica De La República Argentina, Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino, Escala 1, p. 250000.
- González, P., Giacosa, R., Franchi, M., Dalponte, M., Hernando, I., Aguilera, Y., y Coluccia, A. 2024. Hoja Geológica 4169-III Ingeniero Jacobacci. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto De Geología y Recursos Minerales, Boletín, 311: 1-136
- González Bonorino, F. 1944. Descripción geológica y petrológica de la hoja 41b-Río Foyel. Boletín de la Dirección de Minería y Geología, 56: 1-124.
- Grillo Vidal, C., López de Luchi, M. G., Martínez Dopico, C., Ruffet, G., Basei, M. A., Schulz, B., Wemmer, K., Montenegro, T., & Rossello, E. 2024. Timing of the deformation in the Gondwanide orogeny: A structural and geochemical shift from synto post-tectonic magmatism recorded in the Permian Mamil Choique granitoids, Patagonia. *Lithos*, 482-483.
- Heredia, N., García-Sansegundo, J., Gallastegui, G., Farias, P., Giacosa, R., Hongn, F., Tubía, J.M., Juis Alonso, J., Busquets, P., Charrier, R., Clariana, P., Colombo, F., Cuesta, A., Gallastegui, J., Giambiagi, L., González-Menéndez, L., Limarino, O., Martín-González, F., Pedreira, D., Quintana, L., Rodríguez-Fernández, L.R., Rubio-Ordoñez, A., Seggiario, R., Serra-Varela, S., Spalletti, L., Cardó, R. y Ramos, V.A., 2018. The pre-andean phases of construction of the southern Andes basement in neoproterozoic-paleozoic times. In: Folguera, A., Contreras Reyes, A., Heredia, N., Encinas, A., Oliveros, V., Dávila, F., Collo, G., Giambiagi, L., Maksymowicz, A., Iglesia Llanos, M.P., Turienzo, M., Naipauer, M., Orts, D., Litvak, V., Alvarez, O y Arriagada, C. (Eds.), *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*. Springer-Verlag, Switzerland, pp. 111-131.
- Hervé, F., Haller, M., Duhart, P. y Fanning, M. 2005. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from Cushamen and Esquel Formations, North Patagonian Massif, Argentina: geological implications. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 309-314. La Plata.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, M., Pankhurst, R., Rapela, C. W., & Quezada, P. 2018. The country rocks of Devonian magmatism in the North Patagonian Massif and Chaitenia. *Andean Geology*, 45: 301-317.

- 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., Fernández Paz, L., Litvak, V., Gianni, G., Fennell, L., 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.
- Kay, S. M., Burns, 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, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 407: 19-60.
- Kramarz, A., Bond, M., Bellosi, E.S., Forasiepi, J.C., Fernicola, J.C., Aguirrezabala, G., Rezende, D., Fernandez, M. y Sánchez, M.V. 2018. Ma-míferos fósiles de la Formación La Pava (Mioceno inferior-medio) en la región de Ingeniero Jacobacci, Provincia de Río Negro. Reunión de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina, Actas: 69, Puerto Madryn.
- Kramarz, A., Bellosi, E., Bond, M., Forasiepi, A., Fernicola, J.C., y Texeira de Rezende, D. 2022. Eocene mammals from volcanoclastic deposits of the Somun Cura Plateau: biostratigraphic implications for north Patagonia Paleogene. *Andean Geology*, 49: 238-272.80.
- Kramarz, A. G., Bellosi, E. S., Bond, M., Forasiepi, A. M., Fernández, M., Fernicola, J. C., Aguirrezabala, G., y de Rezende, D. T. 2025. Uneven landscapes inhabited by middle Miocene mammals from La Pava and Collón Cura formations in North Patagonia: AG Kramarz et al. *Swiss Journal of Palaeontology*, 144: 26.
- León, J.A. 2024. Las rocas devónicas en la Precordillera Neuquina Sur, Cuesta de Rahue. Tesis de grado, Universidad Nacional del Comahue.
- Linares, E., Cagnoni, C., Do Campo, M. y Ostera, H. 1988. Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of southeastern Neuquén and northwestern Río Negro Provinces, Argentine Republic. *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 53-61.
- López de Lucchi, M.G., Ostera, H., Cerredo, M.E., Cagnoni, M.C. y Linares, E. 2000. Permian magmatism in Sierra de Mamil Choique, North Patagonian Massif, Argentina. *IX Congreso Geológico Chileno*, 2: 750-754.
- López de Luchi, M., y Cerredo, M. 2008. Geochemistry of the Mamil Choique granitoids at Rio Chico, Río Negro, Argentina: Late Paleozoic crustal melting in the North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*.25: 526-546.
- López, M., Bucher, J., D'Elia, L., Feo, R., Bilmes, A., García, M., Maidana, N., & Franzese, J. 2022. Sistema aluvio-lacustre del Mioceno temprano-medio de la Cuenca de Collón

Cura y controles en el desarrollo de diatomitas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 79: 331-348.

- Marcos, P., Hueck, M., Oriolo, S., Renda, E. M., Arzadún, G., González, P. D., Benedini, L., Geraldés, M., Lovecchio, J. P., Rojas Vera, E. y Moreno, F. 2025. Upper-crust thermal evolution of the Patagonian Precordillera basement (Argentina): insights from fission track, (U-Th)/He thermochronology and geodynamic significance. *International Geology Review*: 1-24.
- Martínez, N.A., Tobares, M.L., Giaccardi, A., Aguilera, D., Roquet, M.B., Giambiagi, L. 2012. Depósitos piroclásticos gondwánicos en el sur de la sierra de Varela, provincia de San Luis: su petrografía y geoquímica, López, J.P., Grosse, P., Bellos, L.I., Baes, M.A., Fogliata, A.S., Sardi, F.G. (eds.), *Aportes al Magmatismo y Metalogénesis Asociada I: San Miguel de Tucumán, Argentina, Serie de Correlación Geológica*, 28(1), 23-32.
- Muckensturm, N., Kaczmarek, M. A., Grégoire, M., Ntaflós, T., Bjerg, E. A. y Mouthereau, F. 2024. Insights into the North Patagonian Massif lower crust: petrology and microstructure of granulite xenoliths. *Journal of Petrology*, 65(10), ega100.
- Mundl, A., Ntaflós, T., Ackerman, L., Bizimis, M., Bjerg, E. A., Wegner, W. y Hauzenberger, C. A. 2016. Geochemical and Os-Hf-Nd-Sr isotopic characterization of North Patagonian Mantle xenoliths: implications for extensive melt extraction and percolation processes. *Journal of Petrology*, 57: 685-715.
- Murra, J. A., Baldo, E. G., Verdecchia, S. O., Ramacciotti, C. D., y Galindo, C. 2022. Los mármoles cálcicos de El Escorial (complejo metamórfico Cushamen, macizo norpatagónico): caracterización isotópica de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y edad de sedimentación. *Andean geology*, 49: 77-93.
- Navarrete, C. 2025. An overview of the late Triassic-pleistocene magmatism in the Golfo San Jorge basin. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 32, 1-5.
- Navarrete, C., Gianni, G., Massaferró, G., and Butler, K. 2020. The fate of the Farallon slab beneath Patagonia and its links to Cenozoic intraplate magmatism, marine transgressions and topographic uplift. *Earth-Science Reviews*, 210: 103379.
- Nulló, F. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 158. Buenos Aires.
- Nulló, F. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 39c, Paso Flores, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 167. Buenos Aires
- Nulló, F. y Proserpio, C. 1975. La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia de acuerdo a la flora, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (2): 133-150.

- Orts, D.L., Folguera, A., Encinas, A., Ramos, M., Tobal, J. y Ramos, V.A. 2012. Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41°30'- 43°S). *Tectonics* 31: 1-24.
- Orts, D.L., Folguera, A., Giménez, M., Ruiz, F., Rojas Vera, E. y Lince Klinger, F. 2015. Cenozoic building and deformational processes in the North Patagonian Andes. *Journal of Geodynamics* 86: 26-41.
- Paileman, L. 2022. Petrografía, geoquímica y edad del complejo volcánico Anecón grande, Paleoceno del macizo Norpatagónico. Tesis de grado, Universidad Nacional De Río Negro.
- Page, R., Ardolino, A., de Barrio, R.E., Franchi, M., Lizuain, A., Page S., y Silva Nieto, D. 1999. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico del Macizo de Somún Curá, provincias de Río Negro y Chubut. En R. Caminos (Ed.), *Geología Regional Argentina*, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires. *Anales* 29: 460-488.
- Palotti, P.F., Jait, D.M., Orts, D., Litvak, V.D. y Ramos, V.A. 2013. Geología de los alrededores de los ríos Caleufú y Meliquina, provincia del Neuquén: el volcanismo de la Formación Huitrera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70: 527-541.
- Pankhurst, R., Rapela, C., Loske, W., Fanning, C. y Márquez, M. 2003. Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 27-44.
- Pankhurst, R., Rapela, C., Fanning, C. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76 (3-4), 235-57.
- Pascual, R., Bondesio, P., Vucetich, M.G., Scillato-Yané, G.J., Bond, M., y Tonni, E.P. 1984. Vertebrados fósiles cenozoicos. XIX Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 2: 439-461.
- Ponce, A. D. 2010. Estudio petrográfico y geoquímico de los basaltos del centro eruptivo Cerro del Mojón, centro-oeste de la provincia de Río Negro.
- Rabassa, J. 1974. Geología superficial en la región de Pilcaniyeu-Comallo, provincia de Río Negro. Tesis doctoral inédita, Universidad Nacional de La Plata.
- Rabassa, J. 1978. Estratigrafía de la región Pilcaniyeu-Comallo, Provincia de Río Negro. 7° Congreso Geológico Argentino, 1: 731-746. Neuquén.
- Rabassa, J. 1978. Paleorelieves cenozoicos en la región de Pilcaniyeu-Comallo, provincia de Río Negro, Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, 2: 77-87. Neuquén.
- Ramos, V. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Ep.*: 22: 183-190.

- Ramos, V.A. 2008. Patagonia: A Paleozoic continent adrift?. *Journal of South American Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jsames.2008.06.002.
- 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 American Earth Sciences* 64: 467-485.
- Rapela, C. W., Spalletti, L. A., y Merodio, J. C. 1983. Evolución magmática y geotectónica de la “Serie Andesítica” andina (Paleoceno-Eoceno) en la cordillera Nordpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38: 469-484.
- Rapalini, A., López De Luchi, M., Martínez Dopico, C., Lince Klinger, F., Giménez, M. y Martínez, P. 2010. Did Patagonia collide with Gondwana in the Late Paleozoic? Some Insights from a Multidisciplinary Study of Magmatic Units of the North Patagonian Massif. *Geologica Acta* 8: 349-371.
- Ravazzoli, I. y Sesana, F. 1977. Descripción Geológica de la Hoja 41c, Río Chico, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 148. Buenos Aires.
- Ravazzoli, I. y Sesana C. 1977. Descripción Geológica de la Hoja 41c, Río Chico. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 148, 1-77. Buenos Aires.
- Renda, E.M., Alvarez, D., Prezzi, C., Oriolo, S., y Vizán, H. 2019. Inherited basement structures and their influence in foreland evolution: A case study in Central Patagonia, Argentina. *Tectonophysics* 772: 228232.
- Renda, E. M., González, P. D., Vizán, H., Oriolo, S., Prezzi, C., Ruiz González, V., Schulz, B., Krause, J. y Basei, M. 2021. Igneous-metamorphic basement of Taquetrén Range, patagonia, Argentina: A key locality for the reconstruction of the paleozoic evolution of patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 106, 103045.
- Sánchez, M. V., Bellosi, E. S., Genise, J. F., Kramarz, A., y Sarzetti, L. C. 2021. An assemblage of large-sized insect traces in paleosols from the middle Miocene of northern Patagonia related to the climatic optimum. *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103249.
- Savignano, E., Mazzoli, S., Arce, M., Franchini, M. B., Gautheron, C., Paolini, M., y Zattin, M. 2016. (Un)Coupled thrust belt-foreland deformation in the northern Patagonian Andes: New insights from the Esquel-Gastre sector (41°30'-43°S). *Tectonics* 35: 2636-2656.
- Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommission on the systematic of igneous rocks. *Geology* 9: 41-43.
- Serra-Varela, S., Heredia, N., Giacosa, R., García-Sansegundo, J. y Farías, P. 2020. Revisión del basamento paleozoico poliorogénico de los Andes norpatagónicos argentinos:

edad, correlaciones, interpretación tectonoestratigráfica y evolución geodinámica. *Revista Internacional de Geología*.

- Serra-Varela, S., Heredia, N., Giacosa, R., García-Sansegundo, J., Farias, P., 2022. Review of the polyorogenic Palaeozoic basement of the Argentinean North Patagonian Andes: age, correlations, tectonostratigraphic interpretation and geodynamic evolution. *Int. Geol. Rev.* 64: 72-95.
- Sesana, F. 1964. Informe preliminar del basamento cristalino de las Hojas 40c y 41c. Secretaría de Estado de Industria y Minería, Carpetas N° G-289 y G- 276 (inédito).
- Sesana, F., 1968. Rasgos petrológicos de la comarca de Rio Chico, Rio Negro. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, 3: 99-105.
- Stipanicic, P.N., Rodrigo, F., Bauliés, O. y Martínez, C. 1968. Las formaciones presenonianas en el dominio del Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23: 67-98.
- Streckeisen, A. L. 1973. Classification and nomenclature of igneous rocks. Recommendation of the IUGS subcomission on the systematic of igneous rocks. *Geologischen Rundschau* 63: 773-786.
- Tobal, J. E. 2016. Estructura de los Andes Patagónicos Estructura de los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 41°30' y los 42°30'S. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
- Uriz, N. J. 2014. Análisis de la procedencia e historia tectónica del Paleozoico inferior sedimentario del Macizo Nordpatagónico: correlaciones e implicancias paleogeográficas (Doctoral dissertation, Universidad Nacional de La Plata).
- Varela, R., Basei, M. A., Cingolani, C. A., Siga Jr, O. y Passarelli, C. R. 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista geológica de Chile*, 32 (2), 167-187.
- Vermeesch, P. (2018). IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, v.9, p. 1479-1493, doi: 10.1016/j.gsf.2018.04.001.
- Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento de Cushman (Chubut) entre los paralelos de 42 y 42 30' y los meridianos 70 y 71. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 19: 85-107.
- Volkheimer, W. 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (Provincia de Rio Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28: 13-36.
- Von Gosen, W. 2009. Stages of Late Palaeozoic deformation and intrusive activity in the western part of the North Patagonian Massif (southern Argentina) and their geotectonic implications. *Geological Magazine* 146: 48- 71.

Yrigoyen, M., 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. *Ameghiniana*, 6: 349-356.

Zaffarana, C., Lagorio, S., Orts, D., Busteros, A., Nieto, D.S., Giacosa, R., González, V.R., Boltshauser, B., Negre, C. P., Somoza, R. y Haller, M. 2018. First geochemical and geochronological characterization of Late Cretaceous mesosilicic magmatism in Gastre, Northern Patagonia, and its tectonic relation to other coeval volcanic rocks in the region. *Geological Magazine*:1-10.

Zaffarana, C., Lagorio, S., Gallastegui, G., Wörner, G., Orts, D., Gregori, D., Poma, S., Busteros, A., Giacosa, R., Nieto, D.S., González, R.V., Boltshauser, B., Puigdomenech, C., y Haller, M., 2020. Petrogenetic study of the lonco trapial volcanism and its comparison with the early-middle Jurassic magmatic units from northern Patagonia, *Journal of South American Earth Sciences*. v. 101, p. 102624.

Zaffarana, C. B., Lagorio, S. L., Gallastegui, G., Busteros, A., Poma, S., & Orst, D. L. 2021. Volcanismo Jurásico Extraandino. En XXI Congreso Geológico Argentino.