

ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y TECTONO-ESTRATIGRÁFICO A PARTIR DE AFLORAMIENTOS VIRTUALES Y MÉTODOS TRADICIONALES DE CAMPO EN DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS MIOCENOS DEL ANTEPAÍS FRAGMENTADO PATAGÓNICO

Leandro D'Elia¹, Andrés Bilmes², Micaela García¹, Joaquín Bucher¹, Manuel López¹, Rodrigo Feo¹ y Juan Franzese¹

¹Centro de Investigaciones Geológicas (CIG, CONICET-UNLP) - Diagonal 113 No 275 (B1904DPK), La Plata, Argentina

²Instituto Patagónico de Geología y Paleontología (IPGP, CENPAT-CONICET) - Boulevard Almirante Brown 2915 ZCU9120ACD, Puerto Madryn, Argentina

RESUMEN

Sobre la base del análisis de Afloramientos Virtuales construidos por fotogrametría *SFM-MVS* y métodos tradicionales de campo se llevó a cabo un análisis estructural y tectono-estratigráfico de los depósitos sinorogénicos de la Formación La Pava, en el sector norte del antepaís fragmentado patagónico (40°S-70°O). Los resultados obtenidos permiten determinar que el clímax de la deformación contraccional andina se desarrolló entre los ~19 y ~14 Ma. El estilo estructural está definido por una tectónica predominantemente de piel gruesa con estructuras de 1^{er} orden de vergencia oriental y estructuras menores retrovergentes que progresaron por inversión tectónica y la generación de fallas inversas. La deformación contraccional configuró a la cuenca intermontana de Piedra del Águila, la cual preserva como unidad inicial del relleno a los depósitos volcanoclásticos de la Formación La Pava. Esta unidad corresponde a una tectono-secuencia de 5 Ma, integrada internamente por tres secuencias de orden menor que muestran condiciones sincinemáticas respecto a las estructuras tectónicas. La distribución de la deformación indica que las estructuras heredadas del rift mesozoico fueron inicialmente reactivadas. Durante la progresión de la deformación ésta se propagó, generando corrimientos y pliegues forzados de crecimiento. La desaceleración de la deformación ocurrió hacia el Mioceno medio, relocalizándose posteriormente a los ~14 Ma en estructuras de orientación N-S, favorables a la dirección de acortamiento regional. Los resultados obtenidos en esta contribución soportan trabajos

previos que indican que la propagación de la deformación hacia el antepaís se desarrolló en el inicio de la fase contraccional miocena.

Palabras claves

Afloramientos Virtuales; análisis estructural; depósitos sinorogénicos; discordancias progresivas; antepaís fragmentado patagónico.

ABSTRACT

Based on the analysis of Virtual Outcrops (performed using Structure from Motion photogrammetry) and traditional field work techniques, a structural and tectono-stratigraphic study on syn-orogenic deposits of the northern part of the Patagonian Broken Foreland (40 ° S-70 ° W) was carried out. The obtained results allowed to constrain the climax of the Andean contractional deformation to 19–14 Ma, which proceeded in the study area with the onset of the configuration of the Piedra del Águila intermountain basin. Deformation is mainly characterized as thick-skinned structures related to tectonic inversion of Mesozoic rift depocentres, causing E-vergent as well as retrovergent structures. The infill unit that records the Andean deformation corresponds to the growth strata deposits of the La Pava Formation. This unit is a tectono-sequence of ~5 Myr, with three sections interpreted as high frequency syn-kinematic sequences. The timing and distribution of the deformation indicates that the inherited structures were initially reactivated. The progression of deformation propagated the tectonic structures, causing thrusts and growth forced-folds. The deceleration of the deformation occurred towards the middle Miocene. After ~14 Ma, the deformation migrated to the main tectonic structures with N-S trend, prone to work regarding the regional shortening direction. The results obtained support that the propagation of the deformation towards foreland occurred during the onset of the andean miocene contractional phase.

Keywords: Virtual Outcrops, structural analysis, syn-orogenic deposits, progressive unconformities, Patagonian Broken Foreland.

INTRODUCCIÓN

El antepaís norpatagónico mioceno constituye un antepaís fragmentado caracterizado por bloques de basamento elevados con orientaciones diversas (N-S, NO-SE, NE-SO), controlados principalmente por heterogeneidades estructurales del basamento (*e.g.* Bilmes *et al.* 2013). Los bloques compartimentalizan el antepaís delimitando cuencas parcial o totalmente aisladas unas de otras, las cuales fueron rellenas por materiales de procedencia predominantemente volcánicla, depositados en condiciones pre, sin y postcinemática respecto a las estructuras tectónicas (*e.g.* Bilmes *et al.* 2014, Bucher *et al.* 2018, 2019a). Este escenario resulta de interés para el abordaje desde distintas aproximaciones estructurales y tectono-estratigráficas con el fin de analizar el progreso de la deformación, su evolución temporal y espacial, y el rol que jugaron las estructuras heredadas reactivadas versus el desarrollo de nuevas estructuras durante la configuración del antepaís. El análisis de las estructuras tectónicas y las complejidades asociadas a la traza de afloramiento constituyen *per se* la resolución de casos de estudios tridimensionales (3D), no solo en su observación y descripción geométrica, sino también en la construcción de sus diferentes categorías interpretativas. Como muchos otros enfoques en geociencias, históricamente el análisis de estructuras tectónicas 3D se centra en representaciones 2D (*e.g.* mapas, perfiles, análisis mediante geometría descriptiva; Rowland *et al.* 2007, Ragan 2009). No obstante, estas aproximaciones ocasionan una importante distorsión espacial al momento de abstraer un volumen 3D a una superficie 2D (véase Marjoribanks 2010), especialmente en los casos centrados en el análisis geométrico y cuantitativo de cuerpos geológicos (Hodgetts *et al.* 2004, Wilson *et al.* 2005). Durante la última década del siglo XX, además de los nuevos métodos de adquisición de datos de campo (*e.g.* lidar aéreo o terrestre), los avances significativos en las técnicas de visualización y modelado 3D en las geociencias allanaron el camino para obtener Afloramientos Virtuales utilizando un nuevo enfoque fotogramétrico llamado *Structure from Motion–Multi-View Stereo (SfM-MVS)*; Furukawa y Ponce 2007, Hirschmüller 2008, Harwin y Lucieer 2012, Westoby *et al.* 2012, Tonkin *et al.* 2014). Este método permite construir modelos 3D similares a los obtenidos con técnicas más sofisticadas (*e.g.* lidar), aunque con una facilidad de uso mejorada y bajo costo. En comparación con la fotogrametría tradicional, el gran avance de este método se focaliza en que la geometría de la escena, las posiciones y la orientación de la cámara, se resuelven

automáticamente, sin la necesidad de especificar *a priori* la localización de los diferentes puntos de una escena (James *et al.* 2017, Carrivick *et al.* 2016).

En el presente trabajo la técnica SfM-MVS es utilizada, en conjunto con métodos tradicionales de aproximación de campo, para el análisis estructural de la sucesión sinorogénica constituida por los depósitos de la Formación La Pava, en una cuenca intermontana (cuenca de Piedra del Águila) del sector norte del antepaís fragmentado patagónico (Fig. 1; D'Elia *et al.* 2020). El objetivo del trabajo por un lado es analizar las implicancias tectónicas a escala regional, aportando datos cuantitativos sobre la deformación en este sector del antepaís, mientras por otro lado demostrar la efectividad de los modelos virtuales de afloramiento en el análisis de discordancias progresivas y estructuras tectónicas, y en la reconstrucción geométrica y análisis de superficies de discontinuidad.

MARCO GEOLÓGICO

La evolución de los Andes Norpatagónicos entre 38° y 42°S está relacionada con la dinámica de la subducción entre la Placa de Farallones-Nazca y la Placa Sudamericana. La convergencia oblicua entre las placas durante el Cenozoico (Pardo-Casas y Molnar 1987, Somoza *et al.* 1999) ocasionó un escenario de partición de la deformación (Hervé 1976, Diraison *et al.* 1998, Rosenau *et al.* 2006). Durante el Mioceno, esta convergencia condujo al desarrollo de un sistema de falla transcurrente de intra-arco con cinemática dextral, denominada zona de falla Liquiñe-Ofqui (Hervé 1976), y un régimen tectónico predominantemente contraccional hacia el retro-arco (Giacosa y Heredia 2004, Orts *et al.* 2012, Bilmes *et al.* 2013, Ramos *et al.* 2014, 2015). Como resultado, la deformación contraccional conformó un antepaís compartimentalizado, definido como antepaís fragmentado patagónico (Bilmes *et al.* 2013). Las estructuras tectónicas se caracterizan por corrimientos de diferentes vergencias (Ramos *et al.* 2014) que durante la progresión de la deformación causaron una serie de depocentros intermontanos asociados principalmente a tectónica de bloques de basamento (Bilmes *et al.* 2013). A la latitud de 38° S, el antepaís fragmentado patagónico está constituido por diferentes unidades morfotectónicas, destacándose, de oeste a este, la Cordillera Principal, la cuenca de Collón Cura, el Macizo de Sañicó y la Cuenca de Picún Leufú (Fig. 1; Ramos 1978, Mosquera y Ramos 2006).

El Macizo de Sañicó corresponde a un bloque de basamento elevado con delgada cobertura sedimentaria meso-cenozoica que durante el Neógeno fragmentó el antepaís patagónico ocasionando la cuenca de Collón Cura, al oeste, y la cuenca de Picún Leufú, al este (Fig. 1; Ramos *et al.* 2014, López *et al.* 2019). El Macizo de Sañicó se eleva por el oeste con fallas inversas de rumbo NNO-SSE y NE-SO e inclinación hacia el ENE y SE que elevaron las rocas del basamento cristalino hasta 1230 m s.n.m. (Fig. 1; López *et al.* 2019). El límite occidental del Macizo de Sañicó se corresponde con el límite oriental de la cuenca neógena de Collón Cura (Fig. 1). El límite SE del Macizo de Sañicó está constituido por fallas inversas de rumbo NE asociadas con la inversión tectónica de un depocentro extensional inicial de la Cuenca Neuquina (D'Elia *et al.* 2015; Fig. 1). Este sistema de fallas elevó el límite oriental del Macizo Sañicó hasta una altura de 841 m s.n.m., actuando como el límite occidental de la cuenca de Picún Leufú (Fig. 1), que se ubica unos 100 a 250 metros por debajo altitudinalmente.

En el marco de la tectónica contraccional andina, el Macizo de Sañicó fue internamente estructurado durante el Neógeno por medio del desarrollo de fallas inversas y la inversión tectónica de los depocentros extensionales mesozoicos de la Cuenca Neuquina (D'Elia *et al.* 2015). La inversión tectónica de los depocentros extensionales configuró bloques de basamento pre-miocenos elevados que delimitan un conjunto de cuencas intermontanas (Fig. 1). Una de las cubetas intermontanas fue denominada como la cuenca Piedra del Águila (D'Elia *et al.* 2017, 2020). El basamento de la cuenca (Figs. 1 y 2) está compuesto por rocas ígneas y metamórficas del Paleozoico Superior (Varela *et al.* 2005, García *et al.* 2018), sucesiones triásico-jurásicas vinculadas a la etapa inicial de la Cuenca Neuquina (D'Elia *et al.* 2012a, 2012b, 2015), depósitos epiclásticos paleógenos de la Formación Puesto Bartolo (Rolleri *et al.* 1976) y flujos de lava basálticos del Mioceno inferior (*i.e.* Formación Cerro Petiso; Groeber 1929, 1946, Rolleri *et al.* 1976). La estratigrafía neógena de la cuenca intermontana de Piedra del Águila está constituida por la Formación La Pava (Nullo 1978), la Formación Collón Cura (Yrigoyen 1969) y depósitos de Rionegrense (Areniscas Azules, Galli 1969; Fig. 2).

LA CUENCA DE PIEDRA DEL ÁGUILA

Las estructuras tectónicas internas del Macizo de Sañicó corresponden principalmente a diferentes sistemas de fallas asociadas a la inversión tectónica neógena de hemigrábenes mesozoicos (Fig. 1b y c; véase D'Elia *et al.* 2015). La inversión de estos depocentros

extensionales con orientaciones N-S y NE-SO causó la diferenciación de dos altos dentro del Macizo de Sañicó: el Alto del Cerro Roth, asociado a una estructura de inversión de orientación N-S, y el Alto de Piedra del Águila, vinculado a una falla normal invertida de orientación NE-SO. La conformación de estos altos configuraron la cuenca intermontana de Piedra del Águila (Fig. 1c). Esta cuenca tiene una longitud de 12 km, un ancho máximo de 10 km y un relleno total de unos 250 metros de espesor, parcialmente preservado debido a la apertura de la cuenca al sistema Limay durante el Mioceno superior (D'Elia *et al.* 2017).

Las principales unidades estratigráficas del relleno neógeno de la cuenca (Figs. 1 y 2) son las Formaciones La Pava (Nullo 1978), Collón Cura (Yrigoyen 1969) y depósitos del Rionegrense (*i.e.* Areniscas Azuladas, Galli 1969). La Formación La Pava está constituida principalmente por rocas volcánicas resedimentadas y retrabajadas (*sensu* Petrinovic y D'Elia 2018) depositadas en ambientes continentales. Sobre la base del reconocimiento de superficies internas y variaciones en las características sedimentológicas, la Formación La Pava del área de estudio fue dividida informalmente en tres secciones: inferior, media y superior (Fig. 3; D'Elia *et al.* 2020), subdivisión que se empleará en este trabajo. Recientemente una edad U-Pb en la base de la sección inferior determinó una edad de $18,86 \pm 0,05$ Ma (D'Elia *et al.* 2020). La Formación Collón Cura está constituida por depósitos de rocas volcánicas resedimentadas y depósitos de corrientes piroclásticas (*i.e.* Ignimbrita Pilcaniyeu; Fig. 3). En el área de estudio, hacia la base de la Formación Collón Cura, se reconoció la ignimbrita Pilcaniyeu, unidad de gran distribución regional. Esta ignimbrita está datada por el método K-Ar en $14,4 \pm 0,3$ Ma (Marshall *et al.* 1977), que es consistente con la edad K-Ar de 14,1 Ma realizada por Mazzoni y Benvenuto (1990). Suprayacen a las unidades mencionadas, depósitos del Rionegrense (Areniscas Azuladas, Galli 1969; Figs. 1 y 2), los cuales se presentan como afloramientos pequeños y aislados en la parte norte del área de estudio y están constituidos por conglomerados y areniscas epiclásticas.

METODOLOGÍA

La adquisición de los datos de campo se realizó mediante estaciones de muestreo localizadas en sectores clave para la descripción y toma de datos estructurales con brújula tipo Brunton®. Cada estación fue geolocalizada con GPS y se realizaron mediciones sistemáticas de rumbo e inclinación/buzamiento. Las mediciones se desarrollaron con $n = 30$ para cada estación, midiéndose rumbo e inclinación de capas plegadas, fracturas de cizalla y

fallas. Un Sistema de Información Geográfica fue utilizado para el manejo de los datos (ArcGIS 10.2.1®), en conjunto con las imágenes satelitales de libre acceso (Bing Map – Satellite y Google Earth de Google©) y modelos digitales de elevación (TanDEM-X) con ± 2 metros de error vertical.

Modelado Virtual de Afloramiento e interpretación

El desarrollo de modelos de Afloramiento Virtual se realizó mediante la técnica fotogramétrica *Structure from Motion-Multi-View Stereo* (Furukawa y Ponce 2007; Tabla I). La metodología de adquisición empleada fue *con plataforma terrestre tipo cámara en mano* (i.e., *hand-held photogrammetry—Terrestrial SfM—*; Bilmes *et al.* 2019). El registro fotográfico del afloramiento se realizó con una cámara Canon SX40 HS (distancia focal 35 mm; 18 Mpx) y se diseñó una trayectoria de obtención de fotografías en la cual se tomaron un total de 340 fotos, modificando en cada toma el ángulo de cobertura, la posición y la distancia al afloramiento, de forma de asegurar superposiciones del orden del 80% entre pares de fotos sucesivas. El procesamiento digital de las imágenes para construir el modelo digital de afloramiento se realizó mediante el programa *AgiSoft PhotoScan® professional* bajo licencia académica. El procesamiento confluyó en la construcción de una nube densa 3D del afloramiento, que se georeferenció utilizando puntos de control de campo. Como puntos de control de campo se utilizaron reflectores dispuestos en el terreno previo a la adquisición de fotos, los cuales pudieron ser visualizados posteriormente en el afloramiento virtual. Un total de 7 puntos de control (*ground control points*), y otros 6 puntos de control complementarios (*check points*) fueron elegidos en función al área y de la topografía del afloramiento para asegurar una georeferenciación y validación del modelo centimétrica (véase Carrivick *et al.* 2016, Bilmes *et al.* 2019). El resultado final determinó un modelo de Afloramiento Virtual con un error cuadrático promedio (RMSE) de 0,02 metros. La posición de cada punto de control se obtuvo mediante Estación Total *Stonex®*. Para una revisión detallada de las características de la técnica SFM-MVS y del flujo de trabajo (adquisición, procesamiento y posprocesamiento) consultar Snavely *et al.* (2008), Carrivick *et al.* (2016) y Bilmes *et al.* (2019).

El análisis estructural del modelo 3D de afloramiento (nube de puntos densa) se realizó mediante el programa *Virtual Reality Geological Studio (VRGS) 2.07©* bajo licencia académica. La adquisición de los datos del modelo virtual, mediante la herramienta *dip-*

azimuth 3 points, permitió mediciones de un n de entre 10 a 30 por cada plano a medir, luego promediados mediante el cálculo de distribución vectorial de Fisher (Fisher *et al.* 1987). Mediante los programas VRGS® y Stereonet® se midieron y trabajaron de forma estadística estrato por estrato las discordancias progresivas. Entre estrato y estrato, el espesor estratigráfico real fue medido con el objetivo de construir un diagrama espesor acumulado, azimut, inclinación, a los efectos de analizar la relación entre el crecimiento de las estructuras y la sedimentación. Las superficies mapeadas en 3D fueron procesadas mediante el algoritmo del software VRGS *fit to plane polyline*, mientras las fallas, reconocidas en el campo, fueron trazas 3D con la función del programa dispuesta para tal fin.

Los datos obtenidos a través del modelo fueron validados posteriormente con 3 estaciones de validación de campo, localizadas en diferentes sectores del modelo y en donde se tomaron datos de rumbo e inclinación (n=30) en estratos de cada estación. Se compararon los datos de campo, con los datos obtenidos en el modelo mediante la constante k (Fisher *et al.* 1987; véase Bilmes *et al.* 2019 para metodología utilizada).

Los datos estructurales (datos de campo y del modelo digital de afloramiento en 3D), para la restauración de capas, análisis de pliegues, análisis estadísticos y visualización fueron tratados estadísticamente mediante el programa Stereonet 9.3.2 (Cardozo y Allmendinger 2013), a partir del cual se generaron diagramas de polos de proyección equiareal sobre el hemisferio inferior.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LOS DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS DE LA FORMACIÓN LA PAVA

Sobre la base del mapeo geológico, análisis morfo-estructural y el reconocimiento de las estructuras tectónicas a diferentes escalas se caracterizó el estilo estructural de la cuenca intermontana de Piedra del Águila, tanto de las estructuras de borde de cuenca asociadas a los altos del Cerro Roth y de Piedra del Águila, como de las estructuras que se propagaron hacia el interior de la depresión, afectando el relleno neógeno, principalmente a los depósitos de la Formación La Pava. Las fallas y pliegues se jerarquizaron en estructuras tectónicas de 1^{er}, 2^{do} y 3^{er} orden (Fig. 1), en función de la longitud, rechazo vertical/amplitud y, únicamente para las fallas, el ancho de la zona de falla y dimensiones de la zona de daño. Por la falta de niveles guía y/o del afloramiento superficial de los planos de fallas, el

desplazamiento neto de las fallas no pudo ser estimado. Las estructuras de 1^{er} orden se corresponden a las fallas y/o pliegues regionales de borde de cuenca (Fig. 1). Las fallas presentan decenas de kilómetros de longitud, rechazos verticales acumulados de centenas de metros, zonas de fallas de hasta 10 metros, con zonas de daño de decenas de metros. Las estructuras de 2^{do} orden presentan longitudes de 5 a 10 km, rechazos verticales del orden de las decenas de metros, zonas de fallas del orden del metro y zonas de daño menor a los 10 metros (Fig. 1). Las estructuras tectónicas de 3^{er} orden se caracterizan por fallas y pliegues desarrollados dentro de la cuenca intermontana. Presentan longitudes de 5 km a centenas de metros, rechazos verticales del orden de metros a decenas de metros, zonas de falla del orden del metro o superficies de falla netas (Fig. 1).

Dentro de las estructuras de 1^{er} orden se encuentra el Alto del Cerro Roth que muestra alturas de hasta 1023 m s.n.m (Fig. 4). Esta estructura se define como producto de inversión tectónica (D'Elia *et al.* 2015) caracterizada por un anticlinal regional de 20 km de longitud, con vergencia E, con un eje de pliegue de rumbo N-S (Fig. 1). Presenta un limbo dorsal con inclinaciones de entre 20° y 10° y un limbo frontal con inclinaciones de hasta 60°. La falla invertida (Fig. 1) se resuelve hacia la superficie en una falla inversa de bajo ángulo (Fig. 4). En el limbo frontal los depósitos correspondientes a la sección inferior de la Formación La Pava se apoyan a través de una discordancia angular sobre los depósitos jurásicos marinos vinculados al relleno de la Cuenca Neuquina. En este sector, las secciones inferior, media y superior de la Formación La Pava desarrollan estratos de crecimiento y discordancias progresivas encontrándose desde volcadas inclinando al oeste hasta inclinaciones de 45° E (Fig. 4). Es importante destacar que, vinculado a este sistema de fallas, los depósitos de las Formaciones Collón Cura y Rionegrense también se encuentran deformados (Fig. 4). Otra estructura de 1^{er} orden se encuentra asociada al Alto de Piedra del Águila, el cual presenta una altura máxima de hasta 841 m s.n.m (Figs.1 y 5). Está delimitado por un sistema de fallas inversas de 15 km de longitud de rumbo NE con vergencia SE (Fig. 5). El Alto de Piedra del Águila corresponde a la inversión tectónica del depocentro extensional de Piedra del Águila de la Cuenca Neuquina, mediante tectónica de contrafuerte (Figs. 1 y 5; D'Elia *et al.* 2012a, 2015).

Las estructuras de 2^{do} orden se asocian tanto a fallas inversas sintéticas que se prolongan desde la falla invertida o a fallas inversas antitéticas que conforman el borde de la cuenca,

como a las fallas y pliegues desarrollados dentro de la cuenca, las cuales afectan al relleno en diferentes niveles estructurales (Figs. 1). Asociado al sistema de fallas de 1^{er} orden del Alto de Piedra del Águila, las fallas de 2^{do} orden se caracterizan como antitéticas, de rumbo NE-SO e inclinación de bajo ángulo al SE (Figs. 1 y 5). En este sector las fallas de 2^{do} orden cabalgan sobre la sección inferior de la Formación La Pava (y Formación Puesto Bartolo), mientras que los estratos de las secciones media y superior desarrollan progresivamente *onlap* sobre el bloque alto de las fallas, mostrando estratos de crecimiento y discordancias progresivas (Fig. 5). Dentro de las estructuras de 2^{do} orden también se registraron altos menores desarrollados en el interior de la cuenca (Fig. 1). Corresponden a las fallas inversas con dirección ENE e inclinación hacia el norte, ubicadas en la posición central de la depresión (Fig. 1). Estas fallas elevaron las rocas mesozoicas hasta alturas de 651 m s.n.m., con respecto al punto topográfico mínimo con relleno preservado dentro de la cuenca (530 m s.n.m.), estableciendo un alto interno de 8 km de longitud que compartimentó la cuenca en dos subcuencas (Fig. 1). Sobre la base de la diferencias de altura entre el bloque alto y bloque bajo se sugiere un rechazo vertical de decenas de metros.

Las estructuras tectónicas 3^{er} orden consisten en fallas inversas y pliegues con orientaciones N-S y NE-SO. Los pliegues se desarrollan en las secciones media y superior de la Formación La Pava, con una longitud de onda de 0,5 a 1 km (Fig. 3) y muestran estratos de crecimiento delimitados por discordancias progresivas tanto en el limbo dorsal como frontal (Fig. 3). El análisis geométrico de las capas permite determinarlos como pliegues abiertos, de charnela redondeada y flancos curvos, con planos axiales generalmente verticales o de alto ángulo y ejes de doble inmersión (Fig. 6). Las fallas inversas de 3^{er} orden se ubican en el núcleo de los pliegues, involucrando a rocas del basamento, como así también a la Formación Puesto Bartolo y a la sección inferior de la Formación La Pava.

El análisis de los datos estructurales tomados de las estaciones de muestreo en diferentes dominios dentro de la zona de estudio permitió la restauración de los estratos de las secciones inferior y media de la Formación La Pava, utilizando como eje de restauración el azimut e inclinación promedio de los flancos de pliegues desarrollados en la sección superior de la Formación La Pava (Fig. 6). Los resultados obtenidos indican que las secciones inferior y media de la Formación La Pava constituyeron inicialmente estructuras homoclinales de rumbo NNE a NE (sobre altos estructurales del mismo rumbo), generalmente con

inclinaciones hacia el O, las cuales internamente desarrollan discordancias progresivas y estratos de crecimiento (Fig. 6b), mientras que la sección superior de la formación alcanzó a superar los altos estructurales, siendo involucrada dentro de pliegues de crecimiento (Figs. 3 y 6c).

Análisis estructural mediante Afloramiento Virtual

Con el objetivo de comparar el efecto de la evolución tectónica entre las estructuras de mayor y menor orden, se desarrolló un modelo de Afloramiento Virtual en un sitio considerado clave del área de estudio (Fig. 1 y 6). El modelo fue efectuado en un sector interno de la depresión en donde se desarrollan un conjunto de fallas y pliegues asociados de 3^{er} orden, que muestran discordancias progresivas y estratos de crecimiento en las diferentes secciones de la Formación La Pava. Las estructuras tectónicas principales en este sector son fallas de cinemática inversa con orientaciones N349° y N307° e inclinaciones de 33° y 26° al NE respectivamente (Fig. 7), las cuales cabalgan los depósitos de la Formación Puesto Bartolo sobre la sección inferior de la Formación La Pava (Fig. 7).

La sección inferior de la Formación La Pava se muestra paraconcordante con la Formación Puesto Bartolo, presenta un espesor acumulado de 8 metros y desarrolla suaves discordancias progresivas internas. La superficie que limita a las secciones inferior y media de la Formación La Pava corresponde a una superficie angular y erosiva de orientación N197° e inclinación de 9° al NO (Fig. 7). La sección media presenta un espesor acumulado de 35 metros, registra 16 discordancias progresivas internas, con una diferencia de inclinación de 9° a 5,5°, mostrando *onlap* rotativo y una tasa de rotación de 0,08°/m. La superficie de discontinuidad que limita la sección media con la sección superior de la Formación La Pava representa una suave discordancia angular y erosiva con una orientación N190° y 6° de inclinación al O. La sección superior muestra un espesor acumulado de 29 metros, agrada sobre los altos internos de la cuenca conformando pliegues de crecimiento. Registra 15 discordancias progresivas internas, con una diferencia de inclinación de 6° a 3°, mostrando *onlap* rotativo y una tasa de rotación de 0,04°/m. La superficie de discontinuidad que limita la sección superior de la Formación La Pava con la Formación Collón Cura representa una suave discordancia angular y erosiva con orientación N158° y 3° de inclinación al SO. En el área analizada el eje de rotación de las discordancias progresivas es ~NNO y coincide con el azimut ~NNO de las fallas de 3^{er} orden medidas en el sitio (N349°/33°E y N307°/26°E; Fig. 7).

Los resultados obtenidos permiten atribuir a los depósitos sinorogénicos de la Formación La Pava como depositados en condiciones sincinemáticas respecto tanto a las estructuras de borde como internas de la cuenca. El desarrollo de estructuras homoclinales en las secciones inferior y media, en conjunto con la superficie erosiva desarrollada entre la sección inferior y media, sugieren que los depósitos de la Formación La Pava comenzaron a depositarse en la cuenca intermontana con una baja influencia de las estructuras internas, las cuales desarrollaron su clímax de propagación durante la depositación de la sección media de la formación. Distintas evidencias demuestran la desaceleración de la deformación contraccional, entre ellas se destacan: (i) la sección superior de la Formación La Pava agrada sobre los altos internos de la cuenca y progresivamente sobre las estructuras de borde de la cuenca, desarrollando pliegues de crecimiento; (ii) a excepción del sistema de fallas del Cerro Roth, tanto las fallas de 1^{er} y 2^{do} orden, así como las de 3^{er} orden no se propagan más allá de la sección media de la Formación La Pava; (iii) la sección superior muestra la menor tasa de rotación $0,04^\circ/\text{m}$ (véase discusión); y (iv) la superficie de discontinuidad de menor inclinación se registra entre la Formación La Pava y Collón Cura, sobre la cual (a excepción del sistema de fallas del Cerro Roth) la Formación Collón Cura se deposita de forma sub-horizontal/horizontal en toda la cuenca.

DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos permiten determinar que el clímax de la deformación contraccional andina en el área de estudio se desarrolló durante la sedimentación de los depósitos sinorogénicos de la Formación La Pava, restringida recientemente entre los ~ 19 y ~ 14 Ma (D'Elia *et al.* 2020). Las tres secciones de la Formación La Pava muestran condiciones sincinemáticas respecto a las diferentes estructuras reconocidas en la cuenca intermontana de Piedra del Águila, localizada en el borde oriental del Macizo de Sañicó (Fig. 1). En este sentido la Formación La Pava puede ser definida como una tectono-secuencia de un lapso de ~ 5 Ma, internamente constituida por tres secciones que corresponden con secuencias de menor orden.

El estilo estructural está definido por una tectónica predominantemente contraccional que involucra al basamento: tectónica de piel gruesa. Se caracteriza por estructuras de 1^{er} orden con vergencia oriental, con estructuras de orden menor retrovergentes, las cuales se disponen paralelas y oblicuas a los Andes. Estas particularidades fueron reconocidas por

otros autores en diferentes depocentros cercanos a la zona de estudio (*e.g.* García-Morabito *et al.* 2011, Franzese *et al.* 2011, 2018, Ramos *et al.* 2015, López *et al.* 2019), quienes, al igual que en este trabajo, destacaron el control de la estructuración inicial de la Cuenca Neuquina en la deformación neógena, la cual procedió en un marco de inversión tectónica positiva. Las estructuras de borde de la cuenca intermontana de Piedra del Águila corresponden a la inversión de dos depocentros de rift mesozoicos de la Cuenca Neuquina (D'Elia *et al.* 2015), los cuales en función de la geometría y estructuras subsidiarias determinan diferentes modelos de inversión: desde estructuras relativamente simples de arpón a estructuras más complejas asociadas a tectónica de contrafuerte con fallas antitéticas (véase Buchanan y McClay 1991, Del Ventisette *et al.* 2006, Bonini *et al.* 2012).

A otra escala, la progresión de la deformación contraccional en las estructuras de borde e internas de la cuenca genera fallas de 2^{do} orden paralelas y oblicuas a las estructuras de borde, involucrando al basamento. Estas características por un lado sugieren que las fallas inversas se originan desde zonas de debilidades previas del basamento y se propagan hacia la superficie (*e.g.* Bonini *et al.* 2012), mientras por el otro, evidencian el desarrollo de pliegues por propagación de falla (Suppe y Medwedeff 1990, Erslev 1991). A menor escala, estructuras de 3^{er} orden muestran otras orientaciones. El análisis de Afloramiento Virtual y evidencias de campo determinan fallas y pliegues orientados en dirección NNO-SSE, perpendiculares a la dirección de máximo acortamiento establecida para el Mioceno (*e.g.* Diraison *et al.* 1998). Trabajos futuros con aproximaciones cinemáticas determinarán si las estructuras menores se apartan del control de las estructuras previas y siguen parámetros andersonianos.

Respecto a la relación entre las estructuras y los depósitos sincinemáticos de la Formación La Pava, se destaca el desarrollo de pliegues forzados (asociados a fallas) de crecimiento (*growth forced-fold*; Suppe *et al.* 1992, Allmendinger *et al.* 1997). Los estratos de las diferentes secciones de la Formación La Pava muestran siempre *onlap* rotativo respecto a los altos estructurales (Fig. 7), reflejando características agradacionales al contrastar la relación entre la tasa de crecimiento de las estructuras y tasa de sedimentación (véase Poblet 2012). Trabajos en desarrollo pretenderán mostrar de forma cuantitativa esta relación fijando temporalmente la tasa de sedimentación de la Formación La Pava mediante técnicas magneto estratigráficas (véase Bucher *et al.* 2019a). No obstante, al comparar lo

patrones de terminación de estratos, el nivel estructural máximo de propagación de las estructuras tectónicas en el relleno y las tasas de rotación grado/metro, los resultados son consistentes con la aceleración de la progresión de la deformación durante la sección media ($0,08^\circ/\text{m}$) y desaceleración de la misma hacia la sección superior ($0,04^\circ/\text{m}$), la cual agrada sobre los altos estructurales (Figs. 3 y 7). Este patrón fue reconocido para muchas estructuras de crecimiento analizadas en el mundo (e.g. Suppe *et al.* 1992, Allmendinger *et al.* 1997, Storti y Poblet 1997, Shaw *et al.* 2004, Poblet 2012).

Al analizar los resultados de la restauración de las secciones inferior y media de la Formación La Pava, y la reconstrucción de las superficies de discontinuidad, algunas consideraciones pueden realizarse sobre la distribución de la deformación en el tiempo. Por un lado, a escala de la cuenca, las estructuras homoclinales registradas para las secciones inferior y media con rumbos predominantemente NE y de inclinación predominante hacia el NO (Fig. 6), indican que la tectónica de bloques vinculada al borde NE de la Cuenca de Piedra del Águila fue fundamental durante el inicio de la configuración de la cuenca, sin establecerse una rotación interna considerable de las estructuras internas de 3^{er} orden de la cuenca. Esto indica que las estructuras internas de 3^{er} orden no se desarrollaron durante el inicio de la cuenca o que su relevancia en la rotación de estratos fue menor que el control ejercido por la rotación de bloque asociado a la falla de 1^o orden de Piedra del Águila (Fig. 8). Durante el desarrollo de la sección superior, sección que agrada sobre la mayoría de las estructuras de la cuenca, las estructuras internas se propagaron originando pliegues forzados de crecimiento. A su vez, al analizar los datos obtenidos a escala de cuenca en conjunto con los datos obtenidos en el modelo de Afloramiento Virtual otras consideraciones pueden realizarse. En este sentido, la agradación de la sección superior de la Formación La Pava sobre los altos internos y sobre las estructuras del borde oriental de la cuenca, coincide con la disminución en la tasa de rotación de las discordancias progresivas analizadas, y la localización de la deformación (Fig. 8) en el sistema de fallas Cerro Roth de rumbo N-S —única falla del área de estudio que presenta deformación sobre los depósitos de las Formaciones Collón Cura y Río Negro—. Esta observación indica que durante la progresión de la deformación, la acumulación de la misma en las estructuras principales por un lado llevaría al equilibrio dinámico de las estructuras tectónicas, desactivando éstas (véase Dahlen *et al.* 1984), mientras que durante la desaceleración de la deformación, la

misma se localizó en estructuras de 1^{er} más favorables, respecto a la orientación del eje principal de acortamiento mioceno (véase Pardo-Casas y Molnar 1987, Somoza *et al.* 1999). La desactivación de estructuras y migración de la deformación a escala de cuenca durante la progresión de la deformación fue recientemente demostrada para diferentes cuencas del antepaís fragmentado patagónico, que en sintonía con los resultados obtenidos en este trabajo, muestran patrones de migración locales y desactivación de ciertas estructuras de borde (Paso del Sapo; Bucher *et al.* 2019a; Collón Cura; López *et al.* 2019).

Implicancias tectónicas para los Andes Norpatagónicos

La configuración del antepaís fragmentado patagónico implicó la migración del frente orogénico desde las regiones andinas a las regiones extra-andinas (Mosquera y Ramos 2006, García Morabito y Ramos 2012, Bilmes *et al.* 2013, Huyghe *et al.* 2014, Ramos *et al.* 2015, Folguera *et al.* 2018). En los últimos años, los objetivos principales de varios trabajos se centraron en el análisis de la distribución de la deformación en espacio y tiempo a lo largo del sistema de retroarco (*e.g.* Folguera *et al.* 2015, 2018, Franzese *et al.* 2011, 2018, Bechis *et al.* 2014; Huyghe *et al.* 2014, 2015, Bucher *et al.* 2018, 2019a, López *et al.* 2019). Los resultados de este trabajo sugieren que el clímax de la deformación contraccional andina en el área de estudio ocurrió durante la sedimentación en condiciones sincinemáticas de la Formación La Pava. Sobre la base de nuevos aportes geocronológicos para la Formación La Pava (D'Elia *et al.* 2020), estas observaciones determinan una deformación contraccional entre los ~19 y ~14 Ma. De esta forma, el marco estructural obtenido en el área de estudio se ajusta con los recientes resultados presentados por López *et al.* (2019) para la configuración de la Cuenca de Collón Cura y ascenso del borde oeste del Macizo de Sañicó, quienes determinaron su inicio durante el Mioceno inferior (Fig. 8). Este marco estructural también coincide con la deformación contraccional registrada hacia la parte interna del orógeno (Ramos *et al.* 2015) y la expansión de la deformación hacia el antepaís propuesta por Folguera *et al.* (2018) y Bucher *et al.* (2019a y 2019b) para sectores ubicados al Sur de la zona estudiada. Los datos presentados en este trabajo determinan que la fragmentación del antepaís comenzó desde el inicio del evento de deformación contraccional de los Andes Norpatagónicos ocurrido durante el Neógeno. Respecto a la desaceleración de la deformación, la misma se acota como máximo a los ~14 Ma, registrándose posteriormente la migración de la deformación al sistema de falla del Cerro Roth (Fig. 8). Estos datos son

coincidentes con las edades obtenidas más al sur en las cuenca de Ñirihuau y Alto Río Senguer-Río Mayo que registran un inicio de la deformación contraccional a los $18,3 \pm 0,5$ Ma (Orts *et al.* 2012) y $18,7 \pm 0,3$ Ma (Folguera *et al.* 2018) y con las distintas evidencias de deformación contraccional distribuida a lo largo del antepaís norpatagónico durante el Mioceno mayoritariamente previas a los ~ 14 Ma (cuencas de Catán Lil y Aluminé, Franzese *et al.* 2011, 2018; cuenca de Collón Cura, Ramos *et al.* 2015, López *et al.* 2019; cuencas de Gastre y Paso del Sapo, Bilmes *et al.* 2013, 2014, Bucher *et al.* 2018, 2019b; y cuenca del Golfo San Jorge; Gianni *et al.* 2017).

CONCLUSIÓN

La principal deformación contraccional andina en el área de estudio se desarrolló entre ~ 19 y ~ 14 Ma. La fragmentación del antepaís comenzó desde el inicio del evento de deformación contraccional mioceno de los Andes Norpatagónicos. Durante este lapso se configuró la cuenca de Piedra del Águila, la cual preserva los depósitos sinorogénicos de la Formación La Pava. En el sector oriental del Macizo de Sañicó la deformación neógena procedió en un marco de inversión tectónica positiva de estructuras con orientación N-S y NE-SO. A menor escala las estructuras tectónicas corresponden a fallas y pliegues orientados en dirección N-S o NNO-SSE, favorables a su funcionamiento respecto a la dirección de máximo acortamiento establecida para el Mioceno. La deformación progresó desde los bordes hacia el interior de la cuenca, desacelerando hacia el final de la depositación de la Formación La Pava. Subsiguientemente al clímax, la deformación posterior a los ~ 14 Ma se relocalizó en estructuras de 1^{er} orden, con orientación N-S, favorable a su funcionamiento de acuerdo con la dirección principal de acortamiento. Los resultados obtenidos demuestran la potencialidad de los Modelos Virtuales de Afloramiento, complementando el análisis estructural de campo, en la adquisición de datos cuantitativos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado con fondos del Préstamo BID PICT 2016-0023. Los autores desean agradecer a Mariano Hernández y a Nicolás Scivetti el trabajo realizado durante el relevamiento de campo. A su vez, expresar nuestro agradecimiento a los revisores, Martín Turienzo y Patricio Payrola, y al editor adjunto de la RAGA, Fernando Hongn, por la revisión meticulosa y las sugerencias que ayudaron a enriquecer la versión final del manuscrito.

REFERENCIAS

- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M. y Isacks, B.L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25: 139-174.
- Bechis, F., Encinas, A., Concheyro, A., Litvak, V.D., Aguirre-Urreta, M.B. y Ramos, V.A. 2014. New age constraints for the Cenozoic marine transgressions of Northwestern Patagonia, Argentina (41°-43° S): paleogeographic and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 52: 72–93.
- Bilmes, A., D'Elia, L., Franzese, J.R., Veiga, G.D. y Hernández, M. 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: The Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics* 601: 98–111.
- Bilmes, A., D'Elia, L., Veiga, G.D. y Franzese, J.R. 2014. Relleno intermontano en el Antepaís Fragmentado Patagónico: evolución neógena de la Cuenca de Gastre. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71:313-330.
- Bilmes, A., D'Elia, L., López, L., Richiano, S., Varela, A., Álvarez, M.P., Bucher, J., Eymardg, I., Muravchik, M., Franzese, R.J. y Ariztegui, D. 2019. Digital outcrop modelling using “structure-from-motion” photogrammetry: Acquisition strategies, validation and interpretations to different sedimentary environments. *Journal of South American Earth Sciences* 96: 102325.
- Bonini, M., Sani, F. y Antonielli, B. 2012. Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: A review based on previous and new experimental models. *Tectonophysics* 522: 55-88.
- Buchanan, P.G. y McClay, K.R. 1991. Sandbox experiments of inverted listric and planar fault systems. *Tectonophysics* 188: 97-115.
- Bucher, J. López, M., García, M., Bilmes, A., D'Elia, L., Funes, D., Feo, R. y Franzese, J. 2018. Estructura y estratigrafía de un bajo neógeno del Antepaís Norpatagónico: el depocentro Paso del Sapo, provincia de Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75: 312-324.

- Bucher, J., García, M., López, M., Milanese, F., Bilmes, A., D'Elia, L., Naipauer, M., Sato, A., Funes, D., Rapalini, A. y Franzese, J., 2019a. Tectonostratigraphic evolution and timing deformation in the Miocene Paso del Sapo basin: implications for the Patagonian Broken Foreland. *Journal of South American Earth Sciences* 94: 102212.
- Bucher, J., Milanese, F., López, M., García, M., D'Elia, L., Bilmes, A., Naipauer, M., Sato, A., Funes, D., Rapalini, A., Valencia, V., Ventura Santos, R., Hauser, N., Cruz Vera, L. y Franzese, J. 2019b. 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.
- Cardozo, N., y Allmendinger, R.W. 2013. Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences* 51: 193-205.
- Carrivick, J.L., Smith, M.W. y Quincey, D.J. 2016. *Structure from Motion in the Geosciences*. Wiley Blackwell, 208 p., Oxford.
- Dahlen, F.A., Suppe, J. y Davis, D. 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb theory. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 89: 10087-10101.
- D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J.R. y Bilmes, A. 2012a. Volcanismo de sin-rift de la Cuenca Neuquina, Argentina: relación con la evolución Triásico Tardío – Jurásico Temprano del margen Andino. *Andean Geology* 39: 106-132.
- D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J.R. y López, L. 2012b. Tectonostratigraphic analysis of the late triassic-early jurassic syn-rift sequence of the Neuquén basin in the Sañicó depocentre, Neuquen 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.
- D'Elia, L., Bilmes, A., Varela, A.N., Bucher, J., López, M., García, M., Funes, D. y Franzese, J. 2017. Distinguishing environmental signals in a syn-orogenic, volcanoclastic to

- erosional engine sediment routing system: a case study from the Patagonian Foreland, Argentina. 33rd International Meeting of Sedimentology, Abstract book: 215, Toulouse.
- D'Elia, L., Bilmes, A., Varela, A.N., 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: 102555.
- Del Ventisette, C., Montanari, D., Sani, F. y Bonini, M. 2006. Basin inversion and fault reactivation in laboratory experiments. *Journal of Structural Geology* 28: 2067-2083.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Rossello, E.A. y Amos, A.J. 1998. Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 11: 519-532.
- Erslev, E.A. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology* 19: 617-620.
- Fisher, N.I., Lewis, T. y Embleton, B.J.J. 1987. *Statistical Analysis of Spherical Data*. Cambridge University Press, 329 p., Cambridge.
- Folguera, A., Zárate, M., Tedesco, A., Dávila, F. y Ramos, V.A. 2015. Evolution of the neogene andean foreland basins of the southern pampas and northern Patagonia (34°-41° S), Argentina. *Journal of South American Earth Science* 64: 452-466.
- Folguera, A., Encinas, A., Echaurren, A., Gianni, G., Orts, D., Valencia, V. y Carrasco, G. 2018. Constraints on the Neogene growth of the central Patagonian Andes at the latitude of the Chile triple junction (45-47° S) using U-Pb geochronology in synorogenic strata. *Tectonophysics* 744: 134-154.
- Franzese, J.R., D'Elia, L., Bilmes, A., Muravchik, M. y Hernández, M. 2011. Superposición de cuencas extensionales y contraccionales oligo-miocenas en el retroarco andino norpatagónico: la Cuenca de Aluminé, Neuquén, Argentina. *Andean Geology* 38: 319-334.

- Franzese, J.R., D'Elia, L., Bilmes, A., Bucher, J., García, M., López, M., Muravchik, M. y Hernández, M. 2018. Evolution of a patagonian miocene intermontane basin and its relationship with the andean foreland: tectono-stratigraphic evidences from the Catán Lil Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 86: 162-175.
- Furukawa, Y. y Ponce, J. 2007. Accurate, dense, and robust multi-view stereopsis. En: *IEEE Computer Society Conference on Computer Vision and Pattern Recognition*, <https://doi.org/10.1109/CVPR.2007.383246>.
- Galli, C.A. 1969. Descripción geológica de la Hoja 38c, Piedra del Águila, Provincia del Neuquén y Río Negro. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 111, 65 p., Buenos Aires.
- García, M.R., Bucher, J., López, M., Funes, D.S., D'Elia, L., Bilmes, A. y Franzese, J.R. 2018. Análisis estructural y modelado digital de afloramiento del basamento austral de la Cuenca Neuquina: evidencias de deformación progresiva vinculada a cizalla dúctil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75: 507-517.
- García-Morabito, E.G., Götze, H.J. y Ramos, V.A. 2011. Tertiary tectonics of the Patagonian Andes retro-arc area between 38°15' and 40°S latitude. *Tectonophysics* 499: 1–21.
- García Morabito, E. y Ramos, V.A. 2012. Andean evolution of the Aluminé fold and thrust belt, Northern Patagonian Andes (38°30'-40°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 38: 13–30.
- Giacosa, R.E. y Heredia, N. 2004. Estructura de los Andes Nordpatagónicos en los cordones Piltriquitrón y Serrucho y en el valle de El Bolsón (41° 30-42 ° 00 S), Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 91-102.
- Gianni, G.M., Echaurren, A., Folguera, A., Likerman, J., Encinas, A., García, H.P.A., Dal Molin, C. y Valencia, V.A. 2017. Cenozoic intraplate tectonics in Central Patagonia: Record of main Andean phases in a weak upper plate. *Tectonophysics* 721: 151-166.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 158, 110 p., Buenos Aires.

- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70, Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1: 177-208.
- Harwin, S. y Lucieer, A. 2012. Assessing the accuracy of georeferenced point clouds produced via multi-view stereopsis from Unmanned Aerial Vehicle (UAV) imagery. *Remote Sensing* 4: 1573–1599.
- Hervé, M., 1976. Estudio Geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe; antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). 1° Congreso Geológico Chileno, Actas, 1: B39-B56, Santiago de Chile.
- Hirschmüller, H. 2008. Stereo processing by semiglobal matching and mutual information. *Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence* 30: 328-341.
- Hodgetts, D., Drinkwater, N.J., Hodgson, J., Kavanagh, J., Flint, S.S., Keogh, K.J. y Howell, J.A. 2004. Three-dimensional geological models from outcrop data using digital data collection techniques: an example from the Tanqua Karoo depocentre, South Africa. *Geological Society, London, Special Publications* 239: 57-75.
- Huyghe, D., Bonnel, C., Nivière, B., Fasentieux, B. y Hervouët, Y. 2014. Neogene tectonostratigraphic history of the southern Neuquén basin (39°–40° 30' S, Argentina): implications for foreland basin evolution. *Basin Research* 27: 613–635.
- Huyghe, D., Nivière, B. y Bonnel, C. 2015. Geomorphologic evidence for Plio-Quaternary shortening in the southern Neuquén basin (40°S, Argentina). *Terra Nova* 27: 426–432.
- James, M.R., Robson, S., d'Oleire-Oltmanns, S. y Niethammer, U. 2017. Optimising UAV topographic surveys processed with structure-from-motion: Ground control quality, quantity and bundle adjustment. *Geomorphology* 280: 51–66.
- López, M., García, M., Bucher, J., Funes, D.S., D'Elia, L., Bilmes, A., Naipauer, M., Sato, A.M., Valencia, V.A. y Franzese, J.R. 2019. Structural evolution of The Collón Cura basin: Tectonic implications for the north Patagonian Broken Foreland. *Journal of South American Earth Sciences* 93: 424-438.

- Marjoribanks R. 2010. *Geological Methods in Mineral Exploration and Mining*, 2nd ed. Springer-Verlag Berlin, 233 p., Heidelberg.
- Marshall, L.G., Pascual, R., Curtis, G.H. y Drake, R.E. 1977. South American geochronology: radiometric time scale for middle to late Tertiary mammalbearing horizons in Patagonia. *Science* 195: 1325–1328.
- Mazzoni, M.M. y Benvenuto, A. 1990. Radiometric Ages of Tertiary Ignimbrites and the Collón Cura Formation, Northwestern Patagonia. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2:87–90, San Juan.
- Mosquera, A. y Ramos, V.A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.), *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*. Geological Society of America, Special Publication 407: 97-123, Boulder.
- Nullo, F.E. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, Provincia de Río Negro. SEGEMAR, 88 p., Buenos Aires.
- 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(3) doi:10.1029/2011TC003084.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6: 233-248.
- Petrinovic, I.A. y D'Elia L. 2018. Rocas Volcanoclásticas: Depósitos, Procesos y Modelos de Facies. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial N° 3, 184p., Buenos Aires.
- Poblet, J. 2012. 2D Kinematic Models of Growth Fault-Related Fold. En: Allen P.A. y Allen J.R. (Eds.), *Contractional Settings. Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. Wiley-Blackwell 538-564, Oxford.
- Ragan, D.M. 2009. *Structural geology: an introduction to geometrical techniques*. Fourth Edition. Cambridge University Press, 622 p., Cambridge.

- Ramos, M.E., Folguera, A., Fennell, L., Gimenez, M., Litvak, V.D., Dzierma, Y. y Ramos, V.A. 2014. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes from field and gravity data (39-40°S). *Journal of South American Earth Sciences* 51: 59–75.
- Ramos, M.E., Tobal, J.E., Sagripanti, L., Folguera, A., Orts, D.L., Giménez, M. y Ramos, V.A. 2015. The North Patagonian orogenic front and related foreland evolution during the Miocene, analyzed from synorogenic sedimentation and U-Pb dating (~42° S). *Journal of South American Earth Sciences* 64: 467–485.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 99-118, Neuquén.
- Rolleri, E.O., Guichon, M.E., Rabasa, J y Scanavino, R.A. 1976. Estudio geológico del valle del río Limay entre Piedra del Águila y el Paso Limay (provincias del Neuquén y del Río Negro) 6° Congreso Geológico Argentino, Actas I: 498-523, Bahía Blanca.
- Rosenau, M., Melnick, D. y Echtler, H. 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38° S and 42° S latitude. *Tectonics* 25(4).
- Rowland, S.M., Duebendorfer, E.M. y Schiefelbein, I.M. 2007. Structural analysis and synthesis: a laboratory course in structural geology. Third edition. Blackwell Publishing Ltd, 322p., Malden.
- Shaw, J.H., Nova, E. y Connors, C.D. 2004. Structural controls on growth stratigraphy in contractional fault-related folds. En: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 82: 400-412, Tulsa.
- Snavely, N., Seitz, S.M. y Szeliski, R. 2008. Modeling the world from internet photocollections. *International Journal of Computer Vision* 80: 189-210.
- Somoza, R., Singer, S. y Tomlinson, A. 1999. Paleomagnetic study of upper Miocene rocks from northern Chile: Implications for the origin of Late Miocene-Recent tectonic rotations in the southern Central Andes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104(B10): 22923-22936.

- Storti, F. y Poblet, J. 1997. Growth stratal architectures associated to decollement folds and fault-propagation folds. Inferences on fold kinematics. *Tectonophysics* 282: 353-373.
- Suppe, J. y Medwede, D.A. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helveticae* 83: 409-454.
- Suppe, J., Chou, G.T. y Hook, S.C. 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. En: McClay, K.R. (ed.), *Thrust Tectonics*. Springer: 105-121, Dordrecht.
- Tonkin, T.N., Midgley, N.G., Graham, D.J. y Labadz, J.C. 2014. The potential of small unmanned aircraft systems and structure-from-motion for topographic surveys: A test of emerging integrated approaches at Cwm Idwal, North Wales. *Geomorphology* 226: 35-43.
- 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: 167-187.
- Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J. y Reynolds, J.M. 2012. "Structure-from-Motion" photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology* 179: 300-314.
- Wilson, R.W., McCaffrey, K.J.W., Jones, R.R., Clegg, P. y Holdsworth, R.E. 2005. Digital Mapping of Lofoten's faults. *Geoscientist* 15: 4-9.
- Yrigoyen, M.R., 1969. Problemas estratigráficos del terciario de Argentina. *Ameghiniana* 6: 315-329.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación de la zona de estudio; a) Localización de la zona de estudio dentro del sector norte del antepaís fragmentado patagónico (Ñ: cuenca de Ñirihuau, CC: cuenca de Collón Cura, AL: cuenca de Aluminé, PDA: cuenca de Piedra del Águila, PL: cuenca de Picún Leufú, M: cuenca de Maquinchao); b) Unidades morfoestructurales del retroarco de los Andes Norpatagónicos; c) Mapa geológico del sector oriental del Macizo de Sañicó (tomado de D'Elia *et al.* 2020).

Figura 2. Estratigrafía del área de estudio.

Figura 3. Fotografía de afloramiento en donde se muestran las unidades miocenas del área de estudio. Nótese a las diferentes secciones de la Formación La Pava conformando desde una estructura homoclinal hasta pliegues de crecimiento (líneas punteadas rojas marcan el desarrollo de las discordancias progresivas).

Tabla I. Resumen de las características técnicas, relevamiento, procesado y post-procesado para la realización del modelo virtual de afloramiento.

Figura 4. Alto del Cerro Roth; a) Perfil Geológico del Alto del Cerro Roth (véase figura 1 para localización y referencias); b) Fotografía de afloramiento mostrando la relación tectónica de la falla del Alto del Cerro Roth con las unidades estratigráficas del área de estudio (tomada de D'Elia *et al.* 2020).

Figura 5. Alto de Piedra de Águila; a) Perfil Geológico del Alto de Piedra de Águila (véase figura 1 para localización y referencias); b) Fotografía de afloramiento mostrando la relación tectónica del sistema de falla del Alto de Piedra de Águila con las unidades estratigráficas del área de estudio (tomada de D'Elia *et al.* 2020).

Figura 6. Análisis estructural mediante estaciones de muestreo; a) estaciones de muestreo relevadas; b) Estructuras tectónicas desarrolladas para la sección inferior de la Formación La Pava. Capas restauradas de la sección inferior de la Formación La Pava; c) Estructuras tectónicas desarrolladas para la sección media y superior de la Formación La Pava. Cuadrado rojo indica sitio de relevamiento del Afloramiento Virtual.

Figura 7. Resultado del análisis estructural y de superficies mediante el programa VRGS® (véase Fig. 1 y 6 para localización del relevamiento del Afloramiento Virtual); a) Modelo virtual de afloramiento interpretado. d_x superficies de discontinuidad reconstruidas que limitan las diferentes secciones de la Formación La Pava; b) Esquema espesor real acumulado versus dirección de buzamiento e inclinación de las discordancias progresivas identificadas para las diferentes secciones de la Formación La Pava.

Figura 8. Bloques diagramas mostrando el modelo estructural y la distribución temporal de la deformación durante la configuración de la cuenca de Piedra del Águila.

MANUSCRITO ACEPTADO

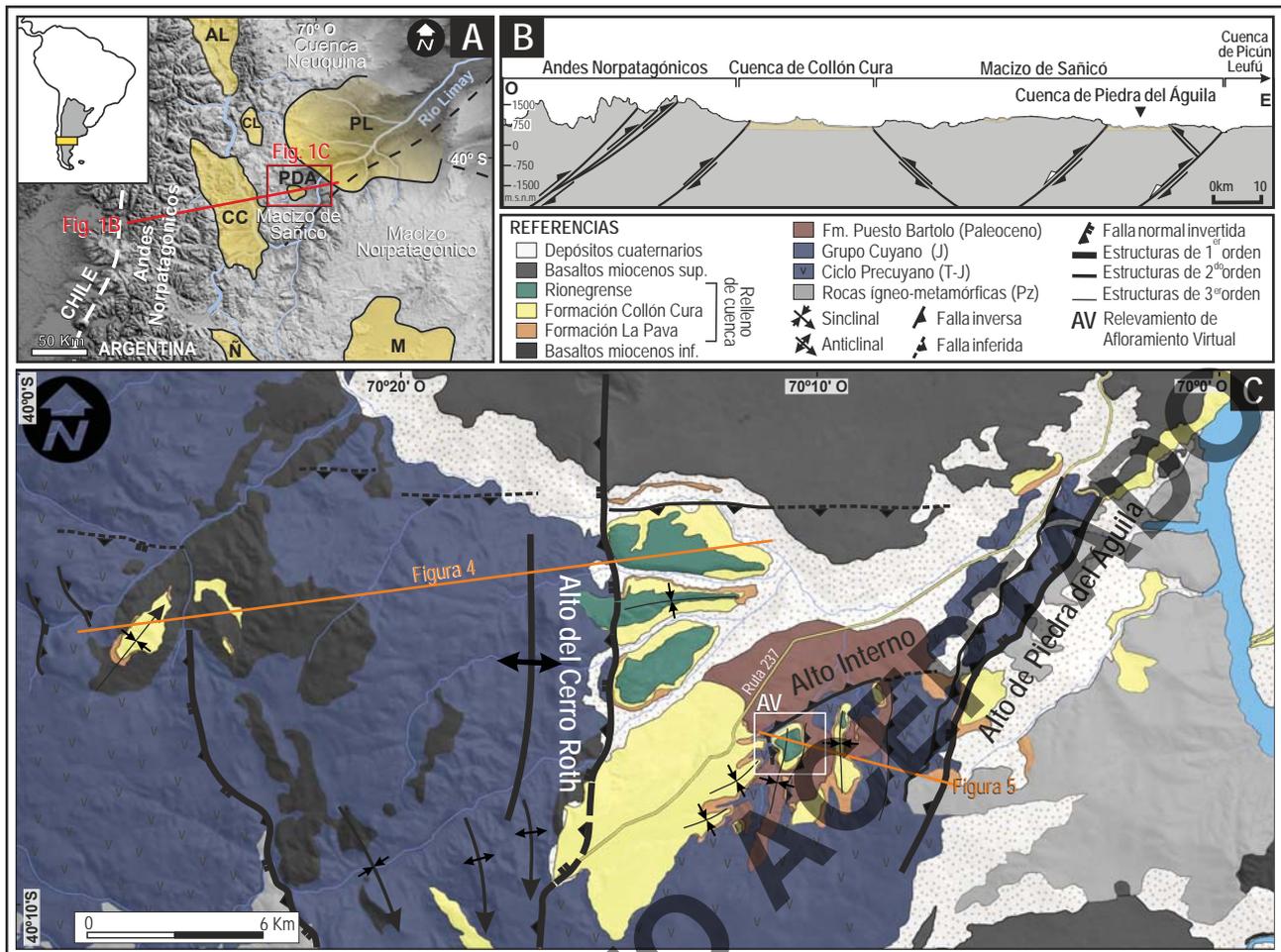


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio; a) Localización de la zona de estudio dentro del sector norte del antepaís fragmentado patagónico (Ñ: cuenca de Ñirihuau, CC: cuenca de Collón Cura, AL: cuenca de Aluminé, PDA: cuenca de Piedra del Águila, PL: cuenca de Picún Leufú, M: cuenca de Maquinchao); b) Unidades morfoestructurales del retroarco de los Andes Norpatagónicos; c) Mapa geológico del sector oriental del Macizo de Sañicó (tomado de D'Elia et al. 2020).

ERA	Período	ÉPOCA	ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		
		PLEISTOCENO		
	NEOGENO	PLIOCENO	14,1 Ma (Mazzoni y Benvenuto 1990)	
		MIOCENO	Sup.	Formación Coyocho
			Med.	Rionegrense
			Inf.	Fm. Collón Cura Fm. La Pava
	P		Formación Cerro Petiso	Relleno de cuenca neógeno
		OLIGOCENO	18,86 ± 0,05 Ma (D'Elia et al. 2020)	
		EOCENO		
		PALEOCENO	Formación Puesto Bartolo	
MESOZOICO	J	SUPERIOR		
		MEDIO		
		INFERIOR	Relleno de la Cuenca Neuquina Ciclo Precuyano y Grupo Cuyano	
	TRIÁSICO			
	PALEOZOICO		Basamento ígneo-metamórfico Fms. Cushamen y Mamil Choique	

Figura 2. Estratigrafía del área de estudio.

MANUSCRITO ACEPTADO



Figura 3. Fotografía de afloramiento en donde se muestran las unidades miocenas del área de estudio. Nótese a las diferentes secciones de la Formación La Pava conformando desde una estructura homoclinal hasta pliegues de crecimiento (líneas punteadas rojas marcan el desarrollo de las discordancias progresivas).

MANUSCRITO ACEPTADO

Tipo de modelado	Modelo Virtual de Afloramiento
Cobertura superficial	30949 m ²
Plataforma de adquisición	Terreste <i>Hand-held</i>
Cámara	Canon SX40 HS
Megapíxeles	10
Distancia focal	4,3 mm
Cantidad de fotos	340
Posiciones de la cámaras	340
Distancia de cámara a afloramiento (Max-Min)	200 – 5 m
<i>Software</i> de procesado	Agisoft Photoscan Professional®
Modelo Nube Densa (<i>dense cloud</i>)	22.700.270 puntos
Tipo de georeferenciación	Método de campo: ET + dGPS
Puntos de georeferenciación (<i>ground control points</i>)	7
Puntos de control complementarios (<i>check points</i>)	6
Resolución final del modelo	0,04 m
Error Cuadrático Medio (RMSE)	0,02 m
<i>Software</i> de post-procesado	Cloud Compare® – VRGS®
Validación geológica	3 Estaciones de control

Tabla I. Resumen de las características técnicas, relevamiento, procesado y post-procesado para la realización del modelo virtual de afloramiento.

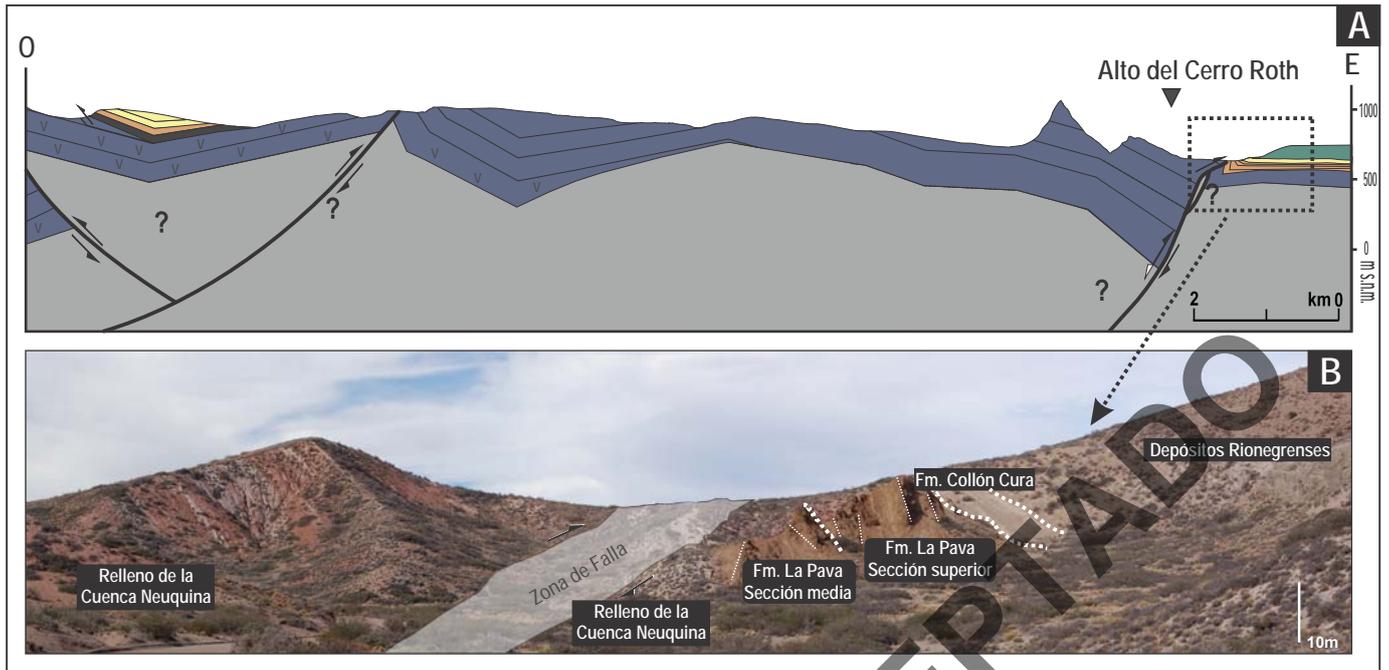


Figura 4. Alto del Cerro Roth; a) Perfil Geológico del Alto del Cerro Roth (véase figura 1 para localización y referencias); b) Fotografía de afloramiento mostrando la relación tectónica de la falla del Alto del Cerro Roth con las unidades estratigráficas del área de estudio (tomada de D'Elia et al. 2020).

MANUSCRITO ACEPTADO

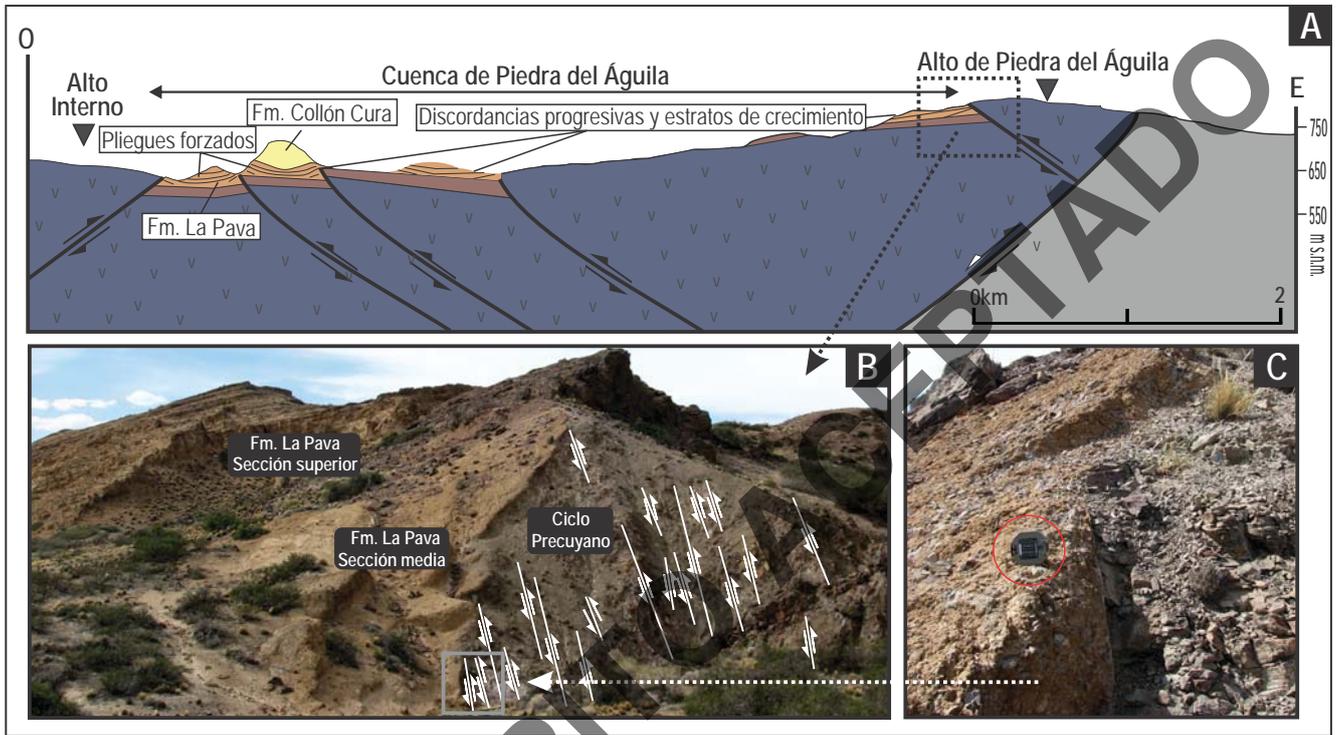


Figura 5. Alto de Piedra de Águila; a) Perfil Geológico del Alto de Piedra de Águila (véase figura 1 para localización y referencias); b) Fotografía de afloramiento mostrando la relación tectónica del sistema de falla del Alto de Piedra de Águila con las unidades estratigráficas del área de estudio (tomada de D'Elia et al. 2020).

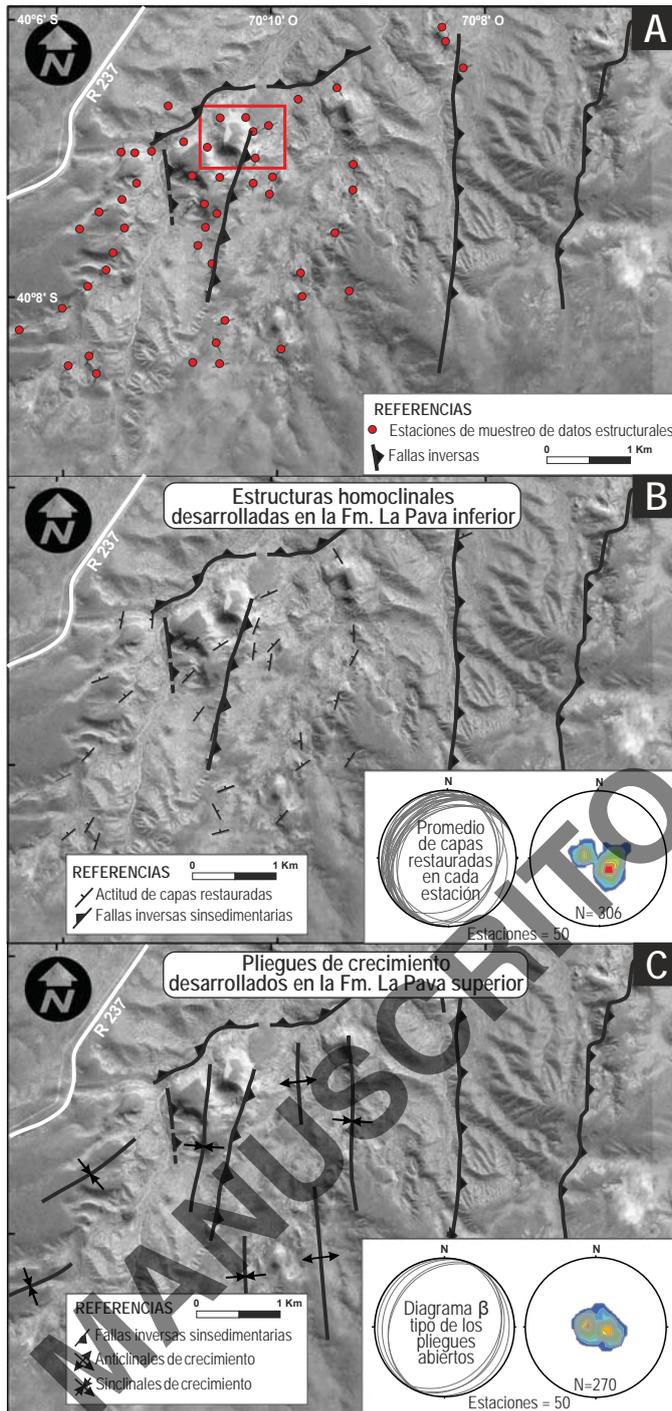


Figura 6. Análisis estructural mediante estaciones de muestreo; a) estaciones de muestreo relevadas; b) Estructuras tectónicas desarrolladas para la sección inferior de la Formación La Pava. Capas restauradas de la sección inferior de la Formación La Pava; c) Estructuras tectónicas desarrolladas para la sección media y superior de la Formación La Pava. Cuadrado rojo indica sitio de relevamiento del Afloramiento Virtual.

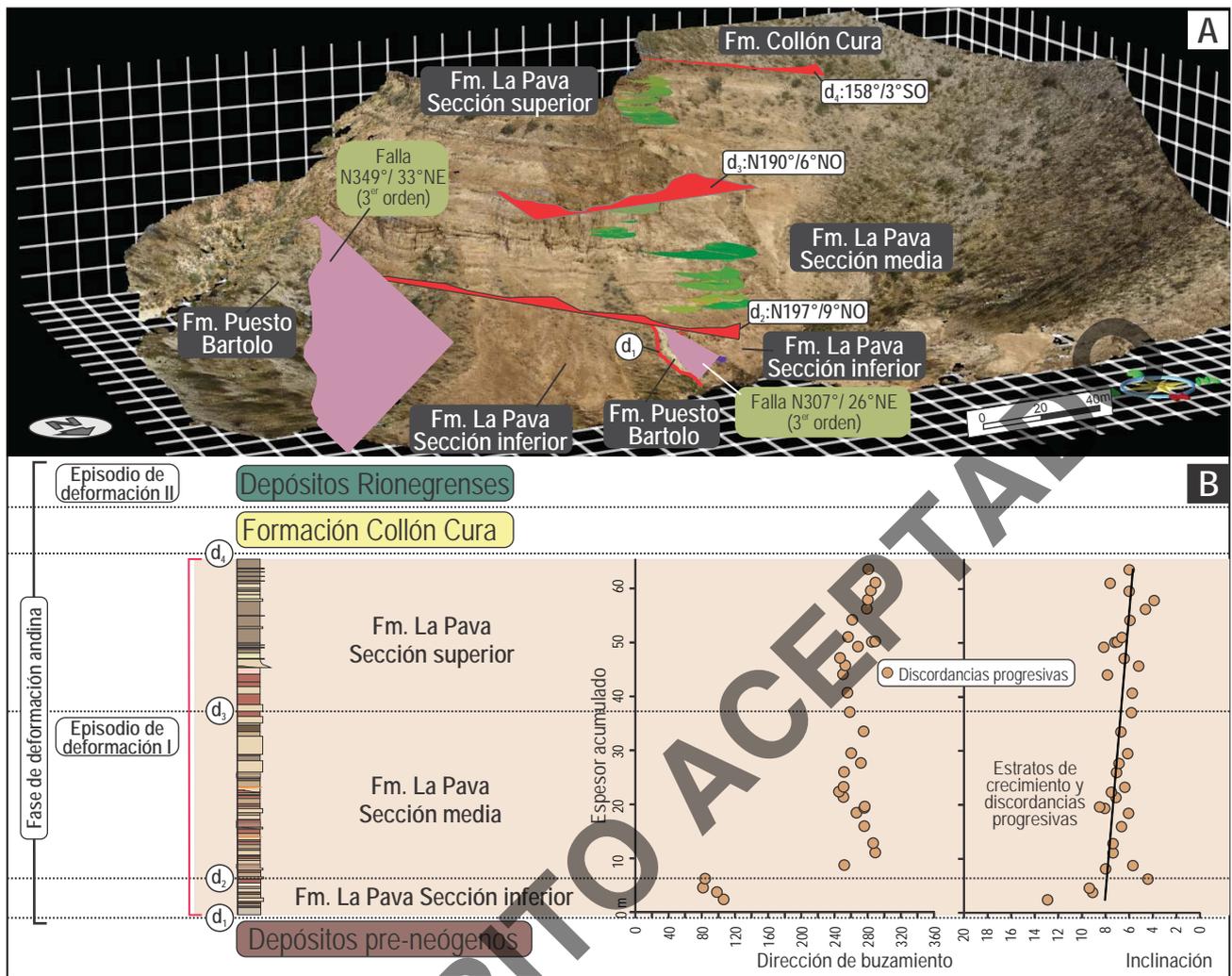


Figura 7. Resultado del análisis estructural y de superficies mediante el programa VRGS® (véase Fig. 1 y 6 para localización del relevamiento del Afloramiento Virtual); a) Modelo virtual de afloramiento interpretado. dx superficies de discontinuidad reconstruidas que limitan las diferentes secciones de la Formación La Pava; b) Esquema espesor real acumulado versus dirección de buzamiento e inclinación de las discordancias progresivas identificadas para las diferentes secciones de la Formación La Pava.

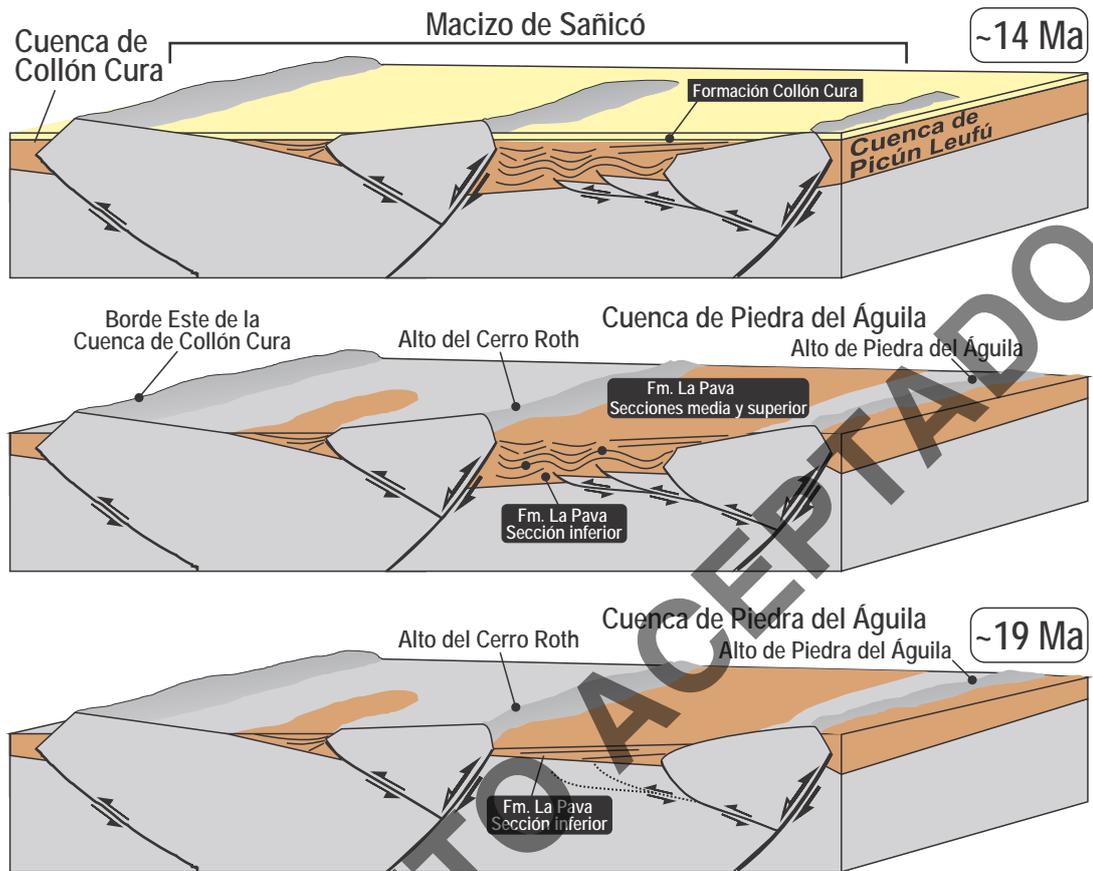


Figura 8. Bloques diagramas mostrando el modelo estructural y la distribución temporal de la deformación durante la configuración de la cuenca de Piedra del Águila.