

Ciclos tectónicos, volcánicos y sedimentarios del Cenozoico del sur de Mendoza-Argentina (35°-37°S y 69°30'W)

Ana María Combina¹, Francisco Nullo²

¹ CONICET-Instituto de Investigaciones Geológicas. Universidad Nacional de La Rioja. Av. René Favaloro s/n, (5300) La Rioja. La Rioja, Argentina.

ana.maria.combina@gmail.com

² CONICET-Departamento de Geología, Universidad de Buenos Aires. Ciudad Universitaria, Pabellón II, 1428, Buenos Aires, Argentina.

nullo@newphoenixsrl.com

RESUMEN. En este trabajo se describe la estratigrafía sedimentaria y volcánica asociada a los procesos de deformación de las unidades con edades del Cretácico Tardío al Plioceno Tardío aflorantes en el sur de Mendoza, Argentina, entre los ríos Atuel y Barrancas en el ámbito de la Cordillera Principal. Se proponen tres ciclos tectovolcano-sedimentarios, limitados por discordancias regionales generadas por la acción de las Fases Incaica, Quechua, Pehuenche y Diaguita. El primer ciclo comprende las unidades volcánicas y sedimentarias del Cretácico Superior hasta el Oligoceno Superior (Formaciones Roca y Pircala-Coihueco y el Ciclo Eruptivo Molle). El segundo abarca desde el Oligoceno Tardío al Mioceno Tardío (Formación Agua de la Piedra y las Andesitas Huincán). Por último, el tercer ciclo comprende desde el Mioceno Tardío al Plioceno (Formaciones Butaló, Pincheiras, Loma Fiera, Río Diamante y las Andesitas La Brea).

Palabras clave: Estratigrafía, Volcanismo, Cenozoico, Sur de Mendoza, Argentina.

ABSTRACT. Cenozoic tectonic, volcanic and sedimentary cycles in southern Mendoza Province, Argentina (35°-37°S y 69°30'W). This article describes the volcanic and sedimentary stratigraphy and their associated processes with the Andean deformation during the Late Cretaceous to Late Pliocene. The studied area is located between the Atuel and Barrancas rivers and the Main Cordillera, in southern Mendoza, Argentina. Three tectovolcano-sedimentary cycles limited by regional discordances (Inca, Quechua, Pehuenche and Diaguita) are proposed. The first comprises Upper Oligocene to Upper Miocene volcanic and sedimentary units (Roca and Pircala-Coihueco formations and the Volcanic Cycle Molle). The second extends from the Late Oligocene to Late Miocene (Agua de la Piedra Formation and the Huincán Andesites volcanic cycle). Finally, the third cycle ranges from the Late Miocene to Pliocene (Butaló, Pincheiras, Loma Fiera and Río Diamante formations and La Brea Andesites).

Keywords: Stratigraphy, Volcanism, Cenozoic, Southern Mendoza, Argentina.

1. Introducción

La sedimentación cenozoica en el ámbito cordillerano del sur de la Provincia de Mendoza responde a la evolución tectónica de la faja plegada y corrida asociada a la actividad volcánica de un arco magmático contemporáneo. Esta conjunción de eventos, generó una columna volcanoclástica, que colmató la cuenca de Malargüe. Los estudios previos realizados por Criado Roque (1950), Ramos y Nullo (1993), Yrigoyen (1993), Baldauf *et al.* (1997), Parras *et al.* (1998), Combina y Nullo (1997, 1999, 2000, 2003, 2005), Parras *et al.* (1998), Achilli *et al.* (1999), Ramos (1999a y b), Stephens *et al.* (1999), Parras y Casadío (1999), Nullo *et al.* (2002, 2004), Narciso (2004), Silvestro y Kraemer (2005 a y b), Prámparo y Papú (2006), Silvestro y Atencio (2008) fueron realizados en disciplinas puntuales (paleontología, geología regional, estratigrafía, sedimentología, etc.), sin concretar un estudio global de todos los eventos que sucedieron contemporáneamente en el área estudiada. El presente trabajo tiene como objetivo resumir la evolución de los depósitos sedimentarios (clásticos, volcanoclásticos y piroclásticos) relacionados con la actividad del arco volcánico y del frente plegado y corrido durante el Cenozoico.

El área de estudio se encuentra ubicada en el sector suroeste de la Provincia de Mendoza, Argentina (Fig. 1). Las secuencias sedimentarias y los cuerpos volcánicos contemporáneos afloran desde el río Diamante, por el norte, hasta el cajón del Molle por el sur, involucrando sedimentitas continentales y marinas del Cretácico Tardío (Grupo Malargüe, Maastrichtiano-Paleoceno?) y a las secuencias sedimentarias, volcanitas y cuerpos subvolcánicos del Paleógeno y Neógeno (Fig. 2). Se establecieron las edades de acuerdo a la Carta Estratigráfica Internacional (2009).

2. Secuencias sedimentarias

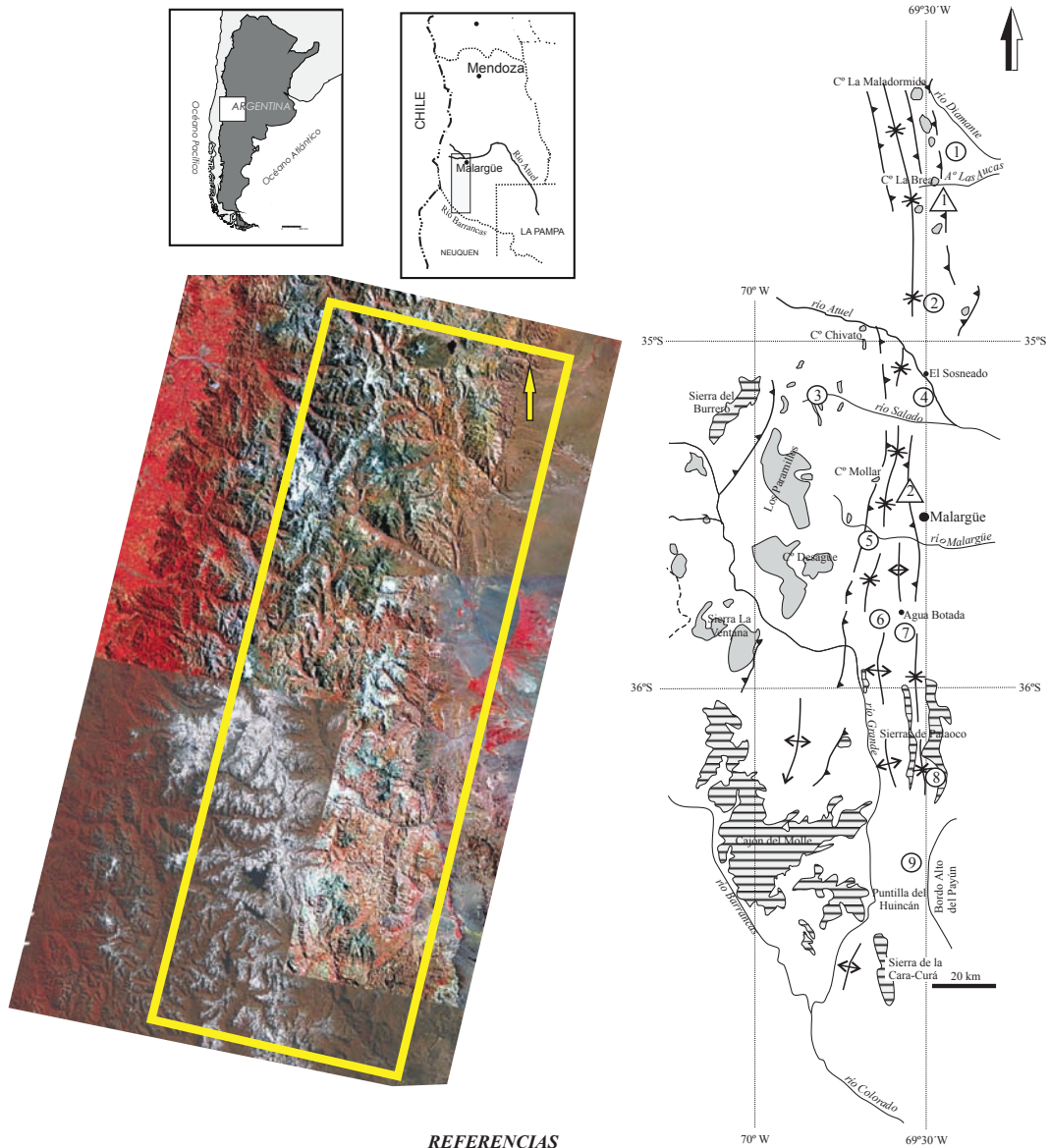
Las secuencias sedimentarias cenozoicas estudiadas se apoyan comúnmente sobre la sección superior de las formaciones Roca y Pircala-Coihueco del Cretácico Tardío a Paleógeno Temprano. La primera presenta una amplia distribución dentro de la Cuenca Neuquina, mientras la segunda está restringida a sectores occidentales en el área del Sosneado (Combina y Nullo, 2002 y 2005), bordo Alto del Payún, sierra de Cara Cura (Narciso, 2004), Quebrada Fiera (Gorroño *et al.*, 1978) y Cerro Butaló (Prámparo y Papú, 2006).

2.1. Formaciones Roca y Pircala-Coihueco

La Formación Roca está constituida por una sucesión continua de rocas carbonáticas ('grainstones' oolíticos grises y amarillos) y vaques finas de colores rojizos con ostracodos, pelecípodos, gastrópodos, ammonites, charáceas (Narciso, 2004 y Nullo *et al.*, 2005), quistes de dinoflagelados, acritarcos y algas verdes (Prámparo y Papú, 2006); que corresponde a una plataforma carbonática externa desarrollada en un margen pasivo (Legarreta *et al.*, 1993), mientras que la Formación Pircala-Coihueco está formada por areniscas finas y pelitas volcanoclásticas de colores verdes y rojos violáceos. Yrigoyen (1993) y Legarreta y Uliana (1999) señalaron la presencia de material piroclástico en su constitución, las que arrojaron edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (roca total) que varían entre $63,5 \pm 3,2$ a $58,4 \pm 2,9$ Ma (Parras *et al.*, 1998; Parras y Casadío 1999). Esta última unidad en las Lomas de Coihueco (Fig. 3) presenta tres secciones: la sección basal comienza con intercalaciones de pequeños canales psamíticos finos, que tienden a ser aislados, dentro de pelitas verde grisáceas con alto porcentaje de trizas volcánicas, macisas y niveles aislados de aglomerados de composición traquítica. Paulatinamente los canales se expanden lateralmente con tendencia al amalgamamiento, conformando un sistema de canales fluviales de baja a moderada sinuosidad, probablemente desarrollados dentro de las planicies aluviales distales. La sección media está caracterizada por la presencia de niveles de paleosuelos, con estructuras en bloques y presencia de bioturbaciones. Los paleosuelos han sido erosionados posteriormente por canales principales con desarrollo de barras gravosas y planicies de inundación hacia el techo. Por último, la sección superior pertenece a un sistema fluvial de baja a moderada sinuosidad y alto parámetro de entrelazados con predominio de carga de lecho, mientras que en las llanuras de inundación se pueden formar áreas donde se produjo decantación, siendo muy común la presencia de depósitos de 'crevasse splay'. En las llanuras de inundación, la acreción vertical es rápida y la incisión de canales indican un paulatino y continuo ascenso en el nivel de base y alta subsidencia, lo que fuerza a los cauces fluviales a ajustarse a un perfil de equilibrio mediante una sedimentación muy rápida.

2.2. Formación Agua de la Piedra

Sobre las unidades antes descritas se dispone un espeso depósito clástico y volcanoclástico de neto origen continental, acotado por discordancias de



REFERENCIAS

- | | | | |
|---|------------------------------------|---|-------------------------|
| | Corrimiento | ③ | Las Leñas |
| | Anticlinal | ④ | Lomas de Coihueco |
| | Sinclinal | ⑤ | Castillos de Pincheiras |
| | Corrimiento El Sosneado | ⑥ | Agua Botada |
| | Faja Corrida y Plegada de Malargüe | ⑦ | Cerro Butaló |
| ① | Cuchilla de la Tristeza | ⑧ | Cajón de los Caballos |
| ② | Loma Fiera | ⑨ | Quebrada Fiera |
| | | | Ciclo Eruptivo Huicán |
| | | | Ciclo Eruptivo Molle |

FIG. 1. Mapa de ubicación de área estudiada.

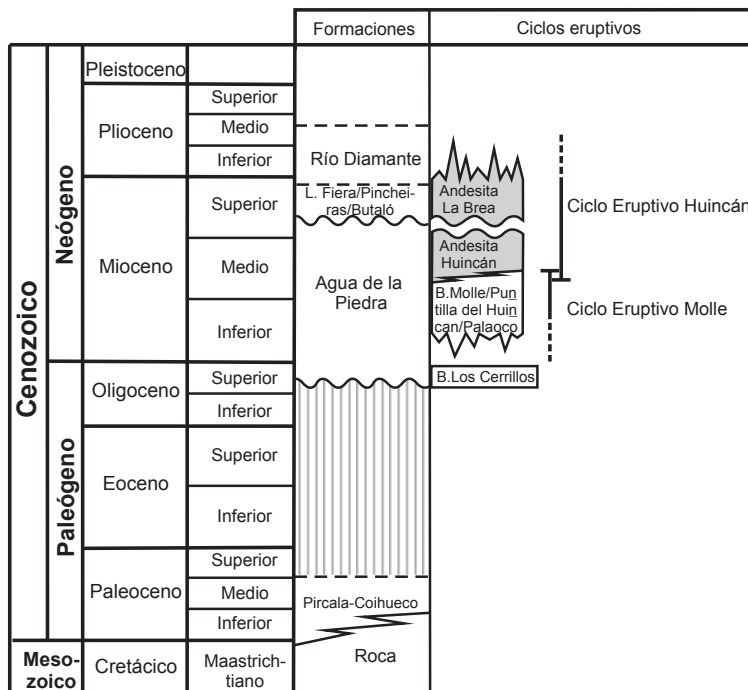


FIG. 2. Cuadro estratigráfico local.

carácter regional que fue denominado Formación Agua de la Piedra Criado Roque, 1950. Sus exposiciones se reconocen desde la Cuchilla de la Tristeza hasta el Bordo Alto del Payún (Fig. 1). Su posición estratigráfica ha sido discutida por distintos autores, que le asignaron una edad oligocena en el sur, por la presencia de fósiles típicos como *Pyrotherium Ameghino*, 1888 y *Proborhyaena gigantea* Ameghino, 1897 (Gorroño *et al.*, 1978) y por correlaciones regionales (Criado Roque, 1950; Bettini *et al.*, 1978; Gorroño *et al.*, 1978; Kozlowsky, 1984; Kozlowsky *et al.*, 2008; Yrigoyen 1993; Cerdeño 2007).

Los depósitos del norte fueron asignados por otros autores al Mioceno Tardío (Baldauf *et al.*, 1997; Combina *et al.*, 1997; Nullo *et al.*, 2005; Combina y Nullo, 2005), basados en dataciones radiométricas ⁴⁰Ar/³⁹Ar efectuadas sobre anfíboles en los clastos andesíticos de la sección inferior en la Cuchilla de la Tristeza, que arrojaron edades entre 12,4±1,2 y 8,8±0,4 Ma, lo cual planteó una disparidad del rango de los 10 Ma para la misma unidad entre el sur y el norte (Combina y Nullo, 2008).

La Formación Agua de la Piedra presenta dos secciones con características propias. La sección basal, que se dispone discordante sobre la Forma-

ción Pircala-Coihueco y está compuesta por un nivel conglomerádico clasto o matriz soportado de composición heterogénea. Algunos clastos presentan barniz del desierto, mientras que todos poseen un alto grado de redondeamiento. La matriz puede variar desde tobáceo/argilítica blanca hasta pelítica rojiza, con un espesor entre 25 a 50 m. A este nivel se lo ha denominado originalmente como ‘Rodados Lustrosos’ siendo su nombre mantenido por diversos autores en la literatura geológica en toda el área de estudio. La composición de los clastos en los afloramientos australes son riolitas y rocas carbonáticas mesozoicas (Fig. 3a), mientras que en los de las Lomas de Coihueco y Cuchilla de la Tristeza su composición es predominantemente de andesitas anfibólicas (Fig. 3b). La presencia de estos conglomerados ha sido señalada como respuesta a la acción de la Fase Orogénica Pehuenche (Combina y Nullo, 2008).

La sección superior de esta unidad está constituida por una sucesión sedimentaria cuyo espesor varía entre 40 y 110 m, dependiendo de su localización. En el sur del área de estudio, en Quebrada Fiera y otras localidades cercanas, es una sucesión uniforme de paleosuelos tobáceos intercalados con niveles de ignimbritas y oleadas piroclásticas (40 m), de colores



FIG. 3. Los 'Rodados Lustrosos' **a.** rodados lustrosos en la Quebrada Fiera (afloramientos australes de la Formación Agua de la Piedra) y **b.** rodados lustrosos en la Cuchilla de la Tristeza (afloramientos septentrionales de la Formación Agua de la Piedra).

muy claros (ocre a blanquecino), y contienen fauna mamalífera de edad deseadeense (Fig. 4a), siendo cubierta por basaltos pertenecientes al Basalto Palaoco del Ciclo Eruptivo Molle.

Al norte, en las Lomas de Coihueco y Cuchilla de la Tristeza, la sección superior se presenta como una sucesión netamente continental de más de 105 m de espesor, de areniscas y conglomerados con matriz tobácea en un arreglo estratigráfico granoestrato creciente, que es interpretada como un sistema de abanicos coalescentes y eolianitas distales (Combina *et al.*, 1994, 1997; Combina, 2006), (Fig. 4b). En discordancia sobre esta sección superior se disponen las formaciones Loma Fiera y Pincheiras.

2.3. Formaciones Loma Fiera, Pincheiras y Butaló

La Formación Loma Fiera fue descrita por Yrigoyen (1993) como un conjunto de tobas de lapilli, aglomerados, areniscas tobáceas, niveles de carbonatos y conglomerados de colores rosados, grises y blancos suaves, de espesores variables entre 50 y 100 m, que yace en discordancia sobre la Formación Agua de la Piedra. Combina y Nullo (2000) la interpretaron como un conjunto de oleadas piroclásticas (secas y húmedas), lahares con niveles de carbonatos hidrotermales.

Intercalados con los depósitos volcanoclásticos, se disponen niveles de areniscas gruesas y conglomerados, que se interpretaron como momentos de baja actividad volcánica donde predominó el desarrollo de sistemas fluviales (Combina y Nullo, 2000).

La Formación Pincheiras, fue definida por Criado

Roque (1950) para los afloramientos que se ubican sobre el río Malargüe, con espesores superiores a los 400 m. Este potente paquete volcanoclástico está integrado por una sucesión de tobas, tobas aglomerádicas, aglomerados volcánicos de composición andesítica a basandesítica y conglomerados de coloración pardo amarillento a blanquecino, interpretada como depósitos de ignimbritas, oleadas piroclásticas, sistemas fluviales y lahares (Combina *et al.*, 2000; Silvestro *et al.*, 2005; Silvestro y Atencio, 2008).

Es interesante destacar la presencia de carbonatos sinsedimentarios de origen hidrotermal, en las formaciones Pincheiras y Loma Fiera (Combina *et al.*, 2006; Combina y Nullo, 2010), los que fueron relacionados con fenómenos de hidrotermalismo contemporáneos al volcanismo.

La Formación Butaló (Criado Roque, 1950) aflora el noreste de Bardas Blancas con un espesor de aproximadamente 400 m. Está compuesta por tres miembros, el inferior y el superior son clásticos con areniscas y arcilitas de colores claros, gris a verdoso, con escasa participación piroclástica, mientras que el intermedio está constituido por tobas, brechas y aglomerados blanquecinos (Yrigoyen, 1993).

Estas tres unidades se relacionan temporalmente debido a que tienen edades radiométricas equivalentes. La Formación Loma Fiera es del Mioceno Tardío con edades entre $10,5 \pm 1,0$ y $10,0 \pm 0,2$ Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre anfíboles (Baldauf, 1993, Baldauf *et al.*, 1997). La Formación Pincheira arrojó $10,8 \pm 0,8$ Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre roca total), mientras que la Formación Butaló es asignada al Mioceno Tardío (Yrigoyen, 1993), basada en sus relaciones estratigráficas.

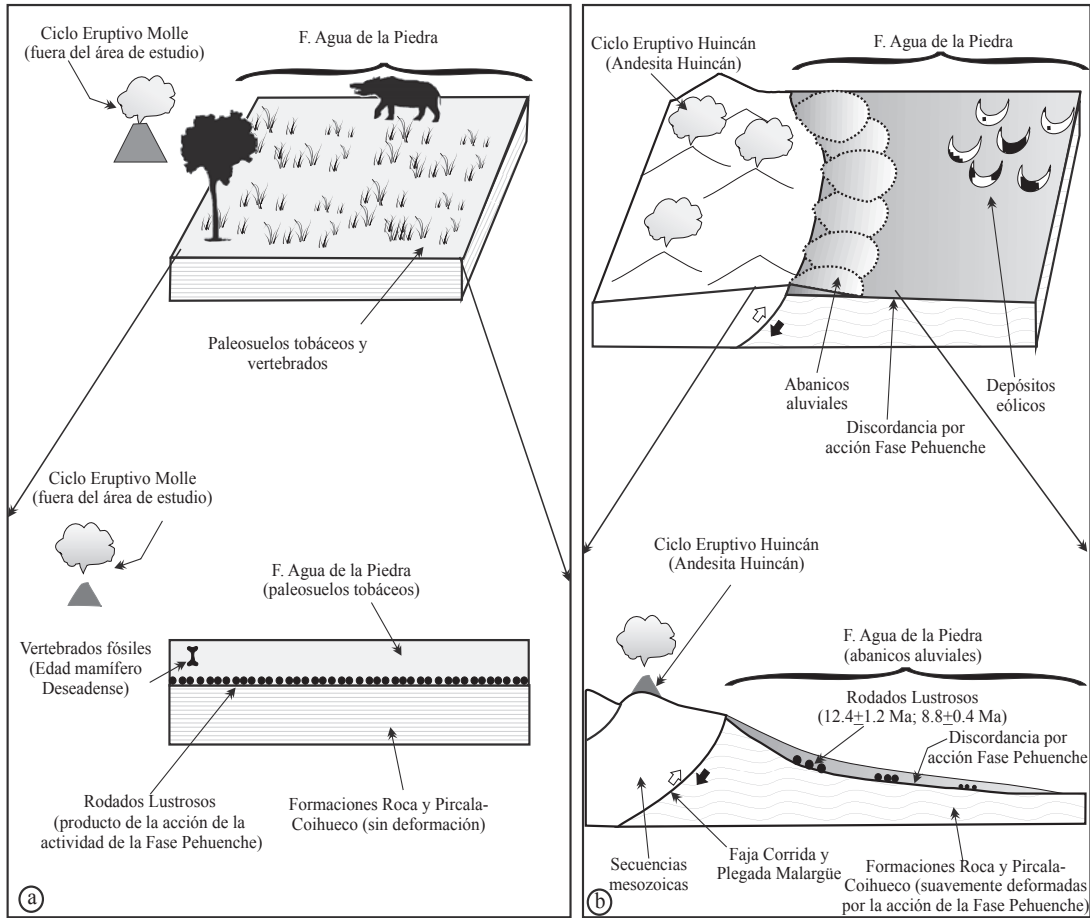


FIG. 4. Modelos paleoambientales simplificados para la Formación Agua de la Piedra. **a.** paleoambiente de sedimentación paleógena austral (Quebrada Fiera); **b.** paleoambiente de sedimentación neógenos para afloramientos septentrionales (Cuchilla de la Tristeza).

2.4. Formación Río Diamante

Cubriendo gran parte de los asomos anteriores, en el norte de la región estudiada, se dispone la Formación Río Diamante (Combina *et al.*, 1993). Es una secuencia de espesores variables entre 100 y 300 m. Está caracterizada por un conjunto de conglomerados, con intercalaciones de niveles volcanoclásticos y piroclásticos (ignimbritas), de color rosado claro a pardo claro, depositada en sectores medios a distales de abanicos aluviales coalescentes, los que fueron influenciados por la actividad volcánica. Su base presenta un contacto transicional o con suave discordancia sobre las formaciones Agua de la Piedra y Loma Fiera. Por sus relaciones estratigráficas con las unidades subyacentes se la ubica entre el Mioceno Tardío al Plioceno (Combina y Nullo, 1997).

3. Secuencias volcánicas

La evolución del arco volcánico y del retroarco durante el Neógeno para este sector del sur mendocino se caracterizó por tener una intensa actividad. Acorde con la información radiométrica disponible, las primeras manifestaciones de actividad volcánica en el este del frente plegado y corrido ocurrieron aproximadamente entre 24 y 20 Ma, para declinar sobre los 5 Ma, mientras que hacia el oeste y sudoeste se disponen eventos magmáticos algo más antiguos, entre 42 a 49 Ma (Ramos y Nullo, 1993; Combina y Nullo, 2005).

Se han reconocido inicialmente secuencias volcánicas de retroarco que se reunieron en el Ciclo Eruptivo Molle asignado al Oligoceno a Mioceno Temprano. Más tarde tuvo lugar la actividad de un

arco volcánico sobreimpuesto a la estructuración de la faja plegada y corrida, que fue reunido en el Ciclo Eruptivo Huincán del Mioceno Temprano al Mioceno Tardío-Plioceno (Nullo *et al.*, 2002).

3.1. Retroarco (Ciclo Eruptivo Molle)

Las volcanitas reconocidas del Ciclo Eruptivo Molle en esta región (Nullo *et al.*, 2002) están formadas de modo preponderante por coladas basálticas mantiformes y subordinadamente andesitas y riolitas. Lo integran en este sector, el Basalto Molle, Basalto Puntilla de Huincán, Basalto Palaoco y el Complejo Volcánico Cordón del Burrero (Sruoga *et al.*, 2008) y basaltos del Cajón de los Caballos (Silvestro y Atencio, 2008) nominados de acuerdo a las localidades de sus afloramientos (Fig. 5).

El Basalto Molle en su localidad tipo son flujos lávicos subhorizontales con espesores mayores de 100 m de color negro o gris oscuros, con textura afanítica, dispuestos en el área del Cajón del Molle, su edad absoluta por K-Ar, es de 17 ± 2 Ma sobre roca total (Linares y González, 1990). Los flujos lávicos del Basalto Puntilla de Huincán están integrados por basaltos oscuros, con intercalaciones de bancos de tobas blancas amarillentas. Nullo *et al.* (2002) consideraron que este basalto es contemporáneo al Basalto Molle. Más al norte, el Basalto Palaoco, en el área al sur de Bardas Blancas, está brechado, mientras que en cercanías de los Castillos de Pincheira poseen una textura porfírica. Su edad radiométrica es variable entre $14 \pm 0,7$ y 13 ± 1 Ma, determinada sobre anfíboles por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Méndez *et al.*, 1995; Baldauf, 1993). En el cajón de los Caballos (Basalto Los Cerrillos) una secuencia lávica arrojó $23,61 \pm 0,26$ Ma (Silvestro y Atencio, 2008, 2010). Estas secuencias volcánicas son interpretadas mediante estudios geoquímicos como el accionar del volcanismo de retroarco, durante las etapas extensivas de relajación del frente plegado y corrido (Ramos y Nullo, 1993; Nullo *et al.*, 2002). El Complejo Volcánico Cordón del Burrero aflorante a 80 km al oeste de Malargüe sobre el límite internacional está compuesto mayormente por basaltos, mientras que las andesitas y riolitas son subordinadas, integrándose a este ciclo sus edades radiométricas efectuadas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre sanidina varían entre $17,97 \pm 0,4$ a $16,1 \pm 0,2$ Ma y $13 \pm 0,23$ Ma. (Sruoga *et al.*, 2008).

3.2. Arco volcánico (Ciclo Eruptivo Huincán)

Con posterioridad al Ciclo Eruptivo Molle, se desarrolla un volcanismo de composición principalmente andesítica, denominado por Nullo *et al.* (2002) Ciclo Eruptivo Huincán. Las características petrológicas y geoquímicas analizadas por estos autores les permitieron establecer la presencia de un arco volcánico durante el Neógeno. Este rasgo geotectónico se localizó al oeste del retroarco representado por el Ciclo Eruptivo Molle. Su actividad comenzó aproximadamente a los 20 Ma con la intrusión de diques (Ostera *et al.*, 1999, 2005). Sin embargo, sus períodos de mayor actividad ocurrieron en dos pulsos, uno comenzó aproximadamente a los 12,5 y el otro aproximadamente a 5,9 Ma (Nullo *et al.*, 2002; Ostera *et al.*, 2005).

La actividad magmática más antigua del Ciclo Eruptivo Huincán tuvo lugar con el Complejo Intrusivo Puchenque-Atravesada, con un rango de edad que varía entre 20 y $12,5 \pm 1$ Ma, determinado por $\text{Ar}^{39}/\text{Ar}^{40}$ sobre roca total (Ostera *et al.*, 2005).

También dentro de este ciclo se ubica a un grupo de cuerpos intrusivos, diques y 'sills' desarrollados paralelamente al eje de la faja plegada, que afloran en el área que abarca entre los ríos Atuel y Grande y se han denominado Andesita Huincán (Fig. 6). Su composición es andesítica a basandesítica, son brechosos y de colores oscuros, ocasionalmente grises verdosos, con estructura porfírica y abundante hornblenda y plagioclasa.

Sobre el camino a las Leñas (Figs. 1, 6) sobre el río Salado, se disponen cuerpos regulares de basandesitas y basaltos que cortan una estructura plegada y tienen edades entre $13,0 \pm 1,0$ y $12,6 \pm 1,8$ Ma determinada sobre anfíboles por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Nullo *et al.*, 2005).

Más al sur de esta región, mantos basálticos en el tope del cerro Butaló (Figs. 1, 6) y en el sector superior de las lavas del cajón de los Caballos (Figs. 1, 6) arrojaron edades de $10,59 \pm 0,29$ y $10,83 \pm 0,09$ Ma por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, sobre roca total respectivamente (Silvestro y Atencio, 2008).

Cuerpos más jóvenes que la actividad magmática anterior fueron agrupados en la Andesita La Brea (Nullo *et al.*, 2002). Es un conjunto de pequeños cuerpos de composición andesítica, de color verde claro, que presentan cumulos de hornblendas y piroxenos. Los cuerpos tienen una orientación sudsudoeste en el área comprendida entre los ríos Diamante y Atuel (Figs. 1, 6) y su actividad ha sido referida entre $10,7 \pm 0,5$ a $5,8 \pm 0,9$ Ma en base a dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre anfíboles (Baldauf *et al.*, 1997; Nullo *et al.*, 2002).

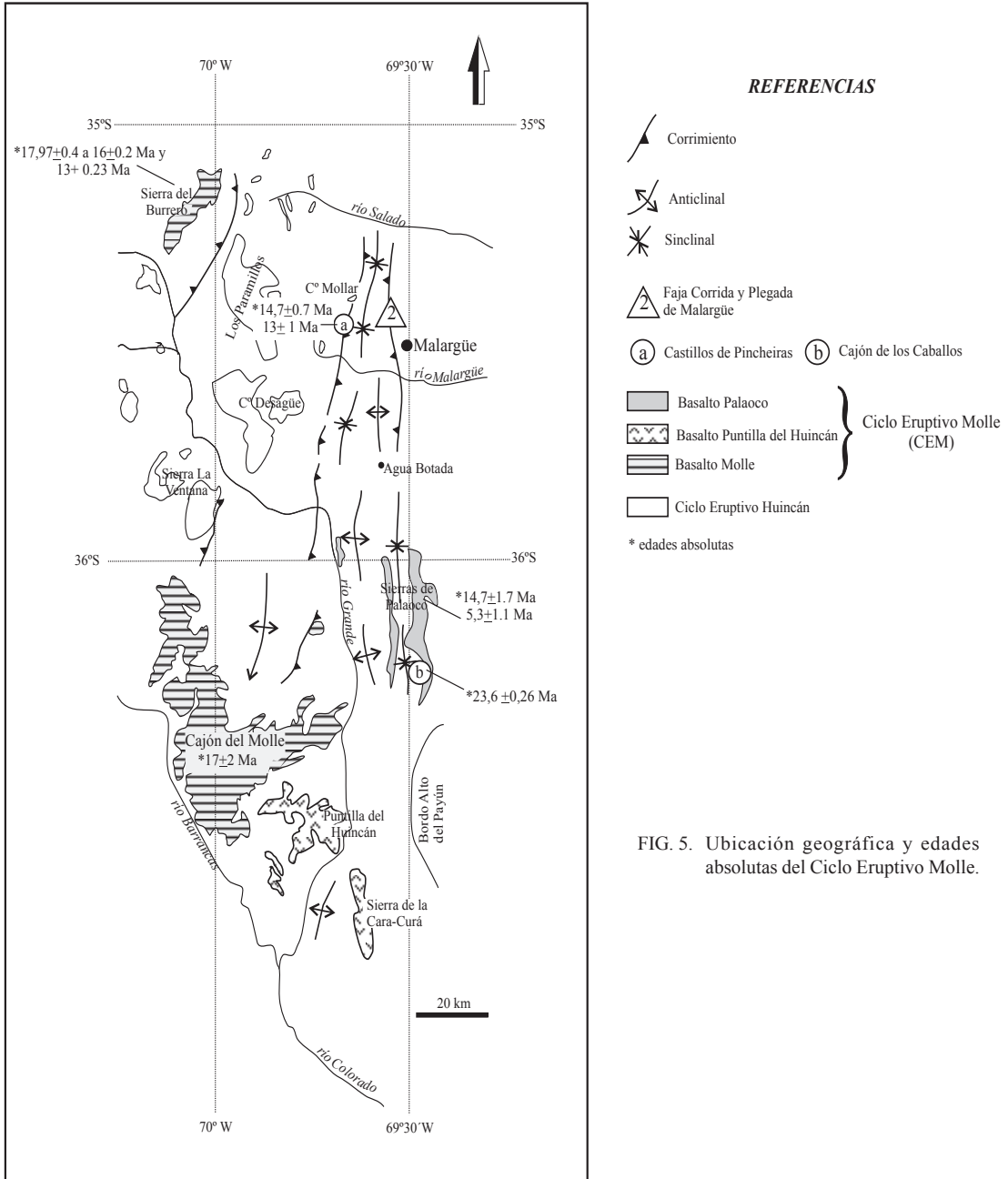


FIG. 5. Ubicación geográfica y edades absolutas del Ciclo Eruptivo Molle.

Los episodios iniciales de la Andesita La Brea se correlacionan temporalmente con depósitos piroclásticos de las formaciones Pincheiras, Loma Fiera y Butaló, de amplia distribución en la región.

El desarrollo de los eventos volcánicos (Ciclos Eruptivos Molle y Huincán) en forma paralela a la evolución tectónica de la Faja Plegada y Corrida,

muestra un desplazamiento temporal y geográfico del retroarco y del arco magmático hacia el este.

4. Evolución estratigráfica

El registro estratigráfico del Daniano al Plioceno en la región de Malargüe presenta una activa y com-

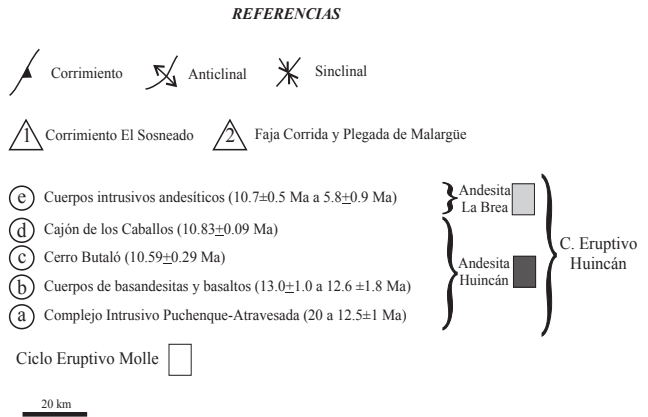
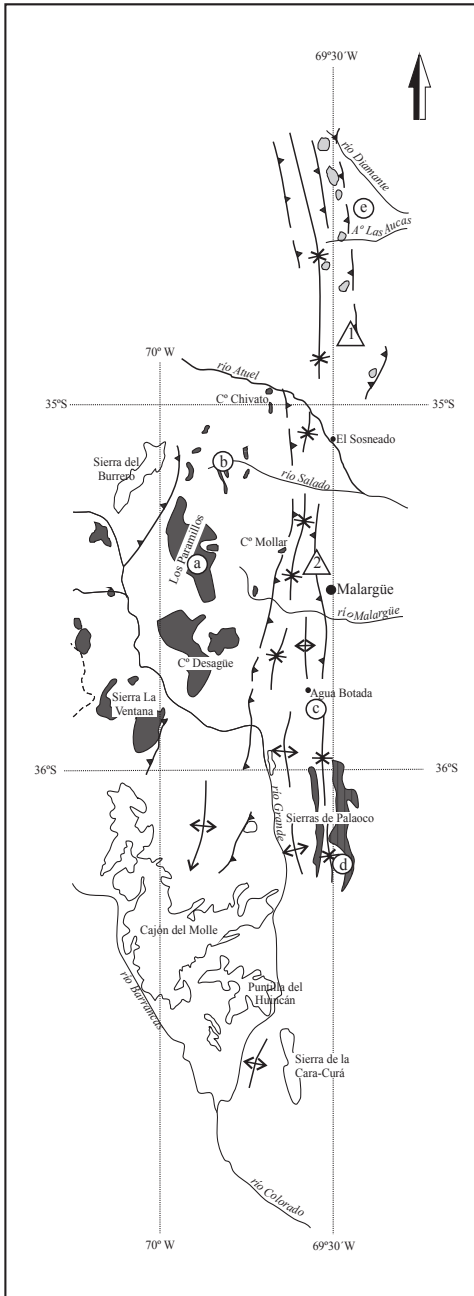


FIG. 6. Ubicación geográfica y edades absolutas de los Ciclos Eruptivos Huincán y La Brea.

pleja evolución plutónica, volcánica y estructural que se verifica en el arreglo temporal y espacial de las sedimentitas clásticas, volcanoclásticas, piroclásticas y de cuerpos magmáticos intrusivos y efusivos. Para su descripción y análisis se la puede dividir en tres etapas o ciclos tectónicos, volcánicos y sedimentarios (CT): el Primer Ciclo se desarrolló entre el Maastrichtiano

y el Eoceno Tardío e involucra las formaciones Roca, Pircala y Coihueco y al Ciclo Eruptivo Molle. El Segundo Ciclo abarcó desde el Oligoceno Tardío hasta Mioceno Tardío y comprende las formaciones Agua de la Piedra y el comienzo de la actividad volcánica del Ciclo Eruptivo Huincán y fin de la actividad del Ciclo Eruptivo Molle, mientras que el Tercer Ciclo

tuvo lugar entre el Mioceno Tardío y Plioceno y está representado por las formaciones Loma Fiera, Pincheiras y Butaló y el fin de la actividad volcánica del Ciclo Eruptivo Huincán (Fig. 13).

4.1. Primer Ciclo Tectovolcano-sedimentario (CT1)

CT1 comenzó con el desarrollo de la transgresión marina de dominio Atlántico, representada por una zona de acumulación de sedimentitas que de oeste a este pasan de conglomerados a una plataforma carbonática interna (Formación Roca) desarrollada en un margen continental pasivo. La sección superior de esta unidad tuvo lugar en un ambiente intermareal a submareal, en correspondencia con la máxima expansión marina del Maastrichtiano-Daniano (Parras *et al.*, 1998; Parras y Casadío, 1999; Pires *et al.*, 1999; Salgado *et al.*, 2007).

A fines del Paleoceno Temprano comenzó el desarrollo de ambientes continentales (Formación Pircala-Coihueco) con una dirección predominante de deposición sur-sureste (Fig. 7), representada por depósitos de 'lagoons' que se asocian con la caída del nivel del mar y a una suave continentalización de la plataforma abandonada, dispuestos en la sección inferior de esta unidad. Estos sedimentos continentales experimentaron procesos de pedogénesis (Fig. 8), dando como resultado la generación de paleosuelos, los que fueron asociados al levantamiento andino y a la formación de un prisma sinorogénico, que ocurrió cercano a los 55 Ma en una edad aproximada del Eoceno Temprano (Uliana y Dellapé, 1981; Legarreta y Gulisano, 1989; Manceda y Figueroa, 1993, 1995)

La combinación de la caída del nivel del mar y el ascenso del prisma sinorogénico produjo un momento de 'by-pass' en la cuenca, que quedó registrado en el nivel de paleosuelos, los que fueron interpretados como la manifestación de la fase Incaica, la cual es considerada como una discordancia intraformacional (Combina y Nullo, 2002) (Fig. 8). Sobre estos paleosuelos se observa una fuerte progradación de ambientes continentales, los que se manifiestan como sistemas fluviales de alta energía (sección superior de la Formación Pircala-Coihueco, Fig. 8).

En muestras de capas ubicadas estratigráficamente por arriba de estos depósitos no se han encontrado fechados entre el Paleoceno Tardío hasta el Oligoceno Tardío, y este período se ha reconocido como de erosión intensa.

Charrier y Farías (2008) señalaron que en la vertiente chilena de la Cordillera de los Andes es posible observar un período compresivo que se desarrolló entre

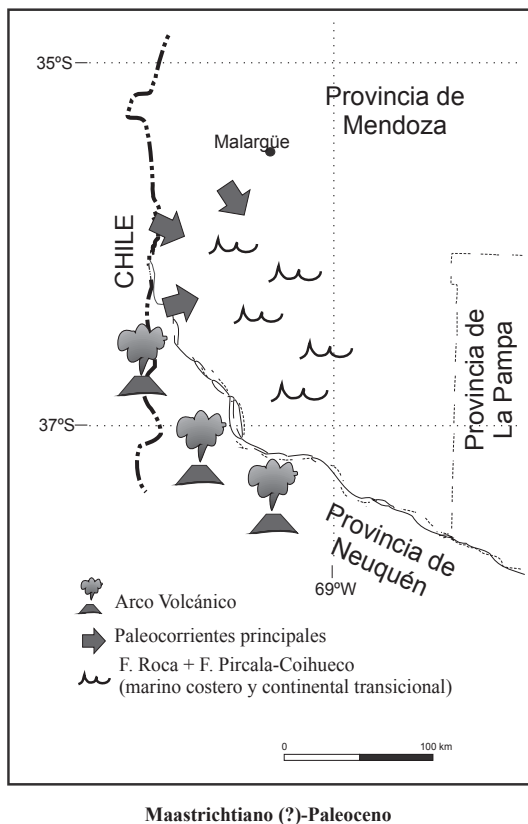


FIG. 7. Modelo paleogeográfico para el CT1. Involucra a las formaciones Roca y Pircala-Coihueco. Se ubica el arco volcánico Paleógeno Inferior (externamente al área de estudio).

el Paleoceno/Eoceno Tardío (Fase Incaica). Como consecuencia de este hecho tuvo lugar un ascenso en el área de aporte que hizo variar el sistema fluvial en la zona de estudio, que pasó de un ambiente fluvial de baja energía, canales 'single storey' (sección inferior de la Formación Pircala-Coihueco) a un sistema entrelazado 'multi storey' (sección superior de la misma unidad) relacionados con el alzamiento en sectores medios a altos de las cuencas que alimentaban a este sistema fluvial. El arco volcánico Paleógeno, durante este tiempo, se encontraba situado al oeste-sudoeste del área estudiada, aproximadamente desde los 36°S hacia el sur, fuera del área aquí estudiada (Ramos 1999b; Glodny *et al.*, 2006).

Con posterioridad, durante el Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano, este segmento cordillerano, se caracterizó por la ausencia de registro de actividad volcánica o tectónica. La falta de registro sedimentario de esta edad puede deberse a que fue un momento donde

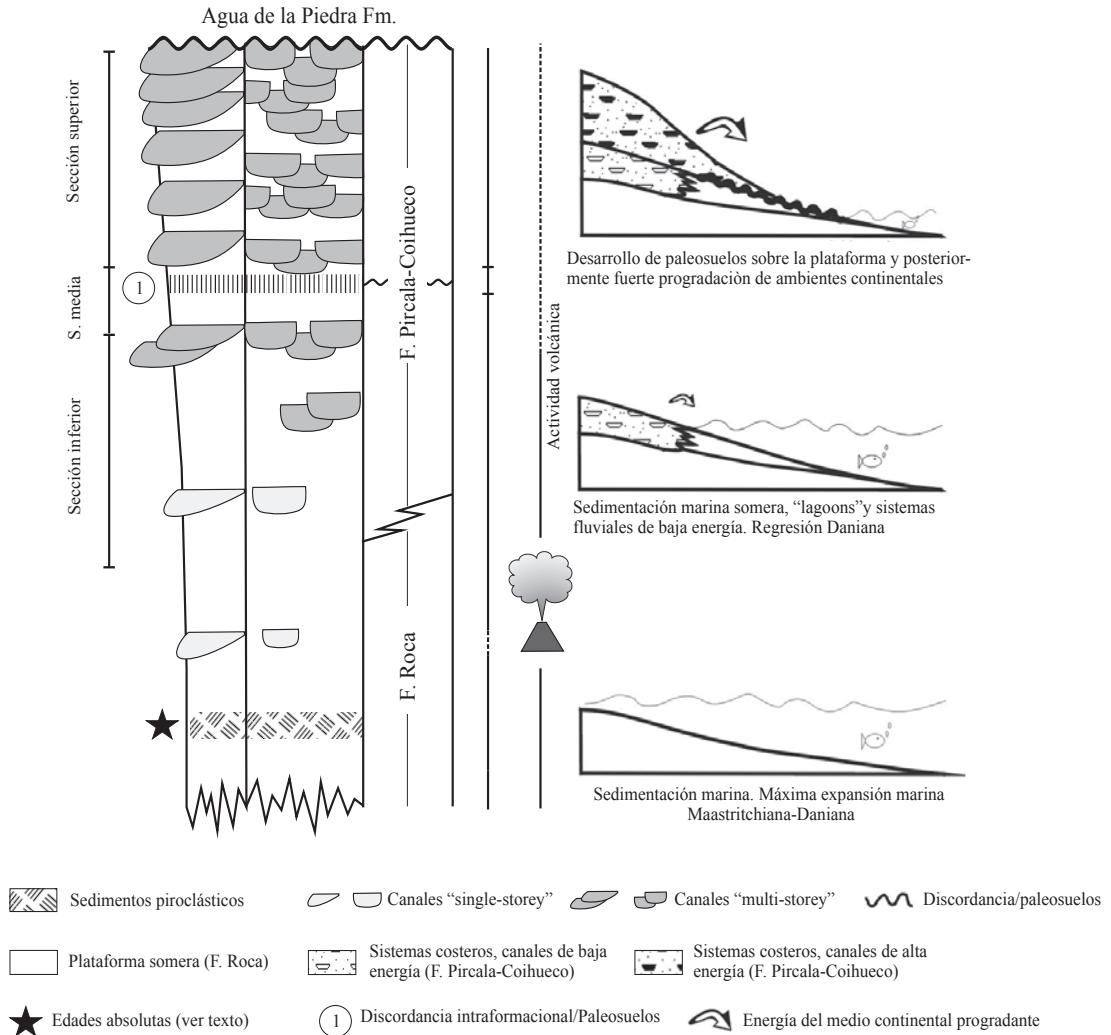


FIG. 8. Evolución del CT1 donde se observa la ingresión Atlántica en los primeros términos de la columna y la actividad del arco volcánico en el oeste en forma concomitante. Los términos superiores marcan el esbozo del ascenso cordillerano y el desarrollo de depósitos provenientes del oeste.

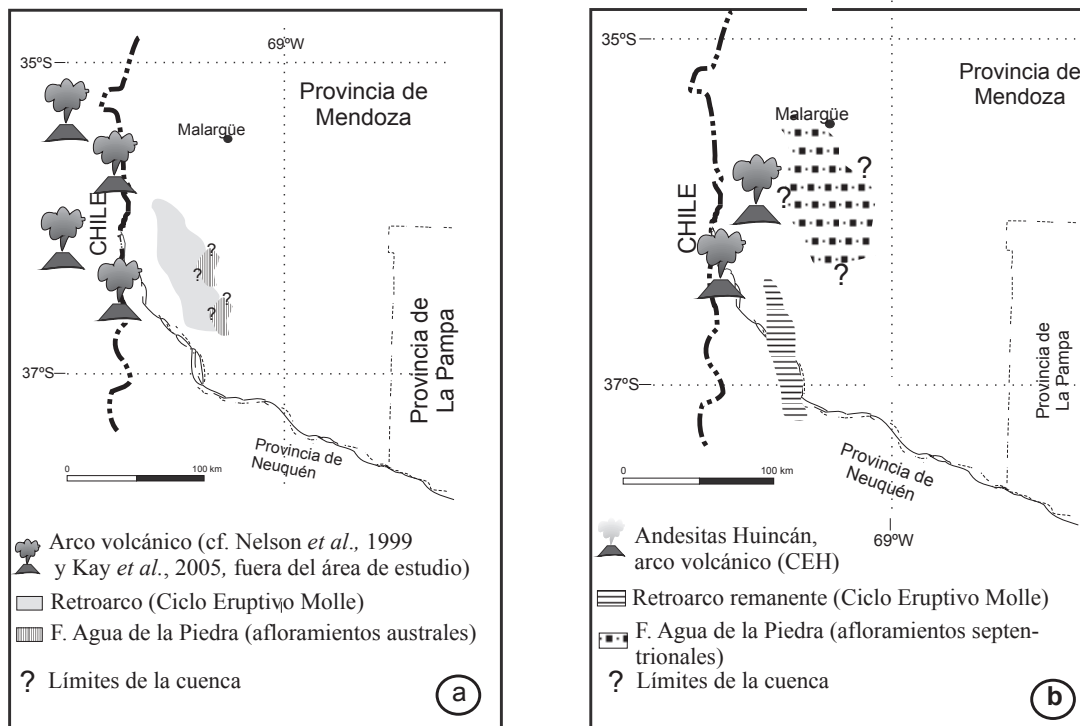
predominó la erosión sobre la sedimentación, quizás debido a que el área de estudio se encontraba elevada (Glodny *et al.*, 2006).

4.2. Segundo Ciclo Tectovolcano-sedimentario (CT2)

Durante el Oligoceno Tardío al Mioceno Tardío el Segundo Ciclo Tectovolcano-sedimentario (CT2) estuvo caracterizado por la instalación de pequeñas cuencas intermontanas independientes. Las cuencas fueron colmatadas por secuencias clásticas y piroclásticas que fueron agrupadas en la Formación

Agua de la Piedra (Combina y Nullo, 2008). La actividad volcánica contemporánea corresponde a el Ciclo Eruptivo Molle, que es interpretado como los últimos episodios del magmatismo de retroarco (Fig. 9a) y las Andesitas Huincán y La Brea (Ciclo Eruptivo Huincán), respectivamente (Fig. 9b), que corresponden al arco volcánico activo.

Durante este ciclo en el flanco occidental cordillerano (Chile) se desarrolló una etapa de inversión de la Cuenca Abanico que comenzó en el Oligoceno Tardío hasta aproximadamente 16 Ma (Charrier y Farías, 2008). A medida que los esfuerzos compresivos se intensificaban en el lado chileno, en el



Oligoceno Superior-Mioceno inferior

Mioceno Medio (15-10 Ma)

FIG. 9. Modelos de evolución paleogeográfica del CT2. Obsérvese la disposición de los bolsones intermontanos colmatados por el relleno sedimentario (Formación Agua de la Piedra), para las diferentes edades y los ciclos volcánicos contemporáneos a cada uno de ellos.

flanco cordillerano oriental se generaban pequeñas cuencas donde se producía la sedimentación contemporánea, representada por la Formación Agua de la Piedra.

Cada cuenca intermontana (Fig. 10) está limitada en su base por discordancias tectónicas cuyo origen fue la Fase Pehuenche (Combina y Nullo, 2008). En cada bolsón intermontano, la edad de la base no es la misma en todas las localidades. Desde el depocentro de la cuenca hacia los bordes las secuencias se acomodan con una discordancia progresiva.

Los afloramientos australes de la Formación Agua de la Piedra representan la sedimentación en la cuenca intermontana más antigua y corresponde a las secuencias dispuestas en la Quebrada Fiera y localidades adyacentes, cuya actividad ocupó desde el Oligoceno Tardío hasta el Mioceno Temprano (19 Ma aproximadamente). Nullo *et al.* (2002) ubicaron al Basalto Palaoco, del Ciclo Eruptivo Molle, por

debajo de secuencias de la Formación Agua de la Piedra en los afloramientos de la Cuchilla de la Tristeza, en el norte del área, sin tener en cuenta que este episodio lávico cubrió a los depósitos de esta misma unidad en el sector austral, quedando estratigráficamente intercalado, en forma temporal entre ambas secuencias (Fig. 10).

En la región austral Silvestro y Atencio (2008, 2010) ubicaron un episodio basáltico preorogénico en 24 Ma, basándose en una datación radiométrica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de un basalto que cubre a depósitos más antiguos del Grupo Malargüe ($23,6 \pm 0,26$ Ma). En los sectores orientales, alejados del frente plegado y corrido, los eventos deformantes del inicio de la Fase Pehuenche solo se pueden evidenciar por la composición de los clastos del conglomerado presente en la sección basal de la Formación Agua de la Piedra en la Quebrada Fiera, los cuales presentan características que indican su proveniencia producto de la destrucción de secuencias mesozoicas

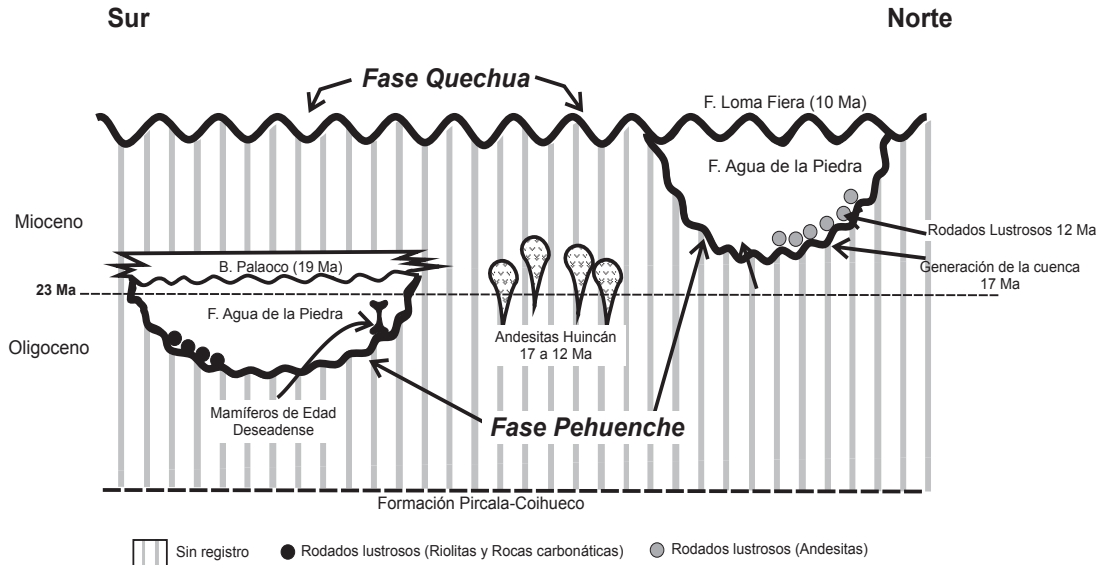


FIG. 10. Arreglo estratigráfico para el CT2. Obsérvese las relaciones entre la Formación Agua de la Piedra con el Basalto Palaoco (bolsones australes) y de esta formación con las Andesitas Huincán, las cuales intruyen antes de la generación del bolsón intramontano de la Cuchilla de la Tristeza. La actividad de las Andesitas Huincán es contemporánea a los primeros pulsos de sedimentación en este bolsón.

que comenzaron a alzarse y erosionarse durante este tiempo. La edad ha sido determinada por su contenido paleontológico, ya referido en párrafos anteriores. De acuerdo a esta manifestación de la edad de la fauna y los aportes de clastos en el conglomerado, se ubica para este tiempo el inicio de la Fase Pehuenche en sectores occidentales.

Durante el Mioceno Inferior finalizó la deposición de la Formación Agua de la Piedra, en las cuencas intermontanas australes, mientras que en el norte, durante el Mioceno Medio comenzó a desarrollarse otra cuenca intermontana similar en el área de la Cuchilla de la Tristeza y Lomas de Coihueco. Esta generación de espacio de sedimentación fue la respuesta a los esfuerzos compresivos en la región (Turienzo y Dimieri, 2008) que se asignan a la actividad de la Fase Pehuenche (Fig. 10).

Las secuencias aflorantes en la Cuchilla de la Tristeza, en su sección superior, señalan un paulatino aumento de la energía de los procesos que reflejan la continua actividad tectónica de la faja plegada y corrida, que en este sector norte son debidos a la acción de la Fase Pehuenche, acompañada de una mayor actividad del arco volcánico (Andesitas Huincán del Ciclo Eruptivo Huincán, Fig. 9).

El CT2 culminó en el Mioceno Tardío, con el inicio de la acción de la Fase Quechua, la cual disectó y tectonizó a la Formación Agua de la Piedra en el área de la Cuchilla de la Tristeza (Fig. 13).

4.3. Tercer Ciclo Tectovolcano-sedimentario (CT3)

El CT3 abarca el ambiente geodinámico y sedimentario de los depósitos volcanoclásticos del Mioceno Tardío al Plioceno Temprano, relacionados a un evento compresional denominado Fase Quechua (Vergara *et al.*, 1995). El arco magmático al mismo tiempo, se expandió hacia el este afectando al antiguo retroarco (Combina y Nullo, 2005).

Inicialmente, bajo estas condiciones geodinámicas, se produjo un nuevo relleno de subcuencas aisladas (Yrigoyen, 1993; Achilli *et al.*, 1999; Baldauf *et al.*, 2007) que Silvestro y Kraemer (2005a y b) incluyeron dentro de la cuenca de Pincheira-Ventana. Debido al aislamiento de las secuencias, por la disposición de las pequeñas cuencas receptoras de los depósitos o por causas tectónicas posteriores, las distintas columnas estratigráficas recibieron distintos nombres en su nomenclatura como formaciones Loma Fiera, Pincheira y Butaló. La Formación Butaló ha sido interpretada como una

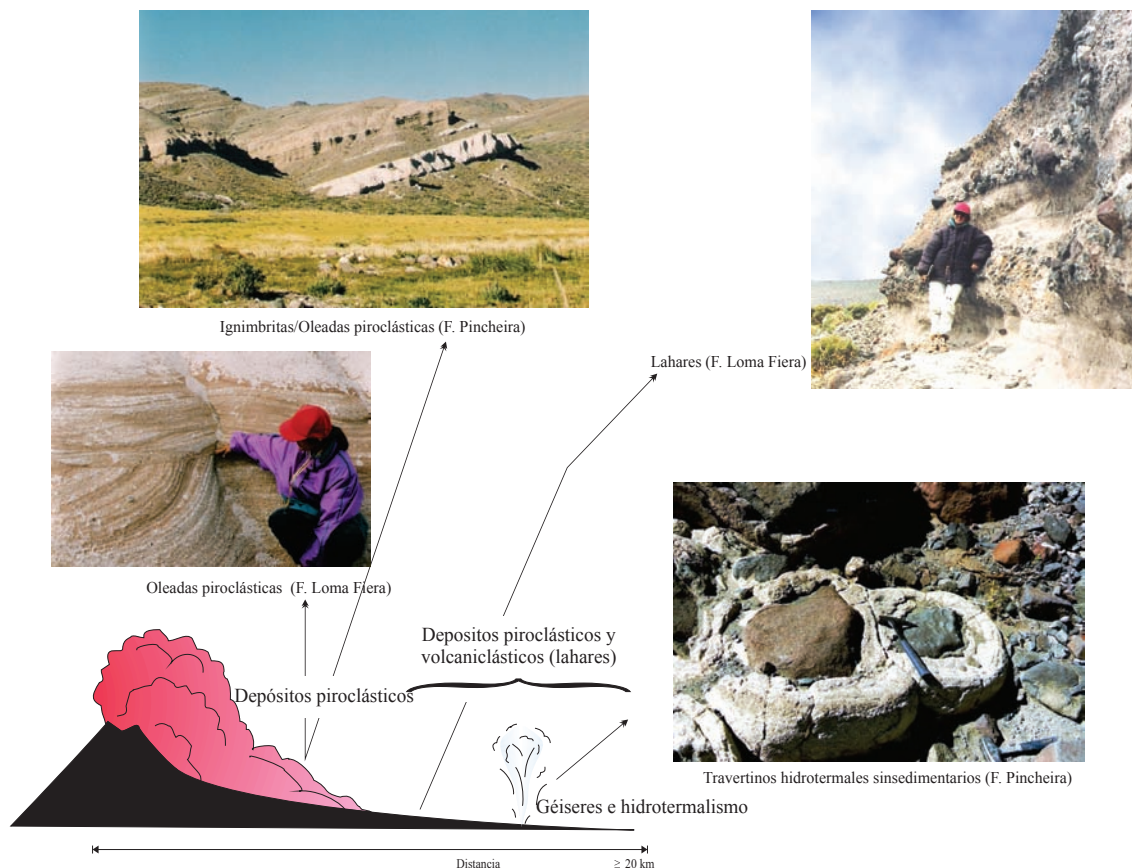


FIG. 11. Diferentes ambientes piroclásticos y volcanoclásticos desarrollados en el CT3 (formaciones Pincheiras y Loma Fiera).

cuña sedimentaria aislada, sobre la cual se depositaron las formaciones Loma Fiera y Pincheiras, de acuerdo a la localización geográfica de los depocentros, lo que explica la posición discordante a pseudoconcordante de estas tres unidades sobre los depósitos del Segundo Ciclo Tectovolcano-sedimentario (CT2) después de la acción de la Fase Quechua.

Estas secuencias volcanoclásticas y piroclásticas de las formaciones Loma Fiera y Pincheiras, están ligadas a sus orígenes relacionados con fenómenos piroclásticos y volcanoclásticos. Nullo *et al.* (2005) han señalado que la Formación Pincheiras está conformada por depósitos de ignimbritas, oleadas piroclásticas secas y depósitos de carbonatos sinsedimentarios hidrotermales (travertinos), los que se originaron en áreas proximales del centro eruptivo (Combina *et al.*, 2006; Combina y Nullo, 2010), mientras que la Formación Loma Fiera está formada por depósitos de oleadas piroclásticas secas y húmedas que se intercalan con flujos hiperconcentrados y canales

fluviales con desarrollo de barras transversales, que corresponderían a los sectores más alejados del centro volcánico, mientras que en cercanía a los centros volcánicos activos se produjeron los fenómenos laháricos (Combina y Nullo, 2000).

En los sectores más distantes de los centros efusivos hay sedimentación netamente piroclástica (ignimbritas) producto de los momentos de alta actividad eruptiva, seguidos de periodos de calma, donde se produjo la instalación de los sistemas fluviales que retrabajaron y redepusieron los materiales piroclásticos, en un ambiente de abanicos volcanoclásticos medios a distales (Fig. 11).

Los depósitos de carbonatos sinsedimentarios (travertinos), intercalados en la sección basal de la Formación Pincheiras (Combina *et al.*, 2006; Combina y Nullo, 2010), señalan la presencia de ‘hot springs’, con aguas termales subterráneas enriquecidas en CO₂ durante este tiempo, que probablemente generaron pequeños cuerpos ácuos de baja energía.

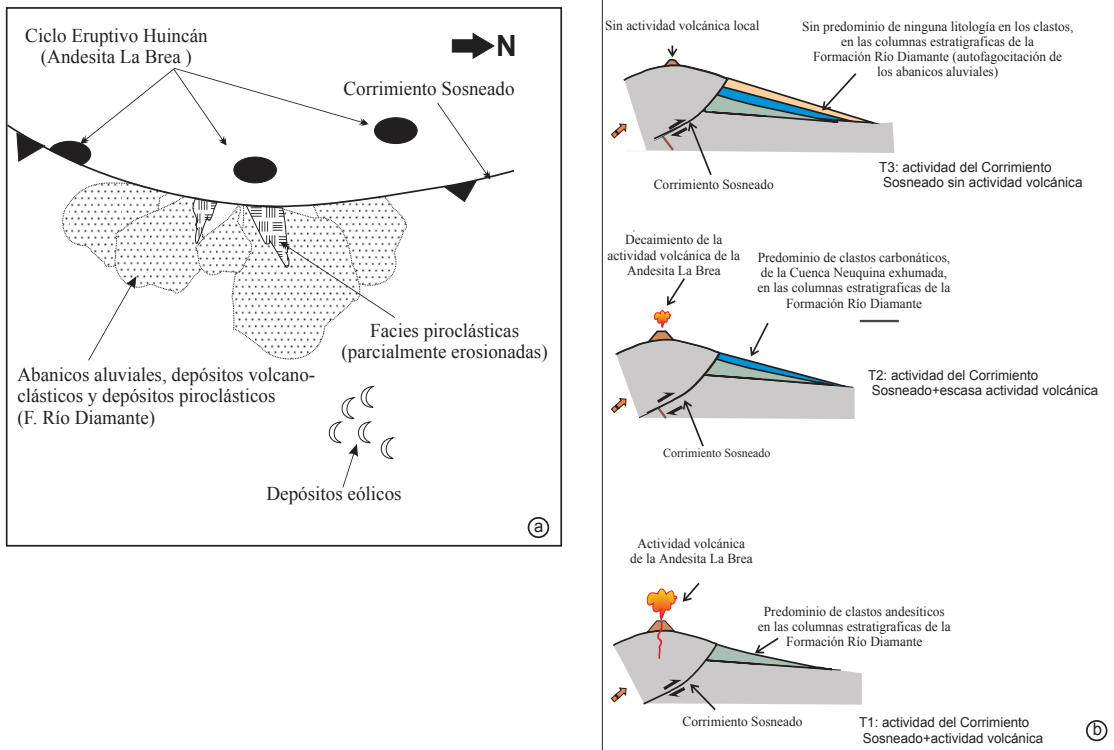


FIG. 12. **a.** Paleoambiente de sedimentación para la Formación Río Diamante; **b.** Evolución tectosedimentaria de la Formación Río Diamante sobre la base de la litología de los clastos de los depósitos aluviales (mod. Combina y Nullo, 1993).

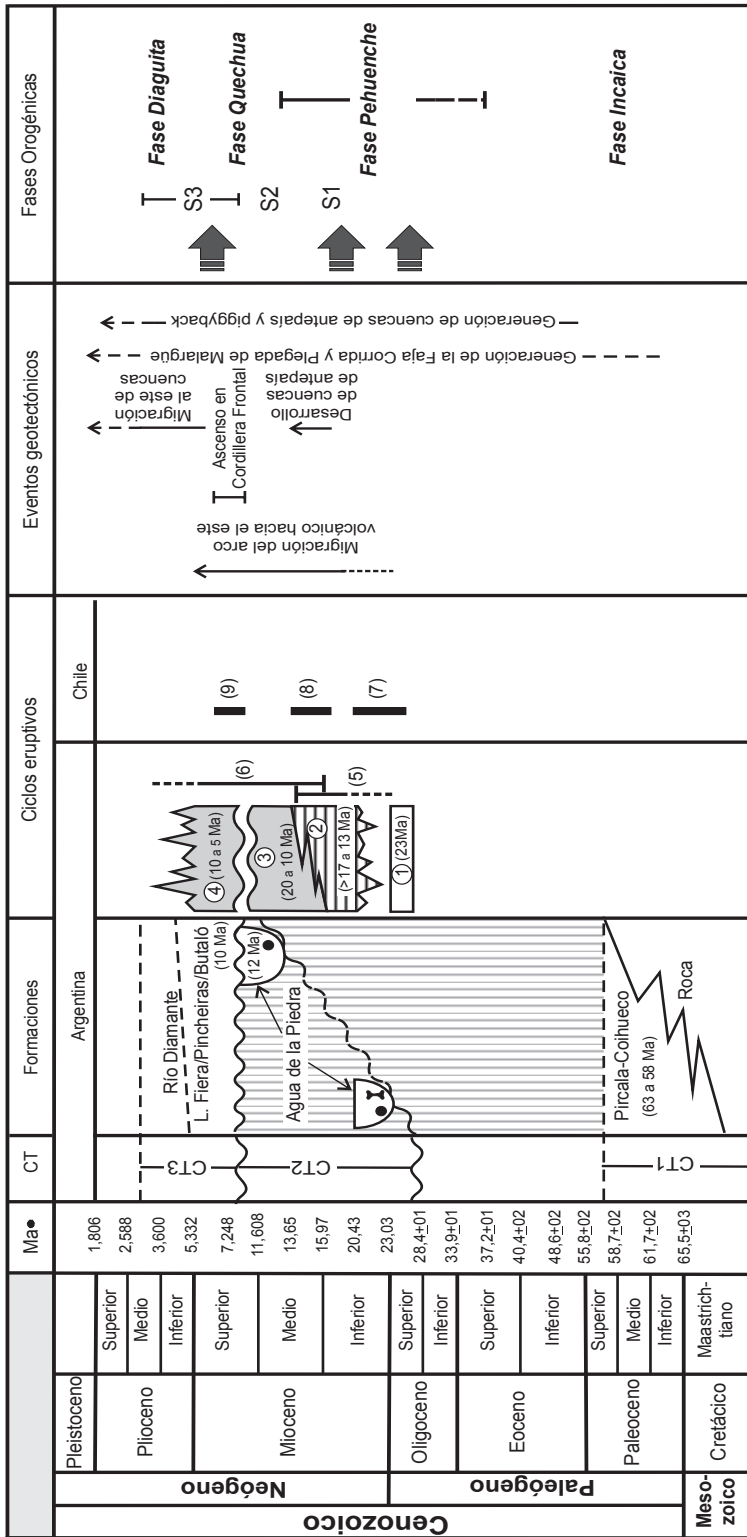
La continua deformación del frente plegado y corrido presenta un nuevo pulso de reactivación tectónica, ubicado entre los 6 a 5 Ma (Baldauf, 1993; Combina *et al.*, 1993; Silvestro y Kraemer, 2005a y b; Silvestro *et al.*, 2005), el que transporta tectónicamente hacia el oriente a los depósitos de las cuencas de Pincheiras-Ventana. Lo mismo ocurre al norte, en el área de la Cuchilla de la Tristeza (Dimieri *et al.*, 2005; Turienzo y Dimieri, 2005). En el área de Malargüe se forma la estructura del Anticlinal de Malargüe (Silvestro y Kraemer, 2005a y b), mientras que en el área al norte de El Sosneado se localiza el alzamiento de la cuña de la Cordillera Frontal, al norte del río Diamante. Ambos procesos tectónicos dieron como resultado cuencas de tipo 'piggyback' en el bloque colgante (Dimieri *et al.*, 2005; Silvestro *et al.*, 2005; Turienzo y Dimieri, 2005).

Combina *et al.* (1995) y Combina y Nullo (1993, 1997, 1999) interpretaron los depósitos más jóvenes de la Formación Río Diamante, que cubre parte de la Cuchilla de la Tristeza como una secuencia media a distal de abanicos aluviales coalescentes

con ambientes eólicos subordinados. Estos abanicos aluviales han estado ampliamente influenciados por la actividad volcánica contemporánea, la que ha quedado expresada en niveles de ignimbritas y lahares intercalados (Fig. 12a).

Un nuevo pulso tectónico atribuido a la Fase Quechua queda registrado en el frente activo con el corrimiento El Sosneado, que pone en contacto rocas pertenecientes al Grupo Malargüe (Cretácico Tardío) con rocas pertenecientes a la Formación Vaca Muerta (Cretácico Temprano) al norte de la región estudiada. Este alzamiento relacionado genera procesos de autofagocitación de las secuencias proximales de los abanicos aluviales de la Formación Río Diamante (Fig. 12b), lo que explicaría la inexistencia de estos depósitos en algunos sectores.

Concomitantemente se produjeron numerosos cuerpos subvolcánicos agrupados en la Andesita La Brea (que han arrojado valores radiométricos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $5,3 \pm 1,8$ Ma, en anfíboles). Estos intrusivos se emplazaron pre y posttectónicamente en el frente de la Cuchilla de la Tristeza (Baldauf *et al.*, 1997).



Referencias:

International Stratigraphy Chart 2009, ICS, IUGS (www.stratigraphy.org)

- Rodados Lustrosos
- ➔ Esfuerzos compresivos
- ☞ Hiatus
- ⊕ Vertebrados fósiles
- ⊘ Discordancia
- ① Basalto Los Cerrillos
- ② Basaltos Molle, Puntilla del Huincán y Palaooc
- ③ Andesita Huincán
- ④ Andesita La Brea
- ⑤ Ciclo Eruptivo Molle (retroarco)
- CT: Ciclo Tectovolcano-sedimentario
- (6) Ciclo Eruptivo Huincán (arco volcánico)
- (7) Volcanismo de Coya Machalí
- (8) Ciclo Volcánico El Teniente antiguo
- (9) Ciclo Volcánico El Teniente joven
- S1, S2 y S3 episodios de deformación (cf. Silvestro y Atencio, 2010)

FIG. 13. Cuadro estratigráfico donde se señala la contemporaneidad de los eventos tectónicos, volcánicos y sedimentarios sucedidos durante el Paleógeno y el Neógeno.

Este lapso entre el Mioceno Tardío y el Plioceno Temprano está atribuido al accionar Tardío de la Fase Quechua y es coincidente con la deformación propuesta para el área de estudio por Silvestro y Kraemer (2005a y b).

Con el continuo accionar tectónico, nuevos depósitos volcanoclásticos de la Formación Río Diamante se acumularon al este del frente plegado y corrido y fueron deformados y alzados durante la Fase Diaguíta entre 3-2,5 Ma (Combina y Nullo, 1997).

5. Correlaciones

Las posibles correlaciones de los ciclos eruptivos y tectónicos aquí expuestos pueden equipararse tentativamente con episodios equivalentes reconocidos en el sector cordillerano occidental del lado de Chile.

Las secuencias agrupadas en el Ciclo Eruptivo Molle (24-13 Ma) pueden correlacionarse con parte de la formaciones Coya Machalí/Abanico (Kay *et al.*, 2005) del Oligoceno-Mioceno Temprano, mientras que el Ciclo Eruptivo Huincán (13-5 Ma) es parcialmente equivalente con el Complejo Volcánico El Teniente/Formación Farellones (Kay *et al.*, 2005). Nullo *et al.* (2006) interpretaron que las rocas de Ciclo Eruptivo Huincán pertenecen a un arco frontal con un quimismo similar al que presenta el Complejo Volcánico El Teniente. Mientras que el Complejo Volcánico Cordón del Burrero, aquí incluido en el Ciclo Eruptivo Molle fue tentativamente correlacionado con el sector inferior de la Formación Farellones (Sruoga *et al.*, 2008, Fig. 13).

Desde el punto de vista de la evolución tectónica de la faja plegada de Malargüe, en el contexto del empuje occidental y su desplazamiento tectónico hacia el este, los tiempos y procesos involucrados durante el Cenozoico, aquí asociados a diferentes fases diastóricas, se corresponden parcialmente con aquellos sintetizados por Kay *et al.* (2005), los que se basaron en investigaciones efectuadas en el sector cordillerano de Chile. En parte, también se corresponden con los episodios de predeformación S0 (24 M) y de deformación S1 (18 Ma), S2 (11 Ma) y S3 (8-2 Ma) descritos por Silvestro y Atencio (2010) para el sector austral de este estudio. S1 es parcialmente equivalente con la actividad de la fase Pehuenche, S2 se corresponde con la fase Quechua y S3 está parcialmente asociado con la fase Diaguíta (Fig. 13).

6. Conclusiones

6.1. Sobre las cuencas

Se han reconocido eventos tectónicos coincidentes con los ciclos diastóricos o Fases Incaica (65 a 56 Ma), Pehuenche (28-12 Ma), Quechua (11-7 Ma) y Diaguíta (3-2,5 Ma).

Los depósitos sedimentarios continentales intermitentes estudiados, asociados al alzamiento cordillerano, presentan una participación piroclástica proveniente de la actividad volcánica del arco magmático.

Durante el lapso Maastrichtiano Tardío-Plioceno Temprano, en el área de estudio, se produjo sedimentación continental clástica, volcanoclástica y piroclástica, la cual estuvo influenciada por el alzamiento cordillerano y el volcanismo contemporáneo. La presencia de estos procesos alicíclicos, produjo pulsos en la sedimentación, que fueron colmatando los espacios de sedimentación disponibles.

6.2. Sobre los ciclos tectovolcano-sedimentarios

Se determinaron tres ciclos tectovolcano-sedimentarios, denominados CT1, CT2 y CT3. El Primer Ciclo (CT1) corresponde a la sedimentación paleógena inferior (formaciones Roca y Pircala-Coihueco); los centros volcánicos contemporáneos se hallan fuera del área de estudio (65-56 Ma). El Segundo Ciclo (CT2) corresponde a la sedimentación de la Formación Agua de la Piedra y los centros volcánicos contemporáneos, que están representados por los depósitos de los Ciclos Eruptivos Molle y Huincán (25-10 Ma). Por último, el Tercer Ciclo (CT3) está representado por a las formaciones Butaló, Loma Fiera, Pincheiras y Río Diamante, de origen netamente piroclástico y volcanoclástico y contemporáneas al último pulso del Ciclo Eruptivo Huincán (10-2,5 Ma).

6.3. Sobre el volcanismo

Durante el Paleógeno el arco volcánico andino se encontraba ubicado fuera del área estudiada y sus productos magmáticos no quedaron registrados.

El volcanismo Neógeno está representado por los Ciclos Eruptivos Molle y Huincán. El primero, del Oligoceno Tardío, es característico de

un retroarco (Baldauf, 1993; Nullo *et al.*, 2002), mientras que el segundo, del Mioceno Inferior a Medio, es del volcanismo de arco (Baldauf, 1993; Nullo *et al.*, 2002).

Los mantos lávicos del Complejo Eruptivo Molle cubren los depósitos continentales de las cuencas intermontanas australes, donde se depositó durante el Oligoceno la Formación Agua de la Piedra.

En la Cuchilla de la Tristeza, la actividad volcánica de la Andesita Huincán es pre y sin-sedimentaria a los depósitos de la Formación Agua de la Piedra.

La actividad de la Andesita La Brea es pre y postectónica respecto de la actividad del Corrimiento Sosneado. Sus productos volcanoclásticos (con o sin retrabajo posterior) son reconocidos como formadores de la Formación Río Diamante, del Mioceno Tardío a Plioceno Medio.

6.4. Sobre la Formación Agua de la Piedra

La Formación Agua de la Piedra es un conjunto sedimentario complejo de origen continental, en cuya base se disponen niveles de conglomerados denominados Rodados Lustrosos, que tapizan el fondo de pequeñas cuencas intermontanas con evoluciones independientes tanto en el tiempo, como en el espacio. Los depósitos ubicados al sur son más antiguos que los ubicados al norte.

En la base de la Formación Agua de la Piedra se dispone una discordancia como resultado del inicio de la actividad de la Fase Pehuenche. En el área de estudio la actividad de esta fase es netamente diacrónica entre el Oligoceno y el Mioceno Medio.

Agradecimientos

Los autores agradecen las contribuciones de varios investigadores que acompañaron las diferentes campañas desde 1990 al presente, con especial énfasis al Ph.D. G. Stephens, recientemente fallecido, así como también las lecturas críticas de los Dres. E. Godoy, J. Silvestro y M. Atencio que actuaron como jurados y del editor Dr. M. Suárez. Todos quienes efectuaron comentarios que mejoraron notablemente la presente contribución.

Este trabajo es el resultado de varios años de labor que fueron financiados con diferentes proyectos de instituciones como National Geographic Society, SE-GEMAR, CONICET y UBA. Los avances más significativos fueron realizados con fondos provenientes de los PIP-CONICET 5121 (2005-2007) y PIP-CONICET 112-200801-01723 (2009-2011).

Referencias

- Achilli, F.; Brinkworth, W.; Kraemer, P. 1999. Análisis de los depósitos sinorogénicos terciarios asociados a la faja plegada de Malargüe-Cuenca Neuquina surmendocina, Provincia de Mendoza (35°30'). *In* Congreso Geológico Argentino, No. 14, Actas I: p. 29. Salta.
- Baldauf, P. 1993. Timing of deformation in the central Andean Foreland, Western Mendoza, Argentina, using ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating techniques. M.Sc. Thesis (unpublished), The George Washington University: 156 p.
- Baldauf, P.; Stephens, G.; Nullo, F.; Combina, A.; Kunk, M. 1997. Tertiary uplift, magmatism and sedimentation of the Andes, Southern Mendoza Province, Argentina. *In* Geological Society of America, Abstracts with Program 29 (6): A-48.
- Baldauf, P.; Combina, A.; Nullo, F.; Stephens, G. 2007. Andean uplift and foreland basin formation in western Argentina, Mendoza province, 34°30'-35°30'S. *In* Geological Society of America, Abstracts with Program. Annual Meeting 39 (6): 236 p. Denver.
- Bettini, F.; Pombo, R.; Mombrú, C.; Uliana, M. 1978. Consideraciones sobre el diastrofismo andino en la vertiente oriental de la Cordillera Principal entre los 34°30' y los 37° de latitud sur. *In* Congreso Geológico Argentino, No.7, Actas I: 671-683.
- Cerdeño, E. 2007. Systematic position of the Mesotheriidae (Notoungulata) from the Mariño Formation (Miocene) in Divisadero Largo, Mendoza, Argentina. *Geobios* 40: 767-773.
- Charrier, R.; Farías, M. 2008. Evolución tectónica y paleogeográfica en los Andes del Norte y Centro de Chile durante el Cenozoico. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 17, Actas I: 83-84.
- Combina, A.M. 2006. Las eolianitas de la Formación Agua de la Piedra (Mioceno Tardío), Cordillera Principal (Provincia de Mendoza, Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 13 (2): 65-87.
- Combina, A.; Nullo, F. 1993. La probable edad de la Formación Río Diamante y su relación con el volcanismo de la Formación Huicán. *Jornadas Académico-Científicas*. Universidad Nacional de Río Cuarto, Córdoba, Argentina, Actas: 9.
- Combina, A.; Nullo, F. 1997. Consideraciones tectosedimentarias sobre la Formación Río Diamante, Cordillera de los Andes. *Cuaderno de Geología Ibérica*, No. 22: 305-320. Madrid.
- Combina, A.; Nullo, F. 1999. El Cenozoico Tardío de la Cuchilla de la Tristeza, Mendoza. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 14, Actas I: 494-495.

- Combina, A.; Nullo, F. 2000 La Formación Loma Fiera (Mioceno medio) y su relación con el volcanismo y el tectonismo contemporáneo, Cuchilla de la Tristeza, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* LV (3): 201-210.
- Combina, A.; Nullo, F. 2002. Paleosuelos en la Formación Pircala-Coihueco en el área de Lomas de Coihueco, Mendoza: consecuencia del levantamiento paleógeno de la Cordillera Principal (Cingolani, C.A.; Cabalieri, N.; Linares, E.; López de Luchi, M.G.; Osters H.A. y Parinello; editores). *In Congreso Geológico Argentino*, No. 15, Actas I: 760-764. Calafate.
- Combina, A.; Nullo, F. 2003. Depósitos eólicos en la Formación Agua de la Piedra (Mioceno Temprano) Cordillera Principal. *In Jornadas de Ciencias de la Tierra*, No. 2, Actas CD-ROM.
- Combina, A.; Nullo, F. 2005. Tertiary volcanism and sedimentation in the southern Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. *In International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, No. 6, Extended Abstracts: 174-177. Barcelona.
- Combina, A.; Nullo, F. 2008. El 'diacronismo' de la Formación Agua de la Piedra (Terciario, Mendoza). *In Congreso Geológico Argentino*, No. 18, Actas I: 87-88.
- Combina, A.; Nullo, F. 2010. Late Cenozoic volcanoclastics and pyroclastics sequences in the Andes foothill, Southern Mendoza Province. Field Excursion No. 12. *In International Sedimentological Congress*, No. 18. Mendoza.
- Combina, A.; Nullo, F.; Stephens, G. 1993. Depósitos Terciarios en el pie de sierra del área de las Aucas, sur de Mendoza. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2, Actas II: 180-186. Mendoza.
- Combina, A.; Nullo, F.; Stephens, G.; Baldauf, P. 1994. Paleoambientes sedimentarios de la Formación Agua de la Piedra, Mendoza, Argentina. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 7, Actas I: 418-424.
- Combina, A.; Nullo, F.; Stephens, G. 1995. Miocene uplift of the southern Andes and their related foreland basin. *In IAS Reg. Meeting of Sedimentology*, No. 16 and Cong. Français de Sédimentologie, No. 5. ASF Book of abstracts. Publ. ASF 22: 43. Paris.
- Combina, A.; Nullo, F.; Baldauf, P.; Stephens, G. 1997. Ubicación estratigráfica de la Formación Agua de la Piedra, Cuchilla de la Tristeza, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 8, Actas I: 460-464.
- Combina, A.; Nullo, F.; Stephens, G.; Risso, C. 2000. Características de los paleoambientes miopliocenos en el área de Malargüe, Mendoza, Argentina. *In Congreso Latinoamericano de Sedimentología*, No. 2 y Reunión Argentina de Sedimentología, No. 7, Actas I: 64. Mar del Plata.
- Combina, A.; Nullo, F.; Risso, C. 2006. Niveles de 'hot spring' en el Mioceno Tardío de la Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. *In Congreso Latinoamericano de Sedimentología*, No. 4 y Reunión Argentina de Sedimentología, No. 11: 77. San Carlos de Bariloche.
- Criado Roque, P. 1950. Consideraciones generales sobre el Terciario del sur de la Provincia de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista T. IV* : 233-255.
- Dimieri, L.; Fortunatti, N.; Nullo, F. 2005. Estructura duplex plegada en el frente montañoso de la Cordillera Principal, río Atuel, provincia de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina* 60 (4): 644-650.
- Glodny, J.; Ehtler, H.; Figueroa, O.; Franz, G.; Gräfe, K.; Kemnitz, H.; Kramer, W.; Krawczyk, C.; Lohrmann, J.; Lucassen, F.; Melnick, D.; Rosenau, M.; Seifert, W. 2006. Long-Term Geological Evolution and Mass-Flow Balance of the South-Central Andes. *In The Andes - Active Subduction Orogeny* (Onken, O.; Chong, G.; Franz, G.; Giese, P.; Götze, H.J.; Ramos, V.A.; Strecker, M.R.; Wigger, P.; editors). Springer: 401-428.
- Gorroño, R.; Pascual, R.; Pombo, R. 1978. Hallazgo de mamíferos eógenos en el sur de Mendoza. Su implicancia en las dataciones de los 'Rodados Lustrosos' y el primer episodio orogénico del Terciario en esa región. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 7, Actas II: 475-487. Neuquén.
- International Commission on Stratigraphy 2009. Stratigraphic International Chart. Unión Internacional de las Ciencias Geológicas, Unesco.
- Kay, S.M.; Godoy, E.; Kurtz, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America, Bulletin* 117 (1-2): 67-88.
- Kozłowski, E. 1984. Interpretación estructural de la Cuchilla de la Tristeza, Provincia de Mendoza. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 11, Actas II: 381-395. San Carlos de Bariloche.
- Kozłowski, E.; Fernández, S.; Ortis, D. 2008. Estructura y Evolución tectónica de la Alta Cordillera a los 36° Latitud Sur. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 17, Actas I: 126-127.
- Legarreta, L.; Gulisano, C.; Uliana, M. 1993. Las secuencias sedimentarias Jurásico-Cretácicas. *In Geología y Recursos Naturales de Mendoza* (Ramos, V.A.; editor). *Congreso Geológico Argentino*, No. 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2. Relatorio I (9): 87-114.
- Legarreta, L.; Gulisano, C. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). *In Cuencas Sedimentarias Argentinas* (Chebli, G.; Spalletti, L.; editores.), Instituto Miguel Lillo,

- Universidad Nacional de Tucumán, Serie de Correlación Geológica 6: 221-244.
- Legarreta, C.; Uliana, M. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. *In* Geología Argentina (Caminos, R.; editor). Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29 (16): 399-416.
- Linares, E.; González, R.R. 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. Publicación especial de la Asociación Geológica Argentina. Serie 'B' (Didáctica y Complementaria) No. 19: 628 p.
- Maceda, R.; Figueroa, D. 1993. La inversión del rift mesozoico en la faja fallada y plegada de Malargüe, Provincia de Mendoza. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 12 y Congreso Exploración de Hidrocarburos, No. 2, Actas III: 219-232.
- Maceda, R.; Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *In* Petroleum Basins of South America (Tankard, A.J.; Suárez, R.; Welsink, H.J.; editors). American Association of Petroleum Geologist, Memoir 62: 639-382.
- Méndez, V.; Zanettini, J.; Zappetini, E. 1995. Geología y metalogénesis del Orogénico andino central, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 23: 190 p.
- Narciso, V. 2004. Hoja Geológica 3769-I. Barrancas. Provincias de Mendoza y Neuquén. SEGEMAR, Boletín 253: 60 p. Buenos Aires.
- Nelson, S.; Davidson, J.P.; Heizler, M.; Kowallis, B. 1999. Tertiary tectonic history of the southern Andes: The subvolcanic sequence to the Tatara-San Pedro volcanic Complex, lat. 36°S. *Geological Society of America Bulletin* 111: 1137-1404.
- Nullo, F.; Stephens, G.; Otamendi, J.; Baldauf, P. 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (2): 119-132.
- Nullo, F.; Stephens, G.; Combina, A.; Dimieri, L.; Baldauf, P.; Bouza, P. 2004. Descripción geológica de la Hoja Malargüe Provincia de Mendoza. Esc. 1:250.000. SEGEMAR, 87 p. Buenos Aires.
- Nullo, F.E.; Stephens, G.; Combina, A.; Dimieri, L.; Baldauf, P.; Bouza, P. 2005. Hoja geológica 3569-III/3572-IV Malargüe, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, 90 p. Buenos Aires.
- Nullo, F.; Otamendi, J.; Baldauf, P.; Stephens, G. 2006. The Huincan Eruptive Cycle, Southern Mendoza, Argentina: An example of andesitic front-arc-like Miocene volcanism in the back-arc of the Southern Volcanic Zone. *In* Backbones of the Americas, Patagonia to Alaska. Geological Society of America, Specialty Meetings (2), Asociación Geológica Argentina, Serie D (9): 46.
- Ostera, H.; Linares, E.; Haller, M.J. 1999. Paramillos Altos intrusive belt, Southern Mendoza, Argentina. Ages, chemical and isotopic constraints. *In* South American Symposium on Isotope Geology, No. 2, Actas. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales XXXIV: 256-260. Buenos Aires.
- Ostera, H.; Haller, M.; López de Luchi, M.; Cagnoni, M.; Ramos, A.; Linares, E. 2005. Geochemistry of the intrusive Miocene arc magmas from the Malargüe area, southern Mendoza, Argentina: An overview and implications on crustal contamination. *In* International Symposium on Andean Geodynamics, No. 6, Extended Abstracts: 559-562. Barcelona.
- Parras, A.M.; Casadio, S.; Pires, M. 1998. Secuencias depositacionales del Grupo Malargüe y el límite Cretácico-Paleógeno, en el sur de la Provincia de Mendoza, Argentina. Asociación Paleontológica Argentina. Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica. Publicación Especial 5: 61-69.
- Parras, A.; Casadio, S. 1999. Paleogeografía del sector septentrional de la Cuenca Neuquina, durante el intervalo Campaniano-Daniano. *In* Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, No. 7, Actas: 261-268.
- Pires, M.; Nañez, C.; Casadio, S.; Parras, V. 1999. Sedimentología, Paleontología y Bioestratigrafía del Límite Cretácico-Paleógeno en Liu-Malal, Provincia de Mendoza. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 12, Actas 1: 463-711. Mendoza.
- Prámparo, M.; Papú, O. 2006. Late Maastrichtian dinoflagellate cysts from the Cerro Butaló section, southern Mendoza province, Argentina. *Journal of Micropalaeontology* 25: 23-33.
- Ramos, V. 1999a. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. *In* Geología Argentina (Caminos, R.; editor). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (22): 651-682.
- Ramos, V. 1999b. Rasgos estructurales del territorio argentino. *In* Geología Argentina (Caminos, R.; editor). Instituto de Geología y recursos Minerales, Anales 29 (24): 715-784.
- Ramos, V.; Nullo, F. 1993. El volcanismo de arco cenozoico. *In* Geología y Recursos Naturales de Mendoza (Ramos, V.; editors). *In* Congreso Geológico Argentino, No. 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2, Relatorio I (12): 149-160.
- Salgado, L.; Parras, A.; Gasparini, Z. 2007. Un plesiosauro de cuello corto (Plesiosauroidea, Polycotylidae) del Cretácico Superior del norte de Patagonia. *Ameghiniana* [online] 44 (2): 349-358. ISSN 0002-7014.

- Silvestro, J.; Kraemer, P. 2005a. Evolución Tectosedimentaria de la Cordillera Principal en el sector Surmendocino a los 35°30'S. Faja plegada de Malargue, República Argentina. *In* Congreso de exploración y desarrollo de hidrocarburos, No. 6 (CD ROM). Mar del Plata.
- Silvestro, J.; Kraemer, P. 2005b. Constraining the Neogene evolution of the central Andes fold belt between 35°-36°S using top-wedge-growth strata record, Malargüe, Argentina. *In* International Symposium on Andean Geodynamics, No. 6, Extended Abstracts: 670-672. Barcelona.
- Silvestro, J.; Atencio, M. 2008. La cuenca terciaria del Río Grande y Palauco: Edad, evolución y control estructural. Faja plegada de Malargüe. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 17, Actas I: 151-152.
- Silvestro, J.; Atencio, M. 2010. La cuenca cenozoica del Río Grande y Palauco: edad, evolución y control estructural, faja plegada de Malargüe (36°S). *Revista Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 154-169.
- Silvestro, J.; Kraemer, P.; Achilli, F.; Brinkworth, W. 2005. Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35°-36°S, Malargüe. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (4): 627-643.
- Sruoga, P.; Rubinstein, N.; Etcheverría, M.; Cegarra, M.; Kay, S.; Singer, B.; Lee, J. 2008. Estadio inicial del arco volcánico Neógeno en la Cordillera Principal de Mendoza (35°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (3): 454-459.
- Stephens, G.; Nullo, F.; Combina, A.; Risso, C. 1999. Evolution of an Upper Miocene proximal basin associated with Andean uplift, Southern Mendoza Province, Argentina. *Geological Society of America, Abstract with Programs: A-367*. Denver.
- Turienzo, M.; Dimieri, L. 2005. Geometría y cinemática de las estructuras que involucran al basamento en la zona del arroyo Tordillo, faja corrida y plegada de Malargue, Mendoza. *Revista Asociación Geológica Argentina* 60 (4): 651-661.
- Turienzo, M.; Dimieri, L. 2008. La estructura de la Faja corrida y plegada de Malargüe en la zona del Río Diamante y su relación con la Cordillera Frontal, provincia de Mendoza. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 17, Actas I: 160-161.
- Uliana, M.; Dellapé, D. 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maastrichtiana-terciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia Septentrional). *In* Congreso Geológico Argentino No. 8, Actas 3: 673-681.
- Vergani, G.D.; Tankard, A.; Bellotti, H.; Welsink, H. 1995. Tectonic and palaeogeography of the Neuquén Basin, Argentina. *In* Petroleum Basins of South America (Tankard, A.J.; Suarez Soruco, R.; Welsink, H.J.; editors). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402.
- Yrigoyen, M. 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. *In* Geología y Recursos Naturales de Mendoza (Ramos, V.; editor). Congreso Geológico Argentino No. 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2. Relatorio I (11): 123-148.