

Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35°- 36° S, Malargüe

José SILVESTRO¹, Pablo KRAEMER², Federico ACHILLI³ y Walter BRINKWORTH³

¹Repsol YPF S. A. Talero 360, (8300) Neuquén, Argentina. E-mail: jlsilvestrod@repsolypf.com

²Wintershall – Libya, Corinthia Bab Africa, Tripoli, Libia

³Total, Place de la Coupole - La Defense 6, 921278, Paris, Francia

RESUMEN. La faja plegada y corrida de Malargüe se encuentra localizada en el extremo sur de la Cordillera Principal a los 35°-36° S. Los estratos de crecimiento preservados en cuencas sintectónicas registraron la cinemática de plegamiento de la faja plegada durante el Cenozoico. La cuenca Pinchera-Ventana, ubicada en el sector oeste del área, está rellena por dos secuencias volcánoclasticas cubiertas por basaltos. En el sector occidental de esta cuenca, las secuencias se adelgazan hacia los anticlinales de La Valenciana y Torrecillas en el oeste y hacia los retrocorrimientos de La Brea en el este, desarrollando discordancias progresivas observadas en el campo. En el sector oriental de la cuenca, el arreglo de facies, la composición de los clastos y la presencia de discordancias sugieren una proveniencia desde el anticlinal Bardas Blancas en el oeste. Dataciones radimétricas de los niveles andesíticos basales (15,1 Ma) y de los basaltos al techo (6,7 Ma) limitan la edad de esta cuenca al Mioceno medio y superior. La cuenca Malargüe desarrollada en el sector oriental del área de estudio, está rellena por dos secuencias sintectónicas volcánoclasticas, cubiertas por una secuencia postectónica. El análisis sísmico de las secuencias de crecimiento muestra un arreglo divergente relacionado al levantamiento del anticlinal Malargüe en el oeste de la cuenca y un triángulo de crecimiento hacia el este relacionado al levantamiento del anticlinal Chacay. La datación de niveles andesíticos basales en 5,04 Ma y la secuencia postectónica al tope, limitan la edad de la cuenca entre el Mioceno superior y Cuaternario. Estas observaciones indican que los depocentros sedimentarios migraron hacia el antepaís conjuntamente con el avance de la faja plegada en igual sentido.

Palabras clave: *Cuencas de antepaís, faja plegada, sedimentos, sinorogénicos, secuencias, dataciones.*

ABSTRACT. Evolution of the foreland basins in the Cordillera Principal, at 35° - 36° S. Malargüe. The Andean fold-and-thrust belt of Malargüe is located in the foothills of Cordillera Principal at 35°-36° S. The geometry and age of the growth strata preserved in syntectonic basins, recorded the Cenozoic kinematics of the frontal fold-and-thrust belt. The Pincheira-Ventana basin, located at the western edge of the study area, is filled by two syntectonic volcanic and volcanoclastic sequences covered by basalts. In the western part of the basin, growth strata thins toward La Valenciana and Torrecillas anticlines at the west and La Brea backthrusts to the east, showing progressive unconformities observed in the field. In the eastern part the facies arrangement, clast composition and unconformities suggest a provenance area from the Bardas Blancas anticline to the west. Radiometric dating of andesitic lavas at the base of the growth sequence and of basalts at the top, constrain the age of this basin between early Middle Miocene and late Upper Miocene (15.1 Ma and 6.7 Ma). The Malargüe basin, located at the eastern edge of the area, is filled by two syntectonic volcanic and clastic sequences covered by a postectonic sequence. The seismic analysis of the growth sequence shows a divergent arrangement related to the uplift of the Malargüe anticline to the west and a growth triangle at the flank of Chacay anticline to the east. The radiometric dating of outcropping basal andesitic breccias yielding an age of 5.04 Ma and a Quaternary post tectonic sequence at the top, constrains the age of the basin between Late Miocene and Quaternary. These observations indicate that the frontal fold and thrust-belt has a normal propagation toward the foreland during the Cenozoic.

Key words: *Foreland basins, fold belt, growth strata, sequences, radiometric dating.*

Introducción

La deformación de antepaís del margen activo entre la placa de Nazca y Sudamericana está marcada por fuertes cambios a lo largo del rumbo tanto en el estilo estructural como en el grado de penetración del frente de deformación neógeno hacia el antepaís (Fig.1). La edad de la deformación y las diferentes fases que afectaron la evolución de los Andes centrales han sido objeto de numerosos estudios recientes, revelando entre otros aspectos que el frente de deformación neógeno es activo al norte de los

34° en tanto al sur de los 37° S cesó su actividad en el Mioceno superior (Giambiagi *et al.* 2003, Ramos y Barbieri 1989 y Zapata *et al.* 2002).

En el sector intermedio entre los 34° y 37° S el frente de deformación ha sido comparativamente menos estudiado en cuanto al análisis detallado de la cronología de eventos estructurales neógenos. La región entre los 35° y 36° S posee condiciones excepcionales para estudios de este tipo dado que combina la presencia de excelentes afloramientos de depósitos sinorogénicos con abundante información de subsuelo producida por la industria petrolera.

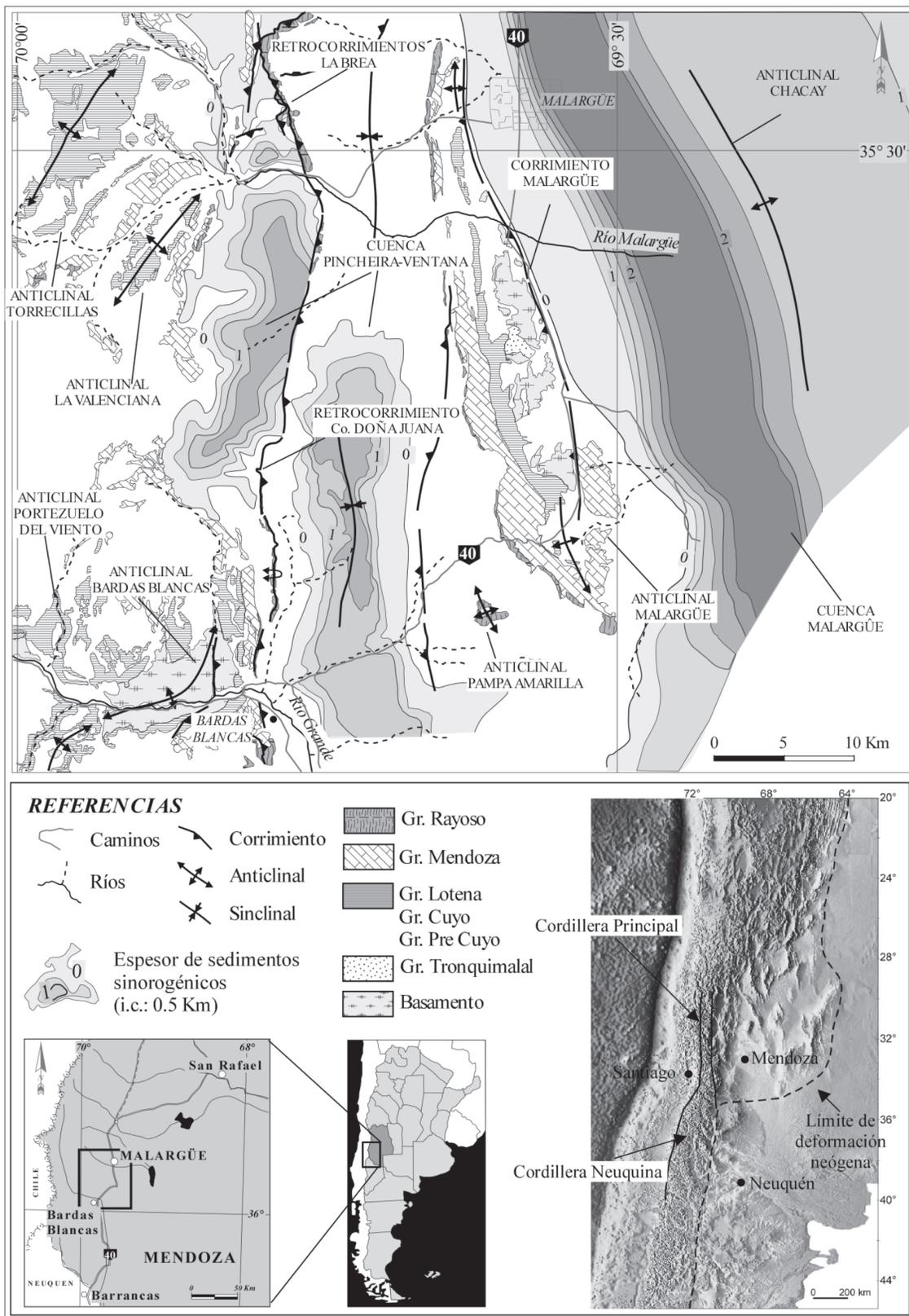


Figura 1: La región estudiada se ubica entre los 35° y 36° S donde el frente de deformación neógeno se desplaza abruptamente hacia el oeste coincidiendo con la desaparición progresiva de las Sierras Pampeanas y Cordillera Frontal al sur de los 33° S. Los rasgos estructurales sobresalientes incluyen anticlinales de basamento (Torrecillas, La Valenciana, Bardas Blancas y Malargüe), cuencas sinorogénicas de Pincheira-Ventana y Malargüe y la faja de retrocorrimentos de cubierta de La Brea - Cerro Doña Juana asociadas a evaporitas del Grupo Rayoso.

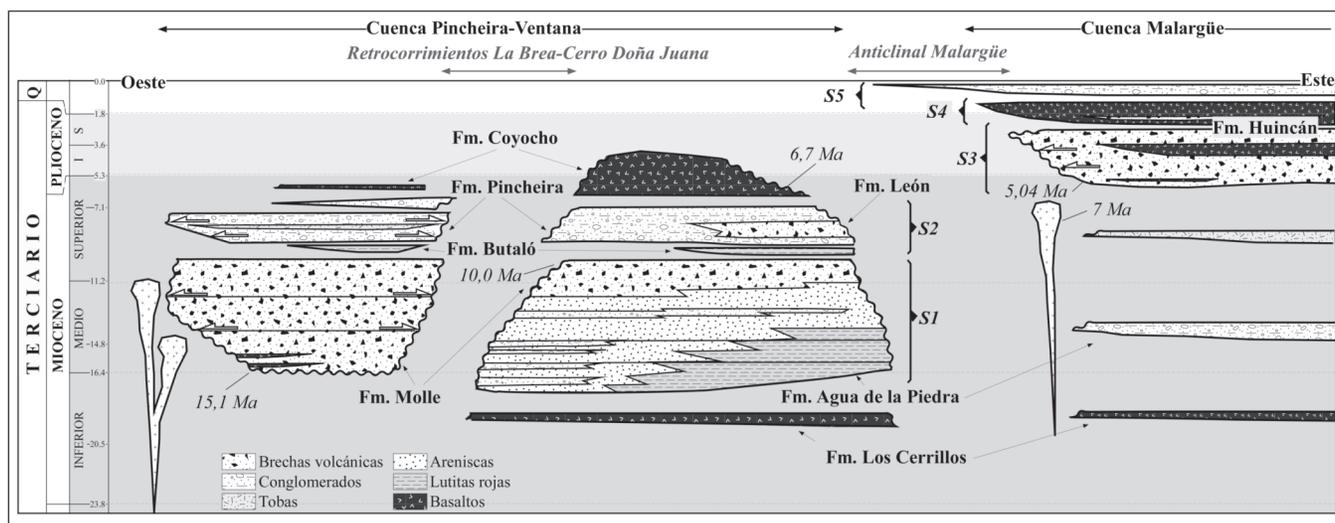


Figura 2: Cuadro cronoestratigráfico para las unidades terciarias sinorogénicas identificadas en el área de Malargüe, con ubicación de los niveles con dataciones radimétricas.

En este trabajo se analiza la estratigrafía de las cuencas sinorogénicas y se propone un nuevo esquema de correlación cronoestratigráfico para los depósitos sinorogénicos miocenos y pliocenos sobre la base de mediciones estratigráficas de superficie y dataciones $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ y K/Ar.

Marco tectónico

Los rasgos tectónicos mayores del orógeno andino tales como la organización y geometría de las unidades morfoestructurales mayores y el volcanismo activo permiten separar dos segmentos andinos diferenciados al norte y sur de los 33° S (Jordan *et al.* 1983). Dicha segmentación ha sido interpretada como consecuencia del pasaje de una zona de subducción subhorizontal al norte de los 34° S a una zona de subducción normal al sur de los 34° S (Baranzaghi e Isacks 1976, Cahill e Isacks 1992) (Fig. 1).

Al norte de los 33° S, sobre el segmento de subducción horizontal, las principales unidades morfoestructurales incluyen de este a oeste las Sierras Pampeanas, Precordillera, Cordillera Frontal y Cordillera Principal. En la zona transicional entre 33° y 34° S sólo se desarrolla la Cordillera Frontal y la Cordillera Principal (Giambiagi *et al.* 2003) en tanto al sur de los 34° S, la Cordillera Principal constituye la principal unidad morfoestructural de los Andes centrales. El pasaje a una subducción normal al sur de los 34° S va acompañado de un desplazamiento al oeste y una desactivación progresiva del frente de deformación neógeno, el que registra actividad neotectónica y sísmica al norte (Jordan *et al.* 1983, Ramos 1999) en tanto al sur de los 37° S en la cordillera neuquina fue fosilizado en el Mioceno superior (Ramos y Barbieri 1989, Zapata *et al.* 2002) desplazándose el frente de deformación a las zonas internas del orógeno andino.

La región de Malargüe, entre los 35° y 36° S se ubica en el

extremo sur de la Cordillera Principal (Yrigoyen 1972) y comparte con ella una estratigrafía y un estilo estructural común. Las unidades estratigráficas mayores de esta región incluyen un basamento permo-triásico asociado a fallamiento normal, cubierto por depósitos sedimentarios jurásicos, cretácicos y paleógenos preorogénicos y niveles neógenos sinorogénicos depositados durante la orogenia andina (Groeber 1946, Kozłowski *et al.* 1989, Kozłowski *et al.* 1993).

Estructuralmente este sector se caracteriza por presentar un estilo híbrido con trenes estructurales de basamento que resuelven los acortamientos en estructuras de cubierta con desarrollo de zonas triangulares y fajas diapíricas. Relacionadas a estas estructuras se desarrollaron cuencas elongadas donde fueron conservados los sedimentos sinorogénicos terciarios, los que registraron la cinemática de las estructuras circundantes (Kozłowski *et al.* 1993, Kraemer y Zulliguer 1994, Manceda y Figueroa 1995, Nocioni 1996, Kraemer *et al.* 2000) (Fig. 1).

Estratigrafía sinorogénica

En estrecha relación con el desarrollo de la faja plegada se desarrollan dos cuencas sinorogénicas elongadas en dirección norte denominadas cuenca de Pincheira-Ventana y cuenca Malargüe, ubicadas al oeste y este respectivamente del anticlinal Malargüe (Figs. 1, 2 y 3).

El análisis estratigráfico de superficie y el de secuencias sísmicas, más las dataciones radimétricas realizadas sobre los componentes ígneos, permitió definir cuatro secuencias sinorogénicas, las secuencias S1 y S2 definidas en la cuenca Pincheira-Ventana y las secuencias S3 y S4 definidas en la cuenca Malargüe. La secuencia S5 de tipo post-orogénica marca el final de la actividad estructural de la faja plegada y corrida a esta latitud (Fig. 2). Las edades radimétricas obtenidas para los límites de estas secuencias permitió definir el carácter diacrónico de las cuencas sinorogénicas.

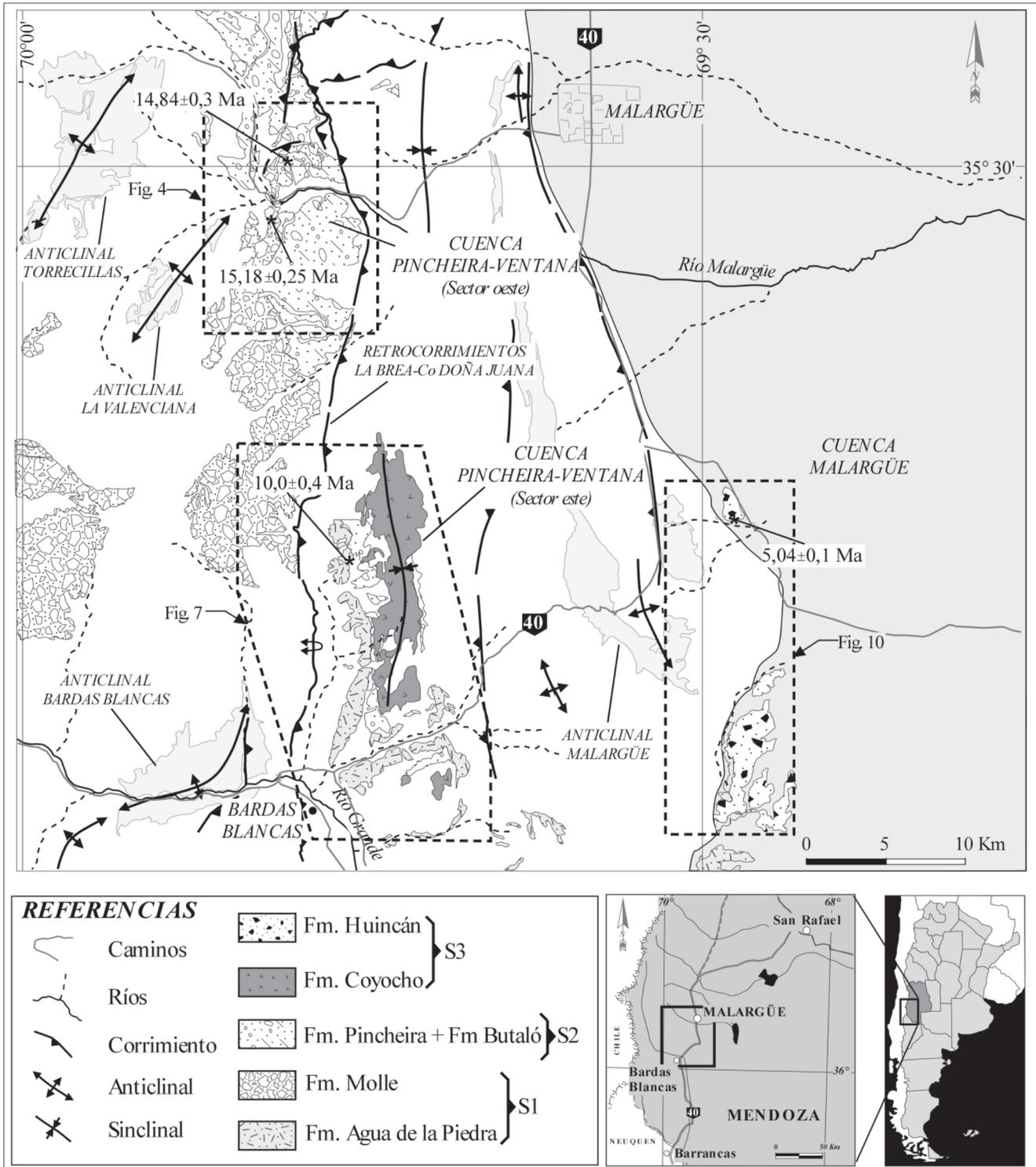


Figura 3: Ubicación de las cuencas terciarias sinorogénicas: en el sector oeste la cuenca del Mioceno medio-superior de Pincheira-Ventana y en el sector este la cuenca Malargüe del Mioceno superior-Plioceno, con las principales secuencias reconocidas. Se muestra también la ubicación de los niveles datados y las edades obtenidas.

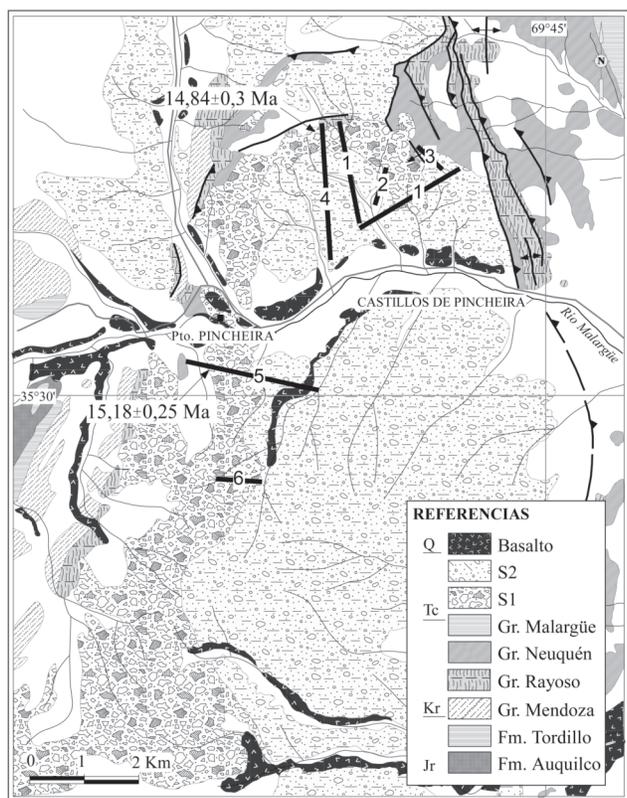


Figura 4: Mapa geológico de la zona de Castillos de Pincheira (modificado de Kozłowski *et al.* 1989), con ubicación de las columnas estratigráficas relevadas (ubicación en Fig. 3).

Cuenca de Pincheira-Ventana

Esta cuenca está limitada al oeste por los anticlinales Torrecillas, La Valenciana y Bardas Blancas en tanto el anticlinal Malargüe constituye el límite oriental (Figs. 1 y 3). La faja de retrocorrimientos de La Brea-Cerro Doña Juana constituye un alto interno que produce una fuerte disminución de espesores de los depósitos sintectónicos y subdivide la cuenca en un sector oeste y otro este (Figs. 2 y 3). Para su estudio se midieron 14 perfiles estratigráficos correlacionados mediante niveles volcanoclásticos guía y dataciones radiométricas con los que se identificaron tres secuencias (S1, S2 y S3) que alcanzan espesores superiores a los 1500 metros.

Sector Oeste (Castillos de Pincheira-Cerro Butamallín)

Se desarrolla al oeste de la faja de retrocorrimientos de La Brea-Cerro Doña Juana y al este de los anticlinales Torrecillas, La Valenciana y Bardas Blancas (Fig. 1).

Los afloramientos más representativos de este sector se encuentran en las proximidades de los Castillos de Pincheira, en las márgenes del río Malargüe. En esta zona fueron medidos seis perfiles estratigráficos ubicados en las márgenes sur y norte del río Malargüe (Fig. 4). Se identificaron cuatro unidades litoestratigráficas correspondientes a

las Formaciones Molle, Butaló, Pincheira y Coyocho (Fig. 2). La correlación de los perfiles se realizó siguiendo niveles guía con buena continuidad lateral y dataciones radiométricas de horizontes volcánicos lo que permitió definir tres secuencias depositacionales sintectónicas limitadas por discordancias (Fig. 5-A), (Kraemer y Zulliger 1994 y Kraemer *et al.* 2000). La secuencia S1 apoya siempre en discordancia angular sobre diferentes niveles de erosión de las areniscas del Grupo Neuquén y es cubierta por la secuencia S2 también en discordancia angular. La parte inferior de S1 está constituida por brechas piroclásticas andesíticas (Fig. 5-B) con intercalaciones en los niveles superiores de areniscas y paraconglomerados tobáceos, que se engrosan hacia el sector central de la cuenca donde llegan a desarrollar hasta 300 m de espesor. Hacia los bordes de la cuenca, esta unidad muestra una fuerte disminución de espesor por traslape (*onlap*) basal e interno típico de discordancias progresivas. Dataciones radiométricas $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de mantos de basaltos presentes en la parte inferior de la secuencia arrojaron edades de $15,18 \pm 0,25$ Ma, $14,38 \pm 0,10$ Ma, $14,78 \pm 0,24$ Ma y $14,84 \pm 0,3$ Ma (Tabla 1) correspondientes al Mioceno medio. Este intervalo corresponde al Mollelense de Groeber (1946) y a la Formación Molle de Kozłowski *et al.* (1987).

La secuencia S2 comienza con 20 y 30 m de limolitas con restos de plantas y delgadas intercalaciones de areniscas típicos de la Formación Butaló (Fig. 5-C), la que se restringe arealmente a la zona central de la cuenca. En los sectores de borde de cuenca, la secuencia S2 apoya en discordancia angular sintectónica sobre la secuencia S1. Hacia arriba, esta secuencia está constituida por una potente sucesión de paraconglomerados con clastos de origen volcánico dominante en los dos tercios inferiores y origen mixto volcánico-sedimentario en el tercio superior. Esta unidad fue denominada Estratos de Pincheira por Criado Roque (1950) denominándose aquí Formación Pincheira (Fig. 5-D). Las paleocorrientes indican una dirección de aporte desde el S-SO. Por encima se observa una abrupta aparición de paraconglomerados con bloques del Grupo Neuquén y depósitos caóticos de deslizamiento procedentes desde el este (Fig. 6).

La secuencia S3 se compone de basaltos y brechas basálticas equivalentes a la Fm. Coyocho, depositados por encima de S2 en marcada discordancia angular. Una datación de $6,7 \pm 0,5$ Ma (Linares 2001) realizada en el sector oriental de la cuenca permite asignar a esta secuencia al Mioceno superior-Plioceno.

Sector Este (Sierra de la Ventana-Cerro Butaló)

Se desarrolla al este de los retrocorrimientos de La Brea-Cerro Doña Juana (Figs. 1 y 3), principalmente hacia el extremo sur de la cuenca. En este sector se midieron cinco perfiles estratigráficos (Fig. 7), lo que permitió reconocer las tres secuencias sinorogénicas definidas en el sector oeste (Fig. 8).

La secuencia S1 apoya en contacto de tipo concordante sobre un intervalo constituido por conglomerados

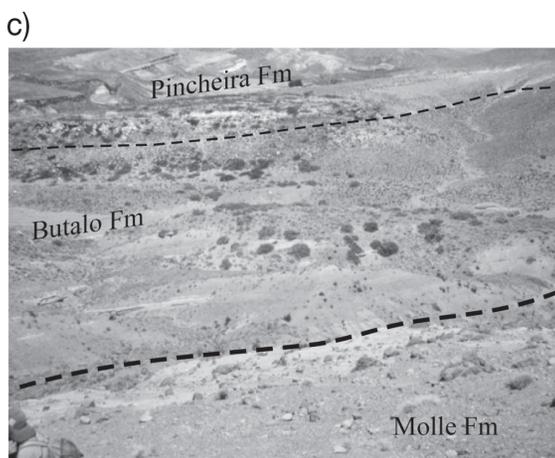
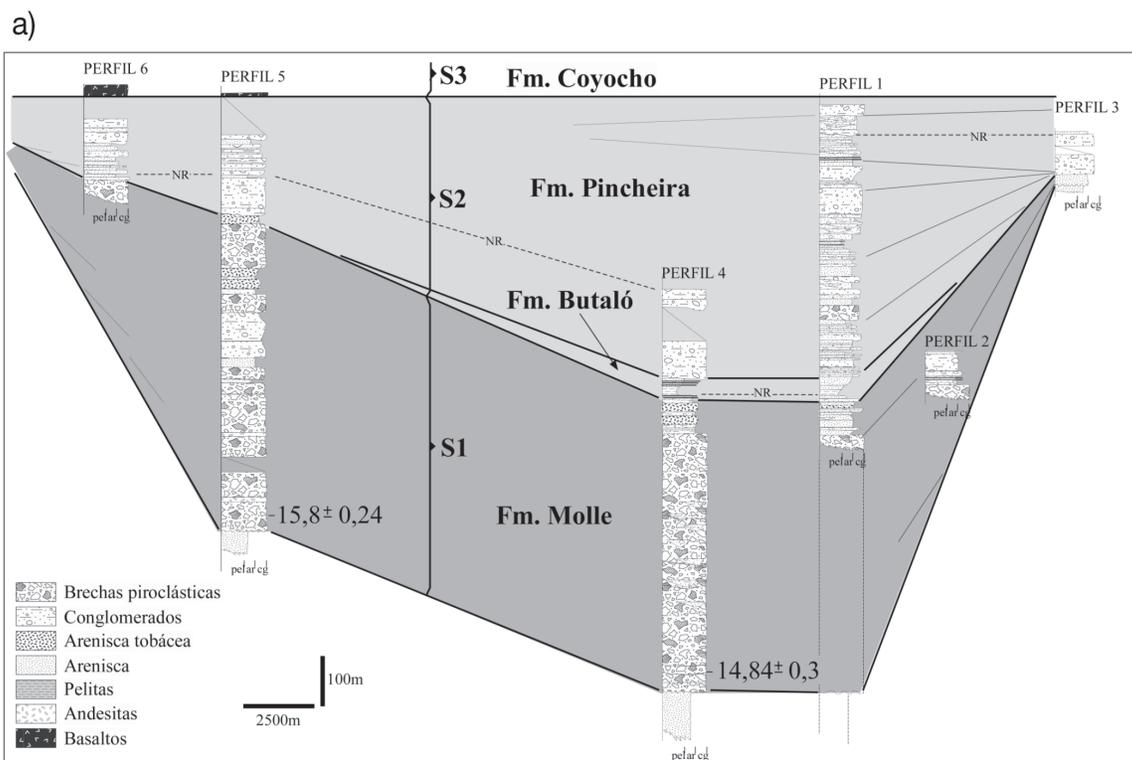


Figura 5: a) Correlación estratigráfica del sector norte de la Cuenca de Pincheira-Ventana mostrando las unidades litoestratigráficas reconocidas que incluye a las Formaciones Molle (b), Butaló (c) y Pincheira (d). Las edades máxima y mínima locales son $15,8 \pm 0,3$ y $6,7 \pm 0,1$ Ma respectivamente, correspondientes al Mioceno medio – superior.

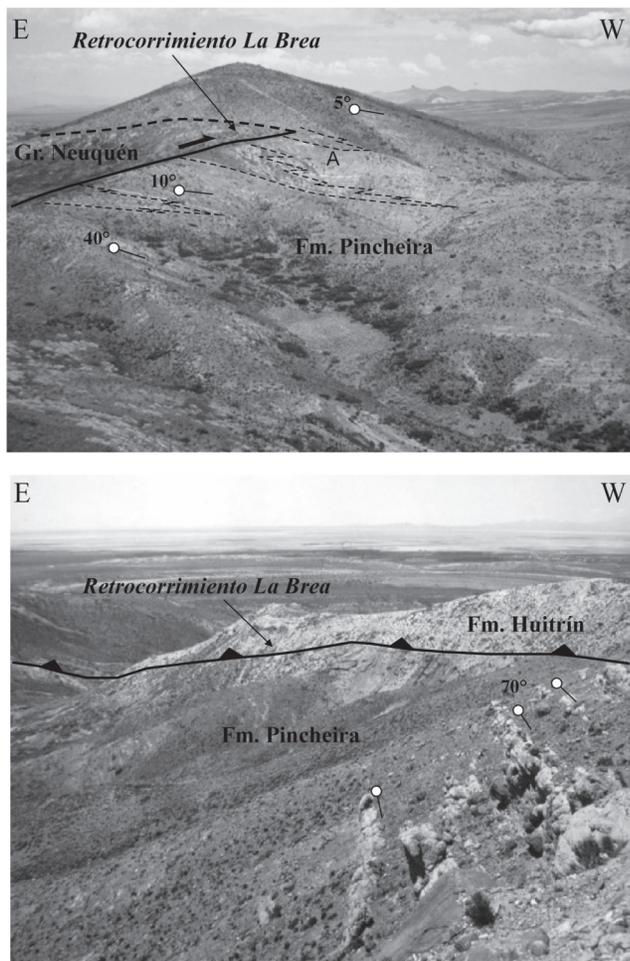


Figura 6: a) Afloramientos de la Formaciones Pincheira con buzamientos decrecientes hacia arriba típicos de una discordancia progresiva. Las cuñas clásticas rojizas formadas por areniscas retransportadas del Grupo Neuquén se interpretan como procedentes de la erosión de la lámina sobrecorrida del Grupo Neuquén activa durante la depositación de la Formación Pincheira. b) Sobrecorrimiento de la Formación Huitrín y Grupo Neuquén sobre la Formación Pincheira evidenciando una reactivación del retrocorrimento de La Brea (véase ubicación en Fig. 4).

inconsolidados, cubiertos por tobas y mantos basálticos, que en conjunto se conocen como Formación Los Cerrillos, definida por Legarreta *et al.* (1985) en la zona de Los Cerrillos al sur del cerro Butaló. El contacto superior está dado por la secuencia S2, apoyada de forma concordante en el sector central de la cuenca y en discordancia angular hacia los bordes, claramente visible en ambos flancos de la sierra de la Ventana (Fig. 8B).

En el sector oeste en el perfil Arroyo del Difunto (Fig. 8A), la secuencia S1 comienza con areniscas y conglomerados de color rojo, dispuestos en capas mantiformes con sectores canalizados donde predominan clastos de mayor tamaño. Hacia el este, en el perfil del cerro Butaló, la parte inferior se caracteriza por presentar intercalaciones de limolitas y areniscas finas color rojo con areniscas sabulíticas y conglomerados grisáceos mantiformes con

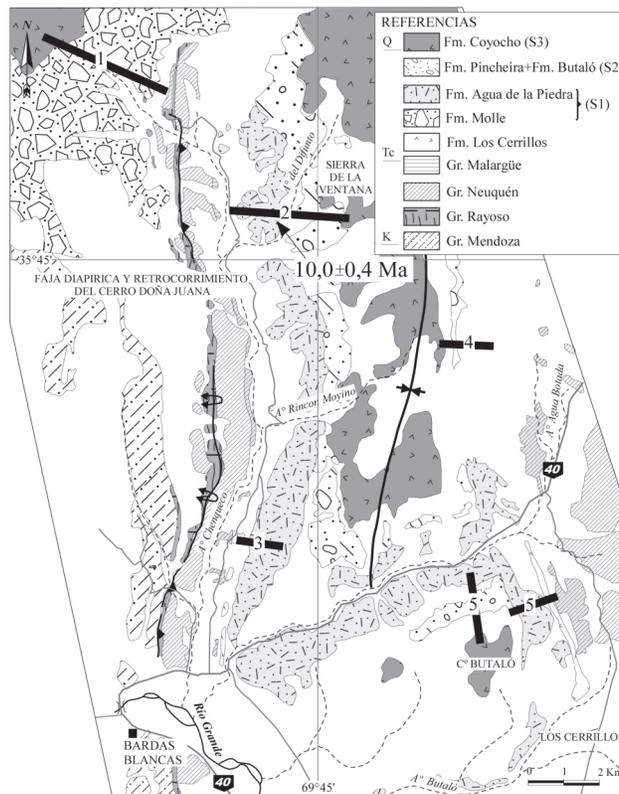


Figura 7: Mapa geológico del sector sur de la sierra de la Ventana y cerro Butaló con ubicación de los perfiles estratigráficos analizados. Perfil 1: Cerro Butamallín, Perfil 2: Arroyo del Difunto, Perfil 3: Arroyo Chenqueco, Perfil 4: Agua Botada, Perfil 5: Cerro Butaló (modificado de Kozłowski *et al.* 1989).

matriz tobácea. En ambos perfiles (Fig. 9) el conteo composicional de los clastos en la parte basal de S1 muestra un claro predominio de areniscas rojas procedentes de la erosión del Grupo Neuquén, con participación subordinada de calizas, siempre con una participación de material volcánico (basaltos y andesitas) del orden del 50%. En la parte superior de S1 en ambas columnas, se observa un intervalo de algo más de 100 m de espesor de brechas basálticas con matriz tobácea. En este intervalo la participación volcánica aumenta notablemente con respecto al tramo inferior, hasta hacerse dominante en el orden del 90 a 100% (Fig. 9). También se observa para el tramo superior, un marcado aumento en el promedio de clastos de tamaño máximo. Las paleocorrientes indican un aporte de sedimentos desde el suroeste. Una datación K/Ar de un clasto sobredimensionado de basalto presente en el tope de esta unidad en el perfil del arroyo del Difunto, arrojó una edad de $10,0 \pm 0,4$ Ma (Tabla 1), con el cual se establece el límite superior de S1 (Figs. 2 y 8A). Las areniscas y conglomerados rojizos de la parte basal corresponden a la Formación Agua de la Piedra tal como la definió en este sector Criado Roque (1950) en tanto que las brechas basálticas de la parte superior se correlacionan con la Formación Molle del sector oeste de la cuenca. Estos datos

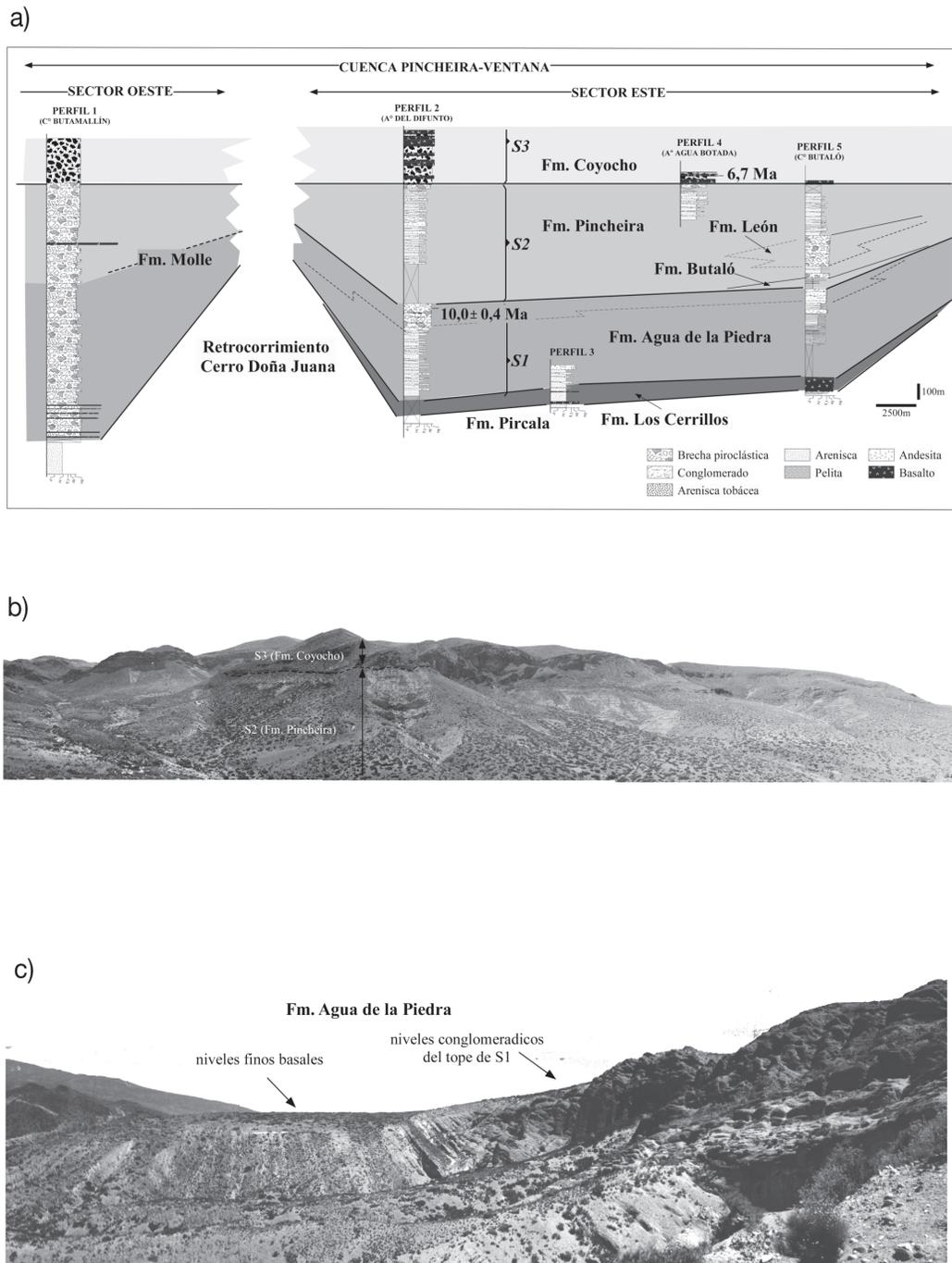


Figura 8: a) Correlación de las secciones estratigráficas medidas en el sector sur de la cuenca Pincheira-Ventana. b) Contacto discordante entre S2 y S3 en el flanco oeste de la Sierra de la Ventana. c) Formación Agua de la Piedra en el perfil del cerro Butaló.

muestran la equivalencia lateral entre las Formaciones Molle y Agua de la Piedra y limitan la edad de depositación de S1 entre los 16 y 10 Ma.

La secuencia S2 se inicia en el cerro Butaló con 60 m de pelitas rojas con abundantes restos vegetales, bivalvos y gastrópodos, marcando la parte basal de la secuencia, la que apoya en contacto neto paraconcordante sobre los conglomerados del tope de la secuencia S1 (Fig. 9). Inter-

calados entre las pelitas se observan bancos tabulares de 10 cm de espesor de areniscas finas masivas, con marcas de flujo en la base. Estas pelitas se consideran depósitos originados por decantación en ambientes lacustres en los cuales existen descargas episódicas de sedimentos que generan cuerpos arenosos tabulares. Por encima de las pelitas continúa un paquete de brechas y conglomerados basálticos masivos depositados en sectores próximos a los

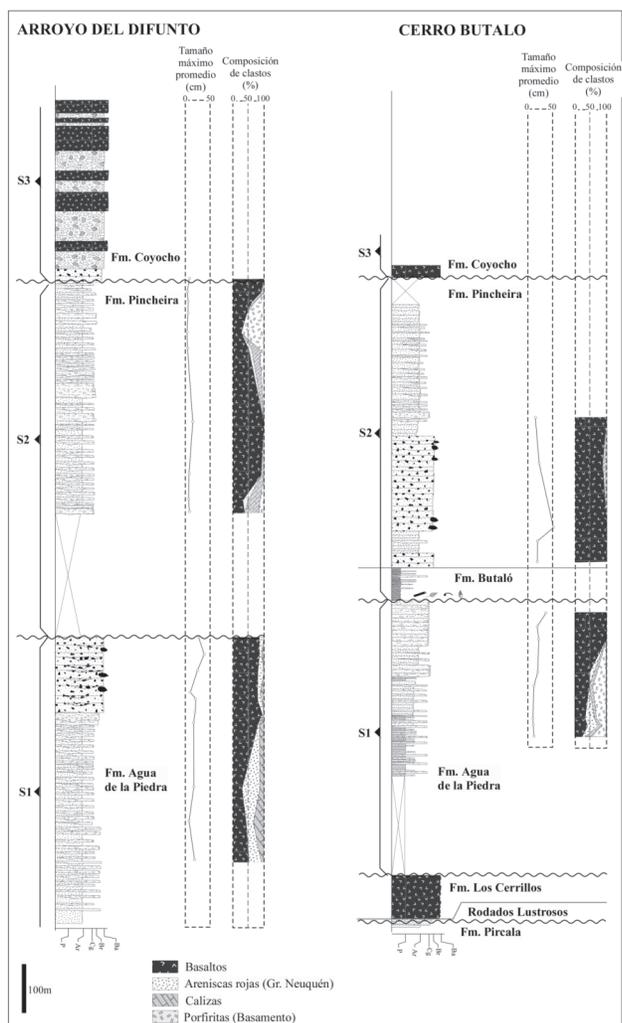


Figura 9: Columnas estratigráficas del sector este de la cuenca Pincheira-Ventana. La Formación Agua de la Piedra muestra un arreglo granocreciente, comenzando con una alta proporción de clastos procedentes de la erosión del Grupo Neuquén y niveles más antiguos que hacia la parte alta de la columna muestran un aumento en el aporte de materiales volcánicos.

centros efusivos, que hacia arriba pasan a areniscas sabulíticas de color gris-verdoso. Hacia el oeste en el perfil del arroyo del Difunto (Fig. 9) la columna completa de S2 se integra por una sucesión monótona de conglomerados gruesos, dispuestos en bancos de 1,5 a 3 m de espesor, masivos, interpretados como flujos hiperconcentrados originados por descargas masivas de sedimentos gruesos.

Las pelitas basales se incluyen dentro del intervalo descrito por Criado Roque (1950) como Formación Butaló, los conglomerados y brechas de la parte alta de la columna corresponden a la Formación Pincheira, en tanto las brechas y conglomerados basálticos se correlacionan con la Formación León de Legarreta *et al.* (1985).

El relleno en este sector de la cuenca se completa con mantos de basaltos y brechas basálticas pertenecientes a la secuencia S3, apoyados en discordancia angular sobre los

conglomerados de la secuencia S2 y presentan un buzamiento suave del orden de los 5° a 10° en los flancos de la Sierra de la Ventana lo que evidencia su carácter de sinorogénico. Estos basaltos corresponden a la Formación Coyocho, que según una datación radimétrica publicada por Linares (2001) presentan una edad de $6,7 \pm 0,5$ Ma del Mioceno superior.

Cuenca Malargüe

La cuenca Malargüe tiene desarrollo hacia el este del anticlinal Malargüe (Fig. 1 y 2), donde se integra por casi 2.000 m de sedimentos sinorogénicos terciarios. Estos depósitos fueron analizados en afloramiento y en secciones sísmicas, lo que permitió identificar un intervalo sedimentario de poco desarrollo equivalente a las secuencias S1 y S2 definidas en la cuenca Pincheira-Ventana, además de definir y analizar con mayor detalle las secuencias sinorogénicas S3 y S4 y la secuencia postorogénica (S5).

Afloramiento

Los afloramientos de esta cuenca dentro del área de estudio se restringen a los cerros Chachao y Morado, ubicados en el flanco oriental del hundimiento sur del anticlinal Malargüe (Fig. 10).

En el perfil Cerro Morado se midieron 860 m de sedimentos volcanoclasticos (Fig. 10). La parte basal de la columna posee espesores de 140 m y comienza con niveles basálticos de la Formación Los Cerrillos. Por encima siguen limolitas, areniscas y conglomerados rojos de la Formación Agua de la Piedra seguido de un nivel conglomerádico con clastos de tobas retrabajadas, sobre el cual se depositaron conglomerados y areniscas grisáceas con clastos de basalto. Si bien no se cuenta con dataciones radimétricas, este intervalo basal se considera equivalente en edad a las secuencias S1 y S2 de la cuenca Pincheira-Ventana.

El intervalo superior en el perfil del cerro Morado posee un espesor de 720 m y comienza con un nivel de basalto seguido por una secuencia de brechas y conglomerados, intercalados con mantos de basaltos. Las facies reconocidas en este intervalo son predominantemente tipo bloques y cenizas (Smith 1988), con clastos de tamaño máximo promedio entre 20 y 50 cm de composición basáltica y andesítica, sin participación de clastos de origen sedimentario, lo que indica su proximidad a los centros efusivos volcánicos.

Niveles equivalentes fueron estudiados en el cerro Chachao, donde afloran aproximadamente 330 m de sedimentos volcanoclasticos con buzamiento de 45° hacia el este, apoyados en discordancia angular suave sobre el Grupo Malargüe de carácter preorogénico (Fig. 10). La mayor parte de la columna está integrada por mantos de 1,5 a 2 m de espesor de brechas basálticas y andesíticas. En el sector inferior de la columna se observan flujos andesíticos que fueron datados por el método K/Ar en roca total obteniéndose una edad de 5,04 Ma (Cuadro 1). Esta edad permite asignar a este intervalo a la secuencia S3 y definirla como Formación Huincán, con-

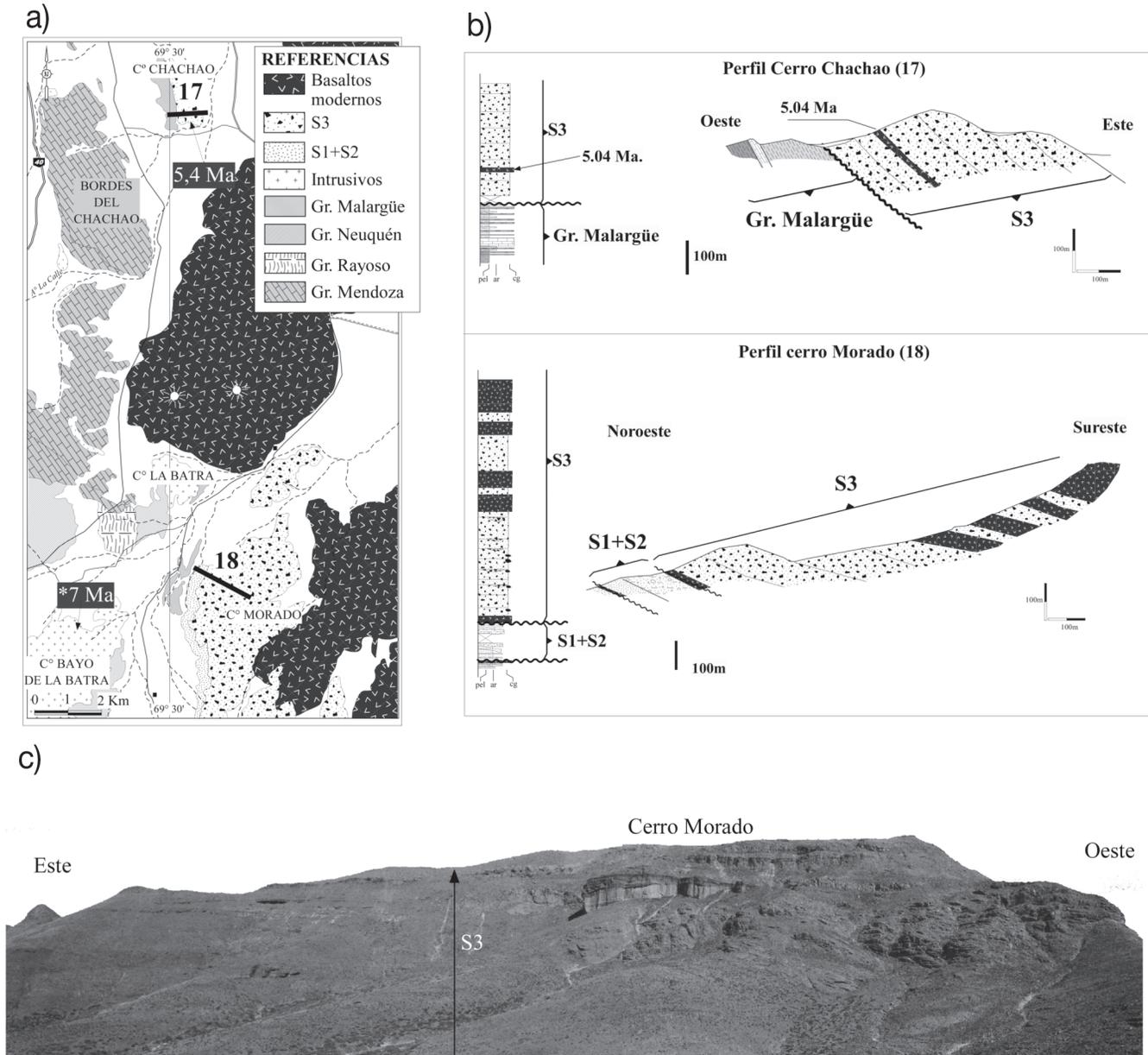


Figura 10: Mapa geológico del sector sureste del anticlinal Malargüe (a) con ubicación de las columnas y perfiles estratigráficos analizados (b) y vista panorámica del cerro Morado.

siderándola equivalente lateral de la Formación Coyocho (Figs. 2 y 3).

Interpretación sísmica

En la figura 11 se muestra la interpretación realizada sobre una sección sísmica ubicada en el sector central del anticlinal, aproximadamente a la latitud del río Malargüe. La secuencia inferior (**S1+S2**) posee espesores de 200-300 m y se define como una cuña con mayor espesor hacia el este, con reflectores internos de tipo caótico y con límite erosivo hacia el oeste. La base y el tope son de tipo paraconcordante en el sector este y le-

vemente discordante hacia el oeste, definiendo la discordancia D1+D2 en la base y la discordancia D3 en el tope. Se considera equivalente de la sección basal (**S1+S2**) descrita en el perfil del cerro Morado.

La secuencia (**S3**) fue definida en el sector occidental donde trunca a las unidades subyacentes, originando la discordancia D3. La geometría externa general es en cuña. En la base de la secuencia se observan reflectores que se apoyan en traslape (*onlap*) sobre el substrato pre-crecimiento; hacia arriba aparecen otros reflectores que cubren los depósitos anteriores con un arreglo interno divergente y transgrediendo el borde oeste de la cuenca que indican un primer pulso de actividad del anticlinal

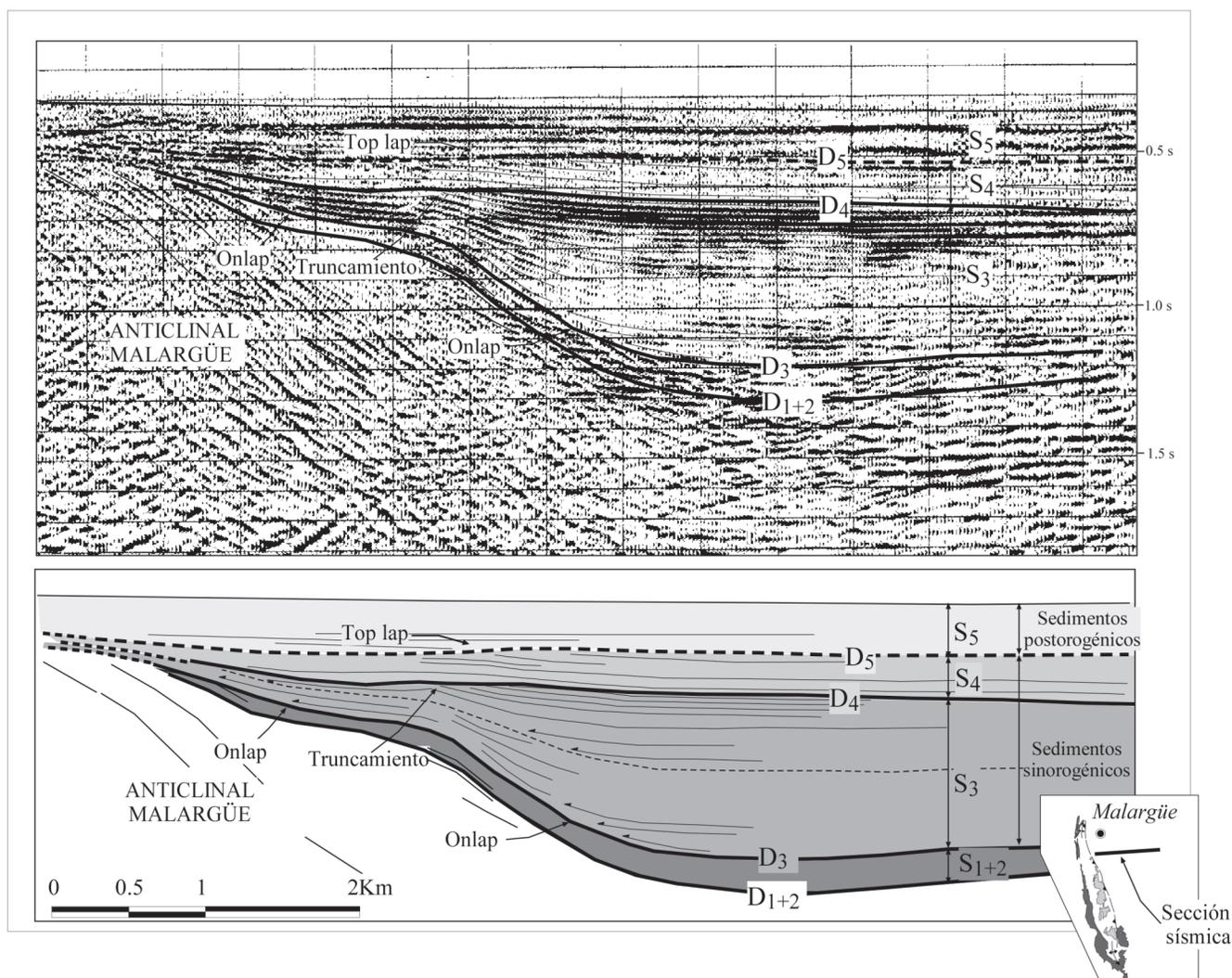


Figura 11: Interpretación sísmica y definición de las secuencias de crecimiento en el frente del anticlinal Malargüe. La cuenca experimenta la mayor tasa de subsidencia durante la depositación de la secuencia S3, que según una datación K/Ar de una muestra de superficie tiene una edad de $5,04 \pm 0,1$ Ma.

Malargüe. Hacia el este los estratos se disponen de forma paralela y paraconcordante con los sedimentos de pre-crecimiento, conservando un espesor medianamente uniforme de 1100 metros. En la parte media de esta secuencia se desarrolla una discordancia interna sobre la cual se observa una segunda unidad que también presenta reflectores apoyándose en traslape (*onlap*) en la base y por encima reflectores que transgreden el borde oeste de la cuenca con geometría interna subparalela indicando una reactivación del anticlinal Malargüe.

El límite superior de esta secuencia se observa truncado en el borde oeste de la cuenca, determinando la discordancia **D4** sobre la que se deposita en traslape (*onlap*) y paraconcordancia la secuencia S4. Esta se acuña hacia el anticlinal Malargüe y alcanza espesores uniformes de 300 m hacia el interior de la cuenca donde presenta un arreglo interno de tipo subparalelo a progradante.

En el sector oriental de la cuenca, sobre la línea sísmica ubicada al norte del río Malargüe (Fig. 12) se puede observar a las secuencias **S3** y **S4** plegadas mostrando una geometría de triángulo de crecimiento (Suppe *et al.* 1992) relacionado a una estructura de basamento.

Finalmente, en discordancia por encima de S4 se depositaron aproximadamente 350 m de sedimentos postorogénicos del Pleistoceno, incluidos en la secuencia S5. En la culminación norte del anticlinal esta secuencia se deposita directamente sobre los estratos preorogénicos y cubre también al corrimiento Malargüe.

Evolución paleogeográfica

La faja plegada muestra dos pulsos mayores de actividad estructural y formación de cuencas sinorogénicas. Un primer pulso generado durante el Mioceno medio a

Cuadro 1: Determinaciones isotópicas K-Ar y Ar-Ar.**A. Determinaciones isotópicas K-Ar**

Formación	Ubicación	Material	K	Error de K	Ar ⁴⁰ radiogénico	Ar ⁴⁰ Atm	Edad	MaxError
		Analizado	(%)	(%)	ccSTP/g (*10 ⁻⁶)	nL/g	(Ma)	(Ma)
Molle	A° Chenquenco	Roca total	1,2908	0,5000	0,50		10,04*	0,4
Huincan	Cerro Chachao	Roca total	1,2400			0,2433	5,04**	0,1

* Centro de Pesquisas Geocronológicas-Instituto de Geociências-Universidade de Sao Paulo. Brasil

**Institute of Geological & Nuclear Sciences Limited. Nueva Zelanda

B. Determinaciones isotópicas Ar-Ar

Formación	Ubicación	Material	³⁹ Ar	Plateau age	(⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar) _i	Isocrone age	MSWD	±2s
		Analizado	(%)	(Ma)		(Ma)		
Molle	Castillos de Pincheira	plagioclasa			366,3±4,8	14,38***	7,33	0,10
Molle	Castillos de Pincheira	plagioclasa	75,5	14,78***				0,24
Molle	Castillos de Pincheira	plagioclasa	74,4	15,18***				0,25
Molle	Castillos de Pincheira	plagioclasa	100,0	14,84***				0,30

*** New Mexico Geochronological Research Laboratory. USA

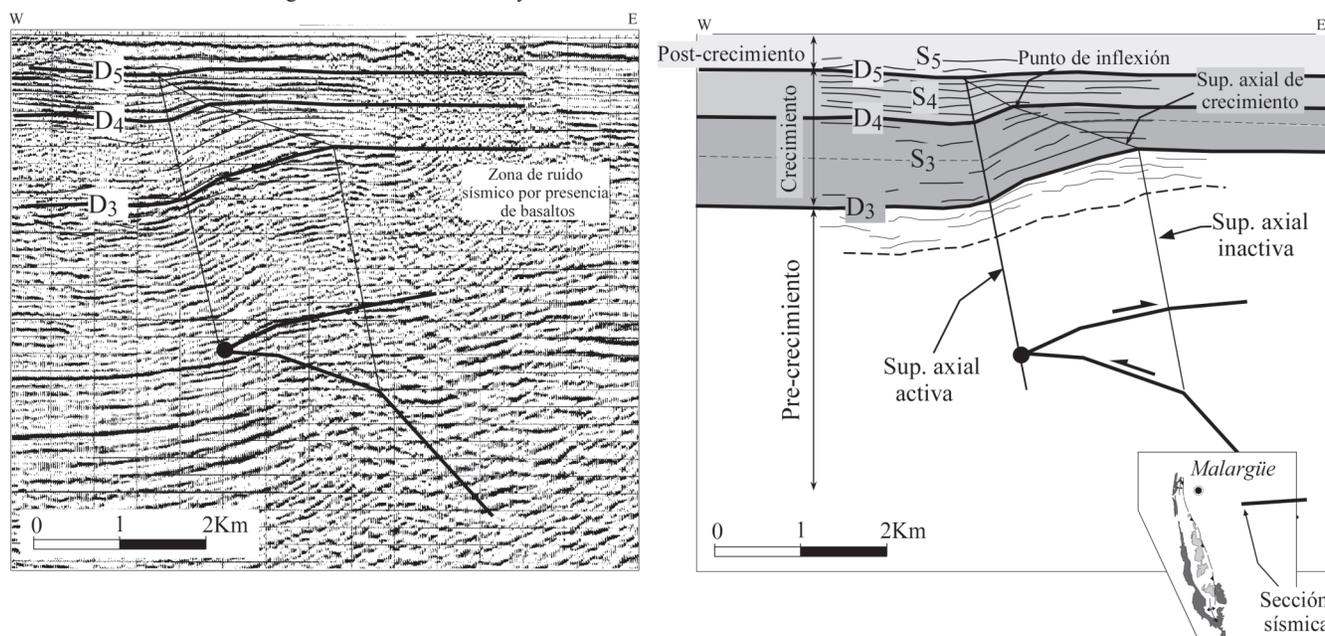


Figura 12: Interpretación sísmica y definición de las secuencias de crecimiento en la cuenca terciaria de Malargüe, relacionada al Anticlinal Chacay. La figura geométrica definida en la sísmica, se interpreta como un triángulo de crecimiento (Suppe *et al.* 1992) con relaciones variables entre la tasa de ascenso y de sedimentación.

superior y uno posterior desarrollado durante el Mioceno superior a Plioceno. Combinando las correlaciones E-O y N-S (Figs. 13 y 14) se elaboraron esquemas paleogeográficos correspondientes a cada secuencia (Fig. 15).

Primera etapa: Mioceno medio – Mioceno superior

Las principales estructuras activas en esta etapa fueron el anticlinal Malargüe al este, mientras que los anticlinales Torrecillas, La Valenciana y Bardas Blancas fueron el límite oeste de la cuenca. Los retrocorrimientos de La

Brea-Cerro Doña Juana actuaron como un alto interno que separó a la cuenca Pincheira-Ventana en un sector oeste y este. En esta etapa se depositaron espesores mínimos medidos del orden de los 1.600 metros.

Durante la depositación de S1, el sector oeste muestra un predominio de facies volcánicas andesíticas proximales de la Formación Molle en tanto que hacia al este predominan depósitos clásticos continentales de la Formación Agua de la Piedra. La restricción de facies volcánicas primarias al sector oeste se explica por la proximidad a los centros efusivos y a la influencia del alto estructural

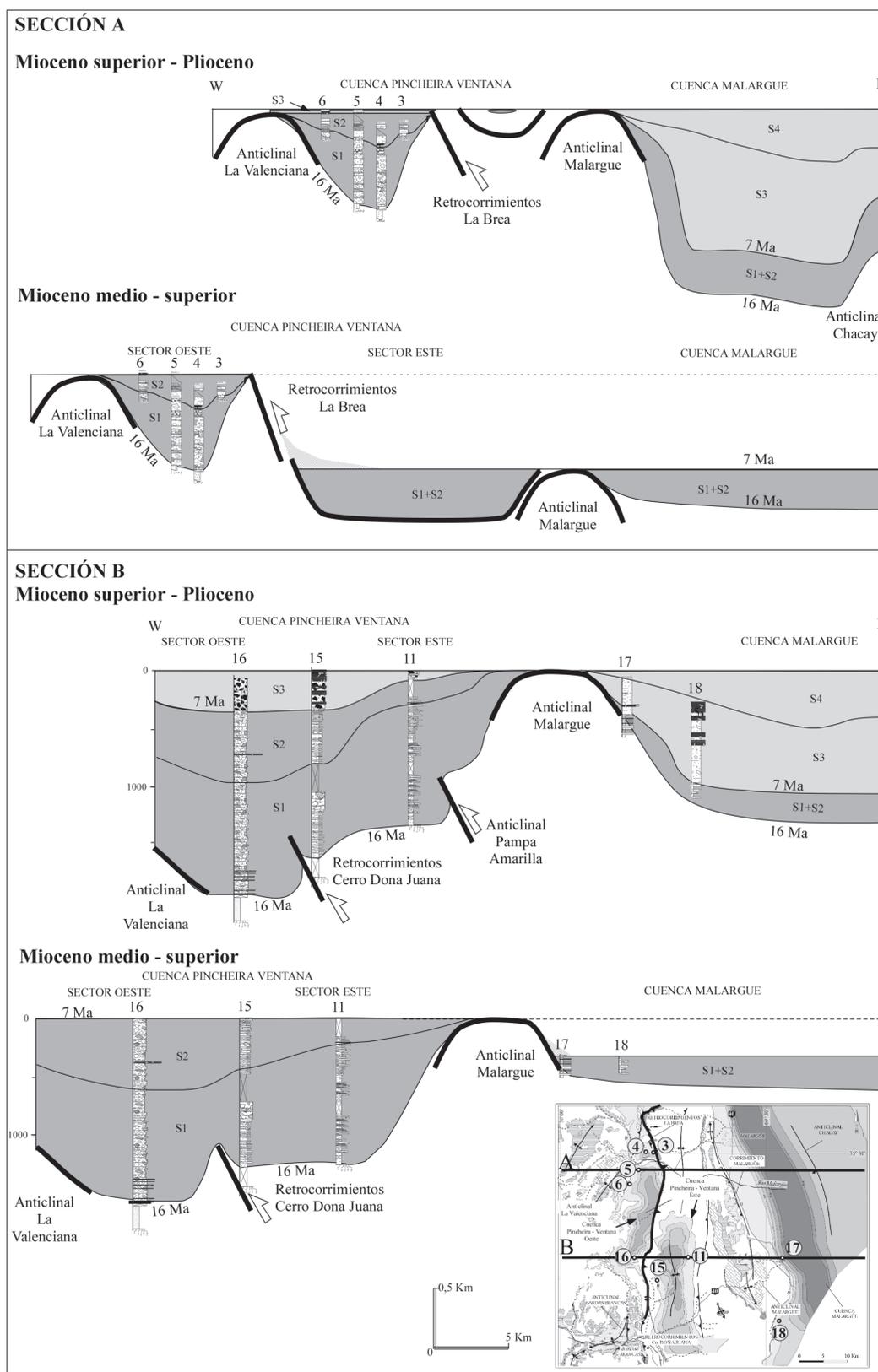


Figura 13: Correlación E-O y restitución palinspástica de las cuencas neógenas de Pincheira-Ventana y Malargüe mediante dos secciones: a) sector norte y b) sector sur. La fuerte variación de espesores al este y oeste del anticlinal Malargüe durante el Mioceno Medio, sugiere el entrapamiento de sedimentos por el anticlinal Malargüe generando una cuenca colgada al oeste con un nivel de base independiente. Durante el Mioceno superior y Plioceno el depocentro migra a la cuenca de Malargüe ubicada al este y el sector norte del anticlinal y sinclinal Malargüe se convierten en zona de aporte de detritos.

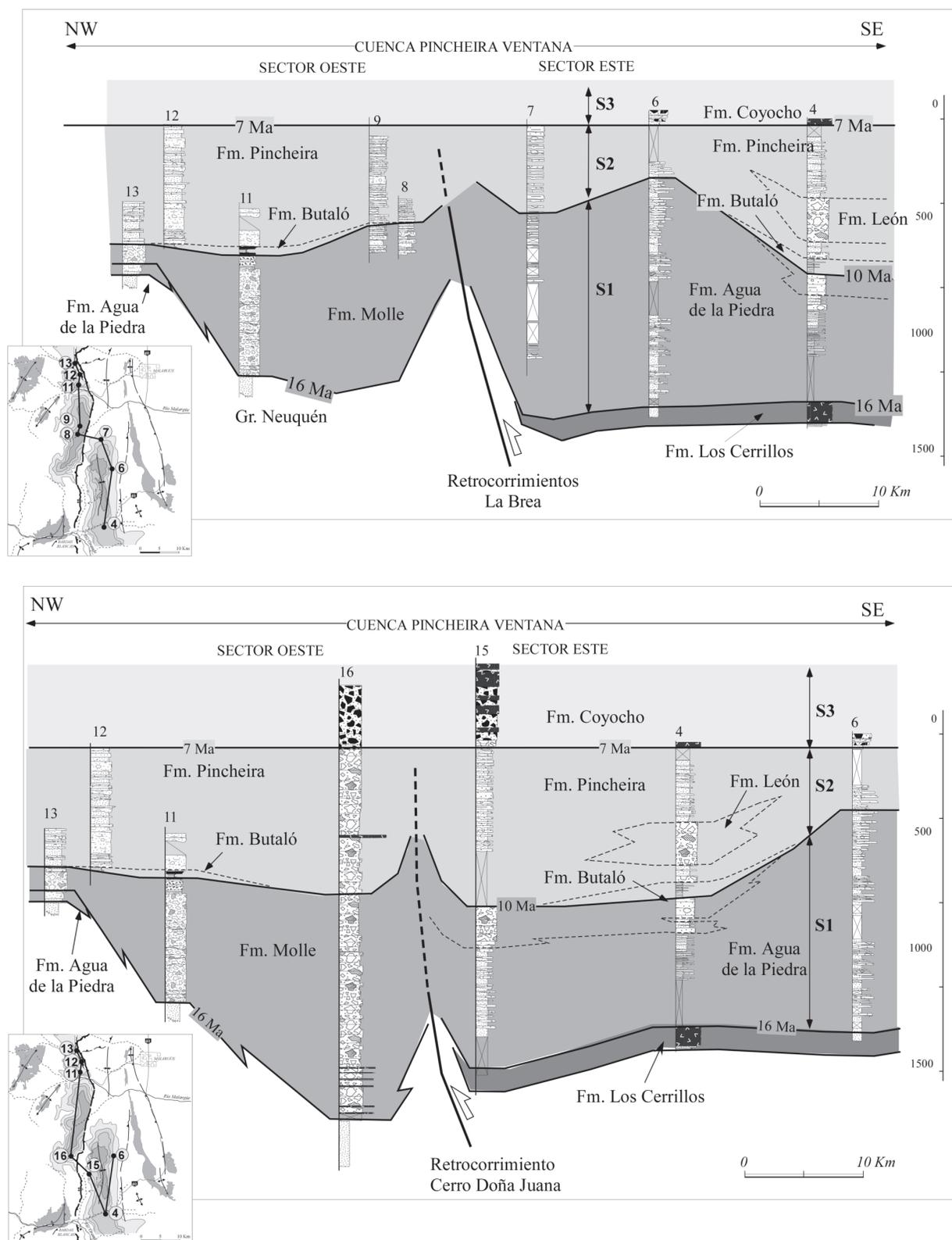


Figura 14: Correlación estratigráfica N-S vinculando los sectores oeste y este de la cuenca Pincheira-Ventana. La secuencia S1 muestra un claro predominio de facies volcánicas de la Formación Molle en el sector oeste en tanto que las facies clásticas de la Formación Agua de la Piedra predominan en el sector este. En la secuencia S2, predominan las facies epiclásticas y piroclásticas de la Formación Pincheira con menor desarrollo de las volcanitas de la Formación León, sugiriendo una reducción en la actividad volcánica.

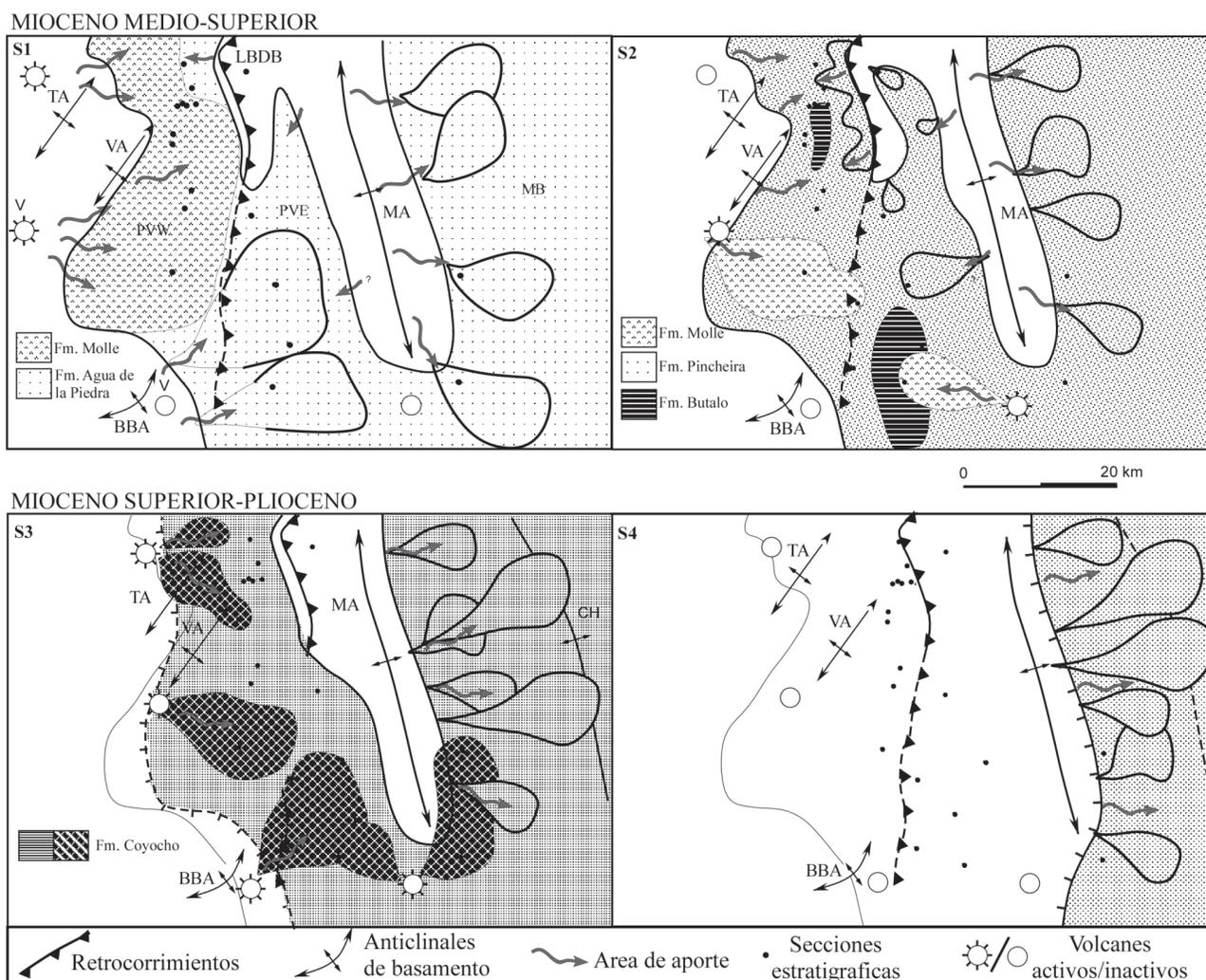


Figura 15: Evolución paleogeográfica de las cuencas Pincheira-Ventana y Malargüe. Durante el Mioceno medio y superior (S1 y S2), las principales áreas de aportes se encontraban al oeste constituidas por los anticlinales Torrecillas (TA), La Valenciana (VA) y Bardas Blancas (BBA) y por los centros efusivos activos, mientras que el inicio del levantamiento del anticlinal Malargüe marcaba el límite este de la cuenca. **S1:** El alto interno formado por los retrocarrimientos de La Brea-Dona Juana (LBDB) habría circunscrito los depósitos volcánicos primarios de la Formación Molle al sector oeste de la cuenca (PVW), predominando hacia el sector este (PVE) depósitos clásticos continentales de la Formación Agua de la Piedra. **S2:** La actividad volcánica se restringe y se depositan facies finas de la Formación Butaló que lateralmente y hacia arriba son reemplazadas por facies conglomerádicas de la Formación Pincheira. La actividad de los retrocarrimientos de La Brea-Dona Juana al norte produce el depósito de cuñas sedimentarias provenientes de la erosión local de los retrocarrimientos. Durante la parte alta del Mioceno superior y Plioceno, el depocentro migra al este del anticlinal Malargüe. **S3:** La actividad volcánica recomienza pero con un predominio de facies basálticas. Los anticlinales Malargüe (MA) y Chacay (CH) están activos durante esta etapa. **S4:** Los anticlinales Malargüe y Chacay se mantienen activos. La región al oeste del anticlinal Malargüe se convierte en área de aporte.

de La Brea-Cerro Doña Juana (Fig. 15). Hacia el sur y este, las volcanitas de la Formación Molle son reemplazadas lateralmente por depósitos aluviales rojizos de la Formación Agua de la Piedra (Fig. 14). Al restituirse las cuencas a su posición original se observa que al norte, los sectores oeste y este habrían tenido un nivel de base diferente separados por los retrocarrimientos de La Brea-Doña Juana. Hacia el sur en cambio, los sectores este y oeste se unen; la cuenca Pincheira-Ventana se expande y aumenta su espesor sedimentario a medida que los retrocarrimientos de la Brea-Doña Juana pierden expres-

sión morfoestructural y son enterrados por la secuencia S1. El anticlinal Malargüe que en el sector norte habría constituido un alto interno (Fig. 13-A), se convierte en el límite que separa la cuenca Pincheira-Ventana al oeste y la cuenca Malargüe al este con niveles de base diferentes (Fig. 13).

La depositación de S2 se inicia con facies finas lacustres de la Formación Butaló que indican un periodo de escasa actividad tectónica y volcánica. Al reiniciarse la actividad volcánica esta se restringe al sector sur con la depositación de la Formación León, la que alcanza

una menor extensión relativa a S1. La reactivación tectónica se evidencia por los depósitos de facies gruesas conglomerádicas de la Formación Pincheira procedentes de la erosión de depósitos volcánicos primarios situados al oeste (Figs. 14 y 15). La actividad de los retrocorrimientos La Brea-Cerro Doña Juana produce el depósito de cuñas sedimentarias locales con bloques de areniscas rojas procedentes de la erosión de las láminas de corrimientos situadas al este (Fig. 6) en tanto al sur su expresión estructural tiende a desaparecer.

La diferencia de espesores entre la cuenca Pincheira-Ventana (1600 m) y la cuenca Malargüe (200 m) para esta etapa, sugiere la existencia de niveles de base diferentes consecuencia del entrampamiento parcial de detritos procedentes del oeste producido por los retrocorrimientos de la Brea-Doña Juana al norte y el anticlinal Malargüe al sur (Fig. 13 y 15). La arquitectura interna y relación con las estructuras circundantes permiten definir esta cuenca como de *piggy-back* en posición de supracuña (De Celles y Giles 1996).

Segunda etapa: Mioceno Superior-Plioceno

En esta etapa el anticlinal Malargüe experimenta la mayor tasa de ascenso en tanto que el anticlinal Chacay inicia su actividad, siendo estas dos estructuras las que ejercen el principal control sobre el desarrollo de la cuenca. Al oeste del anticlinal Malargüe se depositan espesores del orden de los 350 m, mientras que al este del mismo los espesores en subsuelo superan los 1.400 m, lo que evidencia la migración hacia el este del depocentro Plioceno (Fig. 13).

Dataciones de cuerpos intrusivos de 7 Ma en el cerro Bayo de la Batra (Linares 2001) al sur del anticlinal Malargüe, sugiere que este habría sido uno de los centros efusivos responsables de los depósitos de origen volcánico de la secuencia S3 fijando la edad máxima para esta secuencia. A escala de secuencias sísmicas se observa una disminución de la velocidad relativa de ascenso evidenciada por un intervalo de traslape (*onlap*) basal seguido por un arreglo retrogradante – divergente y por el aumento de pendiente de la superficie axial de crecimiento en el anticlinal Chacay (Figs. 11 y 12).

El depósito de S4 se restringe al este del anticlinal Malargüe en subsuelo, por lo que se infiere que toda la región al oeste del mismo se convirtió en un área de aporte (Fig. 15). En esta secuencia tanto el arreglo progradante (Fig. 11) como la verticalización de las superficies axiales de crecimiento (Fig. 12) evidencian una continuación de la tendencia ya observada en S3 a la disminución de la velocidad relativa de ascenso de los anticlinales Malargüe y Chacay.

El último episodio de actividad de la faja plegada corresponde al emplazamiento tardío del corrimiento Malargüe quedando las estructuras fosilizadas bajo los depósitos pleistocenos y holocenos correspondientes a la secuencia S5.

La geometría en cuña que muestran los depósitos en la cuenca Malargüe, sugieren un control no sólo de las estructuras locales sino también de un basculamiento del basamento hacia el oeste. El origen de dicho basculamiento

podría explicarse por una tectónica de gran longitud de onda originada en fenómenos flexurales producido por la carga tectónica de la faja plegada, basculamiento regional de bloques fallados situados al este fuera del área de estudio o una combinación de ambos. Esto sugiere que si bien esta cuenca ha sido transportada por corrimientos profundos de basamento y por lo tanto puede considerarse de *piggy back*, posee también rasgos propios de una cuenca de antifosa (*foredeep*) (De Celles y Giles 1996).

Conclusiones

Basado en el estudio de superficie y subsuelo de las estructuras y de los sedimentos sinorogénicos de edad terciaria, se determina la geometría y evolución de las cuencas sinorogénicas entre los 35° y 36° de latitud sur.

La integración de información estratigráfica de superficie, dataciones radimétricas e interpretación sismoestratigráfica permitió reconocer cuatro secuencias sinorogénicas (S1, S2, S3 y S4) y una secuencia postorogénica (S5). Estas secuencias fueron depositadas en dos cuencas de antepaís: la cuenca Pincheira-Ventana de edad miocena media a superior (16-7 Ma) con depocentro al oeste del anticlinal Malargüe y la cuenca Malargüe de edad pliocena (7-1 Ma) con depocentro hacia el este de dicho anticlinal.

La sedimentación subaérea domina en estas cuencas y predominan los componentes piroclásticos, volcánicos primarios y clásticos en tanto que los depósitos finos asociados a cuerpos de agua efímeros, se restringen a posiciones de centro de cuenca en etapas de baja actividad volcánica y estructural. Las estructuras activas habrían actuado como barreras limitando depocentros colgados independientes.

El desarrollo de las cuencas está controlado por la evolución de la faja plegada y corrida en especial la migración de la deformación hacia el antepaís durante el Mioceno Superior-Plioceno controlando el desplazamiento hacia el este de los depocentros sinorogénicos.

Agradecimientos

Los autores agradecen al CONICET por el apoyo financiero y a la empresa TRITON por facilitar las secciones sísmicas. Nuestro reconocimiento a Sol O'Leary por sus tareas de campo y laboratorio.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Baranzaghi, M. e Isacks, B. I. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology* 4: 686-692
- Cahill, T. e Isacks, B. I. 1992. Seismicity and the shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research* 97: 17503-17529
- Criado Roque, P. 1950. El Terciario del Sur de la Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5(4): 223-255.
- De Celles, P. G. y Giles, K. A. 1996. Foreland basin systems. *Basin*

- Research 8: 105-375.
- Groeber, P. 1946. Observaciones Geológicas a lo Largo del Meridiano 70. Asociación Geológica Argentina, Serie C Reimpresiones (1980) 174 p.
- Giambiagi, L.B., Godoy, E., Alvarez, P., Orts, S. y Ramos, V. A. 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics* 22 (4): 1-23
- Jordan, T.E., Issacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A. y Ando C. J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 94: 341-361.
- Kozlowski, E., Cruz C. y Rebay G. A. 1987. El Terciario vulcanoclástico de la zona de Puntilla de Huincán. Provincia de Mendoza Argentina. Simposio de Vulcanismo Andino. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 229-232, San Miguel de Tucumán.
- Kozlowski, E., Cruz, C., Condat, P. y Manceda, R. 1989. Informe Geológico Zona Malargüe Occidental. YPF (informe inédito), 47 p., Buenos Aires.
- Kozlowski, E., Manceda, R. y Ramos, V. 1993. Estructura. En: Ramos, V. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 235-256.
- Kraemer, P. y Zulliger, G. 1994. Sedimentación cenozoica sinorogénica en la faja plegada andina a los 35° S. Malargüe-Mendoza. Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 460-464.
- Kraemer, P., Silvestro, J. y Dávila, F. 2000. Kinematic of the andean fold-belt inferred from the geometry and age of syntectonic sediments, Malargüe (35°30'S), Mendoza, Argentina. *Geological Society of America. Annual Meeting, Program with Abstracts, PAGINAS*
- Legarreta, L., Kokogian, D. y Boggetti, D. 1985. Sierra de Palauco, Provincia de Mendoza. *Estratigrafía*. YPF (informe inédito), 103 p., Buenos Aires.
- Linares, E. 2001. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina. Parte II: años 1988-2000. Asociación Geológica Argentina, Serie F, Publicaciones en CD1, Buenos Aires.
- Manceda, R. y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina. En: Tankard, A, Suárez, R. y Welsink, H. (eds.). *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 369-382.
- Nocioni, A. D. 1996. Estudio estructural de la faja plegada y corrida de la Cuenca Neuquina surmendocina, 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 353-372.
- Ramos, V. A. y Barbieri, M. 1989. El volcanismo cenozoico de la zona de Huantraico: Edad y relaciones isotópicas iniciales, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(2): 210-223.
- Ramos, V. A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean cordillera. *Episodes* 22(3): 183-190.
- Smith, G. 1988. Sedimentology of proximal to distal volcanics dispersed across an active foldbelt. Ellensburg Formation (Late Miocene), Central Washington. *Sedimentology* 35: 953-977.
- 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*. Chapman & Hall, 105-121, Londres.
- Yrigoyen, M. 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A. (ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 651-693, Córdoba.
- Yrigoyen, M. 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En: Ramos, V. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 123-148.
- Zapata, T., Corsico, S., Dzelajica, F. y Zamora, G. 2002. La faja plegada y corrida del Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la cuenca Neuquina Argentina. 5° Congreso de Exploración de y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD, Mar del Plata.

Recibido: 30 de septiembre, 2005

Aceptado: 5 de diciembre, 2005