

MIOCENO

Estratigrafía, paleontología y paleoambientes del Mioceno temprano y medio del Centro y Norte de Argentina

Hugo G. MARENGO¹, Analía FORASIEPI², Jorge O. CHIESA³

¹ SEGEMAR, España 1425, 8° piso, 5500, Mendoza, Argentina.

Correspondencia a Hugo G. Marengo: hugomarengo@gmail.com

² IANIGLA, CCT-CONICET-Mendoza, Av. Ruiz Leal s/n, 5500, Mendoza, Argentina.
borhyaena@hotmail.com

³ Departamento de Geología (F.C.F.M.y N.-U.N.S.L), Ejército de los Andes 950, 5700, San Luis, Argentina. chiesa@unsl.edu.ar

RESUMEN

Palabras clave:

Evolución tectónica
Depósitos sinorogénicos
Ingresiones marinas
Evolución ambiental

Se revisan los principales antecedentes tectónicos, estratigráficos y paleontológicos de las regiones que integran el centro y Norte de Argentina, para el período comprendido entre el Mioceno temprano y medio. Los avances producidos en los últimos años en la datación de las principales columnas estratigráficas, permiten brindar un esquema evolutivo coherente para toda la región. En forma sintética se puede considerar que el registro estratigráfico del Paleógeno fue relativamente escaso, y limitado principalmente a la región andina. Por su parte, los depósitos del Mioceno temprano y medio poseen un importante desarrollo vertical y superficial, y corresponden a una gran variedad de ambientes, desde depósitos pedemontanos a marinos someros. Los principales condicionantes en la distribución y variaciones de estos depósitos son de origen tectónico, relacionados a la migración del frente orogénico andino hacia territorio argentino, con claras diferencias latitudinales, y a las variaciones en la tasa y oblicuidad de convergencia entre las placas de Nazca y América del Sur. Otro factor importante fueron las variaciones eustáticas globales, que generaron dos grandes ingresiones marinas, de procedencia atlántica, coincidentes con períodos de fuerte incremento de la subsidencia. El ascenso de la cordillera de los Andes favoreció la formación de ambientes de marcada aridez en el área andina. En cambio, hacia el este dominaron los ambientes de pradera y marinos someros. En líneas generales, a lo largo de todo el Mioceno, se habría producido una disminución gradual de la temperatura en los ambientes continentales y marinos, y un incremento de la aridez.

ABSTRACT

Keywords:

Tectonic evolution
Synorogenic deposits
Marine ingressions
Environmental evolution

“STRATIGRAPHY, PALEONTOLOGY AND PALEOENVIRONMENTS OF THE EARLY AND MIDDLE MIOCENE OF CENTRAL AND NORTHERN ARGENTINA”. The main tectonic, stratigraphic and paleontological features of the Early and Middle Miocene, in the center and North of Argentina, are reviewed. The advances made in the last years in the dating of the main stratigraphic columns, allow to provide a consistent evolutionary scheme for the whole region. The stratigraphic record of the Paleogene can be considered small, mainly limited to the Andean region. On the other hand, the deposits of the Early and Middle Miocene possess a great vertical and superficial development, and correspond to a great variety of environments, from piedmont to shallow marine deposits. The main conditioners in the distribution and variation of these deposits are of tectonic origin, related to the migration of the Andean orogenic front towards the Argentine territory, with clear latitudinal differences, and to the variations in the rate and obliquity of convergence between Nazca and South America plates throughout the Miocene. Another important factor was the global eustatic variations, which generated two large marine ingressions of Atlantic origin, coinciding with periods of strong subsidence increase. The uplift of the Andes favored the formation of environments with marked aridity in the Andean area. On the other hand, the eastern plains were dominated by prairie and shallow marine environments. In general, throughout the Miocene, there would have been a gradual decrease in temperature in continental and marine environments, and an increase in aridity.

INTRODUCCIÓN

La vasta distribución de los depósitos del Mioceno temprano y medio en el centro y Norte de Argentina permite numerosos esquemas de ordenamiento. Se sigue la división de provincias geológicas según Ramos (1999a), con escasas excepciones, agrupadas según grandes regiones geográficas. Las provincias geológicas fueron definidas principalmente sobre la base de características estructurales y de la constitución de la estratigrafía pre-cenozoica; en consecuencia es importante tener en cuenta que los depósitos neógenos no siempre se circunscriben a estos límites, y son numerosas las unidades compartidas entre dos o más regiones.

La nomenclatura estratigráfica es extremadamente profusa, y su discusión en detalle está más allá de los objetivos de esta contribución, por lo tanto en los cuadros estratigráficos se colocó la mayor cantidad de información posible sin menoscabo de la legibilidad. Debido a que el principal objetivo es brindar un amplio panorama sobre la evolución estratigráfica, paleoambiental y paleontológica, se da mayor relevancia a las unidades con contenido paleontológico u otros indicadores ambientales. De todos modos, es imposible soslayar la impronta tectónica o la actividad ígnea, de importancia fundamental en la evolución del territorio durante el Neógeno; por ello, en cada sector estudiado se expone una síntesis actualizada de ambos factores.

Se discuten las principales características de cada cuenca depositacional, y los lineamientos fundamentales de las divisiones estratigráficas más aceptadas; se mencionan las unidades neógenas, y en ocasiones algunas más antiguas con el objetivo de contextualizar los depósitos de posible o probada edad miocena temprana a media. Estos últimos son los únicos descritos con cierto detalle, y donde se mencionan los hallazgos paleontológicos. En los casos con excesiva abundancia de datos, se comentan los hallazgos fundamentales y se citan las fuentes para una consulta completa.

Contexto estratigráfico y estructural

Los depósitos sinorogénicos neógenos, en gran parte del área andina del centro y norte de Argentina, han sido clasificados históricamente mediante un criterio bastante sencillo, según edad decreciente, en base a los términos “calchaquense” (depósitos más o menos finos que culminan en arenas fluviales), “araucanense” (conglomerados fluviales con abundantes piroclastos, con posible intercalación de volcanitas), y “jujeño” (depósitos de abanicos aluviales), que identificaban columnas con ciertas características litológicas, y separadas por las fases tectónicas Quechua y Diaguita. Este esquema fue muy utilizado ante la falta de mejores elementos diagnósticos, y fue ampliamente aplicado en la bibliografía durante varias décadas. Los depósitos “calchaquenses” corresponderían aproximadamente a aquellos generados previamente al Mioceno tardío, pero de definición poco clara; los términos “araucanense” y “jujeño” se refieren a depósitos más jóvenes y quedan fuera del alcance de este trabajo. Según comentó Ramos (1999b), esta columna expresa la distancia al frente de los corrimientos, debido a que los límites son diacrónicos, o en otras palabras muestra la evolución desde depósitos distales a proximales. Además, el avance del frente orogénico puede canibalizar los depósitos previos, y en consecuencia solo se estaría observando la parte superior de la secuencia. Por lo tanto, es recomendable relativizar las correlaciones litológicas, y confiar principalmente en aquellos estudios que incluyan análisis magnetoestratigráficos, dataciones absolutas, bioestratigrafía de alta definición o niveles guía.

Aunque diacrónicas, las grandes discordancias generadas durante estas fases tectónicas parecen tener validez a una escala muy amplia. Los cuadros estratigráficos, para diferentes cuencas y provincias geológicas, muestran una aceptable correlación entre estas fases y los límites de las principales secuencias depositacionales. En el caso que nos ocupa, la fase Pehuenche, iniciada en torno del límite Oligoceno-Mioceno, marca con pocas excepciones, el comienzo de la depositación de potentes columnas neógenas, luego de muy prolongados hiatus que abarcaron gran parte o la totalidad del Paleógeno. Un hábito bastante común ante la carencia de datos objetivos, fue completar la columna cenozoica, tanto en la región andina como en la cuenca Chacoparanense, por debajo de los depósitos del Mioceno tardío, y de este modo se propusieron numerosas unidades paleógenas. A medida que se fueron aplicando técnicas más objetivas, muchas de estas columnas están siendo restringidas al Neógeno.

Se resume la evolución geológica de la región andina en un contexto temporal y regional amplio, a partir principalmente del trabajo de Charrier *et al.* (2009). Hacia el Eoceno medio se produjo la orogenia Incaica, con la formación de la Cordillera Incaica en Chile por inversión de las estructuras extensionales previas. Su manifestación en el territorio argentino adyacente es aún poco clara, excepto en el NOA, ya que varias unidades previamente consideradas eocenas, en los últimos años han podido ser asignadas al Neógeno. Entre el Eoceno medio y fines del Oligoceno, al norte de los 27° LS, la actividad ígnea fue principalmente plutónica, y se desarrolló una cuenca de retroarco hacia el este, con depositación clástica en las regiones de la Puna y la Cordillera Oriental (Formación Quebrada de los Colorados). Al Sur de los 27° LS, se formó la cuenca de Abanico en torno al límite entre Chile y Argentina; esta cuenca, de tipo extensional e intra-arco, alojó depósitos de hasta 3000 m de potencia. Hacia fines del Oligoceno, en relación con el aumento en la velocidad de convergencia entre las placas (Somoza, 1998: fig. 14), comenzó un período compresivo conocido como fase Pehuenche, el cuál habría continuado hasta el Mioceno tardío, con pulsos sucesivos, los últimos conocidos también como fases Quechua inicial y final, o Quechua I y II. Durante esta fase se produjo la inversión de la cuenca de Abanico y la posterior depositación de la Formación Farellones, en tanto que la deformación y el plutonismo fueron migrando hacia el territorio argentino. La estructuración de las fajas plegadas y corridas habría comenzado durante el Mioceno temprano, según la información conocida de los conglomerados Penitentes y Tunuyán, entre otras unidades de la región (Vicente, 2005; Giambiagi *et al.*, 2016), y evolucionó hacia el este a lo largo de todo el Neógeno, como se verá con mayor detalle. En cuanto a la región extraandina, la información es sensiblemente menor; en líneas generales la mayor parte del territorio no registra depósitos de probada edad paleógena, y las unidades neógenas se apoyan directamente sobre rocas mucho más antiguas (proterozoicas a mesozoicas). Prácticamente toda la región se habría comportado como un alto desde fines del Cretácico hasta fines del Oligoceno, cuando comenzó la subsidencia en la cuenca Chacoparanense, en coincidencia con el comienzo de la fase Pehuenche, aunque no están aún totalmente claros los mecanismos tectónicos involucrados. Estos mecanismos que generaron los episodios de subsidencia durante el Mioceno son explicados en la actualidad mediante una combinación de carga litosférica y topografía dinámica, en un contexto de subducción de bajo ángulo (Astini *et al.*, 2014; Dávila y Lithgow-Bertelloni, 2013).

El comienzo de la subsidencia coincidió en líneas generales con la primer gran transgresión atlántica que depositó la Formación Laguna Paiva, y que habría concluido hacia los 21 Ma (Marengo, 2015), en relación a descensos relativos tanto del nivel eustático global como de la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica. Posteriormente la región estuvo dominada por depositación continental, principalmente fluvial y eólica, hasta comienzos del Mioceno medio, cuando se verificó una disminución en la oblicuidad entre las placas, que habría favorecido un nuevo aumento en la subsidencia, coincidiendo en forma aproximada con un ascenso eustático hacia los 15 Ma. Este último favoreció un nuevo ingreso marino, cuyos depósitos son conocidos como Formación Paraná y equivalentes. La disminución en la intensidad de la convergencia durante el Mioceno tardío, produjo

menores tasas de subsidencia y los ambientes marinos se fueron retirando paulatinamente hacia el este, culminando aproximadamente alrededor de los 10-9 Ma.

El Mioceno temprano y medio fue un lapso fundamental para la configuración del territorio del centro y norte de la Argentina. A grandes rasgos, durante comienzos del Mioceno se produjo el inicio de la estructuración andina (fase Pehuenche), la cual luego de un lapso de menor intensidad registró un climax hacia el Mioceno medio (fase Quechua I o inicial). Esta actividad orogénica produjo grandes cantidades de sedimentos acumulados en potentes secuencias de antepaís, que alcanzaron el margen oriental del territorio en forma de mantos de espesor esencialmente homogéneo. La actividad volcánica fue muy importante, aunque con variaciones latitudinales según los momentos, y sus productos detríticos son parte fundamental del registro sedimentario.

Para completar este cuadro fueron muy relevantes las dos grandes intrusiones marinas que se produjeron en forma aproximadamente contemporánea a los períodos de mayor deformación; sus depósitos ocupan la casi totalidad del subsuelo de la región Chacopampeana, y se extienden hacia el Norte y el Oeste, aunque sus límites no han sido determinados en su totalidad. Estas transgresiones constituyen dos horizontes de gran valor estratigráfico, que permitieron en muchas ocasiones calibrar la edad relativa de los depósitos continentales adyacentes.

Ambiente y paleogeografía

Como consecuencia de estos cambios geológicos, se produjeron momentos de dominio exclusivo de los ambientes continentales o de los ambientes marinos someros, y la simultánea migración de los ambientes de transición. Las líneas de costa fueron muy cambiantes, reguladas principalmente por las variaciones del nivel del mar, las áreas positivas (alto central del Chaco, Sierras Pampeanas incipientes, etc), y por la progradación de las cuñas de sedimentos del antepaís andino.

En tanto que el contenido paleontológico indica que existieron condiciones cálidas a templadas para ambas transgresiones marinas, con un leve deterioro desde el Mioceno temprano al medio-tardío (Marengo, 2015). En los ambientes continentales se verifica una aridización progresiva, principalmente en los depósitos sinorogénicos, como consecuencia del alzamiento de la Cordillera de los Andes (Jordan *et al.*, 1997). Por su parte, la gran extensión ocupada por ambas transgresiones necesariamente habría producido cambios muy significativos en las condiciones climáticas de las áreas emergidas (régimen de lluvias, circulación atmosférica, temperaturas), y como consecuencia variaciones marcadas en los procesos de meteorización y transporte de sedimentos, aunque estos aspectos son aún muy poco conocidos.

Principales rasgos paleontológicos

Los hallazgos de vertebrados fósiles del Mioceno temprano son aún escasos para la región; se restringen a las Formaciones Mariño (Rusconi, 1949; Zavattieri *et*

al., 2001; Cerdeño *et al.*, 2006; Cerdeño, 2007; Cerdeño y Vucetich, 2007; Villafañe *et al.*, 2012), Chinchas (Rusconi, 1946; Contreras, 1989; López *et al.*, 2011), y Aisol (Soria, 1983; Forasiepi *et al.*, 2011, 2015; Agnolin y Noriega, 2012; Garrido *et al.*, 2014) del tardío Mioceno temprano (Edad Santacrucense). No se han registrado aun restos de vertebrados correspondientes al Mioceno medio en esta zona del país. Las asociaciones de vertebrados del Mioceno temprano estuvieron caracterizadas por los grupos endémicos sudamericanos (notoungulados, litopternas, astrapoterios, xenartros, roedores, marsupiales), escenario que persistió durante el Mioceno medio. Durante el Mioceno tardío fueron reconocidos los hasta ahora más antiguos elementos de origen holártico (Carnivora), en vinculación al inicio del Gran Intercambio Biotico Americano (e.g., Cione *et al.*, 2015; Woodburne, 2010).

Considerando edades cronológicas similares entre las unidades cuyanas (e.g., formaciones Chinchas y Aisol) y las mejor conocidas de la Patagonia (e.g., Formación Santa Cruz), resulta interesante mencionar que las asociaciones de vertebrados se distinguieron por sus elementos propios, lo que sugiere cierto provincialismo establecido para el Mioceno temprano (e.g., López *et al.*, 2011; Forasiepi *et al.*, 2015; ver también Croft *et al.*, 2009).

Durante el Mioceno medio, los ecosistemas terrestres fueron influidos por el mar Paranaense y por un incremento en la aridización regional. En comparación con las faunas precedentes, los vertebrados pastadores casi duplicaron su importancia mientras que al contrario, los frugívoros y los ramoneadores redujeron su diversidad hasta casi un 25% (Ortíz Jaureguizar y Cladera, 2006). El cambio ambiental habría favorecido el desarrollo de pastizales y estepas, en detrimento de los ambientes forestados o sabanas, característicos de tiempos precedentes (Pascual *et al.*, 1996; Ortiz Jaureguizar y Cladera, 2006). Estos ambientes predominaron durante el Mioceno tardío-Plioceno, dando lugar a la llamada Edad de las Planicies Australes (Pascual *et al.*, 1996). Tradicionalmente se han considerado mamíferos del Mioceno medio como elementos de transición entre las faunas típicas del Mioceno temprano (Pansantacrucenses) y aquellas del Mioceno tardío-Plioceno (Araucanenses) (Pascual *et al.*, 1996).

Las asociaciones de palinomorfos del Mioceno temprano-medio tienen una buena representación en el centro y norte de la Argentina. En la Cordillera Frontal, existen registros de datos palinológicos en las formaciones Pachaco (Prámparo *et al.*, 1995, 1996); Chinchas (Ottone *et al.*, 1998); La Ollita (Barreda *et al.*, 1998; Limarino *et al.*, 1999; Troilo *et al.*, 2000); Cerro Morado (Barreda *et al.*, 2003) y del Buey (Barreda *et al.*, 2006). El espectro polínico es bastante homogéneo y predominan los componentes herbáceo-arbustivos como quenopodiáceas, efedráceas, anacardiáceas, asteráceas y fabáceas. La participación de elementos neotropicales es significativa; se reconocen convolvuláceas y amarantáceas entre las más relevantes; en tanto que las familias australes (podocarpáceas y notofagáceas) son muy escasas o no han sido registradas. En los ambientes acuáticos se reconocieron potamogetonáceas, hidrocaritáceas, esparganiáceas/tifáceas, haloragáceas, restionáceas y malváceas (Barreda *et al.*, 2011).

En los valles Calchaquíes y en la Mesopotamia, para el Mioceno medio, se destacan las formaciones San José (Lutz, 1987; Anzótegui y Cristalli, 2000; Anzótegui,

2001, 2002a, 2002b, 2002c; Anzótegui y Herbst, 2003; Herbst *et al.*, 2000; Mautino, 2002, 2006; Mautino y Anzótegui, 2002; Mautino *et al.*, 2004), Paraná (Anzótegui y Garralla, 1985; Anzótegui, 1990; Aceñolaza y Aceñolaza, 1996; Zucol y Brea, 2000; Brea y Zucol, 2000; Brea, *et al.*, 2001; Anzótegui y Aceñolaza, 2006), Anta (Quattrocchio *et al.*, 2003) y Las Arcas (Martínez y Lutz, 2005). La vegetación se caracterizó por un claro balance entre comunidades xéricas herbáceo-arbustivas y bosques higrofilos. En las primeras dominaban las fabáceas mimosoideas, caesalpinoideas y papilionoideas, anacardiáceas, quenopodiáceas, poligaláceas, apocináceas, ramnáceas, cactáceas, zigofiláceas, poáceas y malváceas; en tanto que en las segundas eran frecuentes las lauráceas, mirtáceas, euforbiáceas y fabáceas papilionoideas arbóreas. También se destacan fabáceas, mimosoideas y anacardiáceas, actualmente restringidas a las regiones tropicales y subtropicales de América del Sur (Barreda *et al.*, 2011). La malacofauna, los microfósiles calcáreos y los palinomorfos de ambas transgresiones marinas son tratadas en detalle en el capítulo correspondiente a la Llanura Chacopampeana.

I. SECTOR ANDINO SEPTENTRIONAL

La región del NOA está caracterizada desde el punto de vista tectónico, por su localización en un tramo con subducción normal (Segmento Norte, Ramos 1999b), y por la migración del frente orogénico hacia el este; hacia el sur pasa a una zona de transición (Segmento de Transición, Ramos 1999b), hasta aproximadamente los 27° LS. El límite entre ambos sectores está marcado por el Lineamiento El Toro-Olacapato, que separa la Puna Septentrional de la Puna Austral y la Cordillera Oriental de Calchaquenia; a su vez la subcuenca de Olmedo separa las Sierras Subandinas del Sistema de Santa Bárbara.

Puna

La Puna está localizada al oeste de las provincias de Salta y Jujuy y NO de Catamarca; constituye un plateau elevado inclinado al NNE de unos 600 km en sentido norte-sur, entre los 22 y 27° LS aproximadamente. Está constituida por un basamento proterozoico, donde se desarrollaron diferentes cuencas con depósitos paleozoicos, y mesozoicos hasta paleógenos. El lineamiento El Toro-Olacapato separa la región en la Puna septentrional, donde los afloramientos más antiguos corresponden al Ordovícico, y la Puna austral, donde afloran rocas proterozoicas (Ramos, 1999a). Durante el Neógeno tuvo lugar una importante actividad eruptiva en el Arco Volcánico o Cordillera Occidental, situada en el margen occidental, y en numerosos sectores internos. La estructuración durante el Mioceno temprano a medio estuvo caracterizada por la formación de depocentros limitados por estructuras transpresivas a compresivas de rumbo general N-S. La actividad tectónica estuvo concentrada en dos períodos principales, la fase Pehuenche (Oligoceno tardío – Mioceno temprano) y Quechua I o inicial (Mioceno medio). El relleno de estas cuencas fue muy

importante hasta el Mioceno tardío, cuando comenzó el ascenso y erosión de los depósitos, período conocido como fase Quechua II o final (Mioceno tardío-Plioceno; Gorustovich *et al.*, 2011). Durante la fase Pehuenche se produjeron una serie de lineamientos sobre el basamento, de dirección general NW-SE, donde se formaron grandes edificios volcánicos, y entre los cuáles se desarrollaron las cuencas neógenas (Uyuni o Pozuelos, Olaroz, Arizaro y Antofalla). Estas últimas están limitadas hacia el oeste por el arco volcánico, y hacia el oriente por un alto estructural, a partir del cual se encuentran los depocentros de Tres Cruces y Calchaquí, en el límite con las provincias geológicas de Cordillera Oriental y Calchaquenia, respectivamente.

Los depósitos neógenos están dominados por sedimentitas continentales epiclásticas, depósitos volcanoclásticos, ignimbritas y rocas volcánicas (figura 1). La nomenclatura estratigráfica es muy vasta; en la figura 2 se han resumido y correlacionado las principales unidades descritas en cada sector o cuenca (exceptuando la cuenca de Tres Cruces, tratada en el apartado correspondiente a la Cordillera Oriental). En las cuencas de la Puna los sedimentos más antiguos corresponden al Eoceno tardío o al Oligoceno temprano, según los casos. La sedimentación fue aparentemente continua hasta el Mioceno medio, aunque en ocasiones se identificaron discordancias asociadas a la fase Pehuenche (Gorustovich *et al.*, 2011). Durante el Mioceno temprano la sedimentación continental estuvo caracterizada por ambientes fluviales, lacustres y evaporíticos, representada en las formaciones Moreta, Arituzar y Potrero Grande, o por los depósitos del “calchaquense”. Asimismo se reconocieron intercalaciones de ignimbritas y coladas mesosilíceas localizadas en diversos sectores de la región (Soler y Coira, 2002; Rubiolo, 1999). Estos depósitos clásticos y volcánicos continuaron durante el Mioceno medio, en algunos casos reconocidos con otros nombres; hacia fines de éste comenzó la inversión de los depósitos de las cuencas, como consecuencia de la fase Quechua I, se produjo un marcado incremento de la actividad ígnea principalmente concentrada en los lineamientos NW-SE, y se registraron discordancias angulares entre los depósitos del Mioceno tardío.

Durante los tiempos de la ingresión marina paranense (TEP) el margen oriental de la Puna ya se hallaba elevado, y en consecuencia no se habría producido el ingreso del mar, no obstante la presencia de sedimentos de playa con evaporitas y huellas de aves Charadriiformes señala la existencia de ambientes palustres extendidos, que podrían tener alguna relación con el ascenso del nivel de base asociado a la ingresión marina (Alonso, 2000). A partir del Mioceno tardío se registran depósitos de boratos debido a que las cuencas quedaron aisladas por un mayor ascenso del borde oriental puneño.

Del Mioceno temprano se conocen mineralizaciones de hierro asociadas a skarns, y depósitos de sales intercalados en la Formación Pozuelos (halita, yeso, boratos); en cambio para el Mioceno medio los depósitos con valor económico son de origen principalmente hidrotermal asociados a un volcanismo calco alcalino (Au-Ag, Pb-Ag-Zn, Sn-Ag, Cu, U) y pórfidos Cu-Au-Mo (Gorustovich *et al.*, 2011).

No se conocen hallazgos paleontológicos en unidades del Mioceno temprano-medio en la Puna; estos se limitan a huellas de aves (*Reyesichnus punensis*) en depósitos de la Formación Pozuelos, en el salar de Hombre Muerto (Alonso, 2000).

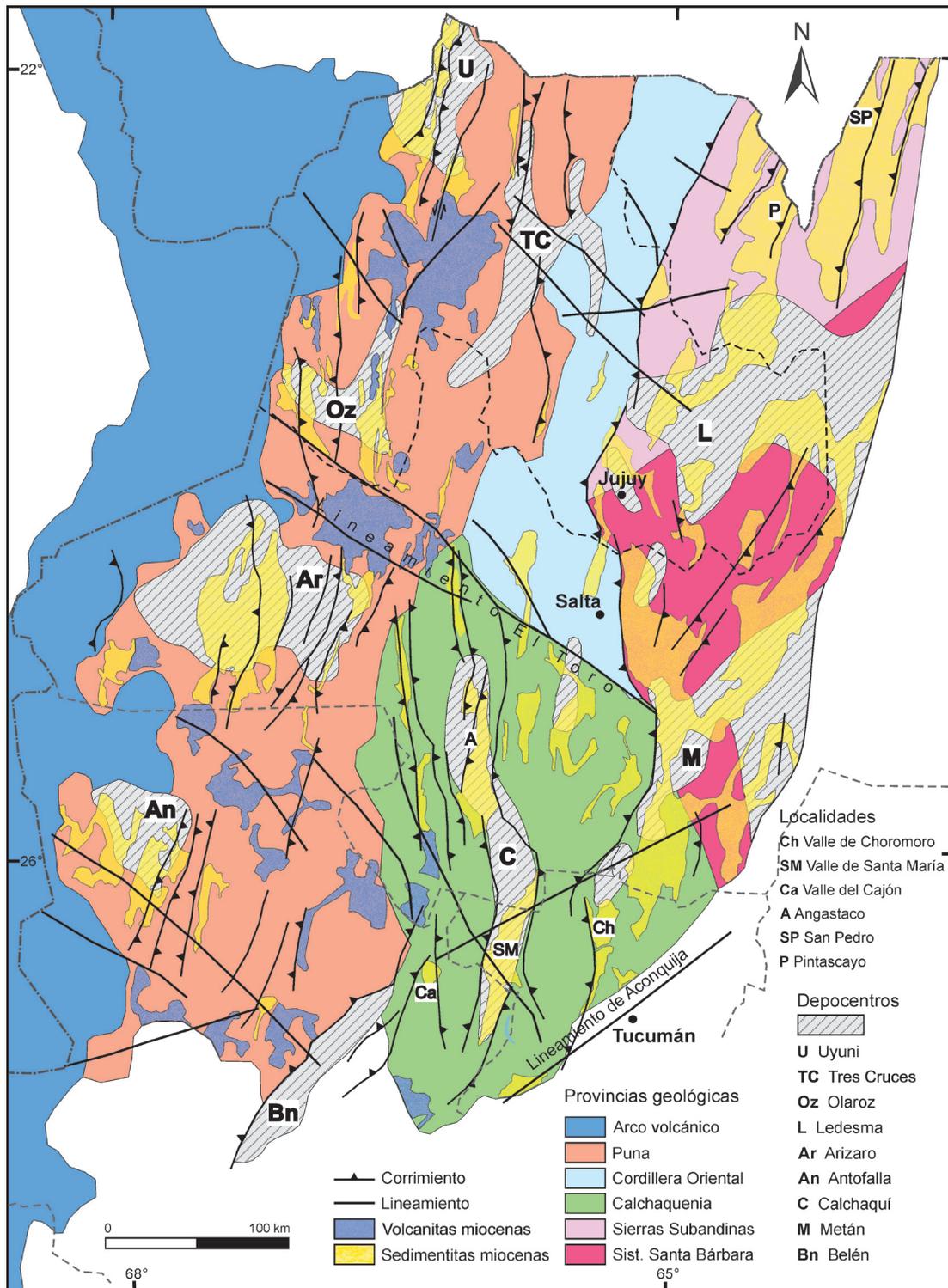


Figura 1. Depósitos aflorantes del Mioceno Temprano-Medio en el NOA; provincias geológicas según Ramos (1999a) y Gorustovich *et al.* (2011).

Cuenca de Uyuni o Pozuelos.— Está ubicada en la Puna septentrional, y constituye una depresión de 100 km de largo y 20 km de ancho. Corresponde a una cuenca endorreica, marginada por dos fallas de rumbo submeridiano que actuaron como planos de corrimiento, sobre los que se elevaron los bloques de la sierra de

Rinconada y de la sierra de Cochino-Escaya. La columna cenozoica se apoya sobre rocas ordovícicas y cretácicas tempranas (figura 2). Dicha secuencia infrayace a las sedimentitas y tobas miocenas medias que conforman los estratos de Cara-Cara, datados en $14,26 \pm 0,19$ Ma. Posteriormente, hacia los 12 Ma, se implantaron los sistemas de complejos dómicos de Pan de Azúcar (12 ± 2 Ma) y Cerro Redondo ($12,54 \pm 1,1$ Ma), ya sea sobre el basamento, o por encima de las formaciones Moreta y Tiomayo (Caffe *et al.*, 2002).

Formación Moreta.— 1300 m. Está compuesta de areniscas, conglomerados, limolitas y tobas andesíticas, correspondientes a un relleno intramontano de grano grueso, y relacionadas al Complejo Volcánico Pirurayo (al NE del Bolsón de Pozuelos). Estudios K/Ar en volcanitas señalan edades de 28 ± 3 y 20 ± 2 Ma (Linares y González, 1990) para el Complejo Volcánico Pirurayo, localizado en el medio de la unidad.

Secuencia volcanoclástica Laguna de Pozuelos.— Rocas piroclásticas y volcanoclásticas retrabajadas, que afloran en el borde SO de la cuenca, y fueron datadas en $18,6 \pm 1$ Ma (Caffe *et al.*, 2002).

Formación Cara-Cara.— 1300 m en el Bolsón de Pozuelos a 120 m en Tres Cruces. Compuesta por tufitas dacíticas claras, areniscas, conglomerados y calizas lagunares, depositados en un ambiente fluvial distal (Rubiolo, 1999). Está en discordancia sobre la Formación Moreta, y relacionada a la secuencia volcanoclástica Laguna de Pozuelos. Una datación Ar/Ar indicó una edad de $14,26 \pm 0,19$ Ma (Cladouhos *et al.*, 1994). Con posterioridad esta unidad fue incluida en la Formación Tiomayo (Caffe *et al.*, 2002).

Grupo Pastos Grandes.— El Grupo Pastos Grandes se desarrolla principalmente cerca del borde NE de la Puna salteña. La columna cenozoica es muy potente y se dispone en discordancia angular sobre rocas ordovícicas; aflora además en fajas subparalelas en numerosas localidades de la Puna. Este grupo está constituido por sedimentos continentales de gruesos a finos y evaporitas, depositados sobre una discordancia asociada a la fase Incaica (Eoceno). Está integrado por las formaciones Geste (Eoceno-Oligoceno temprano?), Pozuelos (Mioceno temprano-medio, tardío?) y Sijes (Mioceno medio?-tardío).

Formación Pozuelos.— 400 m (espesor parcial). Se apoya en forma discordante sobre la Formación Geste y está compuesta esencialmente de depósitos salinos (halita) con intercalaciones de limo, arcilla, tobas y yeso; hacia el techo se conocen boratos y carbonatos. Su ubicación estratigráfica es muy controvertida, ya que una parte muy importante de su espesor se halla en el subsuelo. Alonso (1992) mencionó una datación en tobas de 7,6 Ma aunque reconoció la incertidumbre sobre la posición estratigráfica de la muestra, y por otro lado estimó que la parte inferior no expuesta, de unos 2000 m, podría ser oligocena. Por su parte Gorustovich *et al.* (2011) consideraron una probable edad oligocena tardía-miocena media.

Formación Sijes.— Está constituida por limo arcilitas, evaporitas y tobas. Se ubica en suave discordancia angular sobre la Formación Moreta, y según Alonso (1992) se apoya en forma concordante sobre la Formación Pozuelos. Según Gangui (1998), su edad se podría acotar entre el Mioceno medio a tardío; por su lado Alonso (1992) citó una datación de 6,8 Ma (Mioceno tardío) en su base.

Cuenca de Arizaro.— La formación de esta cuenca se vincula con la deformación asociada a la fase Incaica, hasta principios del Oligoceno (figura 2), que dio origen a una región relativamente deprimida, comprendida entre las zonas de alzamiento activo y deformación de la Precordillera chilena, y la Cordillera Oriental de Bolivia y el NOA (Kennan, 1999). Recibió el aporte de sedimentos provenientes de la erosión de sus bordes y de bloques de basamento elevados en su interior. Con posteridad, los depocentros del sector chileno (cuencas del Salar de Atacama, Punta Negra) quedaron desconectados de aquellos de la Puna debido al avance hacia el este del frente volcánico andino durante el Mioceno. Su relleno está constituido por las formaciones Geste (Eoceno-Oligoceno temprano), Vizcachera, Pozuelos y Sijes (para estas dos últimas ver Grupo Pastos Grandes).

Formación Vizcachera.— Más de 3000 m. Fue definida por Zappettini y Blasco (1998), que la separaron en dos miembros. Posteriormente Jordan y Mpodozis (2006) propusieron mantener este nombre solamente para el miembro inferior, al que a su vez dividieron en dos miembros: Inferior arenoso y Superior arcillo-arenoso. El primero está formado por hasta 2000 m de areniscas con estratificación planar y ondulitas, que representan una asociación de facies de un enorme ambiente de “sandflat” interrumpido por campos de dunas eólicas, depósitos de intraduna y, escasos canales fluviales. Este último se asemeja al Miembro Campo Negro de la Formación Quiñoas (zona de Antofalla) que presenta en sus niveles medios a superiores, tobas datadas en 37.6 ± 0.3 y 34.0 ± 0.9 Ma (Eoceno tardío-Oligoceno temprano) (Voss, 2002). El segundo es concordante sobre el anterior, y está compuesto de al menos 1000 m de arcilitas, limolitas y areniscas muy finas con intercalaciones menores de yeso, que corresponden a depósitos aluviales distales, asociados a depósitos lacustres muy someros; en su parte media se dató un nivel de tobas en 23.8 ± 0.4 Ma (Oligoceno tardío), y es probablemente equivalente de los Miembros Cadillo y Aguada de la Formación Quiñoas.

Cuenca de Antofalla.— Posee depósitos del Eoceno tardío-Pleistoceno? de unos 1600 m de potencia (figura 2). Su relleno está compuesto por sedimentos aluviales, lacustres, eólicos e intercalaciones de lavas y rocas piroclásticas (Voss, 2002). Las sedimentitas representan complejos de abanicos aluviales y depósitos de playa acumulados en climas áridos y semiáridos. Voss (2002) dividió estos depósitos en las formaciones Quiñoas (Eoceno tardío-Mioceno temprano), Potrero Grande (Mioceno temprano-medio), Antofalla (Mioceno tardío), Pozuelos (Mioceno tardío), Sijes (Mioceno tardío-Plioceno temprano) y Singuel (Plioceno-Pleistoceno temprano).

Formación Quiñoas.— 1500 m. Conglomerados castaños y rojizos, areniscas, pelitas y evaporitas. Está apoyada sobre rocas ordovícicas a jurásicas, y hacia el techo una discordancia angular la separa de la Formación Potrero Grande. Voss (2002) cita numerosas dataciones en tobas, con edades comprendidas entre 37,6 y 19,3 Ma (Eoceno tardío-Mioceno temprano).

Formación Potrero Grande.— 180 m. Conglomerados y areniscas, con tobas y tufitas intercaladas, depositadas en ambientes de abanico aluvial y playa (Voss, 2002). Se conocen numerosas dataciones en tobas que dieron edades entre 19,3 y 17 Ma (Mioceno temprano). Hacia el techo es cubierta por una andesita de 12,9 Ma (Mioceno medio).

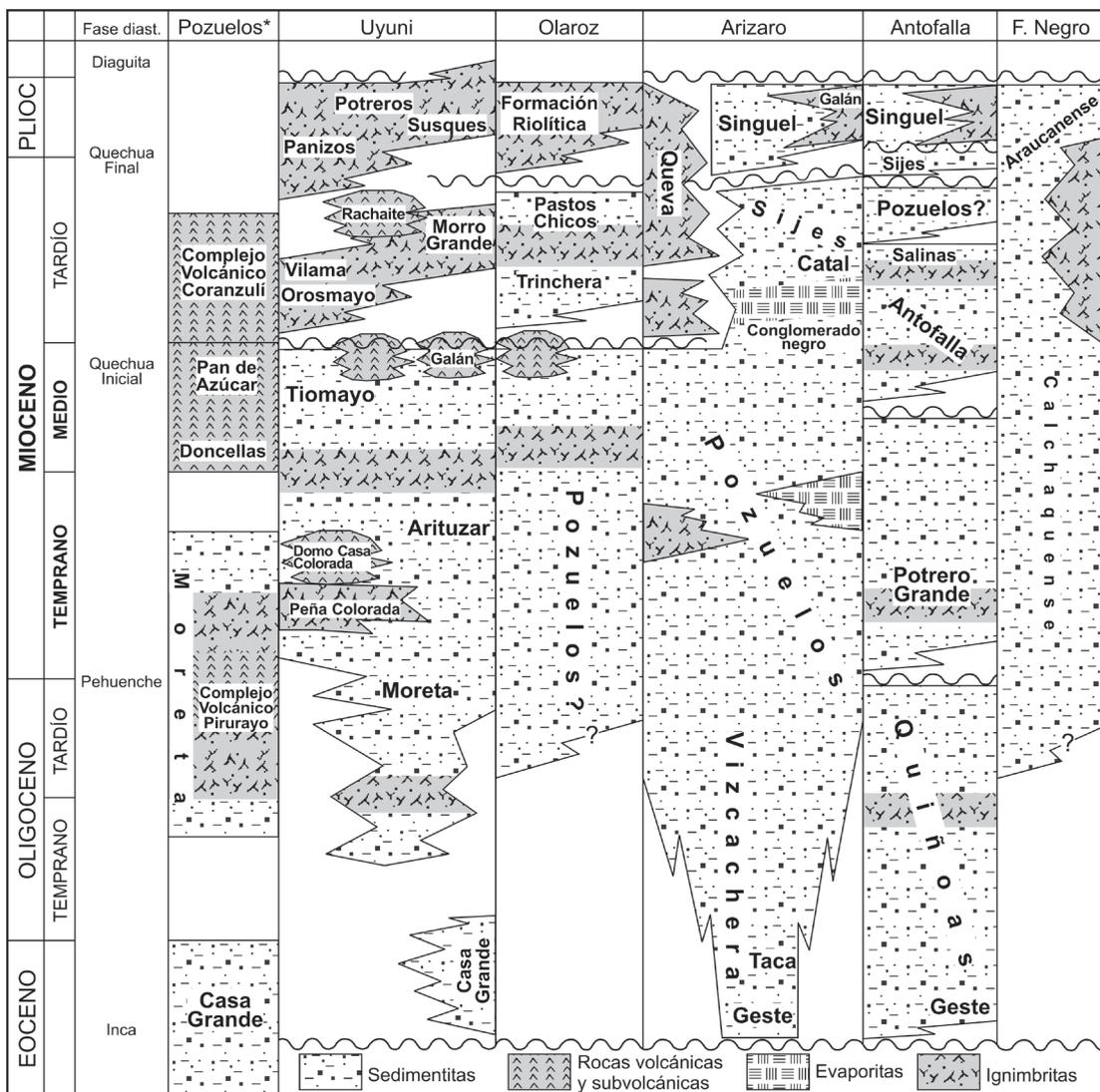


Figura 2. Cuadro estratigráfico de la Puna, modificado de Gorustovich et al. (2011); localidades ordenadas de Norte a Sur. (*) Según Rubiolo (1999).

Cordillera Oriental y Calchaquenia

Estas provincias geológicas corresponden a la Cordillera Oriental, según la clasificación de Ramos (1999a), y Calchaquenia, como una provincia separada siguiendo a Salfity (2004). Ambas se desarrollaron sobre un basamento ígneo metamórfico del Proterozoico tardío-Paleozoico temprano y depósitos del Grupo Salta, pero en el caso de la Cordillera Oriental, los depósitos del Grupo Salta y del Neógeno se encuentran mucho menos desarrollados debido a que la región se comportó como un alto desde el Cretácico (figura 3). Ambas provincias se hallan separadas, igual que en el caso de la Puna, por el lineamiento El Toro-Olacapato. Según Ramos (1999b) los depocentros del sur de la cordillera Oriental y de Calchaquenia (cuencas Calchaquí, Lerma y Metán) eran continuos, y se separaron durante el Mioceno medio a partir del ascenso de los umbrales de Lerma y Los Gallos.

La Cordillera Oriental está constituida por el apilamiento de láminas de basamento cabalgadas hacia el este (Rubiolo, 1999), y se puede dividir en dos sectores según su relleno neógeno. En la región septentrional los principales depósitos fueron reconocidos en Tres Cruces y sierra de Santa Victoria, en tanto en la región meridional se distribuyen en las cuencas de Lerma y Metán. El depocentro de Tres Cruces posee depósitos similares a los de la Puna ya que se localiza en la zona limítrofe entre ambas regiones. Para el período considerado fueron reconocidas las formaciones Pisungo, Moreta y Cara-Cara. En la sierra de Santa Victoria no se hallaron depósitos del Mioceno temprano-medio (figura 3). En los depocentros del sector austral de la Cordillera Oriental los depósitos corresponden al Subgrupo Metán, que serán descriptos en el apartado correspondiente al Sistema de Santa Bárbara.

La región de Calchaquenia fue considerada habitualmente como de transición entre la Cordillera Oriental y las Sierras Pampeanas; a su vez, las serranías ubicadas al oriente de las Cumbres Calchaquíes fueron reconocidas como Sierras Subandinas Tucumanas o incluidas en el sector austral del Sistema de Santa Bárbara o de las Sierras Subandinas (Salfity, 2004). Este autor propuso distinguir Calchaquenia como una provincia geológica, limitando al norte mediante el lineamiento El Toro-Olacapato con la Cordillera Oriental, al sur con las Sierras Pampeanas a partir del lineamiento del Aconquija, al oeste con la Puna austral, y al este con el Sistema de Santa Bárbara. Calchaquenia está constituida por dos sectores claramente diferenciados, el Valle Calchaquí en la mitad occidental, y las serranías ubicadas al este y el depocentro de Metán en la mitad oriental.

En el Valle Calchaquí se formaron dos depocentros de sentido N-S, que constituyen los sectores más occidentales de la cuenca de antepaís del NOA; estos depocentros alojan los depósitos del Grupo Payogastilla al norte (Formación Angastaco) y del Grupo Santa María al sur (formaciones San José y Las Arcas; ver Sierras Pampeanas Occidentales), separados por un sector elevado en la zona de Cafayate. Estas unidades se depositaron durante el Neógeno y fueron intensamente deformadas durante las fases Quechua II y Diaguita. El margen oriental de la Puna habría estado elevado desde el Mioceno y por lo tanto no existió continuidad entre los Grupos Pastos Grandes y Payogastilla-Santa María (Salfity, 2004), en cambio habría existido conexión hacia el este con los depósitos del Subgrupo Metán (formaciones

Río Seco, Anta y Jesús María) y del Grupo Choromoro (Formación Río Salí), los cuales quedaron separados a partir del ascenso del flanco oriental del Valle Calchaquí, hacia fines del Plioceno. En el valle del Cajón, al oeste del Valle de Santa María, la Formación Morteritos fue considerada como equivalente a la Formación San José (Malizia *et al.*, 1990), aunque Bossi *et al.* (2000) comprobaron que fue depositada en forma íntegra durante el Mioceno tardío.

Cuenca Tres Cruces.— Según Gangui (1998) el desarrollo de la cuenca comenzó a los 26 Ma (Oligoceno tardío) y habría culminado durante el Mioceno tardío. La etapa principal de deformación fue anterior a los 12 Ma, de acuerdo con la edad de las lavas e ignimbritas del volcán Chipas, asentadas en discordancia angular sobre sus depósitos.

Formación Pisungo.— 750-2500 m. Conglomerados y areniscas conglomerádicas, correspondientes a depósitos fluviales entrelazados proximales, asignados tentativamente al Mioceno temprano (Boll y Hernández, 1986). Se apoya sobre los depósitos sinorogénicos de la Formación Río Grande (Oligoceno *s.l.*).

Formaciones Moreta y Cara-Cara.— Ver “Puna”.

Grupo Choromoro.— Aflora en una faja localizada al norte de San Miguel de Tucumán, limitada al Oeste por las cumbres Calchaquíes. Comparte muchas características con el Grupo Santa María, pero posee menor espesor y su contenido paleontológico es más escaso, por lo que ha recibido menor atención. Está constituido por tres formaciones aparentemente concordantes, Río Salí del Mioceno medio, e India Muerta y Chulca, del Mioceno tardío-Plioceno (según correlación con las formaciones Andalhuala y Corral Quemado).

Formación Río Salí.— 640 m (Bossi *et al.*, 1998). Areniscas blancas, limolitas rojizas y pelitas verdosas claras, lutitas oscuras, calizas oolíticas y estromatolíticas, y yeso. Corresponde a un ambiente lacustre que evolucionó a sabkha yesífero y playa salina. Según su contenido fosilífero y correlación con las formaciones Anta y San José, es asignada en forma amplia al Mioceno, probablemente Mioceno medio. El contenido paleontológico es similar al conocido en la Formación San José, pero mucho menos rico; se hallaron pelecípodos, peces, insectos y ostrácodos (Gavriloff y Bossi, 1992).

Grupo Payogastilla.— El Grupo Payogastilla (Díaz y Malizia, 1983) está compuesto por las formaciones Quebrada de Los Colorados, Angastaco, Palo Pintado (Mioceno tardío) y San Felipe (Plioceno), y constituye un importante registro tectosedimentario en la evolución de la cuenca de antepaís andina en los valles Calchaquíes. Corresponde a depósitos continentales que yacen en paraconcordancia sobre el techo del Grupo Salta.

Según Galli *et al.* (2011), la Formación Quebrada de Los Colorados comenzó a depositarse durante el Eoceno medio-tardío, y tiene un espesor parcial de 150 m,

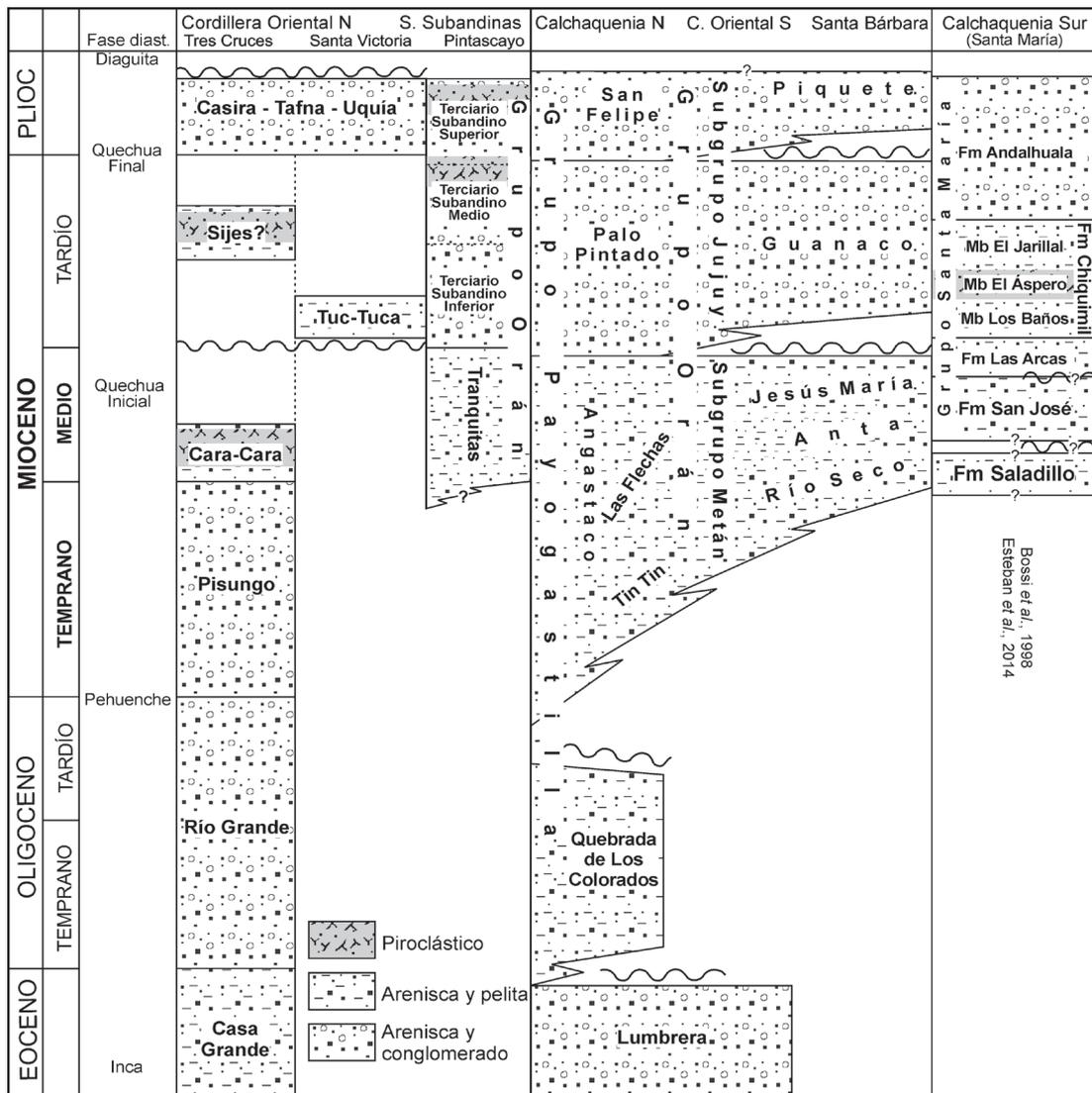


Figura 3. Cuadro estratigráfico de Cordillera Oriental, Calchaquenia y Sistema de Santa Bárbara; según datos de Rubiolo (1999), Salfity (2004) y Galli y Hernández (1999), entre otros.

en tanto que el pasaje con la suprayacente Formación Angastaco es concordante y definido. Por su parte, Hongn *et al.* (2011) y del Papa *et al.* (2013) consideraron espesores entre 800 y 1300 m, y observaron dos claras discontinuidades internas. La más joven de estas discontinuidades permitió a del Papa *et al.* (2013) separar el tramo superior de la unidad e incorporarla a la Formación Angastaco, con la cual posee un contacto transicional; en consecuencia nominaron este tramo como Miembro Tin Tin, en tanto que el tramo previamente conocido como Formación Angastaco, fue referido al Miembro Las Flechas. La Formación Quebrada de los Colorados posee faunas de mamíferos Casamayorenses (Eoceno medio), y su depositación habría culminado en el Oligoceno.

Formación Angastaco.— Más de 4000 m. El Miembro Tin Tin comprende entre 250 y 600 m, y está compuesto de limolitas arenosas, areniscas eólicas blancas y grises, asociadas a conglomerados y arcilitas laminadas, interpretados como canales

fluviales gravosos y sistemas lacustres de interduna; se conocen tres dataciones: en la mitad se obtuvieron edades de 21,4 y 21,0 Ma, y cerca del techo una edad de 19,0 Ma, por lo que se estimó que la unidad está comprendida entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano. El Miembro Las Flechas posee entre 1500 y 4500 m de conglomerados y areniscas conglomerádicas en ciclos grano y estratodecrecientes, con escasos bancos pelíticos en el techo. Estos depósitos fueron interpretados como correspondientes a un sistema fluvial caracterizado por canales extensos, lateralmente dominados por mantos de crecidas, en posiciones cercanas al pie de monte bajo condiciones climáticas cálidas y secas, tipo Chaco (Díaz *et al.*, 1987). Se conocen tres niveles principales de tobas; uno basal fue datado en 15,26 Ma, en tanto que otro en la sección media posee una edad de 13,4 Ma (Galli *et al.*, 2011). Por su parte Aramayo *et al.* (2014) describieron una ignimbrita intercalada en la parte media de este miembro, correlacionable con las tobas de 13,4 Ma. La suprayacente Formación Palo Pintado posee una datación de 10,29 Ma en su base, y por lo tanto se puede considerar que el Miembro Las Flechas fue depositado durante el Mioceno medio, llegando quizás hasta la base del Mioceno tardío.

Sierras Subandinas y Sistema de Santa Bárbara

Las Sierras Subandinas se extienden desde Bolivia hasta las lomas de Olmedo, aproximadamente a los 24° LS; constituyen una típica cuenca de antepaís desarrollada a partir de comienzos del Mioceno (por disminución del ángulo de subducción), formada por apilamiento tectónico al oeste; consecuentemente, se observa un marcado diacronismo en los arreglos litofaciales. En el sector argentino los depósitos neógenos pertenecen al Grupo Orán, apoyado en discordancia angular sobre el ciclo Carbonífero-Jurásico, la cual fue generada por basculamiento regional, durante la apertura de la cuenca de Lomas de Olmedo en el Cretácico. La división estratigráfica en el sector argentino no está muy desarrollada y se han propuesto varios esquemas. En forma amplia estos depósitos son conocidos como Formación Tranquitas y “terciario subandino”, o formaciones Tranquitas, Yecua y Tariquía. Una división estratigráfica más detallada se realizó en Bolivia, y puede ser reconocida en el norte de Salta (formaciones Petaca, Yecua, Tariquía, Guandacay y Emborozú, las dos últimas correspondientes al Mioceno tardío y Plioceno) (figura 4). Los depósitos sinorogénicos neógenos están conformados por rocas silicoclásticas de ambiente continental, con escasos niveles de ambiente marino marginal en la base (Hernández *et al.*, 2005), que en total pueden superar ampliamente los 5000 m de espesor.

El sistema de Santa Bárbara se ubica al sur de las lomas de Olmedo, y posee características muy similares a las Sierras Subandinas. Aquí el Grupo Orán está depositado en discordancia (fase Pehuenche) sobre el Subgrupo Santa Bárbara (Paleógeno). Su base es marcadamente diacrónica y registra dos discordancias internas asociadas a la fase Quechua, que permitieron separar el Subgrupo Metán (Mioceno temprano-medio) y el Subgrupo Jujuy (Mioceno tardío-Plioceno). El Subgrupo Metán no posee discontinuidades internas y está constituido por las formaciones Río Seco, Anta y Quebrada Jesús María.

Grupo Orán:

Formación Tranquitas.— 200 a 700 m. Está compuesta por el conglomerado Galarza en la base, cuarcitas, calizas, areniscas claras y lutitas rojizas, y se apoya en discordancia sobre rocas con edades desde el Devónico hasta el Pérmico. El conglomerado Galarza es un depósito residual compuesto por conglomerados polimícticos, fragmentos de huesos de reptiles y mamíferos, con clastos de pedernal procedentes de la Formación Vitiacua (Pérmico superior) y un espesor de unos 10 m (di Marco, 2005). Por encima se reconocieron los miembros “serie gris” y “serie gris azulada” que se interdigitan lateralmente, y están compuestos por espesos bancos tabulares de arenisca cuarzosa de grano fino y mediano, con aspecto sacaroide y colores gris verdoso, blanco y castaño rojizo, y con algunas intercalaciones de arcilitas verdes y rojas. La Formación Tranquitas constituye la base del Grupo Orán en las sierras Subandinas, y es equivalente al tramo superior de la Formación Pisungo, y posiblemente a la Formación Petaca (Bolivia) (figura 4).

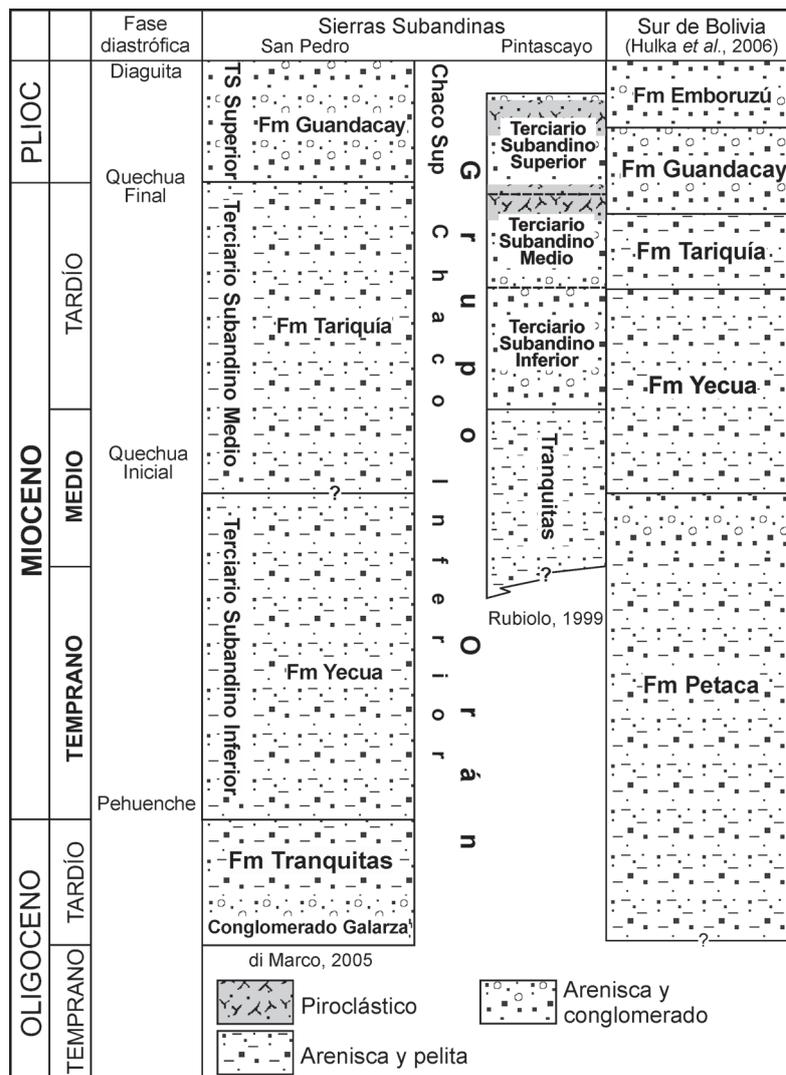


Figura 4. Cuadro estratigráfico general para las Sierras Subandinas y Sur de Bolivia.

Subgrupo Chaco.— También conocido como Terciario Subandino, está constituido por más de 7000 m de depósitos monótonos. Según di Marco (2005), los depósitos miocenos son agrupados en el Chaco Inferior, a su vez dividido en las secuencias Terciario Subandino Inferior y medio.

Terciario Subandino Inferior.— Unos 700 m. Areniscas y pelitas que suceden en forma concordante a la Formación Tranquitas; es tentativamente correlacionado con la Formación Yecua (Bolivia).

Terciario Subandino medio.— 1400 a 3000 m. Litología similar al anterior aunque algo más grueso; se considera equivalente a la Formación Tariquía (Bolivia).

Sur de Bolivia.— Se consideran los afloramientos situados en varias localidades de las sierras Subandinas bolivianas, entre el límite con Argentina y la latitud de Santa Cruz de la Sierra. En líneas generales se sigue la división y edades según Hulka *et al.* (2006), quienes mencionaron un relleno cenozoico de unos 6500 m, depositados sobre rocas mesozoicas en la cuenca de antepaís chaqueña. La edad de las formaciones Petaca, Yecua y Tariquía aún presenta numerosos interrogantes, como se observa en la figura 4; es probable que las dos últimas sean más jóvenes que los depósitos considerados en este artículo, por lo que son incluidas con reservas.

Formación Petaca.— 40 a 200 m. Calcretes retrabajados, paleosuelos y sedimentos fluviales subordinados, probablemente depositados en zonas asociadas a domamiento periférico o “forebulge”, caracterizados por tasas de sedimentación muy bajas. El hallazgo de mamíferos de edad Deseadense (?*Rhynchippus* sp.) en la base, permite estimar el comienzo de la depositación durante el Oligoceno tardío, en tanto que el techo estaría acotado al Mioceno medio-Plioceno temprano, a partir del hallazgo del armadillo cf. *Vassallia minuta* (Chasicoense-Montehermosense; Marshall *et al.*, 1993), aunque su correcta ubicación estratigráfica fue puesta en duda por estos mismos autores.

Formación Yecua.— 50 a 300 m. Sedimentos finos verdosos, rojizos y oscuros, margas claras, coquinas y yeso secundario, posiblemente depositados en un ambiente lacustre o marino restringido, generado en la zona distal de la antefosa o “foredeep”, en un antepaís con tasa de subsidencia mayor a la depositación; sucede en forma transicional a la Formación Petaca. Sobre su edad hay opiniones muy dispares: Sempere *et al.* (1990) correlacionaron las formaciones Petaca y Yecua, con los “bancos de Salla” del Oligoceno tardío-Mioceno temprano, según reinterpretación de un estudio magnetoestratigráfico previo. Por su parte Marshall *et al.* (1993) propusieron una edad de 10-8 Ma para la Formación Yecua, según la edad estimada para la unidad subyacente, portadora de dudosos restos de cf. *Thesodon* (Colhuehuapense-Laventense). Dunn *et al.* (1995) ubicaron la Formación Yecua en torno al límite Oligoceno-Mioceno, aunque no aclararon sus fuentes, de la misma forma que hicieron Baby *et al.* (1995) al asignarla al Mioceno tardío. Por último, Hernández *et al.* (2005) dataron una toba en la base de los depósitos con fauna marina, en 7,72

Ma (Mioceno tardío); sobre esta base consideraron que la Formación Yecua estuvo relacionada con la ingresión amazónica (Formación Solimoes) o caribeana, y por consiguiente la transgresión paranense no alcanzó el extremo septentrional de la Argentina, debido posiblemente a la barrera generada por el arco de Michicola. En síntesis, el estado actual del conocimiento solamente permite afirmar que su edad se encuentra en torno al Mioceno, y que la relación con un ambiente marino es probable pero incierta. Según Tineo (comunicación personal, abril de 2016), los ejemplares de los moluscos marinos descritos en publicaciones previas, no han sido hallados en los repositorios correspondientes.

– Contenido micropaleontológico. Foraminíferos: *Ammonia beccarii* (Marshall et al., 1993); *Anomalinoidea* cf. *salinasensis*, *Cibicides* cf. *cushmani*, *C.* aff. *mckannai*, *Gyroidina rosaformis*, *Hansenisca multicamerata*, *Holmanella baggi*, *H. valmonteensis*, *Nonionella miocenica*, *Pseudoparella californica* (Hulka et al., 2006); *Ammonia beccarii* f. *tepida* (Nicolaidis y Coimbra, 2008). Ostrácodos: *Cyprideis* sp. y *Bythocypris* sp. (Marshall et al., 1993); *Cyprideis* aff. *amazonica*, *C.* aff. *torosa*, *C.* aff. *truncata*, *Cyprideis* spp. y *Heterocypris* sp. (Hulka et al., 2006); *Cypria* aff. *C. aqualica*, *Cyprideis* spp., *Darwinula* sp., *Ilyocypris?* sp. y *Perissocytheridea carrenoae* sp. nov. fueron descritos por Nicolaidis y Coimbra (2008), quienes a su vez discutieron algunas de las determinaciones de Hulka et al. (2006).

– Contenido de invertebrados. Pelecípodos: *Astarte* sp., *Corbula* sp., *Cyrena* sp., *Lucina* sp., *Neocorbicula* sp., *Nucula* sp., *Senis* cf. *elongatus* y *Tellina* sp. (Marshall et al., 1993 y Hulka et al., 2006), *Corbicula* sp. (Hernández et al., 2005). Gastrópodos: grandes ejemplares de *Gyrodes* o *Natica* sp. y cf. *Turritella* sp. (Marshall et al., 1993); *Heleobia* spp. (Nicolaidis y Coimbra, 2008). Además se reportaron abundantes moldes de pelecípodos y gastrópodos, ejemplares de *Balanus* sp., y fragmentos de cangrejos.

– Contenido de trazas fósiles. *Lockeia* isp., *Taenidium* isp., *Chondrites* isp. *Arenicolites* isp. y *Skolithos* isp. (Tineo et al., 2012).

– Contenido de vertebrados: cf. *Theosodon* sp. (mamífero litopterno), *Ellisella kirschbaumi* (anguila eléctrica) y cf. *Ariidae* (pez siluriforme) (Marshall et al., 1993); *Mourasuchus* sp. (Caimaninae), fragmentos de tortugas y peces (Tineo et al., 2015).

Formación Tariquía.— Más de 1500 m. Areniscas y pelitas castaño rojizas de origen fluvial, depositadas en forma transicional sobre la Formación Yecua. En su base se hallaron peces de edad Chasicoense-Huayqueriense, que acotarían su edad al Mioceno tardío.

Subgrupo Metán:

Formación Río Seco.— 200-300 m. Areniscas arcillosas rojas y conglomerados; según su posición estratigráfica habría sido depositada durante el Mioceno temprano.

Formación Anta.— 500 a 1000 m. Pelitas y margas laminadas, moradas, verdes y amarillentas, con ocasionales calizas, algunas veces oolíticas (Gebhard et al., 1974). Depósitos continentales de tipo fluvio-lagunar, donde se reconocieron ambientes de

llanura arenosa, barreal árido, lago salino efímero y lago salino permanente (Galli, 1992, 1995), con posible influencia marina. Se dataron tobas entre 15 y 17 Ma (Sérbrier *et al.*, 1988), y entre 14.4 y 14.1 Ma (Reynolds *et al.*, 1994), correspondientes al Mioceno medio. Es aparentemente correlacionable con la Formación Yecua.

– Contenido fosilífero. Foraminíferos, ostrácodos y peces muy mal conservados (Russo y Serraiotto, 1979). Cerca de la base se hallaron restos de peces de agua dulce de las familias Cynodontidae indet, Sciaenidae indet (Bardack, 1961; Cione *et al.*, 1995) y una asociación polínica (Quattrocchio *et al.*, 2003), que se habría desarrollado en un lago salino, con influencia de estepa; incluye: *Riella* sp., *Pediastrum* sp. y *Phaeceros* sp. (Bryophyta); *Rhoipites* sp. (Rutaceae), *Verrustephanoporites simplex* (Ulmaceae), *Podocarpidites marwickii* (Podocarpaceae); *Tricolpites* sp. cf. *T. reticulata* (Gunneraceae), *Rousea patagonica* (afinidad incierta) y *Graminidites* sp. (Poaceae).

Formación Quebrada Jesús María.— 500 m. Areniscas y pelitas rojizas, de origen fluvial. En un grainstone oolítico, se hallaron foraminíferos miliólidos formando el núcleo de las oolitas (Galli *et al.*, 1996).

II. SECTOR ANDINO CENTRAL

En esta región se incluyen los segmentos de Transición (26-30° LS) y Central (30-34° LS), según la clasificación tectónica de Ramos (1999c). En el Segmento de Transición comenzó una importante actividad volcánica en la Cordillera Principal hacia fines del Oligoceno, la cual fue migrando hacia el este a medida que la placa subducida se horizontalizaba. Este mismo proceso generó el ascenso de la Precordillera y las Sierras Pampeanas, y la migración hacia oriente de las cuencas de antepaís. En el Segmento Central, el volcanismo migró desde Chile hacia la Cordillera Principal hacia principios del Mioceno medio, y durante el Mioceno tardío-Plioceno se ubicó en Precordillera y Sierras Pampeanas.

Cordillera Principal y Frontal

La Cordillera Principal se extiende desde el Norte de la provincia de San Juan, en el valle del Cura, donde el volcanismo cenozoico se apoya directamente sobre el Grupo Choiyoi, hasta el centro de la provincia de Neuquén. Exceptuando la zona del valle del Cura, la distribución de los depósitos es coincidente con aquellos de la cuenca Neuquina, del Jurásico y Cretácico. Desde el punto de vista estructural, la zona estudiada ha sido dividida en tres fajas plegadas y corridas (FPC): La Ramada, Aconcagua y Malargüe (Ramos, 1999a). La estratigrafía de las FPC es a grandes rasgos similar: rocas volcánicas y piroclásticas del Grupo Choiyoi y depósitos continentales y marinos del Triásico-Cretácico temprano. En la FPC La Ramada, que corresponde al sector sanjuanino, en discordancia sobre los depósitos cretácicos se encuentran remanentes de edificios volcánicos del Mioceno medio, y no se reconoce volcanismo posterior; en tanto que en la FPC Aconcagua, localizada al Norte de la

provincia de Mendoza hasta el río Diamante; sobre las rocas marinas y continentales mesozoicas se encuentra el macizo volcánico mioceno del Aconcagua, transportado por tectonismo a su posición actual. En cambio, en la FPC Malargüe se registran los depósitos de la transgresión atlántica del Maestrichtiano-Daniano, sobre los que se formaron grandes edificios volcánicos durante el Neógeno y el Cuaternario.

Por su parte, la Cordillera Frontal está localizada entre la Cordillera Principal y la Precordillera, entre el sur de la provincia de Catamarca y el río Diamante. Comprende básicamente depósitos del Paleozoico tardío, asentados sobre un basamento cristalino del Proterozoico medio (Ramos, 1999a); principalmente corresponden a depósitos marinos de una cuenca de retroarco carbonífera y a rocas intrusivas, volcánicas y piroclásticas del Pérmico y Triásico temprano. Este conjunto fue ascendido en forma de bloque hacia fines del Mioceno (figura 5).

El volcanismo en estas dos regiones fue importante durante el Mioceno, y las unidades reconocidas en general están datadas con bastante precisión. Las rocas correspondientes a la zona La Ramada-Aconcagua, están resumidas en la figura 7 y los detalles sobre su edad absoluta y su composición pueden ser consultados en Pérez y Ramos (1996a) y Ramos *et al.* (1996). Para la zona de Alto Tupungato, Giambiagi *et al.* (2001) dataron en 18,3 Ma (Mioceno temprano) las coladas y brechas basálticas de la Formación Contreras. En la zona del Portezuelo de las Burras, localizado al NO de Calingasta, en la Cordillera Frontal, Karkanis y Rossello (2004) describieron la Formación Arroyo de las Chinchas, compuesta de andesitas, cuerpos subvolcánicos y rocas piroclásticas, y de posible edad oligo-miocena. El volcanismo cordillerano del sur de Mendoza, será descrito en otro apartado.

Cuenca del Valle del Cura.— Esta cuenca posee un importante relleno volcánico y volcanoclástico, cuya nomenclatura estratigráfica es muy profusa; de las numerosas propuestas, se sigue la de Winocur *et al.* (2014), ya que en la actualidad es la que posee un control cronoestratigráfico más completo (figura 7). El relleno más antiguo de la cuenca corresponde a depósitos volcánicos del Oligoceno tardío (Formación Tillito), en tanto que el inicio de la depositación miocena correspondería a los basaltos Las Máquinas, asignados al lapso 23-22 Ma. Durante comienzos del Mioceno, los depósitos son característicos de un ambiente de retroarco extensional, en tanto que hacia fines del Mioceno temprano, se registran los únicos depósitos clásticos de antepaís (Formación La Ollita); a partir de ahí y durante todo el Mioceno, solamente se conocen rocas volcánicas depositadas en el arco volcánico, en un contexto compresivo.

Es interesante señalar la relación existente entre esta cuenca, y las de Barreal-Iglesia, Bermejo, Pagancillo, Los Llanos y Salinas Grandes, ubicadas hacia el Este, hasta las sierras del Norte de Córdoba. Según se puede observar en Ramos (1999b: figura 14), constituían un único depocentro, hasta aproximadamente los 20-15 Ma, cuando comenzó la fragmentación y se separaron las cuencas de Valle del Cura e Iglesias. Posteriormente, durante el Mioceno tardío y Plioceno se produjo la paulatina fragmentación del resto de los depocentros orientales. En consecuencia, hasta mediados del Mioceno medio, poseían un relleno común, aunque en facies diferentes, momento a partir del cual cada una comenzó una historia depositacional propia.

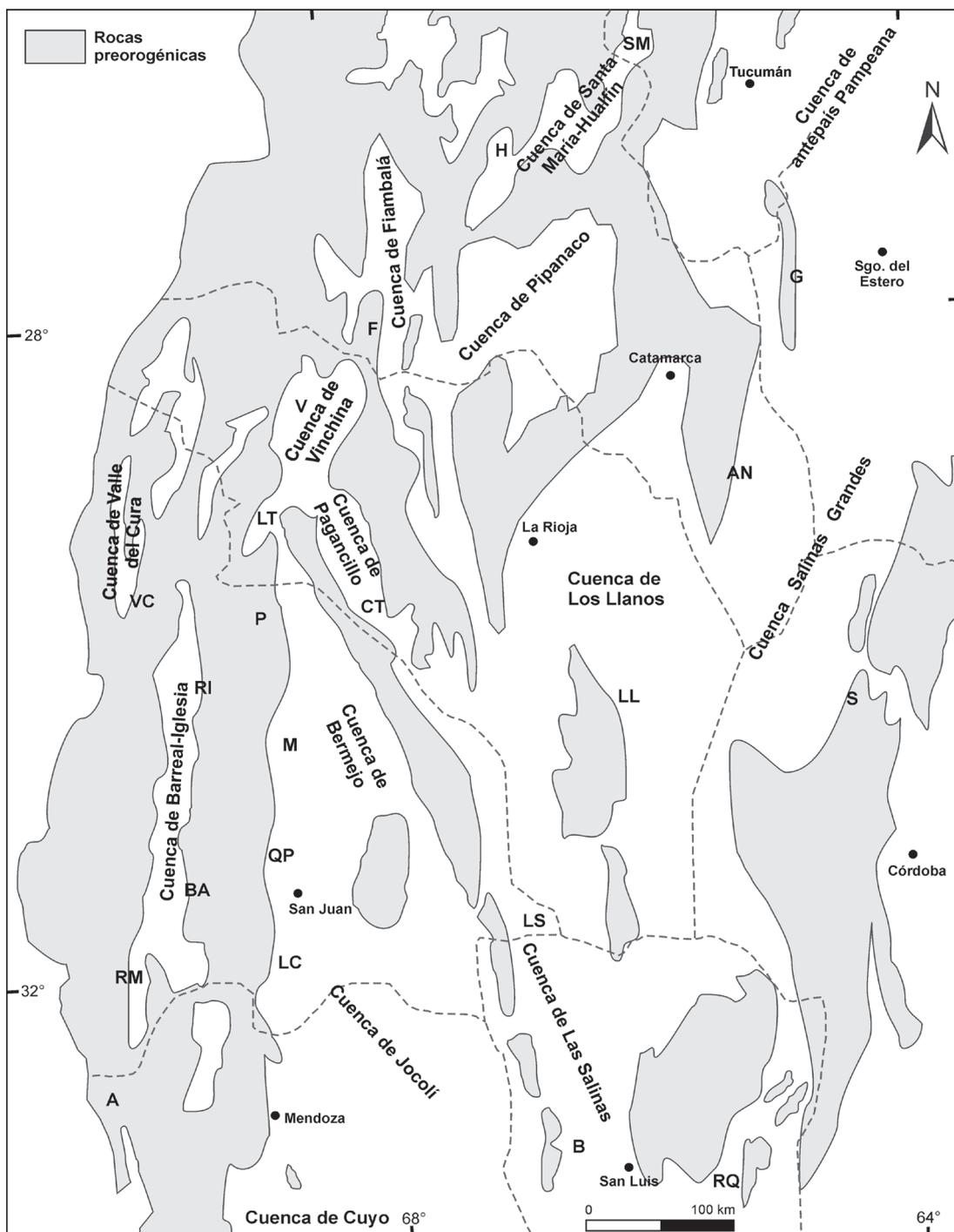


Figura 5. Principales cuencas del sector andino central, modificado de Ramos (1999c). Las siglas corresponden a la figura 6.

Formación Río La Sal.— 300 m. Unidad definida en Chile, en el sector argentino se apoya sobre el Grupo Choiyoi. Está compuesta por brechas volcánicas, conglomerados, areniscas, pelitas y tobas dacíticas (23.2 ± 0.3 Ma).

Formación Valle del Cura.— Está restringida a la Argentina, y fue conocida antiguamente como formación Tobas Multicolores. Compuesta de tobas primarias,

ignimbritas, areniscas y conglomerados. Limarino *et al.* (1999) reportaron edades eocenas a partir de análisis K-Ar, sin embargo estudios Ar-Ar más recientes realizados por Winocur *et al.* (2014) obtuvieron edades de 24.77 ± 0.11 y 18.53 ± 0.11 Ma (Oligoceno tardío-Mioceno temprano), estos valores son más coherentes con el resto de las unidades de la cuenca.

Formación La Ollita.— 300 m. Está compuesta por conglomerados, areniscas y pelitas rojas; hacia el techo se incrementa el porcentaje de areniscas grises con intercalaciones de yeso y anhidrita, mantos de caliza y arcilitas (Contreras *et al.*, 1990; Limarino *et al.*, 1999) y delgadas intercalaciones de basaltos. Una andesita intercalada en la parte superior fue datada en 16 ± 1 Ma, (Mioceno medio; Limarino *et al.*, 1999).

– Contenido palinológico. Una asociación muy diversa se recuperó en la quebrada Salada, en depósitos de lagunas sujetos a eventos de expansión y retracción (Barreda *et al.*, 1998); incluye en su mayoría elementos de origen continental y escasos componentes marinos o de aguas salobres, como quistes de dinoflagelados (*Spiniferites* sp.1 y sp.2) y acritarcos (*Veryhachium* sp.) (Barreda *et al.*, 1998; Limarino *et al.*, 1999), asociadas a improntas de hojas de angiospermas de monocotiledóneas de agua dulce de la familia Hydrocharitaceae (Troilo *et al.*, 2000). La asociación incluye Algas Chlorococcales: *Botryococcus* sp. y *Pediastrum?* sp.; Briófitas: *Ricciaesporites* sp.; Pteridofitas: *Biretisporites* sp., *Deltoidospora* sp., *Leiotriletes* sp.; Gimnospermas: *Podocarpidites* sp. cf. *P. ellipticus*, *Podocarpidites elegans* y *Podocarpidites* sp. (Podocarpaceae), *Equisetosporites claricristatus*, *E. notensis* y *E. lusaticus* (Ephedraceae); Angiospermas: *Nothofagidites acromegacanthus* y *N. saraensis* (Fagaceae), *Lymingtonia?* sp. (Nyctaginaceae y/o Portulacaceae), *Malvacipolloides comodoroensis* (Malvaceae), *Margocolporites vanwijhei* (Caesalpinoideae), *Mutisiapollis viteauensis* (Asteraceae), *Myrtaceidites* sp. (Myrtaceae), *Poluspissusites* sp. (Godeniaceae), *Rhoipites baculatus*, *R. cienaguensis*, *Rhoipites* sp.1, sp.2 y sp.3 (afinidad incierta), *Senipites patagonica* (Symlocaceae), *Striatricolporites gamerroi*, *Striatricolporites* sp. (Anacardiaceae), *Tubulifloridites antipodica* (Asteraceae), *Baumannipollis variaperturatus* y *Baumannipollis* sp. (Malvaceae), *Tetracolporites spectabilis* (Meliaceae), *Graminidites* (Poaceae), *Proteacidites* sp. (Proteaceae), *Chenopodipollis chenopodiaceoides* (Chenopodiaceae), *Cyperacceapollis neogenicus* (Cyperaceae), *Malvacipollites subtilis* (Euphorbiaceae), *Orapollis* sp. (Amaranthaceae), *Polyorificites* sp. (afinidad incierta), *Polyadopollenites?* sp. (Mimosoideae).

Cuenca de Manantiales.— Se ubica entre la FPC La Ramada y la Cordillera Frontal (RM en figura 6), y tiene disposición N-S. Su relleno es conocido como Formación Chinchas.

Formación Chinchas.— 2500 m. Depósitos sinorogénicos dispuestos en discordancia sobre el Grupo Choiyoi (Mirre, 1966). Pérez (2001) dividió la unidad en siete miembros (Tc0-Tc6), correspondiendo el primero a areniscas eólicas, y el segundo a una brecha andesítica con una edad estimada en 20 Ma (figura 7). Los Miembros Tc2-4 corresponden a depósitos fluviales y alojan dos niveles con faunas de mamíferos (López *et al.*, 2011); el Miembro Tc5 está compuesto por lutitas, areniscas y

tobas, datadas mediante trazas de fisión entre 17.1 y 11.5 Ma (Jordan *et al.*, 1996), y donde se hallaron dinoflagelados, microforaminíferos y polen herbáceo, con una edad estimada en unos 13 Ma y correlacionados con el mar Paranense (Pérez *et al.*, 1996). Por último el Miembro Tc6 corresponde a depósitos de conglomerados

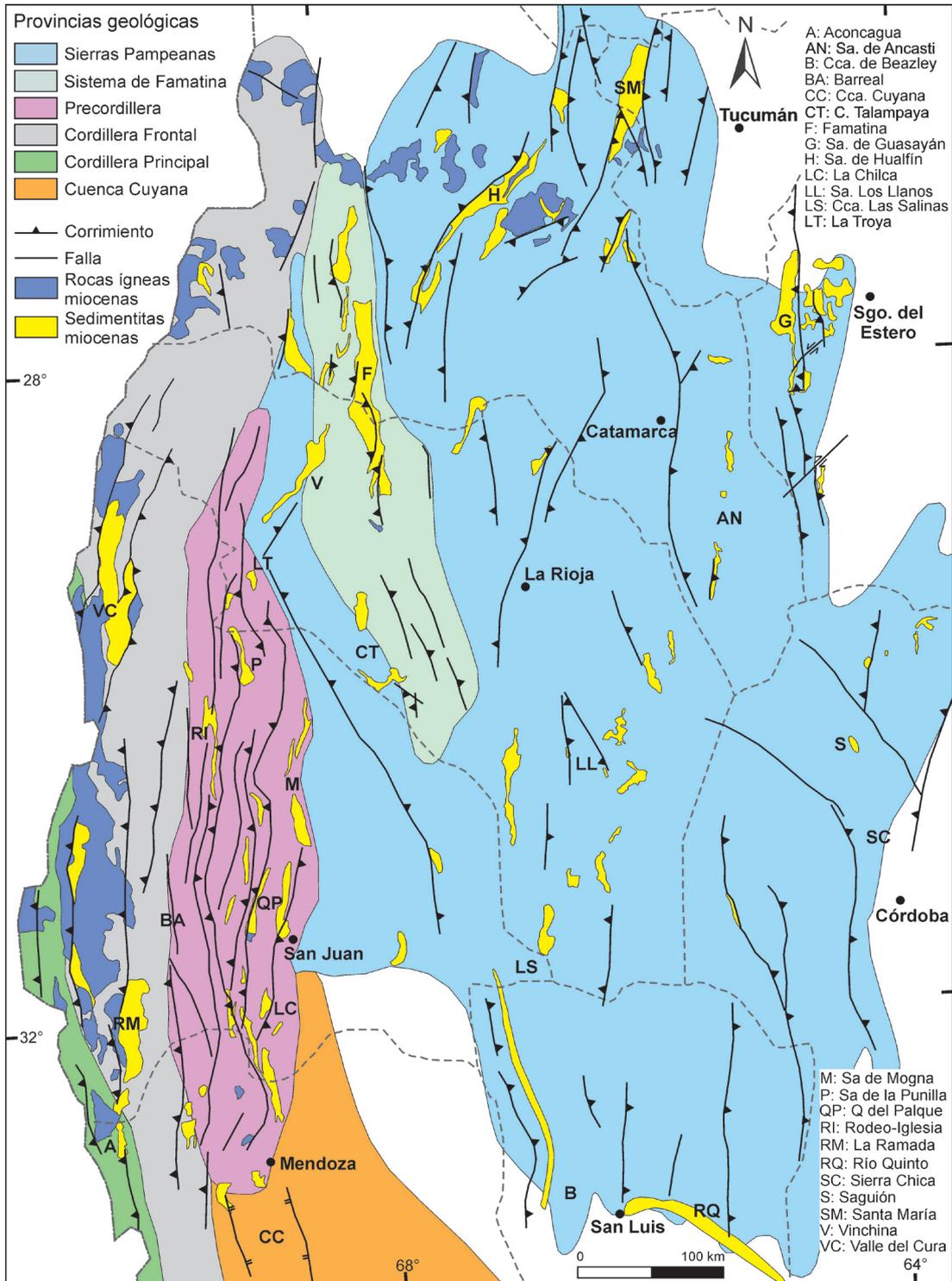


Figura 6. Rocas del Mioceno Temprano-Medio aflorantes en la región andina central; provincias geológicas modificadas de Ramos (1999a).

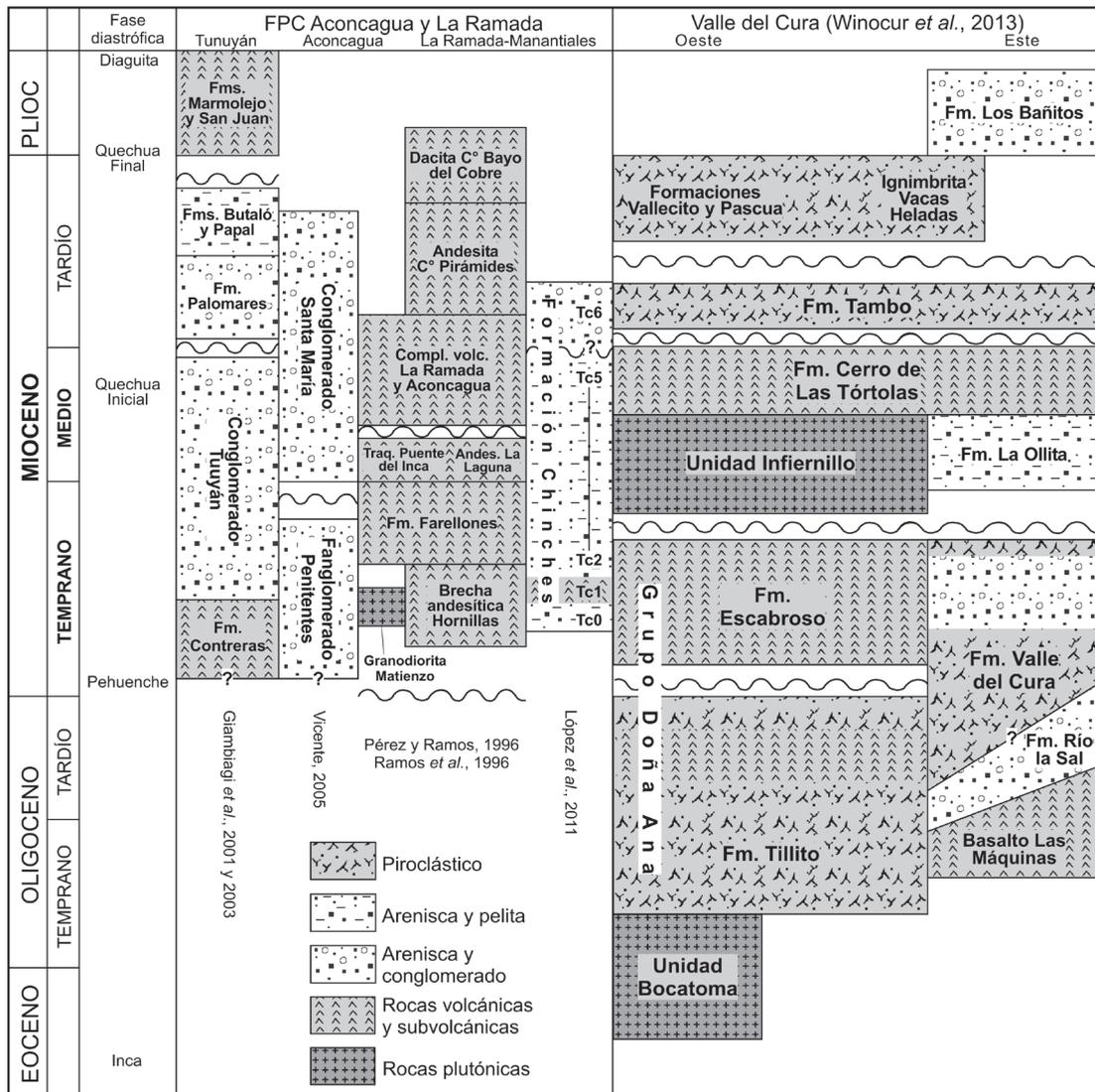


Figura 7. Cuadro estratigráfico general para Cordillera Principal y Cordillera Frontal.

granocrecientes y areniscas. El estudio magnetoestratigráfico permitió asignar la sección Tc2-Tc5 al período 19,3-9,5 Ma.

– Contenido de vertebrados. Los primeros restos de *Theosodon* (?) (Macraucheniiidae) fueron reportados por Windhausen (1931), en el Paso del Espinacito. Rusconi (1946) describió osteodermos de gliptodontes (*Asterostema barrealense*) y material postcraniano que refirió al notoungulado *Hegetotherium arctum* (Hegetotheriidae) proveniente de la zona de Las Hornillas. Contreras (1989) halló un resto mandibular de *Theosodon* sp. Más recientemente, López et al. (2011) recuperaron abundantes restos de los niveles TC2 y TC3, denominados “nivel portador Chiches” (CBL) y “nivel portador Las Hornillas” (LHBL). De CBL provienen: *Stenotatus* sp. (Dasypodidae); *Peltephilus* sp. (Peltephilidae); cf. *Hapalops* (Notrotheriidae); *Protypotherium* sp. 1 y sp. 2 (Interatheriidae); *Hegetotherium* cf. *H. mirabile* (Hegetotheriidae); cf. *Altitypotherium* (Mesotheriidae); Macraucheniiidae gen. et sp. indet; *Protheroheriidae* gen. et sp. indet; *Neoreomys* cf. *N. australis* (Dasyproctidae); *Scleromys* sp. nov? (Dinomyidae). De LHBL provienen: cf. *Palaeothentes* sp. (Palaeothentidae);

Prozaedyus sp. (Dasypodidae); Preotheriidae gen et sp. indet; *Protypotherium* sp. 1 y sp. 2 (Intertheriidae); Hegetotheriinae gen et sp. indet; Pachyrukhinae gen et sp. indet (Hegetotheriidae); *Nesodon conspurcatus* (Toxodontidae); Mesotheriidae gen. et. sp. nov; Macraucheniidae gen et sp. indet; *Eocardia montana*, *Eocardia excavata* (Eocardiidae); *Prolagostomus* sp. (Chinchillidae); *Cephalomyopsis?* (Cephalomyidae); Octodontoidea gen et sp. indet 1 y 2. Por último López *et al.* (2012) mencionaron ejemplares de *Thesodon* sp. en ambos niveles. Los CBL y LHBL fueron referidos a la Edad Santacruzense, sin embargo diferencias en la composición taxonómica podrían sugerir diferencias temporales entre ambos, o cierto provincialismo ya establecido para la región en relación a las faunas de Patagonia mejor representadas.

– Contenido palinológico. De TC3 provienen palinomorfos asignados a *Tubulifloridites antipodica* y *Baumannipollis chubutensis*, algas Chlorococcales, y escasos microforaminíferos y dinoflagelados (Ottone *et al.*, 1998). Pérez *et al.* (1996b) mencionaron microforaminíferos planoespirales en el Miembro TC5.

FPC Aconcagua.— Puede ser dividida en un sector septentrional (zona de Aconcagua) y uno austral (Alto Tunuyán). En el primero, según las observaciones de Vicente (2005), la estructuración de la FPC Aconcagua comenzó durante el Mioceno temprano, en relación a los esfuerzos compresivos producidos durante la fase Pehuenche. Este autor diferenció los Fanglomerados Penitentes, asociados a este período de deformación, de los Aglomerados Santa María. Además, el inicio de la compresión durante el Mioceno temprano estaría confirmado por evidencias geoquímicas sobre un engrosamiento cortical de retroarco en torno al límite Oligoceno-Mioceno. Además consideró que un esquema similar se observa en la cuenca Alto Tunuyán, donde la Formación Palomares (volcanoclástica) se apoya en discordancia sobre el conglomerado Alto Tunuyán, y en la FPC La Ramada, donde la base de la Formación Chinchas posee rodados muy similares a los de Penitentes.

Fanglomerados Penitentes.— Sedimentos epiclásticos, producidos a partir de la erosión de rocas mesozoicas, depositados en un ambiente de abanicos aluviales proximales.

Aglomerados Santa María.— Según Vicente (2005) no se los puede considerar como depósitos sinorogénicos, en tanto corresponden a depósitos distales del Complejo Volcánico Aconcagua, y por lo tanto poseen la misma edad (Mioceno medio-tardío). La discordancia que los separa de los Fanglomerados Penitentes, se estima como anterior a los 16 Ma, según la edad más antigua conocida para el C. V. Aconcagua.

Cuenca de Alto Tunuyán.— Corresponde al sector austral de la FPC Aconcagua; está localizada entre la Cordillera Principal y la Cordillera Frontal, y los 33°30' y 34° LS. Posee la particularidad de estar situada en una posición transicional entre las zonas de subducción plana y normal. Giambiagi (2003) propuso un esquema similar al de Vicente (2005), pero con edades más jóvenes, según una datación absoluta, y la correlación con depósitos distales:

Formación Contreras.— Coladas y brechas basálticas, de retroarco, datadas en 18,3 Ma (Mioceno temprano), previas al engrosamiento cortical producido por los corrimientos (Giambiagi y Ramos, 2002)

Conglomerado Tunuyán.— 1400 m. Depósitos sinorogénicos típicos, formados por facies de abanico aluvial procedentes desde el oeste. Giambiagi (2003) correlacionó estos depósitos con la Formación Mariño (ver Cuenca Cuyana), la cual posee dataciones que la sitúan en 19,2-12,2 Ma (Mioceno temprano-medio), y consideró que su acumulación se habría producido durante el lapso 18-9 Ma (Mioceno temprano-tardío). Por encima, y mediando una discordancia angular, se encuentran los depósitos epiclásticos y volcaniclásticos de la Formación Palomares, con proveniencia desde el este (Cordillera Frontal), y asignados al Mioceno tardío.

Precordillera

Esta región se ubica al oriente de la Cordillera Frontal, y desde el oeste de la provincia de La Rioja hasta el sur de la ciudad de Mendoza. Está constituida por depósitos marinos y continentales paleozoicos, con algunos sectores con basaltos oceánicos y ofiolitas. Desde el punto de vista tectónico se puede diferenciar un sector occidental y central con deformación de tipo epidérmica, y un sector oriental formado por un bloque con vergencia al oeste, del mismo modo que las Sierras Pampeanas (Ramos, 1999a). Los depósitos terciarios, de tipo sinorogénico, reflejan el ascenso y apilamiento de la Precordillera durante el Neógeno y la migración del arco volcánico hacia el este.

Sierra de la Punilla.— La sierra de la Punilla se localiza en el norte de la Precordillera, entre las provincias de San Juan y La Rioja. En su faldeo oriental, al oeste Guandacol, aflora una secuencia de volcanitas y sedimentitas miocenas de unos 940 m de espesor (Limarino *et al.*, 2002), que se extiende en sentido N-S por unos 70 km. Esta columna es conocida como Grupo del Áspero, está integrado por las Formaciones Vallecito, Cerro Morado y Cauquenes (esta última posiblemente del Mioceno tardío; Limarino *et al.*, 2002), y se apoya sobre un basamento Paleozoico. Estos depósitos guardan una estrecha relación con la cuenca de Vinchina, ubicada al noreste, en el ámbito de las Sierras Pampeanas Occidentales.

Formación Vallecito.— 100 a 1200 m. Depósitos eólicos arenosos rojizos, con intercalación de conglomerados volcánicos hacia el techo. Aunque Tripaldi y Limarino (2005) la asignaron al Mioceno, Tedesco (2007) obtuvo un edad K/Ar de 50,7 Ma (Eoceno temprano) en el techo de la unidad en la cuenca de La Troya. No obstante, recientemente fue ubicada por Ciccio *et al.* (2013) en el Oligoceno-Mioceno temprano? a partir de relaciones estratigráficas, y por lo tanto es incluida aquí con reservas, considerando por el momento esta última edad como válida.

– Contenido icnológico. Alonso Muruaga y Buatois (2012) mencionaron una asociación de trazas fósiles, proveniente de un delgado intervalo asociado a depósitos

de dunas. Las trazas fósiles están dispuestas en las caras de sotavento de grandes set entrecruzados. La icnofauna se caracteriza por la presencia de una asociación relativamente abundante de pequeñas excavaciones verticales simples, referidas a *Skolithos* (domichnia); estructuras de habitación (domichnia) y alimentación (fodinichnia) horizontales a subhorizontales asignables los icnogéneros *Palaeophycus* y *Planolites* respectivamente, y rastrilladas de artrópodos. Esta asociación permite una comparación directa con el modelo de icnofacies de *Octopodictnus-Entradichnus*, sugiriendo controles ambientales principalmente vinculados a la posición de la tabla de agua y las condiciones climáticas dominantes.

Formación Cerro Morado.— más de 700 m. Depositada mediante un suave contacto erosivo sobre la Formación Vallecito, está compuesta por pelitas y areniscas, con escasas intercalaciones conglomerádicas en la parte inferior, y coladas de andesitas y conglomerados volcánicos, arenitas líticas y niveles de pelitas en la superior (Barreda *et al.*, 2003). La datación K/Ar de un rodado andesítico indicó 13.4 ± 1.6 Ma (Jordan *et al.*, 1993), en tanto que la datación de andesitas intercaladas en la columna, aportaron edades K/Ar de 17,6 y 18,3 Ma (Limarino *et al.*, 2002). Es importante señalar que el volcanismo de esta unidad está genéticamente relacionado con las mineralizaciones de oro, plata, hierro y cobre de los distritos Guachi y Gualcamayo.

– Contenido palinológico. Palinomorfos recuperados en el Miembro inferior, en las cabeceras del río Guandacol, en un nivel relacionado a un cuerpo de agua permanente de grandes dimensiones (Barreda *et al.*, 2003). La asociación es poco diversa y está dominada por elementos acuáticos, hierbas acuáticas y vegetación circundante costera. Algas Chlorococcales: *Botryococcus* sp. (Botryococcaceae) *Pediastrum* spp. (Hydrodictyaceae), quistes de dinoflagelados (Dinophyceae); Gimnospermas: *Equisetosporites claricristatus*, *E. notensis* y *E. lusaticus* (Ephedraceae), *Podocarpidites marwickii*, *P. elegans* y *Podocarpidites* sp. (Podocarpaceae); Angiospermas: *Baumannipollis chubutensis* y *Baumannipollis* sp. (Malvaceae), *Chenopodipollis chenopodiaceoides* (Chenopodiaceae), *Malvacipolloides comodoroensis* (Malvaceae), *Milfordia* sp. (Restionaceae), *Nothofagidites acromegacanthus*, *N. americanus* y *N. saraensis* (Fagaceae), *Senipites* sp. (Symplocaceae), *Sparganiaceapollenites barungensis* (Sparganiaceae), *Tricolpites trioblatus* (Scrophulariaceae).

Cuenca Rodeo-Iglesia.— Está desarrollada en el límite entre Cordillera Frontal y Precordillera, en el centro norte de San Juan; se dispone en sentido N-S, ocupando un área de 70 por 35 km, en tanto que su relleno neógeno alcanza los 3500 m (Ré *et al.*, 2003). Es una cuenca continental, a cuesta (“piggyback”) de las láminas de corrimientos de la Precordillera Occidental (Ramos, 1999b). Los depósitos cenozoicos más antiguos, apoyados sobre el Grupo Choiyoi, corresponden a facies distales de los conocidos en el Valle del Cura. A partir de los 17 Ma (Jordan *et al.*, 1997), comenzaron los depósitos de la cuenca de Iglesia, los que sufrieron una reactivación por corrimientos fuera de secuencia hacia los 7 Ma. Aún se está lejos de lograr un acuerdo en la división estratigráfica, posiblemente por marcadas diferencias entre las secciones aflorantes, y la gran dispersión en las dataciones. Se incluye la columna

de Precordillera Occidental (Alonso *et al.*, 2011 y Suriano *et al.*, 2011), debido a su vecindad y similitud estratigráfica.

Secuencia 1.— Fue definida por Ré *et al.* (2003) como la “unidad estratigráfica” más antigua de la cuenca, cuando ésta era elongada y estrecha. Está depositada en discordancia sobre rocas paleozoicas, y compuesta por conglomerados volcánico-clásticos violáceos y depósitos piroclásticos, producto de erosión de volcanitas previas y sedimentación piroclástica primaria. La depositación se habría producido entre los 20 y 17 Ma, según dataciones Ar/Ar sobre rodados de dacita, y de circones por trazas de fisión, y según estudios magnetoestratigráficos. Estos autores sugirieron una probable correlación con otras unidades similares del Mioceno temprano a medio, como las formaciones Doña Ana o Cerro de las Tórtolas (ver Valle del Cura), o la Formación Lomas del Campanario (sudeste de la cuenca).

Formación Valle del Cura.— Esta unidad es mencionada en esta cuenca por Alonso *et al.* (2011), quién obtuvo una datación K-Ar de 43,9Ma (Eoceno medio). Como se mencionó en el apartado del Valle del Cura (ver Cordillera Principal y Frontal), las dataciones de esta unidad poseen una gran dispersión, y se consideran más coherentes aquellos correspondientes al Oligoceno tardío-Mioceno temprano.

Formación Puesto La Flecha.— Pelitas rojas con intercalaciones de yeso y niveles de conglomerados, correspondientes a un ambiente de barreal (Suriano *et al.*, 2011). Probablemente esta unidad se correlacione con la “unidad de capas rojas” (Jordan *et al.*, 1993), con dataciones de 32 y 21,5 Ma (Oligoceno temprano-Mioceno temprano).

Formación Cuesta del Viento.— 516 m. Definida por Suriano *et al.* (2011) en el borde occidental de la Precordillera. Está formada por brechas monomícticas, fangolitas castañas, areniscas y conglomerados polimícticos, depositados en ambientes de abanicos coluviales, sistemas entrelazados, y lagos de bolsón o “playa lake”. Jordan *et al.* (1993) efectuaron dataciones Ar/Ar en biotita y plagioclasa, con edades de 19,5 y 19,1 Ma (Mioceno temprano). Depositada durante el estadio inicial de la cuenca de Bermejo, evolucionó a una cuenca de “piggy back” durante la migración al oriente del frente orogénico.

Quebrada del Palque.— Los depósitos terciarios de esta zona, comprendida en el ámbito de la Precordillera Central, corresponden en su totalidad a la Formación Pachaco, la cual sucede a depósitos devónicos, en tanto que su contacto superior es tectónico. Representa parcialmente la acumulación proximal de la cuenca del Bermejo.

Formación Pachaco.— 1250 m (figura 8). Está integrada por tres miembros: el Miembro Inferior (150 m) pelítico arenoso, con bentonitas y niveles carbonosos, depositado en un ambiente lagunar con aporte fluvial efímero; posteriormente el elevado aporte sedimentario fue colmando las depresiones, y aumentó la participación

eólica. El Miembro medio (700 m) está formado por areniscas con entrecruzamientos de gran escala, de ambiente desértico, en tanto que el Miembro Superior (400 m) es conglomerádico-arenoso, de origen fluvial. Según el contenido polínico y probables correlaciones con otras unidades, en particular la Formación Río Salado (ver cuenca de Bermejo), se estimó una edad entre 18 y 20 Ma (Mioceno temprano) para el Miembro Inferior (Milana *et al.*, 1993). Por otro lado, la asociación polínica sugiere que el Miembro Inferior se depositó en un cuerpo de agua permanente desarrollado en un ámbito de cierta aridez (Prámparo *et al.*, 1995).

– Contenido palinológico. Una asociación de palinomorfos fue recuperada en el Miembro Inferior (Prámparo *et al.*, 1995, 1996), y está integrada por esporas (*Todisporites major*, *Divisisporites* sp. y *Polypodioidites inangahuensis*), granos de polen (Gimnospermas: *Ephedripites multipartitus*, *Podocarpidites marwickii*, *P. cf. verrucosus*, *Podocarpidites* sp., *Dacrydioidites florinii* y *Microcathyidites antarcticus*; Angiospermas: *Tricolpites reticulatus*, *Psilatricolpites psilascabratus*, *Psilatricolpites* sp., *Nothofagidites cf. incrassatus*, *N. micromarginatus*, *N. saraensis*, *N. visserensis*, *Sparganiaceapollenites cf. barugensis*, *Ailanthipites cf. marginatus*, *Rhoipites cf. baculatus*, *Margocolporites* sp., *Smi-*

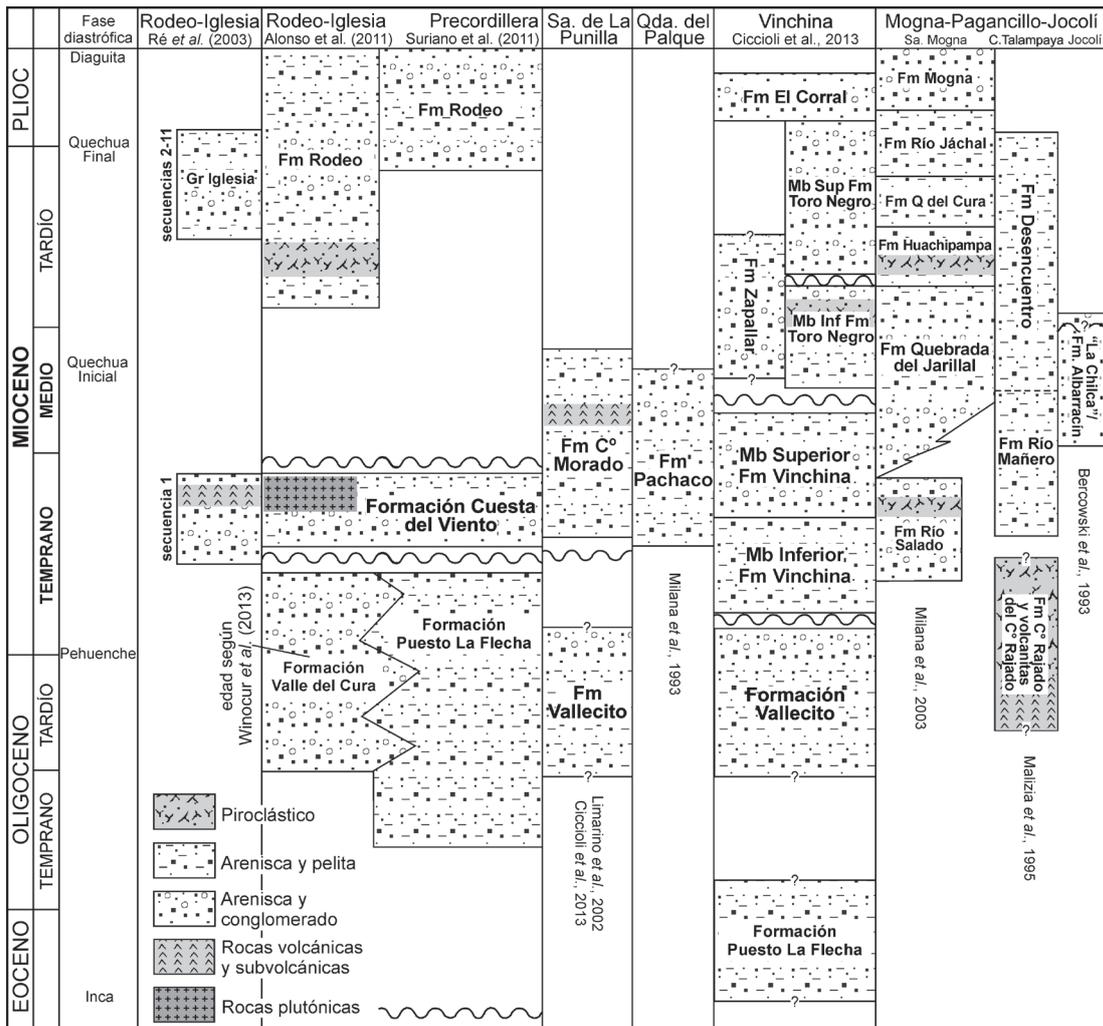


Figura 8. Cuadro estratigráfico general para la Precordillera y la cuenca de Bermejo.

lacipites saltensis, *Potamogetonaceaeipites* sp., *Myrtaceidites* sp. y *Polyporina romeroi*), y restos algales de *Pediastrum* y *Botryococcus*.

Sierras Pampeanas Occidentales

Las Sierras Pampeanas Occidentales se distribuyen por las provincias de Tucumán, Catamarca, La Rioja, San Juan, y el oeste de San Luis. Su basamento corresponde a un orógeno del Paleozoico temprano, con emplazamiento de granitos devónicos y carboníferos. Posteriormente se depositaron los sedimentos continentales del neopaleozoico (Grupo Paganzo). La cuenca de Jocolí, que habitualmente fue incluida en la Precordillera, fue recientemente ubicada en el antepaís fragmentado de las Sierras Pampeanas (Martínez *et al.*, 2014). Los afloramientos del valle de Santa María, y zonas cercanas, se encuentran en la zona de transición entre las provincias geológicas de Calchaquenia y las Sierras Pampeanas, pero debido a su continuidad en la zona de Hualfín, son consideradas aquí.

Valle de Santa María.— La estratigrafía y el contenido paleontológico de esta cuenca han sido minuciosamente estudiados, aunque aún permanecen numerosos interrogantes sobre la edad de cada unidad, principalmente en relación a los depósitos miocenos. La Formación Saladillo fue considerada como paleógena (Bossi *et al.*, 1998), aunque el único hallazgo paleontológico conocido corresponda a mamíferos de posible edad miocena media (Powell y González, 1997). Por otro lado aún no hay elementos para precisar la edad de la Formación San José, pero su contenido paleontológico, y la relación con el resto de las unidades permite sugerir que estuvo relacionada con la transgresión paranense (Mioceno medio). Además hay contradicciones entre las dataciones disponibles para las Formaciones Las Arcas y Chiquimil. En consecuencia, las edades expuestas en la figura 9 se consideran preliminares.

Formación Saladillo.— 300 m. Areniscas y limolitas rojizas y pardo claras, que representan ambientes de barreal o bañado salino y su posterior evolución a un sistema anastomosado (Bossi *et al.*, 1998). Se hallaron restos de un megaterino y un notoungulado mesoterino, con cierta afinidad a elementos del Friasense (*c.* 16 Ma; Powell y González, 1997).

Formación San José.— 250-1000 m. Areniscas finas amarillas a verdosas, con estratificación lenticular, tabular, cruzada y laminación ondulítica, y pelitas verdes y castaño claras, con intercalación de capas de yeso y calizas biomicríticas (Galván y Ruiz Huidobro, 1965; Bossi *et al.*, 1998). Es una de las unidades con contenido paleontológico más rico del NOA (Lutz, 1987; Anzótegui, 2001, 2002a, 2002b; Anzótegui y Herbst, 2003; Anzótegui y Cristalli, 2000; Anzótegui y Morton, 2000; Anzótegui y Ferraro, 2000; Mautino, 2006, 2007, 2011; Mautino y Anzótegui, 2002, 2004; Mautino *et al.*, 2002, 2004). Los hallazgos de la provincia de Tucumán fueron resumidos en Herbst *et al.* (2000).

– Contenido paleobotánico. Carophyta: *Chara strobilocarpa* y *Chara* sp. nov. Im-
 prontas foliares de *Pteridophyta*: gen et sp. indet 1 y 2; Angiospermas: *Poacea* sp.
 indet (Poaceae), *Arecaceae*; *Anacardites* sp., *Schinopsis* aff. *quebracho colorado* (Anacar-
 diaceae), *Jacaranda tertiaria* (Bignoniaceae), *Prosopis* sp., *Erythrina dominguezii*, *Senna*
 sp., *Leguminosites* spp., *Cassiophyllum* sp., *Podogonium* sp. (Fabaceae), *Laurophyllum*
 sp.1 (Laureaceae), *Malvaciphyllum quenquiadensis* (Malvaceae), ?*Ficus* sp. (Moraceae),
Myrcyophyllum spp. (Myrtaceae), *Ziziphus* sp. (Rhamnaceae), *Phyllites* spp. (Familia
 indet). El registro de frutos y semillas está integrado por: *Attalea olsoni* (Arecaceae),
Embothrites simpsoni (Proteaceae), *Leguminocarpon* spp. (Fabales), *Ulmus* sp. (Ulma-
 ceae), *Cyperocarpus* spp. (Cyperaceae), *Tibouchina* sp. (Melastomataceae) y *Baccharis*
 sp. (Asteraceae), semillas, frutos y aquenios indeterminados. El registro de maderas
 está representado por *Mimosoxylon santamariensis* (Fabales).

– Contenido palinológico. Malvacea: *Malvatricolpites sanjosesii*, *Malvacipolloides*
tucumanensis, *Echiperiporites santamariana*, *Malvatricolpites (Malvacipollis) argentina*,
Baumanipollis chubutensis, *Baumanipollis* cf. *B. variaperturatus*, *Baumanipollis* spp.,
Malvacipollis sp. y *Echiperiporites* sp.; este registro representaría el máximo grado de
 diversificación morfológica y evolutiva que esta familia alcanzó en el Mioceno medio
 (Mautino et al., 2002, 2004). Además se han reconocido: *Sphaeroplea* sp. (Clorophyta),
Spinetricolpites anzoteguii, *Periporipollenites vivianae* (Cactaceae), *Clavatricolpites* sp.
 (Plumbaginaceae), *Botryococcus braunii* (Botryococcaceae), *Areolipollis pirenii*, *A. in-*
sularis (Acanthaceae), *Chenopodipollis minima* (Amaranthaceae/Chenopodiaceae), *Oe-*
dogonium cretaceum (Oedogoniaceae), *Coelastrum* sp. (Coelastraceae), *Ovoidites spriggii*,
Ovoidites parvus, *Ovoidites* sp. 2, *Lecaniella foveata*, *Lecaniella irregularis* (Zygnemata-
 ceae), *Retitetracolpites columelae* (Nyctaginaceae), *Compositoipollenites* sp., *Tetracolporites*
ixerboides y *Sparsipollis acuminatus* (Mautino, 2011).

– Contenido de invertebrados. Bivalvos: *Neocorbicula stelzneri*, *Neocorbicula san-*
tamariana, ?*Neocorbicula fortis*, *Neocorbicula* sp.; Gastrópodos: *Littoridina* sp.1, *Littori-*
dina zabertiana, *Potamolithus parodizi*, *Potamolithus* sp. y *Potamolithoides tucumanensis*
 (Morton 1982, 1984, 1986; Herbst et al., 2000); *Littoridina* sp. (Ibáñez Palacios et al.,
 2001). Todos estos taxones viven asociados a cuerpos de agua dulce.

– Contenido micropaleontológico. Ostrácodos: *Cyprideis herbsti*; *C. salebrosa*,
Cyamocytheridea ovalis, *Limnocythere* sp., *Cyprinotus cingalensis*, *Cyprideis* cf. *torosa*,
Darwinula sp. y *Perissocytheridea* sp. Foraminíferos: *Ammonia parkinsoniana*, *Streblus*
compactus, *Nonion demens* f. *santamariana*, *Protelphidium tuberculatum*, *Buccella frigi-*
da, *Trochammina* sp. y “*Nonioniella*” sp., arenáceos y uniloculares indeterminados
 (Bertels y Zabert, 1980; Zabert, 1984; Herbst y Zabert, 1987; Vergani et al., 1991;
 Gavrilloff y Bossi, 1992; Herbst, et al., 2000).

Además, se mencionó la presencia de pequeños peces Anablépidos (Anzótegui
 y Herbst, 2003).

Formación Las Arcas.— 300-2300 m. Areniscas con intercalación de pelitas rojas,
 eventuales conglomerados medianos a finos y areniscas gruesas a sabulíticas hacia el
 tope (Bossi y Palma, 1982). Las areniscas están muy bioturbadas, con pedotúbulos
 y calcretes, abundantes hacia el techo del perfil (Muruaga, 1999). Representan una
 sedimentación fluvial efímera bajo condiciones de flujos mantiformes, con algunos

niveles lagunares (Bossi *et al.*, 1998). Se estimó una edad Mioceno medio, ya que es previa al Complejo Volcánico Farallón Negro, cuyo comienzo fue datado en torno a los 12 Ma. (Bossi y Muruaga, 2009), aunque Spagnuolo *et al.* (2014) obtuvieron una datación Ar-Ar de 8,79 Ma cercana a la base de la Formación Las Arcas, y estimaron su edad entre 9,1 y 6-7 Ma según un estudio magnetoestratigráfico; por otro lado, la datación del miembro medio de la suprayacente Formación Chiquimil, dio una edad Ar-Ar de 9,14 Ma (Esteban *et al.*, 2014). El contenido fosilífero es escaso y solamente se hallaron restos óseos de mamíferos, icnitas, bivalvos (*Corbicula*) y restos de maderas de Leguminosae (Martínez y Lutz, 2005).

Cuenca de Hualfín.— Los afloramientos terciarios del centro de la provincia de Catamarca (alrededores de las sierras de Hualfín, Belén y Capillitas), fueron asignados por González Bonorino (1950) al “Calchaquense” y “Araucanense”, separados por las volcanitas hoy conocidas como Complejo Volcánico Farallón Negro (aproximadamente 12-6 Ma). Por su parte Bossi y Muruaga (2009), consideraron que esta columna se depositó en la misma cuenca que el Grupo Santa María (cuenca Santa María-Hualfín). Nombraron a la parte inferior del “Calchaquense” como Formación Hualfín, sobre la que se depositó en discordancia el Grupo Santa María, sin la presencia de la Formación San José, compuesta por las Formaciones Las Arcas, Chiquimil, Andalhuala y Corral Quemado (figura 9). La edad de la Formación Hualfín es controvertida, aunque considerando las dataciones existentes, podría ser considerada como miocena. Según estos autores, se pueden reconocer varios estadios en su evolución tectónica, que incluyen fases de pre-rift (Hualfín), rift inicial (Las Arcas), rift clímax (Chiquimil y Andalhuala inferior), inversión inicial (Andalhuala superior y Corral Quemado) y clímax de inversión (Punaschotter).

“*Calchaquense*”.— 900 m. Se apoya directamente sobre el basamento, y está compuesto de areniscas finas a medias de colores rojos, grises, y gris verdosos, con intercalaciones tobáceas y tufíticas hacia el techo.

Formación Hualfín.— 492 m. Está compuesta de areniscas rojo ladrillo oscuro a violáceo, con rodados dispersos e intercalaciones de areniscas conglomerádicas. Está apoyada sobre el basamento granítico, y su contacto con la Formación Las Arcas es discordante (Bossi y Muruaga, 2009). Estos autores la asignaron con reservas al Eoceno dada su similitud con la Formación Saladillo. Sin embargo, mediante recientes dataciones U-Pb en circones, se obtuvieron valores entre 15 y 11 Ma (Mioceno medio-tardío), que permitieron desestimar una edad paleógena para esta unidad, y vincular su deposición al levantamiento de la sierra de Hualfín (da Poian *et al.*, 2015).

Formación Las Arcas.— Ver valle de Santa María.

Sierra de Guasayán:

Formación Guasayán.— Se distribuye en los alrededores de la sierra de Guasayán, y con menor desarrollo en el borde oriental de la sierra de Ancasti; en ambas

regiones está depositada sobre el basamento cristalino. Su máximo espesor en subsuelo es de unos 400 m, y está compuesta por arcilitas rojas en la base, y pelitas amarillentas y verdosas en la mayor parte de la columna; en su parte superior hay numerosas intercalaciones de tobas y yeso (Blasco *et al.*, 1994) (figura 9). Según Battaglia (1982) sería la manifestación local de los depósitos de la transgresión paraneense, debido a sus características litológicas y la correlación con una perforación en Bandera, donde citó el hallazgo de *Ammonia* aff. *becarii parkinsoniana* y *Protelphidium* aff. *tuberculatum*. Esta unidad también fue mencionada como Formaciones Río Salí y Portillo.

Cuenca del Bermejo.— Cuenca de antepaís desarrollada sobre el basamento de las Sierras Pampeanas Occidentales, entre la Precordillera, y el sistema de Famatina y la sierra de Valle Fértil. Se formó por subsidencia debida a sobrecarga litostática, producto del apilamiento en la Precordillera; hacia los 8 Ma comenzó la fracturación del basamento que provocó la fragmentación en cuencas menores. Debido a la importante subsidencia, durante el Cenozoico se depositó una espesa secuencia, que llega a superar los 9000 m, en concomitancia con alzamientos de igual orden de sus bordes (Lince Klinger *et al.*, 2008). Abarca varios depocentros entre los que destacan las secciones de Vinchina-La Troya, Mogna, Pagancillo y Jocolí.

Cuenca de Vinchina-La Troya.— Esta cuenca se desarrolló en el NO de la provincia de La Rioja, sobre el basamento de las Sierras Pampeanas, entre la Precordillera y el Sistema de Famatina, limitada por los lineamientos de Tucumán y Desaguadero-Valle Fértil (Ciccioli *et al.*, 2013). Registra espesores máximos de depósitos terciarios del orden de los 8000 m, distribuidos en los depocentros de La Troya y Vinchina (Figuras 6 y 8). Ambos depocentros estuvieron conectados hasta el ascenso de las sierras de Umango y Espinal, hacia el comienzo de la deposición del Miembro Superior de la Formación Vinchina. La edad de los depósitos es muy controvertida, pues se han presentado importantes discrepancias en los últimos años. En esta contribución, se consideran las edades expuestas por el último trabajo del grupo de investigadores focalizado al estudio de estos depósitos (Ciccioli *et al.*, 2013). La columna terciaria está apoyada sobre rocas pérmicas, y comienzan con la Formación Puesto La Flecha, ubicada por estos autores en el Eoceno, aunque había sido considerada por Suriano *et al.* (2011), en la Precordillera, como de probable edad oligocena-miocena temprana. Posteriormente se depositaron las Formaciones Vallecito, Vinchina, Toro Negro y El Corral. En La Troya, parte del Miembro Superior de la Formación Vinchina es reemplazado por la Formación Zapallar (Ciccioli *et al.*, 2011), la cual fue cubierta en discordancia por la Formación El Corral.

Formación Vallecito.— 200 m. Ver Sierra de la Punilla.

Formación Vinchina.— 2560 m. Miembro Inferior: areniscas pardo rojizas, pelitas y escasos conglomerados, depositados en sistemas fluviales arenosos efímeros, y sistemas entrelazados y anastomosados, con aporte eólico. Miembro Superior: areniscas y conglomerados, con aumento de pelitas hacia la parte superior, que re-

presentan canales amalgamados y planicie de inundación. Su edad fue consignada por Ciccioli *et al* (2011) como eocena-miocena temprana, pero posteriormente fue ubicada en el Mioceno temprano (Ciccioli *et al.*, 2013)

Formación Zapallar.— Más de 1000 m. Areniscas gruesas, conglomerados y pelitas, correspondientes a sistemas fluviales anastomosados y lacustres someros. Aunque Ciccioli *et al.* (2011) le asignan una edad oligocena tardía, su ubicación por encima de la mitad del Miembro Superior de la Formación Vinchina, permite suponer que es bastante más joven, posiblemente del Mioceno temprano a medio.

Formación Toro Negro.— 3200 a 2600 m. Conglomerados, areniscas, megabrechas intraformacionales y pelitas, correspondientes a un sistema entrelazado que evolucionó a anastomosado con influencia eólica. Esta unidad es considerada en forma amplia como miocena-pliocena temprana (Ciccioli *et al.*, 2013); debido a que las dataciones disponibles (8,6 y 6,8 Ma), corresponden a muestras obtenidas a unos 1500 m de la base de la unidad, es probable que esta unidad haya comenzado a depositarse durante el Mioceno medio, por lo que es incluida en forma provisoria.

– Contenido paleontológico. Martínez y Rodríguez Brizuela (2011) describieron el hallazgo de *Gleditsioxylon riojana*, leño de leguminosa con buena preservación, en la mitad inferior de la Formación Toro Negro. Las características de esta especie sugieren condiciones subtropicales con estacionalidad marcada y abundante disponibilidad de agua. Respecto a los vertebrados, se han recuperado los siguientes mamíferos fósiles los cuales en su conjunto ha sugerido una edad Plioceno temprano: *Proeuphractus limpidus*, *Chorobates villosissimus*, *Paleuphractus* sp., cf. *Doellotatus inornatus*, *Lomaphorops corallinus*, *Neuryurus* cf. *giganteus*, cf. *Urotherium* sp. (Cingulata), *Xyophorus* aff. *bondesioi*, cf. *Plesiomegatherium*, cf. *Proscelidodon* sp. (Tardigrada), *Abrocoma* sp., *Protabrocoma* sp., *Propediolagus* sp. (Rodentia) y *Eoauchenia* sp. (Litopterna) (Rodríguez Brizuela y Tauber, 2006).

Sierra de Mogna.— Se sigue la propuesta de Milana *et al.* (2003), quienes estudiaron los afloramientos que se extienden en sentido N-S entre las localidades de San Juan y Huaco, donde aflora la secuencia más completa de la cuenca del Bermejo. Además, esta columna posee muy escasas discontinuidades internas y un excelente control crono y magnetoestratigráfico. La columna cenozoica se apoya sobre rocas del Pérmico al Jurásico, y comienza con la Formación Río Salado (figura 8), a la que suceden en forma concordante las Formaciones Quebrada del Jarillal, Huachipampa, Quebrada del Cura, Río Jáchal y Mogna, y posteriormente a una discordancia, la Formación El Corral.

Formación Río Salado.— 226 m. Comienza con conglomerados inmaduros y fangolitas, depositados por corrientes de creciente poco canalizadas en un ambiente de abanico aluvial; continúan pelitas castaño rojizas intercaladas con tobas, intensamente bioturbadas, y eventuales carbonatos con estructuras estromatolíticas, depositadas en un ambiente de “playa lake” limoso. Por último se depositaron areniscas intercaladas con pelitas rojizas, con características de un abanico aluvial terminal.

Esta unidad representa el comienzo de la depositación en la cuenca, en un ambiente de “playa lake” que continuó en sistemas fluviales efímeros, con una tasa de acumulación media a baja, durante el intervalo 19-17 Ma (datación 17,0 Ma; Mioceno temprano; Milana *et al.*, 2003).

Formación Quebrada del Jarillal.— 690 m. Compuesta de areniscas en ocasiones guijarrosas, y pelitas rojizas, con yeso y rizoconcreciones, correspondientes a un ambiente de ríos entrelazados con edafización en la planicie aluvial. Continúan en la columna pelitas arenosas de planicie aluvial terminal de muy baja pendiente; hacia el techo se encuentran pelitas y areniscas típicas de un sistema fluvial efímero arenoso. Se estimaron tasas de acumulación muy bajas, correspondientes a suelos y planicie terminal, seguida de una tasa alta por la progradación de un sistema fluvial efímero, y una depositación entre los 17 y 8,8 Ma (Mioceno temprano-tardío; Milana *et al.*, 2003).

Cuenca de Pagancillo.— Los principales afloramientos se encuentran en el Campo de Talampaya, donde aflora una secuencia sedimentaria neógena (18-4,6 Ma) de 2300 m de espesor (Malizia *et al.*, 1995), que representa el relleno distal de la cuenca del Bermejo, posiblemente en el entorno del domamiento (“bulge”) periférico. La columna neógena está apoyada en discordancia sobre rocas triásicas, y comienza con limitados afloramientos de rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Cerro Rajado, sobre las que se disponen en discordancia aparente las formaciones Río Mañero y Desencuentro. Esta cuenca se desvinculó de la cuenca del Bermejo durante el Plioceno, debido al ascenso de la sierra de Valle Fértil.

Formación Cerro Rajado.— 50 a 400 m. Pelitas asociadas a volcanismo basáltico (Georgieff *et al.*, 2009). Habitualmente es considerada de edad cretácica, aunque las dataciones disponibles indican edades entre 28 y 13 Ma (Malizia *et al.*, 1995). A pesar que su distribución es muy acotada, es de suma importancia ya que representaría la manifestación volcánica más antigua de Sierras Pampeanas.

Formación Río Mañero.— 800 m. Pelitas, areniscas y evaporitas, de colores predominantes rojizos, con intercalaciones tobáceas verdosas, depositadas en un ambiente de playa de bolsón, con la intercalación en su parte media de acumulaciones fluviales, lacustres y deltaicas. Una datación por trazas de fisión en la parte superior dio un valor de 15 Ma (Mioceno medio), en tanto que su edad estimada según magnetoestratigrafía es de 18-12,6 Ma (Mioceno temprano-medio), con el episodio fluvio deltaico en torno a los 15,5 Ma.

Formación Desencuentro.— 1500 m. Sucede en forma transicional a la anterior, y está compuesta por pelitas y areniscas finas de color gris, con intercalación de tobas y yeso laminado. La sedimentación comenzó en un ambiente lagunar, el cuál fue pronto reemplazado por un ambiente fluvial que dominó el resto de la unidad, con la esporádica formación de lagunas y paleosuelos. Dataciones por trazas de fisión en el sector superior de la columna dieron valores de 7,5-7,4 Ma (Mioceno tardío),

en tanto que su depositación completa se habría producido entre 12,6 y 4,6 Ma (Mioceno medio-Plioceno temprano), a partir de un estudio magnetoestratigráfico (Malizia *et al.*, 1995).

Cuenca de Jocolí.— Esta cuenca constituye la continuación de la cuenca del Bermejo hacia el sur de la sierra de Pie de Palo, y la conexión con la cuenca Cuyana. En La Chilca (Figuras 6 y 8) aflora una columna limitada por fallas en el piso y en el techo, mediante las cuáles contacta con rocas paleozoicas.

Formación Albarracín / Secuencia La Chilca.— 1500 m. Pelitas, areniscas y conglomerados, con arreglos faciales de planicie aluvial con descargas efímeras que es cubierta por un abanico aluvial medio a proximal. A su vez se observó hacia la parte superior un incremento de los tipos litológicos provenientes de Precordillera, señal de su elevación. Cerca de su base una muestra de toba dio una edad Ar/Ar de 15,4 Ma (Mioceno medio), en tanto que se estimó la finalización de la depositación de esta unidad hacia los 12-10 Ma, según comparación con columnas similares (Bercowski *et al.*, 1993).

Sistema de Famatina

El Sistema de Famatina es tratado en forma separada de las Sierras Pampeanas, ya que posee un importante desarrollo de rocas sedimentarias y cristalinas ordovícicas. Por otro lado comparten un estilo estructural similar, es decir bloques de basamento ascendidos durante el Neógeno, y basculados por fallas lítricas inversas. Está formado por las sierras de Las Planchadas, Narvárez, Famatina, Paimán, Sañogasta y Paganzo, y limita con la Precordillera y las Sierras Pampeanas Occidentales al oeste, y con las Sierras Pampeanas Orientales al este. Los depósitos sinorogénicos se intercalan con rocas andesíticas y dacíticas, generadas a partir de la migración del arco volcánico hacia el antepaís entre los 10 y 4 Ma.

Los depósitos neógenos mejor desarrollados se encuentran en una faja N-S de unos 100 km de longitud, entre las sierras de Famatina y Paimán (F en Figura 6), y poseen un espesor superior a los 3700 m. Estos depósitos, apoyados sobre el Grupo Paganzo (Paleozoico superior), son reconocidos como la Formación del Crestón y el Grupo Angulos (Neógeno). Esta columna permitió estimar un temprano comienzo del antepaís fragmentado en estas latitudes, hacia los 17 Ma, con participación del basamento en la deformación, y con volcanismo de retroarco contemporáneo, características comunes de la subducción plana (Zambrano *et al.*, 2011; Dávila, 2005).

Formación del Crestón.— 1800 m. Esta unidad, también conocida como “Famatiniano”, está compuesta por conglomerados y areniscas, niveles de limolitas y nódulos de yeso, de colores rojizos y morados. Previamente a su depositación se produjo la peneplanización del sustrato; en primer lugar se depositó un delgado conglomerado basal de extensión regional, al que siguieron dos ciclos granocrecientes con facies típicas de barreal y abanico aluvial (Dávila y Astini, 2002). No

se hallaron fósiles, por lo que ha sido asignada históricamente a diferentes edades entre el permotriásico al Mioceno. Recientemente Zambrano *et al.* (2011) estimaron su depositación entre 16,7 y 14,5 Ma (tardío Mioceno temprano-Mioceno medio), mediante un estudio magnetoestratigráfico.

Grupo Angulos.— Está formado por las formaciones del Abra, del Buey, Santo Domingo y El Durazno. La edad de este grupo no presenta en la actualidad demasiadas dudas. La parte media de la Formación El Durazno ha sido estimada, según dataciones, en 8-4 Ma, por debajo de la cual se encuentran más de mil metros y una discordancia basal. Como consecuencia de la edad del techo de la Formación del Crestón, en torno a los 14-15 Ma (Zambrano *et al.*, 2011), es consistente asignar el resto de las unidades de este grupo al Mioceno medio (Dávila, 2005).

Formación del Abra.— Más de 500 m. Constituye la base del Grupo Angulos, y se dispone en contacto tectónico por encima de la Formación del Crestón. Está compuesta por conglomerados, areniscas conglomerádicas y limolitas de colores claros y rojizos; hacia el techo posee delgadas intercalaciones de niveles de calizas. Según Dávila (2005), la procedencia del material clástico es predominante desde las Sierras Pampeanas, y fue depositado en un ambiente de abanicos aluviales, los que evolucionaron a abanicos terminales.

Formación del Buey.— 200-1200 m. Pelitas con intercalaciones de conglomerados finos y niveles carbonáticos, con colores amarillento a verdoso y morado. Estos fueron interpretados como depósitos fluviales entrelazados y lacustres, de baja energía, con frecuente exposición subaérea. El ambiente de depositación correspondería a una playa sometida a episodios de mayor energía como crecientes laminares, flujos de detritos y corrientes encauzadas (Barreda *et al.*, 2006).

– Contenido de invertebrados. Bodenbender (1922) halló restos de *Corbicula stehleri* en niveles de calizas estromatolíticas, los cuáles fueron asociados con los niveles con microforaminíferos y microflora de afinidad paranense, en otras regiones del oeste argentino (Pérez *et al.*, 1996). En el tope de la unidad, se halló una abundante malacofauna y trazas pertenecientes a la icnofacies de *Scoyenia* (Dávila, 2005).

– Contenido palinológico. La asociación palinológica proviene de un único horizonte de sedimentación lacustre, próximo a la base (Barreda *et al.*, 2006), e integrada por polen, esporas y algas de agua dulce. Algas Chlorococcales: *Botryococcus* sp. (Botryococcaceae) e Hydrodictyaceae (Botryococcaceae); Briofitas: espora de briofita indet. (Cleveaceae) y *Reboulisporites fuegiensis* (Aytoniaceae); Pteridófitas: *Cicatricosisporites* sp. (Schyzaeaceae), *Leptolepidites* sp. (Dennstaeditiaceae) y *Muricinisporis chenquensis* (Dennstaeditiaceae); Gimnospermas: *Equisetosporites claricristatus*, *E. notensis* (Ephedraceae) y *Podocarpidites* spp. (Podocarpaceae); Angiospermas: *Baumannipollis* sp. cf. *B. evae*, *Baumannipollis* sp. 1 y sp. 2 (Malvaceae), *Chenopodiipollis chenopodiaceoides* (Chenopodiaceae), *Magnaperiporites* sp., (Convolvulaceae?), *Mutisiapollis* sp. (Asteraceae), *Senipites* sp. (Symplocaceae), *Sparganiaceapollenites barungensis* (Sparganiaceae), *Tricolpites trioblatum* (Convolvulaceae) y *Tubulifloridites antipodica* (Asteraceae).

Formación Santo Domingo.— 200 m. Areniscas claras con estratificación entrecruzada de gran escala, y escasos niveles pelíticos y psefíticos. Facies típicas de ríos entrelazados y dunas en zona de baja pendiente.

Sierras Pampeanas Orientales

Las Sierras Pampeanas Orientales comprenden las sierras de Córdoba y el sector serrano oriental de San Luis (Ramos, 1999a), sin embargo, debido a la continuidad de la nomenclatura estratigráfica, también se consideran aquí las sierras del oeste de San Luis y del SE de La Rioja, y la cuenca de las Salinas (o Saliniana). El basamento corresponde a un orógeno generado durante el Proterozoico, colisionado y metamorfozido hacia la base del Cámbrico, con emplazamiento de granitos silúricos a carboníferos. Por encima se conocen depósitos de sinrift del Cretácico asociados a basaltos. La estructura es producto del movimiento de bloques, limitado por fallas inversas con vergencia al oeste, principalmente a partir del Mioceno temprano (Ramos, 1999a). La edad del relleno asignado al Mioceno temprano a medio es incierta, debido a la escasez de fósiles. Las unidades incluidas en forma tentativa, fueron referidas a esta edad por su semejanza con la Formación Los Llanos, a su vez de probable edad miocena temprana-media, según correlación con la Formación Del Crestón (Zambrano *et al.*, 2011; ver Sistema de Famatina).

Los Llanos:

Formación Los Llanos.— 40 m. Definida en el borde oriental de las Sierras Pampeanas Occidentales, en las sierras de Los Llanos, Brava y Ulapes, también se distribuye en varios sitios de la Sierra Chica de Córdoba y de valle de Punilla, donde es también conocida como Calcrete Avellaneda. Son secciones de poco espesor (hasta 300 m en subsuelo), por lo que se consideran depósitos condensados (Ezpeleta *et al.*, 2006), ya sea por una posición distante en el antepaís o en una zona de domamiento periférico (“forebulge”). Actualmente existen profundas discrepancias sobre la edad de la Formación Los Llanos, debido a los recientes hallazgos de huesos y huevos de dinosaurios cretácicos (citas en Astini *et al.*, 2014) en algunas localidades del SE riojano. Los depósitos conocidos con este nombre en las sierras de Córdoba, asignados al Mioceno, en realidad corresponderían a otra unidad que aún no ha sido definida (Tauber, comunicación personal, agosto de 2017). De todos modos, y habida cuenta de las diferentes posturas, se incluye en forma provisoria esta unidad en esta contribución.

En las secciones riojanas, se apoya sobre un basamento ordovícico, y está compuesta por depósitos fluvio-eólicos, calcretes y paleosuelos silcretizados, cuyo arreglo indicaría un pasaje de climas secos a más húmedos hacia el techo. Su ubicación en el Mioceno temprano fue realizada por correlación con la Formación El Crestón; por otro lado las características climáticas sugieren que el cambio a condiciones de mayor humedad se podrían haber generado durante el Mioceno medio, por el

alzamiento de barreras climáticas al oeste, en un contexto tectónico de energía moderada, mucho mayor hacia el Mioceno tardío-Plioceno (Ezpeleta *et al.*, 2006).

En las sierras de Córdoba, la Formación Los Llanos está compuesta de depósitos limo arenosos a conglomerádicos calcificados, calcretes y escasos silcretes, y se apoya sobre el basamento, o sobre sustratos paleozoicos, mesozoicos y cenozoicos. Fue interpretada como una superficie de peneplanización regional con posición subhorizontal que permite separar, a grandes rasgos, las evoluciones pre-miocena y mio-pliocena (Astini *et al.*, 2014), e indicaría una prolongada etapa de tranquilidad tectónica, previa a la estructuración de cordones serranos y valles que caracterizan al antepaís fragmentado.

Según Astini *et al.* (2014), la formación del complejo de calcretes estuvo comprendida entre el Paleógeno y el Neógeno, previa a la fragmentación definitiva del zócalo cristalino ocurrida durante el Mioceno temprano. En los valles situados a ambos lados de la Sierra Chica, se apoya sobre rocas paleógenas, y está asociada con un intervalo de quietud tectónica y degradación del paisaje. Esto se manifiesta en su composición, estructura y texturas, que indican un clima semiárido persistente, que afectó a una extensa región del centro-oeste argentino.

Salinas Grandes:

Formación Saquión.— 50 m. Aflora en el borde oriental y suroriental de las Salinas Grandes, y apoya en discordancia sobre depósitos del Cretácico. La sección inferior o Miembro El Simbolar, está constituida por sedimentos finos y arenosos verdosos, rosados y grises, marga con materia orgánica y estromatolitos, y chonitas, fuertemente bioturbados y con estructuras heterolíticas que sugieren una secuencia de somerización (Bertolino *et al.*, 2000). La sección superior o Miembro Los Tártagos está integrada por pelitas y areniscas rojizas, con escasas trazas fósiles. Astini *et al.* (2014) describieron afloramientos con depósitos muy similares al Miembro Los Tártagos, a los que llamaron Unidad Rojiza Los Tártagos, de espesor y granulometría mayores que aquel; estos habrían sido depositados en abanicos aluviales y sistemas entrelazados, con mayor participación de facies de llanura hacia el techo, en un clima de marcada estación seca; por último sugirieron con dudas una edad miocena, posiblemente tardía. Según Bertolino *et al.* (2000), la presencia de *Teichichnus* isp. de hasta 12 cm, grandes ejemplares de *Diplocraterium* isp., y la morfología estratiforme de los estromatolitos, indicarían que el Miembro El Simbolar fue depositado en un ambiente marino litoral o de costa salobre mixta. Este ambiente estaría asociado con la ingresión Paranense, que habría inundado el ámbito de las Salinas Grandes hasta el borde de las Sierras Pampeanas. Además, sugirieron que el Miembro Los Tártagos es característico de un lago alcalino instalado durante el cierre de la cuenca (Bertolino *et al.*, 2000).

– Contenido paleontológico. Uno de los autores (HGM) estudió muestras del Miembro El Simbolar en búsqueda de microfósiles, pero todas resultaron estériles. Bertolino *et al.* (2000) mencionan el hallazgo de los icnogéneros *Arenicolites*, *Diplocraterion* (en su forma de *Bifungites*), *Helminthopsis*, *Palaeophycus*, *Phycodes*, *¿Rhizocorallium*, *Skolithos*, *Teichichnus*, y otros no definidos.

Cuenca de Las Salinas:

Formación San Roque.— En la cuenca de Las Salinas (LS en Figura 6) Azeglio *et al.* (2008) analizaron la velocidad de subsidencia en dos perforaciones, y obtuvieron para las unidades cretácicas valores del orden de 0,008-0,003 mm/año, para la Formación San Roque (asignada al Mioceno medio) de 0,043, y para la Formación Las Mulitas (Mioceno medio-Plioceno) de 0,27. El espesor de las unidades neógenas es de 1500-2000 m, debido a la elevada subsidencia de la cuenca, mucho mayor que el conocido en los afloramientos de las mismas unidades, o de la Formación Los Llanos.

Centro de San Luis:

Los antecedentes referidos al Neógeno de San Luis fueron analizados en las contribuciones de Pascual y Bondesio (1981). Posteriormente Costa *et al.* (1997, 1999, 2000, 2005) brindaron un marco de la geología regional del centro y norte de la provincia.

Los depósitos asignados al Mioceno temprano a medio corresponden a las Formaciones San Roque (Flores, 1969) y Paso de las Carretas (Santa Cruz, 1979). Ninguna de estas unidades tiene fechados absolutos, ni un registro de fósiles diagnósticos que permitan acotar la edad, razón por la cual, se propone su evolución entre el Eoceno tardío?-Oligoceno temprano y Mioceno, considerando las fosilíferas y suprayacentes Formación Las Mulitas (Flores, 1969) y Formación Río Quinto (Santa Cruz, 1979), respectivamente.

Formación San Roque.— 350 a 1800 m. Aflora fundamentalmente en el piedemonte austral y occidental de la Sierra de San Luis, y el borde oriental de las Serranías Occidentales. En el primer caso, suprayace al basamento y es cubierta por sedimentos cuaternarios; mientras que en el segundo caso, se apoya sobre las sedimentitas cretácicas y es cubierta por los depósitos de la Formación Las Mulitas.

El perfil tipo corresponde a las sucesiones descritas por Flores (1969) en Las Barrancas (34 km al SSE de San Luis). Este autor la asignó al Mioceno, y la subdividió en un Miembro Inferior de conglomerados polimícticos, un Miembro medio con areniscas arcósicas gruesas y medianas, y un Miembro Superior de areniscas arcillosas y conglomerados polimícticos.

Distintas contribuciones, entre las que se destacan aquellas de Rivarola (1990), Di Paola y González (1992), Di Paola y Rivarola (1992) Di Paola (1994), Sozzi *et al.* (1995), Cappiello (2004) y Camina (2016), se refieren en detalle a la Formación San Roque aflorante en el sur de la Sierra de San Luis, y en todos los casos la asignaron en sentido amplio al Mioceno.

Un análisis detallado sobre la estratigrafía de la Formación San Roque fue proporcionado por Di Paola y Rivarola (1992), quienes la subdividieron en un Miembro Inferior de conglomerados, asociados con areniscas y pelitas, un Miembro medio constituido por conglomerados, areniscas y escasos lentes de arcilitas, y un Miembro Superior representado por pelitas. Toda la sucesión está vinculada a depósitos

de abanicos aluviales, sistemas fluviales entrelazados, barreal y lacustres, bajo un clima árido a semiárido. La relación entre los diferentes eventos sedimentarios y la evolución tectónica puede ser consultada en los trabajos de Cortez y Costa (1991), Costa (1992) y Costa *et al.* (1995).

Formación Paso de las Carretas.— 41,5 m. Constituye depósitos de escaso espesor aflorante y reducida expresión areal, localizados sobre el basamento en la cuenca del Río Quinto, y son cubiertos por la Formación Río Quinto (Santa Cruz, 1979).

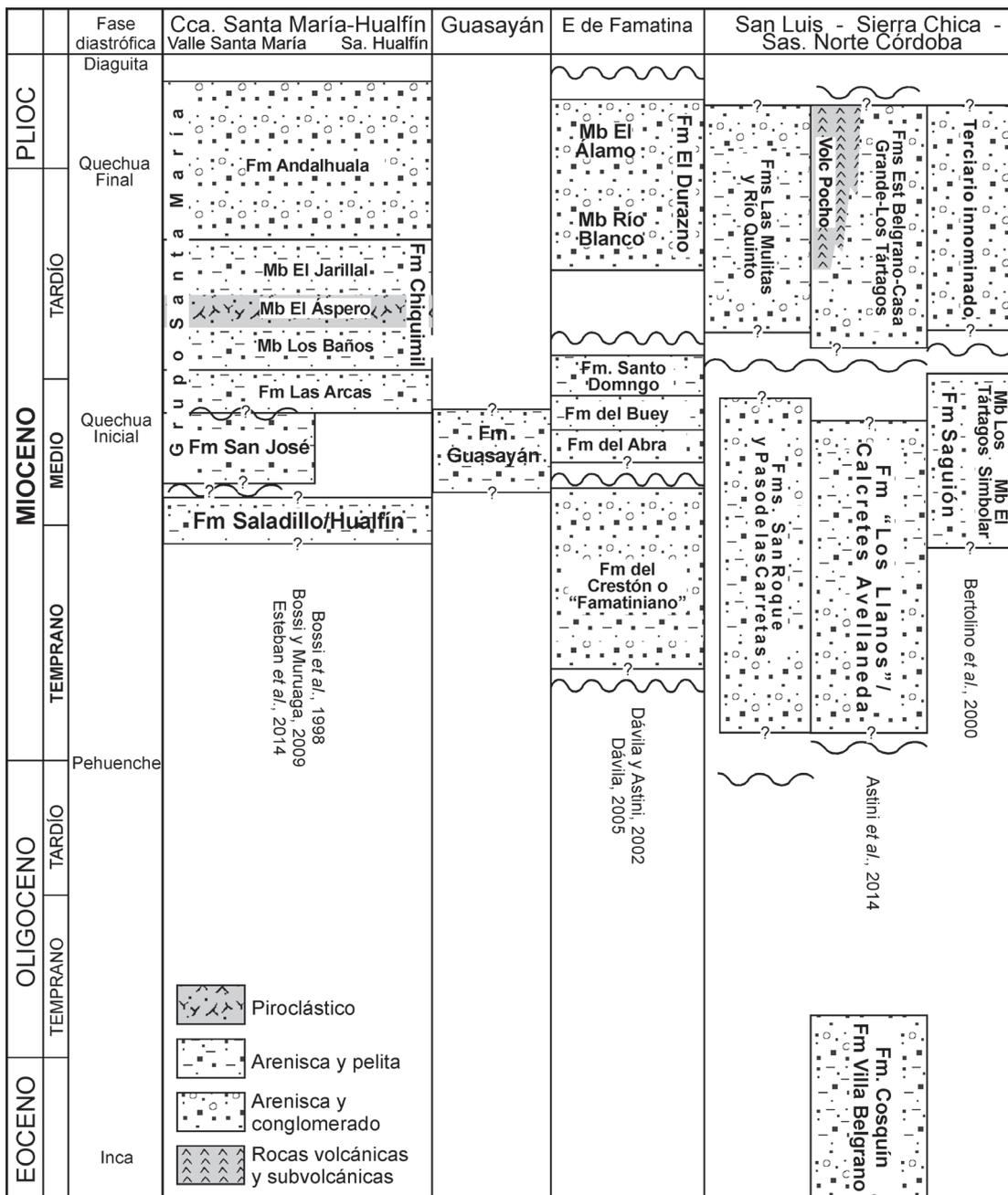


Figura 9. Cuadro estratigráfico general para las Sierras Pampeanas y Famatina.

El perfil tipo de la Formación Paso de las Carretas fue propuesto por Santa Cruz (1979) en la sección ubicada inmediatamente al sur del actual dique del Embalse Paso de las Carretas y asignada al Terciario?. Las características litológicas dominantes corresponden a areniscas conglomerádicas cementadas por sílice. Di Paola (1994) se refirió a los calcretes de la Formación Paso de las Carretas y aquellos aflorantes al noreste de la Sierra de San Luis, en cercanías de Santa Rosa del Conlara, y en la periferia del Cerro El Morro. Destaca que los mismos se habrían producido por el desarrollo de suelos calcáreos, formados sobre sedimentos fluviales de acreción vertical.

Recientemente, Basaez y Chiesa (2014) asignaron la Formación Paso de las Carretas al Mioceno, y la caracterizaron como conglomerados arenosos y areniscas conglomerádicas, consolidados, entoscados, y dispuestos en cuerpos de geometría tabular con estratificación horizontal grosera, de coloración pardo rojiza a pardo grisácea. Por su parte, Basaez (2016) se refirió a la Formación Paso de las Carretas, como una secuencia calcárea y clástica, en donde el complejo calcáreo se corresponde con calcretes freáticos y pedogenéticos, que se interestratifican con una sucesión gravo-arenosa y depósitos limosos a limo-arenosos. La cementación calcárea, alcanzó un alto grado de desarrollo.

III. SECTOR ANDINO SURMENDOCINO

Esta región corresponde al segmento Centro-Sur (34-38° LS – figura 10), según la clasificación tectónica de Ramos (1999c). Este tramo de la cordillera y la región extraandina adyacente, posee una compleja historia producto de un período de horizontalización de la losa oceánica entre el Mioceno medio y tardío (Ramos *et al.*, 2014). Como resultado, se produjo un avance del antepaís y del volcanismo calcoalcalino hacia el este, y su posterior retroceso, que generaron una gran complejidad en la estratigrafía. Recién en los últimos años se está empezando a comprender la evolución neógeno-cuaternaria de toda esta región, a partir de la realización de dataciones absolutas en numerosas localidades. A su vez, la horizontalización de la losa, ayuda a explicar el ascenso del bloque de San Rafael. Con el regreso de la subducción normal, el arco volcánico se volvió a instalar cerca del límite con Chile, y se produjo la deformación de los depósitos miocenos de la cuenca de Cacheuta y en la FPC Malargüe, en tanto que en la región de Payenia se instaló un régimen extensivo que favoreció la efusión de grandes volúmenes de basaltos de retroarco.

Cordillera Principal y Payenia

Las rocas del Mioceno temprano a medio de estas provincias geológicas se pueden dividir en el sector correspondiente a la cordillera, y a la franja localizada hacia el este, donde las cuencas neógenas fueron expuestas desde fines del Mioceno, en torno al límite con Payenia. En el área cordillerana se localizan el arco volcánico cuaternario, y afloramientos muy extendidos de rocas volcánicas y subvolcánicas

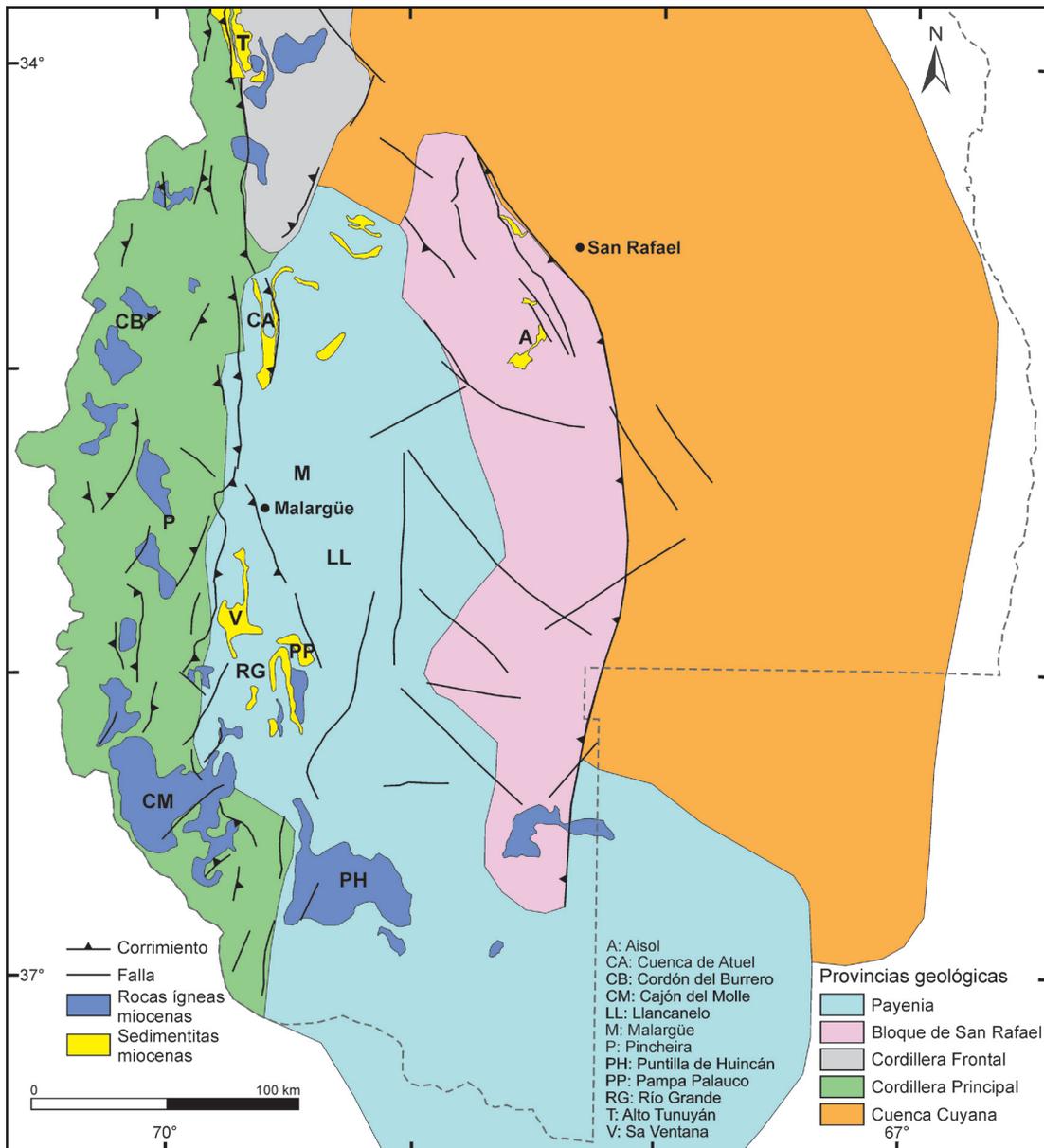


Figura 10. Rocas del Mioceno Temprano-Medio aflorantes en el centro y sur de la provincia de Mendoza; provincias geológicas modificadas de Ramos (1999a).

calcoalcalinas neógenas. Estas últimas fueron agrupadas por Nullo *et al.* (2005) en el Ciclo Eruptivo Huincán, compuesto por andesitas, basaltos, basandesitas y dacitas, y cuerpos porfíricos; estos autores las consideraron en varias ocasiones, de edad “miocena inferior a superior”, aunque las dataciones aportadas lo limitan entre 13,6 y 5,9 Ma, y por lo tanto no habrían comenzado a formarse hasta fines del Mioceno medio.

Cuencas de Atuel y Pincheiras-Malargüe.— En la zona de contacto entre la Cordillera Principal y Payenia, se localizan una serie de depocentros deformados y expuestos por acción de la FPC Malargüe; estos depocentros poseen una gran complejidad estratigráfica, debida a la abundancia de centros eruptivos durante el

Neógeno, que habrían generado depósitos no necesariamente correlacionables entre las diferentes zonas. Las rocas volcánicas se han nombrado históricamente según un esquema más o menos fijo, con correlaciones poco fiables, lo que ha dado lugar a una profusión de propuestas estratigráficas donde los “pisos” volcánicos y los depósitos clásticos y volcanoclásticos intercalados (palaocolitense, mollelitense, colloncureense, y sus derivados, entre otros) ocupan las más diversas edades (figura 11). Es imposible en este espacio una revisión completa de estas propuestas, y solamente se describirán aquellas columnas mejor conocidas y con dataciones confiables. A modo de guía se sigue la propuesta de Arcila Gallego (2010); la cuenca Pincheiras-Malargüe corresponde a cuatro depocentros alineados en sentido meridiano, para los que se resume una secuencia ideal; la cuenca de Atuel está mucho menos estudiada, y en forma preliminar se puede considerar la misma columna. Se describen las unidades consideradas por esta autora, según el posible orden estratigráfico, aunque existen otras definidas en la región, sobre las que no existe hasta el momento un esquema claro (formaciones Ranquil-Có, Tristeza, Huincán, Tobas Fortunoso, Estratos de Molina, etc.).

Formación Palaoco o Palauco.— 30-70 m. Esta unidad ha sido descripta principalmente en la Payenia, desde la sierra de la Ventana hasta al sur del volcán Payén. Está compuesta por coladas y brechas basálticas, y algunas intercalaciones piroclásticas andesíticas, correspondientes a un ambiente de retroarco con composición alcalina, durante un período extensional. Aunque hay una gran dispersión en las dataciones, los valores más confiables se encuentran en el rango de 24-19 Ma.

Formación Molle.— 50-550 m. Aflora entre los 35 y 37 ° LS, en el este de la Cordillera Principal y el oeste de Payenia. Está compuesta de brechas y aglomerados de andesitas hornblendíferas, basaltos y dacitas, calcoalcalinas a alcalinas, con intercalaciones tobáceas, asociadas a un ambiente de retroarco y los estadios iniciales del arco volcánico. Aunque hay una gran dispersión en los valores de las dataciones, las edades más confiables se encuentran en el rango de 18-14 Ma. Representaría la depositación proximal a media del material emitido por centros volcánicos localizados al sur y sudeste, y además está relacionada lateralmente con los depósitos epiclásticos de la Formación Agua de la Piedra (Arcila Gallego, 2010).

Formación Agua de la Piedra.— 100-400 m. Aflora en diversas localidades del oriente de la Cordillera Principal, entre el río Atuel y el sur de la sierra de Palauco. Esta unidad está caracterizada por conglomerados, areniscas tobáceas, tobas e intercalaciones pelíticas, y en ocasiones se observa un banco basal característico conocido como “rodados lustrosos”. El material clástico proviene del volcanismo contemporáneo y la erosión de sedimentitas mesozoicas, y fue depositado en un ambiente de abanico aluvial medio a distal, con proveniencia desde el oeste y sudoeste. La edad es controvertida, ya que de acuerdo a la literatura, ha sido asignada a diversas edades entre el Oligoceno tardío y el Mioceno tardío. Las relaciones estratigráficas y el contenido de vertebrados fósiles, característicos de la edad Deseadense, provenientes de los afloramientos al sur de la Provincia, han sugerido edades del Oligoceno tardío

(Gorroño *et al.*, 1979; Yrigoyen, 1993; Cerdeño *et al.*, 2010; Cerdeño y Vera, 2010, 2015; Cerdeño, 2011; Cerdeño y Reguero, 2015). Sin embargo, los depósitos de la Cordillera Principal fueron asignados al Mioceno tardío, según dataciones radiométricas sobre muestras de la Cuchilla de la Tristeza ($12,4 \pm 1,2$ y $8,8 \pm 0,4$ Ma; Baldauf *et al.*, 1997; Combina *et al.*, 1997). Combina y Nullo (2011) consideraron que esta disparidad podría deberse a diacronismo entre los depósitos australes y septentrionales de esta unidad, podrían corresponderse a depósitos similares producidos por eventos de diferente edad (Garrido *et al.*, 2012).

Legarreta *et al.* (1985) informaron el hallazgo de ostrácodos, nanoplancton calcáreo, carofitas, acritarcas y polen en varias muestras en los perfiles de Quebrada Fiera y Agua Botada. Estas muestras, que corresponden a sectores cuspidales pelíticos y evaporíticos, fueron interpretadas como depósitos marinos de una transgresión miocena. Pero la lista taxonómica indica claramente que son mucho más antiguos, probablemente material retrabajado del Grupo Malargüe o las Formaciones Pircala y Coihueco.

Formación Butaló.— 400 a 20 m. Fue descrita en la zona de Alto Tunuyán, y en pequeños afloramientos asociados a la FPC Malargüe, hasta la localidad de Bardas Blancas. Está compuesta por areniscas arcillosas grises y verdosas, bancos delgados de calizas grises oscuras, tobas y tufitas conglomerádicas, y pelitas rojas. Fue depositada en ambientes de planicie aluvial asociada a pequeñas lagunas, con evidencias de edafización, en un período de baja actividad tectónica y volcánica (Arcila Gallego, 2010). Se apoya en discordancia angular sobre las Formaciones Molle y Agua de la Piedra, y está cubierta en forma discordante por las Formaciones Pincheira y Loma Fiera; su edad está estimada para el lapso 18-14 Ma según relaciones estratigráficas.

– Contenido fosilífero. Se conocen restos vegetales no determinados, excepto por un probable tronco de *Araucarites* (Armando, 1949); además se hallaron numerosos restos de pelecípodos y gastrópodos.

Formación Loma Fiera.— 250 a 150 m. Es conocida en varias localidades entre los depocentros de Atuel y Ventana. Brechas andesíticas y basálticas de colores claros, tobas estratificadas, y areniscas tobáceas blancas y grises. Fue depositada en ambientes de abanicos aluviales y sistemas entrelazados, con elevado aporte volcánico directo; las paleocorrientes indican procedencia del material desde el oeste y SO. Aunque todas las dataciones radiométricas se sitúan en torno a los 10 Ma, Arcila Gallego (2010) consideró que comenzó a depositarse durante el Mioceno medio, según su relación con las unidades infrayacentes, y la continuidad lateral con la Formación Pincheira.

Formación Pincheira.— 1200 a 250 m. Es la unidad de distribución más restringida de las consideradas, limitándose a ambas márgenes del río Malargüe, en la zona de los Castillos de Pincheira. Está compuesta por tobas, conglomerados, aglomerados volcánicos, y areniscas, generalmente de colores claros; también se observan coladas basálticas intercaladas. La asociación de facies indica que fue depositada

en relación a un centro volcánico localizado hacia el sur o SO (flujos piroclásticos, lahares, coladas), y hacia el norte se fueron intercalando ambientes de abanico aluvial y sistemas entrelazados, con ocasional generación de paleosuelos en la planicie aluvial, siempre en un contexto de aporte volcanoclástico predominante. La edad de piso y techo han sido indicadas por dataciones K/Ar de 14,4 Ma y Ar/Ar de 11,5 Ma, respectivamente (Arcila Gallego, 2010).

Bloque de San Rafael

Formación Aisol.— Espesor mínimo 100 m. La Formación Aisol está expuesta sobre el Bloque de San Rafael depositada en discordanza sobre sedimentitas Paleozoicas de la Formación El Imperial (Carbonífero Superior). La Formación Aisol esta compuesta mayormente de sedimentitas epiclásticas fluviales y piroclásticas, correspondientes a depósitos de planicie de inundación y sistemas fluviales entrelazados (Garrido *et al.*, 2014). Originalmente se mencionó esta unidad en diversos afloramientos expuestos sobre el Bloque de San Rafael incluyendo pequeños sitios distribuidos en cercanías de los ríos Atuel y Diamante, sur del Embalse El Nihuil, vecindades de la Villa 25 de Mayo y vecindades del río Seco Salado (Dessanti, 1954, 1956; González Díaz, 1964, 1972; Núñez, 1976; Sepúlveda *et al.*, 2001, 2007), sin embargo trabajos de detalle efectuados en cercanías del Embalse Valle Grande, han permitido redefinir la unidad (Garrido *et al.*, 2014) quedando pendiente su correlación con otras exposiciones. Sobre la base de los mamíferos fósiles, Soria (1983) asignó los depósitos al Mioceno medio. Sin embargo, nuevos restos y una datación radimétrica U/Pb sobre circones indicó una edad de $19,48 \pm 0.025$ Ma (Mioceno temprano) (Forasiepi *et al.*, 2015).

– Contenido de vertebrados. Anura indet., dos especies indeterminadas de *Chelonoidis* (Testudininae), Phorusrhacidae indet., *Pterocnemia* cf. *P. mesopotamica* (Rheiformes), Planopinae indet., Mylodontidae indet., Glyptodontidae indet., *Nesodon taweretus* (Nesodontinae), *Palyeidodon* cf. *P. obtusum* (Haplodontheriinae), Mesotheriidae indet., *Hegetotherium* sp. (Hegetotheriidae), *Protypotherium* sp. (Intertheriidae), cf. *Theosodon* (Macraucheniidae) y *Prolagostomus* o *Pliolagostomus* (Chinchillidae) (Soria, 1983; Forasiepi *et al.*, 2011, 2015; Agnolin y Noriega, 2012; Garrido *et al.*, 2014).

Cuenca Cuyana

Esta provincia geológica corresponde a una cuenca de rift formada durante el Triásico, integrada inicialmente por numerosos depocentros que se fueron conectando durante su colmatación. Durante el Neógeno formó parte del antepaís andino, y se extendió entre los segmentos de subducción horizontal y normal. Sus depósitos eran continuos con los de la FPC Aconcagua, la cuenca de Bermejo, y hacia el este con las cuencas de San Luis y la región pampeana. Durante el Cenozoico su relleno se puede dividir en dos grandes sectores:

Cuenca de Cacheuta.— Este depocentro se localiza desde el extremo sur de la Precordillera hasta cercanías del extremo norte del Bloque de San Rafael, y sus rocas están expuestas en los faldeos SE de la Precordillera y en las Cerrilladas Pedemontanas. La secuencia Neógena se apoya sobre rocas triásicas, e incluye las Formaciones Divisadero Largo, Mariño, La Pilona, Río de los Pozos, Tobas La Angostura (las dos últimas del Mioceno tardío), y Mogotes (Plioceno).

Formación Divisadero Largo.— 150-35 m. Se ubica entre las Formaciones Papagayos y Mariño, separada de ambas mediante sendas discordancias. Su ubicación estratigráfica es dudosa; normalmente se considera ubicada entre el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano, sin embargo Giambiagi *et al.* (2016) la ubicaron con dudas en la base del Mioceno temprano. Está compuesta por areniscas rojizas y pelitas con yeso y anhidrita.

Formación Mariño.— 2000 m. Depósitos continentales, expuestos en el Arroyo Divisadero Largo y en el río Seco de las Minas (Rolleri y Criado Roque, 1970). Está conformada por tres miembros: Conglomerado Violáceo, en la base, Areniscas Entrecruzadas, en la sección media, y Estratos de Mariño o Serie del Higueral hacia el techo (Chiotti, 1946). Los miembros inferior y superior corresponden a niveles fluviales y aluviales, depositados bajo condiciones áridas o semiáridas, mientras que la sección media corresponde a depósitos eólicos (Irigoyen, 1997). Por su parte, Combina *et al.* (2015) consideraron que toda la unidad tiene edad miocena y que los tres miembros son: Inferior (fluvial), medio (eólico) y Superior (fluvial efímero). Además estos autores sugirieron que la evolución sedimentaria en el Miembro medio refleja condiciones desérticas con intercalación de depósitos lagunares en las áreas de interdunas (carbonáticos), representando breves interrupciones en la deposición eólica. Hacia el techo, el paulatino cambio de desértico a fluvial efímero estaría señalando un cambio en las condiciones climáticas, quizás por interrupción de los vientos provenientes del oeste. Los depósitos desérticos se habrían desarrollado en bolsones continentales, relacionados con el ascenso cortical. La Formación Mariño fue originalmente asignada al Oligoceno–Mioceno temprano (Yrigoyen, 1993). Estudios posteriores la ubicaron en el Mioceno medio (Irigoyen *et al.*, 2002), en tanto que estudios sobre faunas de mamíferos, sugirieron que al menos el Miembro Areniscas Entrecruzadas corresponde al tardío Mioceno temprano (Edad Santacrucense; Cerdeño, 2007; Cerdeño y Vucetich, 2007). Una reciente datación U/Pb de Buelow *et al.* (2015), en tobas cercanas a la base de la unidad indicó una edad de 19,2 Ma (Mioceno temprano), en tanto que estimaron que el límite con la Formación La Pilona se situaría a partir de los 16 Ma (tardío Mioceno temprano). Varias propuestas coinciden en correlacionar el Conglomerado Violáceo con la Formación Agua de la Piedra.

– Contenido paleontológico. Es escaso y fragmentario, e incluye restos del bivalvo de agua dulce *Corbicula elchaensis* (Cobiculidae) (Rusconi, 1949), microfloras halladas en la zona de Salagasta (Sepúlveda, 1999), algunos restos vegetales (raíces, fragmentos de troncos y una probable semilla), *Skolithos* en la zona de Potrerillos-Cacheuta (Zavattieri *et al.*, 2001), y restos de mamíferos fósiles (Cerdeño, 2007;

Cerdeño y Vucetich, 2007; Villafañe *et al.*, 2012). Los mamíferos corresponden al notoungulado cf. *Altitypotherium chucalensis* (Mesotheriidae), al roedor *Scleromys* sp. (Dinomyidae), del área de Divisadero Largo, y el litopterna *Thoatheriopsis mendocensis* (Protheroheriidae), del Anfiteatro de Cacheuta (Villafañe *et al.*, 2012). Otros hallazgos asignados a la Formación Mariño carecen de una procedencia precisa, y los materiales no han podido ser relocalizados (e.g., Simpson *et al.*, 1962 mencionaron un perezoso notroterino similar a *Pronothrotherium*, encontrado en Cacheuta por encima de los niveles más altos de las Areniscas Entrecruzadas).

Formación La Pilona.— 800 m. Está dispuesta en aparente concordancia sobre la Formación Mariño, y está compuesta por areniscas y conglomerados grises, tobas y pelitas, depositados en un ambiente fluvial efímero que evolucionó a un barreal, al que posteriormente se superimpuso un sistema fluvial entrelazado. El estudio magnetoestratigráfico de Irigoyen *et al.* (2002) sugirió que fue depositada entre 11,7 y 9,0 Ma, y contó con una datación Ar-Ar de 10,53 Ma; por su parte Buelow *et al.* (2015) estimaron que el aporte de material grueso en el contacto entre las formaciones Mariño y La Pilona, refleja el comienzo de la propagación hacia el este de la FPC Aconcagua, hacia los 16 Ma.

Cuenca de Alvear.— Los depósitos cenozoicos de esta cuenca han sido muy poco estudiados. Según Giambiagi *et al.* (2016) corresponden a depósitos de domamiento periférico (“backbulge”), ya que solamente se registran unos 200-300 m (Mioceno tardío-Plioceno) sobre los sedimentos de la transgresión paranense.

IV. LLANURA CHACOPAMPEANA

Esta gran región está caracterizada por su relieve esencialmente llano, y por la notoria escasez de afloramientos de rocas y depósitos más antiguos que el Pleistoceno. En este capítulo se incluyen las llanuras chaqueña y pampeana, y el oeste de las provincias de Corrientes y Entre Ríos, ya que desde el punto de vista del relleno neógeno poseen una evidente similitud. La historia geológica de esta región continúa aún en gran parte poco comprendida, debido a la escasez de afloramientos. En líneas generales está formada sobre rocas del Cratón del Río de la Plata, sobre la que se depositaron sedimentos paleozoicos en numerosos depocentros; la tectónica gondwánica de fines del Paleozoico y comienzos del Mesozoico produjo una serie de estructuras compresivas NW-SE y WNW-ESE, de gran magnitud, en toda la región. La tectónica esencialmente extensiva del ciclo Sudatlántico (Jurásico y Cretácico) dio inicio a la subsidencia en las cuencas del Salado y del Colorado, y otras de menor magnitud o escasamente conocidas (cuenca de Lincoln). Como resultado La región presentó un paisaje con elevaciones de rocas antiguas (Tandilia, Ventania, Alto del Río de la Plata) y algunos depocentros donde comenzaron a acumularse los basaltos asociados a la apertura del Atlántico Sur. Durante el Mesozoico, la mitad norte de la región estuvo dominada por ambientes de extrema aridez, y por el volcanismo de la Provincia Ígnea Paraná-Ethendeka (Lagorio y Vizán, 2011), hacia comienzos del

Cretácico. Es posible que gran parte de la región haya presentado desde el Cretácico temprano un paisaje similar al que posee actualmente el SE de Brasil, es decir un relieve positivo, dominado por mesetas basálticas y rocas más antiguas en sus bordes (Marengo, 2015). Desde mediados del Cretácico y durante prácticamente todo el Paleógeno, la sedimentación se restringió a las cuencas del Salado y Colorado, y otros depocentros menores. El resto de la región habría permanecido elevada y con actividad tectónica poco significativa, dando lugar a superficies sometidas a intensa meteorización y edafización, principalmente en los períodos de clima cálido (Peri *et al.*, 2016; Marengo y Casanova, 2017). Esas últimas características pueden ser verificadas en el norte de la región, donde se observa una intensa alteración de tipo laterítica en los basaltos de la Formación Serra Geral, y notorios registros de calcetización, silicificación y edafización en los reducidos afloramientos de rocas clásticas de las Formaciones Botucatu (Jurásico?) y Puerto Yerú (Cretácico tardío-Eoceno?).

Entre fines del Oligoceno y comienzos del Mioceno, a partir de una intensificación de la actividad tectónica andina, comenzó un período de subsidencia de baja intensidad pero muy extenso alcance regional, que permitió la formación de dos ingresiones atlánticas someras durante el Mioceno, y la acumulación de depósitos aluviales, palustres y eólicos, intercalados con los depósitos marinos. Estas ingresiones marinas fueron llamadas por Marengo (2006) como Transgresión de Laguna Paiva (TLP) y Transgresión Entrerriense-Paranense (TEP), y poseen un importante registro en la Patagonia, y son correlativas con depósitos miocenos en numerosas cuencas costeras de América del Sur (Figura 12).

Esta gran cuenca Miocena estuvo limitada hacia el este por bloques elevados en el centro de las provincias de Entre Ríos y Corrientes (Marengo y Casanova, 2017), el territorio uruguayo, y parcialmente por el alto del Río de la Plata, en tanto que hacia el SE se habría hacia la plataforma atlántica. Hacia el sur habría estado limitada por bloques elevados, como el Bloque Central Pampeano (Folguera y Zárate, 2011), en tanto que hacia el oeste los depósitos miocenos fueron contiguos de las acumulaciones pedemontanas de las primitivas sierras Pampeanas, y de las Sierras Subandinas; además existieron numerosos sectores donde se interdigitaron las bajadas aluviales de la cordillera de los Andes con los depósitos de la llanura, y por donde habrían avanzado hacia el oeste las transgresiones marinas miocenas (subsuelo de la cuenca de Alvear y las formaciones San José, Guasayán, Saguión y Anta, entre otras). Por último, hacia el norte, los depósitos miocenos continentales y marinos continúan en el subsuelo del Chaco paraguayo (Figura 13).

Cuencas Chacoparanense y del Salado

Ambas cuencas tienen un origen y una historia diferente, pero su relleno neógeno es continuo y su estratigrafía es similar. La cuenca Chacoparanense ocupa un área aproximada de 700.000 km² en Argentina, y está constituida por varios depocentros con relleno marino y continental del Paleozoico y Triásico (cuenca de Paraná); en el Jurásico-Cretácico temprano las areniscas de las Formaciones

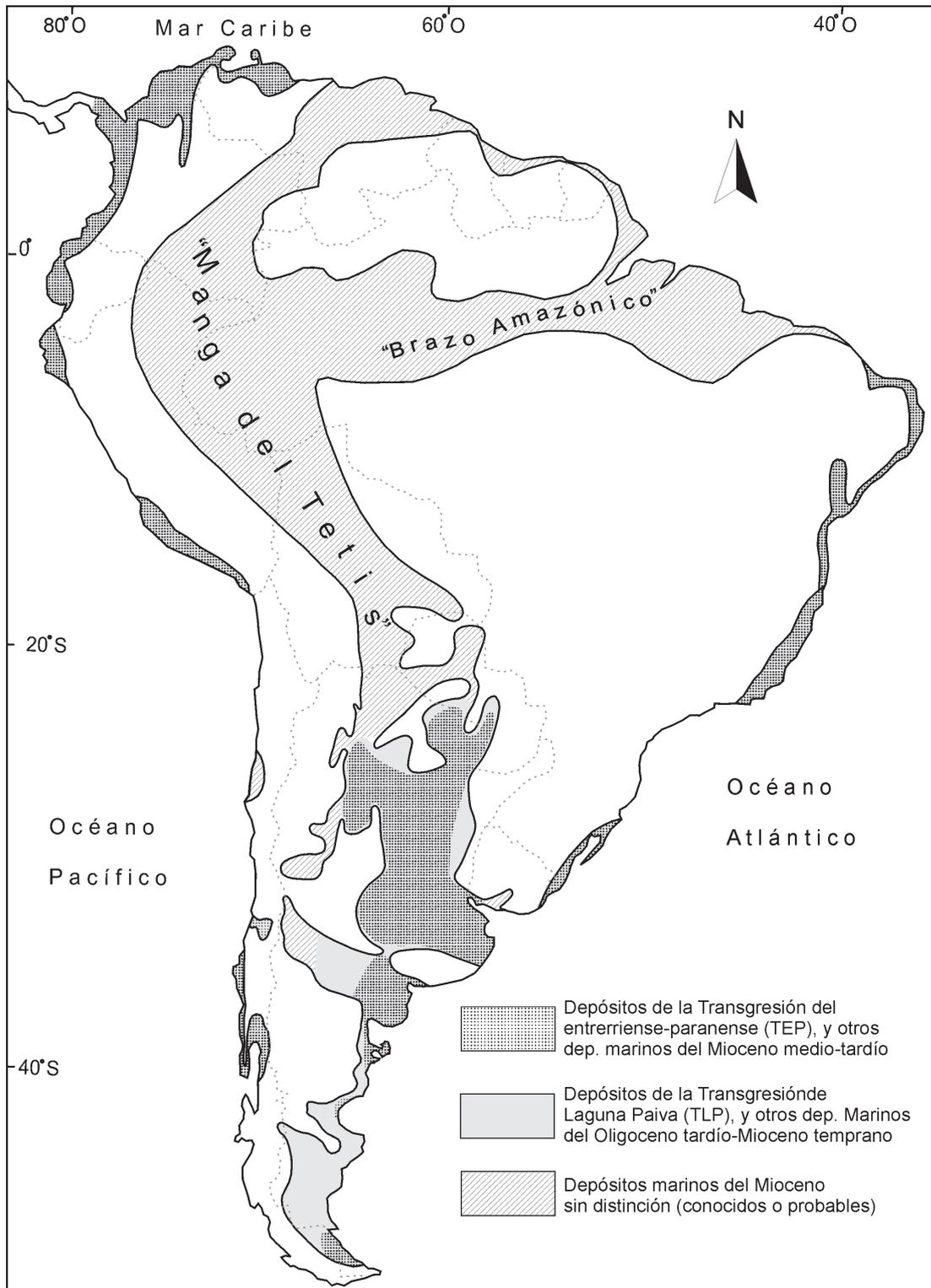


Figura 12. Transgresiones marinas miocenas en América del Sur, modificado de Marengo (2006).

Botucatú, Tacuarembó y San Cristóbal y los Basaltos de Serra Geral, traslaparon estos depocentros. La subsidencia de esta vasta región hacia fines del Paleógeno o principios del Neógeno generó la cuenca Chacoparanense propiamente dicha (Figuras 13 y 16). Durante el Neógeno y Cuaternario se comportó como antepaís distal

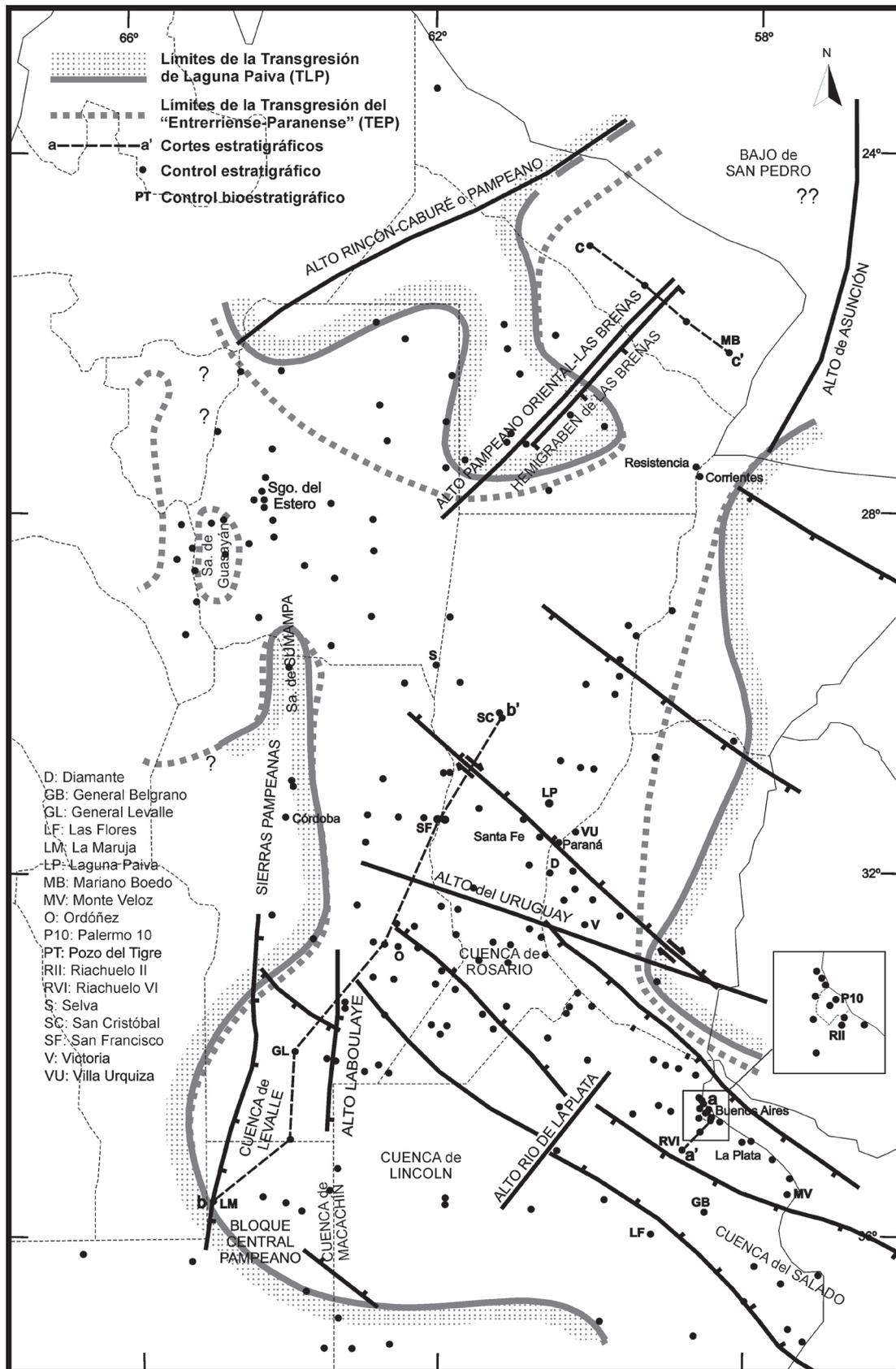


Figura 13. Distribución de TLP y TEP en las cuencas Chacoparanense y del Salado. Ubicación de las perforaciones utilizadas para los mapas de la figura 16, principales localidades fosilíferas, cortes estructurales de la figura 15, y principales rasgos estructurales. Modificado de Marengo (2006).

de la región andina, sufrió escasa subsidencia y fue rellenada por amplios mantos sedimentarios (Marengo, 2015).

La cuenca del Salado es de tipo aulacogénica, desarrollada a partir del Jurásico tardío, y con un espesor de sedimentos meso y cenozoicos que excede los 6000 m. Los espesores son muy variables, aumentando rápidamente hacia el eje de la cuenca (figuras 15 a-a', 16 y 17), donde el relleno cenozoico es poco conocido; los estudios más detallados fueron realizados en el borde septentrional de la cuenca, donde los depósitos de la TLP y TEP son fácilmente identificables, pero hacia el sur los depósitos marinos son mucho más espesos y son posiblemente continuos a lo largo de gran parte del Cenozoico. Se realizó una inspección preliminar de testigos de una perforación en General Belgrano, y los cambios microfaunísticos son tan marcados que no pudieron ser correlacionados con certeza con los niveles reconocidos al norte. La TLP está representada parcialmente por la Formación Las Chilcas hacia el centro de la cuenca (figura 17), pero hacia la zona del Gran Buenos Aires, se encuentra muy bien definida, donde ha sido identificada como Formación Laguna Paiva (Marengo, 2006). Del mismo modo, la Formación Paraná es muy fácilmente identificable en el sector norte de la cuenca, pero hacia al centro se integra en un depósito marino esencialmente continuo muy espeso.

En las cuencas Chacoparanense y del Salado, durante el Mioceno temprano y medio-tardío se depositó una secuencia sedimentaria de primer orden, o Grupo Litoral (Marengo, 2006), de unos 300 a 800 m de espesor, y caracterizada por los sedimentos continentales de la Formación Chaco (y unidades equivalentes) y dos intercalaciones marinas, las formaciones Laguna Paiva (depósitos de la TPL) y Paraná (depósitos de la TEP). En la cuenca Chacoparanense esta secuencia está apoyada en discordancia angular sobre rocas de diferentes edades, desde el basamento del Cratón del Río de la Plata, hasta los basaltos de la Formación Serra Geral, o posibles depósitos continentales cretácicos de distribución poco conocida; hacia el techo está cubierta, generalmente mediante una discordancia erosiva, por diversas unidades continentales tardío miocenas o pliocenas de origen principalmente aluvial. La subsidencia de la cuenca está indudablemente relacionada a la tectónica andina, aunque los mecanismos específicos son poco conocidos; se reconocieron dos pulsos principales de subsidencia, coincidentes con las transgresiones marinas atlánticas (figura 14). Estos períodos de mayor subsidencia fueron correlativos con sendos períodos de ascenso eustático global durante el Chatiano-Aquitaniense y el Serravalliano, y permitieron la inundación de muy amplios sectores continentales, que alcanzaron hasta el NOA y el sur de Bolivia, y diversos sectores de la cordillera de los Andes (figuras 12 y 13).

Con respecto a las unidades marinas depositadas por la TLP y TEP, es necesario sintetizar la historia de su conocimiento y sus principales características, ya que a lo largo de las últimas décadas se han hecho numerosas interpretaciones y correlaciones que merecen ser replanteadas a la luz de la revisión realizada por Marengo (2006, 2015). Los antecedentes sobre la TEP, o las Formaciones Paraná, Puerto Madryn, Barranca Final, etc., son muy numerosos; existe un adecuado conocimiento sobre su contenido paleontológico, su distribución y litología. La TLP fue descrita acertadamente por Stappenbeck (1926) en varias localidades de la

cuenca Chacoparanense, pero lamentablemente no halló fósiles y cayó en el olvido durante el resto del siglo XX; durante los años '60, a partir trabajos de exploración de YPF en la región Chaqueña, estos depósitos fueron incluidos en la “formación” Mariano Boedo, y mediante extrapolaciones regionales fue correlacionada en forma provisoria con los depósitos marinos maastrichtianos de la cuenca del Salado y del Grupo Salta, sin mediar ningún argumento paleontológico. El hallazgo de asociaciones de micro y nanofósiles indudablemente miocenos realizada por Marengo (2006) en la TLP, permitió establecer cambios sustanciales en la estratigrafía cenozoica, y en las interpretaciones paleoambientales de la llanura Chacopampeana. Los depósitos de ambas transgresiones poseen características litológicas muy similares, y un conocimiento preliminar de su contenido micropaleontológico puede dar lugar a confusiones. De hecho, las microfaunas de sus sectores marginales son extremadamente pobres, caracterizadas en ambas por las mismas especies, y a lo sumo se puede observar una sutil diferencia en los ejemplares de *Criboelphidium discoidale*. En numerosas localidades del NOA y sur de Bolivia, Sierras Pampeanas y oeste de Cuyo, los hallazgos de depósitos miocenos aparentemente marinos, y con contenido de faunas de foraminíferos y/o ostrácodos, fueron naturalmente asociados a la TEP, debido al desconocimiento sobre la existencia de la TLP. En algunos casos la correlación con la TEP pudo ser corroborada mediante dataciones, pero en otros permanece una indeterminación temporal bastante amplia como para considerar la posibilidad que hayan sido depositados por la TLP o que sean horizontes donde se hallen condensados los depósitos de ambas transgresiones. La TLP y la TEP tienen significados paleoclimáticos levemente diferentes; tradicionalmente se consideró que la TEP fue el momento de mayor temperatura del Neógeno, u óptimo climático, sin embargo sus microfaunas sugieren temperatura similar a levemente más alta que la actual en los mares adyacentes; por su parte los microfósiles de la TLP poseen algunos taxones tropicales.

Formación Chaco.— Pelitas y areniscas friables, castaño rojizas o castañas, con escaso cemento calcáreo, y arena conglomerádica hacia la base; esporádicos sectores ricos en yeso y concreciones carbonáticas. La Formación Chaco se apoya en discordancia sobre los basaltos cretácicos de la Formación Serra Geral, o unidades más antiguas, y está limitada en su techo por la Formación Paraná, o por sedimentos continentales recientes. Es parcialmente equivalente a las formaciones Olivos, Mariano Boedo y Fray Bentos. La intercalación de los depósitos de la TLP y TEP, permite dividirla en tres miembros en varios sectores, en tanto que en el centro de la región chaqueña la sedimentación continental fue continua. En el norte de la provincia de Buenos Aires, los depósitos continentales infra paranenses fueron habitualmente conocidos como “el rojo” o “formación Olivos”, sin definición formal; el hallazgo y datación de los depósitos de la TLP permitió asignarlos a los Miembros Palermo y San Francisco, según su relación con la Formación Laguna Paiva. Recientemente, Tofalo y Castro (2017) consideraron que la formación Olivos posee mayor afinidad mineralógica con el Miembro Palermo.

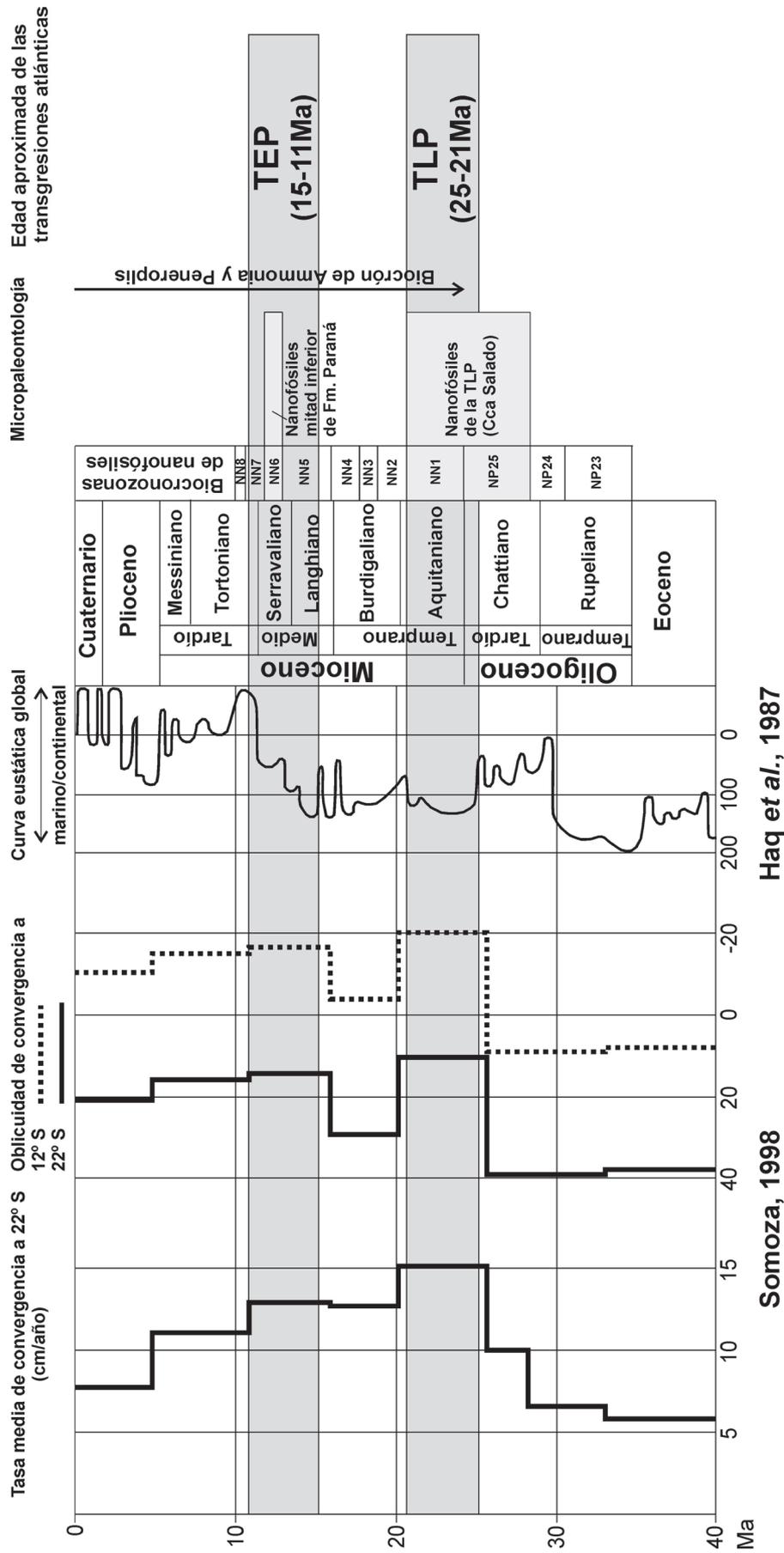


Figura 14. Correlación entre las edades obtenidas por microfósiles, la curva eustática global (Haq et al., 1987), y los valores de convergencia entre Nazca y América del Sur (Somoza, 1998). Modificado de Marengo (2006).

Miembro Palermo.— Posee distribución muy variable, y está ausente en varias regiones, donde la base del Grupo Litoral está constituida por la Formación Laguna Paiva (figura 15). Está compuesta por areniscas friables y arenas arcillosas a conglomerádicas y limolitas, castañas, castaño rojizas, hasta blanquecinas, con concreciones carbonáticas y cristales de yeso. Es la única unidad del Grupo Litoral con grava, y el aporte detrítico de basamento y de material arenoso es mucho mayor que en el resto del Grupo, lo cual sugiere el inicio del relleno de la cuenca y la abundancia de afloramientos rocosos. En la base de la perforación Pozo del Tigre 1 (centro de la provincia de Formosa) hay numerosos fragmentos de basalto, que indicarían la cercanía de afloramientos de Serra Geral, en tanto que en Palermo 10 (ciudad de Buenos Aires) las trizas volcánicas son extremadamente abundantes, y sugieren un volcanismo explosivo de gran magnitud hacia el límite Oligoceno-Mioceno. La edad precisa de su base es desconocida, aunque en general se habría comenzado a depositar hacia fines del Oligoceno. Sin embargo en Saira 1 (SE de la provincia de Córdoba) se hallaron girogonites maastrichtianos (E. A. Musacchio, comunicación personal), lo que indica que existen algunos depósitos continentales cretácicos tardíos de escaso espesor que son, por el momento, imposibles de separar de la Formación Chaco. El techo es transicional con la Formación Laguna Paiva, y por lo tanto se sitúa en torno al límite Oligoceno-Mioceno.

Miembro San Francisco.— Está intercalado entre las formaciones Laguna Paiva y Paraná, excepto en Pozo del Tigre 1, donde ambas unidades marinas están en contacto mediante una discordancia. Su composición es similar al Miembro Palermo, aunque más homogénea y con un predominio mucho mayor de sedimentos finos, lo que indicaría ambientes de menor energía, o escasa disponibilidad de arena; se observa frecuente intercalación de niveles pelíticos verdosos sin fósiles, de posible origen palustre. Su edad puede ser estimada entre fines del Aquitaniense y fines del Langhiano, según la relación con las unidades marinas.

Miembro Pozo del Tigre.— Se depositó en el norte de la región chaqueña, en continuidad con la Formación Paraná. Está compuesto de pelitas y arenas pelíticas castaño rojizas, con abundante contenido de cristales de yeso y concreciones calcáreas. Se habría comenzado a depositar durante el Mioceno tardío, en relación a la regresión de la TEP, y su sedimentación fue aparentemente continua hasta el Cuaternario; correspondería, al menos parcialmente, al registro de los grandes abanicos aluviales que caracterizan la llanura Chaqueña durante fines del Neógeno y el Cuaternario.

Formación Laguna Paiva.— Marengo (2006, 2015) formalizó esta unidad descrita por Stappenbeck (1926) como “capas de Paiva”, y parcialmente equivalente a la “formación” Mariano Boedo (Padula y Mingramm, 1968), asignada en forma errónea al Maastrichtiano-Daniano. Su distribución es muy amplia (figuras 13 y 16) y posee espesores entre 100 y 250 m. Está compuesta por pelitas masivas verde oliva a gris oscuro, con intercalaciones castaño rojizas, areniscas subordinadas y abundante yeso. Posee escasos microfósiles y fragmentos de moluscos, y se hallaron

sectores con frecuentes oolitas. Fue depositada en discordancia sobre la Formación Serra Geral, o unidades más antiguas, o es transicional al Miembro Palermo de la Formación Chaco; el techo es transicional con el Miembro San Francisco de la Formación Chaco. Su contenido micropaleontológico es escaso, pero de indudable edad neógena, y pudo ser asignada al Chatiano?-Aquitano sobre la base de los nanofósiles hallados en la cuenca del Salado. Puede ser considerada equivalente temporal de los depósitos del “patagoniano” (Formaciones Chenque y Barranca Final, entre otras). Los depósitos son típicos de un mar muy somero, con frecuente progradación de los ambientes costeros e intercalaciones continentales en algunos sectores; la composición fosilífera sugiere que la temperatura del mar era bastante más elevada que la actual para los mares adyacentes. En la zona de la ciudad de Buenos Aires la abundancia de miliólidos muy robustos y con fuerte ornamentación sugiere la formación de ambientes hipersalinos, como lagunas de tipo “sabkha” costero (Marengo, 2015).

– Contenido micropaleontológico y edad. En la cuenca Chacoparanense se hallaron microfósiles en cuatro perforaciones en las provincias de Formosa, Santa Fe, y Córdoba (tabla 1). Las faunas de foraminíferos son muy pobres, están dominadas por *Ammonia parkinsoniana*, y dos o tres formas afines a *Nonion* o *Haynesina*, y con escasos ejemplares de *Criboelphidium*, nodosariáceos, *Quinqueloculina* y *Peneroplis*. No se hallaron foraminíferos planctónicos, pero los géneros *Ammonia* y *Peneroplis* indican que la asociación no puede ser más antigua que la base del Mioceno; los espesores de sedimentitas continentales de la Formación Chaco (200 a 300 m) intercalados entre la TLP y la TEP, permiten suponer que la TLP se restringe al Mioceno temprano (Marengo, 2006). En las perforaciones del norte de la cuenca del Salado se hallaron abundantes microfaunas (tabla 3) bastante diferentes a las anteriores, con abundancia de miliólidos grandes y muy ornamentados y otros sectores con dominio de *Criboelphidium discoidale pausicamerata*, que en ocasiones formó asociaciones prácticamente monoespecíficas.

Los ostrácodos de las perforaciones Pozo del Tigre 1, San Cristóbal 1 y San Francisco 1 (tabla 1), pertenecen a los géneros *Candona?*, *Cyamocytheridea*, *Cyprideis*, *Cytherura?*, *Eucyprinotus?*, *Henryhowella*, *Huillicythere?*, *Perissocytheridea?*, *Rotundracythere?* y *Soudanella*. Sólo *Soudanella cleopatrae*, fue reconocida previamente, en depósitos oligocenos de la provincia de Santa Cruz; en tanto que *Cyprideis* aff. *multidentata* y *Cytherura?* aff. *C. cf. purperae*, poseen semejanzas morfológicas con otras halladas previamente en depósitos recientes de las plataformas continentales argentina, brasileña y uruguaya. El ambiente de sedimentación fue, probablemente, un mar somero con variaciones de salinidad. En San Francisco 1 (440 y 510 mbbp), se presume aporte continental por la abundancia de carofitas y de *Candona?* sp. (Echevarría y Marengo, 2006). Los ostrácodos de la cuenca del Salado, en general sugieren ambientes de sedimentación de aguas someras y con un nivel de energía moderado, debido a la presencia de ejemplares juveniles (Echevarría y Marengo, 2005).

Los nanofósiles provienen de un único nivel de Riachuelo II (tabla 4), cerca de la base de la TLP. *Triquetrorhabdulus carinatus* delimita el techo del Oligoceno y la base del Mioceno, con un biocrón restringido a las Zonas NP25-NN2, en tanto que *Cyclicargolithus abisectus* aparece en el Oligoceno y se extingue en el Mioceno tem-

prano, con biocrón en las Zonas NP25-NN1; sobre la base de estas dos especies es posible asignar a la TLP una edad oligocena tardía-miocena temprana, Zonas NP25-NN1 (Marengo, 2006). Tomando en cuenta la aparición de *Peneroplis* y *Ammonia* en la base del Mioceno, y las curvas de variación eustática global y de convergencia en el margen andino (figura 14), se considera muy probable que la Formación Laguna Paiva se haya restringido al Aquitaniano, aunque es imposible por el momento descartar que su depositación haya comenzado hacia fines del Chattiano.

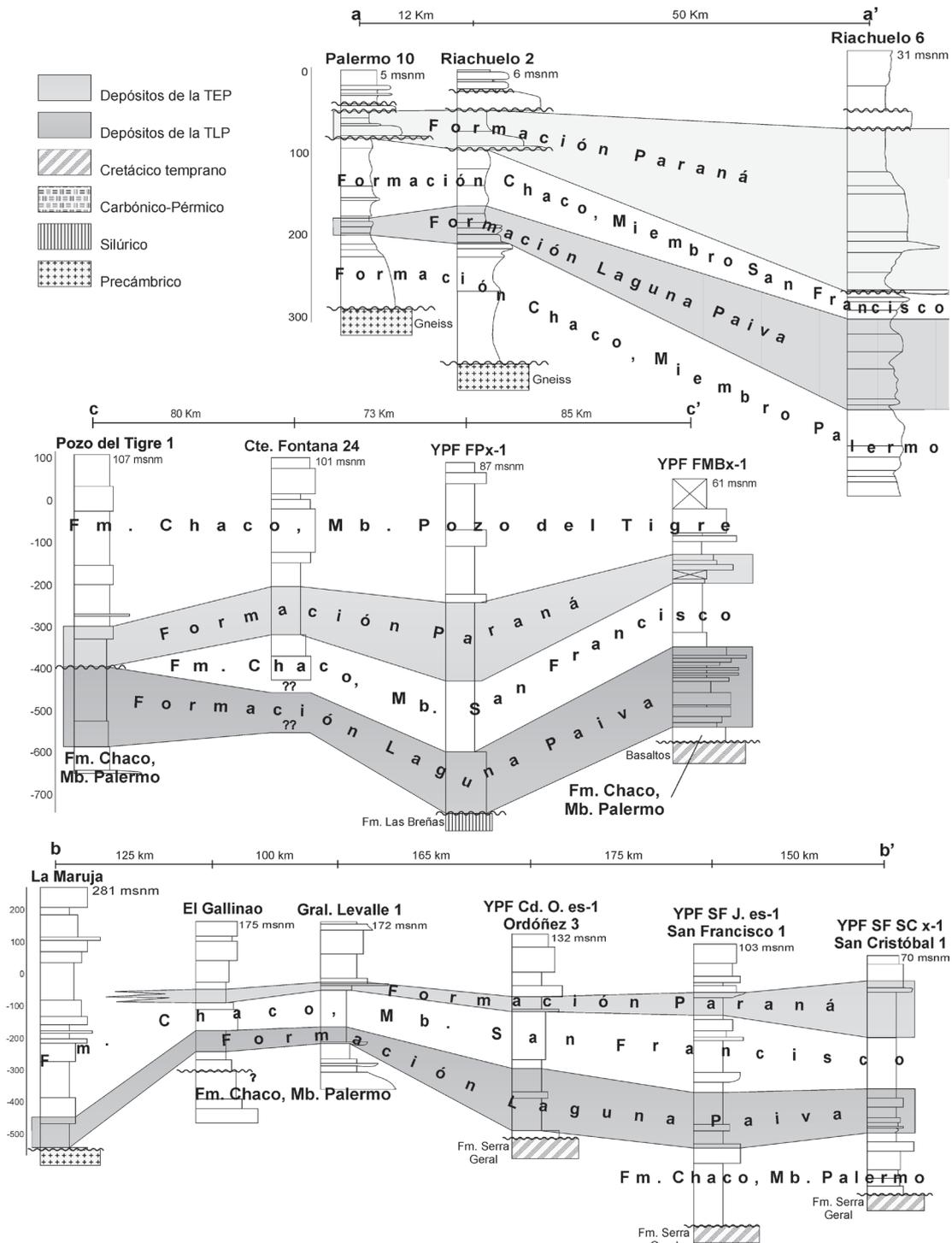


Figura 15. Cortes estratigráficos según trazas de la figura 13.

Formación Paraná.— Corresponde a los depósitos marinos someros de la TEP, y ambientes costeros asociados. Su distribución es muy amplia (Figuras 13 y 16), aunque levemente inferior a la Formación Laguna Paiva, con espesores habituales entre 50 y 100 m, y máximos locales de 200 m. Está compuesta principalmente de arcillas verde oliva con moluscos y microfósiles calcáreos, y en algunas localidades situadas en cercanías de la paleocosta, son comunes numerosas intercalaciones continentales; en la zona de Diamante se halla intercalado un espeso cuerpo arenoso, interpretado por Marengo (2000) como depósitos deltaicos. Su base puede ser transicional o erosiva sobre el Miembro San Francisco de la Formación Chaco, en el último caso la base suele poseer un delgado depósito residual con abundantes rodados silíceos y fragmentos de huesos y conchillas (perfil a-a' de la figura 15). Del mismo modo, su techo puede ser cubierto en forma transicional por depósitos continentales arenosos o limosos, o puede ser erosionado por las arenas fluviales pliocenas (?) de las Formaciones Puelches o Ituzaingó. Se reconoció un único caso donde la Formación Paraná se depositó sobre la Formación Laguna Paiva, en Pozo del Tigre 1 (perfil c-c' de la figura 15); la relación entre ambas es de aparente discordancia erosiva, ya que se verificó un salto faunístico entre ambas, e indicios de exposición subaérea en el techo de la Formación Laguna Paiva. La posible edad de la discontinuidad y la ubicación geográfica sugieren que fue producida por un ascenso relacionado a la fase Pehuenche del NOA.

– Contenido malacológico. El conocimiento de los moluscos paranenses en la cuenca Chacoparanense es amplio; se sigue la revisión de del Río (2000). Gastropoda: *Tegula (Agathistoma) laevigata*, *Calliostoma puelchanum*, *C. bravardi*, *C. punctatum*, “*C. lepida*”, “*Littorina paranensis*”, *L. unicostalis*, ?*Alvania* sp., *Turritella?* *indeterminata*, *T. americana*, *Strombus bravardi*, *Crepidula paranensis*, *Euspira consimilis*, *Epitonium borcherti*, “*Trophon*” *paranensis*, “*T.*” *laciniatus santacruzensis*, *Costoanachis rioplatensis*, ?*Odontocymbiola nodulifera*, “*Oliva platensis*”, *Prunum pruniformis*, *Olivancillaria prisca*, *Cantharus borcherti*, *Bulla* sp. Bivalvia: *Adrana electa*, *Arcaplatensis*, *A. (Rasia) lirata*, *A. (Rasia) bravardi*, *A. (Rasia) plana*, *Poliarca bomplandiana*, *P. frenguelli*, *P. diamantensis*, *Glycymeris (G.) minutus*, *G. (G.) “symmetricus”*, *M. (Mytilus) trigonus*, *Brachidontes (B.) lepida*, “*Modiola platensis*”, “*Lithophaga platensis*”, ?*Adula contorta*, *Crassostrea rizophorae*, ?*Ostrea alvarezi*, *Flabellipecten oblongus*, *Amusium darwinianum*, *Aequipecten paranensis*, *Pododesmus papyraceus*, *Felaniella vilardeboana*, ?*Purpurocardia paranensis*, *Venericardia crassicosta*, *Dinocardium “bravardi”*, *D. platense*, “*Trachycardium bonariense*”, “*Maetra bonariense*”, *M. “patagónica”*, “*Tellina platensis*”, *Tagelus entrerrianus*, “*Venus bravardi*”, *Tivela (Pachydesma) oblonga*, *T. (Eutivela) “isabelleana”*, *Amiantis purpuratus*, *Dosinia (D.) entrerriana*, *Chionopsis (Ch.) munsterii*, *Ameghinomya argentina*, *Anomalocardia (A.) entrerriana*, *Antinioche burmeisteri*, *Caryocorbula pulchella*, *Varicorbula striatula*, *Panopaea (P.) regularis*, *Cyrtopleura lanceolata ornata*. En la cuenca del Salado, los hallazgos fueron realizados en pocas perforaciones, y fueron actualizados por del Río (2000). Gastropoda: “*Calliostoma doellojuradoi*”, “*C. bonaerensis*”, *C. bravardi*, *Turritella* aff. *T. americana*, *Crucibulum (C.) argentinum*, *Euspira consimilis*, *Epitonium borcherti*, *E. (Asperiscala) chubutina*. Bivalvia: *Ledella seminella*, *Limopsis modesta*, *Glycymeris (G.) minutus*, ?*Ostrea patagónica*, ?*Ostrea alvarezi*, *Amusium paris*, *Aequipecten paranensis*, *Pododesmus camachoi*, *Lucina (L.) bonaerensis*, *L. (Lucinisca) matiasi*, *L. (Prævilucina) minuta*, *Pte-*

Tabla 2. Microfósiles de la TEP en centro y norte de Argentina, modificado de Marengo (2006).

| | SUDOESTE DE ENTRE RIOS | SANTA FE | CORRIENTES, CHACO Y FORMOSA | CORDOBA | SANTIAGO DEL ESTERO | TUCUMAN | SUR DE BOLIVIA | | SUDOESTE DE ENTRE RIOS | SANTA FE | CORRIENTES, CHACO Y FORMOSA | CORDOBA | SANTIAGO DEL ESTERO | TUCUMAN | SUR DE BOLIVIA | |
|---|------------------------|----------|-----------------------------|---------|---------------------|---------|----------------|--|------------------------|----------|-----------------------------|---------|---------------------|---------|----------------|---|
| + Marengo (2006) | ++ | + | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ Otros trabajos | ++ | + | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | |
| <i>Miliammina</i> sp. | | • | | | | | | <i>Bythocypris</i> sp. | | | | | | | | • |
| <i>Textularia candeiana</i> | | | | | | | | <i>Callistocythere litoralensis</i> | • | • | | | | | | • |
| <i>T. gramen</i> | • | • | | | | | | <i>C. marginalis</i> | | • | | | | | | • |
| <i>Trochammina</i> sp. | | | | | | | • | <i>Caudites kennedyi</i> | • | • | | | | | | • |
| <i>Cycloforina contorta</i> | • | • | | | • | | | <i>Clithrocytheridea?</i> sp. | • | | | | | | | |
| <i>Pyrgo elongata</i> | | | • | | | | | <i>Copytus</i> spp. | • | • | | | | | | |
| <i>P. patagonica</i> | | | • | | | | | <i>Coquimba</i> spp. | • | • | | | | | | |
| <i>P. peruviana?</i> | | • | | | | | | <i>Comucoquimba lutziana</i> | • | • | | | | | | • |
| <i>P. ringens</i> | • | | | | | | | <i>Cyamocytheridea ovalis</i> | • | • | | | | | | |
| <i>Pyrgo</i> spp. | | | | | | | | <i>Cyprideis camachoi</i> | • | • | | | | | | |
| <i>Pyrgoella</i> sp. | | • | | | | | | <i>C. herbsti</i> | | | | | | | | • |
| <i>Quinqueloculina</i> aff. <i>Q. Implexa</i> | | | • | | | | | <i>Cyprideis</i> spp. | • | | | | | | | • |
| <i>Q. bicomis</i> | | | | | | • | • | <i>Cytherella (C.) damotteae</i> | | • | | | | | | • |
| <i>Q. lamarckiana</i> | | • | • | | | | • | <i>Cytherella (C.) punctata</i> | | • | | | | | | |
| <i>Q. seminulata</i> | • | • | • | | • | • | • | <i>Cytherella</i> spp. | • | • | | | | | | • |
| <i>Quinqueloculina</i> spp. | • | • | | | • | | | <i>Cytherelloidea</i> sp. | | | | | | | | |
| <i>Scutolonis</i> sp. | | | • | | | | | <i>Cytheretta argentinensis</i> | • | • | | | | | | |
| <i>Ammonia compacta</i> | | | | | | | • | <i>C. punctata</i> | | • | | | | | | |
| <i>A. parkinsoniana</i> | • | • | • | • | • | • | • | <i>Cytheretta</i> spp. | • | • | | | | | | |
| <i>Bolivina costata</i> | | | • | | | | | <i>Cytheridea</i> spp. | • | | | • | | | | |
| <i>Bolivina</i> spp. | | • | | | | | • | <i>Cytheropteron</i> aff. <i>newportense</i> | • | • | | | | | | |
| <i>B. sp. aff. B. robusta</i> | | | • | | | | | <i>C. benedictus</i> | • | | | | | | | |
| <i>B. sp. cf. B. spathulata</i> | | | • | | | | | <i>Cytheropteron</i> spp. | • | • | | | | | | |
| <i>B. striatula</i> | | | | | | • | | <i>C. victoriensis</i> | • | | | | | | | |
| <i>Buccella peruviana campsi</i> | • | • | | | • | | • | <i>Cytherura elegans</i> | • | • | | | | | | |
| <i>B. peruviana frigida</i> | • | • | | | | | • | <i>C. rossiana</i> | | • | | | | | | |
| <i>Bulimina affinis</i> | | | • | | | | | <i>Cytherura</i> sp. | • | | | • | | | | |
| <i>B. pseudoaffinis</i> | | | • | | | | | <i>Darwinula</i> sp. | | | | | | | | • |
| <i>Buliminella elegantissima</i> | | • | • | | • | • | | <i>Echinocythereis boltovskoyi</i> | • | • | | | | | | |
| <i>Cancris sagra</i> | • | | | | • | | | <i>Eucytherura</i> sp. | • | | | | | | | |
| <i>Cibicides</i> sp. | • | • | | | | | | <i>Hemicytherura costulosa</i> | • | • | | | | | | |
| <i>C. variabilis</i> | • | • | | | | | | <i>Henryhowella alwiniae</i> | | • | • | | • | | | |
| <i>Cibicoides</i> sp. | | | | • | | • | | <i>H. aff. evax</i> | • | • | | | | | | • |
| <i>Criboelphidium discoidale</i> | • | • | | | | | • | <i>Henryhowella</i> spp. | • | • | | | | | | • |
| <i>Disconorbis bulbosa</i> | | • | | | | | | <i>Leptocythere</i> sp. | • | • | | | | | | • |
| <i>Elphidium</i> sp. | | | • | | | | | <i>Loxococoncha paranensis</i> | • | | | | | | | |
| <i>Fissurina bicarinata</i> | | | • | | | | | <i>Loxococoncha</i> sp. | • | | | | | | | |
| <i>F. quadricostulata</i> | | • | | | | | | <i>Minicythere</i> sp. | | • | | | | | | |
| <i>Fissurina</i> spp. | | | | | | | • | <i>Munseyella argentina</i> | | • | | | | | | |
| <i>Globigerina juvenilis</i> | | | • | | | | | <i>Murrayina grekoffi</i> | • | • | | | | | | |
| <i>Globulina caribea</i> | • | | | | | | | <i>Murrayina</i> sp. | | • | | | | | | |
| <i>Guttulina lactea</i> | • | • | | | | | | <i>Neocythereis</i> sp. | | • | | | | | | |
| <i>G. problema</i> | | • | | | | | | <i>Paijenborchella punctacostata</i> | • | • | | | | | | • |
| <i>Hanzawaia boueana</i> | • | • | | | • | | | <i>P. aff. punctacostata</i> | | • | | | | | | |
| <i>Lagena</i> spp. | | • | | | | | | <i>Paracypris</i> sp. | | • | • | | | | | |
| <i>Melonis</i> sp. | | | | | | | • | <i>Paracytheridea? laudata</i> | • | | | | | | | |
| <i>Neoeponides</i> sp. | | • | | | | | | <i>Patagonacythere anzoteguiana</i> | • | • | • | | | | | |
| <i>Nonion demens</i> f. <i>santamariana</i> | • | • | | | | • | • | <i>P. paranensis</i> | • | • | • | | | | | |
| <i>Nonion</i> spp. | • | • | | | | • | • | <i>Patagonacythere</i> spp. | • | • | | | | | | |
| <i>Nonionella atlantica</i> | • | | | | | | | <i>Pellucistoma santafesinensis</i> | | • | • | | | | | |
| <i>N. auricula</i> | • | • | | | | | | <i>Perissocytheridea alvareziana</i> | | • | • | | | | | |
| <i>Nonionella auris</i> | | • | | | | | | <i>P. ornata</i> | | • | • | | | | | |
| " <i>Nonionella</i> " sp. | | | | | | | • | <i>Perissocytheridea</i> spp. | • | | • | | | • | | • |
| <i>Protelphidium tuberculatum</i> | • | • | • | • | • | • | • | <i>P. victoriensis</i> | | • | • | | | | | |
| <i>Rosalina floridana</i> | • | • | | | | • | | ? <i>Platella fragilis</i> | • | • | | | | | | |
| <i>Rosalina</i> spp. | • | • | | | | • | | <i>Pumilocytheridea herbsti</i> | | • | | | | | | • |
| <i>Aurila</i> sp. | • | • | | | | | | <i>Pumilocytheridea</i> sp. | • | • | | | | | | |
| <i>Bensonia miocenica</i> | • | • | • | | | • | | <i>Puniana</i> sp. | • | | | | | | | |
| <i>B. reticulata</i> | • | • | • | | | | | <i>Scherochilus</i> sp. | • | | | | | | | |
| <i>Bensonia</i> spp. | | | | | | • | | <i>Trachyleberis nova</i> | • | • | | | | | | |
| <i>Bradleya</i> aff. <i>prodiclyonites</i> | • | | | | | | | <i>Trachyleberis</i> sp. | • | | | | | | | |
| <i>Buntonia entremensis</i> | • | • | | | | | | <i>Wichmanella deliae</i> | • | | | | | | | |
| <i>Buntonia</i> spp. | • | • | | | | | | | | | | | | | | |

romyrtea danieli, ?*Purpurocardia paranensis*, *Crassatelites suburbana*, *Crassinella* "plana", *Crassinella* sp., "Crassatella aff. *C. lyelli*", *Mactra* (*M.*) *janeiroensis*, *Tagelus enterrianus*, *Tivela* sp., *Lamelliconcha* sp., *Chionopsis* (*Ch.*) *munsterii*, *Antinioche burmeisteri*, *Caryocorbula pulchella*, *C. caribaea*, *Caryocorbula* sp., *Varicorbula striatula*.

– Contenido micropaleontológico. En las tablas 1 y 3 se exponen las listas completas de los hallazgos de Marengo (2006) y Echevarría y Marengo (2006); en la tabla 2 se resumen todos los microfósiles de la TEP reconocidos en el centro y norte de Argentina. El listado de los foraminíferos de la cuenca del Salado se completa con los estudios de Malumián (1970, 1972), quien mencionó en Monte Veloz 1: *Textularia gramen*, *Quinqueloculina patagonica*, *Cassidulina crassa*, *C. curvata*, *Cibicides aknerianus*, *Globigerina bulloides*, *G. ex gr. bulloides*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globorotalia pachyderma*, *G. ex gr. pachyderma*, *Nonion affine*, *Oridorsalis umbonatus*, y *Siphonina reticulata*; y en Las Flores 24: *Quinqueloculina seminulina*, *Pyrgo patagonica*, *Bulimina* sp. cf. *B. patagonica* f. *glabra*, *Cibicides bertheloti* f. *tipica*, *C. bertheloti* f. *strattoni*, *Cribroelphidium poeyanum* y *Globigerinita glutinata*.

Los microfósiles marinos son comunes en las areniscas verdes o amarillas, y raros y muy mal preservados en las pelitas verdes. Los foraminíferos pertenecen a la zona informal de *P. tuberculatum* (Malumián, 1978), con menor diversidad y un notable aumento en la proporción de *A. parkinsoniana*, hacia el interior continental. Las microfaunas son típicas de mares muy someros, generalmente hiposalinos, y de temperatura similar a algo superior a la actual para los mares adyacentes.

En la cuenca Chacoparanense *P. tuberculatum* y *A. parkinsoniana* son especies dominantes, y son muy tolerantes a las bajas salinidades (Malumián, 1978; Murray, 1991). En Diamante, las máximas salinidades se calcularon cerca del techo de la Formación Paraná, donde se hallaron las microfaunas de mayor diversidad, y un notable incremento en la abundancia y diversidad de los miliólidos; en consecuencia, en esta localidad la TEP habría alcanzado su máxima profundidad y el momento de mayor inundación en su parte superior (Marengo, 2000). Por el contrario, en algunas localidades las mayores diversidades se registraron en la mitad inferior de la unidad. Ihering (1927) observó gran similitud entre las faunas de moluscos de la TEP y las actuales del Caribe, y postuló como vía de migración, la existencia de un brazo marino intracontinental, o “Manga del Tetis”, que habría conectado las regiones del Plata y del Caribe, y que se habría ubicado al este de los Andes. El empobrecimiento faunístico registrado entre la cuenca del Salado y el NOA (tabla 2 y 3), indica que no habría sido esta hipotética conexión marina la utilizada para la migración de las faunas. Además, los moluscos indicadores de climas tropicales, no han sido hallados más allá del SO de Entre Ríos y del centro de Santa Fe. Se estima que la migración de las faunas se habría producido por la costa oriental de América del Sur (Marengo, 2000).

– Nanofósiles calcáreos. Los únicos nanofósiles conocidos en la TEP provienen de tres muestras halladas en las perforaciones Palermo 10, y Riachuelo II y VI, en la mitad inferior de la Formación Paraná (tabla 4). *Discoaster broweri* es un discoastérido cenozoico que caracteriza aguas templado-cálidas, en tanto *Braarudosphaera bigelowi*, *Thoracosphaera heimii*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Pontosphaera multipora* y varias especies de *Helicosphaera*, son indicadoras de un ambiente marino somero, próximo a la costa, con salinidad normal a ligeramente hiposalino (Marengo et al., 2005).

– Otros hallazgos paleontológicos. Son frecuentes los hallazgos de fragmentos óseos, dientes de tiburones y fragmentos de madera en diferentes localidades de la TEP, pero son de muy difícil clasificación. Fragmentos de briozoarios son comunes

Tabla 4. Nanofósiles calcáreos de la cuenca del Salado. En blanco TEP; en gris TLP. Modificado de Marengo (2006).

| | <i>Acanthoica</i> sp. | <i>Braarudosphaera bigelowi</i> | <i>Calcidiscus premacintyreii</i> | <i>Coccolithus pelagicus</i> | <i>Coccolithus pelagicus grande</i> | <i>Cyclicargolithus abisectus</i> | <i>Discoaster broweri</i> | <i>Dyctiococites antarcticus</i> | <i>Dyctiococites productus</i> | <i>Helicosphaera carteri</i> | <i>Helicosphaera orientalis</i> | <i>Helicosphaera walbersdorfensis</i> | <i>Holodiscolithus macroporus</i> | <i>Micrantholithus pinguis</i> | <i>Pontosphaera multipora</i> | <i>Rahbdosphaera clavigera</i> | <i>Reticulofenestra haquii</i> | <i>Reticulofenestra minuta</i> | <i>Reticulofenestra procerca</i> | <i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i> | <i>Sphenolithus abies</i> | <i>Syracosphaera pulchra</i> | <i>Thoracosphaera cf. T. tuberosa</i> | <i>Thoracosphaera heimii</i> | <i>Triquetrorhabdulus carinatus</i> | <i>Umbilicosphaera jafari</i> | <i>Umbilicosphaera rotula</i> |
|-------------|-----------------------|---------------------------------|-----------------------------------|------------------------------|-------------------------------------|-----------------------------------|---------------------------|----------------------------------|--------------------------------|------------------------------|---------------------------------|---------------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|----------------------------------|---|---------------------------|------------------------------|---------------------------------------|------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|
| P10 - 69-70 | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X |
| R II - 50 | | | | X | | | | | X | | | | | | | | X | X | | X | X | | | | | | |
| R VI-25 | X | X | | X | X | | | X | | X | | X | | | X | X | | X | X | | | | | | | | |
| R II - 94 | X | | X | | X | | | | | | | | X | | | | | X | | | | | | | X | | |

en las muestras con microfauna, entre los que destaca *Cupuladria canariensis*. Por su parte, Ottone *et al.* (2013) realizaron un estudio palinológico entre los 952 y 1077 mbbp del sondeo YPF.SE. LH.x-2 Los Horcones, en el NO de la provincia de Santiago del Estero, donde realizaron los siguientes hallazgos: Briofitas: *Reboulisporites fuegiensis*; Pteridofitas: *Laevigatosporites* sp. (Dipteridaceae/Gleicheniaceae), *Azolla* sp. (Salviniaceae), *Deltoidospora* sp. (Cyatheaceae/Dicksoniaceae), *Muricingulisporis chenquensis* (Pteridaceae), Gimnospermas: *Equisetosporites claricristatus*, *Equisetosporites notensis* (Ephedraceae), *Lygistepollenites florinii*, *Phyllocladidites mawsonii*, *Podocarpidites marwickii* (Podocarpaceae), Angiospermas: *Liliacidites* sp. (Liliaceae), *Graminidites* sp. (Poaceae), *Chenopodipollis chenopodiaceoides* (Amaranthaceae/ Chenopodioideae), *Corsiniipollenites* sp. cf. *C. atlántica* (Onagraceae), *Margocolporites vanwijhei* (Caesalpiaceae), *Acaciapollenites* sp. cf. *A. myriosporites*, *Polliadopollenites* sp. (Leguminosae), *Nothofagidites dorotensis*, *Nothofagidites fuegiensis*, *Nothofagidites saraensis* (Nothofagaceae), *Echiperiporites* sp.?, *Malvacipolloides* sp.? (Malvaceae), *Senipites* sp. cf. *S. patagonica* (Symptlocaceae), *Tricolpites trioblatus* (Convolvulaceae), *Rhoipites* sp. *Tricolpites* sp. (afinidad incierta). Clorófitas continentales: *Botryococcus* sp., *Monactinus* sp. cf. *M. simplex* y *Pseudopediastrum* sp. cf. *P. boryanum*. Prasinofitas: *Pterospermella* sp. En la parte superior de la sección muestreada hay también dinoflagelados marinos *Hytrichosphaeridium* sp., *Operculodinium* sp.? y *Spiniferites* sp., y microforaminíferos. Los autores relacionaron los taxones de la sección superior a la ingresión marina Paranense, del Mioceno medio, sin embargo la profundidad de los niveles muestreados serían compatibles con la TLP, según se puede observar en las líneas sísmicas de la región (Marengo, 2006: figura 19). El significado bioestratigráfico de los taxones es muy amplio y puede relacionarse a cualquier momento del Neógeno.

– Edad. Los nanofósiles son característicos de la Biozona o Intervalo D, comprendida entre la última aparición de *Sphenolithus heteromorphus* y la primera aparición de *Catinaster coalitus*, y caracterizada por *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Coccolithuspelagicus*, *Calcidiscus leptoporus*, *Discoaster exilis*, *Helicosphaera carteri*, *Umbilicosphaera jafari*, *U. rotula*. Otras especies comunes incluyen *Discoaster kugleri* y *H. orientalis*. También son relevantes *C. premacintyreii*, *H. orientalis*, *H. walbersdorfensis*, *R.*

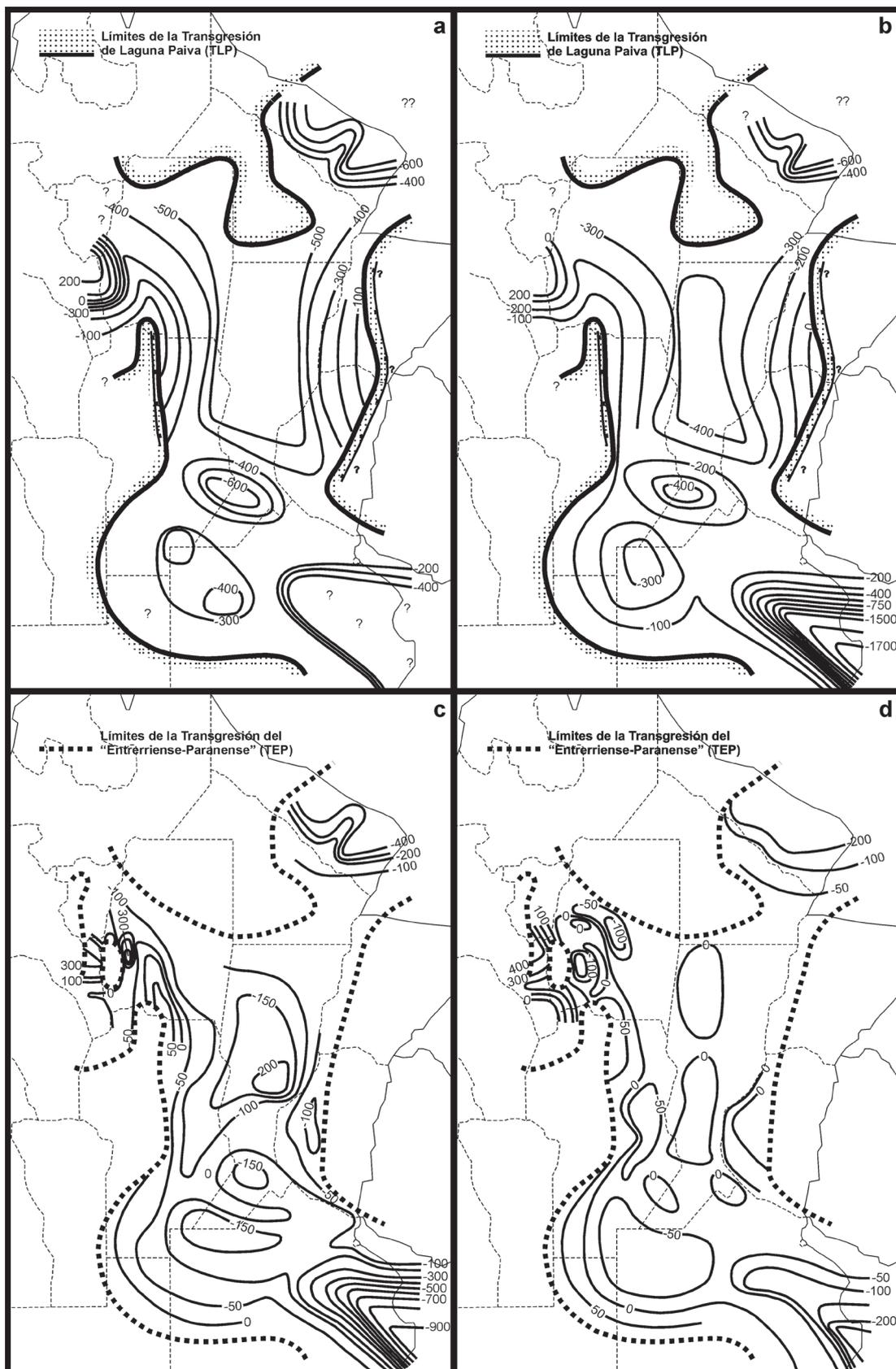


Figura 16. Mapas estructurales de los depósitos marinos del mioceno: a, piso TLP; b, techo TLP; c, piso TEP; d, techo TEP. Altitudes referidas al nivel del mar. Modificado de Marengo (2006).

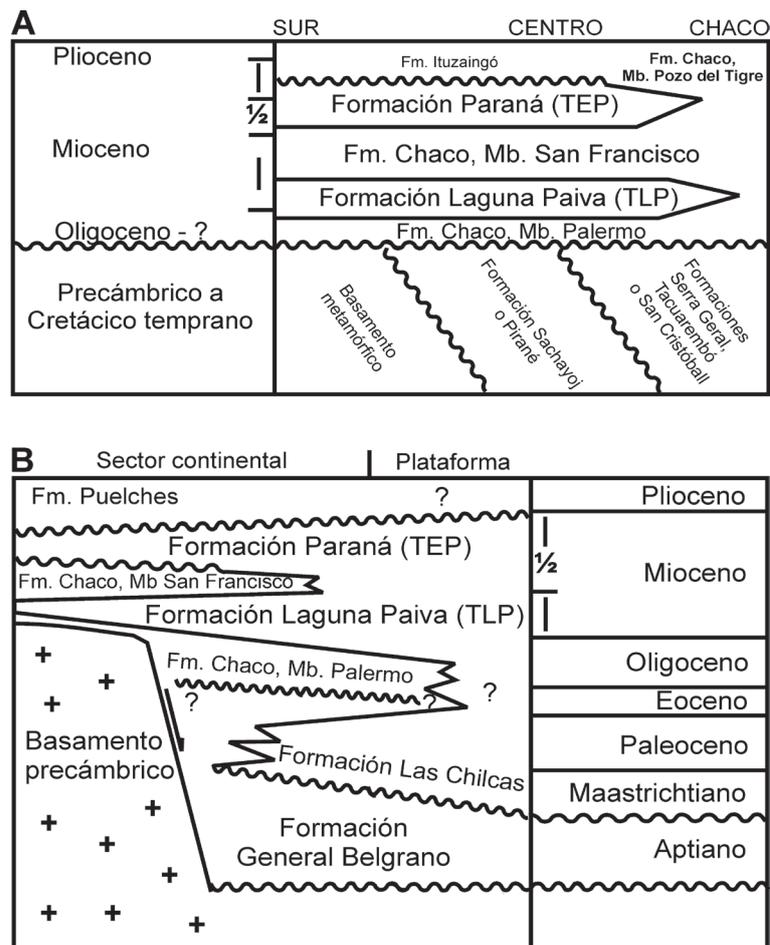


Figura 17. Síntesis de las propuestas estratigráficas para la cuenca Chacoparanense (A) y la cuenca del Salado (B). Modificado de Marengo (2006).

pseudoumbilicus, que restringen la asociación a la Zona NN6 (figura 14), confirmando una edad Serravalliano (Mioceno medio), para la mitad inferior de la Formación Paraná. Los foraminíferos bentónicos obtenidos no permiten tener mayores precisiones sobre la edad de la TEP, que lo ya indicado por Malumián (1970, 1972) para la zona informal de *P. tuberculatum*, quien le asignó una edad miocena media-tardía en las cuencas del Colorado y del Salado. Los foraminíferos planctónicos hallados en tres perforaciones del norte de la cuenca del Salado pertenecen a ejemplares juveniles de *Globorotalia praescitula* Blow y *Neogloboquadrina continua* (Blow) transicional a *Paragloborotalia mayeri* (Cushman y Ellisor), con biocrones amplios que culminan entre las Biozonas N12 y 14, edad muy similar a la señalada por los nanofósiles (Marengo, 2006).

Debido a que los fósiles planctónicos mencionados se localizaron en la zona media de la Formación Paraná, no se conoce la edad del comienzo y del final de la TEP; de todos modos la correlación con los ciclos eustáticos globales y los eventos de deformación andina (figura 14), permite estimar que la TEP se habría depositado entre fines del Langhiano y la base del Tortonian, con una edad aproximada de entre 15 y 9,5 Ma (Marengo, 2015).

Cuenca del Colorado

Esta cuenca, al igual que la del Salado, es de tipo aulacogénico, y posee un espesor de depósitos Meso y Cenozoicos de hasta 7000 m, aunque en promedio no supera los 2500 m (Yrigoyen, 1999). Se localiza en el sur de la provincia de Buenos Aires, SE de La Pampa y NE de Río Negro, y posee una estrecha conexión con la cuenca de Macachín (figura 18). Durante el Neógeno habría estado sometida a un régimen de subsidencia, que persiste en la actualidad según los estudios isostáticos realizados por Introcaso (2003). Los principales estudios fueron realizados en testigos de perforaciones en la provincia de Buenos Aires o en la plataforma continental, en tanto que los afloramientos se restringen a exposiciones muy reducidas en el oriente de La Pampa (Visconti *et al.*, 2003), o en el NE de Río Negro (Malumián *et al.*, 1998). La división litoestratigráfica para el Neógeno no está aún claramente establecida; Yrigoyen (1999) asignó los depósitos continentales de las Formaciones Elvira y Ombucta al Eoceno-Mioceno temprano, y en discordancia sobre estos a los depósitos marinos de la Formación Barranca Final, que llegaría hasta fines del Mioceno. Por su parte en los estudios micropaleontológicos y palinológicos (Malumián, 1970, 1972; Boltovskoy, 1980; Guler *et al.*, 2002, entre otros) se describe un registro continuo de fósiles marinos entre el Oligoceno temprano y el Plioceno temprano; Guerstein y Junciel (2001) limitaron las Formaciones Elvira y Ombucta al Eoceno, y el registro marino de la Formación Barranca Final al Oligoceno tardío y Mioceno. Por último, Malumián *et al.* (1998) recomendaron restringir la Formación Barranca Final a los depósitos con fauna “entrerriense” (TEP) del Mioceno medio a tardío, y separarlos de los infrayacentes depósitos del Oligoceno tardío-Mioceno temprano, correlacionables con el “patagoniense” o Formación Monte León (TLP).

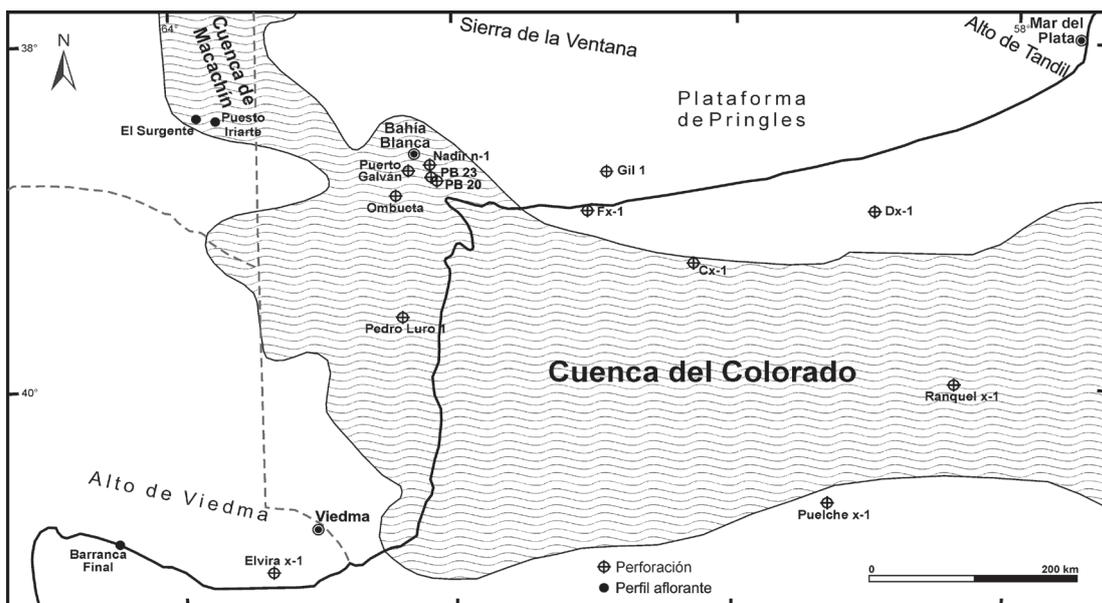


Figura 18. Perforaciones y afloramientos de la Formación Barranca Final; límites de cuencas según Yrigoyen (1999).

Formación Barranca Final.— 792 m de espesor máximo en subsuelo (Yrigoyen, 1999), hasta 2,6 m aflorantes en el SE de La Pampa. En la sección tipo se exponen unos 15 m de arcillas y arcillas arenosas grisáceas con intercalaciones tobáceas, con abundantes restos de moluscos e intensa bioturbación (Malumián et al., 1998).

– Foraminíferos. Malumián (1970, 1972) estudió una importante microfauna en Puerto Belgrano 23 (PB-23), donde halló una discontinuidad paleontológica en la Formación Barranca Final que separa una asociación asignada al Oligoceno hasta los 450 mbbp aproximadamente, y por encima hasta los 275 mbbp, una asociación “entrerriense”, aparentemente algo más antigua que en la cuenca del Salado, y sin la presencia de *P. tuberculatum*. El límite aproximado entre ambas asociaciones está marcado por la desaparición de *Cassigerinella chipolensis*, *Globorotalia opima opima*, *Globigerina brevis* y *G. ouachitensis ciperensis*, y la máxima abundancia de *G. woodi woodi*; a partir de allí las microfaunas “entrerrienses” están caracterizadas por los planctónicos *G. woodi woodi*, *G. sp. aff. G. woodi conecta*, *G. angulofficinalis* y *G. officinalis*. Entre los bentónicos “entrerrienses” son característicos *Textularia gramen*, *T. candeiana*, *Pyrgo patagonica*, *Pyrgo spp.*, *Quinqueloculina lamarckiana*, *Q. seminulina*, *Cyclogira spp.*, *Cibicides aknerianus*, *Cibicoides pseudoungerianus*, *Elphidium sp. cf. E. lens*, *Glandulina sp.*, *Nonion affine*, *Nonionella atlantica* y *Uvigerina peregrina*. Posteriormente Malumián et al. (1998) en la localidad tipo de la unidad hallaron una microfauna típica de la zona de *P. tuberculatum*, la que asignaron al Mioceno medio a tardío, y señalaron que los niveles del “patagoniense” (no aflorantes) están caracterizados por la presencia del género *Transversigerina*. En el sondeo de costa afuera Puelche (YPF Pu es-1), Becker y Bertels (1980) describieron una asociación de foraminíferos asignada al Mioceno temprano, entre los 1420 y 1340 mbbp, caracterizada por los planctónicos *Globorotalia foshi barisanensis*, *G. miozea*, *G. praescitula*, *G. continua*, *Globigerina tapuriensis*, *G. apertura* y *Sphaeroidinella disjuncta*, y con una gran diversidad de bentónicos entre los que destacan *Anomalinoidea leonense*, *Gyrodina soldanii*, *Globocassidulina subglobosa*, *Uvigerina miozea* y *Virgulopsis reticulata*; y entre los 1340 y 500 mbbp las microfaunas son características del Mioceno medio a tardío, con muy escasos planctónicos (*Globigerina bulloides* y *G. praebulloides*) y una amplia variedad de bentónicos, tales como *Anomalinoidea alazanensis*, *Buccella peruviana campsi*, *Cassidulina laevigata*, *C. pulchella*, *Cibicides pseudoungerianus*, *Cibicoides pygmaeus*, *C. dutemplei*, *Cyclammina spp.*, *C. cancellata*, *Haplophragmoides spp.*, *Protelphidium tuberculatum*, *Protoglobobulimina pupoides*, *Uvigerina miozea* y *Virgulopsis reticulata*. Por último, Boltovskoy (1980) halló en Gil 1 una asociación del Mioceno temprano desarrollada entre los 325 y 304 mbbp con los foraminíferos planctónicos *Globigerina bulloides*, *G. brazieri*, *G. woodi* y *Globorotalia cf. G. suteri*, y los bentónicos *Astronion echolsi*, *Bolivina doniezi*, *Criboelphidium discoidale*, *Lenticulina peregrina*, *Nonionella atlántica*, *Pseudonodosaria torrida*, *Robulus rotultus*, *R. pseudocasis*, etc.

– Ostrácodos. Malumián (1970, 1972) halló unos 25 géneros en el “entrerriense” de PB-23, entre los que se pueden mencionar *Argenticytheretta*, *Bairdia*, *Bensonia*, *Bradleya*, *Buntonia*, *Cyamocytheridea*, *Cytherella*, *Cytheropteron*, *Echinocythereis*, *Loxococoncha*, *Perissocytheridea*, *Quadracythere* y *Trachyleberis*.

– Palinomorfos. Guerstein y Quattrocchio (1988) y Guerstein (1990) estudiaron las perforaciones Nadir 1 y PB-20, donde reconocieron numerosas especies de polen,

esporas y microplancton, mediante las cuales dividieron la Formación Barranca Final en siete subzonas palinológicas desarrolladas entre el Eoceno temprano y el Mioceno tardío. Aproximadamente entre 450 y 400 mbbp se habrían depositado los sedimentos de la subzona B1 del Mioceno temprano a medio, con aporte de elementos de ambiente montano-litoral, bajo un clima templado a cálido y húmedo; entre los principales taxones terrestres se mencionan Triletes (*Deltoidospora* sp.), Saccites (*Podocarpidites marwickii*), Aletes (*Araucariacites* sp.), Plicates (*Ailanthipites* cf. *marginatus*, *Artemisiaepollenites* cf. *sellularis*, *Psilatricolpites patagonicus*, *Psilatricolpites* spp., *Psilatricolporites* sp., *Rhoipites* sp. cf. *R. minusculus*, *Rhoipites* spp. y *Tricolpites* cf. *reticulata*) y Poroses (*Liquidambarpollenites* sp. y *Sparganiaceapollenites* sp.), y entre los marinos los subórdenes Gonyaulacystineae (*Achomospaera ramulifera*, *Lingulodinium* sp., *Operculodinium* spp., *Spiniferites membranaceus*, *S. ramosus* y *Spiniferites* spp.) e Hystrichosphaeridiineae (*Cleistosphaeridium* cf. *patagonicum* y *Cleistosphaeridium* spp.), y las acritarcas *Baltisphaeridium* sp., *Micrhystidium* sp., cf. *Comasphaeridium* sp., *Pterosphaeridia* sp., *Leiosphaeridia granulosa*, *L.* cf. *minutaespinosa*, *Leiosphaeridia* sp. y *Tasmanites* sp. La subzonas B2 y B3, aproximadamente entre 400 y 300 mbbp, fueron asignadas al Mioceno medio a tardío y entre sus elementos continentales más abundantes se destacan Triletes, Saccites (*P. marwickii*), Aletes (*Araucariacites* sp.), Plicates (*A.* cf. *sellularis*, *Ephedripites* spp., *Ppatagonicus*, *Psilatricolporites* spp., *Retitricolporites* sp., *Rousea* sp., *R.* cf. *baculatus*, *Rhoipites* sp. cf. *R. minusculus*, *Rhoipites* spp., *T.* cf. *Reticulata* y *Tubulifloridites antipodica*) y Poroses (*Amareanthaceae*, *Chenopodiaceae*, cf. *Junglaspollenites* sp., *Liquidambarpollenites* sp., *Myrtaceidites mesonesus*, *Nothofagidites* sp. y *Sparganiaceapollenites* sp.), y entre los marinos los subórdenes Gonyaulacystineae (*Chytroisphaeridia chytrooides*, *Lingulodinium* sp., *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites membranaceus*, *S. ramosus* y *Spiniferites* spp.) e Hystrichosphaeridiineae (*Cleistosphaeridium* spp., *Polysphaeridium* sp. y *Pentadiniumtaeniagerum*), y las acritarcas *Baltisphaeridium* sp., *Micrhystidium* sp., *Leiosphaeridiagrulosa* y *Leiosphaeridia* spp.

En Ombucta x-1 (Guerstein y Guler, 2000), la Formación Barranca Final fue asignada al lapso Oligoceno-Plioceno temprano mediante el estudio de sus dinoflagelados, y la división bioestratigráfica fue realizada a partir de los últimos registros (UR) de las especies mencionadas; el tramo Oligoceno-Mioceno temprano se desarrolla entre los 587 (UR de *Batiacasphaera baculata*, *Emmetrocyta urnaformis* y *Melitasphaeridium* cf. *pseudorecurvatum*) y los 512 mbbp (UR de *Cannosphaeropsis* sp.) y el Mioceno medio entre los 512 y los 494 mbbp (UR de *Distatodiniumparadoxum* y *Cribooperidinium tenuitabulatum*), ambos intervalos caracterizados por un porcentaje muy elevado de palinomorfos marinos.

El estudio de los dinoflagelados de los sondeos Cx-1, Dx-1 y Fx-1 (Guerstein y Junciel, 2001; Guler *et al.*, 2001; Guler y Guerstein, 2003) permitió establecer la división bioestratigráfica de los depósitos neógenos costa afuera al sur de la provincia de Buenos Aires (figura 18), mediante el UR de algunas especies. El límite inferior del Oligoceno tardío-Mioceno temprano está indicado por el UR de *Spinidinium* cf. *macmurdoense* en Fx-1 (850 mbnm) y Dx-1 (960 mbnm) y por *Phthanoperidinium comatum*, *P. multispinum* y *Enneadocysta? dictyostila* en Cx-1 (1195 mbnm); la base del Mioceno medio está definida por el UR de *Cannosphaeropsis quattrocchia* en Fx-1 (645 mbnm) y Dx-1 (755 mbnm) y por *C. quattrocchia* y *Hystrichokolpoma rigaudiae*

en Cx-1 (945 mbnm); por último el límite entre el Mioceno medio y tardío fue ubicado en las tres perforaciones a partir del UR de *Cleistosphaeridium ancyreum* (525 mbnm en Fx-1, 805 en Cx-1 y 655 en Dx-1). Por último, Guler *et al.* (2002) estudiaron los dinoflagelados en los 15 metros aflorantes en la sección tipo, donde pudieron establecer que estos niveles fueron depositados durante el Mioceno medio a tardío, en concordancia con las estimaciones realizadas con el estudio de los foraminíferos (Malumián *et al.*, 1998).

– Otros fósiles. En dos pequeños afloramientos en el SE de la Pampa (figura 18) se hallaron fragmentos de cirripedios asignados a *Balanus* sp., numerosos moldes de bivalvos asignados a *Brachidontes* sp. (Mytilidae), y además el foraminífero bentónico *P. tuberculatum*, característico de la TEP (Visconti *et al.*, 2003); además en la misma región se hallaron niveles yesíferos en subsuelo con presencia del género *Corbícula*.

– Ambiente. Boltovskoy (1980) señaló un deterioro climático a partir del Oligoceno tardío, con una paulatina disminución de la temperatura y de las asociaciones afines a la corriente del Brasil, según la información brindada por los foraminíferos de Gil 1.

Mediante el estudio de palinomorfos, Guler *et al.* (2002) estimaron un ambiente estuárico, con cortos períodos de mayor inundación, y aguas templado cálidas a cálidas para la sección tipo de la Formación Barranca Final. Guler y Guerstein (2003) propusieron hacia el Mioceno tardío una somerización general en la cuenca, por desaparición simultánea de numerosas especies. En PB-20 y Nadir 1 Guerstein y Quattrocchio (1988) y Guerstein (1990), según análisis de diversidad, hallaron máximos eustáticos aproximadamente hacia la mitad de los sectores correspondientes al Mioceno temprano a medio (B1) y del Mioceno medio a tardío (B2 y B3), con mínimos eustáticos hacia el final de dichas columnas; en consecuencia el límite entre B1 y B2 podría correlacionarse con la discontinuidad paleontológica propuesta por Malumián (1970, 1972) para el mismo período en PB-23; en forma paralela, a partir de la variación porcentual de elementos continentales y marinos, y a las asignaturas ambientales de algunos elementos palinológicos, se estimaron condiciones litorales y templado-cálidas y húmedas para las subzonas B1 y B2-B3, y hacia el final de estas subzonas, retracción de las paleocostas y de los ambientes boscosos o selváticos y aumento de los ambientes de estepa o sabana.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El estudio de las columnas estratigráficas actualizadas del centro y norte de Argentina durante el Paleógeno y el Mioceno, muestra patrones bastante homogéneos, y relacionados a los principales períodos de deformación andina. Los avances en la datación de las unidades neógenas (dataciones radimétricas, bioestratigrafía y magnetoestratigrafía) fueron muy importantes durante las últimas dos décadas, pero no se contaba con una visión integradora que permitiera relacionarlos entre las diferentes regiones, particularmente entre aquellas directamente relacionadas con la orogénesis andina, y las llanuras ubicadas al este del país.

El principal condicionante en la generación de períodos de escasa o nula deposición, y de períodos de importante subsidencia y depositación, habría sido la interacción entre las placas de Nazca y América del Sur (figura 14). La dinámica entre estas placas fue bastante simple, con cambios en la tasa de convergencia y en la oblicuidad, bastante bien conocidos para los últimos 40 millones de años. Sin embargo, las variaciones en el registro estratigráfico son de interpretación bastante más compleja, principalmente en sentido oeste-este.

En el pasado, ante la escasez de dataciones precisas y objetivas, existía la tendencia de distribuir en forma más o menos homogénea los depósitos cenozoicos en la escala temporal; de este modo se asignaron numerosas unidades estratigráficas al Paleógeno, tanto para la zona andina como para el subsuelo de la llanura. En los últimos años se pudo comprobar que la mayor parte de estas unidades son neógenas y cuaternarias, y que el Paleógeno fue un período caracterizado por la escasa depositación (menor orogénesis y subsidencia) y, según se comprobó en algunos sectores, por intensa meteorización. La principal excepción a este esquema lo constituyó la Puna, donde los depósitos paleógenos poseen un importante desarrollo.

Durante el Eoceno y el Oligoceno (fase Incaica de la orogénesis andina) la deformación y el volcanismo se concentraron en territorio chileno, con menor influencia en la mayor parte del centro y norte de la Argentina, exceptuando las regiones andinas situadas al norte de los 26-27° LS. Hacia fines del Oligoceno y principios del Mioceno se produjo un importante incremento en la tasa de convergencia entre las placas de Nazca y América del Sur, y la oblicuidad entre ambas pasó desde valores de 40° a unos 10° (figura 14). Estos cambios favorecieron la migración de la deformación andina y de la actividad ígnea, en forma aproximada hacia el límite entre Chile y Argentina. Este período suele ser conocido como fase Pehuenche, y en numerosos ejemplos está caracterizado por una discordancia basal, seguida de la depositación de potentes secuencias clásticas, volcánicas y volcanoclásticas (figuras 2, 3, 4, 7, 8, 9, 11, 15 y 17). Como se mencionó en la Introducción, esta discordancia que se ubica en la base de los depósitos de fines del Oligoceno o Mioceno temprano, sería diacrónica y abarcaría lapsos de tiempo muy diferentes según las regiones que se consideren, con un marcado aumento en la falta de registro estratigráfico hacia el este, donde las unidades neógenas se apoyan sobre rocas de edad proterozoica hasta cretácica. En el sector andino central (26-38° LS), durante el comienzo de la fase Pehuenche, el frente orogénico se desarrolló en torno a actual límite entre Chile y Argentina. El apilamiento tectónico generó una amplia cuenca de antepaís, que ocupó una faja de sentido meridiano, alcanzando hacia el este sectores de las actuales sierras Pampeanas. El relleno del Mioceno temprano a medio de esta cuenca posee en numerosos sectores, espesores de varios miles de metros de depósitos terrígenos y volcanoclásticos; en algunas regiones estos depósitos son aparentemente continuos (figuras 3 y 4), pero en otras se observan discontinuidades entre fines del Mioceno temprano y mediados del Mioceno medio (figuras 7, 8, 9 y 11), que podrían correlacionarse con una nueva variación en la oblicuidad entre las placas de Nazca y América del Sur, que pasó de valores de 30° a unos 15°. Este período podría corresponder al comienzo de la fase Quechua I, según la propuesta de algunos autores (Salfity, 2004), la que habría continuado hasta fines del Mioceno medio.

En la región de la llanura Chacopampeana, luego del importante hiato del Paleógeno, se depositó una gran secuencia sedimentaria que se desarrolló en forma esencialmente continua entre comienzos del Mioceno temprano y comienzos del Mioceno tardío. Estos depósitos se desarrollaron desde el margen oriental de las sierras Pampeanas y Subandinas, hasta algunos kilómetros al este del río Paraná (Marengo, 2015) o del margen atlántico bonaerense, donde entraron en contacto con los depósitos marinos de las cuencas del Salado y del Colorado. Este depocentro es conocido en forma general como cuenca Chacoparanense, y tuvo una subsidencia de algunos pocos cientos de metros (figura 16), producida por topografía dinámica (Astini *et al.*, 2014). El relleno corresponde a depósitos clásticos y volcanoclásticos continentales, generalmente de grano fino, con la intercalación de los depósitos de dos transgresiones marinas atlánticas de gran distribución regional, y es conocido como Grupo Litoral (Marengo, 2015). El desarrollo de las ingresiones marinas estuvo favorecido por la coincidencia en el tiempo de máximos eustáticos globales y períodos de mayor subsidencia, estos últimos asociados a variaciones de la convergencia en el margen occidental del continente (figura 14); a su vez las únicas discontinuidades significativas se correlacionan muy bien con períodos de incremento en la tasa de convergencia u oblicuidad entre las placas de Nazca y América del Sur, hacia los 25 y los 15 millones de años (bases del Grupo Litoral y de la Formación Paraná, respectivamente), y en forma aproximada con las discontinuidades mencionadas en los depósitos de la región andina, desarrollados al oeste.

Hacia principios del Mioceno tardío comenzó la horizontalización de la placa subducida y se produjo una disminución paulatina en la tasa de convergencia. Como consecuencia se generó la migración del frente orogénico y de la actividad volcánica hacia el este, y la fragmentación del antepaís andino. En el área andina, los sedimentos del Mioceno tardío se apoyan generalmente sobre los anteriores en forma discordante, asociados a la fase Quechua, en tanto que en la llanura Chacopampeana, corresponden a depósitos relacionados a la regresión del mar paranense y la instalación de ambientes principalmente fluviales (abanicos aluviales del Chaco, formaciones Puelches, Ituzaingó y equivalentes).

Los ambientes depositacionales del sector andino son típicos de este tipo de entorno tectónico, con una tendencia granodecreciente hacia el este. En la Puna se formaron numerosas cuencas intermontanas asociadas a importantes edificios volcánicos, con acumulaciones detríticas de grano grueso a fino, e importante contribución volcánica y volcanoclástica; fue frecuente la formación de ambientes lagunares con depositación de calizas y evaporitas. Hacia el este, los depósitos de la Cordillera Oriental, Calchaquenia, Sierras Subandinas y el Sistema de Santa Bárbara, poseen menor influencia volcánica directa, y una granulometría generalmente más fina, con predominio de ambientes fluviales y de playa, y con algunos niveles palustres probablemente relacionados a las ingresiones marinas. Hacia el sur se observa una tendencia similar, con predominio de volcanitas, depósitos volcanoclásticos y terrígenos gruesos en la Cordillera Principal y en la Cordillera Frontal, y una disminución de la granulometría y del contenido volcanoclástico en los depósitos conocidos en la Precordillera, Famatina y Sierras Pampeanas. En esta última región, la existencia de depósitos continentales de escaso espesor sugiere un ambiente tectónico de do-

mamiento periférico. Del mismo modo que en el NOA, en el sector andino central, diversas evidencias sugieren una esporádica conexión o una marcada influencia de las ingresiones marinas miocenas provenientes del este.

En la región Chacopampeana, el registro sedimentario continental (Formación Chaco) refleja ambientes de baja energía, dominados por sedimentación fluvial, eólica y palustre, con momentos de importante aporte volcánico-clástico fino desde la cordillera, y aportes locales desde las áreas elevadas circundantes (Sierras Pampeanas, Alto Central Chaqueño, Sierras Subandinas). Los sedimentos de la Formación Chaco, y unidades equivalentes situadas al oeste, están distribuidos en forma casi exclusiva en el subsuelo, y en consecuencia su conocimiento es muy pobre; se depositaron en períodos de mar bajo o en zonas periféricas a las grandes transgresiones, y muy probablemente posean una complejidad y diversidad mucho mayor a la conocida actualmente. Los depósitos de las transgresiones marinas del Mioceno temprano y medio (TLP y TEP) indican ambientes someros y con frecuentes avances y retrocesos de las líneas de costa; durante los momentos de mayor nivel eustático se habrían producido brazos marinos que ingresaron hacia el oeste a través de pasos en las Sierras Pampeanas.

Desde el punto de vista climático, la región andina parece haber estado dominada por una marcada aridez, dada la abundancia de depósitos eólicos y de barreal, y ambientes palustres de extensión reducida. El registro de mamíferos y palinomorfos sugiere temperaturas relativamente más elevadas a las dominantes durante el Mioceno tardío, y el eventual desarrollo de ambientes cerrados. En el ambiente marino, el registro fosilífero y litológico indica climas más cálidos a los actuales, con un máximo en la temperatura del agua durante el Mioceno temprano. Es una tarea pendiente conocer con mayor profundidad la influencia de los ambientes marinos interiores sobre las áreas emergidas. La presencia de enormes superficies inundadas, y las frecuentes migraciones de las líneas de costa, habrían producido cambios climáticos de gran relevancia en el interior continental, con variaciones en las lluvias y la circulación atmosférica, que necesariamente influyeron sobre la meteorización, erosión y depositación de los sedimentos, y sobre la composición y distribución de las biotas.

AGRADECIMIENTOS

Numerosos colegas han colaborado con bibliografía y consejos para la elaboración de esta síntesis a lo largo de los últimos cinco años. Naturalmente es imposible recordarlos a todos por defectos de la memoria, pero entre ellos queremos mencionar especialmente a José Salfity, Ricardo Alonso, Laura Giambiagi, Ricardo Astini, Adan Tauber, Diego Winocur y David Tineo. Nuestro reconocimiento a la compleja labor de los editores.

BIBLIOGRAFÍA

- Aceñolaza, P. G. y Aceñolaza, F. G. 1996. Improntas foliares de una Lauraceae en la Formación Paraná (Mioceno superior), en Villa Urquiza, Entre Ríos. *Ameghiniana* 33 (2): 155-159.
- Agnolin, F. y Noriega, J. I. 2012. Una nueva especie de ñandú (Aves: Rheidae) del Mioceno tardío de la Mesopotamia, Argentina. *Ameghiniana* 49: 236–246.
- Alonso Muruaga, P. J. y Buatois, L. A. 2012. La Formación Vallecito (Mioceno Inferior) y su contenido icnológico. I Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, Resúmenes, San Miguel de Tucumán.
- Alonso, M. S., Limarino, C. O., Litvak, V. D., Poma, S. M., Suriano, J. y Remesal, M. B. 2011. Paleogeographic, magmatic and paleoenvironmental scenarios at 30°S during the Andean orogeny: Cross sections from the volcanic-arc to the orogenic front (San Juan, Argentina). En: Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. (Eds.), *Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina*: 23-45. SCS Publisher, Salta.
- Alonso, R. N. 1992. Estratigrafía del Cenozoico de la cuenca de Pastos Grandes (Puna Salteña) con énfasis en la Formación Sijes y sus boratos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47 (2): 189-199.
- Alonso, R. N. 2000. El terciario de la Puna en tiempos de la ingresión marina paranaense. En: Aceñolaza, F. G. y Herbst, R. (Eds.), *El Neógeno de Argentina*: 163-180. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 14, San Miguel de Tucumán.
- Anzótegui, L. M. 1990. Estudio Palinológico de la Formación Paraná (Mioceno Superior) “Pozo Josefina”, Provincia de Santa Fe, Argentina. II Parte: Paleocomunidades. *Facena* 9: 75-86.
- Anzótegui, L. M. 2001. *Bulnesia* (Zygophyllaceae) en la Formación San José (Mioceno medio), provincia de Tucumán, Argentina. *Boletín Sociedad Argentina de Botánica* 36 (Suplemento): 136.
- Anzótegui, L. M. 2002 a. Fabaceae en la Formación San José, Mioceno medio, Tucumán, Argentina. VIII Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía: 23. Corrientes.
- Anzótegui, L. M. 2002 b. Paleocomunidades vegetales de tres Formaciones del Mioceno del NW argentino. VIII Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía: 24. Corrientes.
- Anzótegui, L. M. 2002 c. Hojas de Myrtaceae en la Formación San José (Mioceno medio) Provincia de Tucumán, Argentina. *Ameghiniana* 39 (3): 321-330.
- Anzótegui, L. M. y Aceñolaza, P. G. 2006. Macroflora en la Formación Paraná (Mioceno medio), en la provincia de Entre Ríos (Argentina). IX Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Resúmenes: 29, Córdoba.
- Anzótegui, L. M. y Cristalli, P. 2000. Hojas de Malvaceae en el Neógeno de Argentina y Brasil. *Ameghiniana* 37 (2): 169-180.
- Anzótegui, L. M. y Ferraro, L. I. 2000. Líquenes folícolas en la Formación San José (Mioceno medio) Tucumán, Argentina. *Geociencias, Número Especial* 5: 256.

- Anzótegui, L. M. y Garralla, S. S. 1985. Estudio palinológico de la Formación Paraná (Mioceno Superior), (Pozo Josefina), Provincia de Santa Fe, Argentina. 1º parte: Descripciones sistemáticas. *Facena* 6: 101-177.
- Anzótegui, L. M. y Herbst, R. 2003. Megaflora (hojas y frutos) de la Formación San José (Mioceno medio) en Río Seco, Departamento Santa María, provincia de Catamarca, Argentina. *Universidad Nacional del Nordeste, Comunicaciones Científicas y Tecnológicas 2003: Resumen: B-021.*
- Anzótegui, L. M. y Morton, L. S. 2000. Capítulos de Asteraceae en la flora de la Formación San José (Mioceno medio), Tucumán, Argentina. *Reunión anual de Comunicaciones de la APA, Mar del Plata. Ameghiniana* 37 (4) Suplemento: 69R (Resúmenes).
- Aramayo, A., Guzmán, S., Hongn, F. y del Papa, C. 2014. Ignimbrita en la Formación Angastaco (Mioceno), Las Viñas, Valle Calchaquí: Propuesta de correlación y área fuente. *XIX Congreso Geológico Argentino. Resúmenes. Córdoba.*
- Arcila Gallego, P. A. 2010. Los depósitos sinorogénicos del sur de Mendoza y su relación con la faja plegada y corrida de Malargüe (35° -36°S), Mendoza. Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 379 pp. Buenos Aires.
- Armando, V. 1949. Observaciones geológicas en la Alta Cordillera de Mendoza, Depto. de Tunuyán entre el río Palomares y el Cordón del Marmolejo al oeste del río Tunuyán. Tesis Doctoral Universidad Nacional de La Plata, 93 pp.. La Plata.
- Astini, R. A., Tauber, A. A., Marengo, H. G. y Oviedo, N. Del V. 2014. Cubierta cenozoica (Paleógeno-Neógeno). En: Martino, R. D. y Guerreschi, A. B. (eds), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba. Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino, versión CD.*
- Azeglio, E. A., Giménez, M. E. e Introcaso, A. 2008. Análisis de subsidencia de la cuenca de las Salinas, sierras Pampeanas Occidentales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (2): 272-280.
- Baby, F., Moretti, I., Guillier, B., Limachi, R., Méndez, E., Oller, J. y Spetch, M. 1995. Petroleum System of the Northern and Central Bolivian Sub-Andean Zone. En: Tankard, A. J., Suárez, S. R. y Welsink, H. J. (Eds.) *Petroleum Basins of South America: 445-458. AAPG Memoir* 62, Tulsa.
- Baldauf, P., Stephens, G., Nullo, F., Combina, A. y Kunk, M. 1997. Tertiary uplift, magmatism and sedimentation of the Andes, Southern Mendoza Province, Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 29 (6): A-48.
- Bardack, D. 1961. New tertiary teleosts from Argentina. *American Museum Novitates* 2041: 1-27.
- Barreda, V. D., Gutiérrez, P. R. y Limarino, C. O. 1998. Edad y paleoambiente de la "serie del yeso", valle del Cura, provincia de San Juan: evidencias palinológicas. *Ameghiniana* 35 (3): 321-335.
- Barreda, V. D., Limarino, C., Fauqué, L., Tripaldi, A. y Net, L. 2003. Primer registro palinológico del miembro inferior de la Formación Cerro Morado (Mioceno), Precordillera de La Rioja. *Ameghiniana* 40: 81-88.

- Barreda, V. D., Ottone, E. G., Dávila, F. M. y Astini, R. A. 2006. Edad y paleoambiente de la Formación del Buey (Mioceno), sierra de Famatina, La Rioja, Argentina: evidencias sedimentológicas y palinológicas. *Ameghiniana* 43 (1): 215-226.
- Barreda, V., Anzótegui, L. M., Prieto, A. R., Aceñolaza, P., Bianchi, M. M., Borromei, A. M., Brea, M., Caccavari, M., Cuadrado, G. A., Garralla, S., Grill, S., Guerstein, G. R., Lutz, A. I., Mancini, M. V., Mautino, L. R., Ottone, E. G., Quattrocchio, M. E., Romero, E. J., Zamalao, M. C. y Zucol, A. 2011. Diversificación y cambios de las angiospermas durante el Neógeno en Argentina. Asociación Paleontológica Argentina. Publicación Especial 11 Ameghiniana 50º aniversario: 173-191.
- Basaez, A. 2016. Geología del Neógeno y Cuaternario de la cuenca del Río Quinto, San Luis, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, 337 pp. San Luis.
- Basaez, A. y Chiesa, J. 2014. Análisis de Facies de la Formación. Paso de las Carretas (San Luis, Argentina). XIX Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 7, Córdoba.
- Battaglia, A. A. C. 1982. Descripción geológica de las Hojas 13 f, Río Hondo; 13 g, Santiago del Estero; 14 g, El Alto; 14 h, Villa San Martín y 15 g, Frías. Provincias de Santiago del Estero, Catamarca y Tucumán. Carta Geológico-Económica de la República Argentina, Boletín 186. Escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Subsecretaría de Minería, Secretaría de Estado de Industria y Minería, Ministerio de Economía. República Argentina.
- Becker, D. y Bertels, A. 1980. Micropaleontología de la secuencia terciaria de la perforación Puelche (margen continental argentino). Actas II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 2: 315-333, Buenos Aires.
- Bercowski, F., Ruzycki, L., Jordan, T., Zeitler, P., Caballero, M. M. y Pérez, I. 1993. Litofacies y edad isotópica de la secuencia La Chilca y su significado paleogeográfico para el Neógeno de Precordillera. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 212-217. Mendoza.
- Bertels, A. y Zabert, L. 1980. Microfauna del Grupo Santa María (Terciario Superior) en las provincias de Catamarca y Tucumán, República Argentina. Actas II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 3: 67-73. Buenos Aires.
- Bertolino, S. R. A., Poiré, D. G. y Carignano, C. 2000. Primer registro de sedimentitas marinas terciarias aflorantes en las Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55 (1-2): 121-124.
- Blasco, G., Caminos, R.L., Lapido, O., Lizuaín, A., Martínez, H., Nullo, F., Panza, J.L. y Sacomani, L. 1994. Hoja Geológica 2966-II, San Fernando del Valle de Catamarca, provincias de Catamarca, Santiago del Estero y Tucumán. Programa nacional de cartas geológicas de la República Argentina, 1:250.000: 50 pp. SEGEMAR, Buenos Aires.

- Boll, A. y Hernández, R. 1986. Interpretación estructural del área Tres Cruces (provincia de Jujuy, Argentina). Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera época, año 3 (7): 2-14.
- Boltovskoy, E. 1980. Perforación Gil 1, provincia de Buenos Aires (foraminíferos, edad, paleoambiente). Ameghiniana 17 (4): 339-362.
- Bondenbender, G. 1922. "El Nevado de Famatina" (Provincia de La Rioja). Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería 16, 1 p.
- Bossi, G. E. y Muruaga, C. M. 2009. Estratigrafía e inversión tectónica del 'rift' neógeno en el Campo del Arenal, Catamarca, NO Argentina. Andean Geology 36 (2): 311-341.
- Bossi G.E. y Palma R.M. 1982. Reconsideración de la estratigrafía del Valle de Santa María, Provincia de Catamarca, Argentina. V Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1: 155-172.
- Bossi, G. E., Gavriloff, I. J. C., Esteban, G. 1998. Terciario (Estratigrafía, bioestratigrafía y paleogeografía). En: Gianfrancisco, M., Puchulu, M. E., Durango de Cabrera, J. y Aceñolaza, G. F. (Eds.). Geología de Tucumán: 87-110. Publicación Especial del Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán, Tucumán.
- Bossi, G. E., Vides, M. E., Georgieff, S. M., Muruaga, C. M. e Ibáñez, L. M. 2000. Análisis de las paleocorrientes y de la varianza de los componentes a tres niveles, Neógeno del valle del Cajón, Catamarca, Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 7: 23-47.
- Brea, M. y Zucol, A. 2000. Lignoflora del Cenozoico superior del Noroeste Argentino. En: Aceñolaza, F. G. y Herbst, R. (Eds.), El Neógeno de Argentina: 245-254. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 14, San Miguel de Tucumán.
- Brea, M., Aceñolaza, P. G. y Zucol, A. F. 2001. Estudios paleoxilológicos en la Formación Paraná, Entre Ríos, Argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 8: 7-17.
- Buelow, E., Suriano, J., Mahoney, J. B., Kimbrough, D. L., Giambiagi, L. B. y Mes-cua, J. F. 2015. Evolution of the Neogene Cacheuta basin: a record of orogenic exhumation and basin inversion in the South Central Andes. GSA Annual Meeting, paper 317-318, Baltimore. Maryland.
- Caffe, P. J., Trumbull, R. B., Coira, B. L. y Romer, R. L. 2002. Petrogenesis of Early Neogene magmatism in the Northern Puna; implications for magma genesis and crustal processes in the Central Andean Plateau. Journal of Petrology 43: 907-942.
- Camina, S. 2016. Análisis Sedimentológico y Estratigráfico de Unidades Sedimentarias pre-pleiocenas al Sur de la Sierra de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, 157 pp. San Luis.
- Cappiello, D. 2004. Estratigrafía y Sedimentología de la Formación San Roque (Terciario) al Sudoeste de la Sierra de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura,

- Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, 80 pp. San Luis.
- Cerdeño, E. 2007. Systematic position of the Mesotheriidae (Notoungulata) from the Mariño Formation (Miocene) in Divisadero Largo, Mendoza, Argentina. *Geobios* 40: 767–773.
- Cerdeño, E. 2011. Quebrada Fiera (Mendoza), an important paleobiogeographic center in the South American late Oligocene. *Estudios Geológicos* 67: 375-384.
- Cerdeño, E. y Reguero, M. 2015. The Hegetotheriidae (Mammalia, Notoungulata) assemblage from the late Oligocene of Mendoza, central-western Argentina. *Journal of Vertebrate Paleontology* 35: e907173
- Cerdeño, E. y Vera B. 2010. *Mendozahippus fierensis* gen. et sp. nov., new Notohippidae (Notoungulata) from the late Oligocene of Mendoza (Argentina). *Journal of Vertebrate Paleontology* 30: 1805-1817.
- Cerdeño, E. y Vera B. 2015. A new Leontiniidae (Notoungulata) from the Late Oligocene beds of Mendoza Province, Argentina. *Journal of Systematic Palaeontology* 11: 943-962.
- Cerdeño, E. y Vucetich, M. G. 2007. The first rodent from the Mariño Formation (Miocene) at Divisadero Largo (Mendoza, Argentina) and its biochronological implications. *Revista Geológica de Chile* 34 (2): 199-207.
- Cerdeño, E., González Riga, B. y Bordonaro, O. 2006. Primer hallazgo de mamíferos en la Formación Mariño (Mioceno) en Divisadero Largo (Mendoza, Argentina). *Ameghiniana* 43: 205–214.
- Cerdeño, E., Reguero, M. y Vera, B. 2010. Deseadan Archaeohyracidae (Notoungulata) from Quebrada Fiera (Mendoza, Argentina) in the paleobiogeographic context of the South American late Oligocene. *Journal of Paleontology* 84 (6): 1177-1187.
- Charrier, R., Farías, M. y Maksaev, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile Norte y Central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 5-35.
- Chiotti, O.V. 1946. Estratigrafía y tectónica del oeste de la ciudad de Mendoza y Las Heras. Tesis Doctoral Universidad Nacional de Córdoba, 233 pp. Córdoba.
- Ciccioli, P. L., Limarino, C. O., Marensi, S. A., Tedesco, A. M. y Tripaldi, A. 2011. Tectosedimentary evolution of the La Troya and Vinchina depocenters (northern Bermejo Basin, Tertiary), La Rioja, Argentina. En: Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. (eds.) *Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina*: 91-110. SCS Publisher, Salta.
- Ciccioli, P. L., Gómez O'Connell, M, Limarino. C. O. y Marensi, S. A. 2013. La sucesión terciaria de la quebrada de los Pozuelos (cuenca de Vinchina): su importancia estratigráfica y paleogeográfica para el antepaís andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70 (4): 451-464.
- Cione, A. L., Vergani, G., Starck, D. y Herbst, R. 1995. Los peces de la Quebrada de La Yesera, provincia de Salta, Argentina. Su valor como indicadores ambientales y su antigüedad. *Ameghiniana* 32: 129-140.

- Cione A. L., Gasparini G., Soibelzon E., Soibelzon L. H. y Tonni E. P. 2015. The Great American Biotic Interchange. A South American Perspective. Springer, Dordrecht, 96 pp.
- Cladouhos, T. T., Allmendinger, R. W, Coira, B., Farrar, E. 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: Fault kinematics from the northern Puna, northwest Argentina and southern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences* 7 (2), 209-228.
- Combina, A. M. y Nullo, F. 2011. Ciclos tectónicos, volcánicos y sedimentarios del Cenozoico del sur de Mendoza-Argentina (35°-37°S y 69°30'W). *Andean Geology* 38 (1): 198-218.
- Combina, A., Nullo, F., Baldauf, P. y Stephens, G. 1997. Ubicación estratigráfica de la Formación Agua de la Piedra, Cuchilla de la Tristeza, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 460-464. Antofagasta.
- Combina, A. M.; Nullo, F.; Vera, B.; Hernández del Pino, S.; Bourguet, M. y Cerdeño, E. 2015. El Miembro medio de la Formación Mariño: Implicancias bioestratigráficas y paleoclimáticas en El Mioceno Inferior de Mendoza. III Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, Resúmenes, Corrientes.
- Contreras, V. H. 1989, Vertebrados fósiles y edad de la Formación Chinchas, Calingasta, San Juan. VI Jornada Argentina de Paleontología de Vertebrados: 7-10. Buenos Aires.
- Contreras, V. H., Damiani, O., Milana, J. P., Bracco, A. y Barrera, O. M. 1990. Paleógeno y Neógeno de San Juan. XI Congreso Geológico Argentino, Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan: 154-185. San Juan.
- Cortéz, J. y Costa, C. 1991. Tectónica extensional en el sector Potrero de Los Funes-Las Chacras, San Luis. VII Reunión de Microtectónica. Actas: 4, Bahía Blanca.
- Costa, C. 1992. Neotectónica del sur de la Sierra de San Luis. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, 390 pp. San Luis.
- Costa, C., Gardini, C. y Schmidt, C. 1995. La inversión tectónica de las cuencas del oeste de la Provincia de San Luis. Evolución tectosedimentaria de cuencas de antepaís. Taller de Evolución Tectónica de Cuencas de Antepaís, Asociación Sedimentológica Argentina, Actas: 6, San Juan.
- Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D. y Ulacco, H. 1997. Descripción Geológica de la Hoja Geológica escala 1:250.000: -"Santa Rosa (3366-II)", Provincias de San Luis y Córdoba. Boletín N° 373. SEGEMAR-Universidad Nacional de San Luis (Dpto. de Geología).
- Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D. y Ulacco, H. 1999. Descripción Geológica de la Hoja Geológica escala 1:250.000: -"San Francisco (3366-I)",

- Provincias de San Luis, San Juan y Mendoza. Boletín N° 278. SEGEMAR-Universidad Nacional de San Luis (Dpto. de Geología).
- Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D. y Ulacco, H. 2000. Descripción Geológica de la Hoja Geológica escala 1:250.000: -"San Luis (3366-III)", Provincias de San Luis y Mendoza. Boletín N° 293. SEGEMAR-Universidad Nacional de San Luis (Dpto. de Geología).
- Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D. y Ulacco, H. 2005. Descripción Geológica de la Hoja Geológica escala 1:250.000: -"Villa Mercedes (3366-IV)", Provincias de San Luis y Córdoba. Boletín N° 348. SEGEMAR-Universidad Nacional de San Luis (Dpto. de Geología).
- Croft, D. A., Anaya, F., Auerbach, D., Garzione, C. y MacFadden, B. J. 2009. New data on Miocene Neotropical provinciality from Cerdas, Bolivia. *Journal of Mammalian Evolution* 16: 175–198.
- Da Poian, G., Garcia, V. H., Bechis, F., Aragón, E., Gentile, A., Roberts, A., Seggiaro, R. y Caffè, P. 2015. Edades U-Pb en circones detriticos de la Formación Hualfin y su implicancia en la evolución tectónico-estratigráfica cenozoica del noroeste de las Sierras Pampeanas. XVI Reunión de Tectónica, Resúmenes, General Roca, Río Negro.
- Dávila, F. M. 2005. Revisión estratigráfica y paleoambientes del Grupo Angulos (Neógeno), sierra de Famatina, La Rioja, Argentina; y su significado en el relleno del antepaís fragmentado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (1): 32-48.
- Dávila, F.M. y Astini, R.A. 2002. Geología de la Formación del Crestón, sierra de Famatina, Argentina: Sedimentación paleógena en el antepaís andino? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (4): 463-482.
- Dávila, F. M. y Lithgow-Bertelloni, C. 2013. Dynamic Topography in South America. *Journal of South American Earth Sciences* 43: 127-144.
- del Papa, C., Hongn, F., Payrola Bosio, P., Powell, J., Deraco, V. y Herrera, C. 2013. Relaciones estratigráficas de las Formaciones Quebrada de Los Colorados y Angastaco (Paleógeno-Neógeno), Valles Calchaquíes, Salta (Argentina): Significado en l análisis de la cuenca del Grupo Payogastilla. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 20 (1): 51-64.
- del Río, C. J. 2000. Malacofauna de las Formaciones Paraná y Puerto Madryn (Mioceno marino, Argentina): su origen, composición y significado bioestratigráfico. En: Aceñolaza, F. G. y Herbst, R. (Eds.), *El Neógeno de Argentina: 77-101*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 14, San Miguel de Tucumán.
- Dessanti, R. N. 1954. La estructura geológica de la Sierra Pintada (Departamento de San Rafael, provincia de Mendoza): *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 9 (4): 246–252.
- Dessanti, R. N. 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c-Cerro Diamante (Provincia de Mendoza): *Boletín de la Dirección Nacional de Minería* 85: 1-79. Buenos Aires.

- Dessanti, R. N. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 29b, Bardas Blancas, provincia de Mendoza. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 139: 70 pp. Buenos Aires.
- Díaz, J.I. y Malizia, D. 1983. Estudio geológico y sedimentológico del Terciario Superior del valle Calchaquí, Salta. Boletín Sedimentológico 2:8-28.
- Díaz, J. I., Malizia, D. y Bossi, G. E. 1987. Análisis estratigráfico del Grupo Payogastilla (Terciario superior). X Congreso Geológico Argentino, Actas II: 113-116. San Miguel de Tucumán.
- Di Marco, L. 2005. Geología y fracturas en la estructura San Pedro, sierra del Alto Río Seco, Sierras Subandinas, provincia de Salta. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60 (4): 696-713.
- Di Paola, E. 1994. Distribución y evolución de los depósitos cenozoicos de la provincia de San Luis entre los 32°20' y 34° de latitud sur, Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 1: 33-52.
- Di Paola, E. y González, M. 1992. Silicolitofitos en secuencias continentales terciario-pleistocenas, sur de la Sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 47 (1):111-112.
- Di Paola, E. y Rivarola D. 1992. Formación San Roque: Complejo Fanglomerádico Fluvial Terciario tardío, sur de la sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 47 (1): 23-29.
- Dunn, J. F., Hartshorn, K. G. y Hartshorn, P. W. 1995. Structural Styles and Hydrocarbon Potencial of the Sub-Andean Thrust Belt of Southern Bolivia. En: Tankard, A. J., Suárez S. R. y Welsink, H. J. (Eds.), Petroleum Basins of South America. AAPG Memoir 62: 523-543. Tulsa.
- Echevarría, A. y Marengo, H. G. 2005. Ostrácodos marinos del Mioceno de Entre Ríos: revisión y nuevos datos del área de Diamante. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 309-316, La Plata.
- Echevarría, A. y Marengo, H. G. 2006. Ostrácodos del Oligoceno tardío-Mioceno del subsuelo de la cuenca Chacoparanense. IX Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Resúmenes: 64, Córdoba.
- Esteban, G., Nasif, N. y Georgieff, S. 2014. Cronobioestratigrafía del Mioceno tardío-Plioceno temprano, Puerta de Corral Quemado y Villavil, provincia de Catamarca, Argentina. Acta Geológica Lilloana 26 (2): 165-192.
- Ezpeleta, M., Dávila, F. M. y Astini, R. A. 2006. Estratigrafía y paleoambientes de la Formación Los Llanos (La Rioja): una secuencia condensada miocena en el antepaís fragmentado andino central. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61 (2): 171-186.
- Flores, M. A. 1969. El bolsón de las Salinas en la provincia de San Luis. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 311-327, Mendoza.
- Folguera, A. y Zárata, M., 2011. Neogene sedimentation in the Argentine foreland between 34°30' S and 41° S and its relation to the Andes evolution. En: Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. (Eds.), Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina: 123-134. SCS Publisher, Salta.
- Forasiepi, A. M., Martinelli, A. G., de la Fuente, M. S., Dieguez, S. y Bond, M. 2011. Paleontology and stratigraphy of the Aisol Formation (Neogene), San Rafael,

- Mendoza. En: Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. (Eds.), *Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina*: 135-154. SCS Publisher, Salta.
- Forasiepi, A. M., Cerdeño, E., Bond, M., Schmidt, G. I., Naipauer, M., Straehl, F. R., Martinelli, A. G., Garrido, A. C., Schmitz, M. D. y Crowley J. L. 2015. New toxodontid (Notoungulata) from the early Miocene of Argentina: the extra-Patagonian fossil record. *Paläontologische Zeitschrift* 89: 611–634.
- Galli, C. 1992. Facies de la Formación Río Seco y Anta (Terciario), en el arroyo Las Tortugas, Departamento Anta, provincia de Salta. IV Reunión Argentina de Sedimentología, Actas III: 145-152.
- Galli, C. 1995. Estratigrafía y sedimentología del Subgrupo Metán (Grupo Orán-Terciario), provincia de Salta. Argentina. Tesis doctoral Universidad Nacional de Salta, Escuela del Doctorado, 109 pp. Salta.
- Galli, C. I. y Hernández, R. M. 1999. Evolución de la Cuenca de Antepaís desde la zona de la cumbre Calchaquí hasta la Sierra de Santa Bárbara, Eoceno inferior-Mioceno medio, provincia de Salta, Argentina. *Acta Geologica Hispanica* 34 (2-3): 77-92.
- Galli, C. I., Hernández, R. M. y Reynolds, J. 1996. Análisis paleoambiental y ubicación geocronológica del Subgrupo Metán (Grupo Orán, Neógeno), en el río Piedras, departamento Metán, Salta, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 12 (46): 99-107.
- Galli, C. I., Ramírez, A., Reynolds, J., Viramonte, J. G., Idleman, B. y Barrientos, C. 2011. Procedencia de los depósitos del Grupo Payogastilla (Cenozoico), río Calchaquí, provincia de Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68 (2): 261-276.
- Galván, A. F. y Ruiz Huidobro, O. 1965. Geología del valle de Santa María. Estratigrafía de las formaciones Mesozoico-Terciarias. *Acta Geologica Lilloana* 7: 217-230.
- Gangui, A. 1998. A combined structural interpretation base don seismic data and 3-D gravity modeling in the northern Puna/Eastern Cordillera. Tesis Doctoral Freie Universität Berlin, 176 pp. Berlin.
- Garrido A., Kramarz A., Forasiepi A. y Bond M. 2012. Estratigrafía, mamíferos fósiles y edad de las secuencias volcano-sedimentarias cenozoicas de la sierra de Huantraico-sierra Negra y cerro Villegas (provincia del Neuquén, Argentina). *Andean Geology* 39: 482–510.
- Garrido, A. C., Turazzini, G. F., Bond, M., Aguirrezabala, G. y Forasiepi, A. M. 2014. Estratigrafía, vertebrados fósiles y evolución tectosedimentaria de los depósitos neógenos del Bloque de San Rafael (Mioceno–Plioceno), Mendoza, Argentina. *Acta Geologica Lilloana* 26: 133–164.
- Gavriloff, I. y Bossi, G. E. 1992. Revisión general, análisis facial, correlación y edad de las Formaciones San José y Río Salí (Mioceno medio), Provincias de Catamarca y Tucumán y Salta, República Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 17 (2): 5-53.
- Gebhard J., Giudici A. R. y Oliver Gascón J. 1974. Geología de la comarca entre el río Juramento y arroyo Las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29 (3): 367.

- Georgieff, S. M., Ibañez, L. M. y Bossi, G. E. 2009. El subsuelo del campo de Talamapaya: estratigrafía y evolución tectónica. Cuenca de Ischigualasto-Ischichuca, La Rioja, Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 21 (2): 66-76.
- Giambiagi, L. B. 2003. Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal, entre los 33°30' y 33°45'S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (1): 85-96.
- Giambiagi, L. B. y Ramos, V. A. 2002. Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30'-33°45'S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 101-116.
- Giambiagi, L. B., Tunik, M. A. y Ghiglione, M. 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33°30'-34°S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 707-724.
- Giambiagi, L. B., Ramos, V. A., Godoy, E., Álvarez, P. P. y Orts, S. 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics* 22 (4), 18 p.
- Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Hoke, G., Suriano, J., Spagnotto, S., Moreiras, S. M., Lossada, A., Mazzitelli, M., Toural Dapoza, R., Folguera, A., Mardonez, D. y Pagano, D. S. 2016. Cenozoic Orogenic Evolution of the Southern Central Andes (32–36°S). En: Folguera, A., Naipauer, M., Sagripanti, L., Ghiglione, M. C., Orts, D. L. y Giambiagi, L. (Eds.), *Growth of the Southern Andes*: 63-98. Springer Earth System Sciences.
- González Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5: 81-110.
- González Díaz, E. F. 1964. Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la Hoja 27d-San Rafael y zona occidental vecina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19 (3): 151-188.
- González Díaz, E. F. 1972. Descripción geológica de la Hoja 27d- San Rafael, Provincia de Mendoza. *Boletín de la Dirección Nacional de Minería* 132: 1-127. Buenos Aires.
- Gorroño, R., Pascual, R. y Pombo, R. 1979. Hallazgo de mamíferos eógenos en el sur de Mendoza. Su implicancia en las dataciones de los "rodados lustrosos" y del primer episodio orogénico del Terciario en esa región. VII Congreso Geológico Argentino, Actas: 475-487.
- Gorustovich, S. A., Monaldi, C. R. y Salfity, J. A. 2011. Geology and metal ore deposits in the Argentine Puna. En: Salfity, J. A. y Marquillas, R.A. (Eds.) *Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina*: 169-187. SCS Publisher, Salta.
- Guerstein, G. R. 1990. Palinología estratigráfica del Terciario de la Cuenca del Colorado, República Argentina. Parte III: Estudio sistemático y estadístico de la perforación Puerto Belgrano N°20. *Revista Española de Micropaleontología* 22 (3): 459-480.
- Guerstein, G. R. y Guler, M. V. 2000. Bioestratigrafía basada en quistes de dinoflagelados del Eoceno-Mioceno del pozo (YPF) Ombucta x-1, Cuenca del Colorado, Argentina. *Ameghiniana* 37 (1): 81-90.

- Guerstein, G. R. y Junciel, G. L. 2001. Quistes de dinoflagelados del Cenozoico de la Cuenca del Colorado, Argentina. *Ameghiniana* 38 (3): 299-316.
- Guerstein, G. R. y Quattrocchio, M. 1988. Palinozonas e interpretación estratigráfica mediante análisis de agrupamiento del Terciario de la Cuenca del Colorado, República Argentina. *Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas*: 27-35, Bahía Blanca.
- Guler, M. V. y Guerstein, G. R. 2003. Quistes de dinoflagelados (Cladopyxiaceae, Gonyaulacaceae, Goniodomaceae e incierta) del Oligoceno-Plioceno temprano de la cuenca del Colorado, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 18 (1): 23-47.
- Guler, M. V., Guerstein, G. R. y Quattrocchio, M. E. 2001. Palinología del Neógeno de la perforación Cx-1, Cuenca del Colorado, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 33 (2): 183-204.
- Guler, M. V., Guerstein, G. R. y Malumián, N. 2002. Bioestratigrafía de la Formación Barranca Final, Neógeno de la Cuenca del Colorado, Argentina. *Ameghiniana* 39 (1): 103-110.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. y Vail, P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235: 1156-1167.
- Herbst, R. y Zabert, L. 1987. Microfauna de la Formación Paraná (Mioceno Superior) de la cuenca Chacoparanense, Argentina. *Facena* 7: 165-206.
- Herbst, R., Anzótegui, L. M., Esteban, G., Mautino, L. R., Morton, S., y Nasif, N. 2000. Síntesis paleontológica del Mioceno de los valles Calchaquíes, noroeste argentino. En: Aceñolaza, F. G. y Herbst, R. (Eds.), *El Neógeno de Argentina*: 263-288. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 14, San Miguel de Tucumán.
- Hernández, R. M., Jordan, T. E., Dalenz Farjat, A., Echavarría, L., Idleman, B. D. y Reynolds, J. H. 2005. Age, distribution, tectonics, and eustatic controls of the Paranense and Caribbean marine transgressions in southern Bolivia and Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 495-512.
- Hongn, F., del Papa, C., Powell, J., Payrola, P., Petrinovic, I. y Mon, R. 2011. Fragmented Paleogene foreland basin in the Valles Calchaquíes, NW of Argentina. En: Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. (Eds.), *Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina*: 189-209. SCS Publisher, Salta.
- Hulka, C., Grafe, K. U., Sames, B., Uba, C. E. y Heubeck, C. 2006. Depositional setting of the Middle to Late Miocene Yecua Formation of the Chaco Foreland Basin, southern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences* 21: 135-150.
- Ibáñez Palacios, G. P., Bazán, C. A., Dragh, F. y Carrión, M. H. 2001. Microfauna de la Formación San José (Mioceno medio), en la localidad de Yasyamayo, Tucumán, Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 18 (2): 305-310.
- Ihering, H. 1927. *Die Geschichte des Atlantischen Ozeans*. Gustav Fischer Verlag, Jena, 237 pp.
- Introcaso, A. 2003. Significativa descompensación isostática en la Cuenca del Colorado (República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (3): 474-478.

- Irigoyen, M. V. 1997. Magnetic polarity stratigraphy and geochronological constraints on the sequence of thrusting in the Principal and Frontal Cordillera and the Precordillera of the Argentine Central Andes (33°S latitude). PhD Thesis Carleton University: 392 pp. Ottawa.
- Irigoyen, M. V., Buchan, K. L., Villeneuve, M. E. y Brown, R. L. 2002. Cronología y significado tectónico de los estratos sinorogénicos neógenos aflorantes en la región de Cacheuta-Tupungato, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (1): 3-18.
- Jordan, T. E. y Mpodozis, C. 2006. Estratigrafía y evolución tectónica de la cuenca Paleógena de Arizaro-Pocitos, Puna occidental (24°-25° Sur). XI Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 57-60, Antofagasta.
- Jordan, T. E., Drake, R. E. y Naeser, C. W. 1993. Estratigrafía del Cenozoico medio en la Precordillera a la latitud del río Jáchal, San Juan, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 132-141. Mendoza.
- Jordan, T. E., Tamm, V., Figueroa, G., Flemings, P. B., Richards, D., Tabbutt, K., y Cheatham, T. 1996. Development of the Miocene Manantiales foreland basin, Principal Cordillera, San Juan, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 23 (1): 43-79.
- Jordan, T. E., Reynolds, J. H. y Erikson, J. P. 1997. Variability in the age of initial shortening and uplift in the central Andes, 16°- 33°30' S. En: Ruddiman, W. F. (Ed.), *Tectonic Uplift and Climate Change*: 41-61. Plenum Press, New York.
- Karkanis, C. y Rosello, E. A. 2004. Geología y controles estructurales de las áreas de alteración del portezuelo de las Burras (Cordillera Frontal, San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (1): 3-13.
- Kennan, L. 1999. Large scale geomorphology in the Andes: interrelationships of tectonics magmatism and climate. En: M. A Summerfield (Ed.), *Geomorphology and Global tectonics*: 167-199. J Wiley, New York.
- Lagorio, S. L. y Vizán, H. 2011. El volcanismo de Serra Geral en la provincia de Misiones: aspectos geoquímicos e interpretación de su génesis en el contexto de la Gran Provincia Ígnea Paraná-Etendeka-Angola. Su relación con el volcanismo alcalino de Córdoba (Argentina). *Geoacta* 36 (1): 27-53.
- Legarreta, L., Kokogian, D. A., Boggetti, D. A., Kozlowski, E., Cruz, C. E. y Rebay, G. 1985. Sierra de Palauco, estratigrafía y estructura, provincia de Mendoza. YPF Cuenca neuquina, Gerencia de Exploración, Subgerencia de Geología, informe inédito: 217 pp.
- Limarino, C. O., Gutiérrez, P., Malizia, D., Barreda, V., Page, S., Osters, H. y Linares, E. 1999. Edad de las secuencias Paleógenas y Neógenas de las cordilleras de La Brea y Zancarrón, Valle del Cura, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 177-181.
- Limarino, C. O., Fauqué, L. A., Cardó, R., Gagliardo, M. L. y Escosteguy, L. 2002. La faja volcánica miocena de la Precordillera septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (3): 289-304.

- Linares, E. y González, R. R. 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957–1987. Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales 19: 628 pp.
- Lince Klinger, F., Giménez, M., Martínez, M. e Introcaso, A. 2008. Las estructuras de la cuenca de Bermejo y sierra de Valle Fértil a partir de los métodos deconvolución de Euler y señal analítica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (2): 281-287.
- López, G. M., Vucetich, M. G., Carlini, A. A., Bond, M., Pérez, M. E., Ciancio, M. R., Pérez, D. J., Arnal, M. y Olivares, A. I. 2011. New Miocene mammal assemblages from Neogene Manantiales Basin, Cordillera Frontal, San Juan, Argentina. En: Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. (Eds.) *Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina*: 211-226. SCS Publisher, Salta.
- López, G. M., Bond, M. y Gelfo, J. N. 2012. Los Litopterna (Mammalia) de la Formación Chinchas (Mioceno), Cordillera Frontal, San Juan, Argentina. XXVI Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Resúmenes, Buenos Aires.
- Lutz, A. I. 1987. Estudio anatómico de maderas terciarias del Valle de Santa María (Catamarca-Tucumán) Argentina. *Facena* 7: 125-143.
- Malizia, D., Strecker, M., Herbst, R. y Carrión, M. 1990. La Formación El Morterito (Neógeno de Sierras Pampeanas): Características sedimentológicas y paleogeográficas. III Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 175-180.
- Malizia, D. C., Reynolds, J. H. y Tabbutt, K. D. 1995. Cronología de la sedimentación neógena, tectonismo y edad de la estructuración en el Campo de Talampaya, Sierras Pampeanas, provincia de La Rioja, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras, Nueva Serie* 11 (42): 78-105.
- Malumián, N. 1970. Bioestratigrafía del Terciario marino del subsuelo de la Provincia de Buenos Aires (Argentina). *Ameghiniana* 7 (2): 173-204.
- Malumián, N. 1972. Foraminíferos del Oligoceno y Mioceno del subsuelo de la Provincia de Buenos Aires. *Ameghiniana* 9 (2): 97-137.
- Malumián, N. 1978. Esbozo paleoecológico de las asociaciones foraminíferológicas terciarias de la Argentina. *Ameghiniana* 15: 161-171
- Malumián, N., Suriano, J. M. y Cobos, J. C. 1998. La Formación Barranca Final en su localidad tipo. Mioceno, cuenca del Colorado. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 125-130, Buenos Aires.
- Marengo, H. G. 2000. Rasgos micropaleontológicos de los depósitos de la Transgresión del “Entrerriense-Paranense” en la cuenca Chaco-Paranense y Noroeste Argentino. En: Aceñolaza, F. G. y Herbst, R. (Eds.), *El Neógeno de Argentina*: 29-45. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 14, San Miguel de Tucumán.
- Marengo, H. G. 2006. Micropaleontología y estratigrafía del Mioceno marino de la Argentina: las transgresiones de Laguna Paiva y del “Entrerriense-Paranense”. Tesis doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 246 pp. Buenos Aires.

- Marengo, H. G. 2015. Neogene Micropaleontology and Stratigraphy of Argentina: The Chaco-Paranense Basin and the Península de Valdés. Springer Briefs in Earth System Sciences, 218 pp.
- Marengo H. G. y Casanova, C. 2017. Desarrollo estructural de la provincia de Corrientes. XX Congreso Geológico Argentino. Actas electrónicas, San Miguel de Tucumán.
- Marengo, H. G., Echevarría, A. y Concheyro, A. 2005. Microfósiles marinos mioceños del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires y alrededores. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 317-324, La Plata.
- Marshall, L. G., Sempere, T. y Gayet, M. 1993. The Petaca (Late Oligocene-Middle Miocene) and Yecua (Late Miocene) formations of the Subandean-Chaco basin, Bolivia, and their tectonic significance. Documents du Laboratoire de Geologie de Lyon 125: 291-301**
- Martínez, L. C. A y Lutz, A. I. 2005. Primera cita de una leguminosa fósil, Formación Las Arcas, Grupo Santa María, Catamarca, Argentina. Reunión Anual de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina. Puerto Madryn, Chubut. Ameghiniana Suplemento Resúmenes 42: 34R-35R.
- Martínez, L. C. A. y Rodríguez Brizuela, R. 2011. *Gleditsioxylon riojana* nov. sp. En el Neógeno de Argentina. Sus relaciones paleoambientales y biogeográficas. Geobios 44: 461-472.
- Martínez, P., Giménez, M., Folguera, A. y Lince Klinger, F. 2014. Integrated Seismic and gravimetric models of Jocolí Basin, Argentina. Interpretation 2 (2): 57-68.
- Mautino, L. R. 2002. Cactaceae en la Formación San José (Mioceno medio), Tucumán, Argentina. VIII Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía: 26. Corrientes.
- Mautino, L. R. 2006. Primer registro del polen de Justicia L. (Acanthaceae) en el Terciario de Argentina. 13º Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Resúmenes: 77. Bahía Blanca.
- Mautino, L. R. 2007. Chlorophyta de los Valles Calchaquíes (Mioceno medio y Superior), Argentina. Revista Española de Micropaleontología 39: 81-102.
- Mautino, L. R. 2011. Nuevas especies de palinomorfos de las formaciones San José y Chiquimil (Mioceno medio y superior), noroeste de Argentina. Revista Brasileira de Paleontologia 14: 279-290.
- Mautino, L. R. y Anzótegui, L. M. 2002. Palinología de la Formación San José, Mioceno medio, en la provincia de Tucumán (Argentina). VIII Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía: 27. Corrientes.
- Mautino, L. R. y Anzótegui, L. M. 2004. Clorophyta de los Valles Calchaquíes (Mioceno medio y Superior) Argentina. Universidad Nacional del Nordeste. Comunicaciones Científicas y Tecnológicas 2004. Resumen: B-011.
- Mautino, L. R., Cuadrado, G. A. y Anzótegui, L. M. 2002. Diversidad y significado evolutivo del polen de Malvaceae (Mioceno medio) en la Formación San José, Tucumán, Argentina. VIII Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía: 27. Corrientes.

- Mautino, L. R., Cuadrado, G. A. y Anzótegui, L. M. 2004. Novedades taxonómicas, diversidad y significado evolutivo del polen de Malvaceae en el Terciario de Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 36: 467-483.
- Milana, J. P., Cevallos, M. F., Zavattieri, A. M., Prámparo, M. y Papú, H. O. 1993. La secuencia terciaria de Pachaco: sedimentología, edad, correlaciones y significado paleogeográfico. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas I: 226-234.
- Milana, J. P., Bercowski, F. y Jordan, T. 2003. Paleoambientes y magnetoestratigrafía del Neógeno de la Sierra de Mogna y su relación con la Cuenca de Antepaís Andina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (3): 447-473.
- Mirré J. C. 1966. Geología del Valle del río de los Patos (entre Barreal y Las Hornillas). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 21 (4): 211-231.
- Morton, L. S. 1982-84. Corbiculidae (Pelecypoda) de la Formación San José (Mioceno Superior) del Valle de Santa María. *Facena* 5: 41-55.
- Morton, L. S. 1986. Gastrópodos de las Formaciones San José y Chiquimil (Mioceno tardío) Catamarca y Tucumán, Argentina. *Ameghiniana* 23: 203-211.
- Murray, J. W. 1991. *Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera*. Longman Scientific & Technical, Essex, 402 pp.
- Muruaga, C. 1999. Estratigrafía de sedimentos terciarios aflorantes en la sierra de Hualfín, NE de Catamarca. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 479-482. Salta.
- Nicolaidis, D. D. y Coimbra, J. C. 2008. *Perissocytheridea carrenoae* sp. nov. (Crustacea, Ostracoda) and associated calcareous microfauna from Yecua Formation (Miocene), Bolivia. *Revista Brasileira de Paleontologia* 11: 179-186.
- Nulló, F. E., Stephens, G. C., Otamendi, J. y Baldauf, P. E. 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (2): 119-132.
- Nulló, F. E., Stephens, G., Combina, A., Dimieri, L., Baldauf, P., Bouza, P. y Zannettini, J. C. M. 2005. Hoja Geológica 3569-III/3572-IV Malargüe, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín N° 346, 93 pp, Buenos Aires.
- Núñez, E. 1976. Descripción Geológica de la Hoja 28c El Nihuil. San Rafael, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional. Informe Inédito: 102 pp. Buenos Aires.
- Ortiz Jaureguizar, E. y Cladera, G. A. 2006. Paleoenvironmental evolution of southern South America during the Cenozoic. *Journal of Arid Environments* 66: 498-532.
- Ottone, E. G., Barreda, V. D., y Pérez, D. J. 1998. Basin evolution as reflected by Miocene palynomorphs from the Chinchas Formation, Frontal Cordillera (32°S), San Juan Province, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 30 (3): 35-47.
- Ottone, E. G., Reinarte Mazurier, S. M. E. y Salinas A. 2013. Palinomorfos miocenos del subsuelo de Santiago del Estero, Argentina. *Ameghiniana* 50 (5): 509-521.

- Padula, E. y Mingramm, A. 1968. Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico-sedimentario del "Triásico" en el subsuelo de la llanura Chaco-Paranense. III Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 291-331, Buenos Aires
- Pascual, R. y Bondesio, P. 1981. Sedimentitas cenozoicas. En: Yrigoyen, M. (Ed.). Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis. Relatorio VIII Congreso Geológico Argentino: 117-154, Buenos Aires.
- Pascual, R., Ortiz-Jaureguizar, E. y Prado, J. L. 1996. Land mammals: paradigm of Cenozoic South American geobiotic evolution. En: Arratia, G. (Ed.), Contribution of Southern South America to Vertebrate Paleontology. Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen (A) 30: 265-319.
- Pérez, D. J. 2001. Tectonic and unroofing history of Neogene Manantiales foreland basin deposits, Cordillera Frontal (32° 30'S), San Juan Province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 14: 693-705.
- Pérez, D. J., Ottone, E. G., y Ramos, V. A. 1996. La ingresión marina miocena en la provincia de San Juan: sus implicancias paleogeográficas. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos: 385-398. Buenos Aires.
- Pérez, D. J. y Ramos, V. A. 1996 a. El volcanismo de la región de La Ramada. En: Ramos, V. A., Aguirre-Urreta, M. B., Álvarez, P. P., Cegarra, M., Cristallini, E. O., Kay, S. M., Lo Forte, G. L., Pereyra, F. X. y Pérez, D. J. (Eds.), Geología de la región del Aconagua. SEGEMAR, Anales 24: 275-296. Buenos Aires.
- Pérez, D. J. y Ramos, V. A. 1996 b. Los depósitos sinorogénicos. En: Ramos, V. A., Aguirre-Urreta, M. B., Álvarez, P. P., Cegarra, M., Cristallini, E. O., Kay, S. M., Lo Forte, G. L., Pereyra, F. X. y Pérez, D. J. (Eds.), Geología de la región del Aconagua. SEGEMAR, Anales 24: 317-342. Buenos Aires.
- Peri, V. G., Naipauer, M., Pimentel, M. y Barcelona, H. 2016. Eolian deposits of the southwestern margin of the Botucatu paleoerg: Reconstruction of the Gondwana landscape in Central Northern Argentina. Sedimentary Geology 339: 234-257.
- Powell, J. E. y González, O. E. 1997. Hallazgo de mamíferos en la Formación Saladillo (Grupo Santa María), próximo al río Amaicha, provincia de Tucumán. Implicancias cronológicas. Ameghiniana 34: 124.
- Prámparo, M., Papú, O. y Milana, J. P. 1995. Estudio Palinológico del Miembro inferior de la Formación Pachaco, Terciario de la provincia de San Juan. Análisis estadístico y conclusiones paleoecológicas. VI Congreso Argentino de Paleontología Bioestratigrafía. Actas 1: 207-212. Trelew.
- Prámparo, M., Papú, O. y Milana, J. P. 1996. Estudio palinológico del Miembro inferior de la Formación Pachaco, Terciario de la provincia de San Juan. Descripciones sistemáticas. Ameghiniana, 33 (4): 397-407.
- Quattrocchio, M., Durango de Cabrera, J. y Galli, C. 2003. Formación Anta (Mioceno temprano/medio), Subgrupo Metán (Grupo Orán), en el río Piedras, Pcia. de Salta. Datos palinológicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (1): 117-127.
- Ramos, V. A. 1999 a. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. SEGEMAR, Anales 29: 41-96. Buenos Aires.

- Ramos, V. A. 1999 b. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. SEGEMAR, Anales 29: 651-682. Buenos Aires.
- Ramos, V. A. 1999 c. Evolución tectónica de la Argentina. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. SEGEMAR, Anales 29: 715-759. Buenos Aires.
- Ramos, V. A., Kay, S. M. y Pérez, D. J. 1996. El volcanismo de la región del Aconcagua. En: Ramos, V. A., Aguirre-Urreta, M. B., Álvarez, P. P., Cegarra, M. Cristallini, E. O., Kay, S. M., Lo Forte, G. L., Pereyra, F. X. y Pérez, D. J. (Eds.), Geología de la región del Aconcagua. SEGEMAR, Anales 24: 297-316. Buenos Aires.
- Ramos, V. A., Litvak, V. D., Folguera, A. y Spagnuolo, M. 2014. An Andean tectonic cycle: From crustal thickening to extension in a thin crust (34°-37° SL). *Geoscience Frontiers* 5: 351-367.
- Ré, G. H., Jordan, T. E. y Kelley, S. 2003. Cronología y paleogeografía del Terciario de la Cuenca Intermontana de Iglesia septentrional, Andes de San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (1): 31-48.
- Reynolds, J. H., Idleman, H., Hernández, R. y Naeser, C. W. 1994. Preliminary chronostratigraphic constraints on Neogene tectonic activity on Eastern Cordillera and Santa Bárbara system, Salta province, NW Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 26 (7): A-503.
- Rivarola, D. 1990. Sedimentología de la Cuenca Potrero de los Funes. Trabajo Final de Licenciatura Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, 142 pp. San Luis.
- Rodríguez Brizuela, R. y Tauber, A. 2006. Estratigrafía y mamíferos fósiles de la Formación Toro Negro (Neógeno), Departamento Vinchina, noroeste de la provincia de La Rioja, Argentina. *Ameghiniana* 4: 257-272.
- Rolleri, E. O. y Criado Roque, P. 1970. Geología de la provincia de Mendoza. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Actas: 1-60. Mendoza
- Rubiolo, D. G., 1999. Esquema de evolución tectonosedimentaria para las cuencas cenozoicas de la Cordillera Oriental (22° a 23° lat. S.), Argentina. *Acta Geologica Hispanica* 32 (1-2): 77-92.
- Rusconi, C. 1946. Presencia de mamíferos Terciarios en San Juan: Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología de la Universidad Nacional del Litoral 25: 5-11.
- Rusconi, C. 1949. Los moluscos miocénicos de Cacheuta, Mendoza. *Revista del Museo de Historia Natural* 3 (4): 237-239.
- Russo, A. y Serraiotto, A. 1979. Contribución al conocimiento de la estratigrafía terciaria en el noroeste Argentino. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 731-748. Neuquen.
- Salfity, J. A. 2004. Geología regional del Valle Calchaquí, Argentina. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 56: 133-150.
- Santa Cruz, J. N. 1979. Geología de las unidades sedimentarias aflorantes en el área de las cuencas de los ríos Quinto y Conlara. Provincia de San Luis. República Argentina. VII Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 335-349, Buenos Aires.

- Sébrier, M., Lavenue, A., Fornari, M. y Soulas, J. P. 1988. Tectonics and uplift in Central Andes (Perú, Bolivia and Northern Chile) from eocene to present. *Geodynamique* 3: 85-100.
- Sempere, T. Hérial, G., Oller, J. y Bonhomme, M. 1990. Late Oligocene-Early Miocene major tectonic crisis and relative basins in Bolivia. *Geology* 18 (10): 946-949.
- Sepúlveda, E. 1999. Datos palinológicos de la Formación Mariño en la localidad de Salagasta, Mendoza, Argentina. Simposio Paleógeno de América del Sur 1996. IGCP Project 301 South American Regional Committee on Paleogene Stratigraphy (Náñez, C.; Ed.). Subsecretaría de Minería de la Nación, SEGEMAR, Anales 33: 75- 78. Buenos Aires.
- Sepúlveda, E., Carpio, F. W., Regairaz, M. C., Zanettini, J. C. M. y Zárate, M. A., 2001. Hoja Geológica 3569-II, San Rafael, Provincia de Mendoza: SEGEMAR-IGRM, Boletín 321: 77 pp. Buenos Aires.
- Sepúlveda, E., Bermúdez, A., Bordonaro, O. y Delpino, D. 2007. Hoja Geológica 3569-IV, Embalse El Nihuil, Provincia de Mendoza: SEGEMAR-IGRM, Boletín 268: 52 pp. Buenos Aires.
- Silvestro, J. y Atencio, M. 2009. La cuenca cenozoica del Río Grande y Palauco: edad, evolución y control estructural, faja plegada de Malargüe (36°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 154-169.
- Simpson, G. G., Minoprio, J. L. y Patterson, B. 1962. The mammalian fauna of the Divisadero Largo Formation, Mendoza, Argentina. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology* 127: 139-293.
- Soler, M. M. y Coira, B. 2002. Volcanismo Oligoceno superior-Mioceno inferior en la sierra de Pirurayo, Puna jujeña: estratigrafía y mecanismos eruptivos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (2): 160-172.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40My: implications for mountain building in the Central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11 (3): 211-215.
- Soria, M. F. 1983. Vertebrados fósiles y edad de la Formación Aisol, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38: 299-306.
- Sozzi, H., Ojeda, G. y Di Paola, E. 1995, Estratigrafía y sedimentología de abanicos aluviales cenozoicos en el área de Nogolí, San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50 (1-4): 165-174.
- Spagnuolo, C. M., Georgieff, S. y Rapalini, E. 2014. Edad de depositación de la Formación Las Arcas, Mioceno del NOA. XIV Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes, Puerto Madryn.
- Sruoga, P., Etcheverría, M. P., Folguera, A., Repol, D., Cortés, J. M. y Zanettini, J. C. 2005. Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipo, provincia de Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 290: 92 pp. Buenos Aires.
- Sruoga, P., Rubinstein, N. A., Etcheverría, M. P., Cegarra, M., Kay, S. M, Singer, B. y Lee, J. 2008. Estadío inicial del arco volcánico neógeno en la cordillera Principal de Mendoza (35° S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (3): 454-469.

- Stappenbeck, R. 1926. Geologie und Grundwasserkunde der Pampa. Traducción del original, 1943 (inédito). Dirección Nacional de Minería y Geología, Buenos Aires.
- Suriano, J., Alonso, M. S., Limarino, C. O. y Tedesco, A. M. 2011. La Formación Cuesta del Viento (nov. nom.): una nueva unidad litoestratigráfica en la evolución del orógeno precordillerano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68 (2): 246-260.
- Tedesco, A. M. 2007. Estratigrafía, evolución paleoambiental y tectosedimentaria de la Cuenca de La Troya (Paleógeno y Neógeno, Precordillera de La Rioja). Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 303 pp. Buenos Aires.
- Tineo, D. E., Pérez, L. M., Legarreta, P., Poiré, D. G., González, G. y Vergani, G. 2012. Tafonomía de los niveles de moluscos en la Formación Yecua (Mioceno medio-superior) en el Subandino de Bolivia. XIII Reunión Argentina de Sedimentología. Actas 1, 209–210, Salta.
- Tineo, D. E., Bona, P., Pérez, L. M., Vergani, G. D., González, G., Poiré, D. G., Gasparini, Z. N. y Legarreta, P. 2014. Palaeoenvironmental implications of the giant crocodylian *Mourasuchus* (Alligatoridae, Caimaninae) in the Yecua Formation (late Miocene) of Bolivia. *Alcheringa* 39, 224–235.
- Tofalo, O. R. y Castro, L. N. 2017. El Grupo Litoral en la perforación San Isidro 1: Litología y evidencias paleoclimáticas. XX Congreso Geológico Argentino, Actas ST1: 139-144. San Miguel de Tucumán.
- Tripaldi, A. y Limarino, C. O. 2005. Vallecito Formation (Miocene): The evolution of an eolian system in an Andean foreland basin (northwestern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 19: 343-357.
- Troilo, L., Lenarduzzi, E. M., Passalia, M. y Romero, E. J., 2000. Improntas foliares de la Formación La Ollita (Mioceno) valle del Cura, Cordillera Frontal, provincia de San Juan, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales (nueva serie)* 2: 131-135.
- Vergani, G., Decastelli, O., Moroni, A. M. y Chaia, A. 1991. Análisis estratigráfico y ologenético del Mioceno del Valle de Santa María, provincias Salta, Tucumán y Catamarca. YPF, informe inédito, 27 pp.
- Vicente, J. C. 2005. La fase primordial de estructuración de la faja plegada y corrida del Aconcagua: importancia de la fase Pehuenche del Mioceno Inferior. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (4): 672-684.
- Villafañe, A. L., Schmidt, G. I. y Cerdeño, E. 2012. Consideraciones sistemáticas y bioestratigráficas acerca de *Thoatheriopsis mendocensis* Soria, 2001 (Litopterna, Protheroheriidae). *Ameghiniana* 48: 365-374.
- Voss, R. 2002. Cenozoic stratigraphy of the southern Salar de Antofalla region, northwestern Argentina. *Revista Geológica de Chile* 29: 151-165.
- Windhausen, A., 1931. Geología Argentina. Geología Histórica y regional del Territorio Argentino, Tomo II. Editorial Peuser, Buenos Aires. 645 pp.
- Winocur, D. A., Litvak, V. y Ramos, V. A. 2014. Magmatic and tectonic evolution of the Oligocene Valle del Cura basin, Main Andes of Argentina and Chile: Evidence for generalized extension. En Sepúlveda, S., Giambiagi, L., Pinto, L.,

- Moreiras, S., Tunik, M., Hoke, G. y Farías, M. (Eds.), Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina: 109-130. Geological Society of London, Special Publications 399, London.
- Woodburne, M. 2010. The Great American Biotic Interchange: dispersals, tectonics, climate, sea level and holding pens. *Journal of Mammalian Evolution* 17: 245-264.
- Yrigoyen, M. R. 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En: Ramos, V. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio*: 123-148. Mendoza.
- Yrigoyen, M. R. 1999. Los depósitos cretácicos y terciarios de las cuencas del Salado y del Colorado. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*: 645-650. SEGEMAR, Anales 29, Buenos Aires.
- Zabert, L. L. 1984. *Nonion demens* (Bik), foraminífero bentónico en el Mioceno del Valle de Santa María (Tucumán) y Selva (Santiago del Estero), Argentina. III Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 183-196. Corrientes.
- Zambrano, O., Rapalini, A. E., Dávila, F. M., Astini, R. A. y Spagnuolo, C. M. 2011. Magnetostratigraphy and paleomagnetism of early and middle Miocene synorogenic strata: basement partitioning and minor block rotation in Argentine broken foreland. *International Journal Of Earth Sciences* 100: 591-591.
- Zappettini, E. y Blasco, G. 1998. Hoja Geológica 2569-II, Socompa, Provincia de Salta. Programa Nacional de Catas Geológicas de la República Argentina (1:250,000), Boletín 160, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, 83 pp., Buenos Aires
- Zavattieri, A. M., Cerdeño, E., Bottero, R. y Londero, S. 2001. Estudio, prospección y propuesta de rescate y protección de yacimientos paleontológicos en el área de Potrerillos y zonas aledañas, Mendoza. Informe inédito, Ministerio de Ambiente y Obras Públicas de Mendoza: 133 pp.
- Zucol, A. F. y Brea, M. 2000. Análisis fitolítico de la Formación Paraná en la provincia de Entre Ríos. En: Aceñolaza, F. G. y Herbst, R. (Eds.), *El Neógeno de Argentina*: 67-76. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 14, San Miguel de Tucumán.