

## El terciario de la Puna en tiempos de la ingresión marina paranense

Ricardo N. ALONSO<sup>1</sup>

**Abstract.** THE TERTIARY OF THE PUNA REGION DURING THE PARANENSE MARINE INGRESSION. I report here the situation of the Puna region during the Miocene marine ingression known as paranense. Also, I make an update of the discussion related with the timing and distribution of the Parana and Pebasian seas in the Andean foreland. The Tertiary pos-Incaic rocks of the Puna region are related with main cycles: red-beds (Eocene s.l.), formed during a foreland stage previous to the marine ingression and clastic and evaporites deposits with interlayered tuffs (Neogene). These deposits are widely distributed and lie in angular unconformity on Paleozoic rocks (Ordovician). The Eocene red beds were deposited in an exorric environment, with Atlantic drainage, in a benign climate, and contain a fauna of primitive mammals associated with turtles and crocodiles. The Neogene rocks, synchronic with the Miocene marine ingression, were deposited in a tectonic setting of intra-arc/intra-plateau, in an arid climate and have important concentrations of evaporites (halite, gypsum and borate). The Puna Tertiary rocks contain the most important borate deposits of South America deposited during the Late Miocene ( $6 \pm 1$  Ma). The region was in elevation at the time that the paranense marine ingression covered widely the interior of the Argentine Republic. Pebasian and Parana seas reflect tectonic-loading subsidence of the Andean foreland related to important Miocene shortening. The coincidence of this shortening with the 12 Ma high stand of sea level controlled the marine flooding of most of the South America foreland basins. The Quechua tectonic front during the Miocene was an effective barrier to isolate the Puna during the marine ingression.

**Key words:** Puna. Miocene. Pastos Grandes Group. Marine ingression. Anta Formation.

**Palabras clave:** Puna. Mioceno. Grupo Pastos Grandes. Ingresión Marina. Formación Anta.

### Introducción

En este trabajo se intenta reflejar lo que acontecía en la región de la Puna y sus alrededores al tiempo de la ingresión marina paranense. El primer intento en este sentido fue realizado por Jordan y Alonso (1987), cuando todavía se tenían ideas muy vagas sobre la cronología de las rocas terciarias andinas. Desde entonces, los trabajos de numerosos autores en orden a datar las rocas terciarias de la Puna llevó a comprender mejor el ritmo de evolución de las cuencas durante el levantamiento andino. La bibliografía sobre las rocas terciarias de la Puna y sus áreas vecinas ha crecido de manera vertiginosa en los últimos años, más aún si se tiene en cuenta que estas rocas son la clave para comprender el origen y formación del orógeno centroandino. Algunos de los principales trabajos de síntesis sobre el tema son los de Jordan y Alonso (1987), Starck y Vergani (1996), Salfity *et al.* (1996), Hernández *et al.* (1999) y Bossi *et al.* (1999). Por su parte el Terciario de la Puna ha recibido la atención de numerosos investigadores desde fines del siglo pasado. La mayoría de los viajeros y naturalistas decimonónicos hicieron alusión a esas rocas (von Tschudi; San Roman, Sundt, Bertrand, Brackebusch, etc.). Sin embargo las primeras sistematizaciones comenzaron con los levantamientos de hojas geológicas, en especial los trabajos de Turner (1960, 1964) en la Hoja Nevado de Cachi y Vilela (1969) con la hoja San Antonio de los Cobres. Recientemente, los avances han sido aún mayores gracias al Programa Nacional de Cartas Geológicas 1:250.000 de la Secretaría de Minería de la Nación que ha dado a conocer

<sup>1</sup> UNSa- CONICET. Buenos Aires 177, 4400-Salta, R. Argentina - E-mail: rnalonso@unsa.edu.ar

para el área de la Puna las nuevas hojas San Antonio de los Cobres (Blasco *et al.*, 1996) y Cachi (Hongn *et al.*, 1998). Otros investigadores que se han referido al terciario de la Puna son: Alonso *et al.*, 1984; Alonso y Gutierrez, 1986; Alonso, 1992; Donato, 1987; Donato y Vergani, 1985, 1988; Jordan, 1984; Jordan y Alonso, 1987; Kookharsky, 1988; Pascual, 1983; Pratt, 1961; Salfity *et al.*, 1984; Vandervoort, 1993 y Vandervoort, *et al.*, 1991, 1992, 1995; Alonso (1999).

## Marco geológico y geotectónico

La región conocida en el ámbito sudamericano como el Altiplano-Puna tiene unos 2000 km de largo por unos 300 km de ancho y 3.7 km de elevación promedio; este domina la fisiografía de los Andes Centrales. El plateau se formó en un orógeno compresional no-colisional durante el Cenozoico tardío (Vandervoort *et al.* 1991). El levantamiento está relacionado a la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa continental Sudamericana (Jordan *et al.*, 1983). La Puna es definida como una única entidad morfotectónica dentro del orógeno andino, en regiones de una elevación promedio superior a los 3 km con drenaje interno (Allmendinger, 1986; Jordan y Alonso, 1987; Isacks, 1988). La Puna suprayace al segmento que inclina unos 30°E de la placa de Nazca. Al norte de los 12° S y al sur de 28° S el plateau desaparece en razón de que la placa subduce subhorizontalmente (Jordan *et al.*, 1983). Ello corresponde a los segmentos de "flat slab regions". Dentro de la Puna austral, la combinación de las cadenas volcánicas y los bloques estructurales elevados crean numerosas subcuencas hidrológicas. Pratt (1961) y Jordan y Alonso (1987) reconocieron que el levantamiento terciario de las cadenas montañosas a lo largo de fallas inversas produjo la morfología tipo "basin-range" de esta región, aunque debe aclararse que el verdadero "basin and range" de Estados Unidos es una región de régimen tectónico extensional. Entre las cadenas montañosas intraplateau de la Puna austral se encuentran cuencas sedimentarias que son sitios propicios para la acumulación activa de sedimentos. Un estudio comparativo acerca de la estructura de la comarca y el sistema tipo "basin and range" del sudoeste de Estados Unidos ha sido elaborado por Pratt (1961). Extensos salares conforman las porciones hidrológicamente más inferiores de esas cuencas. Secciones superiores a los 5 km de estratos neógenos están presentes en las proximidades de las superficies depositacionales modernas (Jordan y Alonso, 1987; Alonso *et al.*, 1991). Ellos ocurren como relictos a lo largo de las márgenes del salar o como levantamientos intracuencales dentro de los salares. Existe una marcada similitud entre los sedimentos modernos y los estratos neógenos. El relleno neógeno de la cuenca consiste de evaporitas y material clástico aluvial con depósitos tobáceos subordinados (Alonso, 1986; Jordan y Alonso, 1987; Alonso *et al.*, 1991). La composición de los salares refleja ampliamente que los solutos han derivado de fuentes volcanogénicas. La meteorización de las rocas volcánicas y los fluidos provenientes de sistemas hidrotermales han sido hipotetizadas como dos fuentes importantes para los solutos de la Puna (Alonso, 1986; Alonso *et al.*, 1991). La ausencia de estratos evaporíticos pre-neógenos de la Puna austral (Amengual *et al.*, 1979) excluye al reciclamiento de evaporitas viejas como una fuente significativa de material para las evaporitas neógenas.

## Cuencas sedimentarias del plateau altiplano-puna

En un reciente trabajo, Allmendinger *et al.* (1997) enfatizan que la historia de la subsidencia de las cuencas puede proveer pistas de la evolución de la deformación, mecanismos de movimiento vertical, y la emergencia y erosión de las áreas de aporte. Tomamos los conceptos de estos autores quienes sostienen que las historias y escalas de las cuencas en los segmentos Puna y

Altiplano indican tiempos diferentes de deformación y controles diferentes sobre la subsidencia en las dos áreas. Los estratos del Cenozoico medio-tardío comprenden cuatro intervalos estratigráficos principales, de los cuales los dos primeros se encuentran en la Puna y el Altiplano, mientras que los otros dos, de edad Mioceno-Plioceno, difieren entre aquellas provincias y sugieren una divergencia en los procesos formadores de la cuenca.

La unidad regionalmente más extendida es la más antigua: una suite de capas rojas que alcanzan unos 5 km de espesor y abarca el Paleoceno tardío hasta el Oligoceno (Alonso *et al* 1991, Kennan *et al* 1995, Sempere 1995, Vandervoort 1993). Estas unidades pueden haberse acumulado en una cuenca de antepaís (Sempere 1995) que estuvo asociada primero con la deformación Incaica al oeste de la cuenca (aproximadamente 38 Ma), y después con una fase temprana de deformación hacia el este (Kennan *et al.* 1995, Sempere 1995).

La segunda unidad sería lateralmente más extensa aunque está muy pobremente descrita; comprende areniscas rojas del Mioceno y fangolitas rojas asociadas con basaltos y tobas dacíticas (con edades de 23-21 Ma). Estos estratos pueden tener menos de 1 km de espesor, aunque son reconocidos desde al menos el sur del Altiplano hasta el sur de la Puna (Kennan *et al* 1995, Vandervoort *et al.* 1995). La química de los basaltos asociados sugiere una extensión litosférica por lo que de acuerdo con Allmendinger *et al.* (1997) la cuenca puede ser de origen termal, con modificaciones locales donde las fallas preexistentes fueron reactivadas.

Los estratos suprayacentes de los basaltos miocenos y las capas rojas son bastante variables espacialmente. En el sur del Altiplano están difundidas espesas pilas de clásticos del Mioceno medio-tardío. En la Puna austral hubo un hiatus hasta hace 15 Ma, cuando comenzó la acumulación de estratos marcadamente evaporíticos.

Dos depocentros en el Altiplano Central (sinclinal Corque y Tambo Tambillo) contienen 3-6 km de clásticos, con sólo algo de yeso, que abarca el Mioceno temprano y parte del Mioceno medio (Kennan *et al.* 1995). La cuenca de Corque debió tener una superficie de al menos 10.000-20.000 km<sup>2</sup>. La naturaleza estructural de estas cuencas no está bien definida. Debido a que la Cordillera Oriental y la parte más oriental del Altiplano fue un dominio de cabalgamiento vergente al Oeste durante este intervalo de tiempo (Kennan *et al.* 1995), el Altiplano puede haberse comportado como una cuenca de antepaís, lo cual es consistente con la extensa área y con el espesor de los estratos del Mioceno temprano-medio. Las descripciones de rocas existentes sugieren que corrientes de bajo gradiente y lagos someros fueron comunes, aunque las condiciones no fueron las apropiadas para la generación de evaporitas.

Posteriormente a los 13 Ma, la acumulación de estratos sobre el Altiplano se caracterizó por unidades más delgadas (totalizan menos de 2.000 m) que son espacialmente variables. La inclinación progresiva de esas unidades indica también una historia complicada de deformación local. Mientras que el plegamiento parcial del sinclinal Corque ocurrió entre 15 y 9 Ma, el plegamiento principal ocurrió entre 9 y 5 Ma, y continuó después de 5 Ma (Kennan *et al.* 1995). En el área de Tambillo, la deformación principal fue antes de los 13 Ma y las unidades más jóvenes que 13 Ma están suavemente rotadas (Kennan *et al.* 1995). Si las cuencas del Altiplano (Mioceno medio) se formaron como cuencas de antepaís en respuesta al cabalgamiento en la Cordillera Oriental, el hecho que la deformación en la Cordillera Oriental cesó grandemente antes de 10 Ma puede explicar el cese evidente de la subsidencia de la cuenca en el Altiplano durante el Mioceno tardío y Plioceno.

La mayoría de lo que en el Altiplano constituye la tercera etapa estratigráfica, aparentemente es una discordancia en las cuencas de la Puna. Sin embargo, las cuencas sedimentarias del Cenozoico tardío en la Puna austral son notables por su grandes espesores (más de 5 km), dimensiones espaciales pequeñas, concentraciones económicas de evaporitas y continuación de

las condiciones formadoras de la cuenca hasta el presente (Alonso *et al.* 1991, Vandervoort 1993). Debido a que las secciones expuestas en los valles ahora separados son altamente diacrónicas (Alonso *et al.* 1991, Vandervoort *et al.* 1992), probablemente los estratos también se formaron en cuencas separadas. Las cuencas del Cenozoico tardío fueron en orden de magnitud en área más pequeñas que aquellas del Altiplano (Vandervoort 1993). Las sierras que flanquean esas cuencas fueron experimentando cabalgamiento y plegamiento antes y contemporáneamente con la subsidencia del Mioceno medio-tardío. En las regiones adyacentes y entre las cuencas de Pastos Grandes, Hombre Muerto y Siete Curvas (Marret *et al.* 1994), mostraron que el cabalgamiento y plegamiento estuvo activo durante el Mioceno medio, y continuó durante el Mioceno tardío y Plioceno.

Los depósitos espacialmente discontinuos y diacrónicos de las cuencas de la Puna, y sus tamaños pequeños, sugieren que la subsidencia fue controlada por relaciones estructurales locales. Los mecanismos formadores de cuenca más plausibles serían la rotación de bloques en los pisos de las fallas inversas que limitan las sierras y la subsidencia sinclinal, con quizás algo o sin ninguna subsidencia flexural. En adición, el taponamiento del drenaje causado por actividad volcánica y crecimiento anticlinal contribuyó al endorreísmo y acumulación de sedimentos.

### La ingesión marina paranense

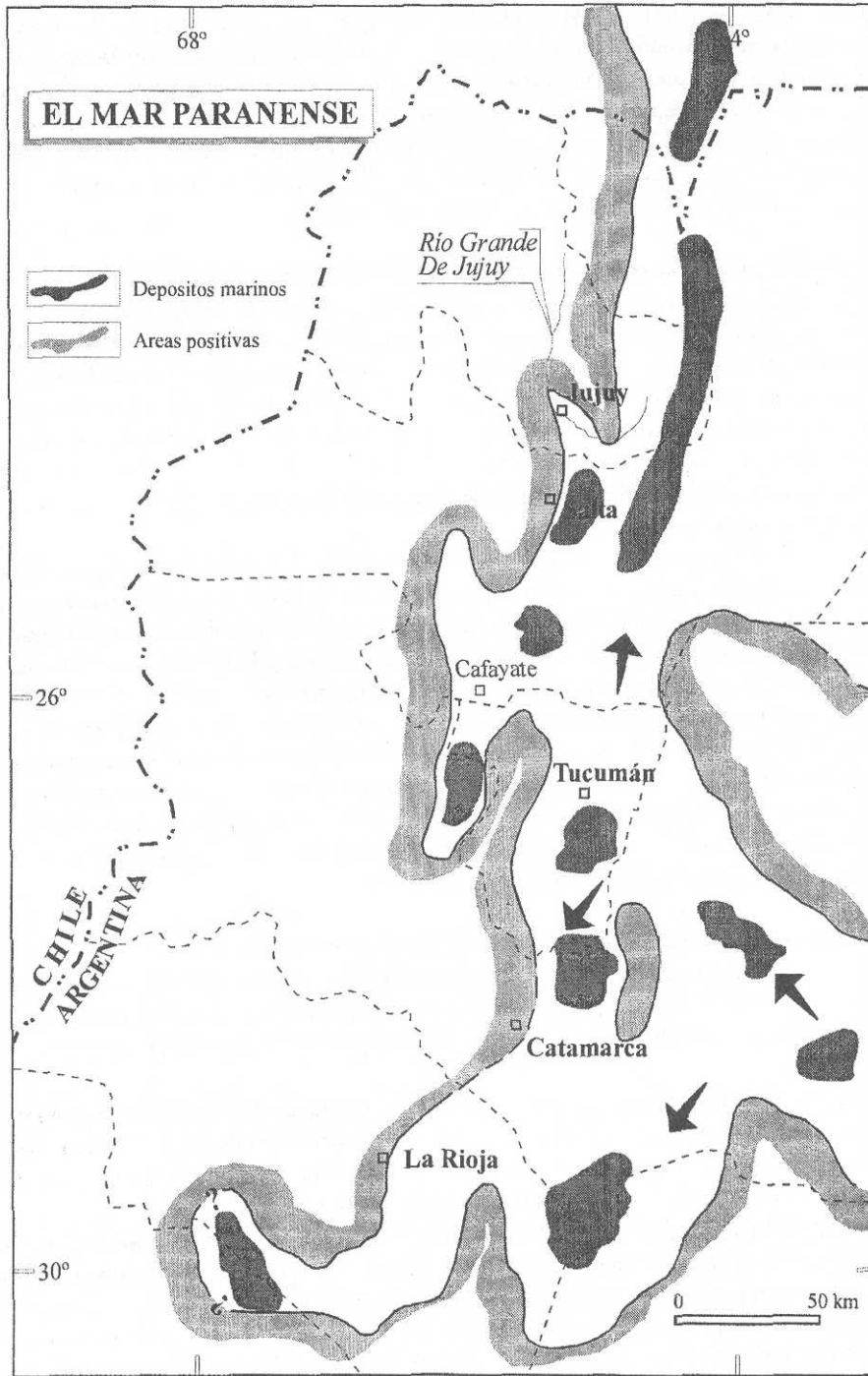
A los fines de darle un marco adecuado a este trabajo se reproducen algunos de los conceptos fundamentales desarrollados originalmente por Ramos y Alonso (1995) para explicar e historiar la presencia del mar mioceno en el interior de la Argentina. Desde entonces, hubo nuevas contribuciones entre las que se destacan la de Hoorn *et al.* (1995), Hoorn (1996), Paxton y Crampton (1996), Marshall y Lundberg (1996), Räsänen y Linna (1996), Lovejoy *et al.* (1998) y Bossi *et al.* (1999). Merecen destacarse los trabajos llevados a cabo por I. Gavriloff (Instituto M. Lillo) quién ha investigado puntualmente el tema de la ingesión marina paranense (Gavriloff, 1990; Gavriloff y Bossi, 1992 a, b; 1998; Gavriloff, 1999).

El estudio histórico sobre la edad y el contenido fosilífero de la Formación Paraná fue llevado a cabo por Aceñolaza (1976). El hallazgo de capas marinas en el norte argentino se debe a los estudios de Roth (1908), quien mediante sondeos para la búsqueda de agua en la localidad de Selva, Santiago del Estero, interpretó la existencia de brazos de mar procedentes de la costa atlántica.

El primero en sospechar una conexión preandina para las ingesiones patagónicas, dado que aparecían faunas de afinidades de las Antillas y del Brasil septentrional en las formaciones marinas del Paraná en Entre Ríos fue von Ihering (1919). Este autor postuló posteriormente la necesidad de un brazo de mar que comunicara el sector patagónico con el sector caribeño dada las afinidades faunísticas entre ambas regiones y sus diferencias con la costa atlántica brasileña (von Ihering, 1927).

Desde los primeros estudios de Bonarelli (1914) se conocen en la base del Terciario Subandino la presencia de «unas capas de color gris, arcilloso arenosas algo calcáreas que contenían con extrema abundancia individuos de un pequeño lamelibranquio del cual podemos decir que mucho se parece... a ciertos lamelibranquios ya observados por Stelzner, Bodenbender y otros en las regiones interandinas de las provincias de Tucumán, Catamarca, y La Rioja» (Bonarelli, 1921, p. 79).

Estos estudios fueron complementados con los de Stappenbeck (1926) quien describe en el subsuelo de Santa Fe, y desde allí a la región pampeana de Córdoba, el desarrollo del piso de



Posible distribución del área marina del Mioceno, según Ramos y Alonso (1995).

Paraná, y como este se acuña hacia el oeste en las inmediaciones de Córdoba.

Ya Windhausen (1931, p. 384) había destacado que el mar paranense era "1a formación marina de mayor extensión en territorio argentino». Este autor la extiende hasta las estribaciones de la Cordillera y las Sierras Pampeanas. A partir de este autor, y en especial de su bosquejo paleogeográfico de la ingresión paranense, quedó claro que un brazo de la misma había alcanzado la localidad de Santa María, en Catamarca (Windhausen, op.cit., figura 164). Este bosquejo paleogeográfico fue en gran parte confirmado por Camacho (1967), para quien la ingresión miocena alcanzó desde Santiago del Estero hasta el Paraguay.

**La ingresión paranense en el norte argentino.** El hallazgo de foraminíferos marinos y restos de peces por Russo y Serraiotto (1978) en el noroeste Argentino en capas consideradas actualmente como pertenecientes a la Formación Anta, les permitió a estos autores inferir una posible vinculación con el mar paranense, y correlacionarlo con la Formación Yecua de Bolivia.

En la región del valle de Santa María, Palma (1978) vuelve a mencionar foraminíferos en las capas con *Corbicula stehneri* correspondientes a su Formación San José. Estos fueron encontrados por Herbst y estudiados por Bertels y Zabert (1978) y Zabert (1982). El estudio micropaleontológico demuestra sus afinidades con los de la Formación Paraná documentando el nexo entre ambas unidades.

Los estudios sedimentológicos de Bossi y Palma (1982) identifican foraminíferos de aguas de salinidad variable, aunque relacionados con ambientes marinos tanto en Catamarca como en Tucumán. Las facies consistentes en pelitas calcáreas, calizas estromatolíticas, con pelecípodos y gastrópodos, parecen indicar la presencia de una extensa franja litoral expuesta a las mareas extraordinarias, relacionadas hacia el este con la ingresión marina de la Formación Paraná.

Recientemente estos datos fueron parcialmente confirmados por Gavrilof (1990) y por Cione *et al.* (1995). Estos últimos autores, tomando como referencia la ictiofauna conocida en la base de la Formación Anta, sostienen que si bien los peces son de agua dulce, podrían estar relacionados a los ambientes de sabkha marginales de la ingresión paranense. Aparentemente el ascenso del nivel de base controló el anegamiento de la cuenca imbrífera, favoreciendo el desarrollo de cuerpos de agua dulce en las regiones litorales.

**La paleogeografía marina miocena.** Sobre la base de estos estudios se puede intentar reconstruir la ingresión paranense en el noroeste Argentino. Es evidente que, como lo sustentara Windhausen (1931), el mar paranense invadió esta región a través de una serie de brazos. Una reconstrucción más actualizada de esta paleogeografía para el Mioceno la presentan Uliana y Biddle (1988).

La figura representa el margen occidental del mar paranense en el noroeste argentino. El brazo principal de la ingresión marina entró a través de la depresión de los ríos Salado y Dulce por Santiago del Estero. La sierra de Guasayan quedó como un elemento positivo, en cuyo sector occidental se preservaron depósitos con microfauna marina.

Esta ingresión se extendió hacia el sur alcanzando las Salinas Grandes y hacia el norte a ambos lados del Aconquija como lo propusieran Gavriloff y Bossi (1992). La rama más occidental se extendió por el valle de Santa María a los Valles Calchaquíes y está representada por la Formación San José (Palma, 1978). La rama oriental se extendería desde Tucumán, donde está caracterizada por las facies lacustres de la Formación Río Salí hacia el norte, inmediatamente al este y sur de la ciudad de Salta. En estos sectores estaría representada por la Formación Anta de Gebhard *et al.* (1974), que aflora en el flanco oriental de la sierra de Mojotoro y desde el dique de Cabra Corral al sur hasta proximidades de Alemania. Estudios magnetoestratigráficos, apo-

yados por dataciones en niveles de tobas, circunscriben el intervalo de estabilidad que se asocia a esta ingesión marina en el norte de Salta entre los 13,0 y 10,6 Ma (Hernández *et al.*, 1991).

Este brazo seguiría por las Sierras Subandinas continuándose a través de la serranía de Bermejo en territorio boliviano. De acuerdo a Ayaviri (1967) esta unidad podría correlacionarse con la Formación Yecua. En la serranía de Aguaragüe entre Ojo de Agua y el límite argentino está constituida por 35 a 110 m de areniscas gris blanquecinas y pelitas gris verdosas y marrón rojizas de fina estratificación que contrasta con las unidades infra y suprayacentes. Esta unidad continúa hacia el norte de Santa Cruz de la Sierra, en típicas facies de pelitas verdes portadoras de foraminíferos (Marshall *et al.*, 1993).

**El mar de Amazonas y el mar Paranense.** Los estudios de foraminíferos del Atlántico sudoccidental de Boltovskoy (1979 y 1991), mostraron también sobre la base de las afinidades faunísticas, la conexión de la cuenca chacoparanense con la región del Caribe, ya propuesta por von Ihering (1927) a través de su llamada «Manga del Thetys». Si bien Räsänen *et al.* (1995) al describir los depósitos marinos de la cuenca de antepaís amazónica y sus vínculos caribeños tienen dudas con respecto al sincronismo de los mismos con la ingesión paranense, dado que correlacionan la Formación Solimoes con la edad mamífero Huayqueriense entre 10 y 8 Ma. Sin embargo, como lo destacara Webb (1995) es más probable que los pequeños roedores y perezosos primitivos de esa región, se correspondan mejor con la edad Chasicense. Ello implicaría una edad correlacionable con el nivel alto del mar de los 12 Ma de acuerdo con lo postulado por Haq *et al.* (1987). El mar amazónico sería por lo tanto exactamente equivalente al mar paranense, si se acepta la correlación con las edades entre 13,0 y 10,6 Ma de Hernández *et al.* (1991).

Es notable que además del vínculo preandino con el Caribe ha existido también una conexión a través de la depresión del Amazonas con el Atlántico del norte de Brasil. El desarrollo de la Manga de Tethys a través de las cuencas de antepaís de los Andes, entre los 10 y 12 Ma, está mostrando la importante subsidencia por apilamiento tectónico registrada como consecuencia de las distintas fases compresivas que se agrupan complejamente en la fase Quechua. A su vez muestra que la parte oriental del edificio andino no estaba levantada, dado que ha permitido el ingreso del mar mioceno durante el alto eustático de los 12 Ma.

**Controversias sobre la edad y la extensión de la ingesión marina.** El ingreso del mar en América del Sur durante el Mioceno ha dado lugar a una larga controversia sobre el verdadero alcance de su extensión y su ubicación cronológica precisa (Bossi *et al.*, 1999). Esto ha tenido que ver por un lado con la edad de las formaciones portadoras de los niveles marinos (Fm. San José, Fm. Río Salí, Fm. Anta, etc. en el norte argentino), Fm. Yecua en Bolivia y otras más al norte (e.g., Fm. Solimoes, Brasil). La Formación Yecua de Bolivia, compuesta litológicamente por margas verdes a negras con calizas subordinadas y un espesor máximo de 300 m, tiene un riquísimo contenido fosilífero que incluye foraminíferos, pelecípodos, gastrópodos, ostrácodos, cirrécidos, decápodos, huesos de vertebrados (un macraquénido, un roedor, un armadillo y un notoungulado), peces, cangrejos, plantas, cocodrilos y tortugas (Marshall, *et al.*, 1993). Entre estos restos fósiles se encuentra el foraminífero *Ammonia beccarii* que sería indicador de un ambiente somero de aguas marinas con salinidad reducida. Este mismo foraminífero se encontró en la Fm. San José y prueba la conexión con Bolivia y el mar paranense (Bossi *et al.*, 1999). La edad de la Formación Yecua es muy discutida como surge de recientes trabajos. Marshall *et al.* (1993), la ubican en un rango cronológico entre 11 y 10 Ma, y plantean su extensión únicamente como una ingesión que desde territorio argentino ingresa hacia el norte siguiendo el borde

andino por el Oeste y abarcando parcialmente el centro de Argentina, el oeste de Uruguay y parte del Paraguay central. En trabajos compilados por Tankard *et al.* (1995), se puede ver la disparidad de edades con que aparece la Fm. Yecua según los distintos autores. Sempere (1995, figura 16, p.225) la ubica en 21 Ma. Baby *et al.* (1995, fig. 4, p. 449) la ubican en un rango entre 11 y 7,5 Ma. Welsink *et al.* (1995, fig. 4, p. 483), la ubican en 20 Ma. O sea que tenemos edades máximas de 21 Ma y mínimas de 7,5 Ma. Lovejoy *et al.* (1998) discuten la herencia marina que pueden tener hoy distintos representantes de la ictiofauna amazónica, utilizando secuencias genéticas de ADN de peces actuales (rayas). Para ellos, esa herencia se remonta claramente a las intrusiones marinas miocenas que tuvieron amplia distribución en el interior de América del Sur a las cuales ubican cronológicamente entre 23 y 15 Ma. Hoorn (1996) discute las conclusiones de Räsänen *et al.* (1995) en el sentido que los sedimentos que ellos estudiaron y que atribuyeron como de marea son en realidad fluviales y depositados por el antiguo río Amazonas. Bajo esa óptica considera altamente improbable la conexión caribeana planteada por esos autores. Asimismo señala que, sin dudas, hubo intrusiones marinas en el Amazonas durante el Mioceno temprano y medio pero no en el Mioceno superior y que de todas formas las primeras no alcanzaron para generar los brazos que postulan Räsänen y otros (*op. cit.*), lo cual es más propio de la paleogeografía cretácica que de la miocena. Paxton *et al.* (1996), discuten el valor de la ictiofauna aportada por Räsänen *et al.* (1996) y concluyen que en todos los casos se trata de peces de agua dulce incluso una especie de tiburón toro llamada *Carcharinus leucas* que es eurihalina y que incluso vive en el alto Amazonas. Luego discuten la pertenencia a depósitos de marea a los descritos por Räsänen y colaboradores y dan numerosos argumentos para probar su pertenencia como fluviales tal como lo plantea también Hoorn (1996). Finalmente, Paxton *et al.* (1996), sostienen que una inundación marina para formar el mar amazónico, debería estar relacionada -antes que con los altos eustáticos de la curva de Haq *et al.* (1987)- con mecanismos tectónicos, tales como carga litosférica por la cuña orogénica andina o una topografía dinámica relacionada a la subducción andina, o ambos actuando en conjunto. Marshall y Lundberg (1996) discuten el alcance de las intrusiones de los mares Pebasiano (o Amazónico) y Paranense, a los cuales asocian con el ingreso del mar en grandes cuencas estructurales. Con respecto a los sedimentos de marea de Räsänen (*op. cit.*), concluyen que desde el momento que los mismos son rítmicos, y que estas pueden formarse también en aguas dulces, luego no pueden utilizarse las mismas para inferir salinidad. Para Marshall y Lundberg (*op. cit.*) la intrusión hay que buscarla en los mecanismos tectónicos más que en los altos eustáticos como apuntaron también Paxton *et al.* (1996). Marshall y Lundberg (*op. cit.*) creen que las intrusiones marinas pebasiana y paranense estarían relacionadas con el episodio tectosedimentario Quechua que se inició a los 11 Ma, y que produjo carga tectónica en la Cordillera y subsidencia en el antepaís. A ello debió sumarse positivamente el alto eustático Serravaliano tardío que dio mayor entidad al evento transgresivo, tectónicamente inducido. Según los autores citados, la cuenca portadora de la intrusión fue un largo corredor al pie del frente Quechua de deformación que actuaba de límite oeste y los escudos brasilero y de Guayana que eran los límites orientales. De todas maneras, estos autores colocan un límite tectónico para el norte argentino demasiado al este para la edad de 11 Ma que ellos sostienen. El límite podría ser más parecido al propuesto por Ramos y Alonso (1995). Finalmente, con la deformación andina, que avanzó desde el oeste hacia el este, las capas marinas pebasianas y paranenses, fueron deformadas y elevadas por subsecuentes sobrecorrimientos. Lo que queda claro de las fuertes discusiones mantenidas por los autores antes mencionados en la revista Science, es que al presente no se sabe aún con certeza ni los mecanismos, ni la edad, ni la distribución total que tuvo la intrusión marina miocena en América del Sur. Lo importante de definir este límite es que éste tiene un gran valor para los estudios paleogeográficos de los Andes.

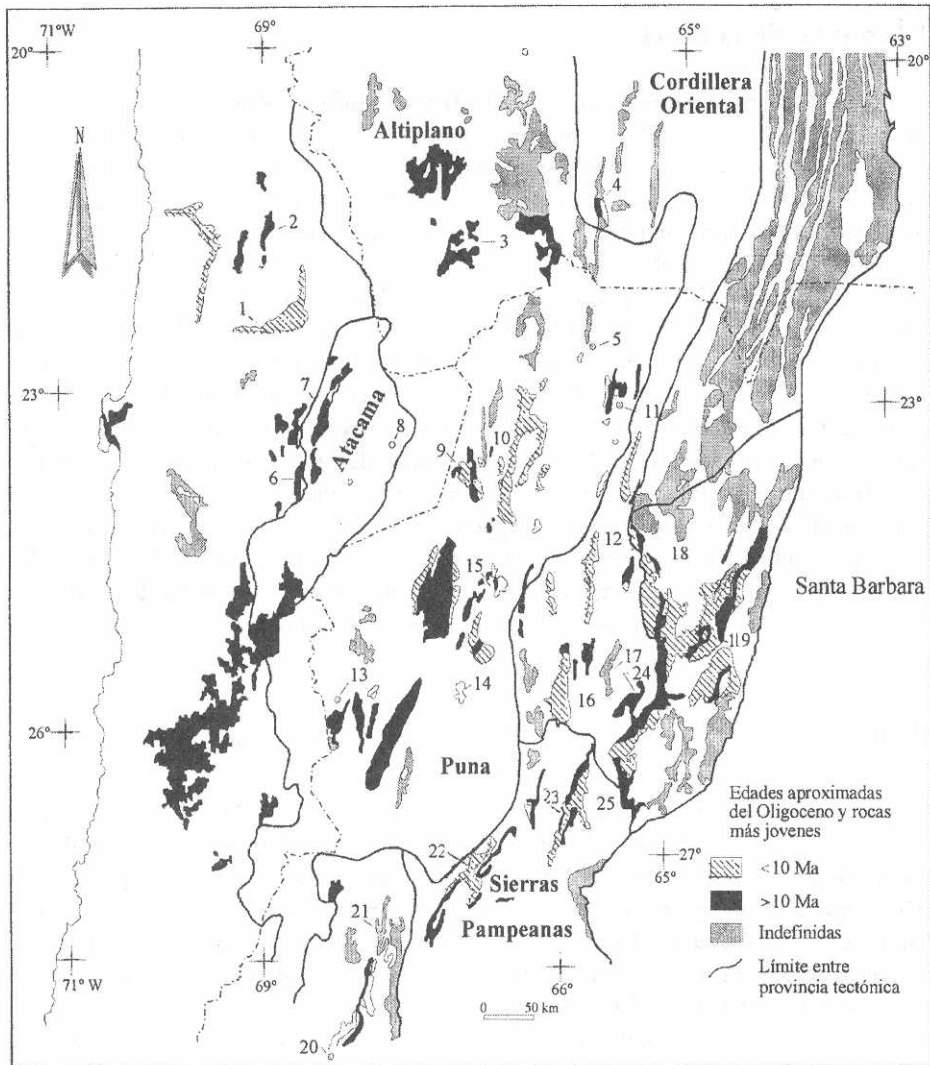


## El Terciario de la Puna

**La cuenca de Pastos Grandes.** La cuenca de Pastos Grandes contiene la mejor expresión del desarrollo del Terciario en la Puna argentina y por ello se describe aquí sus principales formaciones aflorantes. Se ubica en el flanco sur del complejo volcánico Quevar y es el extremo norte de un valle que se extiende un centenar de kilómetros hasta finalizar en la caldera Galán. Limitando la cuenca de Pastos Grandes en el E y O se encuentran sierras levantadas por fallas inversas (Turner, 1964; Amengual *et al.*, 1979; Marret, 1990) compuestas por gneisses y granitoides Precámbricos, metaflysch de bajo grado (Precámbrico Superior), metaflysch ordovícico de bajo grado, granitoides ordovícicos y estratos terciarios antiguos (Fm. Geste). El complejo volcánico Quevar, que conforma un relieve estructural y volcánico al norte de la cuenca Pastos Grandes, tiene dos voluminosas erupciones ignimbríticas documentadas, a los 17 Ma y 10.7 Ma (Marret, 1990). Los estratos neógenos plegados de la cuenca de Pastos Grandes están presentes en un cinturón norte-noreste de serranías y colinas (sierra de Sijes). El contacto entre los estratos neógenos de la cuenca de Pastos Grandes y las rocas más antiguas no está expuesto. Las fallas que limitan la cuenca están pobremente expuestas. Sin embargo, análisis cinemáticos (Marret, 1990), sugieren que las fallas inversas se inclinan entre 30° y 70° por debajo de los flancos de las sierras. La depresión de Pastos Grandes, alberga las mayores concentraciones de boratos de la Puna argentina, todos ellos mantos sedimentarios incluidos en la Formación Sijes (Alonso, 1986).

## Paleógeno

**Formación Geste (Turner, 1960).** Se dispone en fuerte discordancia angular sobre la Formación Copalayo de edad ordovícica (Aceñolaza, 1973) y está formado por conglomerados, areniscas arcillosas y fangolitas arenosas de intenso color rojizo a morado. La sucesión sedimentaria comienza con un conglomerado de base grueso, pardo morado a pardo rojizo, polimítico, con rodados de tamaños variables desde 1 cm hasta bloques de 70 cm de diámetro, subangulosos a subredondeados, de cuarzo, cuarcitas, filitas y grauvacas, con matriz conglomerádica de igual composición. El contacto basal es visible en todo el Filo de Copalayo, pero no siempre está presente con las mismas características, reduciéndose en algunos casos a una capa centimétrica y en otros, donde está bien representado, alcanza hasta 4 metros. Hacia arriba disminuye el tamaño del grano y comienzan intercalaciones de areniscas cuarzosas gris-amarillentas, a veces conglomerádicas y fangolitas arenosas pardo moradas. Producen una topografía de entrantes y salientes donde los conglomerados sobresalen por su mayor dureza. Las superficies de estratificación son irregulares, pero más marcadas en las areniscas, en las que se notan capas con estratificación entrecruzada. El cuarzo es el componente esencial de estas rocas y domina totalmente en un conspicuo banco ubicado cerca del techo de la formación, constituido por clastos bien redondeados de cuarzo lechoso, de hasta 20 cm de diámetro y matriz psamo-conglomerádica de igual composición. Su espesor no es constante y alcanza hasta 7 metros en algunos puntos. El espesor de la formación es variable en sentido lateral. Turner (1960) lo estima en 1500 metros, mientras que Gutierrez (1981) mide 550 metros. Debe aclararse que ambos autores consideraron el espesor en secciones diferentes. Gutierrez (1981) considera como Formación Pozuelos parte de lo que Turner (1960) incluye en su Formación Geste. En base a su contenido de marsupiales de las familias Didelphidae y Prepidolopidae se le asigna edad mamífero Mustersense (Eoceno medio, Pascual, 1983).



Distribución y posición estratigráfica aproximada de rocas sedimentarias del Cenozoico Superior, según Jordan y Alonso (1987).

## Neógeno

**“Conglomerado Negro” (Vandervoort, 1993).** El “conglomerado negro» es una unidad que aflora en el filo de la sierra de Sijes y se acumuló en una planicie tipo entrelazada. Paleocorrientes y composición de clastos denotan que las rocas de las que proviene consistirían de metaflysch, gneises y granitoides precámbricos de la Cordillera Oriental (filo del Oire Grande) hacia el sur y este de la cuenca. La presencia de litofacies indicativas de condiciones de flujo persistentes, sugiere que el piso de la cuenca se caracterizaba por corrientes perennes que fluían a través de la cuenca de Pastos Grandes. El último destino de este paleodrenaje es incierto aunque puede

haber sido un depocentro norte de la cuenca Pastos Grandes ahora cubierto por rocas volcánicas de el Complejo Quevar (Quebrada Seca). La ignimbrita cerca del techo de esta unidad es probablemente el depósito distal de una erupción ignimbítica más joven del complejo volcánico Quevar (Vandervoort, 1993). Una datación Ar 40/39 en una toba, sobre un cristal de biotita, dio una edad para la unidad de  $10.7 \pm 0.2$  Ma (Vandervoort *et al.*, 1995). Entre esta unidad y la Formación Geste media un periodo no depositacional que abarca desde *ca.* 40 Ma hasta los 11 Ma, lo que correspondería a unos 30 Ma aproximadamente de lapso temporal no representado.

**Formación Pozuelos (Turner, 1960).** En esta unidad se distinguen actualmente dos Miembros. El Miembro clásico fue acumulado sobre una planicie aluvial por flujo de detritos y corrientes de sedimentos concentrados. Las paleocorrientes y la composición de los clastos indican que los terrenos originarios consistían de metaflysch ordovícicos, rocas metamórficas de alto grado precámbricas, y rocas volcánicas terciarias en el filo de Copalayo hacia el sudoeste (Vandervoort, 1993). El Miembro Evaporítico de la Formación Pozuelos se acumuló en un ambiente de tipo salar. Es la unidad portadora de evaporitas más antigua de la cuenca de Pastos Grandes. Está compuesto por halita, yeso y boratos, estos últimos correspondientes al Miembro El Zorro (Salim, 1991). La acumulación de esta unidad representa la inserción de un drenaje interno para la cuenca Pastos Grandes. La presencia de un gran sistema aluvial adyacente sugiere que el salar, al menos periódicamente, recibió grandes cantidades de agua durante las avenidas (Vandervoort, 1993).

**Formación Sijes (Turner, 1960).** Turner (1960), designó con el nombre de Formación Sijes a la sucesión sedimentaria que se desarrolla concordantemente sobre la Formación Pozuelos constituyendo el tercio superior del Grupo Pastos Grandes que él definiera. La mejor expresión de afloramientos y a su vez la que alcanza los mayores espesores, se desarrolla en las laderas de Monte Amarillo - Monte Verde por el oeste y el valle de Esperanza por el este. Los perfiles reconocidos en esas secciones y su contenido de boratos permitieron la diferenciación en Miembros de la Formación Sijes que de base a techo se definen como Miembro Monte Amarillo, Miembro Monte Verde y Miembro Esperanza (Alonso, 1986). Los afloramientos constituyen una faja en sentido NNE-SSW que se extiende a lo largo de 30 km (Alonso, 1986). Se apoya concordantemente sobre la Formación Pozuelos. El pasaje entre ambas se resuelve en corto trecho y está dado por: 1) El banco inferior de sal de roca; 2) El banco guía de arcilitas rojas entre ambas formaciones y 3) El fuerte cambio de tonos rojos de la Formación Pozuelos a blanquecinos, verdosos, amarillentos y grisáceos de la Formación Sijes. Hacia el techo pasa en concordancia y transicionalmente a las pefitas de la Formación Singuel. En el perfil tipo se midieron 1.476 metros de los cuales 317 metros corresponden al tramo basal (Miembro Monte Amarillo), 378 metros al tramo intermedio (Miembro Monte Verde) y 781 metros al tramo cuspidal (Miembro Esperanza) (Alonso, 1986). Si bien el contenido fósil no es un indicador cronológico, cabe mencionar el hallazgo de gastrópodos y diatomeas y abundantes icnitas de aves en el Miembro Monte Amarillo que corresponden a huellas tetradáctilas, tridáctilas y palmeadas (Alonso, 1985). Sin embargo, la datación de dos tobas del Miembro Monte Amarillo permitió ubicar la base de la Formación Sijes en el Mioceno tardío. El ambiente que predominó durante la depositación de la Formación Sijes, fue el de una cuenca continental endorreica, con clima árido y vulcanismo explosivo activo. Las capas rítmicas de arcilitas verdes a pardas y evaporitas (boratos, yeso), con abundantes pisadas de aves, grietas de desecación y marcas de gotas de lluvia son indicativas de ambientes de playa con salares y lagunas de aguas salobres o saladas, muy similares a las existentes en la actualidad en otros salares de la Puna (Alonso, 1986).

**Formación Singuel (Alonso y Gutierrez, 1986).** Se apoya en concordancia sobre la Formación Sijes con pasaje transicional entre ambas. Litológicamente, se distinguen potentes bancos de conglomerados integrados por clastos de leptometamorfitas ordovícicas, de granitoides de la "Faja Eruptiva" y de vulcanitas mesosilícicas. Comprende depósitos torrenciales de color verdoso grisáceo. En la parte media se observan algunas camadas de areniscas medianas a gruesas de color pardo rosado. Su edad es pliocena y su espesor alcanza los 2000 metros. Los depósitos de esta Formación indican un importante levantamiento en el oriente de la depresión de Pastos Grandes con un aporte masivo de fanglomerados que produce la colmatación de la cubeta (Alonso, 1986). La Formación Singuel se acumuló sobre un abanico aluvial en la porción austral de la cuenca, la cual gradúa hacia el noreste a un sistema tipo entrelazado. Los procesos aluviales consistieron de flujos detríticos y flujos hiperconcentrados. Las paleocorrientes y composición de los clastos indican que las fuentes fueron metaflysch ordovícicos, rocas metamórficas precámbricas, y rocas volcánicas terciarias en el filo de Copalayo hacia el sudoeste. La exposición aislada de la Formación Singuel en la región occidental se acumuló en una playa clástica de grano fino (Vandervoort, 1993).

### La cuenca de Hombre Muerto

En el interior del salar del Hombre Muerto afloran una serie de relieves de rocas terciarias identificados de oeste a este como península de Tincalayu, isla de Farallón Catal y península de Hombre Muerto. En el centro del salar, la isla de Catal tiene una potente secuencia sedimentaria de unos 5.000 m de espesor, con una edad en la base de  $15.0 \pm 2.4$  Ma y en el techo de  $7.2 \pm 1.4$  Ma (Alonso *et al.*, 1991). De base a techo se distinguen cuatro conjuntos litológicos que son: 1) areniscas y pelitas rojas donde se identificaron huellas de aves charadriiformes (*Reyesichnus punensis*, Alonso *et al.*, 1980); 2) pelitas verdosas con yeso y travertinos; 3) tobas ignimbríticas y tufitas; y 4) conglomerados gruesos. La parte superior de esta secuencia (2,3,4) aflora también en la península de Hombre Muerto. Por su parte, al oeste del salar, en la península de Tincalayu, se presenta una sucesión sedimentaria compuesta por unos 200 m de sal de roca (perforaciones en la mina Tincalayu), un cuerpo masivo de bórax de 30 m (con una edad radimétrica de  $5.86 \pm 0.14$  Ma), y areniscas y pelitas rojas que cubren el conjunto (Alonso, 1986). En discordancia angular se presenta una colada basáltica (Fm. Incahuasi) de edad Pleistoceno.

### La cuenca de Arizaro

Se ubica en el oeste de la Puna salteña y contiene la mayor exposición de afloramientos terciarios de la Puna. En el borde oriental del salar de Arizaro y al oeste del filo de Macón se presenta una secuencia evaporítica potente compuesta por halita y yeso. Al este del filo de Macón, se extiende una sección de capas rojas muy potente ( $>3.500$  m) que han sido identificadas informalmente como «sedimentita Vizcachera» (Alonso, in Hong *et al.*, 1998). Dicha secuencia esta compuesta por conglomerados rojos en la base y por areniscas rojas con niveles de pelitas y evaporitas (yeso) en la parte superior, donde además intercala un nivel de eolianitas. Se han realizado dataciones en la base ( $23.8 \pm 0.4$  Ma, Vandervoort, 1993) y en el techo ( $10.8 \pm 2.0$ , Alonso *et al.*, 1991), o sea que la secuencia es de edad Mioceno inferior a medio y por tanto más antigua que las unidades neógenas de la cuenca de Pastos Grandes.

**Edades radimétricas y evolución cenozoica de la Puna Austral.** Las rocas pre-terciarias de la Puna consisten de rocas plutónicas y metamórficas de alto grado precámbricas, metaflysch precámbrico tardío, metaflysch ordovícico, granitoides ordovícicos y silúricos, estratos marinos del Paleozoico Superior (Amengual *et al.*, 1979, Alonso, 1986). El Terciario más antiguo está representado por los estratos continentales paleógenos del Eoceno medio (Mustersense) que afloran en la cuenca de Pastos Grandes (Fm. Geste). Las rocas pre-neógenas más jóvenes en la Puna austral son capas rojas del Oligoceno que afloran en diversas serranías. Edades de  $23.8 \pm 0.4$  y  $26.3 \pm 1.6$  Ma fueron obtenidas a partir de tobas; esas unidades están expuestas cerca de Siete Curvas y en el Salar de Antofalla respectivamente y se conocen generalizada e informalmente como «sedimentita Vizcachera». Dataciones en el techo de  $10.8 \pm 2.0$  indican que ese conjunto sedimentario cubre el lapso temporal Oligoceno superior-Mioceno medio. Los estratos se acumularon en una amplia cuenca depositacional de bajo relieve, en la cual predominaron ambientes como playas clásticas, cólicos y fluviales (Jordan y Alonso, 1987). La extensión regional de los estratos oligocenos los distingue claramente de las capas neógenas suprayacentes (Jordan y Alonso, 1987; Alonso *et al.*, 1991). En la isla de Catal en el salar del Hombre Muerto se presenta una secuencia con edades entre  $15.0 \pm 2.4$  Ma y  $7.2 \pm 1.4$  Ma (Alonso *et al.*, 1991). Los 2000 m de la secuencia neógena de Pastos Grandes contiene el registro más completo (<11Ma) del desarrollo de la región Puna. Los estratos volcánicos más viejos de edad neógena en Pastos Grandes están representados por una ignimbrita de 8 m en una unidad fluvial de 180 m de espesor («Conglomerado Negro») (Vandervoort, 1993). Esta unidad tiene una edad de  $10.7 \pm 0.2$  Ma y probablemente es el depósito distal de la ignimbrita Quevar expuesta en quebrada Seca. El «conglomerado negro» es el depósito de un sistema de drenaje anastomosado que puede haber fluido hacia la región de Quebrada Seca. Por encima del «Conglomerado Negro» y en discordancia angular se apoyan 1800 m de evaporitas y clásticos de grano fino y conglomerados aluviales (Formación Pozuelos, Formación Sijes y Formación Singuel). Por encima de estos estratos y en discordancia angular se apoyan 30 metros de estratos aterrazados y ricos en evaporitas (Formación Blanca Lila). La Formación Blanca Lila es horizontal, mientras que todos los estratos infrayacentes están plegados (Vandervoort, 1993). La cronología absoluta de la cuenca Pastos Grandes pudo lograrse gracias a las numerosas edades radimétricas obtenidas a partir de las tobas (Alonso, 1987; Alonso *et al.*, 1991; Vandervoort, 1993). La unidad del Neógeno más antigua expuesta en la cuenca de Pastos Grandes es un «Conglomerado Negro» que aflora a lo largo de la cresta de la sierra de Sijes. Una ignimbrita cerca al techo del «Conglomerado Negro» da una edad de  $10.7 \pm 0.2$  Ma. La edad depositacional de las capas más antiguas del «Conglomerado Negro» es desconocida debido a que su base no está expuesta. El tiempo en que cesó la depositación es desconocido debido a que el techo de la unidad está erosionado. El «Conglomerado Negro» debe ser más antiguo que 7.0 Ma, basado en las edades radimétricas de las unidades que están por encima del mismo (Vandervoort, 1993). Una discordancia separa el «Conglomerado Negro» de las unidades más jóvenes. La máxima duración posible para esta discordancia es 10.9 a 7.0 Ma basado en edades radimétricas provenientes de unidades por encima y por debajo de la discordancia. La edad de la discordancia es probablemente menor que la indicada por la geocronología disponible (Vandervoort, 1993). La unidad siguiente es la Formación Pozuelos, la cual tiene dos miembros que representan variaciones laterales equivalentes: el Miembro Clástico y el Miembro Evaporítico. Alonso *et al.* (1991) reportaron edades de  $7.6 \pm 1.1$  para una toba en la Formación Pozuelos. Salim (1990) identifica en el techo de la Formación Pozuelos un miembro boratífero al que denomina Miembro El Zorro y que constituye el nivel de boratos más antiguo de la comarca. Por encima de la Formación Pozuelos está la Formación Sijes, la cual tiene cinco miembros: en orden ascendente, el Miembro Ona, el

Miembro Monte Amarillo, el Miembro Monte Verde, el Miembro Conglomerado, y el Miembro Esperanza (Vandervoort, 1993). El Miembro Conglomerado de la Formación Sijes expuesto en la sierra de Sijes es por composición y textura similar al "Conglomerado Negro", aunque puede ser distinguida de este último debido a que incluye clastos de ignimbrita derivados del "Conglomerado Negro". Aunque Alonso (1986) incluye esos estratos en la parte inferior del Miembro Esperanza, ellos son lo suficientemente distintos como para ser un Miembro único de la Formación Sijes y por ello Vandervoort (1993) se refiere a esta unidad como Miembro Conglomerado de la Formación Sijes. Una discordancia que se formó contemporáneamente con el Miembro Conglomerado separa el Miembro Esperanza de las unidades infrayacentes del Miembro Conglomerado. B. Watson (Alonso, 1986) reportó edades de  $6.8 \pm 0.2$  y  $6.3 \pm 0.2$  Ma para dos tobas en el Miembro Monte Amarillo. Alonso *et al.* (1991), proveyeron datos de tres tobas en la Formación Sijes. Una toba del Miembro Monte Verde dio una edad de  $5.4 \pm 0.8$  Ma, una toba proveniente de la parte inferior del Miembro Esperanza dio edades de  $5.9 \pm 0.8$  (córcon) y  $5.4 \pm 1.6$  Ma (apatita), y una toba en la parte superior del Miembro Esperanza alcanzó una edad  $4.0 \pm 1.2$  Ma. La Formación Singuel es la unidad estratigráfica siguiente. En las exposiciones australes esta unidad suprayace en discordancia angular a la Formación Pozuelos y a los Miembros Monte Amarillo y Monte Verde de la Formación Sijes. Dos edades provenientes de una toba de estos afloramientos arrojaron edades de  $2.92 \pm 0.04$  y  $2.89 \pm 0.04$  Ma. Basado en dataciones radimétricas de la Formación Sijes y la Formación Blanca Lila, el rango de edad máximo para la Formación Singuel es, de 5.2 a 0.29 Ma. La unidad estratigráfica más joven en la cuenca de Pastos Grandes es la Formación Blanca Lila expuesta en la región noroccidental. Una discordancia angular separa la Formación Blanca Lila de las unidades infrayacentes. Strecker (1987) reportó una edad de  $1.6 \pm 0.7$  Ma para una toba de esta unidad. Basado en datos más jóvenes y datos provenientes de la Formación Singuel, la máxima duración posible para la discordancia angular entre las Formaciones Singuel y Blanca Lila es 2.96 a 0.29 Ma. La edad de los depósitos más jóvenes de la Formación Blanca Lila es incierta debido a la carencia de depósitos suprayacentes (Vandervoort, 1993). El Neógeno de la Puna en la cuenca de Pastos Grandes que es la mejor representada se limita al "Conglomerado Negro", la Formación Pozuelos, la Formación Sijes y la Formación Singuel.

**Litofacies neógenas de la Puna al tiempo de la ingresión marina paranense.** Si se toma como referencia a la Puna austral se tiene que para el tiempo de la ingresión marina paranense, esta ya se había levantado en su porción oriental y mostraba un marcado endorreísmo dado por esas láminas tectónicas sobrecorridas del Este y el arco volcánico activo en el Oeste. Para esa época las cuencas puneñas ya funcionaban como de intra-arco/intra-plateau. Si consideramos que la ingresión se produjo entre *ca.* 14 y 12 Ma, podemos individualizar los depósitos más o menos sincrónicos y su naturaleza. Así, en la cuenca de Hombre Muerto, las capas de esa edad corresponden a sedimentitas clásticas rojas, fluviales y de playa, con niveles evaporíticos hacia el techo (yeso) que afloran en la isla de Farallón Catal. En esas capas se identificaron huellas de aves charadriiformes (*Reyesichnus punensis*, Alonso *et al.*, 1980). En la cuenca de Antofalla se estaba depositando la Formación Potrero Grande, compuesta por sedimentos fluviales y aluviales. En la cuenca de Arizaro-Salar de Pocitos, tenemos las "capas de Siete Curvas", un conjunto de limoarcilitas rojizas a rosadas, con delgadas intercalaciones de yeso, formadas en un ambiente de playa barrosa, cuya edad es más antigua que  $10.8 \pm 2.0$  (Alonso *et al.*, 1991) aunque más joven que  $23.8 \pm 0.4$  Ma (Vandervoort, 1993). En la cuenca de Pastos Grandes, tenemos una laguna depositacional muy grande entre los estratos mustersenses de la Fm. Geste y el «Conglomerado negro» de Vandervoort *et al.* (1995) cuya edad radimétrica es de  $10.7 \pm 0.2$  Ma. El «Conglome-

rado negro registra el alzamiento marcado del borde oriental de la Puna ya que está compuesto por litologías de rocas ígneas y metamórficas pre-silúricas que allí afloran. El «Conglomerado negro» representaría quizás las facies de “alluvial fan” de un lago evaporítico que se encontraría al noreste de Santa Rosa de los Pastos Grandes, cuyas facies halíticas-yesíferas afloran en la Quebrada Seca o de Barreal. La situación en las cuencas de la Puna jujeña parece no haber sido muy diferente, aunque los controles radimétricos son escasos.

## Conclusiones

La Puna había alcanzado una compartimentalización de sus cuencas interiores en un régimen de intra-arco/intra-plateau al tiempo en que la ingresión marina paranense inundaba gran parte del interior de la Argentina. Los depósitos de la Puna para ese tiempo son de tipo fluvial a lacustre, rojos, y con una incipiente pero firme tendencia evaporítica. El máximo desarrollo evaporítico, que indica un cierre orográfico concreto por el Este y que impediría el paso de la humedad atlántica, se dará alrededor de los 6 Ma y estará acompañado de importantes depósitos de boratos hasta ahora ausentes en sedimentitas más antiguas que 7 Ma. El desarrollo de los brazos marinos a través de las cuencas de antepaís de los Andes, entre los 10 y 12 Ma, está mostrando la importante subsidencia por apilamiento tectónico registrada como consecuencia de las distintas fases compresivas que se agrupan complexivamente en la fase Quechua. Muestra a su vez que la parte oriental del edificio andino no estaba levantada, dado que ha permitido el ingreso del mar mioceno durante el alto eustático de los 12 Ma, hasta casi el propio borde de la Puna. El nivel cero del mar paranense es crucial a la hora de entender la paleogeografía y geología andinas, así como las tasas de subsidencia y posterior elevación del edificio andino.

## Agradecimientos

El presente trabajo se realizó en el marco de las investigaciones que el autor desarrolla en el CONICET y en el CIUNSA. Se agradece especialmente a los doctores Florencio Gilberto Aceñolaza y Rafael Herbst por su invitación a participar del presente volumen. Fructíferas discusiones sobre el tema se llevaron a cabo oportunamente con los doctores Víctor A. Ramos, Teresa E. Jordan, Claudia Galli y José A. Salfity.

## Bibliografía

- Aceñolaza, F.G., 1976. Consideraciones estratigráficas sobre el Terciario marino de Paraná y alrededores. *Acta Geológica Lilloana*, 23(2):91-108.
- Alonso, R. N. 1986. *Ocurrencia, Posición Estratigráfica y Génesis de los Depósitos de Boratos de la Puna Argentina*. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Salta, 196.
- Alonso, R. N. 1987. Valoración icnoavifaunística de ambientes boratíferos. *IV Congreso Latinoamericano de Paleontología*, Tomo I: 586-597.
- Alonso, R. N. 1991. Evaporitas neógenas de los Andes Centrales, in Pueyo, J.J., Ed., *Génesis de formaciones evaporíticas. Modelos Andinos e Ibéricos*: Universidad Barcelona, Estudios Generales, v.2, p. 267-362.
- 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., 1999. El Terciario de la Puna salteña. Relatorio. *XIV Congreso Geológico Argentino*, Tomo I:311-316. Salta.
- Alonso, R. N., Berman, W., Bond, M., Carlini, A., Pascual, R. y Reguero, M. 1988. Vertebrados Paleógenos de la Puna Austral: Sus aportes a la evolución biogeográfica. *V Jornadas de Paleontología de Vertebrados*, Resúmenes.
- Alonso, R.N., Carbajal, E. y Raskovsky, M. 1980. Hallazgo de icnitas (Aves, Charadriiformes) en el Terciario de la Puna

- Argentina. *Primer Congreso Latinoamericano de Paleontología y Segundo Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, Buenos Aires, 1978. III : 75-83.
- Alonso, R. N. y Gutiérrez, R., 1986. Litoestratigrafía del Neógeno terminal, Puna sudoriental argentina: *Revista del Instituto de Geología y Minería de Jujuy*, v. 6, p. 29-47.
- Alonso, R. N., Gutiérrez, R., Pascual, R. y Raskovsky, M. 1982. El Grupo Pastos Grandes (Puna Salteña). Mamíferos de su Formación Pozuelos y su antigüedad. *Tercer Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, Resúmenes.
- Alonso, R. N., Gutiérrez, R. y Viramonte, J., 1984. Megacuerpos salinos Cenozoicos de la Puna Argentina: *IX Congreso Geológico Argentino*, S.C. de Bariloche, v.1, p.25-42.
- Alonso, R. N., Jordan, T.E., Tabbur, K.T. y Vandervoort, D.S. 1991. Giant evaporite belts of the Neogene central Andes : *Geology*, v. 19, p. 401-404.
- Alonso, R. N. y Menegatti, N.D. 1990. La Formación Blanca Lila (Pleistoceno) y sus depósitos de boratos (Puna Argentina). *11º Congreso Geológico Argentino*, Actas 1: 295-298.
- Alonso, R. N. y Viramonte, J.G. 1990. Borate deposits in the Andes. En Fontboté *et al.* (Eds.) «*Stratabound ore deposits in the Andes*», Springer Verlag, pp. 721-732.
- Alonso, R. N., Viramonte, J., Gutiérrez, R. 1984. Puna Austral. Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. *Noveno Congreso Geológico Argentino*, Actas 1: 43-63.
- Ayaviri, A., 1967. *Estratigrafía del Subandino Meridional*. Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos (inédito), Informe N° 1215 (Pp 330137), 121 pp.
- Allmendinger, R., 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. *Geological Society of America, Bulletin*, 97 : 1070-1082.
- Allmendinger, R., Jordan, T.E., Kay, S.M., and Isacks, B.L., 1997. The evolution of the Altiplano - Puna Plateau of the Central Andes. *Annu. Rev. Earth Planet*, 25: 139-74.
- Allmendinger, R., Marret, R.W., Eremchuck, J. y Alonso, R. 1987. Deformación neotectónica de la Puna Austral. *10º Congreso Geológico Argentino*, Actas, 1: 235-238.
- Amengual, R., Méndez, V., Navarini, A., Viera, O. y Zanettini, J.C., 1979. Geología de la región noroeste, República Argentina, Provincias de Salta y Jujuy. *Dirección Nacional de Fabricaciones Militares*, escala 1: 400.000.
- Baby, P., et al., 1995. Petroleum system of the Northern and Central Bolivia Subandean Zone (In: Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H.J., 1995. Petroleum basins of South America. *AAPG, Memoria* 62, 792 p.).
- Bertels, A. y Zabert L. L., 1990. Microfauna del Grupo Santa María (Terciario superior) en las provincias de Catamarca y Tucumán, Argentina. *II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso Latinoamericano de Paleontología* 3: 63-76.
- Blasco, G., Zappettini, E., Hongn, F., 1996. Hoja Geológica 2566-I, San Antonio de los Cobres, *Boletín N° 217. Secretaría de Minería de la Nación*, 126 p, 2 mapas, Bs. As.
- Boltovskoy, E., 1979. Paleooceanografía del Atlántico sudoccidental desde el Mioceno, según estudios foraminiferos. *Ameghiniana* XVI (3-4): 357-389, Buenos Aires.
- Boltovskoy, E., 1991. Ihering's hypothesis in the light of foraminiferological data. *Lethaia* 24:191-198.
- Bonarelli, G., 1914. La estructura geológica y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Orán, provincia de Salta. *Dirección general de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 9 (Serie B, Geología)*: 1-43.
- Bonarelli, G., 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte (Provincia de Salta y Jujuy). *Anales Ministerio Agricultura Nacional, Sección Geología, Minerología y Geología*, 15(1): 1-96.
- Bossi, G.E. y Palma 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., Muruaga, C. y Gavriloff, I., 1999. Sierras Pampeanas. Relatorio. *XIV Congreso Geológico Argentino*, Tomo I:329-360.
- Camacho, H. H., 1967. Las transgresiones del Cretácico Superior y Terciario de la Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista* XXII (4): 253-280.
- Cione, A.L., G. Vergani, D Starck y Herbst R., 1995. Los peces del Mioceno de la quebrada de la Yesera, provincia de Salta, Argentina. Su valor como indicadores ambientales y su antigüedad. *Ameghiniana* 32(2): 129-140.
- Donato, E. y Vergani G., 1985. *Geología del sector sudoccidental de la Puna salteña*. YPF informe inédito 7723. Buenos Aires.
- Donato, E. y Vergani G., 1988. Geología del área de San Antonio de los Cobres. *BIP*, V(15):83-101.
- Gavriloff, I.J.C., 1990. *Estudio bioestratigráfico del Mioceno superior de la provincia de Tucumán*. Trabajo Seminario Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán (inédita).
- Gavriloff, I.J.C., 1999. Caracterización de la secuencia parálita neógena del Valle de Santa María y su relación con la ingresión marina paranense. *VII Simp. Sul Brasil. Geol., y II Encontro Geol. Mercosul*. Foz do Iguazu.
- Gavriloff, I.J.C. y Bossi G. E., 1992a. Revisión general, análisis facial, correlación y edad de las formaciones San José y Río Salí, Mioceno Medio. *Acta Geológica Lilloana*, 17 (2):5-43.
- Gavriloff, I.J.C. y Bossi G.E., 1992b. Las facies lacustres de las formaciones San José y Río Salí (Mioceno medio), NO Argentino y su relación con la ingresión marina paranense. *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Simposios 1: 78-87.
- Gavriloff, I.J.C. y Bossi G.E., 1998. The paleogeographical problem of the Parana marine transgression (Middle Tertiary) and



- its western paralic margin in NW Argentina. *15 International Sedimentological Congress*, Abstract, 368-370.
- Gebhard, J.A., A.R. Giudici y Oliver Gascón, J., 1974. Geología de la comarca entre el río Juramento y arroyo Las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina*, Revista XIX (3): 359-375.
- Gutiérrez, R. 1981. *Perfil geológico del Grupo Pastos Grandes, en el área del perfil tipo, entre el Filo de Copalayo y el cerro El Morro, Departamento Los Andes, Salta*. Tesis Profesional. Universidad Nacional de Salta.
- Haq, B.U., J. Hardenbol y P.R. Vail, 1987. Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science* 235: 1156-1166.
- Hernández, R.M., R. Di Salvo y Reynolds, J., 1991. Determinación cronoestratigráfica sobre los sedimentos Neógenos en la cuenca del Noroeste, Provincia de Salta, Argentina. *ARPEL* (abstract).
- Hernández, R., Galli, C., y Reynolds, J., 1999. Estratigrafía del Terciario en el Noroeste Argentino. Relatorio. *XIV Congreso Geológico Argentino*, Tomo I:316-328. Salta.
- Hoorn, C., 1996. Miocene Deposits in the Amazonian Foreland Basin. Technical comments. *Science*, vol. 273 (5 July, 1996), p. 122.
- Hoorn, C., Guerrero, J., Sarmiento, G., y Lorente, M., 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology*, 23(3):237-240.
- Isacks, B.L. 1988. Uplift of the Central Andes and bending of the Bolivian orocline: *Journal of Geophysical Research*, v.284, p. 3211-3231.
- Jordan, T.E., 1984. Cuenclas, volcanismo y acortamientos cenozoicos, Argentina, Bolivia y Chile. *Noveno Congreso Geológico Argentino*, Bariloche, Actas II : 7-24.
- Jordan, T.E. y Alonso, R. 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20°-28° South latitude. *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin*, 71 (1): 49-64.
- Jordan, T., Isacks, B.L., Allmendinger R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., y Ando, C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, v.94, p. 341-361.
- Kennan, L., Lamb, S., y Rundle, C., 1995. K/Ar dates from the Altiplano and Cordillera Oriental of Bolivia. Implications for Cenozoic stratigraphy and tectonics. *Journal of South America Earth Sciences*, 8(2):163-186.
- Koukharsky, M., 1988. *Geología de la Puna en la región que media entre el cerro Socompa y el cerro Tul Tul, provincia de Salta*. Tesis doctorado. UBA. inédito.
- Lovejoy, N.R., Bermingham, E., y Martini, A.P., 1998. Marine incursion into South America. *Nature*, Vol. 396 (3 de diciembre de 1998), pp. 421-422.
- Marret, R.A. 1990. *The Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna plateaus and adjacent foreland, northwestern Argentina Andes* (Ph. D. thesis). Cornell University, Ithaca, New York, 365 p.
- Marshall, L.G., y Lundberg, J.G., 1996. Miocene Deposits in the Amazonian Foreland Basin. Technical comments. *Science*, vol. 273 (5 July, 1996), p. 123-124.
- Marshall, L.G., T. Sempere y Gayet, M., 1993. The Petaca (Late Oligocene-Early Miocene) and Yecua (Late Miocene) formations of the subandean-Chaco basin, Bolivia, and their tectonic significance. *Documents Laboratoire Géologique Lyon* 125: 291-301.
- Palma, R., 1978. Estratigrafía y sedimentología de la quebrada de Arca Yaco (Tolombón, Provincia de Salta, Argentina). *Acta Geológica Lilloana* 15(1): 79-104.
- Pascual, R. 1983. Novedosos marsupiales Paleógenos de la Formación Pozuelos (Grupo Pastos Grandes) de la Puna, Salta, Argentina. *Ameghiniana* 20 (3-4): 265-280.
- Paxton, Ch. G.M., Crampton, W.G.R., y Burgess, P., 1996. Miocene Deposits in the Amazonian Foreland Basin. Technical comments. *Science*, vol. 273 (5 July, 1996), p. 123.
- Ramos, V., y Alonso, R. N., 1995. El Mar Paranense en la Provincia de Jujuy. *Revista del Instituto de Geología y Minería*, N° 10, pp. 73-80.
- Räsänen, M.E., A.M. Linna, J.C.R. Santos, y Negri, F., 1995. Late Miocene Tidal deposits in the Amazonian foreland basin. *Science* Vol. 269 (21 July): 386-390.
- Räsänen, M.E. y Linna, A.M., 1996. Miocene Deposits in the Amazonian Foreland Basin. Technical comments. *Science*, vol. 273 (5 July, 1996), p. 124-125.
- Roth, S. 1908. Beitrag zur Gliederung der Sedimentablagerungen in Patagonien und der Pampasregion. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, Beilageband 26: 92150.
- Russo, A. y Serraiotto, A., 1979. Contribución al conocimiento de la estratigrafía terciaria en el noroeste Argentino. *VIII Congreso Geológico Argentino* (Neuquen), Actas 1: 731-748.
- Salim, F. 1991. *Estudio Geológico de la transición entre la Formación Pozuelos y la Formación Sijes*. Tesis Profesional. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta.
- Salfity, J.A., Gorustovich, S., Gonzalez, R.E., Monaldi, C.E., Marquillas, R., Galli, C. y Alonso, R.N., 1996. Las cuencas terciarias posincaicas de los Andes Centrales de la Argentina. *XIII Congreso Geológico Argentino, Actas*, Vol. I, pp. 453-471.
- Sempere, T., 1995. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions (In: Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H.J., 1995. *Petroleum basins of South America*. AAPG, Memoria 62, 792 p.)
- Stappenbeck, R., 1926. *Geologie und Grundwasserkunde der Pampa*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1-512 p.
- Strecker, M.R. 1987. *Late Cenozoic landscape development, the Santa María Valley, Northwest Argentina* (Ph. D. thesis). Cornell University, Ithaca, New York, 261p.

- Sureda, R. J., Galliski, M., Argañaraz, P. y Daroca, J., 1986. Aspectos metalogénicos del Noroeste Argentino (Provincias de Salta y Jujuy). *Rev. Capricornio* (1): 39-95.
- Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H.J., 1995. *Petroleum basins of South America. AAPG, Memoria 62*, 792 p.
- Turner, J. C.M., 1960. Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste. *Acta Geológica Lilloana*, 3: 191-226.
- Turner, J. C. M., 1964. Descripción de la Hoja Geológica 7c, Nevado de Cachi, Salta: *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 99*.
- Turner, J.C.M., 1972. Puna. Geología Regional Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*. I: 91-116. Córdoba.
- Turner, J.C.M. y Méndez, V. 1979. Puna. Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*. 13-56.
- Uliana, M.A. y K.T. Biddle, 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias* 18: 172-190.
- Vandervoort, D.S. 1993. *Non-Marine Evaporite Basin Studies, Southern Puna Plateau, Central Andes*. Tesis Doctoral. Cornell University, Ithaca, New York.
- Vandervoort, D.S., Jordan, T.E. y Zeitler, P.K., 1991. Paleogeographic evolution of a Neogene intraplateau basin, southern Puna plateau, central Andes: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 24, p. 285.
- Vandervoort, D.S., Jordan, T.E., Zeitler, P.K. y Alonso, R.N. 1992. Neogene intraplateau basins of the southern Puna plateau, central Andes, NW Argentina: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v.24, p. 356.
- Vandervoort, D.S., Jordan, T.E., Zeitler, P.K. y Alonso, R.N. 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentine Central Andes. *Geology*, 23, 2: 145-148.
- Vilela, R.C., 1969. Descripción geológica de la Hoja 6c, San Antonio de los Cobres. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 10*.
- von Ihering, H., 1919. Consideraciones generales sobre las formaciones sedimentarias cretácico-terciarias de la Patagonia. *Physis, Revista de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales*. IV: 545-550.
- von Ihering, H., 1927. *Die Geschichte des Atlantischen Ozeans*. Ed. Fisher, 1-237 p.
- Webb, S.D., 1995. Biological implications of the Middle Miocene Amazon Seaway. *Science* 269 (21 July): 361-362.
- Welsink, H.J., Franco, A. y Oviedo, G., 1995. Andean and Preandean Deformation, Bolivia. (In: Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H.J., 1995. *Petroleum basins of South America. AAPG, Memoria 62*, 792 p.).
- Windhausen, A., 1931. *Geología Argentina. Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino*. J. Peuser, Tomo II, 1-645.
- Zabert, L.L., 1982. *Nonion demens* (Bik), foraminífero bentónico en el Mioceno del valle de Santa María (Tucumán) y Selva (Santiago del Estero), Argentina. *II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Corrientes), Actas* 183-196.

Recibido: 12 de mayo de 2000

Aceptado: 15 de noviembre de 2000