

EDADES, DISTRIBUCIÓN, CONTROLES TECTONICOS Y EUSTÁTICOS DE LAS INGRESIONES MARINAS PARANENSE Y CARIBEANA EN EL SUR DE BOLIVIA Y ARGENTINA

Hernández R.¹, Jordan T.², Dalenz Farjat A.¹, Echavarría L.³, Idelman B.⁴, Reynolds J.⁵

¹ XR Consultants, Gral. Savio #1035. Salta (CP 4400). Argentina. hernandezr@sinectis.com.ar,

² Cornell University tej1@cornell.edu

³ Conicet, Argentina, Cornell University, lee3@cornell.edu

⁴ Lehigh University, bruce.idleman@lehigh.edu

⁵ Brevard College, reynoljh@hermes.brevard.edu

RESUMEN

La ingesión marina Miocena al Continente sudamericano se produce al menos en dos eventos claramente diferenciables en edad y paleogeografía, uno de ellos con edad entre 15 y 13 Ma y otro con una edad entre 10 y 5 Ma. Cada evento tiene variables dominantes propias (tectonismo, eustatismo y/o velocidad de sedimentación) que permite la preservación de su registro y el desarrollo o extensión del mar sobre el continente. La ingesión producida entre 15 y 13 Ma es tectónica y eustática, utilizando viejas zonas de acomodación de sedimentos en la placa Sudamericana en un estado global del nivel del mar alto, mientras que la existente entre 10 y 5 Ma es predominantemente tectónica vinculada a las zonas de generación de espacio por la carga tectónica que desarrolla el crecimiento de la faja plegada de Cordillera Oriental en los Andes Centrales. La ingesión *atlántica*¹ registrada en la Argentina entre los 15 y 13 Ma no tuvo conexión intracontinental con la *caribeña* registrada en Bolivia ya que esta tiene una edad menor a 7.7 Ma. Los límites de extensión del mar para cada ciclo de inundación aquí definido no tuvieron conexión directa intracontinental con los datos hasta hoy conocidos.

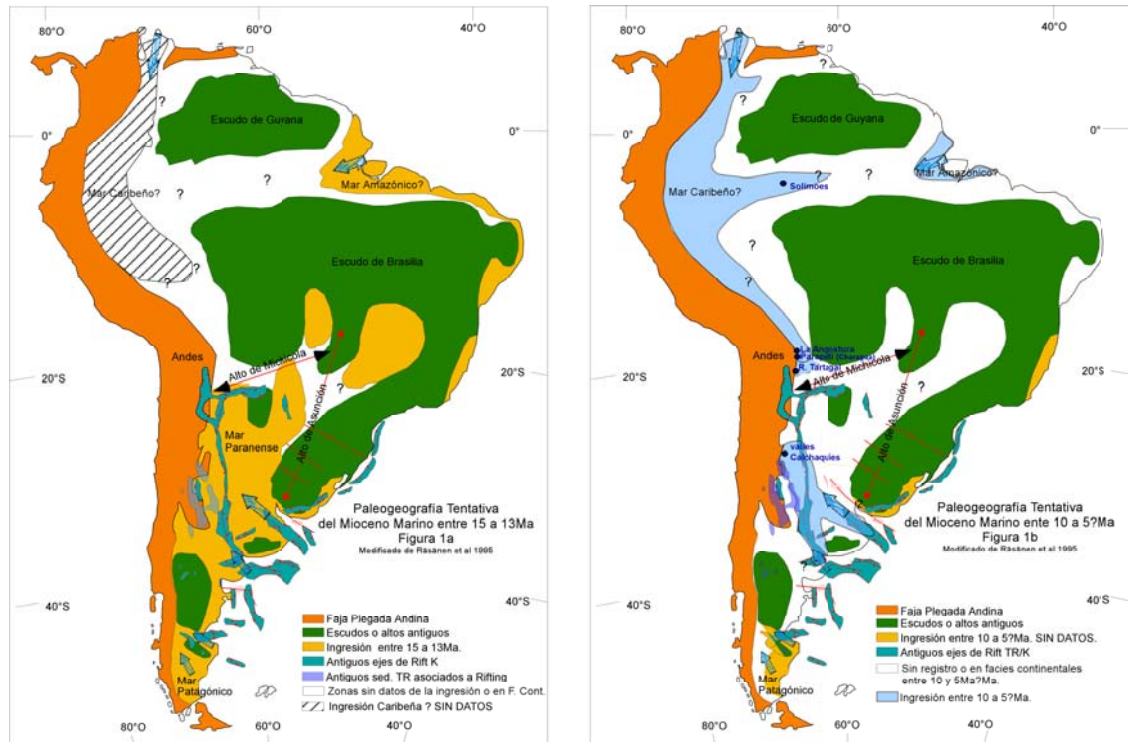
INTRODUCCION

Las ingresiones marinas Miocenas ocuparon inmensas extensiones en América del Sur. El mayor desarrollo de estas ingresiones, conocidas como “Mar Paranense”, “Mar Amazónico” (Räsänen M *et al* 1995, Webb S. 1995) o Caribeño (Ramos V. *et al* 1995), se extendieron en una gran porción de Argentina oriental, Uruguay, parte de Paraguay, Bolivia Sur y el sector de Brasil (Figura 1a y 1b) a través de conexiones estrechas o aisladas. Era un mar epicontinental con anchas conexiones al Atlántico Sur y al mar Caribe a través de depresiones tectónicamente relacionadas o heredadas.

En este trabajo se presenta nueva información de una datación en la base de la ingesión marina Miocena encontrada en Charagua, Bolivia, como así también la asociación de mi-

¹ En este trabajo se denomina *Ingesión atlántica o Paranense* a la que ingresa por la Cuenca Chaco-Paranense e *Ingesión caribeña* a la ingesión proveniente de la cuenca del Amazonas actual y/o por Venezuela. En lo que respecta a la fauna en ambos casos es reconocida como de origen caribeña.

crofauna asociada en la misma localidad y próxima al perfil de La Angostura al sudoeste de Santa Cruz donde se encontró fauna de manifiesto mar abierto.



La edad de los depósitos marinos Paranenses es polémica, desde que d'Orbigny (1842) los asignó al Terciario, los autores posteriores lo refirieron al Mioceno Medio (Del Río, 1999), al Mioceno tardío (Frenguelli, 1920, Rossi de García, 1966, Aceñolaza, 1976, Zibert y Herbst 1977, entre otros) o también al Plioceno (Bidegain, 1993).

Hoy se tiene en las zonas litorales de este mar en Argentina, en la cuenca de Solimoes en Brasil y con este trabajo en Bolivia, dataciones por medio de líneas evolutivas de vertebrados y/o isotópicas y algunas columnas estratigráficas con definición de reversas paleomagnéticas (Reynolds *et al* 1994, 2000, Galli C. *et al* 1994, Hernández *et al* 1996, 1999).

En Brasil las dataciones más actualizadas están basadas sobre evidencias paleontológicas de roedores (Räsänen M *et al* 1995, Webb S. 1995).

ESTRATIGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS PARANENSES Y AMAZONICOS O CARIBEÑOS

La ingresión Paranense ocupó la mayoría de la depresión de la cuenca Chaco-Paraná y el borde patagónico argentino. Su presencia es bien conocida en el subsuelo de la planicie Chaco y en afloramientos de la Provincia de Entre Ríos, Argentina, donde recibió la no-

minación de Fm Paraná. Su espesor es variable entre unos pocos metros a más de 200 m. Aceñolaza & Aceñolaza (2000) describen algunas columnas afloradas en Entre Ríos compuestas esencialmente por tres unidades, la inferior está formada por areniscas entrecruzadas bien seleccionadas, le siguen pelitas intercaladas de areniscas de grano fino conteniendo bivalvos (*Placunanomia*, *Pecten* spp) y ostreidos. Finalmente hacia el techo, reconocieron calizas arrecifales. Secuencialmente estos depósitos han sido interpretados como un episodio transgresivo, representado por un incremento progresivo del nivel del mar con barras de arenas en la base y posibles dunas en la base y hacia el techo de la sucesión calizas arrecifales. (Aceñolaza & Aceñolaza, 2000).

Herbst y Zabert (1987) han interpretado a la Fm Paraná como depositadas en un ambiente litoral, de variable salinidad del agua, generalmente salobre, en un clima tropical a subtropical.

En el noreste de la Patagonia, alrededor de la Península de Valdés los sedimentos correspondientes a esta ingesión fueron llamados Fm Puerto Madryn (Haller, 1978), con 200 m. de espesor formados por coquinas, areniscas con estratificación entrecruzada con “drapes” pelíticos, fangolitas con laminación enterolítica, y fangolitas bioturbadas. Scasso *et al.* (2001) considera a estas como un depósito de plataforma somera con influencia de tormentas, involucrando hacia arriba a un ambiente estuarino dominado por mareas. La Fm Puerto Madryn sobreyace al Oligoceno superior- Mioceno inferior de la Fm Gaiman y es sobreyacida discordantemente por las gravas glaciales del Plioceno? (Rodados Patagónicos).

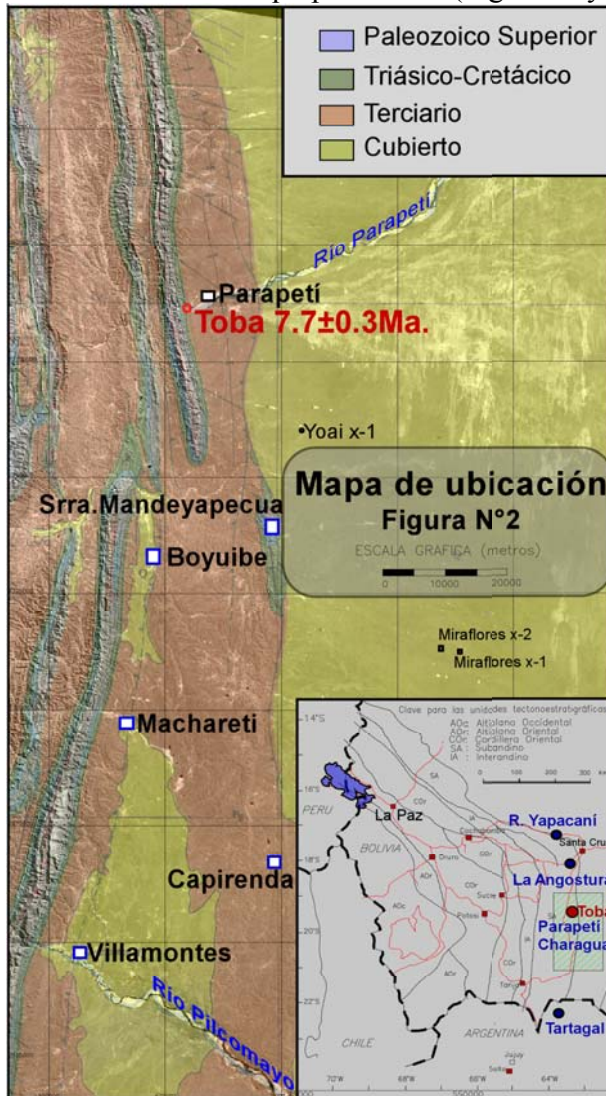
Al oeste de Bolivia y Argentina, en el pie de sierra Subandino se ha desarrollado y relacionado con el levantamiento Andino, un amplio ambiente desde lacustre a “playa lake” como el desarrollo distal de una cuenca de antepaís. Algunas unidades están relacionadas a una influencia marina somera y restringida en algunos niveles intercalados entre depósitos continentales de grano fino de “playa lake”.

En Bolivia, los depósitos lacustres y fluviales distales con influencia marina restringida de edad miocena son nominados como Fm Yecua, estos sobreyacen los depósitos del Oligoceno tardío al Mioceno Medio nominados como Fm Petaca (Marshall *et al.*, 1993), y transicionalmente son sobreyacidos por los depósitos de la Fm Tariquia. La Fm Yecua consiste de 0 a más de 300 m. de fangos verdes a negros, margas, y areniscas calcáreas. La Fm. Yecua, al sur de los 17° de latitud sur, tiene abundante cantidad de fósiles indicando un ambiente depositacional salobre y marino somero (Marshall *et al.*, 1993) intercalados con facies continentales de planicies de fango o playa lake.

La Fm Yecua, punto inicial que motiva este trabajo, es descripta en la columna aflorada en el flanco oriental del anticlinal Sierra de Charagua cortado por el Río Parapetí (Figuras 2 y 3):

sobreyaciendo a las areniscas eólicas del Cielo Tacurú se encontró, circunstancialmente, un reducido espesor (50 cm.) de un conglomerado basal polimíctico con clastos de pedernal bien redondeados con procedencia de la subyacente Fm Vitiacua; sobreyacen facies eólicas terciarias con paleosuelos sobrepuestos (30 m); finalmente, antes del registro de la ingesión marina se preservaron unos 200 m de sistemas fluviales efímeros con paleosuelos calcáreos sobrepuestos que representan una baja tasa de sedimentación. Sobreyacen en forma neta, unos 250 m de facies marinas, litorales y continentales alternantes, representadas por sedimentos pelíticos con limonitas y areniscas finas intercaladas de colores gris a gris ver-

oso y rojo oscuro; muestran un rápido ascenso del nivel de base relativo respecto a la sucesión rocosa subyacente, es en la base de esta sección que se encontró la toba datada aquí presentada (Figuras 2 y 3).



En este caso particular de la Fm Yecua, se presenta con mayor detalle los eventos que aportan una diagnosis marina alternante con facies continentales a partir de la biodiversidad existente en esta unidad y posicionados en el tiempo por la primera datación isotópica existente para esta ingresión Amazónica en Bolivia y Brasil:

Consideraciones sobre la fauna:

En el corte del río Parapetí en la Serranía de Charagua, existe un afloramiento continuo de la Formación Yecua (Fig. 2 y 3). La secuencia que contiene la fauna se encuentra por encima del nivel tobáceo mencionado. Mediante la datación de esta toba, toda la fauna que se presenta a continuación tiene una edad menor a los 7.7 ± 0.3 Ma.

Estos resultados se integran en el análisis regional aquí mostrado (Figura 1a y 1b) así como su posible relación con el mar Amazónico.

En la Serranía de Charagua se ha colectado fauna de tres niveles. Si bien en los tres se tiene un predominio de bivalvos pequeños, es en la fracción microscópica donde se diferencian.

El primer nivel de fauna se encuentra a centímetros por encima del nivel de toba (Fig. 3). En este nivel se encontraron:

Fauna continental lacustre y marina restringida: bivalvos heterodóntidos de mala preservación, de la familia Corbiculidae indet. que conservaron partes del molde interno, y un par de individuos, fragmentos del área umbonal, donde se observa el lugar de emplazamiento de un posible diente cardinal. Además se encontró un fragmento de un posible vertebrado (pez?) poco claro. No se encontró micro fauna en la fracción fina de la muestra tratada en agua.

El segundo nivel de fauna (Figura 3) se encuentra en la parte media de la formación aflorada. La coquina se encuentra constituida por:

Fauna continental lacustre y marina restringida: bivalvos heterodóntidos de la misma familia anteriormente mencionada, pero además por una fuerte concentración de ostrácos de conchillas lisas. Entre los bivalvos, se observa solamente un fragmento de charnela, muy mal conservada, con un posible diente posterior alargado, a lo largo del borde del área dorsal de la valva. Esto no permitió realizar una determinación genérica. Los ostrá-

codos de la fracción fina fueron seleccionados de los residuos más finos, siendo de tamaños muy reducidos.

La fracción fina de esta muestra fue tratada con agua y se encontró que contenía fragmentos dudosos de gasterópodos turritélidos muy pequeños. El grado de preservación es muy malo, la granulometría de la arena fina no permite una conservación apropiada de organismos tan pequeños. Sin embargo, se tienen moldes con morfologías circulares globosas.

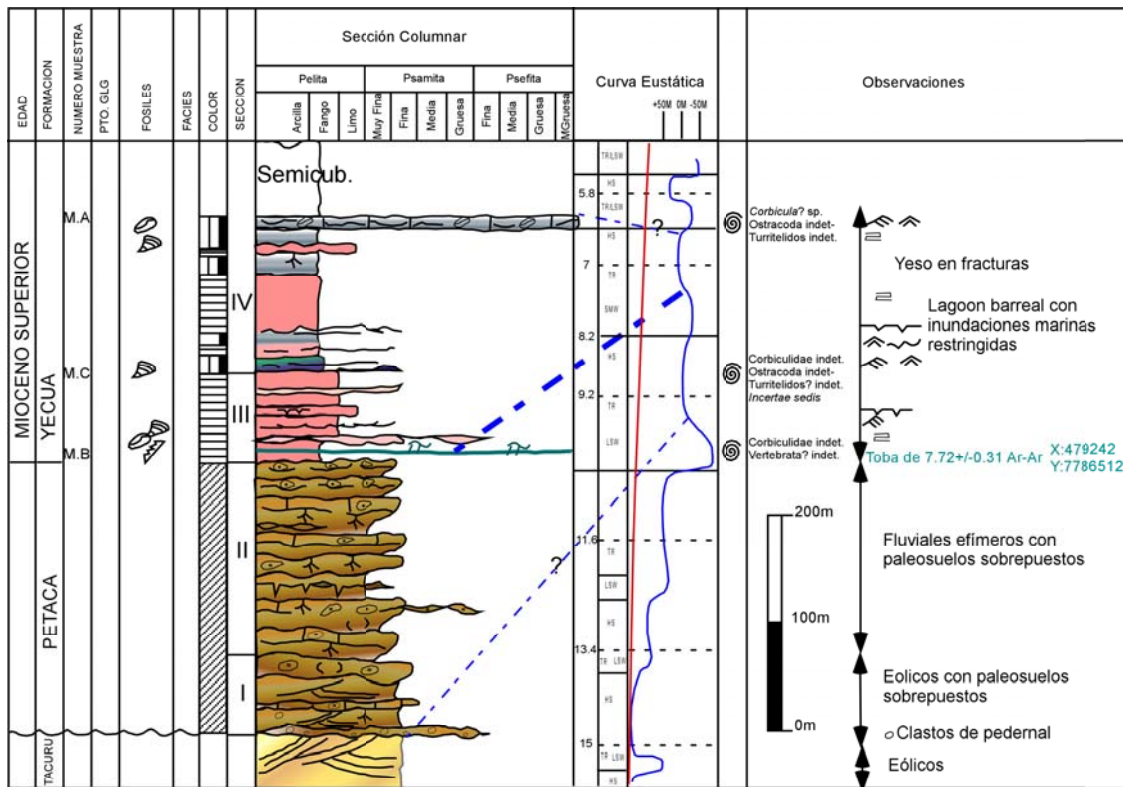
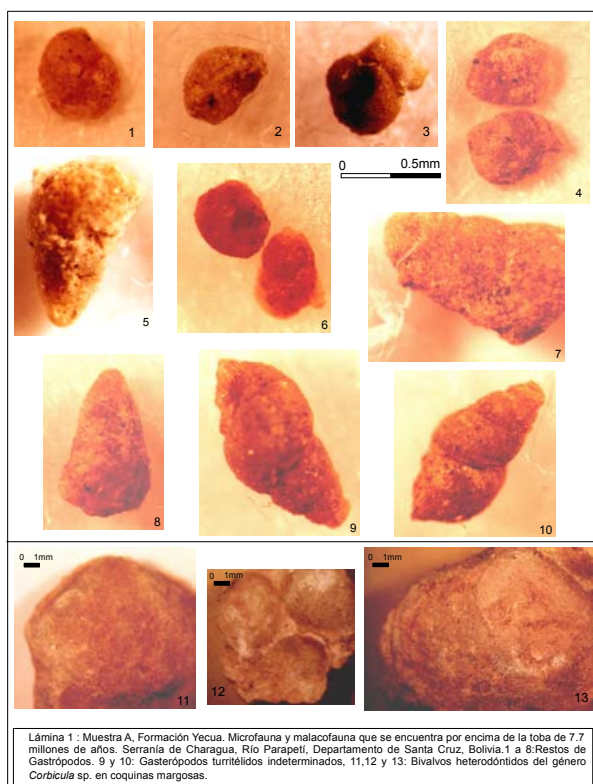


Fig. 3 : Columna Estratigráfica del Terciario en el Río Parapeti, en la Serranía de Charagua. Ver Figura 2 Plano Ubicación.

El tercer nivel (Figura 3) se encuentra en el techo del perfil aflorado. Este es el más interesante no solamente por la mejor calidad de la fauna bentónica preservada, si no también por la presencia de microfauna más clara (Lámina 1).

Fauna continental lacustre y/o marina restringida. Esta coquina es bioportada por capas de bivalvos fosilizados unos sobre otros, demostrando un cierto retrabajo. Muy pocos individuos están en posición de vida. Por otro lado, se observan individuos juveniles y adultos. Esto haría pensar que el grado de transporte que hubiera sufrido esta fauna pudo no ser tan intenso (asociaciones de parautóctonas a alóctonas). Se clasifican estas conchillas como siendo del género *Corbicula?* sp. por la morfología de dos charnelas conservadas. Aunque la preservación es precaria, al tratarse de moldes internos, se observó una charnela heterodóntida con un diente posiblemente posterior y un diente cardinal central. La orientación de las valvas determina un umbón prosógiro. Igualmente algunos individuos adultos suelen conservar líneas concéntricas en el borde ventral de la conchilla. La morfología general de las valvas varía mucho, probablemente debido a la heterogeneidad de edades de los individuos. Por el grado de transporte medio, la ausencia de conchillas más “viejas” en la base, puede considerarse que este horizonte además de tener fauna parautóctona a alóctona, ha tenido que sufrir un tiempo de condensación en su formación (Lámina 1, Fotos 11, 12 y 13).



Se registró también un gasterópodo turrítelido muy pequeño (Lámina 1, Fotos 9 y 10) y conchillas lisas de ostrácodos

Se observan concentraciones de ostrácodos de conchilla lisa.

En este nivel de coquinas se ha producido la mayor concentración de bivalvos y de ostrácodos, con condiciones de fosilización malas. La presencia de bivalvos heterodóntidos en la Formación Yecua no es nueva. Se ha reportado la presencia de pequeños bivalvos tanto en la localidad tipo (Russo, 1955 y Branisa, 1970) como en la Sierra de Charagua (Informes internos de YPF, Dalenz Farjat, 1990, Informes 225, 224 y 233). Además, en niveles equivalentes, en el centro de Bolivia como la Formación Tariquí en el Río Alto Moile del Chapare (Informe interno de YPF n°247, Dalenz Farjat 1990). Igualmente se reportaron bivalvos heterodóntidos en La Angostura a 80 Km. al suroeste de Santa Cruz de la Sierra (Palmer *in* Branisa 1970, Dalenz Farjat 1992, Informe Interno YPF n°364) y en la Serranía de Gutiérrez, en el Río Grande, informes internos n°441 y 451, Dalenz Farjat 1994 y

Branisa 1970).

La fracción microscópica de esta muestra contiene fragmentos de gasterópodos (Lámina 1 Fotos 1 a 10).

Estos resultados son integrados a los datos preexistentes de estudios realizados por YPF y otras compañías petroleras como Shell y Standard Oil que trabajaron hasta los años 50 en el Subandino sur boliviano (datos por su generalidad inéditos) para armar una paleogeografía del evento como “máximo flooding” paranense y su relación con el mar amazónico. La presencia marina en parte del Subandino sur boliviano como en la Serranía de Charagua, Serranía de Mandeyapecua y en la Serranía de Espejillos en Santa Cruz, está documentada por la presencia de fauna marina en varias localidades:

La Angostura (Figura 2) es un perfil a 80 Km. al suroeste de la ciudad de Santa Cruz de la Sierra (Bolivia), es el punto donde se registra la mayor diversidad de fauna marina en la Formación Yecua. Se registran

Fauna continental lacustre y marino restringido: bivalvos heterodóntidos del género *Corbicula* sp. (Dalenz Farjat, 1992, informe interno YPF-CTP n°364 y Palmer *in* Branisa, 1970). Además se registraron ostrácodos que Sigal (1968) encuentra en este perfil, y que Grecoff (IFP, *in* Sigal *op. cit.*) define como *Cyprideis* aff. *floridana* (Howe & Hough, 1935), una especie de ambiente restringido (*brackish sensu* Sigal, *op. cit.*) conocida en el Mioceno superior de Florida (USA) y en Carolina del Norte, Virginia y Cuba. El mismo autor menciona un ambiente estuarino para el género.

Fauna marina restringida: foraminíferos (Dalenz Farjat, 1992, informe interno YPF-CTP n°364 y Branisa 1970).

Fauna marina: cirrípedos (observaciones de este trabajo, Abril 2002), fragmentos de cangrejos tipo *Balanus* sp. y gasterópodos marinos tipo *Natica* sp. (Suárez Riglos *et al.*, en prensa), braquiópodos inarticulados del género *Orbiculoidea* sp. (obs. este trabajo. del material del Dr. Suárez Riglos, Marzo 2002).

Más al norte y noroeste, los afloramientos de la Formación Yecua contienen **fauna continental** con cocodrilo, tortugas, bivalvos y peces como en el Río Gualberto a 210 Km. al nor-noroeste de Santa Cruz

(Marshall, Sempere y Gayet, 1993). Al norte de Santa Cruz, en el Río Yapacaní, se encuentran mamíferos continentales comparables a *Theosodon* (Marshall, Sempere & Gayet, *op. cit.*) y anguilas eléctricas como *Ellisella kirschbaumi*, Gayet & Meunier (1991) en niveles de la Fm. Yecua, pero cuya datación es aún poco precisa. Podemos entonces pensar que la influencia marina de La Angostura podría ser correlacionable con aquella detectada en Charagua, siendo de edad por lo menos menor a 7.7 Ma. Hasta el momento, no se han detectado niveles de tobas en La Angostura. (Figura 2). La ingesión marina que se registra en La Angostura, interpretada desde el norte, representa la fauna marina occidental de esta “lengua” de mar y hacia el oeste de la misma se observa la fauna y ambientes marginales y mixtos con los afloramientos localizados entre La Angostura, el Río Gualberto y el Río Yapacaní. (Figura 2)

La segunda localidad es el corte del río Grande, en Abapó, en las Serranías de Gutiérrez y Tatarenda:

Fauna marina restringida: Fueron registrados en dos oportunidades foraminíferos en este corte, con dos géneros determinados provisionalmente, *Globigerina* sp. y *Gyroidina* sp. (Dalenz Farjat, 1995, Informe 13-67 y 13-87).

Fauna continental lacustre y marino restringido: ostrácodos de conchillas lisas, bivalvos indeterminados, gastrópodos del tipo *Gyrodes* sp. o *Natica* sp., fragmentos de vertebrados, dientes indeterminables (Branisa, 1970).

La tercera localidad es el corte del río Parapetí en la **Serranía de Charagua**, que describimos en párrafos superiores. Este perfil también fue estudiado por YPFB en 1990 cuando se registró:

Fauna continental lacustre y marino restringido: malacofauna con bivalvos heterodóntidos y gastrópodos pequeños, ostrácodos de conchillas lisas

En el 2000, la empresa XR s.r.l. levanta la columna en el río Parapetí como objeto de una permanente investigación del Terciario, encuentra el nivel tobáceo acá documentado, y confirma parcialmente los hallazgos faunísticos descritos por YPFB.

La cuarta localidad es en la Serranía de Charagua, al norte del Río Parapetí en quebradas pequeñas de dirección este-oeste. En 1989 YPFB colecta material de la Formación Yecua en las Quebradas Muchirí, Cururutí y Curí con el siguiente resultado:

Fauna marina restringida: foraminíferos *Rotalia* sp. cf. *Rotalia beccarii* (informes internos de YPFB, CTP N°224, 225 y 233, Dalenz Farjat, 1990, inédito, Muestra EM-1011).

Fauna continental lacustre y marino restringido: Bivalvos *Corbicula* (*Corbiculella*) sp. Von Ihering, 1907, y *Ditypodon* sp. Sandberger, 1875.

Ostrácodos indeterminados y fragmentos de vertebrados (peces?) (Informes internos de YPFB, CTP N°224, 225 y 233, Dalenz Farjat, 1990, inédito, Muestra EM-1011).

En base a la fauna de bivalvos, el género *Corbicula* (*Corbiculella*) von Ihering, 1907, aparece en el Mioceno superior a Plio-Pleistoceno de Sudamérica y *Ditypodon* Sandberger, 1875, es del Mioceno Superior a Plioceno Inferior europeo (Cox *et al.*, 1969)

Si bien la presencia de foraminíferos es una prueba de la ingesión marina hasta paleolatitudes muy bajas como 20°, la determinación ambiental de estas ingesiones pudo ser de mares muy restringidos, donde las salinidades pudieron disminuir fuertemente. Zabert (1984) menciona la presencia de foraminíferos en la actual zona fluvio-marina del Río de La Plata, donde la salinidad puede disminuir notablemente. La mayor parte de los foraminíferos son marinos y estenohalinos (soportan salinidades de 34 y 36 por mil). También en el lago salino de Coorong District de South Australia, con fluctuaciones de salinidad desde 10o/oo a >180o/oo, se han encontrado 5 especies de foraminíferos (Cann & De Deckker, 1981). Algunos pueden estar en ambientes hipersalinos como lagunas arrecifales con una salinidad de hasta 50 por mil (Cann, J.H. & P. De Deckker, 1981). Como se mencionó los foraminíferos pueden soportar variaciones importantes de salinidad, encontrándose en todos los medios a excepción de los lacustres, en los que no existirían (Bignot, 1988). Sin embargo, en estos últimos años se pudo observar que existiría la posibilidad de evolución específica de foraminíferos en lagos que tuvieron en algún momento contacto por medio de un momento de ingesión marina (y formación de nuevas especies mediante la especiación alopátrica). Patterson & McKillop, 1991v. Boudreau *et al.*, 2001.

La profundidad no es un parámetro muy significativo, ya que pueden ocupar diversas profundidades, en función de las variaciones locales de temperatura, de oxigenación del medio, de cantidad de luz. En particular los globigerínidos que se encuentran en la Serranía de Charagua, son planctónicos, presentando cámaras globosas poco numerosas.

La quinta localidad es la Quebrada Itani de la Serranía de Charagua:

Fauna continental lacustre y marina restringida: Bivalvos *Goodallia* (*Goodallia*) sp., Ostrácodos indeterminados y Oogonios de Caráceas (informes internos de YPFB, CTP N°224, 225 y 233, Dalenz Farjat, 1990, inédito).

La sexta localidad es la Quebrada Saipurú al sur de las anteriormente citadas y al norte de la localidad de Charagua, en la Serranía de Charagua. Esta fauna fue colectada y estudiada por Branisa, pero nunca fue publicada (información inédita facilitada por Suárez Siglos y Suárez Soruco):

Fauna marina: Crustáceos con pinzas denticuladas y del tipo *Balanus* sp. y foraminíferos determinados como Rotaliidae, probablemente pertenecientes a *Ammonia beccarii*? (Linne), determinados por Bermúdez de la Universidad de Caracas en 1969 (inédito).

Fauna continental lacustre y marina restringida: Ostrácodos del tipo *Cyprideis* sp.

La séptima localidad es la quebrada Taputá en la Serranía de Charagua, al sur de Saipurú:

Fauna marina: este es uno de los hallazgos más viejos que se hizo en Bolivia en niveles de estas pelitas. Se trata de un hallazgo de los geólogos de Shell de *pinzas de cangrejos* que fueron estudiados por Branisa en 1970, al comparar con la fauna de la Quebrada Saipurú (Branisa 1970).

La octava localidad es la localidad tipo de la Formación Yecua. Se encuentra en la quebrada homónima, en la **Serranía de Mandeyapecua** (Figura 2), cerca de Carandaití, donde Branisa (*op. cit.*) menciona que el geólogo Mather (1922) encuentra la siguiente fauna y es determinada por Ulrich del Servicio Geológico de Estados Unidos:

Fauna continental lacustre y marina restringida: bivalvos como *Tellina* sp., *Senis* cf. *elongatus*, *Cymbophora* sp., cf. *Corbula* sp., cf. *Cyrena* sp., entre otros, gastrópodos comparables a los géneros *Turritella* y *Natica*, ostrácodos como *Bythocypris* sp., *Cyprideis* sp., de ambiente hipersalino.

Fauna marina: foraminíferos de la especie *Ammonia beccarii*, cirrípedos como *Balanus* sp., además de decápodos y fragmentos de cangrejos (Branisa *op. cit.* y Marshall, Semperre & Gayet, *op. cit.*).

La última localidad es un dato en subsuelo en el Chapare (Cochabamba) y constituye el dato más central de Bolivia de la influencia marina. Se trata del pozo Puerto Ramos de YPFB, perforado en 1990, donde se encuentran

Fauna marina restringida: foraminíferos en los siguientes tramos: 3180-3200 mbbp (muestra YPFB Pal 8066) y 3200-3220 mbbp (muestra YPFB Pal 8067), atribuidos a tramos atravesados de la Formación Yecua (Dalenz Farjat 1994, Informe 13-45, inédito).

Como síntesis general del contenido faunístico analizado, se puede pensar que la fauna es de mar abierto en La Angostura y se va haciendo fauna de ambientes restringidos y confinados hacia el sur, en las Serranías de Charagua y Mandeyapecua.

En territorio argentino, debemos mencionar los hallazgos de foraminíferos encontrados en la Formación Las Arcas *sensu* Ruiz Huidobro *in* Zabert (1984), o Formación San José según Zabert (*op. cit.*), datan sedimentitas del Mioceno superior (**menor a 10 Ma** González O. *et al* 2000. Pág.36) del Valle de Santa María (Tucumán) y Selva (este de Santiago del Estero). La fauna encontrada corresponde a la especie del foraminífero *Nonion demens* Bik 1964, según Zabert (*op. cit.*) de ambiente de muy baja salinidad, pudiendo ser fluviomarino con influencia continental. Igualmente otra de las formas frecuentes en la

asociación de este foraminífero es *Rotalia beccarii* como una forma muy “plástica que se adapta fácilmente a diversos ambientes”.

Cambiando a un nivel temporal de edades definidas por dataciones de 14 Ma (Hernández *et al.* 1999) al este de la Sierra de la Candelaria, la Formación Anta contiene foraminíferos, tanto en su sección inferior (Serraiotto 1978 *in* Galli 1995, Russo & Serraiotto, 1978) como superior (Galli 1995). (Figura N° 4b)

En el noroeste de Argentina, la Fm Anta es una unidad ampliamente desarrollada, con 260 m de espesor en Cordillera Oriental que se espesa hacia el este con 720m de espesor en el Sistema de Santa Bárbara. La Fm Anta está formada por limonitas, fangos y areniscas de grano fino predominantemente rojas y bien laminadas, (Gebhard *et al.*, 1974, Russo & Serraiotto, 1978). En algunos horizontes marinos no restringidos se observan calizas oolíticas.

La Formación San José fue correlacionada con las Formaciones R. Salí y Paraná en base a su contenido de foraminíferos (Gavriloff & Bossi, 1992) pero en base a las nuevas dataciones de la Fm Anta, correlacionada con la Fm Río Salí (Galli 1995 *op. cit.*), se interpreta que corresponden a dos ingresiones atlánticas separadas en el tiempo por unos 3 a 4 Ma (el error de la datación en base a los microfósiles sería del 30% al 40% del registro en tiempo).

Para el sur en las Provincias de Tucumán y Catamarca, las formaciones Río Salí y San José consisten de fangos, areniscas calcáreas y calizas estromatolíticas (Bossi & Palma, 1982), conteniendo foraminíferos que revelaron un ambiente marino con salinidad variable. Lo cual mostraría un fuerte diacronismo de las facies en el tiempo de 14 Ma para Río Salí y menor a 10 Ma para San José.

En la región del Campo de Talampaya, Provincia de La Rioja, Malizia *et al.* (1995) han descrito depósitos de grano fino (Fm Río Mañero) que representan depósitos miocenos de “playa-lake” cuenca distal de antepaís pero **sin** evidencia de influencia marina.

Finalmente, en la Cordillera de San Juan y Mendoza, Pérez *et al.* (1996) ha identificado con la Fm Chinchas, fangos y limolitas intercaladas con areniscas y escasos conglomerados que contienen foraminíferos sugiriendo una influencia marina. Ellos concluyen que el Miembro TC5 la Fm Chinchas podría corresponder a un ambiente lacustre en una cuenca distal de antepaís producida por el levantamiento del Cordón del Espinacito, la cual ha sido inundada esporádicamente por el mar Paranense de los 14 Ma.

PALEOGEOGRAFÍA

El Mar Paranense y Caribeño se puede definir en 2 intervalos con la imposibilidad de datar exactamente el máximo “flooding” en todas las posiciones y ellos son:

a.- Entre 15 a 13 Ma (Figura 4)

b.- Entre 10 a 5? Ma (Figura 3)

Estas dos edades a. y b. son las encontradas con fauna marina a marino restringida, su registro sedimentario, en general, está representado por un espesor relativamente reducido (unos pocos metros y en algunos casos no superan los decímetros) en relación al espesor total de las unidades estratigráficas que los incluyen.

A medida que se encuentren posiciones más cercanas a la fuente de ingresión marina, cada inundación se hará más vieja por la base (tiempo transgresivo) y mas joven por el techo (progradaciones) lo cual puede confundir la separación de ambas ingresiones. Para realizar este detallado estudio aún no se cuenta con la interpretación de los datos necesarios a la luz de estas nuevas determinaciones. Ellos seguramente están en el análisis de los miles de kilómetros de líneas sísmicas que unen la cuenca Paranense con la Amazónica desde el norte de la provincia de Buenos Aires Argentina hasta Santa Cruz Bolivia y los pozos perforados en esa área cuyos recortes habitualmente no han sido vistos por micropaleontólogos.

Esto quiere decir que, sin duda, pueden existir posiciones geográficas con fauna marina más vieja o más nueva que esta edad pero estarían relacionadas genéticamente, al menos, a uno de estos dos picos de ascenso del nivel de base relativo.

Este paleogeográfico del “máximo flooding” (Figura 1ayb) es aproximado e interpretado en varias posiciones (signos de pregunta) debido a que no se cuenta con los datos necesarios por ser zonas inaccesibles o sin trabajos específicos al respecto en la bibliografía consultada. De todas formas creemos que es un ajuste mejorado a los trabajos originales de Räsänen y un punto de inflexión a fin de ir con nuevos datos ajustando el mismo.

Las zonas en blanco pueden tener registro continental o marino equivalente en tiempo a cada ciclo que involucra el máximo flooding aquí “fotografiado” como expresión instantánea.

El máximo “flooding” a.²(Figura 1a)- ocupó la mayoría de la cuenca Chaco-Paraná, desde la Mesopotamia (este de Argentina) hasta el pie de Sierra de Los Andes (a esa época no existía la faja plegada Subandina). Su ingresión se produjo a lo largo de los valles de los ríos de La Plata y Colorado conectando hacia el norte los valles de los ríos Salado y Dulce y con Salinas Grandes. Hacia el este, limitado por el alto de Asunción (Fernández Garrasino, 1989) desde Paraguay hacia el sur en la Provincias Argentinas de Misiones, y este de Corrientes y Entre Ríos, se desarrolló un alto topográfico que para ese tiempo estaba constituido por rocas del Escudo de Brasilia y rocas volcánicas del Jurásico Superior y Cretácico inferior. La ingresión solamente ocupó una porción restringida del Sur de Uruguay, representada por la Fm Camacho, y hacia el norte se extendió en Paraguay en estrechas depresiones (Pirity Group, Weins, 1996). Hacia el sur ocupó la porción oriental de Patagonia donde está representada por la Fm Puerto Madryn (Haller, 1978,

²Aparentemente esta ingresión no tiene registro conocido en el Mar Caribeño o Amazónico de Pie de Sierra Andino, aunque podría tenerlo en la depresión entre los escudos de Guayana y Brasilia en su sector oriental o al pie de los Andes de esa edad. Su paleogeografía en el sector Norte de Sudamérica se plantea aquí a modo de hipótesis de trabajo.

Scasso *et al.*, 2001), y así esta ingresión se conectó con el mar de Patagonia. El límite occidental es muy irregular y no está bien definido, las áreas donde el mar Paranense está bien documentado son: en la Provincia de San Juan con las prolongaciones marinas representadas por las Fm Chinchas (Pérez *et al.*, 1996), en la Provincia de Tucumán y Salta al este de la Sierra El Aconquija (Gavriloff & Bossi, 1992), en el Valle de Río Salí (Fm Río Salí) y en las Provincias de Salta y Jujuy (Fm Anta, Gebhard *et al.*, 1974, Russo & Serraioto, 1978, Galli *et al.*, 1996, Reynolds, 2000).

El máximo “flooding” b.- es menos conocida su paleogeografía debido a que se tienen dataciones solo en el sector del pie de sierra Subandino (la precisión en tiempo de la paleontología de foraminíferos no permitió hasta ahora separar la ingresión **a** de la **b**, (quizás solucionable con nuevos muestreos o determinaciones). Es con los nuevos hallazgos que se pudo diferenciar claramente este segundo punto temporal de ingresión del mar para Sudamérica dando una nueva forma de análisis a los datos existentes en los valles Calchaquíes y Bolivia. Esto indujo a desarrollar dos puntos de ingresión del mar para la edad entre 10 y 5 Ma, uno de ellos proveniente del mar Atlántico que aprovecha desde el sur las mismas depresiones continentales que utilizó la ingresión de los 15 Ma (pero con menor desarrollo) y llega al Valle Santa María y hasta los Valles Calchaquíes (Fm San José, Palma, 1978; Fm Palo Pintado, Starck y Anzotegui 2001) que son valles intermontanos relacionados temporalmente con facies de Secuencias de Crecimiento al este como son la Fm Guanaco (Gebhard *op cit.*) dentro de la zona estructurada de la faja plegada Subandina. No se tiene registro en facies marinas de esta ingresión más al norte que Cafayate, Salta, pero si se encuentran sus evidencias en un cambio climático a condiciones más benignas, lo cual permitió ver y correlacionar esta ingresión dentro facies continentales e inclusive en estratos de crecimiento intermontanos como son la Fm Guanaco en la zona de Metán, Salta, Argentina (Starck y Vergani 1996 y Starck y Anzotegui 2001³), o la Fm La Maroma en la zona de Orán (Hernández 1999 *op cit.*).

Continuando hacia el norte solo se observan *aflorados* y/o en *subsuelo* para este tiempo, registros en facies continentales de crecimiento estructural o de backbulge.

En los alrededores de la localidad del Río Tartagal próximo en el límite con Bolivia, aflora la Fm Tranquitas (Serie Gris Neta) en el flanco oriental de la Sierra de Aguara Güe, interpretada como de una edad aproximada a los 8 Ma (Hernández *et al.*, en prensa). En muestras de la Fm Tranquitas recolectadas por XR Quatrocchio M, y Martínez concluyen en un informe inédito de Tecpetrol 2001 lo siguiente:

- Las Muestras son estériles o muy pobres en palinomorfos.
- Predominio de materia orgánica amorfa.
- Ausencia o presencia muy escasa de constituyentes de origen continental (presencia de fitoclastos y esporomorfos).
- Importantes cantidades de pirita.
- Se sugieren condiciones ambientales reductoras, de baja energía y distal al área de aporte terrígeno (posiblemente marino para la mayoría de las muestras).

³ El modelo sería equivalente al planteado por Starck y Anzotegui, pero para la Fm San José como equivalente facial lateral y temporal del lago de la Fm Palo Pintado.

Debido a la falta de una diagnosis determinante aún, se prefirió llevar el “máximo flooding” marino hasta aquí de manera hipotética. Si esto fuera así llevaría *la ingresión caribeña* hasta una latitud de S22°20' (Figura 1b).

Ya dentro de Bolivia recién en Mandeyapecua en la localidad tipo de la Fm Yecua, (Marshall *et al*, 1993) se observan nuevamente facies marinas para este intervalo b y se vuelven a perder en los afloramientos al norte de La Angostura (Figura 2) pasando por Charagua, localidad que motivó este trabajo.

La fauna marina de **La Angostura** a 200 Km. al norte de Charagua presentaría características de influencia probablemente nórdicas (caribeñas) y de **mar abierto**. Las pelitas de Charagua, corresponderían a un mar restringido que termina hacia el sur. Esta hipótesis es refrendada por la síntesis del contenido faunístico presentado líneas arriba.

Al continuar hacia el noreste el mar caribeño o Amazónico queda documentado por la fauna marina (dientes de tiburones) y las tidalitas de la Formación Solimoes menor de 10 Ma (Webb, 1995 y Räsänen *et al.*, 1995).

A la luz de las nuevas dataciones se mencionó una conexión equivocada con los datos existentes a este momento entre el Caribe y el Atlántico Sur a través de este mar Amazónico (Ramos & Alonso, 1995). Es posible que el mar de los 10 Ma puede estar unido por el “foredeep” de la cuenca de antepaís a esta edad pero en subsuelo y evitando los pozos existentes, en afloramientos no se pudo seguir una conexión directa debido a la falta de información marina más al norte de La Angostura y más al sur de Mandeyapecua o bien más al norte de La Yesera, Cafayate, Argentina. (Galli, 1995).

La datación de la toba de Charagua (7.7 Ma) permite desvincular al menos esta ingresión Amazónica de la marina Paranense en Metán y Alemania (Provincia de Salta) (14 Ma, Hernández *et al* 1999).

CRONOLOGÍA

La edad de la ingresión Paranense o la del mar Amazónico se ha discutido desde hace tiempo y aún no hay un acuerdo definitivo. La edad inicial ha sido estimada principalmente sobre la base del contenido paleontológico en las facies someras occidentales. En este sentido se asignó a la ingresión Paranense la edad Eoceno por d'Orbigny (1842) pero más tarde Philippi (1893) y Borchert (1901) consideraron esta como pliocena.

¿Cuales han sido las dificultades que impidieron esta definición?

Se puede justificar en:

- 1.- La imprecisión de los métodos de datación (fueron mejorando a través del tiempo).
- 2.- La imprecisión en la determinación de la fauna encontrada debido a la amplitud de su existencia.
- 3.- Al diacronismo basal y cuspidal de la ingresión marina se le dio una magnitud tal que se pensó en un solo episodio indiferenciado (hoy se conoce que estos ciclos sedimentarios, tienen intervalos menores en el tiempo a los asignados para las edades del Ciclo Pa-

ranense como evento único, según los conceptos de Haq *et al* 1987 *op. cit.* y Galloway 1989).

4.- El desconocimiento de las edades de la estructuración a lo largo de los Andes Centrales. Hoy conocidas con algo más de detalle a partir de los trabajos de Reynolds *et al* 1994, 2000, Hernández *et al* 1999, 2002 en prensa y Echavarría *et al*, en prensa.

Como se verá a continuación, el segundo episodio de inundación tiene una magnitud de imprecisión definida como entre 10 y 5? Ma con certeza menor a 7.7 Ma en Charagua, esto es debido a que no se tiene aún reversas magnéticas que permita precisar en el tiempo la inundación marina, como sucedió en el área de Metán, Salta, Argentina. Las dataciones por roedores están definidas como menores a los 10 Ma en la Fm Solimoes (Räsänen *op cit*).

Las edades existentes de la ingesión marina miocena se puede separar en tres grandes grupos:

- *Edades Mioceno medio (16.4 a 11.2 Ma) y/o Superior (11.2 a 5) (no permite el dato descrito mayor definición temporal):*

Estudios recientes han localizado al Paranense en el Mioceno Superior basado en la presencia de foraminíferos (*Protneplnidium tuberculatum*, Malumian & Masiuk, 1973), y vertebrados, principalmente tiburones y rayas (Cione, 1978, Cione & Tonni, 1981). Pero fue asignada al Mioceno medio por Cozzuol *et al.* (1993) y Riva Rossi (1996) en base al contenido de moluscos. Del Río (1992) también ubicó la ingesión marina cerca de Puerto Madryn en el Mioceno medio siguiendo evidencias paleontológicas, paleogeográficas y paleoclimáticas.

- Edades menores a 15 Ma (Figura 4b)

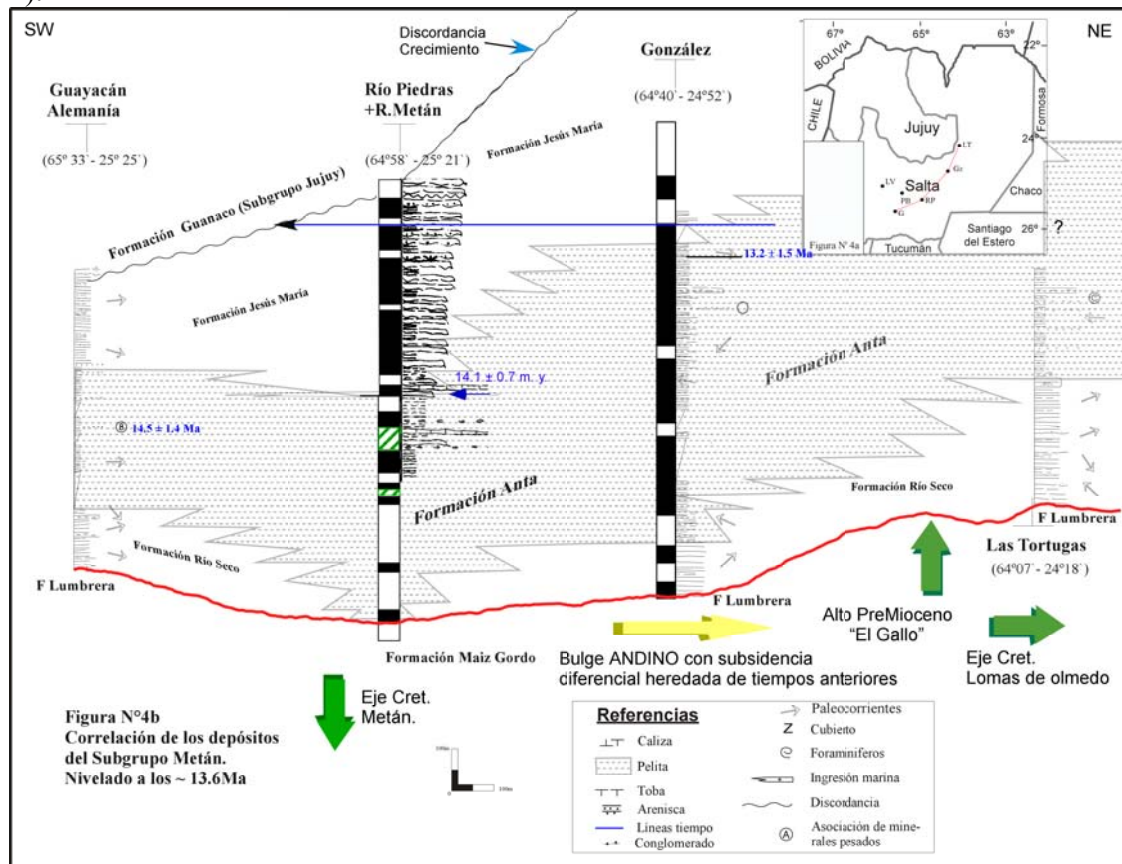
Malumian y Nañez (1996) correlacionaron la ingesión marina Paranense cerca de Puerto Madryn con la zona NN5 de nannofósiles calcáreos (15.6-13.6 Ma, Berggren *et al.*, 1995).

Jordan *et al* 1996 presenta dos (o tres) niveles marinos en la Fm Chinche, en las provincias de San Juan y Mendoza controlados por magnetoestratigrafía y dataciones de trazas de fisión en circones de tobas intercaladas. Sus edades son 15.5 a 15 Ma y 12 a 11.8 Ma, con otro nivel semejante pero tal vez estrictamente lacustre entre 10 y 11 Ma

Las edades mejor conocidas de los depósitos marinos de la ingesión Paranense están localizadas en la Fm. Anta del noroeste Argentino, donde existen varias tobas datadas por los métodos Ar/Ar y trazas de fisión en circones y secciones con estudios de polaridad magnética en diferentes localidades: Alemania (Reynolds *et al.*, 1994), Río Piedras (Galli *et al.*, 1996) y Arroyo González (Reynolds *et al.*, 2000). (Figura 4)

La Fm Anta y las formaciones Río Seco y Jesús María asociadas, son diacrónicas de oeste a este. La base de la Fm. Anta fue datada entre 15.0 y 14.8 Ma en Alemania (Provincia de Salta), más vieja que 15.2 Ma en el Río Piedras (17? Ma según R. Metán), pero con 14.8 Ma. en el este del Ayo. Gonzáles. Concluyeron que el techo de la Fm Anta en el Río

Piedras es contemporáneo con el techo de la Fm Río Seco en el Ayo Gonzáles. (Figura 4).



- Edades menores a 10 Ma.

Hay pocas dataciones isotópicas que fueron obtenidas de las tobas inter estratificadas con los sedimentos marinos. Las edades K/Ar sobre el concentrado de vidrio volcánico desde las tobas ubicadas en la parte superior de la sección marina en Bahía Cracker, en el noreste de la Patagonia, dio edades alrededor de los 9.4 Ma (Zinsmeister *et al.*, 1981); mientras que alrededor de la Península Valdés, Scasso *et al.* (2001) ha obtenido edades de 10.0 ± 0.3 Ma sobre la base del análisis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en calcita de valvas de pectínidos.

Estudios basados en magneto-estratigrafía realizados en los sedimentos marinos cerca de Río Paraná, Bidegain (1993) postuló una edad pliocena.

En el Valle de Santamaría en Catamarca y en los Valles Calchaquíes hay dataciones de los registros marinos de la Fm San José con dataciones volcánicas intercaladas en su base de 8.75 Ma. (González *et al.*, 2000).

Cerca del techo de la infrayacente Fm Saladillo se determinó una toba intercalada en facies fluviales, con una edad de 10 ± 0.3 Ma (González *et al.*, 2000).

La Fm Yecua, en la zona Subandina del sur de Bolivia, fue asignada al Mioceno superior sobre la base de fósiles encontrados en diferentes localidades (Marshall *et al.*, 1993). Sin embargo no fueron reconocidas tobas hasta ahora en la Fm Yecua ni en la Fm Petaca. Se

presenta aquí por primera vez una edad isotópica de una toba intercalada con los estratos inferiores de la Fm Yecua localizada en el limbo frontal de la Sierra de Charagua en el Río Parapetí cuyas coordenadas UTM PSA56 son 479242-7786512. La edad fue determinada por Ar/Ar en 6 cristales de biotitas obteniendo la datación de 7.72 ± 0.31 Ma por el Dr. Bruce Idelman como edad máxima posible (Figuras 2 y 3 y Tabla 1).

La metodología de datación de esta toba se describe a continuación:

Se extrajo biotita de la muestra de toba del Río Parapetí y se purificó mediante líquidos pesados estándares y técnicas magnéticas. El material separado alcanzó una pureza mayor a 99%, y una muy pequeña alteración pudo ser detectada por observación óptica. La biotita fue encapsulada en papel de aluminio e irradiada durante dos horas en posición L67 en el Reactor Ford de la Universidad de Michigan de Estados Unidos. El flujo de neutrones durante la irradiación fue monitoreado por biotita standard GA1550 (97.9 Ma, Mc Dougall y Roksandic, 1974) de la Universidad Nacional de Australia. Las interferencias derivadas del reactor provenientes de Ca y K fueron determinadas a partir de muestras de CaF_2 y K_2SO_4 incluidas en la irradiación del conjunto.

El Argón fue extraído de las muestras fundiendo una alícuota de 6 cristales de biotita en el haz desenfochado del láser de CO_2 . Continuando con la purificación, la composición isotópica del Argón fue medida en un espectrómetro de masa de gas noble VG3600. La edad obtenida de 7.72 ± 0.31 Ma fue calculada utilizando las constantes de declinación de Steiger y Jäger (1977).

La relativa apariencia de no alteración y el ^{40}Ar altamente radiogénico producido en la biotita de la muestra del Río Parapetí, sugieren que es improbable que hubiera sufrido una alteración significativa relacionada con la pérdida de Argón durante la depositación de la roca huésped de la toba (Tabla 1). No debe descartarse completamente una contaminación por granos detríticos más viejos durante la depositación, pues el tamaño del grano de la biotita separada es muy pequeño para proporcionar la edad de un solo cristal, debido a que las determinaciones necesitaron reducir la contaminación. *Si estuviera presente*, un componente detrítico más viejo, significaría que el resultado de 7.72 Ma deba ser interpretado como una estimación *máxima* de la edad de la toba del Río Parapetí.

Table 1: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Results for M. Parapetí Biotite

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}^a$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}^a$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}^a$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}^a$	$^{39}\text{Ar}_K$ (moles)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Age (Ma) ^b	$\pm 2\sigma$
14.475	0.1229	0.01575	0.007026	$3.58\text{E}-16$	85.52	12.379	7.72	0.31

^a Ratios corrected for extraction line blank, mass spectrometer discrimination, and radioactive decay of ^{37}Ar and ^{39}Ar .

^b J value = $0.003465 \pm 1.0\%$.

A partir de aquí quedaría definida la edad de esta Fm Yecua en esta localidad como iniciada su depositación en el Mioceno Superior.⁴

Al continuar hacia el noreste el mar amazónico (Figura 1b) documentado por la fauna marina (dientes de tiburones) y las tidalitas de la Formación Solimoes (Webb, 1995 y Räsänen *et al.*, 1995) quedaría datada por la fauna de roedores colectada en facies deltáicas interdigitadas con los sedimentos marinos interpretada aquí como de edad Huayqueense o Chasicoense Superior (< a 10Ma) y no Chasicoense como postula Ramos *et al* 1995.

La justificación de esta datación de la Fm Solimoes es la siguiente:

⁴ Las Facies distales, nominada tentativamente en los mapas de la Qda de Bartolo al oeste de la Sierra de Ilinchupa, Bolivia, como Fm Yecua, no tendrían vinculación alguna ni en ambiente, ni en edad (mayor de 24.4 Ma. Erikson y Kelley 1995). con la Fm Yecua de su localidad tipo, como fue advertido por los mismos autores que aplicaron este termino solo por su posición estratigráfica relativa.

Las sedimentitas deltaicas de la Formación Solimoes proporcionaron un grupo de mamíferos constituidos por un perezoso y pequeños roedores que serían para Webb (1995) de posible edad Chasicoense más que Huayqueriense, basado en dataciones SALMAS de Bolivia. En cambio, sobre la misma fauna Räsänen *et al.* (1995) indican que sería Huayqueriense, y consideran que el mar amazónico que dio lugar a la Formación Solimoes, sería de edad menor a 10 ma.

Recientes estudios de la fauna de estos niveles, indican una alta diversidad, con perezosos conocidos solamente en esta parte de Sudamérica; tres géneros monotípicos como *Acremylodon*, "*Eomilodon*" y *Octodontobradys*, según Bocquentin & Negri (1999). Estos autores atribuyen este aislamiento del noroeste del Amazonas a cambios climáticos y a una ingesión marina ocurrida en el Mioceno tardío. Además mencionan que los roedores que se encuentran en esta parte del noroeste amazónico tienen mucha afinidad con especies de la Formación Ituzaingó de Argentina, probando que hubieron intercambios de grupos de mamíferos entre el noroeste amazónico y Argentina, a través de filtros climáticos y ecológicos (Bocquentin & Negri *op. cit.*). Los autores mencionan una edad del Mioceno tardío para esta fauna.

Es posible que esta fauna de mamíferos de la Formación Solimoes corresponda ya sea al final del Segundo Estadio de Aislamiento definido por Pascual (1996), en el que hubieron intercambios faunísticos con Norteamérica de manera episódica y sobre todo al finalizar este Segundo Estadio, donde los edentados megalonychidos y roedores caviomorphos fueron protagonistas. O bien, esa fauna de Solimoes corresponde al Tercer Estadio de Aislamiento, con intercambios importantes entre 8 y 9 Ma, donde los edentados tardígrados y los mapaches fueron protagonistas. Es decir, que la datación del mar amazónico podría fluctuar entre el fin del Chasicoense o fin del Segundo Estadio de Aislamiento (*sensu* Pascual *op. cit.*) y el Huayqueriense o Tercer Estadio de Aislamiento (*sensu* Pascual *op. cit.*).

En este trabajo se considera, en base a lo expuesto en el párrafo anterior y de acuerdo a los modelos paleogeográficos, tanto de las ingresiones datadas en el Subandino Boliviano, retomar la idea de Smith (1985) de considerar una influencia caribeña y amazónica en la ingesión marina hacia Sudamérica, entre los 10 y 5 Ma.

Las edades del inicio de las facies progradantes, tanto para el ciclo de 15 a 13 Ma como para el ciclo de 10 a 5 Ma es diacrónica y depende de la actividad de crecimiento de la estructura que limita por el oeste la ingesión marina, por ejemplo a los 13 Ma para el ciclo que se inicia a los 15 Ma, Hernández *et al* 1999 en Metán (Salta, Argentina) (Figura 4b), o a los 6 Ma para el ciclo que se inicia a los 8 (A° León, Sierra de Aguara Güe, Subandino Argentino, Hernández *et al*, en prensa). Lo mismo sucede para los ciclos progradantes tectónicos de la Cordillera Principal en San Juan pero a los 15 Ma, 12 Ma, y 10 Ma (Jordan *et al.*, 1996). Por supuesto que deben haber zonas donde el registro marino puede ser continuo en el tiempo desde los 15 a los 6 Ma (Cuenca del Salado o Colorado) o sector oriental de la Cuenca Amazónica, aunque con límites de Secuencias de tercer orden intermedios (TB2 y TB3 Haq *et al* 1987). Lamentablemente esto no pudo ser identificado con los datos disponibles para este trabajo. También el inicio del registro marino debe ser diacrónico, seguramente tiempo transgresivo de norte a sur para la ingesión ca-

ribeña y de sur a norte para la paranense, para cualquiera de los dos ciclos aquí establecidos.

CONTROLES TECTONICOS

La ingresión marina Paranense tuvo un importante control tectónico. Sus límites están representados en el este al menos por el alto de Asunción (Fernández Garrasino, 1989) o el borde norte de la Subcuenca de Lomas de Olmedo (este trabajo) y por el oeste por el ascenso de la cordillera de Los Andes que corresponde a esta edad (las Sierras Subandinas no existían Hernández *et al* 1999, en prensa y Echavarría *et al*, en prensa).

En la Argentina y Bolivia, en donde se cuenta con mayor información, se pueden separar tres ámbitos de preservación del registro sedimentario del “mar Paranense”:

1. intracontinental en un área de “backbulge” sin incidencia tectónica compresiva.
2. tectonismo local compresivo de lámina gruesa.
3. “Foredeep” de una cuenca de antepaís (Hernández *et al* 1999) con o sin subsidencia tectónica heredada de etapas de comportamiento cortical previo a la depositación miocena.

Episodio de ingresión de 15 a 13 Ma.

1. El mar Paranense en la zona intracontinental se sobrepone a varias cuencas de rift (Figura 1a) que han sido activas durante el Cretácico o Triásico, ellas están relacionadas principalmente a la ruptura de África y Sudamérica y expansión del Océano Atlántico. Los ríos drenaban a lo largo de los ejes de las cuencas debido a las depresiones y altos remanentes producto de la erosión que suavizaron las antiguas áreas controladas por las viejas fallas del rift. Aunque durante el Neógeno aquellos rift no estaban activos desde varios millones de años atrás, ese relieve heredado sirvió para acomodar la sedimentación neógena temprana y también para localizar las ingresiones marinas. El control de la forma de la cuenca de rift en la ingresión Miocena de los 15 a 13 Ma y de los 10 a 5 Ma puede inferirse en la Figura 1a y 1b donde la extensión ocupada puede ser parcialmente sobreimpuestas a la posición de la cuenca del rift Cretácico o Triásico. Aquí puede verse que las ingresiones siguen las cuencas de rift de Río Colorado, Río Salado (Provincia de Buenos Aires) conectándose hacia el norte en la cuenca de rift del Grupo Salta. En este último caso el control de la forma heredada del rift para los depósitos neógenos es muy clara. Los depósitos fluviales neógenos de la Fm Río Seco ha sido solamente descripta en relación con los márgenes del rift (Russo & Serraioto 1985, Reynolds *et al.*, 2000) seguramente vinculada su preservación a la relación transgresiva del mar Paranense de los 15Ma y a la subsidencia tectónica producto de la carga del crecimiento Andino. Además, los depósitos de “playa-lake” (con esporádica influencia marina) de la Fm Anta tienen su depocentro en coincidencia con la posición de las Subcuencas del rift Salta (Figura 4b). Reynolds *et al.* (2000) sugiere que las paleocorrientes y fuente de sedimentos provienen desde el este para el Ayo Gonzáles. (Fig. 4b).

Este marco tectónico de acomodación con incidencia tectónica heredada⁵ para alojar sedimentos entre los 15 a 13 Ma, permite la localización de la ingesión marina cuando se produce el pico de nivel eustático global alto de +150 m (Haq *et al* 1987) como lo demuestran las dataciones de la Figura 4 en la zona de Metán (Provincia de Salta). Si bien este contexto es marcado en facies marinas a los 14 Ma en el R. Piedras, la acomodación de sedimentos continúa hasta nuestros días en las cuencas Chaco-Paranense, en la Cuenca del Salado, donde aún hoy corren sistemas fluviales agradantes (Río Bermejo, Pilcomayo, Paraná, Río Colorado, Río Salado etc.).

2. La subsidencia tectónica antigua heredada no es el único mecanismo que permitió la distribución del mar correspondiente al episodio “a.”, (15 a 13 Ma) ya que en las zonas próximas a la Cordillera Principal de San Juan el acortamiento de lámina gruesa (ámbito tectónico 2) permitió controlar entre los 19 y 8 Ma zona de alta subsidencia generando un incremento en la capacidad de espacio para albergar sedimentos de tal magnitud en su velocidad, que permitió el ingreso del mar o la radicación de cuerpos lacustres relacionado a hundimientos tectónicos locales y contemporáneos con las mismas ingresiones. Por supuesto en convivencia con el ascenso global del mar
3. Una situación similar de “tectonismo local” y sincrónico con la ingesión de 15 a 13 Ma se produjo durante la etapa de acortamiento que generó la carga tectónica de lamina delgada, produciendo el “foredeep” durante el levantamiento de la Cordillera Oriental en la zona del Valle de Metán (Río Piedras), Salta Argentina; sobre impuesto a zonas heredadas de subsidencia terciaria inferior y/o cretácicas.(Fig.4)

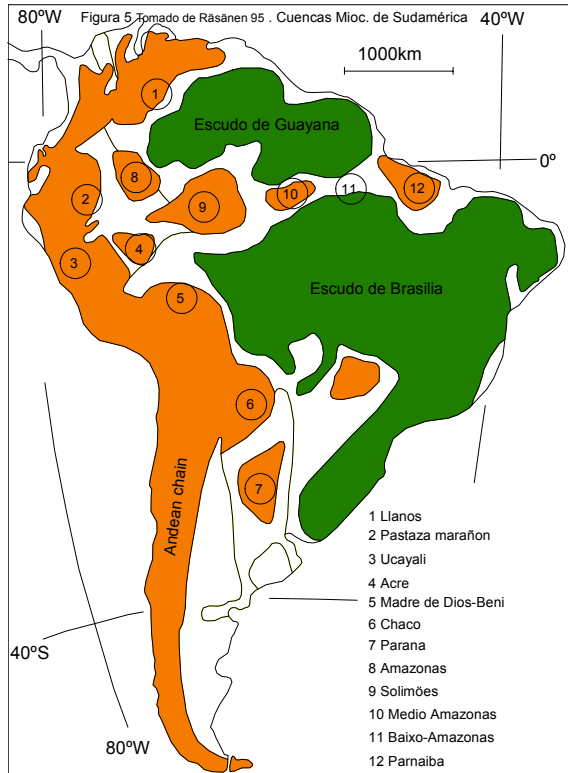
Es posible que producto de la carga tectónica generada por el levantamiento de la Cordillera oriental en el Noroeste Argentino hubiera permitido esporádicos pulso marinos en el “foredeep de esa edad en posiciones como el actual flanco oeste de la Sierra Baja de Orán ingresando por la zona de subsidencia heredada de la porción occidental del eje de la Subcuenca de Lomas de Olmedo.

Hacia el norte de la localidad de Bermejo, Bolivia, no se tienen datos de registro sedimentarios identificado como de este episodio marino de 15 a 13 Ma.

Es posible que los registros basales de las cuencas de Paranaíba, Bajo Amazonas y Medio Amazonas (Figura 5) tengan como edad basal los picos eustáticos de los 15 y 17 Ma (Haq 1987) relacionado con una génesis de subsidencia tectónica heredada similar a lo sucedido en la Cuenca Chaco – Paraná de Argentina.

⁵ “Incidencia tectónica heredada” A pesar de la acomodación donde colabora la carga tectónica producida por el levantamiento de la Cordillera Oriental (“foredeep”) hay posiciones dentro del mismo “foredeep” o en el bulge o backbulge donde se sobreimpone zonas de subsidencia o acomodación adicional heredada del comportamiento cortical de lámina gruesa producida durante el Triásico, Cretácico terminal o Paleoceno.

En síntesis, agregado al paleorelieve relictivo que era seguido por la mayor parte de la ingesión de 15 a 13 Ma, en ciertas zonas había acomodación tectónica activa durante la primera ingesión.



Episodio de ingesión de 10 a 5? Ma.

El mar que ingresó con una edad menor a los 10 Ma, tuvo su borde occidental en la faja plegada de los Andes Centrales que inicia su levantamiento durante el Mioceno a los 10 Ma (Hernández *et al*, en prensa). La faja plegada fue una respuesta a un esfuerzo compresivo desde el oeste, dado por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, produciendo una considerable carga tectónica y la consecuente flexura de una cuenca de antepaís. Durante el primer estadio de deformación, la rápida subsidencia de antepaís, acompañado de una pequeña tasa de sedimentación da como resultado un

sub-llenado del espacio de acomodación generado en el antepaís, donde se desarrollan “playa lake” o ambientes de planicies de fango en las partes distales, con la depositación de sedimentos de grano fino, algunos limos y calizas oolíticas. Aquellas facies correspondientes a cuerpos de agua (lagos salobres) desarrollados en las áreas de bajos topográficos, probablemente no hayan estado conectados permanentemente entre ellos, y con esporádicos episodios de ingesiones marinas, dadas por el incremento en la subsidencia (efecto tectónico), o dado por un incremento eustático del nivel del mar en este estado deprimido o combinando ambos dependiendo del lugar.

El registro mencionado de facies de grano fino con influencia marina entre 10 a 5?Ma esta presente en buena parte de los Andes Centrales en el frente Subandino en los Valles Calchaquíes como depósitos intermontanos de “prisma de tope” (Hernández *et al*, 1999) (Fm San José, Palma, 1978 y Fm Palo Pintado, Starck y Anzotegui, 2001), y continuando hacia el norte luego de una zona sin registro marino en el Sur de Bolivia como depósito de “foredeep” la Fm Yecua, datada en este trabajo.

Como el frente de deformación andina migró hacia el este, la cuenca de antepaís también lo hizo en la misma dirección, produciendo la traslación de los ambientes depositacionales marinos, de “playa lake” y planicie de fango. Estos depósitos muestran cierto diacronismo a lo ancho de las Sierra Subandinas (Echavarría *et al* 2002 y Hernández *et al*, en prensa). Finalmente, como una respuesta de levantamiento de la Cordillera, el volumen de los sedimentos transportados desde el oeste a la cuenca de antepaís

de los sedimentos transportados desde el oeste a la cuenca de antepaís incrementó el relleno de la cuenca, la que cambió, de ser subllenada a sobrellenada, condición que existen en el presente, donde son descriptos los depósitos de sistemas fluviales efímeros y abanicos aluviales. Estas facies también cubren en forma diacrónica los depósitos de playa-lake desde el oeste hacia el este.

Un buen ejemplo del diacronismo de las facies a lo largo del sector oriental de los Andes Centrales es provisto por las edades isotópicas de tobas con ajuste de reversas magnéticas en los depósitos de antepaís del Subandino Argentino (Echavarría *et al* 2002 y Hernández *et al* 2002 en prensa). Allí los depósitos subyacentes de grano fino conocidos como Fm Tranquitas, representa la parte distal de la cuenca de antepaís en la porción occidental de la actual Faja Subandina, Sierra de Pintascayo, con edades de 14 Ma en la Sierras Subandinas Occidentales, mientras que en las Sierras Subandinas Orientales, Sierra de Aguara-güe, la ingesión marina de la Fm Tranquitas tiene una edad menor a 7.7 Ma.

Otro ejemplo del diacronismo de las facies esta provisto por Reynolds *et al* (2000) quien manifiesta que el límite entre las formaciones Río Seco y Anta fueron datados entre 15.0 y 14.8 Ma en Alemania (Provincia de Salta), mas viejo que 15.2 Ma en el Río Piedras (aprox. 17Ma en el R. Metán, Provincia de Salta), pero de 14.8 Ma en el este en la localidad del Arroyo Gonzáles. Ellos concluyen que el tope de la Fm Anta en el Río Piedras es contemporáneo con el tope de la subyacente Fm Río Seco en el Arroyo Gonzáles.

La datación tan nueva de las sedimentitas marinas del Subandino oriental de la Sierra de Charagua y Aguara-güe, indica que las sedimentitas de grano fino fueron depositadas durante un estado del nivel global del mar (Haq *et al* 1987) con una cota absoluta menor o igual al nivel del mar actual lo que indicaría una fuerte incidencia tectónica sobre la extensión de la ingesión Caribeña; como sucede con la Fm San José o Palo Pintado en los valles Calchaquies pero vinculado a la ingesión proveniente de océano Atlántico.

El mismo razonamiento se puede utilizar para la ingesión marina Paranense de los 15 Ma que con un nivel eustático global de +150 m (Haq *et al*, 1987) **no** tiene registro marino o tiene escaso registro continental a lo largo del frente oriental del Subandino sur Boliviano y norte Argentino, demostrando también la fuerte implicancia tectónica que ha impedido el ingreso de ese mar Paranense al norte del “viejo Alto de Michicola” heredado del comportamiento cortical del cretácico superior (Figura 1a).

En síntesis, se establece que el desarrollo de la extensión de los pulsos de ingesión marina Miocenos hacia el oeste no está tan determinado por la cuenca de “foredeep” en el pulso de 14 Ma como lo está en el pulso transgresivo entre 10 y 5? Ma. donde inclusive ingresó por los sinclinales intermontanos (Fm San José y Fm Palo Pintado en los Valles Calchaquies, Argentina, o la Fm Yecua en el Subandino Oriental de Bolivia).

Conclusiones

Se establecen dos ingresiones marinas representadas aquí por la edad del máximo “flooding” en el continente Sudamericano, una entre 15 a 13Ma. y otra con una edad entre 10 y 5? Ma. (la indeterminación es por la falta de precisión en la ubicación temporal exacta de las facies marinas en relación a las dataciones isotópicas)

La paleogeografía de cada una de ellas es diferente y la génesis de su desarrollo también. La de 15 a 13Ma tiene una extensión con un predominio de un fuerte incremento eustático que aprovechó las zonas intracontinentales de mayor subsidencia heredada de proce-

Los cuencas corticales de gran extensión temporal (al menos desde las viejas depresiones triásicas y/o cretácicas. Ejemplos de ello se observa las cuencas de Paranaíba, Amazonas medio, Chaco Paraná, Metán, Lomas de Olmedo y Colorado. La incidencia de la carga tectónica producto del levantamiento de la Cordillera Oriental y Principal tienen extensión más localizada en los registros conocidos.

La ingresión desarrollada entre 10 a 5 Ma está más relacionada a una fuerte carga tectónica por el oeste lo cual permite ingresar a lo largo del andino oriental el mar Caribe por el norte hasta los 22° de latitud sur y el mar proveniente del Océano Atlántico por el sur hasta los valles Calchaquíes en Salta al sur de 26°S.

No se pudo unir el mar Caribeño con el Atlántico en ninguno de los dos episodios de nivel eustático alto, al menos por los datos existentes de geología de superficie, aunque no es improbable que puedan interconectarse en el subsuelo del Chaco Boliviano y Argentino.

Si bien el registro de facies marinas de la ingresión Atlántica no se pudo continuar con la Caribeña, el registro temporal equivalente en facies continentales existe en algunas localidades, como cuenca de "foredeep" o bien como "prisma de topes" en cuencas aisladas de valles intermontanos.

Las facies distales, marinas de la cuenca de "foredeep" son totalmente diacrónicas de oeste a este, en el mismo sentido que se produjo la migración de la carga tectónica al irse acortando, con vergencia oriental, la faja plegada andina oriental desde los 14 Ma hasta hoy.

Es evidente que existe un control longitudinal a lo largo de la faja plegada que no permitió una subsidencia homogénea de todo el "foredeep" del frente de los Andes Orientales posiblemente vinculado a una diferencia cortical al atravesar el flanco norte de la cuenca Cretácica de Lomas de Olmedo donde su diferente rigidez impidió el nivel de combamiento necesario para que se unan, a la misma distancia del frente de corrimiento, el mar Paranaense y el Caribeño o Amazónico (Stewart y Watts 1997). Esto pudo generarse también por un ángulo distinto de la placa subductada diferente entre los 18° y los 23° de latitud sur.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se hizo a la luz de las lecturas de trabajos y orientaciones del Dr. Rosendo Pascual (Museo Paleontológico de La Plata), sin cuya colaboración no hubiera sido posible. Los autores agradecen al Dr. Mario Suárez Riglos (Universidad Autónoma Rene Moreno, Santa Cruz, Bolivia) por habernos permitido consultar la fauna de La Angostura, facilitarnos información inédita y compartir ideas sobre la Fm. Yecua. Va nuestro agradecimiento a los Dres. Mirta Quattrocchio y Marcelo Martínez de la Universidad Nacional Del Sur (Bahía Blanca) por la cooperación en este trabajo. Igualmente se agradece a Cristina Moya, Julio Monteros y Ricardo Pereira (Universidad Nacional de Salta) por facilitarnos el equipo para el estudio y la toma de fotografías de la fauna. Igualmente, se agradece la cooperación de Igor Gavriloff (Universidad de Tucumán) y a Claudia Galli de la Universidad de Salta quien suministró los datos que permitió la Figura 4. Al Dr. Ramiro Suárez Soruco (YPFB, Cochabamba Bolivia) por facilitarnos información y comentarios inéditos. A Luis A. Álvarez (XR s.r.l., Salta) por su lectura crítica y adecuadas correcciones.

La información inédita que está citada en el trabajo es de propiedad de YPFB, habiendo sido consultada en el Archivo de UNYC-YPFB, Santa Cruz (Bolivia).

REFERENCIAS

- Aceñolaza, F. G., 1976. Consideraciones estratigráficas sobre el Terciario marino de Paraná y alrededores. *Acta Geológica Lilloana*, V. 13: 91-118.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher C.C., Aubry, M.P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P. & Hardenbol, J. eds., *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphy Correlation*. SEPM Special Publication 54:129-212.
- Bidegain, J. C., 1993. Primeros análisis paleomagnéticos en sedimentos del Cenozoico tardío en las márgenes del Río Paraná. *Revista Asociación Geológica Argentina*, V. 48: 247-256.
- Bignot G., 1988: *Los Microfósiles*. Paraninfo, S.A.
- Bocquentin J., F. R. Negri, 1999: Mammals from the Late Miocene – Pliocene of Solimoes Formation: Endemism and correlations with South-American Faunas. In *Evolución Neotropical del Cenozoico. Resúmenes*. Museo Nacional de Historia Natural, La Paz, Bolivia, Mayo 1999: 13.
- Borchert, A., 1901. Die Molluskenfauna und das Alter der Parana-Stufe. *Beitrage zur Geologie und Paleontologie von Sudamérica*. Von Steimann C. Ed.. *Neues Jahrbuch Mineralogie Geologie Palaontologie*. V. 14: 171-245.
- Branisa L., 1970: La Formación Yecua y los problemas que plantea.- *Bol. De Soc. Geol. Boliviana*.- 13: 20-29, La Paz.
- Boudreau, R.E. A., Patterson, R.T., Dalby, A.P., and W.Brian McKillop, 2001, Non-marine occurrence of the foraminifer *Criboelphidium gunteri* in the northern Lake Winnipegosis, Manitoba, Canada: *Journal of Foraminiferal Research*, 31, no. 2, p.108-119.
- Cann, J.H., and Patric De Deccker, 1981, Fossil Quaternary and living foraminifera from athalassic (non-marine) saline lakes, Southern Australia: *Journal of Paleontology*, v.55, no.3, p. 660-670.
- Cione, A.L., 1978. Aportes paleoictiológicos al conocimiento de la evolución de las paleotemperaturas en el área austral de América del Sur durante el Cenozoico. Aspectos zoogeográficos conexos. *Ameghiniana*, V. 15: 183-208.
- Cione, A.L., Tonni, E.P, 1981. Un Pingüino de la Formación Puerto Madryn (Mioceno tardío) de Chubut, Argentina. Comentarios acerca del origen, paleoecología y zoogeografía de los Spheniscidae. II Congreso Latinoamericano de Paleontología Anais: 591-604, Porto Alegre, Brasil.
- Cox *et al*, 1969: *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part N, Vol.2. Mollusca 6 Bivalvia. Univ. Kansas Press.
- Cozzuol, M.A., Tambussi, C., Noriega, J., 1993. Un pingüino (Aves: Spheniscidae) de la Formación Puerto Madryn (Mioceno Medio) en Península Valdes, Chubut, Argentina, con importantes implicancias filogenéticas. X Jornadas argentinas de paleontología de vertebrados, La Plata, Ameghiniana, V. 30: 327-328.
- Dalenz Farjat A., 1990: Informes Internos del Laboratorio de Paleontología del CTP-YPFB, n°225, 224, 233, 247. Inéditos.
- Dalenz Farjat A., 1992: Informe Interno del Laboratorio de Paleontología del CTP-YPFB, n°364. Inédito.

- Dalenz Farjat A., 1994: Informes Internos del Laboratorio de Paleontología del CTP-YPFB, n° 441 y 451. Inéditos.
- Dalenz Farjat A., 1994: Informe Micropaleontológico del Laboratorio de Paleontología, CTP/YPFB, n. 013-45, inédito.
- Dalenz Farjat A., 1995: Informe Micropaleontológico del Laboratorio de Paleontología, CTP/YPFB, n. 013-67 y 013-87, inéditos.
- D'Orbigny, A. D., 1842. Voyage dans l'Amérique meridionale (Le Bresil, l'Uruguay execute pendant les anes 1826-1833). Atlas de Paleontologia, vol. 8, Paris and Strasbourg, France.
- Del Río C., 1991. Revisión sistemática de los bivalvos de la Formación Paraná (Mioceno Medio), provincia de Entre Ríos. Monografía de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 7, 93p. Buenos Aires, Argentina.
- Del Río, C., 1992. Middle Miocene Bivalves of the Puerto Madryn Formation, Valdes Peninsula, Chubut Province, Argentina (Nuculidae-Pectinidae). Part I. Palaeontographica, 225: 1-57.
- Erikson, J.P. & Kelley, S. 1995. Late Oligocene initiation of foreland basin formation in Bolivia based on newly dated volcanic ash. IX Congreso Latinoamericano de Geología. Caracas. Ministerio de Energía y Minas.
- Fernández Garrasino, C., 1989. La Cuenca Chaco-Paranense Argentina. Sus tendencias evolutivas y algunas posibilidades exploratorias. Boletín de Informaciones Petroleras, Año VI (18): 2-17.
- Frenguelli, J., 1920. Geología de Entre Ríos. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 24: 55-256. Córdoba, Argentina.
- Galli C., 1995: *Estratigrafía y Sedimentología del Subgrupo Metán (Grupo Orán, Terciario), Provincia de Salta.*- Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta.
- Galli, C. I., Hernández R. M., Reynolds J. H., 1996. Análisis paleoambiental y ubicación geocronológica del Subgrupo Metán (Grupo Orán, Neógeno) en el Río Piedras, departamento Metán, Salta, Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras, V. 12: 99-107.
- Galloway W.E., 1989: Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and Genesis of Flooding – Surface Bounded Depositional Units. *AAPG* v. 73(2): 125-142.
- Gavriloff I., G. Bossi, 1992: Revisión General, Análisis Facial, Correlación y Edad de las Formaciones San José y Río Salí (Mioceno Medio), Provincias de Catamarca, Tucumán y Salta. *Acta Geol. Lilloana, Tucumán*, 17: 1-43.
- Gavriloff, I. J. C. & Bossi G. E., 1992. Las facies lacustres de las Formaciones San José y Río Salí (Mioceno Medio), NO Argentino y su relación con la ingresión marina paraniense. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Simposios 1: 78-87. Salamanca.
- Gebhard, J. A., Giudici, A. R., Oliver Gascon J., 1974. Geología de la comarca entre el Río Juramento y arroyo Las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy, Republica Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, V. 19: 359-375.
- González, E, Viruel M., Mon R., Tchilinguirian P.y Barber E., 2000. Hoja Geológica 2766-II San Miguel de Tucumán. SEGEMAR. Boletín 245.
- Haq B., J. Handerbol, P. Vail, 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Sciences*, v. 235, p. 1156-1167.

- Herbst R., L. L. Zabert, 1987: Microfauna de la Formación Paraná (Mioceno Superior) de la Cuenca Chaco-Paranense (Argentina).- *Facena*, Corrientes, (7): 165-206.
- Hernández R. M., J. Reynolds, A. Disalvo, 1996: Análisis tectosedimentario y ubicación geocronológica del Grupo Orán en el Río Iruya. *Bol. Inf. Pet.* Buenos Aires 45: 80-93.
- Hernández R. M., C. I. Galli, J. Reynolds, 1999: Estratigrafía del Terciario en el Noroeste Argentino. Relatorio, Geología del Noroeste Argentino, Tomo I. Salta, 1999: 316 – 328.
- Hernández R. M., L. Echavarría, R. Allmendinger, J. Reynolds, T. Jordan, en prensa: La Faja Plegada y Corrida Subandina del Noroeste Argentino. Geometría y Tiempo de Evolución de Los Andes. V Congreso de Hidrocarburos, Mar del Plata. Octubre, 2002.
- Jordan, T.E., Tamm, V., Figueroa, G., Flemings, P.B., Richards D., Tabbutt, K., Cheatam T., 1996. Development of the Miocene Manantiales foreland basin, Principal Cordillera, San Juan, Argentina. *Revista Geológica de Chile*, V. 23 (1): 43-79.
- McDougall, I., and Roksandic, Z., 1974, Total fusion $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages using HIFAR reactor. *Journal of the Geological Society of Australia*, v. 21, p. 81-89.
- Malizia, D. C., Reynolds, J. H., Tabbutt, K. D., 1995. Chronology of Neogene sedimentation, stratigraphy, and tectonism in the Campo de Talampaya region, La Rioja Province, Argentina. *Sedimentary Geology*, V. 96: 231-255.
- Malumian, N & Masiuk, V., 1973. Asociaciones foraminiféricas fosiles de la República Argentina. V Congreso Geológico Argentino Actas, Tomo 3: 433-453. Buenos Aires.
- Malumian, N. & Nañez, C., 1996. Microfósiles y nanofósiles calcáreos de la plataforma continental. In: Ramos V. & Turic M.A. eds., Geología y recursos naturales de la Plataforma Continental Argentina. Relatorio del XIII Congreso Geológico Argentino: 73-93.
- Marshall L. G. Sempere T., Gayet, M., 1993. The Petaca (Late Oligocene-Middle Miocene) and Yecua (Late Miocene) Formations of the Subandean- Chaco Basin, Bolivia, and tectonic significance. *Docum. Lab. Geol. Lyon*, n° 125: 291-301.
- Palma, R., 1978. Estratigrafía y sedimentología de la quebrada de Arca Yaco (Tolombón, provincia de Salta, Argentina). *Acta Geológica Lilloana*, V. 15: 79-104.
- Pascual R., 1996: Late Cretaceous – Recent Land-Mammals. An approach to South American Geobiotic Evolution. *Mastozoología Tropical*, 3(2): 133-152.
- Patterson, R. T., and W.Brian McKillop, 1991, Distribution and possible paleoecological significance of *Annectina viriosa*, a new species of agglutinated foraminifer from non-marine salt ponds in Manitoba: *Journal of Paleontology*, V.65, No. 1, p.33-37.
- Perez D. J., Ottone G., Ramos V. A., 1996. La Impresión marina miocena en la provincia de San Juan: sus implicancias paleogeográficas. XIII Congreso Geológico Argentino Actas I: 385-398. Buenos Aires, Argentina.
- Philippi, R.A., 1893. Descripción de algunos fósiles Terciarios de la República Argentina. *Anales Museo Nacional de Chile, Santiago*, 3ra Sección: Mineralogía, Geología y Paleontología: 1-16.
- Posamentier H. W., G. P., Allen, 1993: Variability of the sequence stratigraphic models: effects of local basin factor. *Sedimentary Geology*, v. 86, 91-109.

- Ramos V. A., R. N. Alonso, 1995: El mar paranense en la Provincia de Jujuy.- *Rev. Instituto de Geología y Minería* n°10: 73-80.
- Räsänen M. E., A. M. Linna, J. C. R. Santos, F. R. Negri, 1995: Late Miocene Tidal Deposits in the Amazonian Foreland Basin.- *Science*, 269: 386-390.
- Reynolds J. H., Galli, C. I., Hernández R. M., Idleman B. D., Kotila J. M., Hilliard R. V., Naeser C. W., 2000. Middle Miocene tectonic development of the Transition Zone, Salta Province, northwest Argentina: Magnetic stratigraphy from the Metan Subgroup, Sierra de González. *GSA Bulletin*, V. 112: 1736-1751.
- Reynolds, J.H., Idleman B.D., Hernández, R.M. & Naeser, C.W., 1994. Preliminary chronostratigraphic constraints on Neogene tectonic activity in the Eastern Cordillera and Santa Bárbara System, Salta Province, NW Argentina. *Geological Society of America Abstracts w/ Programs*, V. 28 (7): A-503.
- Riva Rossi, C.M., 1996. Una nueva especie del género *Genypterus* (Pises, Ophidiiformes) del Mioceno Medio de Península Valdés (Chubut) y sus relaciones filogenéticas con los abadejos actuales. XII Jornadas argentinas de paleontología de vertebrados, La Pampa (abstracts), p.:68.
- Rossi de García, E. 1966. Contribución al conocimiento de los ostracodos de la Argentina. I Formación Entre Ríos de Victoria, provincia de Entre Ríos. *Revista Asociación Geológica Argentina*, V. 21: 19-208.
- Russo A., 1955: Informe Geológico de la Serranía de Mandeyapeca – Carandaití – Sector Yoay – Ibamiranti. YPFB inédito.
- Russo, A. & Serraioto, A., 1978. Contribución al conocimiento de la estratigrafía terciaria en el noroeste Argentino. VII Congreso Geológico Argentino Acta I: 731-748.
- Scasso, R.A., McArthur J.M., del Rio, C.J., Martinez, S. & Thirlwall M.F., 2001. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Late Miocene age of fossil mollucus in the “Entrerriense” of the Valdes Peninsula (Chubut, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, V. 14: 319-329.
- Sigal, 1968: Tertiary SS., (in CTP, PC-T-01-44), informe inédito de YPFB.
- Smith D. L., 1985: Caribbean plate reative motions: In *The Great American Biotic Interchange*, Chapter 2: 17-48. Plenum Press.
- Starck D., G. Vergani, 1996: Desarrollo tecto-sedimentario del Cenozoico en el sur de la Provincia de Salta. Argentina. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Buenos Aires. Actas I, 433-452.
- Starck D. y Anzotegui L. 2001. The late Miocene climatic change – persistente of a climatic signal through the orogenic stratigraphic record in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14 pag 763-764. Pergamon-Elsevier. Pag
- Steiger, R. H., and Jager, E., 1977, Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-362.
- Stewart J., A. B. Watts, 1997: Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges.- *Journal of Geophysical Research*, 102(B3): 5327-5352. March.
- Suarez Riglos *et al.*, en prensa: Fauna marina de la Formación Yecua en La Angostura, Santa Cruz de la Sierra, Bolivia. Sometido al V Congreso Latinoamericano de Paleontología, Santa Cruz, 2002.
- Suarez Soruco R., 2000: Compendio de Geología de Bolivia. *Rev. Tec. YPFB*: 18(1-2).

- Suarez Soruco R., E. Diaz Martinez, 1996: Léxico Estratigráfico de Bolivia. *Rev. Tec. YPFB*, 17(1-2).
- Webb D.S., 1995: Biological Implications of the Middle Miocene Amazon Seaway.- *Science*, 269: 361-362.
- Zabert, L. L. & Herbst, R., 1977. Revisión de la microfauna miocena de la Formación Paraná (entre Victoria y Villa Urquiza, Provincia de Entre Ríos, Argentina) con algunas consideraciones estratigráficas. *Facena*, V. 1: 131-168. Corrientes, Argentina.
- Zabert L. L., 1984: *Nonion demens* (Bik), foraminífero bentónico en el Mioceno del Valle de Santa María (Tucuman) y Selva (Santiago del Estero), Argentina.- *Actas III Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*. Corrientes, Argentina: 183-196.
- Zinsmeister, W.J., Marshall, L.G., Drake, R.E., Curtis, E.H., 1981. First radioisotope (Potassium-Argon) age of marine Neogene Rionegro beds in northeastern Patagonia, Argentina. *Science*, V. 212: 440.