

Estratigrafía de la Formación La Yesera (Cretácico): Base del relleno sinrift del Grupo Salta, noroeste argentino

Ignacio F. SABINO

*Cátedra de Geología Histórica, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta,
Buenos Aires 177, 4400 Salta. E-mail: isabino@unsa.edu.ar*

RESUMEN. La Formación La Yesera, unidad basal del rift del Grupo Salta, se compone de capas rojas acumuladas entre el Neocomiano Tardío y el Cenomaniano. El espesor de la Formación supera los 700 m en el depocentro de Alemania. En la unidad se distinguen tres secciones: la inferior y la superior que son psefiticas y la intermedia, psamo-pelítica. La sección inferior, Miembro Yacutuy, se compone de conglomerados de abanico aluvial y escasas intercalaciones de arenisca y pelita de planicies fangosas. La sección media, previamente reconocida como Miembro Las Chacras, consta de areniscas y limolitas acumuladas en planicies fangosas. La sección superior, Miembro Don Bartolo, se compone de conglomerados de abanico aluvial intercalados con coladas del Basalto Isonza. En el depocentro de Brealito la Formación La Yesera supera los 2.000 m de espesor. Además de los Miembros antes mencionados, se distingue en la parte superior de la sección media un depósito limolítico de 290 m donde intercalan calizas micríticas y pelitas verdes denominado Miembro Brealito. El basamento de la cuenca está formado por rocas competentes del Macizo Pampeano y por sedimentitas ordovícicas a devónicas. Estos dos tipos de basamento con distinta reología habrían determinado escenarios diferentes como respuesta a esfuerzos tensionales durante la formación de la cuenca. Se reconocen cuatro eventos volcánicos en la cuenca, los cuales se distribuyeron según lineamientos de orientación nordeste.

Palabras clave: *Rift, Cretácico, Formación La Yesera, Grupo Salta, Subgrupo Pirgua*

ABSTRACT. *Stratigraphy of the La Yesera Formation (Cretaceous): basal synrift fill of the Salta Group, Northwest Argentina.* The red beds of La Yesera Formation, which are the basal strata of the Salta Rift, accumulated from the Late Neocomian to the Cenomanian. The La Yesera Formation is thicker than 700 meters in the Alemania sub-basin. The unit is made up of three sections: the lower and upper ones are dominated by conglomerates, and the middle section consists of sandstone and siltstone. It is proposed here to consider these sections as formal members. The lower section, or Yacutuy Member, is composed of alluvial-fan conglomerates and scarce mud-flat sandstone and siltstone. The middle section, previously identified as Las Chacras Member, consists of mud flat siltstone and sandstone. The upper section, or Don Bartolo Member, is composed of alluvial-fan conglomerates and lava flows of the Isonza Basalt. La Yesera Formation is thicker than 2,000 meters in the Brealito sub-basin. In the upper portion of the middle section was recognized the section called Brealito Member. It is composed almost entirely of siltstone with scarce calcareous mudstone and green shale. The basement of the basin is composed of rocks of the Pampean Massif, and Ordovician to Devonian sedimentary units. These two types of basement, of different rheology, probably determined different scenarios in response to tensional stress during basin formation. Four volcanic events controlled by NE-trending lineaments were recognized in the basin.

Key words: *Rift, Cretaceous, La Yesera Formation, Salta Group, Pirgua Subgroup*

Introducción

La cuenca del Grupo Salta (Brackebusch 1891 *nom. subst.* Turner 1959), emplazada en el noroeste argentino entre el Neocomiano y el Paleógeno, constituye una típica cuenca rift por su estructura, por las características del relleno sedimentario y por el magmatismo asociado (Bianucci *et al.* 1981, Salfity y Marquillas 1986, 1994). Sin embargo, en la misma existen porciones de la espesa columna sedimentaria y diversas áreas de la cuenca sin estudios específicos. El presente trabajo trata el relleno basal en la porción austral de la cuenca, con el objeto de contribuir al conocimiento de la estratigrafía y de los aspectos sedimentarios.

El Subgrupo Pirgua (Vilela 1951 *nom. transl.* Reyes y Salfity 1973), que constituye el relleno de la etapa sinrift, agrupa a tres formaciones que son, de base a techo: La Yesera (objeto de esta contribución), Las Curtiembres y Los Blanquitos. Las dos primeras representan el relleno de la etapa sinrift inicial, en tanto que la Formación Los Blanquitos corresponde a la etapa sinrift tardía que marca la disminución de la subsidencia y la consecuente comunicación entre los depocentros de la cuenca. Los depósitos del Subgrupo Pirgua se acumularon desde el Neocomiano Tardío y probablemente hasta el inicio del Maastrichtiano. A partir del Maastrichtiano se inició la etapa postrift cuando ocurrió la ingresión del mar en la cuenca y se acumularon las areniscas blanquecinas y ca-

lizas del Subgrupo Balbuena (Salfity y Marquillas 1994). Durante la etapa postrift tardía se acumuló el Subgrupo Santa Bárbara principalmente en ambiente lacustre que perduró hasta finales del Eoceno (del Papa y Salfity 1999).

La Formación La Yesera (Reyes 1972 *nom. transl.* Reyes y Salfity 1973), entidad basal tanto del Subgrupo Pírgua como del Grupo Salta, se compone de depósitos clásticos rojos y volcanitas identificados en los depocentros de Alemania, Tucumán, Brealito, Metán y El Rey (Fig. 1) (Brackebusch 1883, Hagerman 1933, Frenguelli 1936, Nesossi 1947a, Groeber 1952, Bossi 1969, Mingramm y Russo 1972, Reyes 1972, Salfity y Marquillas 1994).

Debido al escaso conocimiento de la Formación La Yesera a menudo es considerada como un depósito conglomerádico. Sin embargo, la unidad se compone de variadas litologías que reflejan los cambios ambientales ocurridos durante la evolución de la cuenca. En este trabajo se distinguen y se describen las variaciones litológicas, en base a ello se subdividió a la Formación La Yesera en conspicuas secciones para las que se propone el rango de miembro.

Marco geológico

La cuenca del Grupo Salta se desarrolló sobre un basamento heterogéneo que resultó de la consolidación y evolución tectónica del noroeste argentino desde el Proterozoico hasta el Paleozoico Tardío (Salfity y Marquillas 1989). La cuenca estuvo controlada por estructuras meridianas y transversales reactivadas durante la acumulación del Grupo Salta (Salfity 1979). El lineamiento de El Toro de orientación NO-SE (Figs. 1 y 2) junto con lineamientos de dirección NE-SO y frentes de deformación paralelos a la margen continental oeste han tenido clara influencia en la morfología de la cuenca (Salfity 1979, 1985, Bianucci *et al.* 1981, Grier *et al.* 1991).

Al sur del lineamiento de El Toro el basamento de la cuenca se caracteriza por rocas metamórficas e ígneas competentes de edad proterozoica a paleozoica pertenecientes al Cratógeno Central (Braccacini 1960) o Macizo de las Sierras Pampeanas (Harrington 1962), y al norte por unidades paleozoicas menos competentes (Fig. 2). Durante la etapa sinrift de la cuenca del Grupo Salta, estas dos regiones representaron escenarios estructurales distintos sobre los cuales se desarrollaron ambientes sedimentarios contrastantes. El lineamiento de El Toro delimitó sustratos de comportamiento reológico diferente durante el rift cretácico: al sur la subsidencia fue de mayor magnitud y se acumularon más de 4.000 m de espesor, mientras que al norte la potencia rara vez excede los 1.500 m, a excepción del depocentro de Lomas de Olmedo.

La cuenca del Grupo Salta estuvo limitada por estructuras positivas externas (arcos) e internas (dorsales) que permanecieron expuestos, mientras que los depocentros estuvieron separados por elementos subpositivos (umbrales) que fueron parcialmente cubiertos por los depósitos superiores del Subgrupo Pírgua (Fig. 1) (Reyes y Salfity 1973). En el área central de la cuenca se localiza la dorsal

de Salta-Jujuy (Figs. 1 y 2) (Vilela 1965, Reyes 1972), la cual resultó completamente rodeada por la coalescencia de los depocentros durante la etapa sinrift tardía. La dorsal estuvo controlada por estructuras meridianas y de dirección nordeste, lo que determinó su forma romboidal durante la etapa sinrift. Este alto interno fue inferido en varios trabajos en base al acuñamiento de los depósitos sinrift y a los depósitos postrift apoyados directamente sobre el basamento (Bonarelli 1921, Hagerman 1933, Schlagintweit 1937, Vilela 1965, Mingramm y Russo 1972, Reyes y Salfity 1973).

La región austral de la cuenca del Grupo Salta se desarrolló en la confluencia de los arcos Traspampeano-Púnico y Pampeano (Fig. 1) (Salfity 1982), los cuales representan la culminación septentrional del cratógeno central (Padula y Mingramm 1968). Esta región de la cuenca limitaba al norte con la dorsal de Salta-Jujuy que estuvo controlada por el lineamiento de Isonza de rumbo nordeste (Salfity 1979) y por el lineamiento Calchaquí que sigue el curso del valle homónimo, paralelo al frente púnico (Figs. 1 y 2).

El basamento de la región austral de la cuenca está compuesto por unidades del Proterozoico en contacto tectónico mediante estructuras regionales. Las unidades litológicas de más amplia distribución son, de oeste a este (Fig. 2): 1) Esquistos Bandeados e intrusivos, 2) Formación Puncoviscana y 3) Formación Medina. En esta región austral se registraron varios eventos de deformación correspondientes a las orogénesis tilcárica (Eocámbrico), oclóyica (Ashgill) y cháñica (Neodevónico-Eocarbonífero) (Turner y Méndez 1975, Turner y Mon 1979).

En el área occidental se localiza el basamento más competente de la cuenca (Fig. 2), el cual se compone de las metapelitas de medio a alto grado metamórfico (esquistos y pizarras) de los Esquistos Bandeados donde se alojan cuerpos intrusivos proterozoicos de la Formación Cachi (trondjemita, granito y granodiorita) y paleozoicos (granitoides y sienitoides) (Toselli y Rossi 1984, Hongn y Mon 1999). Los cuerpos intrusivos paleozoicos corresponden a la Formación Oire (Turner 1964) o Faja Eruptiva de la Puna Oriental (Méndez *et al.* 1973). Los escasos plutones del Carbonífero Inferior corresponden al magmatismo final del ciclo Famatiniano (Llambías 1999).

El frente púnico (Fig. 2) (Salfity *et al.* 1976) pone en contacto a los Esquistos Bandeados al naciente con el área donde se concentran los granitoides ordovícicos de la Formación Oire al poniente. Este frente coincide con el límite occidental del rift en la región austral (depocentro de Brealito, Fig. 3), formado por una fractura que se extiende N-S por más de 130 km de manera continua. La Formación Oire formó parte del área de aporte de la cuenca (Mauri 1948), ella consiste de pórfidos riódacíticos y granodioritas porfíricas e incluye tanto rocas volcánicas como subvolcánicas y plutónicas del Ordovícico Superior al Silúrico (Méndez *et al.* 1973, Hongn 1994).

En la zona central de la región austral, el basamento se compone de las sedimentitas (leptometamórficas) más antiguas reconocidas en el área: el Grupo Lerma, especialmente la Formación Puncoviscana (Figs. 2 y 3). Estas ro-

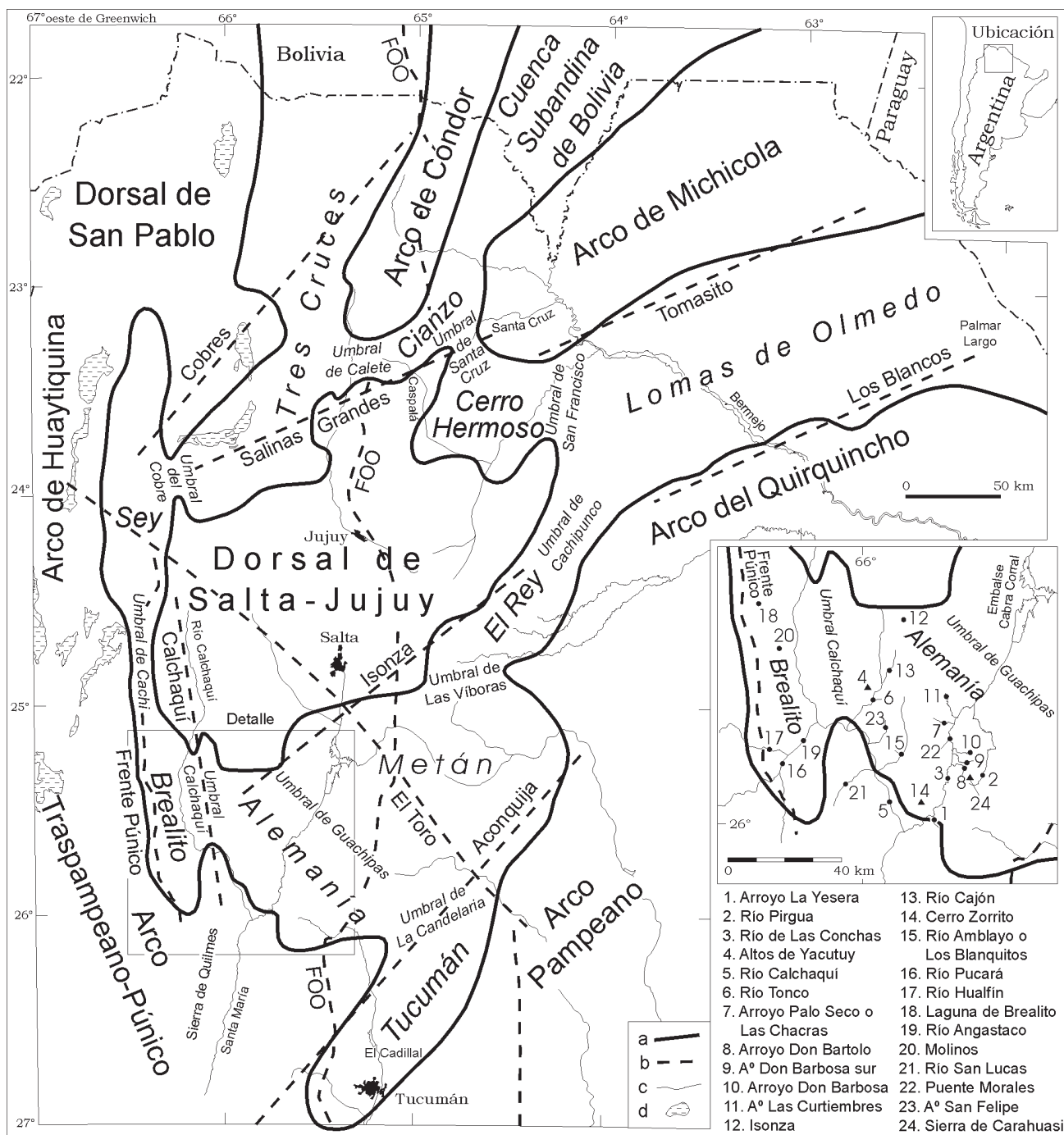


Figura 1: Distribución de los depocentros del Subgrupo Pirgua y ubicación de las sitios de interés del área de estudio. a) Borde del Subgrupo Pirgua y equivalentes; b) Lineamiento; c) Río; d) Salar. FOO. Frente oclóyico oriental.

cas se depositaron durante la extensión del Proterozoico Tardío en un surco de orientación meridiana en áreas intracratónicas (Salfity *et al.* 1976).

El contacto entre el basamento más competente (esquitos bandedados e intrusivos) y las metamorfitas de bajo grado de la zona central (Formación Puncoviscana) (Fig. 2) parece ser transicional desde el punto de vista del metamorfismo, pero no en cuanto al estilo estructural debido a que no se trata de un cambio de intensidad de de-

formación, sino de deformaciones distintas (Mon y Hongn 1988). Al norte, dicho contacto coincide en el sistema de fallas del río Calchaquí (Fig. 3) y al sur continúa a través de las Cumbres Calchaquíes en dirección NO (Fig. 2) hacia la ciudad de Tucumán.

La Formación Medina (Bossi 1969) forma el basamento de la parte oriental de la región austral (Fig. 2), donde el grado metamórfico es mayor que el del área central. El contacto entre las Formaciones Medina y Puncoviscana

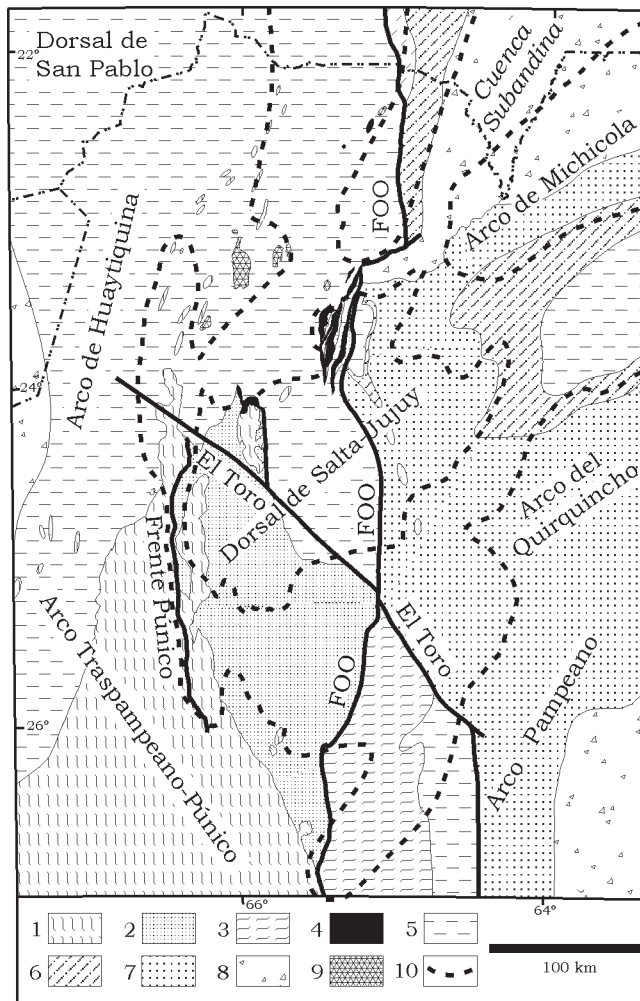


Figura 2: Basamento pre-Cretácico del noroeste argentino (modificado de Salfity 1979 y Salfity y Marquillas 1994). 1) Esquistos Bandeados e intrusivos; 2) Grupo Lerma (principalmente Formación Puncoviscana); 3) Formación Medina; 4) Cámbrico; 5) Ordovícico; 6) Silúrico; 7) Devónico; 8) Paleozoico Superior; 9) Intrusivo jurásico–cretácico (no aflorante); 10) Borde del Subgrupo Pirgua y equivalentes, FOO. Frente oclóyico oriental.

está cubierto por depósitos fanerozoicos, aunque se infiere por las relaciones geológicas regionales que es de tipo tectónico mediante corrimientos de vergencia al este (Mon y Hongn 1988). La zona de contacto representa una de las estructuras principales de orientación meridiana de la cuenca cretácica (Figs. 1 y 2) que se comportó como un sistema de fallas directas con buzamiento al oeste. Esta estructura forma parte del frente de deformación oclóyico oriental (Turner y Méndez 1975, Salfity 1979) o frente tectónico (Baldis *et al.* 1976).

En la región localizada al norte del lineamiento de El Toro y al oeste del frente de deformación oclóyico oriental el basamento es principalmente ordovícico (Fig. 2). Al este de dicho frente se localiza la región oriental de la cuenca donde el basamento de la cuenca lo constituyen depósitos ordovícicos a carboníferos (Fig. 2).

El diseño de la cuenca de la etapa sinrift (Fig. 1) se rea-

lizó en base a mapas isopáquicos previos (Salfity 1980, Salfity y Marquillas 1994, Cristallini *et al.* 1998) y a espesores medidos por el autor y por terceros en numerosas localidades, a partir de las cuales se delinearón los contornos de diez depocentros: Sey, Tres Cruces, Cianzo, Cerro Hermoso, Lomas de Olmedo, El Rey, Metán, Tucumán, Alemania y Brealito (Fig. 1).

En la región septentrional se definió el depocentro de Cianzo (Figs. 1 y 2), separado del previamente identificado como Cerro Hermoso (Salfity 1980) mediante el umbral de Santa Cruz (Fig. 1). En el río Santa Cruz ($64^{\circ}44' - 23^{\circ}16'$) el espesor del Subgrupo Pirgua es de 300 m (Russo 1948) y en el río Caspalá ($65^{\circ}04' - 23^{\circ}25'$) el Subgrupo Balbuena se apoya directamente sobre el basamento (Campillo y Donato 1980). En este trabajo se llamó umbral de San Francisco al alto interno localizado entre los depocentros de Cerro Hermoso y Lomas de Olmedo (Fig. 1) reconocido por Mingramm y Russo (1972). También se propone designar como umbrales de Cobres y Cachi a los elementos subpositivos que separaban al depocentro de Sey de los depocentros de Tres Cruces y Brealito respectivamente. Los depósitos del Subgrupo Pirgua en los depocentros de Tres Cruces y Cianzo comparten características litológicas con los depósitos del Grupo Tacurú de la cuenca Subandina de Bolivia con la cual probablemente estuvo comunicada (Fig. 1).

En la región austral de la cuenca se definieron los depocentros de Alemania y Metán (Reyes 1972), separados por el umbral de Guachipas (Reyes *et al.* 1976) paralelo al lineamiento de El Toro (Fig. 1). Al occidente, separado por el umbral Calchaquí se localiza el depocentro de Brealito (Fig. 1) (Sabino 2002), denominado así por ser el área de la laguna homónima una localidad representativa de la subcuenca.

La Formación La Yesera en la región austral de la cuenca

La Formación La Yesera en los depocentros australes está compuesta por depósitos clásticos continentales de color rojizo y coladas de lava, principalmente basáltica. En el depocentro de Alemania, donde fue definida la unidad, el espesor alcanza los 700 m y en el depocentro de Brealito es cercano a los 2.300 metros. La unidad se habría acumulado entre el Neocomiano Tardío y el Cenomaniano según las dataciones de las coladas de lava de la base (Bossi y Wampler 1969) y del techo (Valencio *et al.* 1976).

En este trabajo se presentan las características de la unidad en localidades seleccionadas del depocentro de Alemania como los perfiles del río Tonco, arroyos Palo Seco y Don Barbosa sur y además se incorporó las descripciones de otras localidades típicas como el río Pirgua y el abra de Isonza (Fig. 1). Debido a su importancia estratigráfica también se discute sobre la Formación El Cadillal (depocentro Tucumán) en su localidad tipo, la cual se considera equivalente parcial de la Formación La Yesera. Además, se describe la Formación en el valle de Pucará, correspondiente al depocentro de Brealito.

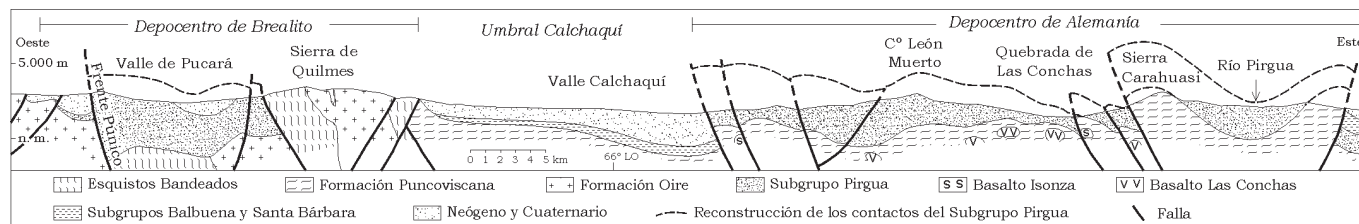


Figura 3: Perfil geológico de la región austral y reconstrucción del espesor de los depósitos synrift (ubicado según el paralelo 25° 49' LS, escala 1:250.000).

En el depocentro de Alemania se propone la subdivisión de la Formación La Yesera en tres secciones que son reconocibles en toda la región: 1) la basal, o Miembro Yacutuy, compuesta por conglomerado e intercalaciones de arenisca y pelita, 2) la intermedia, o Miembro Las Charcas, constituida principalmente por arenisca y pelita y 3) la superior, o Miembro Don Bartolo, compuesta por conglomerado. Estos miembros se reconocieron también en el depocentro de Brealito, donde además se distinguió el techo de la sección media como Miembro Brealito por estar constituido por pelitas y escasas calizas micríticas.

Depocentro de Alemania

El depocentro de Alemania (Fig. 1) es la zona de donde proceden las primeras descripciones del Cretácico del noroeste argentino (Brackebusch 1883, 1891, Frenguelli 1936; Nesossi 1947a, Mauri 1948) y donde se definieron las unidades litoestratigráficas que componen al Subgrupo Pirgua (Reyes 1972, Reyes y Salfity 1973).

El borde oeste del depocentro de Alemania estuvo controlado por el sistema de fallas de la margen este del río Calchaquí (Fig. 1). La zona de mayor subsidencia del depocentro se localizó en dicho borde donde el Grupo Salta supera los 4.000 m de espesor. La localización del borde de cuenca en este sistema de fallas es apoyada por los estudios de proveniencia. Casi la totalidad de los clastos de los conglomerados de la Formación La Yesera provienen de la Formación Puncoviscana y no se encuentran clastos de rocas de mayor grado metamórfico como las que afloran a sólo 20 km al oeste del sistema de fallas Calchaquí en la sierra de Quilmes (Figs. 1 y 2) (Mauri 1948). La composición homogénea y el tamaño de los clastos (que alcanzan casi 1 m de diámetro) indican que los conglomerados se depositaron en abanicos aluviales con áreas de aporte cercanas a lo largo del sistema de fallas (Sabino *et al.* 1998). Por otra parte, en el río San Lucas (Fig. 1) las areniscas conglomerádicas blanquecinas de la Formación Maíz Gordo (Subgrupo Santa Bárbara) se apoyan directamente sobre la Formación Puncoviscana (del Papa com. pers.). Por tanto, es evidente la existencia de un alto entre los depocentros de Alemania y Brealito durante la etapa sinrift, cuya ubicación coincide con el curso del río Calchaquí (Fig. 1). Hacia el norte, en la latitud de Molinos (Fig. 1), es probable que dicha estructura no tuviera la misma relevancia y permitiera la conexión

entre los dos depocentros, especialmente hacia el final de la etapa sinrift. Hacia el nordeste del sistema de fallas del río Calchaquí el espesor disminuye gradualmente hacia el umbral de Guachipas, hasta acuñarse al norte sobre la dorsal de Salta-Jujuy.

La Formación La Yesera aflora completa en el río Pirgua (sección tipo) y en sitios de más fácil acceso como la quebrada Las Conchas y el borde este del río Calchaquí. El holoestratotipo de la Formación La Yesera fue definido en el curso superior del río Pirgua (Fig. 1) donde el espesor es de 615 m y yace en discordancia sobre la Formación Puncoviscana (Fig. 4a) (Reyes y Salfity 1973). El nombre de la Formación proviene del arroyo homónimo, afluente del río de Las Conchas de su tramo inicial (Fig. 1) (Reyes 1972). El área de afloramiento de la Formación La Yesera se ubica principalmente en los flancos occidentales de la sierra de Carahuasi (área tipo) y al este del valle Calchaquí (Figs. 1 y 3). En el holoestratotipo de la unidad se distinguen claramente tres unidades, los tercios inferior y superior dominados por conglomerados y la sección media compuesta de areniscas gruesas a finas y escasos conglomerados (Fig. 4a).

Río Tonco

En el río Tonco (Fig. 1) aflora la Formación La Yesera con un espesor parcial de 680 m, sin base expuesta y con una distribución de facies similar a la sección tipo del río Pirgua. Los tercios inferior (espesor parcial: 210 m) y superior (espesor estimado: 160 m) muestran el predominio de conglomerados, en tanto que en la sección media (espesor: 310 m) predominan la arenisca fina y la limolita (Fig. 5a). Estas tres secciones también son reconocibles en otras áreas del depocentro de Alemania, por lo cual se propone el tratamiento como miembros.

Para la definición de los miembros se proponen los perfiles de los ríos Pirgua y Tonco y del arroyo Palo Seco o Palo Parado. Los dos últimos por tanto representarían paraestratotipos de la Formación La Yesera.

Miembro Yacutuy: Este Miembro, compuesto principalmente por conglomerados (Fig. 5b), debe su nombre a los altos de Yacutuy que alcanzan más de 3.000 m s.n.m. (Fig. 1). El estratotipo se localiza en las nacientes del río Pirgua (sección tipo de la Formación La Yesera) donde mide 209 m. Fue descrito por Reyes y Salfity (1973) como com-

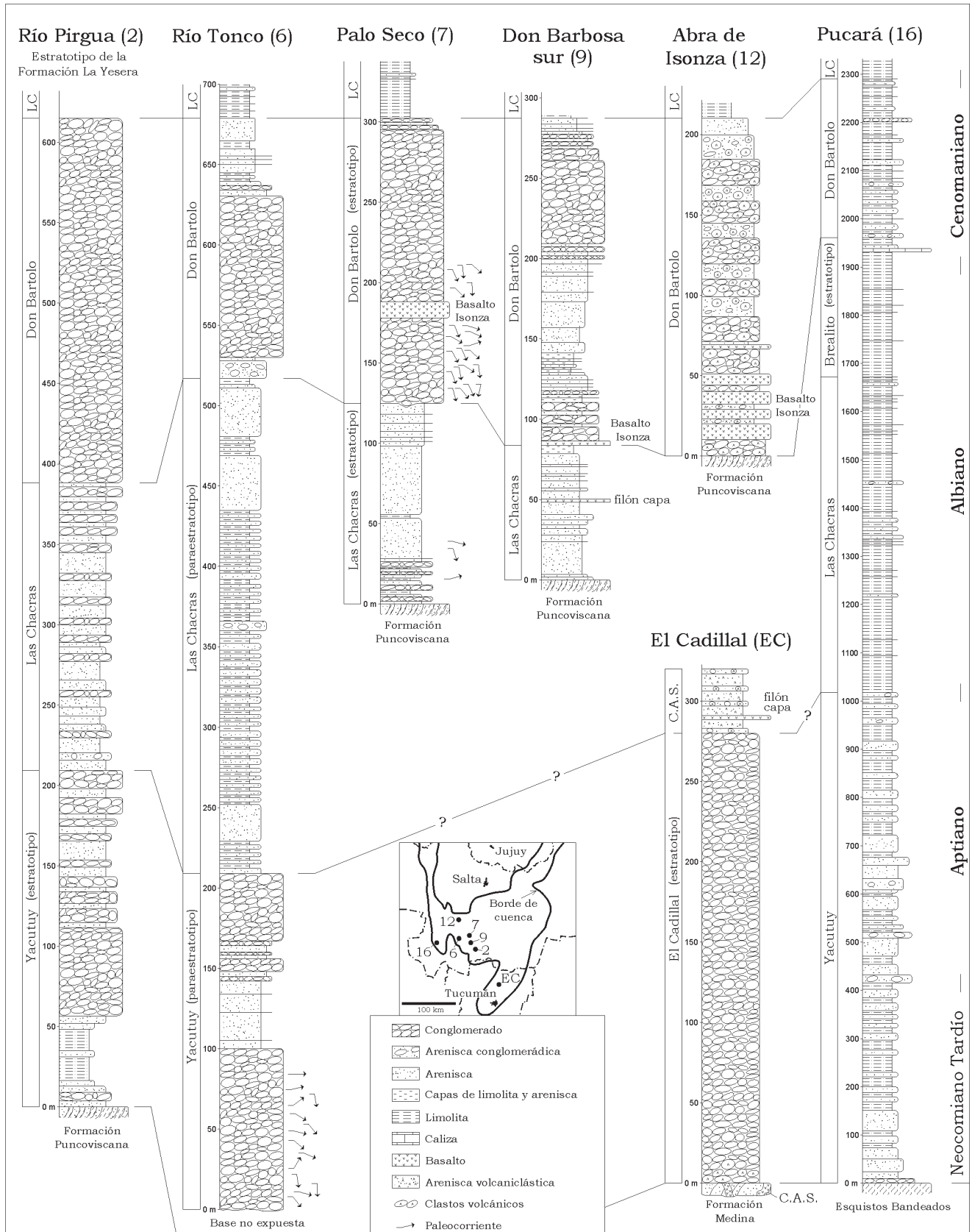


Figura 4: Correlación litoestratigráfica de los miembros de la Formación La Yesera en la región austral de la cuenca. El número indicado en cada perfil corresponde al empleado en el recuadro de detalle de la figura 1. La columna del río Pirgua ha sido adaptada de Reyes y Salfity (1973); la del Abra de Isonza, de Valencio *et al.* (1976), y la del Cadillal, de Bossi (1969). C.A.S. Complejo Alto de Las Salinas. LC. Formación Las Curtiembres.

puesto por una sección basal de 56 m de pelitas rojas con escasas intercalaciones de arena, sobre el que se apoyan 88 m de conglomerados rojo-parduzcos de matriz arenosa con abundantes clastos de cuarcita. Hacia arriba afloran 35 m de conglomerados finos de color rojizo intercalados con areniscas y areniscas conglomerádicas. En el techo aflora un banco de 30 m formado por conglomerados medianos intercalados con areniscas (Fig. 4a).

El Miembro Yacutuy aflora de forma parcial en el curso inferior del río Tonco. Aunque la base de la unidad no aflora en esta sección (Fig. 4b), se la infiere a pocos metros por comparación con el perfil del río Pirgua. En el río Tonco no afloran los 56 m inferiores descritos en el río Pirgua; el resto de los afloramientos son similares. El Miembro Yacutuy está compuesto por conglomerados medianos a gruesos color pardo pálido (5YR 5/2, según el sistema Munsell) y se intercalan areniscas gruesas a medias color pardo medio (5YR 3/4) y escasas limolitas pardo-rojizas oscuro a medio (10R 3/4 a 5YR 3/4) en la parte superior (Fig. 4b). En ambas localidades el pase a la unidad suprayacente es concordante y bien definido, el cual se localiza en el techo del banco conglomerádico más alto (Fig. 5a). En el río Tonco el espesor parcial del Miembro es de 210 m; los conglomerados poseen matriz arenolimoso, los clastos son principalmente de la Formación Puncoviscana (esquistos y filita) y en menor proporción son de granitos y fragmentos de vetas de cuarzo.

Asociaciones de facies. En los bancos conglomerádicos se observó la asociación *conglomerado clastosostenido* (asociación de facies A, Fig. 5b) compuesta esencialmente de conglomerados y brechas clastosostenidos (polimícticos y monomícticos) de bases no erosivas, sin estratificación interna ni gradación o raras veces con gradación inversa hacia la base (Fig. 5b) (Gcm y Gci según la clasificación de Miall 1996). Se observan conglomerados matriz-sostenidos (Gmm y Gmg) aunque son menos frecuentes. Participan escasos (<5%) conglomerados clastosostenidos de estratificación paralela cruda (Gh) a veces asociados con capas delgadas de arenisca de estratificación paralela (Sh) usualmente con estructuras de deformación por carga. En las capas que representan las facies Gcm y Gci se observa leve orientación preferencial subparalela a la dirección de flujo en el arreglo de los clastos. La base de las capas es siempre no erosiva y la geometría es lenticular a tabular con clastos que se proyectan por encima del techo de las capas. Las superficies de estratificación a menudo son difusas. La potencia promedio de estas capas es de 50 cm y la máxima, cercana a 1 m. Los clastos son angulosos a subangulosos y a menudo se reconocen caras paralelas que representan superficies de diaclasas. La matriz de las rocas se compone de granos tamaño arena, limo y arcilla. En las facies Gcm y Gci se nota la variación continua del tamaño en los componentes de la roca desde los clastos hasta la matriz.

La mayoría de los conglomerados y brechas observados poseen características de flujos de detritos subaéreos: abundancia de capas sin gradación, presencia de capas con gradación inversa y escasez de intercalaciones arenosas y pelíticas. Preliminarmente se nota que la relación

entre el espesor de capa y el tamaño máximo de clasto muestra correlación positiva, lo cual apoya la interpretación de depósitos de flujos masivos obtenida sobre la base de las características texturales. En los escasos conglomerados de estratificación paralela cruda (Gh) los clastos máximos son de alrededor de 10 cm y forman capas de hasta 40 cm. Estas capas representan interpulsos de menor energía en los flujos de detritos. En algunos casos, donde se observa mejor selección y mayor imbricación, se interpretan como depósitos retrabajados por corrientes fluviales posteriores a los flujos de detritos, al igual que las areniscas con estratificación paralela (Sh).

La asociación de facies A (*conglomerado clastosostenido*) es comparable con los modelos de facies propuesto por Miall (1978), Collinson (1986) y Stanistreet y McCarthy (1993) para abanicos aluviales dominados por flujos de detritos. Esta asociación es similar a la reconocida en numerosos trabajos sedimentológicos (i.e. Hooke 1967, Bluck 1967, Nemeč y Steel 1984, Blair y McPherson 1992) donde se asocian con ambientes de abanicos aluviales en posiciones proximales. En la Formación La Yesera los depósitos de abanico aluvial gradan hacia las fallas de borde a depósitos de ladera donde predomina la caída de rocas.

Otra asociación de facies observada es la de *conglomerado y arenisca* (asociación de facies B, Fig. 5c), la cual se caracteriza por capas de espesor decimétrico hasta escasos metros de espesor. Se han agrupado en esta asociación conglomerados clastosostenidos de estratificación paralela cruda (Gh), cruzada planar (Gp) y cruzada en artesa (Gt), los dos últimos generalmente de bases erosivas. Frecuentemente los conglomerados se asocian con arenisca gruesa a media de estratificación paralela (Sh) o cruzada (Sp, St). Las capas de arenisca poseen granulometría variable, generalmente están vinculadas genéticamente con los conglomerados subyacentes, aunque a veces están ausentes. En ocasiones, se observan capas de areniscas con laminación ondulada o limolitas laminadas sobre las areniscas estratificadas. Los conglomerados y areniscas de la asociación de facies B se habrían acumulado mediante corrientes tractivas. Los depósitos de flujos de detritos rara vez participan; no es común observar capas conglomerádicas macizas y en ningún caso están presentes capas matriz-sostenidas. Los conglomerados observados poseen mejor selección que los descritos en la asociación de facies A (*conglomerado clastosostenido*) y rara vez se encuentran clastos que superen los 15 cm de diámetro. Es frecuente encontrar paleosuelos calcáreos y calcretas en los depósitos que representan la asociación de facies B (*conglomerado y arenisca*). Los paleosuelos miden hasta 2 m de espesor, formados por horizontes de glébulas (nódulos calcáreos) de ankerita o calcita de 1 cm de diámetro hasta 7 cm cuando coalescen varios nódulos. A menudo no forman una capa continua, pero se prolongan lateralmente por decenas de metros. Generalmente, las calcretas están poco desarrolladas y ocurren en rocas psamo-pelíticas que suprayacen a los conglomerados. También muestran cristalarias y marcas de raíces. Según la clasificación de Gile *et al.* (1966) re-

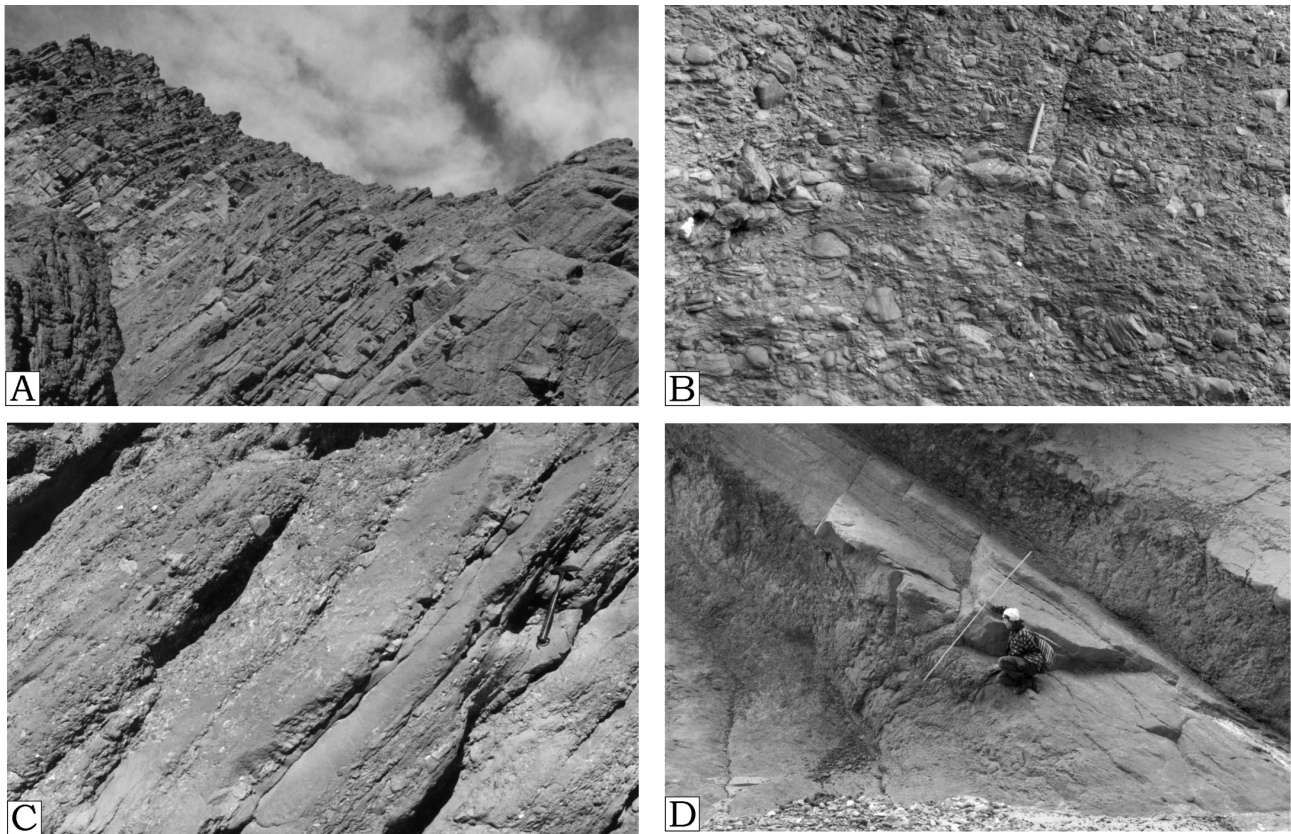


Figura 5: **A)** Contacto entre los Miembros Yacutuy y Las Chacras en el río Tonco; se aprecia un tercio del espesor del Miembro Las Chacras (ca. 150 m) y el paquete conglomerádico del techo del Yacutuy que forma un resalto topográfico. **B)** Conglomerado clastosostenidos del Miembro Yacutuy, río Tonco, base del perfil (escala 20 cm); los clastos provienen de la Formación Puncoviscana. **C)** Intercalación de capas de arenisca media y conglomerado fino con imbricación en el techo, Miembro Yacutuy en el río Tonco (165 m de la base del perfil) (largo de piqueta: 33 cm). **D)** Intercalación de capas de arenisca fina y limolita en el Miembro Las Chacras, río Tonco (a 475 m de la base del perfil; escala 2 m).

presentan las Etapas II y III dentro de la secuencia morfogenética de seis etapas del desarrollo de paleosuelos carbonáticos.

La asociación de facies B se identificó hacia el techo del Miembro Yacutuy (Fig. 5c), en bancos que generalmente no sobrepasan los 10 m de espesor. Estos depósitos de corrientes tractivas se interpretan como originados en ríos entrelazados que suelen relacionarse con la zona intermedia o distal de abanicos aluviales. La asociación *conglomerado y arenisca* comparte numerosas características con los modelos de ríos entrelazados gravosos someros (Modelo B: *Scott-type*) a profundos (Modelo C: *Donjek-type*) de los modelos de facies propuestos por Boothroyd y Ashley (1975) y William y Rust (1969) respectivamente y agrupados por Miall (1996). En ambos modelos dominan los elementos o macroformas GB (barras gravosas), mientras que los elementos SB (cuerpos arenosos) participan del 5 a 20% y en proporciones similares suelen participar elementos DA y LA (cuerpos de acreción frontal y lateral respectivamente). Las secciones representante de las asociaciones de facies B suelen hallarse hacia el techo de los tramos donde se observa la asociación A, indicando la disminución de la energía del ambiente sedimentario, de abanico aluvial proximal a distal o intermedio.

Miembro Las Chacras: La unidad debe su nombre al arroyo Las Chacras donde se ubica el puesto de ese nombre. El arroyo Las Chacras es el curso superior del arroyo Palo Seco (afluente izquierdo del río de Las Conchas) (Fig. 1). Aramayo Flores (1970) definió el Miembro Las Chacras en el arroyo Palo Seco, por lo cual se esa designación y se considera esta localidad como perfil tipo. Valencio *et al.* (1976) dieron a conocer por primera vez el Miembro, pero refirieron el nombre a otro arroyo Las Chacras ubicado en un lugar distinto a la localidad de trabajo de Aramayo Flores (1970). El Miembro es de composición psamo-pelítica y se apoya en discordancia sobre la Formación Puncoviscana.

El estratotipo original del Miembro Las Chacras no muestra el contacto con el Miembro Yacutuy, por lo que se propone al río Tonco como paraestrototipo del Miembro Las Chacras ya que allí se aprecia la relación de base con el Miembro Yacutuy (Fig. 4c). En el río Tonco el espesor del Miembro Las Chacras es de 320 m, compuesto por arenisca fina color pardo medio y limolita pardo-rojiza oscura (Fig. 4b). El contacto con el Miembro Yacutuy subyacente es concordante, definido y apreciable por el cambio de litología de pséfita a psamita y pelita (Fig. 5a). En el tramo medio de la unidad intercala un banco de arenisca conglomerádica de 6 m de espesor

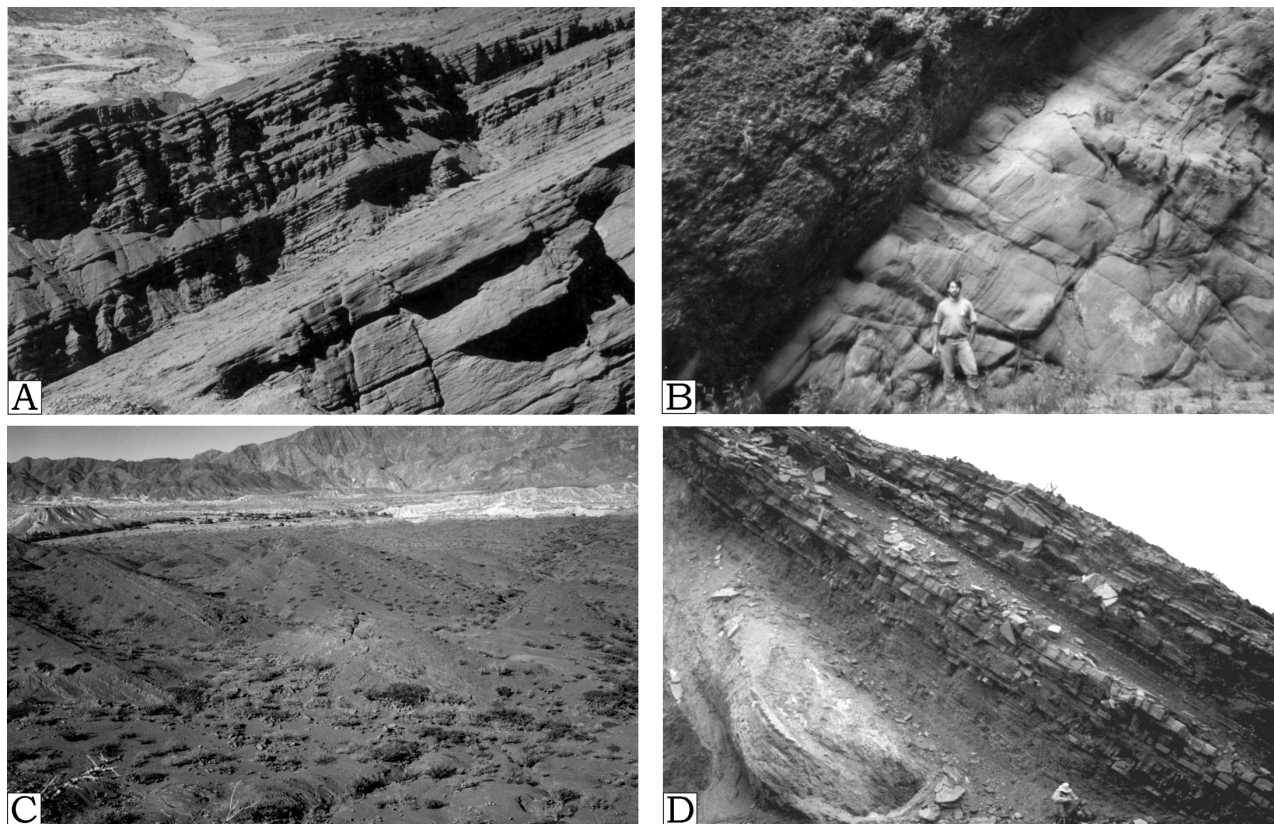


Figura 6: **A)** Contacto entre las Formaciones La Yesera (Miembro Don Bartolo) y Las Curtiembres en el cañón del río Tonco (vista hacia el sur). **B)** Contacto definido y levemente erosivo entre los Miembros Las Chacras (arenisca) y Don Bartolo (conglomerado) en el arroyo Palo Seco. **C)** Aspecto de las pelitas del Miembro Las Chacras en el valle de Pucará. **D)** Calizas del Miembro Brealito en el valle de Pucará; suprayacen dos bancos estratocrecientes de arenisca media blanquecina intercalada con limolitas a arcilitas verdes (a 1.935 m de la base del perfil).

(Fig. 4b). El techo de la unidad es definido y concordante.

Asociaciones de facies. En el Miembro Las Chacras del río Tonco se reconoció la asociación de *arenisca fina y limolita laminadas* (asociación de facies C, Fig. 5d) que se compone de arenisca fina (Sr) intercalada monótonamente con limolita o wacke de laminación paralela, ambas de color pardo-rojizo oscuro. Generalmente muestran tendencia granodecreciente y diversos grados de bioturbación hasta bioturbación intensa que llega a impedir la identificación de las estructuras sedimentarias primarias. Es frecuente observar grietas de desecación bien marcadas en el techo de las limolitas. A veces se observa una capa delgada de arenisca media a fina de estratificación cruzada en artesa en la base de los bancos de arenisca.

La asociación de facies C representa depósitos de muy baja energía relacionadas con planicies fangosas, probablemente asociadas con márgenes de lagos. Esta asociación de facies también es similar a la propuesta para ríos meandriiformes de materiales finos (Modelo I, según Miall 1996), basada en los estudios de Smith (1987) del río Babahovo de Ecuador; no obstante, es notable la escasez de areniscas de estratificación cruzada en comparación con otros ejemplos modernos o antiguos. Tanto en ríos meandriiformes como en márgenes de lagos el ambiente sedimentario se caracteriza por la escasa pendiente.

Miembro Don Bartolo: Este miembro, compuesto por conglomerados de matriz areno-limosa color pardo pálido, debe su nombre a al arroyo Don Bartolo afluente derecho del río de Las Conchas (Fig. 1). El estratotipo de la unidad se localiza en el arroyo Palo Seco de fácil acceso. En el río Tonco este Miembro forma una garganta de acceso restringido (Fig. 5a). Sólo se accede a pie al tramo superior compuesto por conglomerado fino, wacke y limolita, granodecreciente y transicional con la Formación Las Curtiembres (Fig. 6a). La asociación de facies mejor representada en el miembro es la A (*conglomerado clasto-sostenido*).

Palo Seco

La quebrada Palo Seco se localiza en una posición marginal del depocentro (Fig. 1). En la quebrada es visible la base de la Formación La Yesera sobre la Formación Puncoviscana (Fig. 4c), la cual se compone de metaarenisca (esquisto) y metapelita (filita) en capas de 5 a 10 cm, intercaladas monótonamente e intensamente plegadas. El basamento fue afectado por metamorfismo regional de muy bajo grado, por lo cual se advierten estructuras sedimentarias primarias (serie de Bouma) y trazas fósiles.

En Palo Seco la Formación La Yesera se divide clara-

mente en dos miembros, el inferior arenoso, Miembro Las Chacras y el superior conglomerádico, Miembro Don Bartolo (Figs. 3c y 5b). No afloran depósitos correspondientes al Miembro Yacutuy, por lo que la base del perfil no es conglomerádica.

Miembro Las Chacras: Este miembro fue definido en esta localidad (Aramayo Flores 1970) donde mide 125 m de espesor y se compone de arenisca color naranja-rosado pálido (5RY 7/2) y conglomerado fino color pardo pálido (5YR 5/2) con estratificación cruzada o paralela.

Asociaciones de facies. La asociación *arenisca estratificada* (asociación de facies D, Fig. 6b) se compone principalmente de areniscas de granulometría media a gruesa y areniscas conglomerádicas, con estratificación cruzada planar (Sp) o en artesa (St), en ocasiones con intraclastos basales (Se) y en menor proporción con estratificación paralela (Sh). Se observan bancos compuestos por arenisca intensamente bioturbada (Sb) y capas delgadas de arenisca media a fina con laminación ondulada (Sr) en el techo de los bancos.

La geometría de las capas de arenisca con estratificación cruzada es generalmente lenticular y de escaso desarrollo lateral (decenas de metros), mientras que las areniscas con estratificación paralela muestran mayor desarrollo lateral. El espesor promedio de las capas en ambos casos es de 20 cm, aunque alcanzan hasta 1 m. La asociación de facies D se caracteriza por la escasa intercalación de capas delgadas de limolitas (Fl) de 10 cm de espesor máximo.

Se notan algunas concreciones calcáreas probablemente asociadas con variaciones del nivel freático. En escasas oportunidades hay desarrollo de verdaderos paleosuelos calcáreos.

La asociación *arenisca estratificada* (asociación de facies D) es equivalente a los modelos de facies propuestos por Miall (1996) para ríos entrelazados arenosos (Modelos L, M, N y O), donde es notable la escasez de intercalaciones finas y las sucesiones son típicamente arenosas.

Miembro Don Bartolo: En Palo Seco el contacto entre los Miembros Las Chacras y Don Bartolo de la Formación La Yesera es abrupto y levemente erosivo. La unidad superior o Miembro Don Bartolo es típicamente conglomerádica, de color pardo pálido y su contacto superior es concordante con la Formación Las Curtiembres, por lo cual es correlacionable con los estratos superiores descritos en el río Tonco. En el tercio inferior del Miembro Don Bartolo de la quebrada Palo Seco se encuentra una colada basáltica que se considera equivalente al Basalto Isonza por correlación con los perfiles del abra de Isonza y de la quebrada El Cajón (Valencio *et al.*, 1976, Figs. 1) que se describen más adelante.

Los conglomerados están soportados por clastos y la matriz está formada por la mezcla de gránulos, arena gruesa a fina (donde predominan los fragmentos líticos y el cuarzo), limo y arcilla. La proveniencia de los clastos es principalmente de la Formación Puncoviscana (esquisto y filita) y en menor proporción hay fragmentos de vetas de cuarzo y granito. La única asociación de facies representa-

da en el Miembro corresponde a la A (*conglomerados clastosostenidos*) relacionada con el ambiente de abanico aluvial proximal.

Don Barbosa sur

El arroyo Don Barbosa sur es afluente izquierdo de la quebrada Las Conchas. Este perfil se ubica 2 km al sur del arroyo Don Barbosa, toponimia más cercana, por lo que se denominó arroyo Don Barbosa sur (Fig. 1). El arroyo atraviesa la estructura anticlinal donde se localizan además el arroyo Don Bartolo, y los sitios turísticos de la Garganta del Diablo y el Anfiteatro.

La Formación La Yesera en el arroyo Don Barbosa sur se apoya sobre la Formación Puncoviscana y subyace de manera concordante y transicional a la Formación Las Curtiembres. La Formación La Yesera mide 287 m de espesor y es divisible en dos miembros: el inferior arenoso correlacionable con el Miembro Las Chacras y el superior conglomerádico asignado al Miembro Don Bartolo. El Miembro Don Bartolo posee una colada de basalto vesiculado también correlacionable con el Basalto Isonza (Fig. 4d).

Miembro Las Chacras: Este miembro, de 84 m de espesor, se compone de arenisca media a fina y escasas intercalaciones de conglomerado, arenisca gruesa color naranja-rosado pálido y limolita pardo-rojizas. La asociación de facies mejor representada en el miembro es la D (*arenisca estratificada*). Se intercala un filón capa de basalto de 2,2 m de espesor (a 48 m de la base) que intruye a capas de arenisca media a fina mineralizadas con carbonatos de cobre (malaquita y azurita). Este intrusivo se relaciona una colada superior que se intercala en el Miembro Don Bartolo.

Miembro Don Bartolo: El Miembro Don Bartolo es principalmente conglomerádico, mide 204 m de espesor, su base es marcada y se define por una colada de basalto de 2,8 m de espesor, correlacionable con el Basalto Isonza. Sobre la colada se dispone una sucesión granodecreciente de 65 m que comienza con conglomerado pardo pálido intercalado con arenisca gruesa que pasa a areniscas y limolitas hacia el techo (Fig. 4d). Los conglomerados son medianos, macizos, de matriz areno-limosa, los clastos provenientes de la Formación Puncoviscana aunque participan escasos fragmentos de granito. Dominan las asociaciones de facies A (*conglomerado clastosostenido*) y B (*conglomerado y arenisca*).

El tramo medio del miembro se compone de arenisca media a gruesa color rosado (5R 5/4) a rosado-naranja pálido (5RY 7/2) que muestra las características de la asociación de facies D (*arenisca estratificada*). Además se observan algunas capas con aparentes estructuras de origen eólico compuestas por granos de cuarzo bien redondeados, no obstante, la baja calidad de los afloramientos no permite la descripción completa de esta facies. En el techo del Miembro Don Bartolo afloran conglomerados (Fig. 4d)

que poseen características de la asociación de facies A (*conglomerado clastosostenido*). Los 25 metros cuspidales son granodecrecientes y representan la transición con la Formación Las Curtiembres.

En el perfil del arroyo Don Barbosa, localizado 2 km al sur, se observan paleosuelos calcáreos desarrollados en las intercalaciones arenosas de la base del Miembro Don Bartolo, las cuales a veces poseen estructuras de corriente. En el perfil son abundantes las capas volcánicas en este Miembro.

Isonza

En el abra de Isonza la Formación La Yesera mide cerca de 200 m de espesor (Fig. 4e), se compone únicamente de conglomerado rojizo (5R 4/6 a 10R 4/2) a pardo-rojizo (10R 4/6) y arenisca conglomerádica rosada (5R 5/4) a pardo-rojiza pálida (10R 5/4) asignadas al Miembro Don Bartolo (Fig. 4e). Cerca de la base intercalan cinco coladas de basalto de 5 a 10 m de espesor denominadas originalmente en esta localidad como Basalto Isonza (Valencio *et al.* 1976).

Al sur del abra, en la quebrada de Isonza el espesor es de 75 m y la unidad muestra características similares a las encontradas por Valencio *et al.* (1976), aunque se observan sólo tres coladas ubicadas hacia la base (Salas 1978). En el tramo inferior del río Cajón (Fig. 1), antes de su confluencia con el río Tonco, aflora nuevamente la Formación La Yesera. En esta localidad, la Formación La Yesera está integrada por los Miembros Las Chacras (arenisca) y Don Bartolo (conglomerado); la base no aflora. El Miembro Las Chacras se compone de arenisca rosada a pardo-rojiza, fina a media, en alternancia con capas de limolita y escaso conglomerado fino (Valencio *et al.* 1976). Los estratos del Miembro Don Bartolo en el abra de Isonza se continúan lateralmente hasta la quebrada de Isonza y el río Cajón, lo cual facilita las correlaciones.

Depocentro de Tucumán

En el depocentro de Tucumán (Fig. 1) el espesor del Subgrupo Pirgua es reducido (<500 m). Aunque el depocentro ha sido reconocido en trabajos previos, al igual que el umbral que lo separa de los depocentros de Alemania y Metán (Reyes y Salfity 1973, Bossi y Peral 1992), en este trabajo se proponen los nombres de depocentro de Tucumán y umbral de La Candelaria para identificarlos. El umbral de La Candelaria se localiza sobre el lineamiento de Aconquija (Baldis *et al.* 1976, Mon 1979) donde el espesor del Subgrupo Pirgua es menor a los 250 m (arroyo Zanjón, Nesossi 1947b).

El Cadillal

Ruiz Huidobro (1960) describió al Subgrupo Pirgua como areniscas y areniscas conglomerádicas pardo-roji-

zas en la sierra de Medina. En el extremo sur de la sierra Ruiz Huidobro (1960) denominó a las psefitas de la sección inferior del Subgrupo Pirgua como “brecha de Cadillal”. En el cajón del Cadillal, actual embalse homónimo, Bossi (1969) empleó el término de Formación El Cadillal y la describió de base a techo (Fig. 4f):

“1) Conglomerado brechoso lítico de aspecto macizo, pardo rojizo a pardo claro, de clastos filíticos discoidales y escaso cuarzo de veta (clastos máximos 3-8 cm)...280 m”

“2) Areniscas litofeldespáticas, conglomerádicas rosadas, en parte volcánicas..... 40 m”

El espesor es parcial ya que no aflora la base de la Formación. En el arroyo Seco de Las Cañas (12 km al norte del Cadillal), la base de la Formación es visible, comienza con un conglomerado de bloques filíticos que hacia arriba se asocian con otros de naturaleza traquítica (Bossi 1969). En la parte superior de estos depósitos se encuentra el Complejo Alto de las Salinas (Bossi 1969), o formación tobácea de Keidel (1913), la cual además incluye los diques y filones capa que intruyen a la Formación El Cadillal.

El Grupo Salta en su extremo austral varía con respecto al del resto de la cuenca ya que no se depositaron las calizas de la Formación Yacoraité, nivel guía de las correlaciones. Entre la Formación El Cadillal y la suprayacente Formación Río Loro (equivalente al Subgrupo Balbuena) se interpreta una discordancia que explicaría la ausencia de las secciones pelítica y arenosa correspondientes a las Formaciones Las Curtiembres y Los Blanquitos.

Las características litológicas encontradas en esta zona de Tucumán para los depósitos basales del Subgrupo Pirgua no se diferencian notablemente de las observadas en la provincia de Salta. Las Formaciones El Cadillal y La Yesera comparten aspectos como la litología conglomerádica predominante y las intercalaciones de volcánicas. Los datos radiométricos (Bossi y Wampler 1969) confirman que los depósitos son contemporáneos a la Formación La Yesera. Aunque el empleo del término Formación El Cadillal sea práctico para los afloramientos del Cadillal y tenga prioridad sobre el término de La Yesera, no es recomendable aplicarlo al resto de la cuenca debido a que no incluye las relaciones con el resto de las unidades del Subgrupo Pirgua.

Depocentro de Brealito

El depocentro de Brealito se ubica en la región más occidental de la cuenca del Grupo Salta, posee morfología elongada, orientación meridiana y un potente registro sedimentario. Probablemente este depocentro continuaba al norte hacia el depocentro de Sey, con el que comparte las principales características en cuanto a morfología y litología del relleno. En el depocentro de Brealito no se observan las relaciones estratigráficas del Subgrupo Pirgua con los Subgrupo Balbuena y Santa Bárbara por estar ausentes, a diferencia de los demás depocentros donde los depósitos postrift están bien representados. La conexión entre los depocentros de Brealito y Alemania no

es evidente debido al alto grado de inversión de la cuenca y porque la zona entre los depocentros (valle Calchaquí) fue ampliamente cubierta por sedimentos terciarios y cuaternarios.

En la zona de laguna de Brealito el espesor parcial del Subgrupo Pirgua es de 3.700 m (Formaciones La Yesera y Las Curtiembres). La Formación La Yesera mide 2.450 m de espesor. Nesossi (1947a) y Groeber (1952) identificaron estos afloramientos como pertenecientes a las "Areniscas Inferiores" (Subgrupo Pirgua). En el área no se observan fallas que repitan la sección, pero se identificaron dos olistolitos, ubicados aproximadamente a 500 y 2.350 m de la base, que poseen 550 m y 28 m de espesor respectivamente. En ambos bloques de granito son abundantes las pegmatitas. En los depósitos ubicados cerca de la falla de borde (oeste del depocentro) Hongn y Seggiaro (1999) mencionaron otro bloque deslizado de composición pegmatítica.

Boso *et al.* (1984) y Chávez *et al.* (1987) midieron en la zona de Brealito distintos espesores para el Subgrupo Pirgua, al que asignaron potencias de 1.350 y 2.400 m respectivamente, las cuales aparentemente representan la columna medida desde el techo de cada uno de los olistolitos. La confusión generada por estos bloques graníticos, que yacen entre los depósitos, se explica por sus grandes dimensiones. Sin embargo, la revisión de campo revela la ausencia de fallas en la base de los bloques. Los olistolitos fueron cubiertos por los sedimentos durante la deposición del Subgrupo Pirgua y lateralmente están en contacto con conglomerados y areniscas que rellenan las grietas internas y las irregularidades alrededor de ellos. Además, milonitas y brechas son características en estos bloques, especialmente en la base (discontinuidades que permitieron su desprendimiento), aunque también en el techo e internamente (Sabino 2001).

En el área del valle de Pucará el espesor parcial del Subgrupo Pirgua es de 3.600 m y el techo está marcado por una discordancia angular sobre la que yacen sedimentitas terciarias del Grupo Payogastilla (Ruiz 1993). El Grupo Payogastilla se acumuló después de la fase Incaica (Eoceno Tardío?), por lo que su base probablemente corresponde al Eoceno Tardío–Oligoceno Temprano (Salfity *et al.* 1996). Villanueva García (1988) y Ruiz (1993) identificaron los afloramientos del valle de Pucará como pertenecientes al Subgrupo Pirgua, no obstante en el presente trabajo se adoptaron criterios diferentes para la subdivisión de sus formaciones.

Valle de Pucará

Los depósitos de la Formación La Yesera en la zona de Pucará son de grano más fino que los observados en el depocentro de Alemania. El perfil relevado se ubica en el río Hualfín (Fig. 1) a 6 km del borde de falla. El espesor de la Formación es cercano a los 2.300 m (Fig. 4g). Las litologías predominantes son arenisca fina naranja-rosado pálido y limolita color pardo-rojizo oscuro a medio; no obstante, hacia el oeste afloran depósitos de carácter

pséfitico típicos de la unidad. La variación de facies gruesas cercanas al borde de falla a facies más finas es una característica común de la Formación La Yesera. La posición distal del perfil seleccionado explica la predominancia de sedimentitas de grano fino, lo cual es aparentemente contrastante con los perfiles descritos en otros depocentros. En el valle de Pucará se distinguen los tres miembros definidos en el depocentro de Alemania. Adicionalmente, aflora en la parte superior de la sección media un tramo limolítico con escasas capas de caliza amarilla que se propone distinguir del Miembro Las Chacras y se ha denominado Miembro Brealito. Este miembro fue mencionado por Salfity y Marquillas (1994) como localizado en la base de la Formación La Yesera en base a los estudios previos de Boso *et al.* (1984) en la zona de la laguna de Brealito. Sin embargo, las pelitas verdes y calizas féti-das descritas por Boso *et al.* (1984) se localizan a 2.350 m (el espesor de la Formación La Yesera es de 2.700) sobre uno de los olistolitos.

Miembro Yacutuy: En el valle de Pucará la sección inferior, o Miembro Yacutuy, mide de 1.010 m de espesor y se apoya sobre los Esquistos Bandeados. Los 50 metros basales se componen de arenisca media lítica a arcósica naranja-rosado pálido y escaso conglomerado; hacia el techo grada verticalmente a arenisca fina y limolita. La litología predominante en los metros suprayacentes es arenisca fina y limolita pardo-rojizas. La asociación de facies representada en el tramo basal es la D (*arenisca estratificada*). Hacia el techo, la unidad es esencialmente arenosa e intercalan tres bancos compuestos por capas de conglomerado fino y arenisca gruesa a fina en un arreglo generalmente granodecreciente. Las asociaciones de facies más comúnmente representada en el resto del Miembro es la de *arenisca fina y limolita laminadas* (asociación de facies C).

Miembro Las Chacras: Este miembro mide 660 m de espesor, compuesto en su mayor parte por limolita pardo-rojiza y en menor proporción por arenisca arcósica fina rosado-naranja (Fig. 6c). El miembro forma una sucesión granodecreciente bien definida. La base es más arenosa que el resto de la unidad, principalmente limolítica, aunque comúnmente los bancos de limolita pura son menores de 10 m de espesor. En toda la unidad intercalan capas de arenisca fina a media con espesor entre 30 cm y 2 m. El techo de la unidad se define por la capa superior arenosa de espesor métrico. En los depósitos domina la asociación de facies de *limolita y capas heterolíticas*.

La asociación *limolita y capas heterolíticas* (asociación de facies E, Fig. 6c) se compone de limolitas con laminación paralela a maciza y bancos heterolíticos formados por la intercalación de capas centimétricas de limolita y arenisca fina, a menudo de laminación ondulada. La limolita es la litología dominante. Hacia el techo de las sucesiones suelen observarse grietas de desecación y es frecuente la bioturbación leve de las capas delgadas de arenisca. En algunos estratos de limolita y de arenisca muy fina se observan moldes de cristales de sal, pero en ningún caso

intercalan evaporitas. Intercalados entre estos depósitos se notan a menudo capas delgadas (de milímetros a pocos centímetros) de conglomerado fino o arenisca gruesa, macizos y sin gradación (Gmm), los cuales se interpretan como flujos densos.

La asociación muestra características de un ambiente sedimentario subácueo de baja energía, donde se acumulan sedimentos en suspensión y en menor proporción por corrientes tractivas poco competentes, por lo cual es correlacionable con depósitos de origen lacustre.

Esta asociación de facies comparte muchas características con el modelo de profundidad variable (tipo Newark, Olsen 1990) donde dominan las aguas salobres a dulces. Por otra parte, debido al tipo de depósitos acumulados, se trataría de un lago con sedimentación detrítica. La moderada bioturbación junto con la escasez de materia orgánica serían indicios de un lago oligotrófico donde la concentración de oxígeno es alta.

Miembro Brealito: Se definió en el valle de Pucará, mide 290 m de espesor y es típicamente de grano fino. El área tipo es el valle de Pucará. Su nombre proviene de la región de la laguna de Brealito (Salfity y Marquillas 1994) donde su espesor es de 290 m y se distingue de todo el tramo inferior por la presencia de limolitas como componente esencial de su litología (aproximadamente un 15%). En el valle de Pucará el Miembro se compone de limolita pardorrojiza en más del 95% de su desarrollo vertical, el resto corresponde a arenisca fina rojiza, principalmente en capas heterolíticas. Cerca del techo del Miembro se identificó un nivel guía de 10 m de espesor compuesto por caliza micrítica y limolita a arcilita verde (Fig. 6d), entre las cuales intercalan areniscas blanquecinas y moradas. Como perfil tipo del Miembro Brealito, esta sección representa un paraestratotipo de la Formación La Yesera. La asociación de facies más ampliamente representada es la E (*limolita y capas heterolíticas*) y en el nivel guía la asociación *pelitas verdes y calizas micríticas*.

Las *pelitas verdes y calizas micríticas* (asociación de facies F, Fig. 6d) forman una asociación de facies de litologías de grano muy fino que es poco común en los depósitos de la Formación La Yesera. En esta asociación las litologías más comunes corresponden a arcilitas, limolitas verdes, calizas micríticas gris-amarillentas y areniscas finas a medias blanquecinas estratificadas.

La presencia de calizas micríticas, al igual que las areniscas blanquecinas, es un elemento poco común en la descripción del Subgrupo Pirgua que se restringe a la Formación Las Curtiembres (Miembro Morales) y al Miembro Brealito de la Formación La Yesera. En el depocentro de Alemania el Miembro Morales, relacionado con el volcanismo del Basalto Las Conchas, posee hacia el techo bancos de calizas micríticas con nódulos de flanita en capas decimétricas vinculadas con limolitas verdes y areniscas finas micáceas. La asociación de facies *pelitas verdes y calizas micríticas* representada en la Formación Las Curtiembres es la única que posee fósiles (anuros, Bennetiales y otros restos vegetales no identificados) correspondientes a ambiente lacustre de escasa profundi-

dad (Báez 1981), probablemente relacionada con el volcanismo, el cual a su vez habría facilitado la generación de carbonatos.

Miembro Don Bartolo: En el perfil del valle de Pucará el Miembro Don Bartolo posee 330 m de espesor. Se compone de limolita donde intercalan numerosas capas de wacke y arenisca fina a media color pardo pálido a rosado-naranja. La base es arenosa mientras que hacia el techo se notan escasas areniscas. La unidad está formada por varios bancos granodecrecientes bien definidos de espesor cercano a los 50 m. El tramo granodecreciente superior posee en su base un conglomerado guía que genera un resalto topográfico continuo. La base de dicha capa se apoya sobre pelitas donde se desarrolló una superficie de exposición distinguible por el desarrollo de grietas de desecación, las cuales forman hexágonos que alcanzan hasta 1 m de diámetro. La parte superior de este tramo se torna más pelítica, intercalan escasas capas de wacke asociadas con cuatro niveles decolorados, en ocasiones, con abundantes marcas de raíces.

En una capa de arenisca, ubicada cerca de la base del Miembro, se encontraron muy escasos granos de composición basáltica que se podrían asociar con las capas basálticas del depocentro de Alemania correspondientes al Basalto Isonza.

En el Miembro Don Bartolo están representadas las asociaciones de facies B (*conglomerado y arenisca*) y D (*arenisca fina y limolita laminadas*). Hacia el contacto con la Formación Las Curtiembres los depósitos muestran características de la asociación E (*limolita y capas heterolíticas*).

Ambientes sedimentarios de la Formación La Yesera

El Miembro Yacutuy, de escasa dispersión y asociado con los bordes de fallas activas del depocentro, se acumuló principalmente en abanicos aluviales (asociaciones de facies A: *conglomerado clastosostenido* y B: *conglomerado y arenisca*). Debido a la intercalación de rocas pertenecientes a la asociación de facies C (*arenisca fina y limolita laminadas*) se interpreta que temporalmente el ambiente sedimentario evolucionó a planicies fangosas y quizá a lacustre. La Formación El Cadillal se acumuló principalmente durante el mismo lapso que el Miembro Yacutuy y muestra características similares.

El Miembro Las Chacras se caracteriza por la menor energía promedio de sus ambientes sedimentarios y por los depósitos de planicies fangosas (asociaciones de facies C: *Arenisca fina y limolita laminadas* y D: *arenisca estratificada*); en algunos casos se formaron cuerpos de agua de dimensiones reducidas que en el depocentro de Brealito son más frecuentes (asociación de facies E: *limolita y capas heterolíticas*). Es probable que además se hayan establecidos ambientes eólicos en zonas reducidas del depocentro de Alemania. El Miembro Las Chacras abarca una región mucho más amplia que el subyacente

Miembro Yacutuy, por consiguiente marca un período notable de extensión de la cuenca. El Miembro Brealito se acumuló en ambiente lacustre bien definido (asociaciones de facies E: *limolita y capas heterolíticas* y F: *pelitas verdes y calizas micríticas*). La escasa distribución de los depósitos implica que la inundación ocurrió sólo en las áreas de mayor subsidencia.

El Miembro Don Bartolo marca la instalación de abanicos aluviales en toda la cuenca. El ambiente sedimentario es homologable al descripto para el Miembro Yacutuy. El área que ocupan estos depósitos es similar a la del Miembro Las Chacras y en algunas zonas transgrede sus límites, como en el área de Isonza, donde el Miembro Don Bartolo avanza sobre la dorsal de Salta-Jujuy.

Volcanismo de la Formación La Yesera

Las rocas volcánicas derramadas durante la acumulación del Grupo Salta muestran amplia distribución en toda la cuenca (Reyes *et al.* 1976, Galliski y Viramonte 1988). Están presentes en todos los depocentros a excepción de Brealito donde aún no han sido reportadas. Dentro del Subgrupo Pirgua se conocen rocas volcánicas en las tres Formaciones que lo componen (Reyes 1972). En el Subgrupo se han identificado rocas volcánicas compuestas por lavas, flujos piroclásticos soldados y brechados, diques y filones capa. Esta actividad ígnea forma una *suite* de tendencia alcalina-subalcalina (Galliski y Viramonte 1988). El magmatismo de la cuenca se inició a partir del Kimmeridgiano, luego de la fase Araucana, cuando se intruyeron magmas subalcalinos (Turner *et al.* 1979, Cristiani *et al.* 1999) que evolucionaron a alcalinos durante el Neocomiano (Halpern y Latorre 1973, Menegatti *et al.* 1997). El magmatismo ocurrió a lo largo de lineamientos de dirección nordeste (Fig. 7) (Salfity 1979).

Las rocas volcánicas de la Formación La Yesera se hallan principalmente intercaladas en las secciones conglomerádicas. En los depocentros de Tucumán y Alemania se ubican en la Formación El Cadillal (Complejo Alto de Las Salinas), equivalente al Miembro Yacutuy, y en el Miembro Don Bartolo (Basalto Isonza). En el depocentro de El Rey el Basalto Cachipunco (Hagerman 1933, Schlagintweit 1937) también se asocia con conglomerados, única litología que constituye la Formación La Yesera en esa área.

En trabajos previos se reconocieron tres ciclos efusivos o eventos volcánicos principales durante la acumulación del Grupo Salta (Reyes 1972, Salfity y Marquillas 1986, Omarini *et al.* 1987, Galliski y Viramonte 1988). En el primer evento se agruparon las efusiones volcánicas del Basalto Isonza y del Complejo Alto de Las Salinas.

Las investigaciones sobre la Formación La Yesera en el área austral de la cuenca permitieron diferenciar el volcanismo de la base de la unidad (Complejo Alto de Las Salinas) del registrado en el techo (Basalto Isonza). Por lo tanto serán tratados como eventos diferentes como ya fue propuesto por Valencio *et al.* (1976). No obstante, son necesarias nuevas dataciones en el Complejo Alto de Las

Salinas para confirmar la edad de las efusiones localizadas hacia el techo de la Formación El Cadillal.

En la Formación Las Curtiembres los derrames basálticos (Frenguelli 1936, Reyes y Salfity 1973) ocurrieron en un ambiente lacustre a fluvial de baja energía y se asocian con sedimentos de grano fino. Este volcanismo corresponde al Basalto Las Conchas que representa el evento que generó el mayor volumen de rocas eruptivas (Galliski y Viramonte 1988) en la cuenca durante el clima del rift (Fig. 7). En la Formación Los Blanquitos son escasas las intercalaciones de origen volcánico, las que se localizan principalmente en el área oriental de la cuenca (Fig. 7). Este último evento volcánico tuvo su apogeo durante la acumulación de la Formación Lecho y del tercio inferior de la Formación Yacoraite, corresponde al Basalto Caimancito (Fig. 7) (Salfity y Marquillas 1986, Bercowski 1987) y a las Volcanitas de Palmar Largo (Fig. 1) (Bianucci *et al.* 1981, Mädél 1984, Carlé *et al.* 1991).

Primer evento volcánico (130-110 Ma)

El Complejo Alto de Las Salinas (Bossi 1969) o formación tobácea de Keidel (1913) se ubica en la provincia de Tucumán en el área del embalse El Cadillal (Fig. 7). El complejo volcánico se compone por traquitas, riolitas, andesitas y basaltos, extruidos en ese orden. Los basaltos fueron agrupados en cuatro tipos litológicos: 1) plagioclásico, 2) hornblendífero, 3) olivínico y 4) olivínico-pigeonítico (el más abundante) (Bossi 1969). Galliski y Viramonte (1988) identificaron a las rocas del Complejo Alto de Las Salinas como traquitas, basanitas y nefelinitas; consideradas, en general, como medianamente sódicas.

El Complejo se intercala entre los conglomerados de la Formación El Cadillal y posee diques que intruyen al tramo inferior de la Formación. Las edades radiométricas obtenidas por el método K/Ar (roca total) son: 128 ± 5 Ma, 119 ± 15 Ma (riolita) y 112 ± 10 Ma (traquita a traquiandesita), lo cual equivale al lapso del Neocomiano Tardío y el Aptiano (Bossi y Wampler 1969). Las traquitas son las rocas más antiguas. Probablemente se derramaron durante el inicio de la acumulación del Subgrupo Pirgua, puesto que se encontraron numerosos clastos de esta roca en la base de los depósitos. La edad de las riolitas es 130 a 120 Ma (Bossi y Wampler 1969), correspondiente al Neocomiano Tardío.

También se obtuvieron edades de otra colada suprayacente a la anterior: 97 ± 15 Ma y 103 ± 10 Ma (Albiano), separada de la basal por 320 m de conglomerados brechosos. Sin embargo, las edades calculadas de la sección superior fueron consideradas como de baja calidad (Bossi y Wampler 1969). Las coladas de basalto se hallan en el techo de los afloramientos, cuya edad aproximada oscila entre 105 a 90 Ma correspondiente al Albiano-Cenomaniense, lo cual sería correlacionable con el evento de Isonza datado por Valencio *et al.* (1976). No obstante, Bossi y Wampler (1969) consideran de menor calidad las dataciones del techo por lo que se necesitarían nuevos

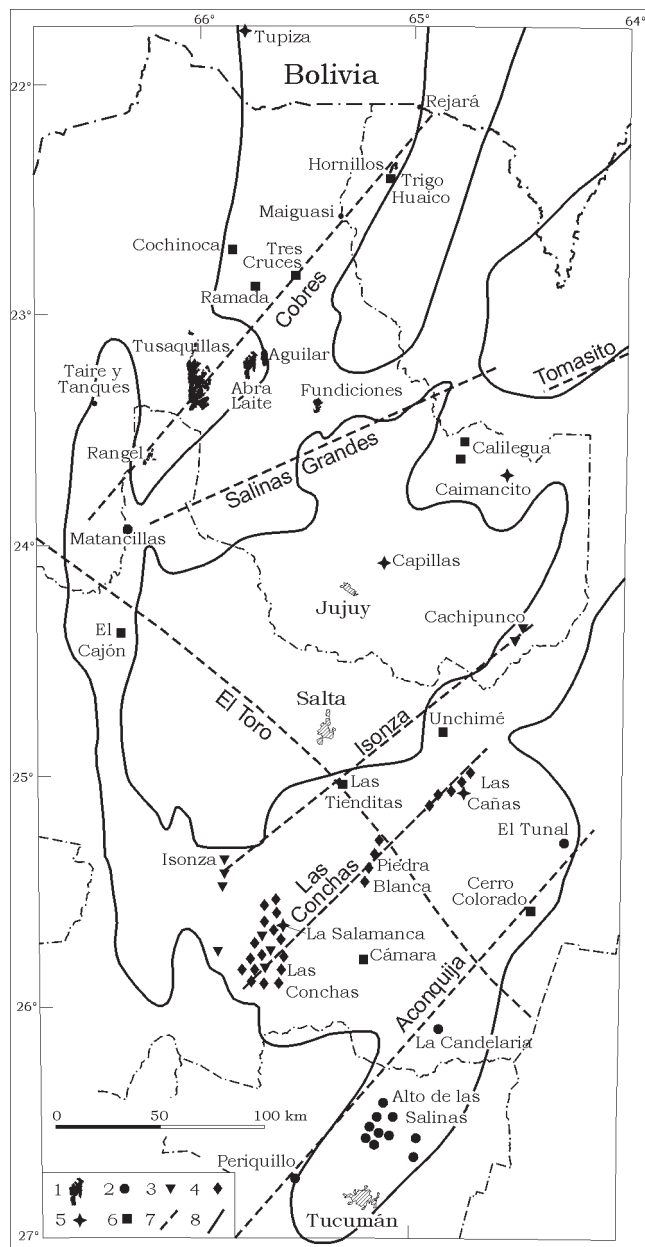


Figura 7: Distribución de las rocas plutónicas y volcánicas asociadas con el rift del noroeste argentino. 1) Plutones jurásico-cretácicos; 2 a 6: Volcanitas del Grupo Salta, 2) Primer ciclo, 3) Segundo ciclo, 4) Tercer ciclo; 5) Cuarto ciclo; 6) Volcanitas indiferenciadas; 7) Lineamiento transversal; 8) Borde de cuenca del Subgrupo Pirgua y de la cuenca Subandina de Bolivia.

análisis para asegurar que se trata de un mismo evento. Galliski y Viramonte (1988) estiman que las volcanitas de la cuesta de Cámara (Fig. 7) descritas por Tannhäuser (1906) se relacionan con este evento volcánico. También en la provincia de Tucumán afloran otras coladas de basaltos olivínicos denominadas Basalto Periquillo (Fig. 7) datados en 115 ± 5 Ma, coincidentes con la edad del volcanismo de El Cadillal (Porto 1981). Mon *et al.* (1971) hallaron basaltos olivínicos de carácter amigdaloides en la sierra de La Ramada y luego Moreno Espelta *et al.* (1976)

reportaron en el arroyo El Cedral de la sierra de La Candelaria (Fig. 7) coladas de traquitas, basaltos olivínicos con intercalaciones de rocas volcánicas de 15 m de espesor. Dichas volcanitas yacen entre los conglomerados de la Formación La Yesera y pertenecerían al primer evento volcánico debido a la similitud litológica con las rocas del Complejo Alto de Las Salinas.

En la continuación del depocentro de Lomas de Olmedo en Paraguay (Pirity), Clebsch (1991) reportó una edad radiométrica de $126 \pm 3,5$ Ma en un pórfido cuarzolítico que yace a 111 m de la base del Subgrupo Pirgua (el espesor total es cercano a los 2.500 m), el cual se localiza a la profundidad de 3.432 m sobre rocas eodevónicas (pozo Palo Santo-1 ubicado sobre el lineamiento de Los Blancos). En el depocentro de Metán, Gebhard *et al.* (1974) mencionaron basaltos intercalados en la base del Subgrupo Pirgua en el pozo El Tunal (Fig. 7), la edad radiométrica de las rocas es de 108 ± 5 Ma, aunque no se especifica el método utilizado ni la composición y grado de alteración de las rocas. En el depocentro de Sey afloran diques subvolcánicos de basalto picrítico que atraviesan conglomerados del Subgrupo Pirgua (El Cajón, Fig. 7) (J. G. Viramonte, com. pers.). En el río Matancillas (Fig. 7), Seggiaro *et al.* (2002) identificaron diques de basalto alcalino de aproximadamente 112 Ma (Ar/Ar, flogopita).

Debido al amplio lapso que abarcó el primer evento volcánico es probable que todavía sea subdivisible en dos: un pulso temprano que corresponde al fracturamiento inicial de los graben (130 a 120 Ma) y otro tardío (120 a 110 Ma). Para lograr distinguir dichas etapas sería necesario un estudio detallado del volcanismo con nuevas dataciones radiométricas.

Segundo evento volcánico (105-95 Ma)

El Basalto Isonza (Fig. 7) (Valencio *et al.* 1976) se compone de varios flujos de lava basáltica que se intercalan con los conglomerados del Miembro Don Bartolo de la Formación La Yesera (Fig. 4e) en el depocentro de Alemania. En el área de Isonza se observan cinco coladas con espesor que varía entre 10 y 5 m (Ruiz Huidobro 1955, Valencio *et al.* 1976, Salas 1978), mientras que en otras zonas las coladas son sólo una o dos.

Valencio *et al.* (1976) separaron a la colada inferior (abra de Isonza) del resto de las rocas eruptivas por considerarla perteneciente al magmatismo previo debido a su edad radiométrica de 114 ± 5 Ma y por lo cual es probable que se haya extruido durante el primer evento volcánico. Las coladas superiores poseen menor edad: 99 ± 5 , 99 ± 5 y 96 ± 5 Ma, las cuales pertenecen propiamente al segundo evento efusivo. El Basalto Isonza se observa en casi todas las zonas de afloramiento de la Formación La Yesera del depocentro de Alemania: área de Isonza donde fue definido, margen este del río Calchaquí (arroyo San Felipe) y a lo largo de la quebrada de Las Conchas (arroyos Palo Seco y Don Barbosa) (Fig. 7).

El Basalto Cachipunco (Fig. 7) aflora en la sierra de Cachipunco en el arroyo homónimo (Hagerman 1933,

Schlagintweit 1937), área correspondiente al depocentro de El Rey. Arias *et al.* (1980) ubicaron las coladas basálticas en el arroyo Cachipunco. En este arroyo, donde la Formación la Yesera mide 270 m de espesor, las coladas se ubican a 120 m de la base, están compuestas por basaltos olivínicos y miden 40 m de espesor en total. Por su posición estratigráfica y composición este volcanismo se relacionaría con el evento del Basalto Isonza. En la sierra de Unchimé (Fig. 7) se intercala una colada de basalto en los conglomerados basales del Subgrupo Pirgua (Figuroa Caprini 1962). Reyes *et al.* (1976) describieron al basalto de dicha sierra como un dique subvolcánico que intruye a la Formación Mendieta, mide 4 a 5 m de espesor y se compone de andesita basáltica vesiculada.

En Bolivia el volcanismo fue simultáneo con el ocurrido en la cuenca del Grupo Salta. El Complejo alcalino de Cerro Sapo de edad $97,7 \pm 2,8$ Ma (Kennan *et al.* 1995) se habría eruptado durante el segundo evento volcánico del Basalto Isonza.

Discusión y conclusiones

El basamento de la cuenca se divide en dos regiones principales mediante el lineamiento de El Toro. En la región austral está formado por unidades competentes del Macizo Pampeano donde se localizaron las fosas o depocentros de mayor subsidencia durante extensión de la etapa sinrift. En la región más occidental (depocentro de Brealito), donde el basamento se compone de los Esquistos Bandeados e intrusivos, el relleno sedimentario es el más espeso, la Formación La Yesera supera los 2.000 m. En el depocentro de Alemania, donde la Formación La Yesera se apoya sobre rocas de la Formación Puncoviscana, el espesor es de 700 metros.

En el depocentro de Alemania la Formación La Yesera es divisible en tres miembros, de base a techo: 1) Yacutuy, conglomerádico, 2) Las Chacras, psamo-pelítico y 3) Don Bartolo, conglomerádico. Adicionalmente, en el depocentro de Brealito se distinguió como Miembro Brealito al tramo superior de la sección intermedia por estar compuesto por limolitas y escasas capas de caliza micrítica y pelita verde.

El magmatismo de la etapa prerift habría ocurrido después de la fase Araucana, en tanto que la sedimentación probablemente se correlaciona con la fase Mirano Inicial (Stipanovic y Rodrigo 1969) del Neocomiano. La acumulación de la Formación La Yesera, que marca el inicio del rift, ocurrió a partir del Neocomiano Tardío según las dataciones radimétricas del primer evento volcánico de la cuenca (130-120 Ma). El Miembro Yacutuy, parte inferior de la Formación La Yesera, se acumuló entre el Neocomiano Tardío y probablemente el Aptiano. El Miembro Don Bartolo, de amplia distribución en la región austral de la cuenca, se asigna al Cenomaniano según las dataciones del Basalto Isonza. Como considera que la sedimentación de la Formación La Yesera fue continua, se interpreta que la sección media psamo-pelítica, Miembro Las Chacras, se habría depositado durante el Albiano,

mientras que el Miembro Brealito definido en el depocentro de homónimo se debió acumular probablemente entre fines del Albiano y el Cenomaniano.

El Miembro Yacutuy y la Formación El Cadillal se acumularon principalmente en abanicos aluviales que evolucionaron a planicies fangosas. Esta etapa inicial se vincula con el volcanismo riolítico y basáltico localizado en los bordes de fallas. El Miembro Las Chacras se caracteriza por depósitos fluviales de menor energía y de planicies fangosas. El Miembro Las Chacras abarca una región mucho más amplia que el subyacente Miembro Yacutuy, por consiguiente marca un período notable de extensión de la cuenca. El Miembro Brealito se acumuló en ambiente lacustre bien definido, aunque su escasa dispersión implica que la inundación ocurrió sólo en las áreas de mayor subsidencia (depocentro de Brealito). El Miembro Don Bartolo marcó el inicio de un nuevo ciclo sedimentario y la instalación de abanicos aluviales en toda la cuenca. El ambiente sedimentario es homologable al del Miembro Yacutuy. El área que ocupan estos depósitos es similar a la del Miembro Las Chacras y en algunas zonas transgrede sus límites. Los depósitos psefíticos acumulados durante este lapso, al igual que en la fase inicial, se relacionan con eventos volcánicos como el Basalto Isonza. El cambio de ambiente sedimentario ocurrido entre los Miembros Las Chacras/Brealito y el Miembro Don Bartolo se correlaciona con los movimientos Patagónicos o fase Mirano Principal. Gómez Omil *et al.* (1989) identificaron dos ciclos durante la etapa sinrift, no obstante el primer ciclo no culmina con la fase Mirano y el segundo ciclo termina en la base de la Formación Lecho, por lo que no serían homologables con los aquí descriptos.

En la cuenca Andina de Bolivia los depósitos del Cretácico Inferior están compuestos por el Grupo Puca Inferior (Cherroni 1977, Sempere 1995) que serían equivalentes a la Formación La Yesera. El Conglomerado Condo y la Formación Tarapaya se correlacionarían con los Miembros Yacutuy y Las Chacras. El Miembro Brealito probablemente corresponde al mismo evento de inundación de la cuenca Andina de la Formación Miraflores de Bolivia depositada durante la ingresión marina cenomaniana del océano Pacífico. Aunque el Miembro Brealito se acumuló en un ambiente continental, constituye depósitos lacustres en los cuales se interpreta uno de los niveles de base más altos del Subgrupo Pirgua. Sin embargo, es posible que la Formación Miraflores sea equivalente del tramo basal de la Formación Las Curtiembres. Por otra parte la Formación La Yesera sería correlacionable con la Formación Orinoca (Kris y Cherroni 1966) de la región altiplánica de la cuenca Andina de Bolivia.

Es probable que la sedimentación de parte de la Formación La Yesera haya sido simultánea con la deposición en las cuencas de Sierra Chica (Córdoba) y San Luis. Esta correlación se torna todavía más notable en el área tucumana de la cuenca del Grupo Salta donde existe un hiato sedimentario entre los conglomerados basales de la Formación La Yesera (Formación El Cadillal) y la Formación Río Loro, probable equivalente del Subgrupo Balbuena.

La Formación La Yesera se acumuló durante un lapso máximo aproximado de 30 a 35 millones de años (Neoceno Tardío–Cenomaniano). En la etapa sinrift inicial se identificaron dos ciclos de segundo orden claramente definidos: el primer ciclo abarca desde la base de la Formación La Yesera (Miembro Yacutuy) hasta el techo del Miembro Las Chacras de la misma Formación (o del Miembro Brealito); el segundo ciclo se inició durante la acumulación del Miembro Don Bartolo y se habría prolongado hasta el final del depósito de la Formación Las Curtiembres durante el Campaniano.

Agradecimientos

Las investigaciones incluidas en este trabajo se pudieron llevar a cabo gracias al apoyo de José Salfity y Rosa Marquillas y a la colaboración de muchos profesionales como Cecilia del Papa, José Marcelo Arnosio, Nilda Menegatti, Fernando Hongn, Steve J. Matthews, María C. Sánchez, Sergio Gorustovich, José Viramonte, Martín Novara, Jan-Hendrik May y Katja Hesse. Este estudio fue apoyado por el FOMEC, la Secretaría de Minería de la Provincia de Salta y por proyectos del Consejo de Investigación de la UNSa (1281), CONICET (PIP 0883) y ANPCyT (12492). Agradezco las atenciones de Thierry Sempere (ORSTOM-Bolivia), Andrew Miall (University of Toronto) y Ulrich Riller (GFZ Potsdam). Agradezco también al árbitro, Dr. Juvenal Jorge Zambrano por sus oportunos comentarios y correcciones.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aramayo Flores, R. F., 1970. Perfil geológico de la quebrada de Palo Parado, km 68, ruta 68, depto. La Viña, Salta. Seminario I Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 51 p. (Inédito).
- Arias, J. E., Chalabe, E. y Moreno Espelta, C., 1980. Geología del área termal de Cachipunco, departamento de Santa Bárbara, provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(4): 557-569.
- Báez, A. M., 1981. Redescription and relationships of *Saltenia ibanezi*, a Late Cretaceous pipid frog from northwestern Argentina. *Ameghiniana*, 18: 127-154.
- Baldis, B. A., Gorroño, A., Ploszkiewicz, J. V. y Sarudiansky, R. M., 1976. Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y comarcas adyacentes. *Actas 6º Congreso Geológico Argentino*, 1: 3-22. Buenos Aires.
- Bercowski, F., 1987. Colada basáltica en la Formación Yacoraite, (Cretácico Superior), pozo Caimancito, Norte Argentino. Resúmenes 3º Simposio del Cretácico de América Latina y 10º Congreso Geológico Argentino, PIGC-Proyecto 242: 36-41. Tucumán.
- Bianucci, H., Acevedo, O. y Cerdán, J., 1981. Evolución tectosedimentaria del Grupo Salta en la Subcuenca Lomas de Olmedo (provincias de Salta y Formosa). *Actas 8º Congreso Geológico Argentino*, 3: 159-172. San Luis.
- Blair, T. C. y McPherson G. J., 1992. The Trollehiem alluvial fan and facies model revised. *Bulletin of the Geological Society of America*, 104: 762-769.
- Bluck, B. J., 1967. Deposition of some Upper Old Red Sandstone conglomerates in the Clyde area: a study in the significance of bedding. *Scottish Journal of Geology*, 3(2): 139-167.
- Bonarelli, G., 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte (provincias de Salta y Jujuy). *Ministerio de Agricultura, Anales, Sección Geología, Mineral y Minas*, 15 (1): 1-96. Buenos Aires.
- Boothroyd, J. C. y Ashley, G. M., 1975. Process, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska. En: Jopling, A. V. y McDonald, B. C. (Eds.): *Glacio-fluvial and glaciolacustrine sedimentation*, p. 193-222. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Paper 23.
- Boso, M. A., Brandán, E. M. y Salfity, J. A., 1984. Estratigrafía y paleoambientes del Subgrupo Pigua (Cretácico) en la comarca de Brealito, provincia de Salta. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 1: 108-123. San Carlos de Bariloche.
- Bossi, G. E., 1969. Geología y estratigrafía del sector sur del Valle de Choromoro. *Acta Geológica Lilloana*, 10 (2): 17-64.
- Bossi, G. E. y Peral, M. A., 1992. Terminación austral de la cuenca del Grupo Salta. *Actas 4º Reunión Argentina de Sedimentología*, 1: 175-182. La Plata.
- Bossi, G. E. y Wampler, M., 1969. Edad del Complejo Alto de las Salinas y Formación El Cadillal según el método K-Ar. *Acta Geológica Lilloana*, 10: 141-160.
- Braccacini, O. I., 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina. *Petrotecnia*, 10(6): 57-69.
- Brackebusch, L., 1883. Estudio sobre la Formación Petrolífera de Jujuy. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 5: 137-184.
- Brackebusch, L., 1891. Mapa Geológico del interior de la República Argentina, escala 1:1.000.000. Gotha.
- Campillo, R. D. y Donato, E., 1980. Estudio estratigráfico de Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara (Grupo Salta) entre la dorsal de Michicola y el alto Salto-Jujeño, con extensión a la Subcuenca de Tres Cruces, provincias de Salta y Jujuy. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*. (Inédito).
- Carlé, R. J., Di Persia, O. E. y Belotti, H. J., 1991. Geología del sector noroeste de la provincia de Formosa. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3º época, 7(26): 2-26.
- Chávez, M., A., Arias, J. E., Moreno Espelta, C. y Suárez, O. M., 1987. Geología del área termal del río Luracatao, departamento de Molinos, provincia de Salta, República Argentina. *Revista del Instituto de Geología y Minería*, 7: 21-35. Jujuy.
- Cherroni, C., 1977. El Sistema Cretácico en la parte boliviana de la cuenca andina. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 6: 5-46.
- Clebsch, C. A., 1991. The geological evolution of the Paraguayan Chaco. *Doctoral Thesis Texas Tech University, Lubbock*, 185 p. (Inédito).
- Collinson, J. D., 1986. Alluvial sediments. En: Reading, H. G. (Ed.): *Sedimentary environments and facies*, p. 20-62. Blackwell Scientific, Oxford.
- Cristallini, E., Comínguez, A. H., Ramos, V. A., 1998. Deep structure of the Metán–Guachipas region: Tectonic inversion in Northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(5-6): 403-421.
- Cristiani, C., del Moro, A., Matteini, M., Mazzuoli, M. y Omarini, R. H., 1999. The Tusaquilla plutonic complex, Central Andes: age, petrology and geodynamic significance. *Actas 2º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica*, 1: 34-35.
- Del Papa, C. E. y Salfity, J. A., 1999. Non-marine Paleogene sequences, Salta Group, Northwest Argentina. *Acta Geológica Hispánica*, 34(2-3): 105-121.
- Figuroa Caprini, M., 1962. El distrito ferrífero de Unchimé, base de la industria siderúrgica de Salta. *Actas 1º Jornadas Geológicas Argentinas*, 3: 125-131. Buenos Aires.
- Frenguelli, J., 1936. Investigaciones geológicas en la zona salteña del valle de Santa María. *Universidad Nacional de La Plata, Instituto Museo, Obra del Cincuentenario*, 2: 215-572.
- Galliski, M. A. y Viramonte, J. G., 1988. The Cretaceous paleorift in northwestern Argentina: A petrologic approach. *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 329-342.

- Gebhard, J. A., Giudice, A. R. y Oliver G., J., 1974. Geología de la comarca entre el río Juramento y arroyo Las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39(3): 359-375.
- Gile, L. H., Peterson, F. F. y Grossman, R. B., 1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Science*, 101(5): 347-360.
- Gómez Omil, R. J., Boll, A. y Hernández, R. M., 1989. Cuenca cretácico-terciaria del Noroeste argentino (Grupo Salta). En: Chebli, G. A. y Spalletti, L. A. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, p. 43-64. Serie Correlación Geológica 6, Tucumán.
- Grier, M. E., Salfity, J. A. y Allmendinger, R. W., 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 4(4): 351-372.
- Groeber, P., 1952. Mesozoico, Ándico. En: Groeber, P., Stipanovic, P. N., Mingramm, A. R. G. (Eds.): *Geografía de la República Argentina*, 2(1): 349-541. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GEA, Buenos Aires.
- Hagerman, T., 1933. Informe preliminar sobre el levantamiento geológico del departamento Santa Bárbara en la provincia de Jujuy. *Boletín de Informaciones Petroleras de Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 10(107): 3-35.
- Halpern, M. y Latorre, C. O., 1973. Estudio geocronológico inicial de las rocas del noroeste de la República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28: 195-205.
- Harrington, H. J., 1962. Paleogeographic development of South America. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 46(10): 1773-1813.
- Hongn, F. D., 1994. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento de la Puna oriental; su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(3-4): 256-268.
- Hongn, F. D. y Mon, R., 1999. Estructura del basamento Pampeano en el noroeste de la Argentina. *Relatorio 14º Congreso Geológico Argentino*, 1: 80-88. Salta.
- Hongn, F. D. y Seggiano, R. E., 1999. Estructuras del basamento y su relación con el rift cretácico, Valles Calchaquíes, provincia de Salta. *Actas 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica*, 2: 4-9.
- Hooke, R. LeB., 1967. Processes on arid-region alluvial fans. *The Journal of Geology*, 75: 438-460.
- Keidel, J., 1913. Composición y estructura geológica del Cajón del Cadillal. *Anales Ministerio de Agricultura, Secc. Geología, Minería y Mineralogía*, 8(3): 1-45. Buenos Aires.
- 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 American Earth Sciences*, 8: 163-186.
- Kris, S. J. y Cherroni, C., 1966. Diagramas correlativos de formaciones cretácicas del sudoeste de Bolivia. *Servicio Geológico de Bolivia. Hoja informativa 2. La Paz*.
- Llambías, E. J., 1999. El magmatismo gondwánico durante el Paleozoico Superior-Triásico. En: R. Caminos (Ed.): *Geología Argentina, Las rocas ígneas gondwánicas*, p. 349-376. *Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales*, 29(14), Buenos Aires.
- Mádel, F., 1984. Estratigrafía del tramo inferior del pozo descubridor Palmar Largo x-1. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3º época, 1-2: 109.
- Mauri, E. T., 1948. Observaciones geológicas en el sudoeste de la provincia de Salta (departamentos de Cachi, San Carlos, Molinos y La Viña). *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*. (Inédito).
- Méndez, V., Navarini, A., Plaza, D. y Viera, O., 1973. Faja eruptiva de la Puna Oriental. *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 4: 83-100. Carlos Paz.
- Menegatti, N. D., Omarini, R., Del Moro, A. y Mazzuoli, R., 1997. El granito alcalino de la sierra de Rangel (Cretácico Inferior), provincia de Salta, Argentina. *Actas 8º Congreso Geológico Chileno*, 2: 1379-1384. Antofagasta.
- Miall, A. D., 1978. Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits: a summary. En: Miall, A. D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*, p. 597-604. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 50*.
- Miall, A. D., 1996. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*, 582 p. Springer-Verlag, New York.
- Mingramm, A. y Russo, A., 1972. Sierras Subandinas y Chaco Salteño. En: Leanza, A. F. (Dir. y Ed.): *Geología Regional Argentina*, p. 185-221. *Academia Nacional de Ciencias, Córdoba*.
- Mon, R., 1979. Esquema tectónico de Los Andes del Norte Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34(1): 53-60.
- Mon, R. y Hongn, F., 1988. Caracterización estructural de la Formación Puncoviscana dentro del basamento del Norte Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(1): 53-60.
- Mon, R., Urdaneta, A. y Suayter, L., 1971. Estudio Geológico de las sierras del Campo y La Ramada (provincia de Tucumán). *Acta Geológica Lilloana*, 11(15): 291-306.
- Moreno Espelta, C., Arias, J. E. y Chávez Manrique, A., 1976. Nuevos afloramientos de vulcanitas cretácicas (Grupo Salta) en la sierra de La Candelaria, Salta, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31(2): 137-138.
- Nemec, W. y Steel, R. J., 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significance features and some comments on gravelly mass-flow deposits. En: Koster, E. H. y Steel, R. J. (Eds.): *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*, p. 1-31. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10*.
- Nesossi, D. A., 1947a. Estudio geológico de la zona del Valle Calchaquí, departamentos de Molinos y San Carlos (provincia de Salta). *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*. (Inédito).
- Nesossi, D. A., 1947b. Estudio geológico de los departamentos de Rosario de la Frontera y Candelaria (provincia de Salta). *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*. (Inédito).
- Olsen, P. E., 1990. Tectonic, climatic, and biotic modulation of lacustrine ecosystems—Examples from Newark Supergroup of eastern North America. En: Katz, B. J. (Ed.): *Lacustrine basin exploration: Case studies and modern analogs*, p. 209-224. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 50*.
- Omarini, R. H., Salfity, J. A., Linares, E., Viramonte, J. G. y Gorustovich, S. A., 1987. Petrología, geoquímica y edad de un filón lamproítico en el Subgrupo Pirgua (Alemania-Salta). *Revista del Instituto de Ciencias Geológicas*, 7: 89-99. Jujuy.
- Padula, E. y Mingramm, A., 1968. Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico-sedimentario del "Triásico" en el subsuelo de la llanura Chaco-Paranense. *Actas 3º Jornadas Geológicas Argentinas*, 1: 291-331. Buenos Aires.
- Porto, J. C., 1981. Geología de las cumbres de Periquillo, provincia de Tucumán. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán. (Inédito).
- Reyes, F. C., 1972. Correlaciones en el Cretácico de la cuenca Andina de Bolivia, Perú y Chile. *Revista Técnica Y.P.F. Bolivianos*, 1(2-3): 101-104.
- Reyes, F. C. y Salfity, J. A., 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 3: 355-385. Carlos Paz.
- Reyes, F. C., Salfity, J. A., Viramonte, J. G. y Gutiérrez, W., 1976. Consideraciones sobre el vulcanismo del Subgrupo Pirgua (Cretácico) en el norte argentino. *Actas 6º Congreso Geológico Argentino*, 1: 205-223. Bahía Blanca.
- Ruiz, P. S., 1993. Estudio geológico en el valle de Pucará, departamento de San Carlos, provincia de Salta. Tesis Profesional Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta. (Inédito).
- Ruiz Huidobro, O. J., 1955. Tectónica de las hojas Cochino y Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10(1): 7-43.
- Ruiz Huidobro, O. J., 1960. El Horizonte Calcáreo-Dolomítico en la Provincia de Tucumán. *Acta Geológica Lilloana*, 3: 147-171.
- Russo, A., 1948. Levantamiento geológico de la parte del río Iruya entre sus cabeceras y el río Astilleros. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*. (Inédito).

- Sabino, I. F., 2001. El relleno sinrift del Subgrupo Pircua (Cretácico) del noroeste argentino. Resúmenes 1° Simposio sobre Evolución Tectosedimentaria de Cuencas Extensionales: 17-18. San Luis.
- Sabino, I. F., 2002. Geología del Subgrupo Pircua (Cretácico) del noroeste argentino. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 261 p. (Inédito).
- Sabino, I. F., Salfity, J. A. y Marquillas, R. A., 1998. La Formación La Yesera (Cretácico) en el depocentro de Alemania, Cuenca del Grupo Salta, Noroeste de la Argentina. Actas 7° Reunión Argentina de Sedimentología, 1: 128-135. Salta.
- Salas, R. J., 1978. Estratigrafía del Subgrupo Pircua en la comarca de Isonza – Provincia de Salta. Seminario I Departamento de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta. (Inédito).
- Salfity, J. A., 1979. Paleogeología de la cuenca del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico) del norte de Argentina. Actas 7° Congreso Geológico Argentino, 1: 505- 515. Neuquén.
- Salfity, J. A., 1980. Estratigrafía de la Formación Lecho (Cretácico) en la Cuenca Andina del Norte Argentino. Universidad Nacional de Salta, Publicación Especial, Tesis 1: 1-91. Salta.
- Salfity, J. A., 1982. Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico), Argentina. Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 1: 11-26. Buenos Aires.
- Salfity, J. A., 1985. Lineamientos transversales al rumbo andino en el noroeste argentino. Actas 4° Congreso Geológico Chileno, 2: 119-237. Antofagasta.
- Salfity, J. A. y Marquillas, R. A., 1986. Marco tectónico y correlaciones del Grupo Salta (Cretácico-Eoceno), República Argentina. En: Spalletti, L. A. (Ed.): Contribuciones de los Simposios sobre el Cretácico de América Latina, A: Eventos y Registro Sedimentario, p. 174-188. GSGP-IGCP 242. La Paz.
- Salfity, J. A. y Marquillas, R. A., 1989. El basamento precretácico de la Argentina septentrional y regiones adyacentes. Comunicaciones, 40: 17-28. Santiago.
- Salfity, J. A. y Marquillas, R. A., 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. En: Salfity, J. A. (Ed.): Cretaceous tectonics of the Andes, p. 266-315. Earth Evolution Sciences Monograph Series, Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig/Weisbaden.
- Salfity, J. A., Omarini, R., Baldi, B. y Gutiérrez, W. J., 1976. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del norte argentino. Actas 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, 4: 341-361. Buenos Aires.
- Salfity, J. A., Gorustovich, S. A., González, R. E., Monaldi, C. R., Marquillas, R. A., Galli, C. I. y Alonso, R. N., 1996. Las cuencas terciarias posincaicas de Los Andes Centrales de la Argentina. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 453-471. Buenos Aires.
- Schlagintweit, O., 1937. Observaciones estratigráficas en el norte argentino. Boletín de Informaciones Petroleras de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 14(156): 1-49.
- Seggiaro, R., Becchio, R. y Zappettini, E., 2002. Inversión tectónica del rift cretácico en la Puna Septentrional, magmatismo y mineralizaciones asociadas. Acta 15° Congreso Geológico Argentino, 6 p. Calafate.
- Sempere, Th., 1995. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. En: A. J. Tankard A. J., Suárez R., y Welsink. H. J. (Eds.): Petroleum basins of South America, p. 207-230. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62.
- Smith, D. G., 1987. Meandering river point bar lithofacies models: modern and ancient examples compared. En: Ethridge, F. G., Flores, R. M. y Harvey, M. D. (Eds.): Recent developments in fluvial sedimentology, p. 83-91. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 39.
- Stanistreet, I. G. y McCarthy, T. S., 1993. The Okavango Fan and the classification of subaerial fan system. Sedimentary Geology, 85: 115-133.
- Stipanovic, P. N. y Rodrigo, F., 1969. El diastrofismo jurásico en Argentina y Chile. Actas 4° Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 353-368. Mendoza.
- Tannhäuser, F., 1906. Petrographische Untersuchungen an jungvulkanischen Gesteine aus der argentinischen Republik. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 22: 555-638.
- Toselli, A. J. y Rossi, J. N., 1984. Metamorfismo de las Cumbres Calchaquies: II Petrología del basamento esquistoso entre La Angostura y Tafi del Valle, Tucumán. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39(3-4): 262-275.
- Turner, J. C. M., 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 13 (1): 15-39.
- Turner, J. C. M., 1964. Descripción Geológica de la Hoja 2b. La Quiaca (provincias de Jujuy). Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 103, 118 p. Buenos Aires.
- Turner, J. C. M. y Méndez, V., 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, provincia de Salta, República Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 1-2: 11-24.
- Turner, J. C. M. y Mon, R., 1979. Cordillera Oriental. En: Turner J. C. M. (Coor.): Geología Regional Argentina 1, p. 57-95, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Turner, J. C. M., Méndez, V. y Lurgo, C. S., 1979. Geología de la región noroeste, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. Actas 7° Congreso Geológico Argentino, 1: 367- 387. Neuquén.
- Valencio, D. A., Giudice, A., Mendía, J. E. y Oliver G. J., 1976. Paleomagnetismo y edades K/Ar del Subgrupo Pircua, provincia de Salta, República Argentina. Actas 6° Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), 1: 527-542. Buenos Aires.
- Vilela, C. R., 1951. Acerca del hallazgo del Horizonte Calcáreo-Dolomítico de la Puna Salto-Jujeña y su significado geológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 6(2): 101-107.
- Vilela, C. R., 1965. El petróleo en las cuencas de Orán y Metán. Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas [=Acta Geológica Lilloana, 7]: 425-438.
- Villanueva García, A., 1988. Geología de los valles de Pucará (dpto. San Carlos) y de Hualfin (dpto. Molinos), provincia de Salta, República Argentina. Actas 5° Congreso Geológico Chileno, 1: A203-A218.
- Williams, G. E. y Rust, B. R., 1969. The sedimentology of a braided river. Journal of Sedimentary Petrology, 39: 649-679.

Recibido: 4 de junio, 2003

Aceptado: 5 de mayo, 2004