

Esquema de evolución tectonosedimentaria para las Cuencas Cenozoicas de la Cordillera Oriental (22° a 23° lat. S.), Argentina

Schema of Tectonosedimentary Evolution for the Cenozoic Basins from the Eastern Cordillera (22° a 23° S.), Argentina

D. G. RUBIOLO

Instituto de Geología y Recursos Minerales (IGRM), Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Avda. J. A. Roca 651, piso 10, A-1322 Buenos Aires, Argentina. e-mail: drubio@secind.mecon.ar

RESUMEN

La estructura de la Cordillera Oriental entre los 22° y 23° lat. S. se caracteriza por el apilamiento de láminas de basamento precámbrico cabalgadas hacia el este. Este apilamiento controló sucesivamente durante el Cenozoico el desarrollo de las cuencas de antepaís. Se presenta en forma esquemática una propuesta para la evolución de las cuencas cenozoicas a partir del análisis de la estructura regional, la estratigrafía y el magmatismo de arco. Para esto se consideraron los depósitos sedimentarios del bolsón de Pozuelos, cuenca de Tres Cruces, Sierra de Santa Victoria y Sierras Subandinas Occidentales en el noroeste argentino (provincias de Jujuy y Salta). Así se identifican cinco intervalos de tiempo desde el Eoceno a la actualidad en los que existió un avance activo del frente orogénico alternados con períodos de relativa calma tectónica.

Palabras clave: Cenozoico. Cordillera Oriental. Estratigrafía. Tectónica. Magmatismo. Argentina

ABSTRACT

The structural style of the Eastern Cordillera between 22° and 23° S. L. is the result of stacking of Precambrian sheets. In the Cenozoic, the sedimentary basins were developed under the control of this type of thick skinned structure. The combined study of the regional tectonics, sedimentary Cenozoic deposits and the magmatic arc units allows to present a schematic evolution of the cenozoic basins. The sedimentary deposits of Pozuelos, Tres Cruces, Santa Victoria Range and Western Subandean Ranges basins are considered.

The Tres Cruces basin presents Cretaceous to Eocene synrift and postrift deposits (Salta Group). They are covered by a Paleogene initial stage of a foreland basin (Lumbrera II, Casa Grande and Río Grande Formations) and it ends with an overfilling stage

during Lower Miocene (Pisungo Formation). At the Pozuelos basin, the Moreta and Cara-Cara Formations represent typical piggyback deposits.

During the Middle to Upper Miocene, the orogenic front migrated towards the east elevating the Sierra de Santa Victoria. The Tres Cruces basin, which was formerly a foreland basin is incorporated to the orogenic system and continued its evolution as a piggyback basin. Consequently, in the subandean area, a new foreland basin was developed, starting with an underfilling stage (Tranquitas Formation and Terciario Subandino Inferior), followed by a prograding sequence (Terciario Subandino Medio) and since the Upper Miocene an overfilling stage was built (Terciario Subandino Superior and Simbolar Formation). An important crustal thickening with an extensive volcanic activity took place in the Puna and part of the Eastern Cordillera during Upper Miocene.

Keywords: Cenozoic. Eastern Cordillera. Stratigraphy. Tectonic. Magmatism. Argentina

EXTENDED ABSTRACT

The Central Andes of northern Argentina represent a typical example of a continental convergent margin, where the Nazca plate is subducted below the South-American plate. The associated volcanic arc is located on the Principal Cordillera at the boundary with Chile. In the backarc area three morphostructural units are identified: Puna, Eastern Cordillera and Subandean Ranges. The Puna consists of a high plateau of more than 3,500 m above sea level with a basement of Ordovician age and intermontane basins with N-S strike and Cenozoic volcano-sedimentary filling. The Eastern Cordillera exhibits an E-verging basement-involved thrust linked to the Subandean belt. It mainly consists of Precambrian low-metamorphic sedimentary rocks, Lower Paleozoic marine strata, Cretaceous and Cenozoic continental sedimentary rocks. The structural style of the Eastern Cordillera is the result of the stacking of Precambrian thrust sheets. The Subandean Ranges consist mainly of Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic sedimentary rocks. They form a thin skinned fold and thrust belt with decollement levels in Paleozoic mudstones beds, which separate the basement from the deformed cover into NNE-SSW striking fold propagation faults.

GEOLOGY OF THE AREA

The Eastern Cordillera between 22° and 23°S (Fig. 1) shows in its western border similarities with the Puna. The Pozuelos basin, with Cenozoic sedimentary rocks, is limited by the Cochino-escaya Range of Ordovician rocks. Sedimentary rocks from the Salta Group are cropping out to the east, in the Pumahuasi range. To the south, at the Tres Cruces locality, they form an anticline structure with 5000 m thick Cenozoic sedimentary rocks (Boll and Hernández, 1986). Further east, in the Santa Victoria range, Precambrian basement sheets dominate with NNE strike thrust faults and east vergence. Las Pavas range belongs to the Western Subandean Ranges and share characteristics of the Eastern Cordillera and the Eastern Subandean Ranges.

The morphostructural characteristics of the Puna, the Eastern Cordillera and the Subandean Ranges are the result of the Cenozoic tectonics. However, there are evidences of the action of compressive phases in the Paleozoic (Coira, et al., 1982; Hongn, 1992) and extensional phases occurring in the Mesozoic (Galliski and Viramonte, 1988, Grier et al., 1991; Rubiolo, 1992). These older structures were reactivated or reinverted in the Cenozoic, during the andean orogeny.

In the Cenozoic, the orogenic front migrated to the east, forming continuous successive basins in the foreland region, thus, generating piggyback basins over each thrust sheet. On the other hand, in the Puna, since the Upper Oligocene, the evolution of a volcanic arc registered its major development in the Upper Miocene (Coira and Kay, 1993).

Seismic lines near La Quiaca clearly show the presence of thrust faults with eastern vergence (Bianucci, et al., 1987). This is also observed in the Tres Cruces basin (Boll and Hernández, 1986); in the Pozuelos basin (Gangui and Götze, 1996; Gangui, 1998) and in the Subandean Ranges (Aramayo Flores, 1989; Mosquera, 1999). The structural cross sections surveyed in La Quiaca Sheet cross the Cordillera Oriental between 22° y 23° lat. S (Rubiolo et al., 1997). These features, in

depth, show speculative balanced cross sections with principal decollement levels in the Precambrian basement, at 15 and 20 km from the surface.

In the Eastern Cordillera between 22° and 23° S. Lat., from east to west, there identified three big allochthonous Precambrian basement sheets that have been moved to the east, with a forward propagation sequence. Figure 3 shows a diagram of the movement of those sheets together with the control that could have caused the evolution of Cenozoic basins. Regarding this scheme, there are three periods inferred in which the orogenic front should have had an active behaviour. During the Cenozoic, the sedimentary basins were developed under the control of this type of thick skinned structure.

DESCRIPTION OF THE CENOZOIC DEPOSITS

Tres Cruces basin

The Tres Cruces basin (Figs. 1 and 2) has been an important depocentre in the Cretaceous and Cenozoic. The profile, from base to top in the sedimentary column, shows synrift and sag facies, foreland and piggyback basin deposits. Thus, allowing the identification of conglomerates and sandstones from alluvial fans and beds of variable thickness that correspond to initial deposits of rifting (Subgrupo Pírgua) and to the thermal subsidence phase, characterized by limestones and pelitic units (Subgrupo Balbuena and Subgrupo Santa Bárbara) that overlapped the former deposits. During the Eocene, towards the west of the studied area, the first thrust faults would have been produced with east vergence generating tectonic subsidence in the foreland basin. In this way, the Tres Cruces basin continued being an area of subsidence and filling of sediments during the Paleogene.

The sequence of deposition starts with the upper part of Lumbraera Formation and the Casa Grande Formation of Eocene age (Pascual et al., 1978), which consists of sandstones and red siltstones. This unit reaches 800 m thickness and lies over the sag deposits of the Santa Barbara Group. The Cenozoic deposition continues with the Río Grande Formation which is characterized by 1800 m of sandstones and conglomerates (Boll and Hernández, 1986). The Pisungo Formation lies unconformably over the former unit and corresponds to fluvial conglomerates and sandstones, and reaches a variable thickness between 750 and 2500 m. Finally, tuffs, sandstones and conglomerates deposits are assigned by Boll and Hernández (1986) to the Sijes Formation. However, this unit may be correlated to Cara-Cara Formation of Middle Miocene age (Cladouhos et al., 1994; Rubiolo et al., 1997).

Pozuelos Basin

On the west side of the Escaya-Cochinoca range crops out the Moreta Formation (Coira, 1979), also present under the surface of the Pozuelos basin (Gangui, 1998). This unit consists of sandstones, polymictic conglomerates and siltstones which presents 1300 m of total thickness together with andesitic tuffs and volcanic agglomerates (Coira, 1979; Soler, 1996). K/Ar datings in volcanic rocks show ages of 28 ± 3 Ma y 20 ± 2 Ma (Coira, 1979; Linares and González, 1990). This unit is equivalent to the Tupiza Formation in Bolivia and may correspond to a piggyback basin (Gangui, 1998). A new deposit of piggyback basin, the Cara-Cara Formation, is deposited over the latter and consists of sandstones, conglomerates, lake limestones and dacitic tuffs. These correspond to an age of $14,26 \pm 0,19$ Ma (Cladouhos et al., 1994).

Santa Victoria range

In the highlands of the Santa Victoria Range crops out the Tuc Tuca Formation (Turner, 1964; Rubiolo et al., 1997) characterized by alluvial conglomeradic deposits which reach 250 m of thickness. Cladouhos et al. (1994) interpreted them as piggyback deposits and gave ages of $9,57 \pm 0,36$ Ma y $8,17 \pm 0,06$ Ma. These deposits are in part equivalent to Quebrada Honda Formation in southern Bolivia (MacFaden et al., 1992).

Western Subandean Ranges

Neogene deposits of the Subandean Ranges are constituted of mudstones, sandstones and conglomerates in a prograding sequence which reaches 7500 m thickness. The column starts with the Tranquitas Formation characterized by sandstones and mudstones that reach 600 m of thickness (Serraiotto, 1977) of Middle Miocene age (Hernández et al., 1996). The Tranquitas Formation is overlaid by alluvial and fluvial deposits of the Orán Group divided in the Terciario Subandino, Inferior, Medio and Superior. The abundance of tuffitic levels to the top of the sequence, show growth of volcanic activity during the Upper Miocene and lower Pliocene. Deposits of the Terciario Subandino Inferior consist of sandstones, siltstones and red mudstones of 2400 m in thickness and may correspond to the initial underfilling stage in a foreland basin (Hernández et al., 1996). The Terciario Subandino Medio constitutes fluvial sandstones, claystones and polymictic conglomerates, 1500 m thick and an age between 8 and 5 Ma (Hernández et al., 1996). The Terciario Subandino Superior is characterized by conglomerates, which are interbedded by abundant white tuff layers. This unit reaches a thickness of 3,000 m and its approximate age is between 5 and 2 Ma (Hernández et al., 1996). The unconformity in its base is a regional feature, since it determines the ending of the foreland basin subsidence. Over the latter lies the Simbolar Formation which consists of coarse conglomerates with a sand-silt matrix and represents ages between 2 Ma to 0,25 Ma (Hernández et al., 1996).

Tectonic and sedimentary evolution

The combined study of the regional tectonics, sedimentary Cenozoic deposits and the magmatic arc units allow us to present an schematic evolution of the Cenozoic basins. The sedimentary deposits of Pozuelos, Tres Cruces, Santa Victoria Range and Western Subandean Ranges basins are considered (Fig. 3).

The Cenozoic basins in this region of the Eastern Cordillera could have been developed during three compressive stages, with alternating periods of tectonic calm. The periods of tectonic activity in the orogenic front could be equivalent to the Eocene Incaic, Middle Miocene Pehuenche and Upper Pliocene Diaguaita orogenic phases (after Salfity et al., 1984).

A) Eocene - Lower Oligocene (55 – 28 Ma)

During the Eocene to the Lower Oligocene an orogenic front could have uplifted in the west of the region and could have generated a foreland basin over the old Cretaceous depocentre of Tres Cruces. This process would be evidenced by deposits of the upper part of Lumbrera Formation. The Casa Grande Formation represents a distal deposit of the foreland basin and the Río Grande Formation, a unit closer to the orogenic front. This compressive stage is schematically shown in Figure 3 A and is equivalent to the Incaic Phase.

B) Upper Oligocene - Lower Miocene (28 – 16 Ma)

During this period, a piggyback basin is developed in Pozuelos area, which is evidenced by the Moreta Formation and a reduced volcanic activity is registered.

C) Middle to Upper Miocene (16 – 9 Ma)

At the beginning of the Middle Miocene a new compressive process would have begun. The orogenic front would have been located in the Santa Victoria Range. The Tres Cruces basin which developed formerly as a foreland basin, is incorporated to the orogenic system and continued its evolution as a piggyback basin. Further east, the deposits of Tranquitas Formation together with the Terciario Subandino Inferior constitute the underfilling stage of the new foreland basin. In the Puna, an increasing of volcanic activity is registered (Pan de Azucar, Doncellas and Alto Laguna Formations). This period is equivalent to the Pehuenche Phase (Fig. 3C).

D) Upper Miocene (9 – 6 Ma)

It should be a period of apparent tectonic calm in the orogenic front, which was located in the Santa Victoria Range. It is evidenced by the progradation of conglomerates facies towards the top of the Terciario Subandino Medio. This indicates the cessation of the tectonic subsidence, erosion over the tectonic front and the beginning of an overfilling stage of the foreland basin (Fig. 3D). During this time, tectonic activity was developed as out-of-sequence thrusts behind the orogenic front. This event produced a crustal thickening of the Puna and part of the Eastern Cordillera. The huge cal-

deras and ignimbritic centres of the Puna, in the Upper Miocene, are the product of an important crustal fusion (Coira and Kay, 1993). A new piggyback basin was developed over the Santa Victoria range (Tuc Tuca and Quebrada Honda Formations).

E) Upper Miocene to Pleistocene (< 6 Ma)

In this period, the orogenic front migrated to the east. A new decollement level affecting the Precambrian basement developed a thick skinned structure in the Eastern Cordillera. In contrast, to the east, the Subandean Ranges show a thin skinned fold and thrust belt (Fig. 3 E). A series of out of sequence thrusts are identified, one of which reaches the surface in the eastern side of the Las Pavas range. The exhumation of this thrust is linked with deposition of conglomerates of the Terciario Subandino Superior. New out of sequence thrusts are genetically associated with the Quaternary conglomerate strata of the Simbolar Formation. The Subandean Front has been active during the Quaternary as evidenced by the deformed Pleistocene conglomerate of the Simbolar Formation. The volcanic arc in the Puna region migrated to the west towards the Principal Cordillera.

INTRODUCCIÓN

Los Andes Centrales entre los 22° y 23° presentan el ejemplo típico de un margen continental convergente, donde la placa de Nazca subduce bajo la placa sudamericana formando un arco volcánico activo situado sobre la Cordillera Principal (Fig. 1). Hacia la región del trasarco, inmediatamente al este, se identifican las unidades morfoestructurales: Puna, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas. La Puna consiste en una altiplanicie de más de 3500 m de altura con un basamento de edad ordovícica y cuencas intramontanas de rumbo N-S con relleno volcano-sedimentario cenozoico. La Cordillera Oriental alcanza alturas de 5000 m y está principalmente constituida por un basamento Precámbrico superior- Cámbrico inferior con bajo grado de metamorfismo, sedimentitas marinas del Paleozoico inferior, depósitos cretácicos, paleógenos y neógenos continentales. El estilo tectónico que caracteriza a la Cordillera Oriental es de piel gruesa (thick skinned), con apilamiento de láminas de basamento precámbrico cabalgadas hacia el este. Las Sierras Subandinas forman una faja plegada epidérmica con despegues en las unidades pelíticas paleozoicas que desvinculan el basamento de la deformación, desarrollando pliegues de propagación y flexión de fallas con rumbos NNE-SSO. En su constitución geológica participan sedimentitas paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas. La columna cronoestratigráfica de la región registra casi una completa sedimentación fanerozoica descrita en la hoja La Quiaca del IGRM (Rubiolo et al., 1997).

Síntesis Geológica del área

La región estudiada se ubica en la Cordillera Oriental entre los 22° y 23° S, en el noroeste argentino (provincias

de Jujuy y Salta) limítrofe con Bolivia. El borde occidental presenta características de la Puna. Aquí la depresión de Pozuelos con sedimentitas cenozoicas está limitada por la sierra de Cochino-Escaya de rocas ordovícicas. Hacia el este, en la sierra de Pumahuasi afloran sedimentitas cretácicas continentales del Grupo Salta, que hacia el sur en la localidad de Tres Cruces forman una estructura anticlinal, donde además afloran 5000 m de sedimentitas cenozoicas (Boll y Hernández, 1986). Más al este, en la sierra de Santa Victoria predominan los corrimientos de rumbo NNE con láminas de basamento precámbrico y vergencia al este. Hacia el subandino, en posición topográfica más baja, se extienden las sierras de las Pavas y de Pintascayo. Estas pertenecen a las Sierras Subandinas Occidentales y presentan características intermedias entre Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas propiamente dichas.

Las características morfoestructurales de la Puna, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas responde a la tectónica cenozoica. No obstante en su historia geológica se registra la acción de procesos tectónicos previos como acreción de terrenos precámbricos (Ramos, 1988), fases compresivas durante el Paleozoico (Coira et al., 1982) y fases distensivas durante el Mesozoico (Galliski y Viramonte, 1988, Grier et al., 1991, Rubiolo, 1992). Así, durante el Cenozoico con la orogenia andina fueron reactivadas o invertidas las estructuras antiguas. Entre los eventos tectónicos precenozoicos más significativos se ubican la fase compresiva oclóyica del Paleozoico inferior y la fase distensiva cretácica. La fase oclóyica se caracteriza por mostrar estructuras con vergencia general al oeste o particularmente subverticales, como en el cordón de Escaya (Hongn, 1992). En el sur boliviano, en comarcas cercanas a la Argentina, Kley y Reinhardt (1994) describen los efectos de una fase diastrófica con característi-

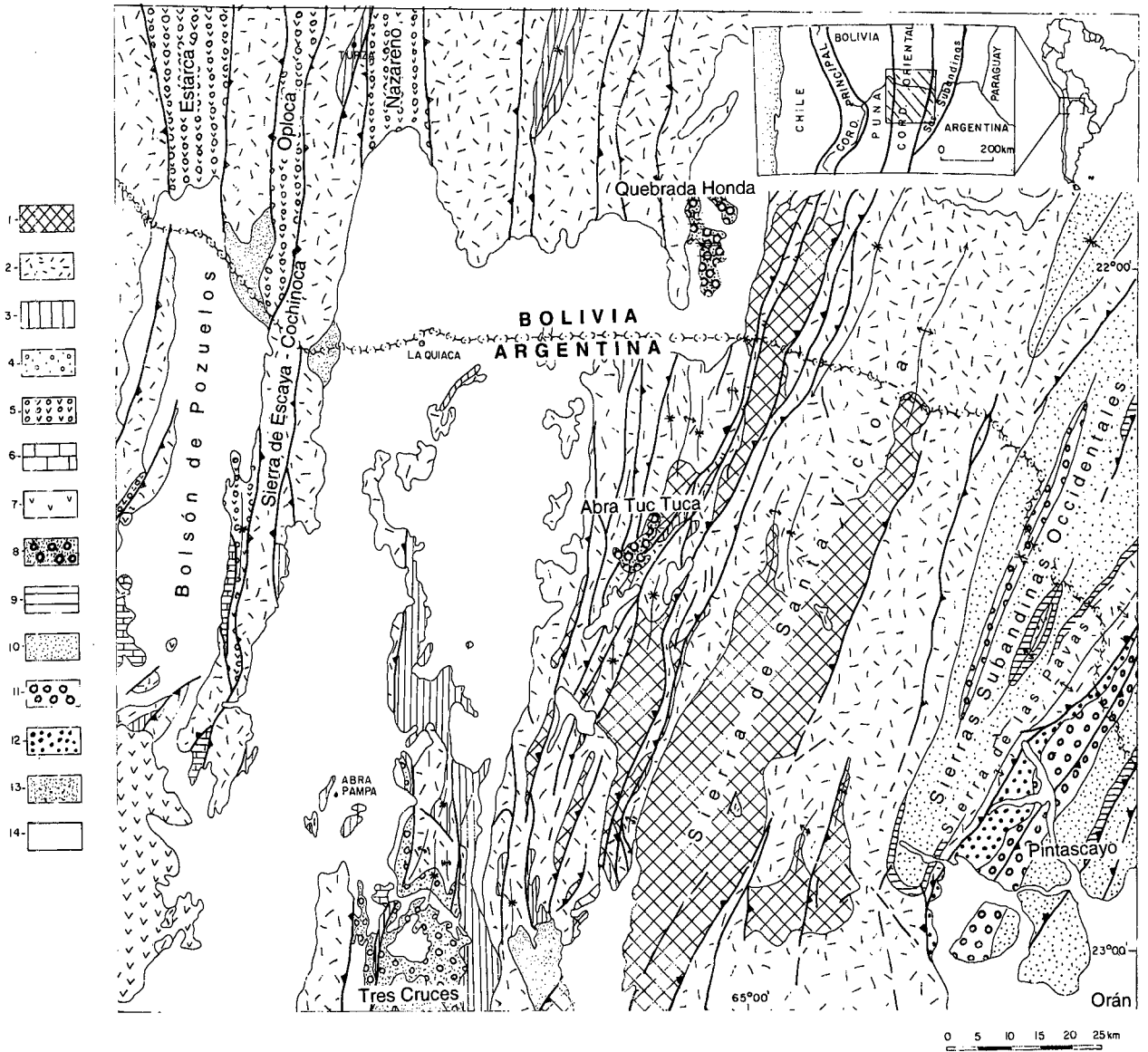


Figura 1. Mapa geológico de la Cordillera Oriental entre los 22° y 23° S. y ubicación de las cuencas cenozoicas. 1- Basamento de la Cordillera Oriental: Formación Puncoviscana y Granito Cañaní (Precámbrico - Cámbrico medio). 2- Unidades litológicas pre-Grupo Salta (Cámbrico superior a Jurásico). 3-Grupo Salta (Cretácico a Eoceno inferior). 4-Fm Casa Grande, Fm Río Grande, Fm Pisungo (Eoceno medio a Mioceno inferior). 5-Fm Moreta, Fm Tupiza (Oligoceno superior a Mioceno inferior). 6-Fm Cara Cara y Fm Sijes (Mioceno medio y superior). 7-Volcanitas y piroclásticas (Mioceno medio y superior). 8-Fm Tuc Tuc y Fm Quebrada Honda (Mioceno superior y medio). 9-Fm Tranquitas (Mioceno medio). 10-Terciario Subandino Inferior y Medio (Mioceno superior). 11-Terciario Subandino Superior (Mioceno superior a Plioceno). 12-Fm Simbolar (Plioceno - Pleistoceno). 13-Fm Tafna, Fm Uquía, Fm Casira (Plioceno - Pleistoceno). 14-Cuaternario indiferenciado.

Figure 1. Geologic map of the Eastern Cordillera between 22° and 23° S and cenozoic basins. 1- Eastern Cordillera Basement: Puncoviscana Formation and Cañaní Granite (Precambrian to Lower Cambrian). 2-Lithologic Units of the Pre-Salta Group (Upper Cambrian to Jurassic). 3-Salta Group (Cretaceous to Lower Eocene). 4-Casa Grande, Río Grande and Pisungo Formations (Middle Eocene to Lower Oligocene). 5-Moreta and Tupiza Formations (Upper Oligocene to Lower Miocene). 6-Cara Cara and Sijes (?) Formations (Middle to Upper Miocene). 7-Volcanics and pyroclastic flows (Middle to Upper Miocene). 8-Tuc Tuc and Quebrada Honda Formations (Upper and Middle Miocene). 9-Tranquitas Formation (Middle Miocene). 10-Terciario Subandino Inferior y Medio (Upper Miocene). 11-Terciario Subandino Superior (Upper Miocene to Pliocene). 12-Simbolar Formation (Pliocene to Pleistocene) 13-Tafna, Uquía and Casira Formations (Pliocene to Pleistocene). 14-Quaternary deposits

cas similares pero de edad variscica. En la región el Mesozoico fue un período en el que dominó la extensión. Durante el Cretácico se desarrolló un rift de características intracratónicas con sedimentación predominantemente continental (Grupo Salta) en el que se identifican depósitos con facies iniciales del rift (Subgrupo Pirgua) y con facies de hundimiento (Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara). El proceso distensivo habría cesado en el Eoceno con la primer fase compresiva cenozoica que produjo un frente orogénico al oeste del área estudiada. A partir del Eoceno hasta el Cuaternario fue migrando el frente orogénico hacia el este formando sucesivas cuencas en la región de antepaís, generando cuencas transportadas sobre cada lámina de corrimiento. Por otra parte, en la Puna, a partir del Oligoceno superior, se registra la evolución de un arco volcánico que alcanzó gran desarrollo en el Mioceno superior (Coira y Kay, 1993).

DESCRIPCIÓN DE LOS DEPÓSITOS CENOZOICOS

A continuación se describe brevemente las características de los depósitos cenozoicos en cuatro localidades en el área de estudio: Cuenca de Tres Cruces, Bolsón de Pozuelos, Sierras Subandinas Occidentales y Sierra de Santa Victoria.

Tres Cruces

La Cuenca de Tres Cruces fue un importante depocentro durante el Cretácico y el Cenozoico. En un perfil se puede observar de base a techo en la columna sedimentaria facies del rift mecánico (*synrift*) y de hundimiento térmico (*sag*), depósitos de cuencas de antepaís y de cuencas transportadas (*piggy-back*). Así, se identifican areniscas y conglomerados de abanicos aluviales y espesor variable correspondientes a depósitos iniciales del rift (Subgrupo Pirgua) y a las facies correspondientes a una etapa de subsidencia térmica, caracterizada por unidades carbonáticas y pelíticas (Subgrupo Balbuena y Subgrupo Santa Bárbara) que traslaparon los depósitos anteriores (Figs. 1 y 2).

Durante el Eoceno, al oeste del área de estudio, se habrían producido los primeros corrimientos con vergencia al este generando subsidencia por carga tectónica en el antepaís. De esta forma la cuenca de Tres Cruces continuó siendo un área de subsidencia y relleno de sedimentos durante todo el Paleógeno.

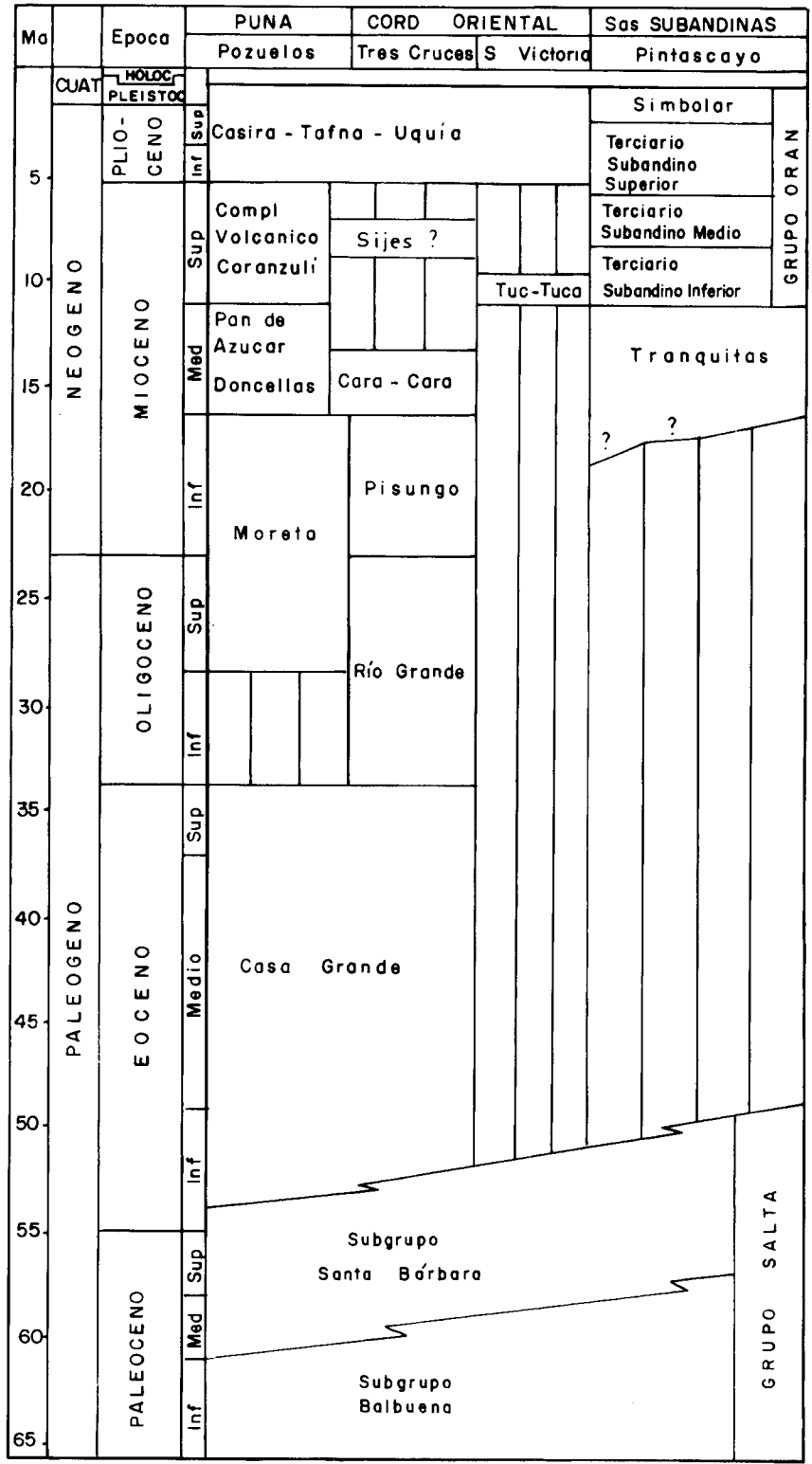
Originalmente algunos autores correlacionaron las

sedimentitas cenozoicas de la cuenca de Tres Cruces como equivalentes en edad con el Grupo Orán en las Sierras Subandinas (Russo, 1975; Méndez et al., 1979, Coira, 1979). Si bien aún existen pocos datos geocronológicos, se puede afirmar que la evolución de la cuenca de Tres cruces es anterior al Grupo Orán en las Sierras Subandinas (Hernández et al., 1996). Los depósitos de la cuenca de Tres Cruces fueron identificados como formaciones, limitadas cada una de ellas por discordancias erosivas o de leve angularidad (Pascual et al., 1978; Boll y Hernández, 1986). Las mismas están deformadas y ocupan fajas de afloramientos de rumbo N-S y NNE-SSO y altos ángulos de buzamiento.

Los depósitos de cuenca de antepaís comenzaron con pelitas, que representan la parte superior de la Formación Lumbreira (Subgrupo Santa Bárbara). Las mismas son progradadas por las areniscas de la Formación Casa Grande, que consiste en areniscas cuarzosas de grano medio a fino, arcilitas arenosas y pelitas calcáreas, de colores rojizos, con muy escasos lentes delgados de conglomerados finos y areniscas conglomerádicas. Esta unidad es progradante, alcanza 800 m de espesor y yace sin mediar discordancia sobre los depósitos con facies de hundimiento (*sag*) del Subgrupo Santa Bárbara. Boll y Hernández (1986) incluyen la Formación Casa Grande como perteneciente al mismo ciclo sedimentario del Subgrupo Santa Bárbara. Estos autores identifican un ambiente de abanicos aluviales de posición distal, ríos efímeros desarrollados en una cuenca endorreica, correspondiente al depósito sinorogénico más distal de una cuenca de antepaís. Su edad Eocena s.l. está acotada por fósiles de mamíferos (Pascual et al., 1978).

La secuencia sinorogénica continúa estrato y grano-creciente pasando a la Formación Río Grande. Esta última está caracterizada por areniscas, conglomerados y escasos niveles pelíticos. En los conglomerados se presentan rodados de calizas y volcanitas provenientes del Grupo Salta. Las areniscas gruesas forman bancos lenticulares con estratificación entrecruzada diagonal, en artesa y planar. El espesor de esta formación varía en distancias relativamente cortas. Boll y Hernández (1986) miden hasta 1.800 m de potencia y le asignan un ambiente fluvial anastomosado distal a meandroso. Filones-capas de composición dacítica, de hasta 10 m de potencia, intruyen esta unidad y podrían ser equivalentes al magmatismo dacítico-andesítico de la Formación Moreta, aflorante más al oeste en el bolsón de Pozuelos.

Por encima se deposita, en discordancia, la Formación Pisungo, compuesta por conglomerados y areniscas



Rubiolo, 1999

Figura 2. Cuadro cronoeatratigráfico de las cuencas cenozoicas en la Cordillera Oriental entre los 22° y 23° lat. S.

Figure 2. Chronostratigraphic chart of Eastern Cordillera's Cenozoic Basins between 22° and 23°S.

conglomeráticas de escasa consolidación. Boll y Hernández (1986) asignan un espesor variable entre 750 m y 2500 m y describen depósitos fluviales entrelazados proximales, conformando dos ciclos granodecrecientes, e interpretan esta unidad como depósito contemporáneo a la estructura. Aquellos autores destacan que estos depósitos están íntimamente vinculados a procesos tectónicos muy intensos, generadores de un relieve marcado, que se verifica con los cambios de espesor entre las zonas estructuralmente altas (anticlinales y bloques altos) y bajas (sinclinales y bloques bajos), funcionando los primeros como zonas de aporte y los segundos como depocentros. No existen aún evidencias claras para definir la edad de esta formación, pero Boll y Hernández (1986) la sitúan tentativamente en el Mioceno inferior.

Por encima de la Formación Pisungo se depositan en discordancia angular depósitos tuffíticos gris blanquecinos, areniscas y conglomerados con niveles pelíticos y calcáreos, a los que Boll y Hernández (1986) designan como Formación Sijes. Se trata de sedimentos fluviales distales, de ríos anastomosados, en los que se intercalan niveles piroclásticos de un volcanismo ácido. Esta unidad mide 120 m de espesor parcial. No está aún determinada la edad de la misma, pero considerando su litología, podría correlacionarse con la Formación Cara-Cara del Mioceno medio (Cladouhos, 1994; Rubiolo et al., 1997).

Bolsón de Pozuelos

La Formación Moreta (Coira, 1979) aflora en la vertiente occidental de la sierra de Escaya-Cochinoca (Abra Moreta) y también está presente en el subsuelo del bolsón de Pozuelos (Ganguí, 1998). Está compuesta por areniscas, conglomerados polimícticos, limolitas y tobas andesíticas. Esta formación presenta un espesor total de 1300 m y se identifican tres miembros (Coira, 1979). El miembro medio se caracteriza por una mayor participación de tobas y brechas volcánicas andesíticas (Soler, 1996). La disminución de su espesor hacia el sur indicaría un alejamiento del centro volcánico en esa dirección. Dataciones K/Ar en volcanitas señalan edades de 28 ± 3 Ma y 20 ± 2 Ma (Coira, 1979; Linares y González, 1990) que las ubican en el Oligoceno superior - Mioceno inferior. La depositación de la Formación Moreta corresponde a una cuenca de tipo transportada (*piggy-back*). Por su litología, cronoestratigrafía y ubicación geográfica esta unidad es equivalente a la Formación Tupiza en Bolivia. Esta última también incluye registros de un volcanismo de volumen reducido y afinidad calcoalcalina. La edad mínima de la secuencia en

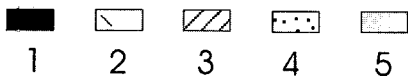
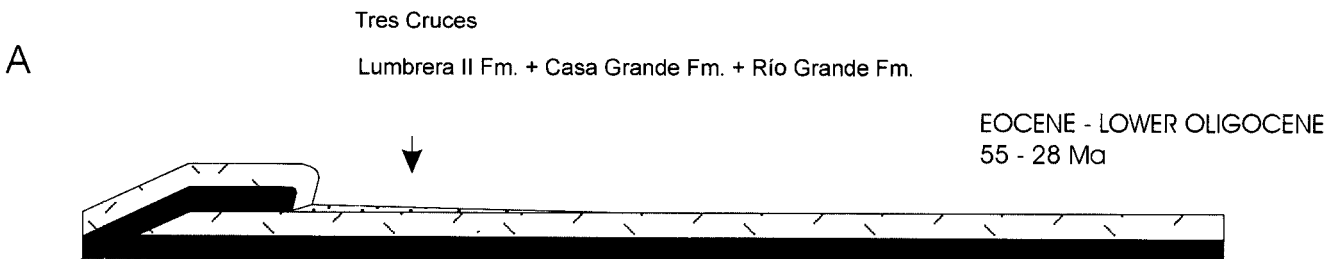
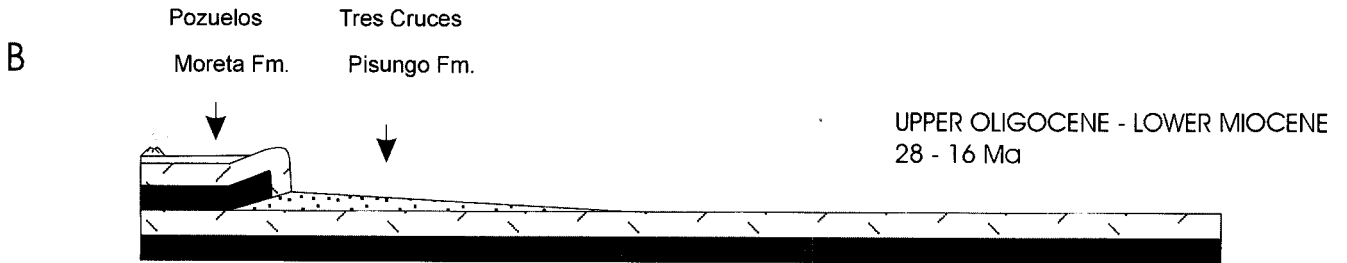
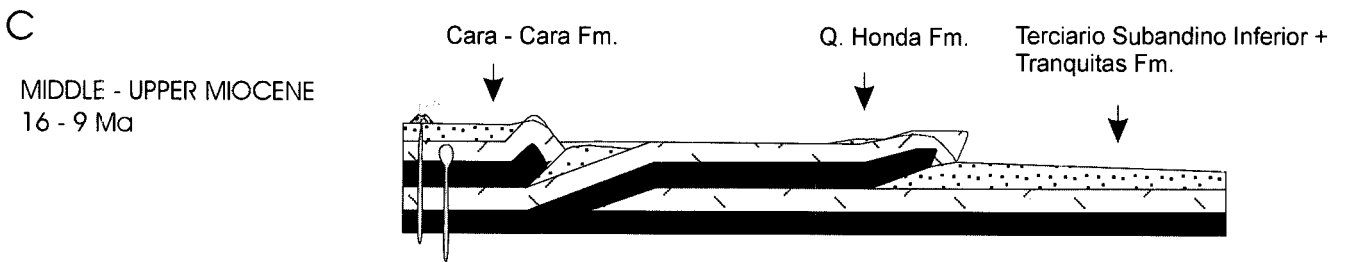
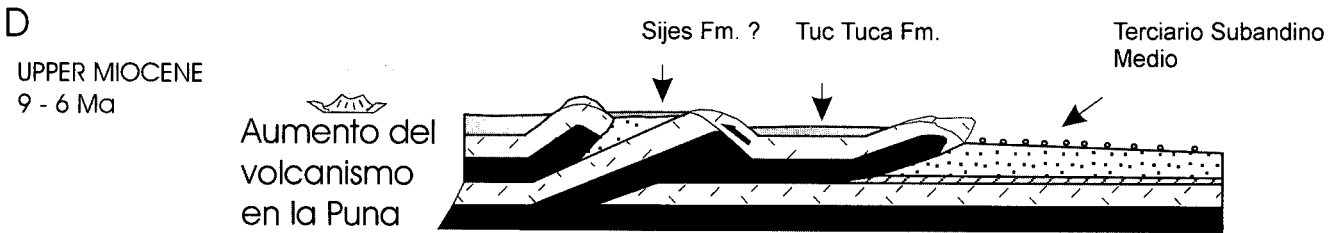
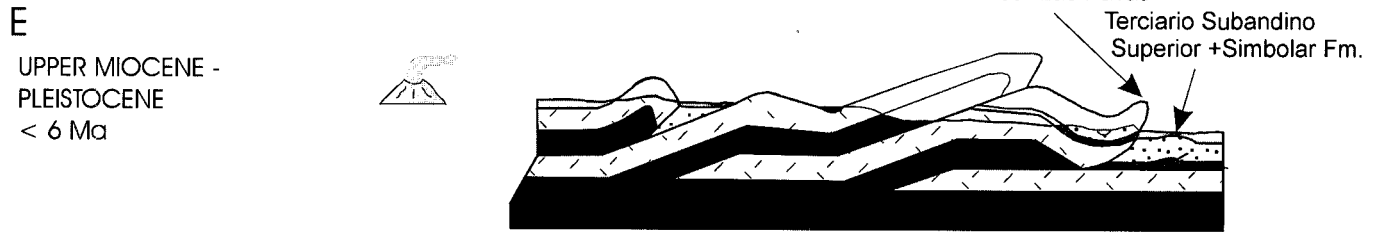
la cuenca de Tupiza está dada por la intrusión riódacítica Karachi-Orco, de edad K/Ar $21,4 \pm 0,5$ Ma. También se identifican lavas de traquiandesitas de 250 m de espesor y edad $21,7 \pm 0,4$ Ma. Hacia el techo el miembro superior de la Formación Tupiza muestra conglomerados y tobas dacíticas de edad K/Ar $17,6 \pm 0,5$ Ma (Jacobshagen et al., 1998). La cuenca del bolsón de Pozuelos continúa hacia el norte en Tupiza (Bolivia) dividiéndose en tres subcuencas de rumbo N-S limitadas por fallas inversas, denominadas de Oeste a Este, como Estarca, Oploca y Nazareno.

Mediante discordancia se apoya sobre la anterior la Formación Cara-Cara. La misma está compuesta por areniscas gruesas, conglomerados, calizas lagunares, tuffitas y tobas dacíticas. Estos depósitos se reconocen en la sierra de Cochinocha y fueron originalmente asignados a la Formación Sijes con un espesor de 1300 m (Coira, 1979). Cladouhos et al. (1994) los denomina estratos de Cara-Cara e indica una edad Ar/Ar de $14,26 \pm 0,19$ Ma ubicando estos depósitos en el Mioceno medio. La depositación de la Formación Cara-Cara corresponde a una cuenca transportada (tipo *piggy-back*).

Sierra de Santa Victoria

En las partes altas de la sierra de Santa Victoria aflora la Formación Tuc Tuca (Turner, 1964; Rubiolo et al., 1997) compuesta por conglomerados que alcanzan 250 m de espesor con rodados de hasta 0,50 m de diámetro. Se trata, en parte, de fanglomerados fango-sostén con un área de aporte desde el sudeste e intercalaciones de niveles piroclásticos. Esta unidad apoya en discordancia sobre el basamento precámbrico-cámbrico de la Cordillera Oriental y está basculada 15° al oeste (Rubiolo et al., 1997). Una datación Ar/Ar en biotitas de una toba basal señala edades de $9,57 \pm 0,36$ Ma y $8,17 \pm 0,06$ Ma (Cladouhos et al., 1994).

Este depósito aluvial corresponde a una cuenca transportada (*piggy-back*) cuando el frente orogénico ya se ubicaba más al Este, levantando la sierra de Santa Victoria. Aquí se incluye también a la Formación Quebrada Honda en el sur boliviano, con edades Ar/Ar $12,83 \pm 0,1$ Ma y $11,96 \pm 0,1$ Ma (MacFaden et al., 1992). Se trata, en general, de depósitos de reducida extensión areal, debido a su bajo potencial de preservación. Sobre los depósitos de la Formación Tuc Tuca se ha modelado una superficie de erosión con desarrollo regular a una cota aproximada de 4000 m snm, que podría ser de edad pre-Pliocena (Rubiolo et al., 1997).



0 50km

Sierras Subandinas Occidentales

Los depósitos neógenos de la cuenca subandina están constituidos por un potente conjunto de pelitas, areniscas y conglomerados, estratificados en bancos gruesos, de color pardo rojizo, en una columna grano y estratocreciente que alcanza los 7500 m de espesor. La denominación generalizada de Terciario Subandino o Grupo Orán fue hecha a partir de sus características físicas y de sus niveles piroclásticos intercalados (Russo, 1975). Una sección completa del Grupo Orán se observa en el cañón del río Iruya, en el flanco occidental del anticlinal de Pintascayo. Hernández et al. (1996) presentan para esta localidad un análisis tectosedimentario en base a magnetoestratigrafía.

En la base de la columna se ubica la Formación Tranquitas, compuesta por areniscas calcáreas e intercalaciones de pelitas verdes, mostrando hacia el techo un ciclo granodecreciente. Esta unidad finaliza con facies de barreal similares al suprayacente Terciario Subandino Inferior y alcanza 600 m de espesor (Serraiotto, 1977). Se trata de sedimentos depositados en ambiente lagunar, que por variaciones periódicas registró alternadamente ambientes fluvial efímero y eólico. La presencia de niveles con dinoflagelados (A. Disalvo com. pers.) indica influencia marina de la ingresión paranense. Hernández et al., (1996) asignan a la Formación Tranquitas una edad Mioceno medio (aproximadamente 16 a 12 Ma) en base a magnetoestratigrafía. De acuerdo a sus características sedimentológicas, corresponde a la etapa inicial de subcolmatación en una cuenca de antepaís (*underfilling*).

Sobre la Formación Tranquitas se apoya el Grupo Orán propiamente dicho. En general se identifican facies de abanico aluvial proximal, planicie entrelazada, abanico distal y planicie de inundación. Se observa una distalización regional de oeste a este y la procedencia de los sedimentos fue desde el oeste y noroeste (Hernández et al., 1996). La abundancia de niveles tufíticos hacia el techo de la secuencia sedimentaria evidencian la creciente actividad del arco volcánico de la Puna durante el Mioceno superior a Plioceno inferior. Los depósitos del Grupo Orán corresponden a una cuenca de antepaís que a partir del Mioceno superior fue involucrada en la estructura (Hernández et al., 1996).

En el Terciario Subandino Inferior predominan areniscas pardo amarillentas que alternan rítmicamente con limolitas y fangolitas rojas. La base de esta unidad está indicada por la presencia de arcilitas y limolitas pardas, así como la desaparición de bancos de las areniscas duras y compactas típicas de la subyacente Formación Tranquitas. Hernández et al. (1996) estiman en la sierra de Pintascayo un espesor aproximado de 2400 m e identifican dos ciclos granocrecientes, constituidos por facies finas de barreales que son progradadas por facies arenosas de abanicos terminales efímeros, estimando una edad Mioceno medio a superior.

El Terciario Subandino Medio está representado por una alternancia de bancos de areniscas, arcillas y conglomerados polimícticos. Estos últimos son cada vez más frecuentes a medida que se asciende en la columna estratigráfica, al mismo tiempo que aumenta el diámetro de los rodados. La coloración de la secuencia es rojo ladrillo

Figura 3. Esquema conceptual de evolución tectosedimentaria para las cuencas cenozoicas de la Cordillera Oriental entre los 22° y 23° lat. S. (sin considerar los depósitos cretácicos y sin representación de los acortamientos). 1- Basamento de la Cordillera Oriental: Formación Puncoviscana y Granito Cañaní (Precámbrico - Cámbrico medio). 2- Unidades litológicas del Paleozoico inferior a medio (Cámbrico superior a Devónico). 3- Unidades litológicas del Paleozoico superior a Mesozoico (Carbonífero a Cretácico) 4- Depósitos sedimentarios cenozoicos en cuencas de antepaís 5- Depósitos sedimentarios cenozoicos en cuencas de *piggy-back*. A) Eoceno - Oligoceno inferior: Período de actividad en el frente orogénico. B) Oligoceno superior - Mioceno inferior: Período de calma en el frente orogénico. C) Mioceno medio a superior: Período de actividad en el frente orogénico. D) Mioceno superior: Período de calma en el frente orogénico, corrimientos fuera de secuencia en el retropaís. Se produce un engrosamiento cortical en la Puna y Cordillera Oriental. E) Mioceno superior - Pleistoceno: Período de actividad en el frente orogénico.

Figure 3. Schematic tectosedimentary evolution for cenozoic basins of Eastern Cordillera between 22° and 23°S. (without considering the Cretaceous deposits and no representation of the shortening). 1- Eastern Cordillera Basement: Puncoviscana Formation and Cañaní Granite (Precambrian to Lower Cambrian). 2-Lithologic Units of the Lower to Middle Paleozoic age (Upper Cambrian to Devon). 3- Lithologic Units of the Upper Paleozoic to Mesozoic age (Carbonífero a Cretácico). 4- Foreland basins Cenozoic sedimentary deposits. 5- Piggyback basins Cenozoic sedimentary deposits. A) Eocene to Lower Oligocene: Period of tectonic activity in the orogenic front. B) Upper Oligocene to Lower Miocene: Period of tectonic calm in the orogenic front. C) Middle to Upper Miocene: Period of tectonic activity in the orogenic front. D) Upper Miocene: Period of tectonic calm at the orogenic front, but tectonic activity development of out of sequence thrust behind the orogenic front. This produces crustal thickening of the Puna and the Eastern Cordillera and extensive volcanic activity in the Puna. E) Upper Miocene to Pleistocene: Period of tectonic activity in the orogenic front.

a pardo amarillento donde intercalan niveles de tobas grises de 0,30 m a 1 m de espesor. En la sierra de Pintascayo presenta aproximadamente 1500 m de espesor (Hernández et al., 1996). Corresponde a un ambiente fluvial de sistemas efímeros de abanicos terminales con formas canalizadas, ríos troncales entrelazados y conglomerados de mantos de creciente. Además se desarrollan facies de barreales, planicies entrelazadas y abanicos aluviales distales. Se registra un incremento de la energía respecto a los depósitos del Terciario Subandino Inferior y una edad aproximada entre 8 y 5 Ma (Hernández et al., 1996).

El Terciario Subandino Superior se apoya en discordancia sobre ambas unidades anteriores (Terciario Subandino Inferior y Medio). Esta formación se caracteriza por una proximalización de base a techo y por la presencia de un conjunto de tobas blancas intercaladas. Son característicos los bancos de conglomerados polimícticos y aglomerados que intercalan con gruesos bancos de areniscas y arcilitas. Los conglomerados superan los 10 m de espesor con bloques de más de 0,30 m de diámetro. En el río Iruya (sierra de Pintascayo) esta unidad presenta un espesor parcial de 3000 metros (Hernández et al., 1996). En la base de la columna aparece una sucesión predominantemente pelítica de 600 m de espesor, que resulta ser un excelente nivel guía y que es denominado "Estratos de Iruya" (Hernández et al. 1996). Se trata de un ambiente de abanicos aluviales, mantos de creciente y ríos entrelazados en un área pedemontana próxima al área de aporte ubicada al oeste. La edad aproximada del Terciario Subandino Superior es entre 5 y 2 Ma (Hernández et al., 1996). La discordancia en su base es de importancia regional, ya que señala la finalización de la subsidencia en la cuenca de antepaís.

Por encima se apoya la Formación Simbolar que consiste en una monótona sucesión de conglomerados gruesos con matriz areno-limosa friable. Los bancos muestran inclinación de 8° al oeste. Esta unidad apoya en discordancia angular sobre el Terciario Subandino Superior (Hernández et al., 1996). Asimismo asignan una edad Plio-Pleistoceno (2 Ma a 0,25 Ma) y una alta tasa de sedimentación (1mm/a).

DISCUSIÓN

Estudios de subsuelo para exploración petrolera en la región han puesto en evidencia que la mayoría de las fallas inversas con alto ángulo en superficie, forman en profundidad geometrías lítricas que convergen en una superficie de despegue común. Líneas sísmicas cercanas a

La Quiaca muestran claramente la presencia de corrimientos con vergencia oriental (Bianucci et al., 1987). También esto se observa en la cuenca de Tres Cruces (Boll y Hernández, 1986), en los bolsones de Pozuelos y Salinas Grandes (Gangui y Götze, 1996; Gangui, 1998), así como en las Sierras Subandinas (Aramayo Flores, 1989; Starck y Schulz, 1996; Mosquera, 1999).

Los cortes estructurales confeccionados para la hoja La Quiaca (Seggiaro et al., en Rubiolo et al., 1997) atraviesan la Cordillera Oriental entre los 22° y 23° lat. S. Los mismos muestran en profundidad secciones balanceadas especulativas con superficies de despegue principal en el basamento precámbrico a profundidades entre 15 y 20 km. Estas profundidades son consistentes con el modelo propuesto por Mingramm et al. (1979) y Allmendinger y Zapata (1996) para las Sierras Subandinas, como también con secciones estructurales al norte del área de estudio, en territorio boliviano (Kley, 1993), y al sur, en la Quebrada de Humahuaca (Rodríguez et al., 1998).

En la Cordillera Oriental, entre los 22° y 23° lat. S. se identifican de Oeste a Este tres grandes láminas alóctonas de basamento precámbrico que se han desplazado al Este, con una secuencia de propagación hacia delante. En la Figura 3 se ha esquematizado el movimiento de dichas láminas junto con el control que habrían causado en la evolución de las cuencas cenozoicas. De acuerdo a este esquema se infieren tres períodos en los cuales el frente orogénico debió comportarse activamente (Fig. 3).

En el sur boliviano, el primer levantamiento de la Cordillera Oriental fue datado por trazas de fisión en rocas magmáticas precenozoicas en $32,1 \pm 4,9$ Ma y $29,7 \pm 2,7$ Ma (Jacobshagen et al., 1998), equivalente al período Eoceno superior - Oligoceno inferior, y equivaldría a la fase Incaica (Salfity et al., 1984). Durante este período corresponde la depositación de la Formación Casa Grande y de la Formación Río Grande en una cuenca de antepaís. Gangui (1996) identifica en subsuelo fallas de edad pre-Oligoceno superior, equivalentes a la fase Incaica, que afectan solo al Grupo Salta y a la Formación Casa Grande.

Datos sísmicos en la cuenca de Tres Cruces señalan que durante el Oligoceno superior al Mioceno inferior las estructuras del rift cretácico comenzaron su proceso de inversión (Boll y Hernández, 1986). Para esta época habría ocurrido la depositación de la Formación Pisungo en potentes secciones de conglomerados en los núcleos sinclinales, traslapando los depósitos anteriores (Gangui, 1998).

Los registros magmáticos en el Cenozoico de la Puna comenzaron a partir del Oligoceno superior y fueron incrementando su volumen durante el Mioceno medio cuando se intruyen los domos subvolcánicos del bolsón de Pozuelos correspondientes a la Formación Pan de Azúcar y equivalentes piroclásticos como la Formación Doncellas y la Formación Alto Laguna (Coira, 1979).

Coira y Kay (1993) presentan la relación que existe entre el magmatismo cenozoico en la Puna y la variación del ángulo de subducción. Estas variaciones están íntimamente relacionadas con los períodos de actividad tectónica que controlaron las cuencas sedimentarias durante el Cenozoico. Durante períodos con incremento en la velocidad de convergencia de placas, se produce una subducción de bajo ángulo, con disminución o cese del magmatismo en el arco, y compresión, con generación de corrimientos en el retroarco.

Durante el Mioceno inferior y medio se desarrolló, al norte de los 22° lat. S., un volcanismo explosivo relacionado a calderas, localizadas en el margen E de la Puna en Bolivia (Coira y Kay, 1993). En el área de estudio afloran tobas en las Formaciones Cara Cara y Quebrada Honda, provenientes probablemente de centros ubicados al Norte y Noroeste. En el área de Pozuelos se intruyen stocks y complejos extrusivos dómicos dacíticos en las unidades paleozoicas y en la Formación Moreta. Hacia el Mioceno superior aumenta considerablemente la actividad volcánica y se instalan grandes centros ignimbríticos, como el complejo volcánico Coranzulí (Seggiano y Aniel, 1989; Coira et al., 1998), incluyendo las lavas y brechas andesíticas de la Formación VicuñaHuasi (Coira, 1979) e Ignimbritas Casabindo (Rubiolo et al., 1997). Se trata de un período de cambio en la Puna, desde un volcanismo disperso, de volumen restringido, a otro de mayor distribución. Coira y Kay (1993) señalan una etapa de engrosamiento cortical, que acompañada de deformación culminó con la fase Quechua (Salfity et al., 1984) entre los 8 Ma y 10 Ma. Se atribuye aquí un incremento de velocidad de convergencia de placas Nazca y Sudamericana, tornándose la dirección de convergencia más ortogonal (Pardo Casas y Molnar, 1987, en Coira y Kay, 1993).

Las tobas que se intercalan en el Grupo Orán son particularmente abundantes en el período Mioceno superior a Plioceno inferior (Heredas et al., 1996) que coincide con el período de abundante volcanismo explosivo en la Puna. Esta abundante participación volcánica señalaría un período de tranquilidad tectónica. El mismo se ve re-

flejado por aumento de volcanismo con productos de fusión cortical en la Puna. Hacia el Este, en la cuenca de antepaís se evidencia el inicio de una etapa de colmatación (overfilling) con pérdida de subsidencia y proximalización a causa de la quietud en el frente orogénico. Estas circunstancias hacen suponer un cambio en el ángulo de subducción de la placa de Nazca. Un incremento en el ángulo de subducción podría reflejar mayor magmatismo. A esto se debe sumar la menor compresión en el retroarco y consiguiente baja tasa de subsidencia por carga tectónica en la cuenca de antepaís.

Al comenzar el Plioceno superior (aproximadamente 3,6 Ma) habrían cambiado las condiciones tectomagmáticas. Por un lado cesa el volcanismo en la Puna, retirándose al Oeste, hacia la Cordillera Principal. Durante este período se origina la faja plegada de las Sierras Subandinas, involucrando los depósitos del Terciario Subandino Superior, mediante un despegue de la cobertura sedimentaria. Todo esto se podría explicar por un aumento de la velocidad de convergencia de las placas sudamericana y Nazca, que ocasionó una disminución del ángulo de subducción, disminución del magmatismo en el arco y compresión en el retroarco.

CONCLUSIONES

La evolución de las cuencas cenozoicas en la Cordillera Oriental entre los 22° y 23° S (provincias de Jujuy y Salta) está controlada por la tectónica andina. A partir de la estructura regional, se presenta una propuesta para la evolución de las cuencas del Bolsón de Pozuelos, Tres Cruces, Sierra de Santa Victoria y Sierras Subandinas Occidentales. Se identifican cinco intervalos de tiempo desde el Eoceno hasta la actualidad, en los cuales durante tres períodos se habría registrado un avance activo del frente orogénico, separados por dos períodos de calma tectónica en el mismo (Figura 3).

A) Eoceno - Oligoceno inferior (55 – 28 Ma)

En el Eoceno se levanta al oeste de la región estudiada un frente orogénico que genera una cuenca de antepaís sobre el antiguo depocentro cretácico de Tres Cruces. Este proceso queda evidenciado por la parte superior de la Formación Lumbrera, como depósito distal de la cuenca de antepaís. La Formación Casa Grande y la Formación Río Grande representan respectivamente los depósitos más cercanos al frente orogénico. Este período compresivo está esquemáticamente graficado en la Figura 3 A y en el mismo se ubicaría la fase Incaica (Salfity et al., 1984).

B) Oligoceno superior - Mioceno inferior (28 – 16 Ma)
Durante este período se identifica el desarrollo de una cuenca *piggy-back* en el bolsón de Pozuelos, con la depositación de la Formación Moreta y un volcanismo de reducido volumen.

C) Mioceno medio a superior (16 – 9 Ma)
Durante este período se ubica el frente orogénico en la sierra de Santa Victoria. La cuenca de Tres Cruces es incorporada al sistema orogénico y continúa su relleno como una cuenca *piggy-back*. En discordancia se depositan sedimentos lagunares y fluviales equiparables a la Formación Cara Cara.

Al oeste, la cuenca de Pozuelos continuó su desarrollo como cuenca transportada *piggy-back*. Los sedimentos de la Formación Moreta fueron parcialmente plegados por fallas fuera de secuencia (Gangui, 1998) depositándose en discordancia las sedimentitas de la Formación Cara Cara. Aquí, se registra además un paulatino aumento del magmatismo (Formaciones Pan de Azúcar, Doncellas, Alto Laguna).

En el extremo oriental, los depósitos del Terciario Subandino Inferior constituyen el relleno de la nueva cuenca de antepaís. El registro de la ingresión del mar paranense en la Formación Tranquitas parece responder a un cambio general del nivel del mar, más que a la subsidencia flexural por la carga tectónica del orógeno sobre el antepaís (A. Disalvo com. pers.). Este período compresivo está esquemáticamente graficado en la Figura 3 C y es equivalente a la fase Pehuenche (Salfity et al., 1984).

D) Mioceno superior (9 – 6 Ma)
Durante el Mioceno superior debió existir un período de aparente calma en el frente orogénico, ubicado en la sierra de Santa Victoria. Esto quedaría evidenciado por la progradación de las facies de conglomerados hacia el techo del Terciario Subandino Medio, indicando el cese de la subsidencia por carga tectónica, acción de erosión sobre el frente orogénico y el comienzo de una etapa de colmatación en la cuenca de antepaís (*overfilling*). Así, los depósitos del Terciario Subandino Medio resultan de un alto aporte de sedimentos a la cuenca, producto de la erosión del frente orogénico. Durante este período no se habría registrado avance de aquel frente hacia el Este. No obstante, la compresión queda evidenciada por corrimientos fuera de secuencia en el retropaís, que habrían originado una sobreelevación del bloque Puna y Cordillera Oriental. Mediante este mecanismo se habría al-

canzado un considerable engrosamiento cortical de la Puna. Consecuentemente, los grandes centros ignimbríticos desarrollados en esta región son resultado de una importante fusión de material cortical (Coira y Kay, 1993).

Sobre la lámina que forma la sierra de Santa Victoria se desarrollaron pequeñas cuencas transportadas (*piggy-back*), con un bajo potencial de preservación. A las mismas corresponden los depósitos de la Formación Tuc Tuca, en Argentina, y Formación Quebrada Honda, en el sur boliviano. Posteriormente estos depósitos fueron pedimentados sin sufrir deformación. Todo esto indicaría que después del proceso de alzamiento del bloque de la Cordillera Oriental, éste habría sido transportado pasivamente hacia el oriente.

E) Mioceno superior a Pleistoceno (< 6 Ma)
Desde fines del Mioceno superior se habría trasladado la deformación nuevamente hacia el Este. El frente orogénico avanzó en esta dirección mediante la generación de una nueva superficie de despegue. La misma afectó el basamento de la Cordillera Oriental y mediante una rampa habría pasado a niveles estratigráficos superiores, originando así en el ámbito subandino, una tectónica de piel fina (*thin skinned*). En las Sierras Subandinas Occidentales, corrimientos en distintos niveles de rocas pelíticas paleozoicas, generaron un plegamiento por flexión y propagación de fallas. Un corrimiento fuera de secuencia alcanza la superficie en el flanco oriental de la sierra de Las Pavas. A partir de esta estructura y como nueva secuencia progradante se deposita el Terciario Subandino Superior. Nuevos corrimientos fuera de secuencia generan un nuevo relieve (que, al erosionarse, originan los depósitos de la Formación Simbolar) y pliegan los depósitos del Terciario Subandino Superior. El frente subandino continuó su desarrollo durante el Cuaternario, como lo evidencian los conglomerados pleistocenos deformados de la Formación Simbolar, que buzanan 8° al oeste. Mientras tanto, en la Puna el volcanismo se retira progresivamente hacia el oeste, ubicándose en su posición actual, en la Cordillera Principal.

AGRADECIMIENTOS

Al colega Alfredo Disalvo (Compañía General de Combustibles) por el aporte brindado en la discusión sobre los depósitos cenozoicos. David Repol (SEGEMAR) colaboró en la construcción del esquema estructural. Roberto Rodríguez-Fernández

(ITGE) y Raúl Seggiaro (SEGEMAR y UNSa) aportaron interesantes críticas sobre aspectos de la Geología Estructural. Leonardo Escosteguy (IGRM) colaboró en la parte gráfica, María Soledad Velasco y Elizabeth Rovere (IGRM) en la redacción en inglés del resumen expandido. Se agradece al IGRM-SEGEMAR por el apoyo logístico para el estudio en la región. A los dos revisores anónimos que con sus comentarios y sugerencias han contribuido a mejorar el manuscrito.

BIBLIOGRAFÍA

- Allmendinger, R.W., Zapata, T.R., 1996. Imaging the andean structure of the Eastern Cordillera on reprocessed YPF seismic reflection data. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, 2, 125-134, Buenos Aires.
- Aramayo Flores, F., 1989. El cinturón plegado y sobrecorrido del Norte Argentino. Boletín de Informaciones Petroleras, año 6, 17, 2-16.
- Bianucci, H., Fernández Garrasino, C., Sánchez, E., 1987. Corrimientos de bajo ángulo entre La Quiaca y Abra Pampa (prov. de Jujuy, Argentina). 10° Congreso Geológico Argentino, Actas, 1, 165-168. Tucumán.
- Boll, A., Hernández, R., 1986. Interpretación Estructural del área Tres Cruces (Provincia de Jujuy, Argentina). Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera época. Año 3, 7, 2-14.
- Cladouhos, T. T., Allmendinger, R. W., Coira, B., Farrar, E., 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: Fault kinematics from the northern Puna, northwest Argentina and southern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(2), 209-228.
- Coira, B., 1979. Descripción geológica de la hoja Abra Pampa, provincia de Jujuy. Secretaría de Minería, Servicio Geológico Nacional, Boletín 170. Buenos Aires.
- Coira, B., Kay, S. M., 1993. Magmatismo y levantamiento de la Puna, su relación con cambios en el ángulo de subducción y en el espesor cortical. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, 3, 308-319.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. *Earth Sci. Rev.*, 18, 303-332.
- Coira, B., Caffè, P., Ramírez, A., Chayle, W., Díaz, A., Rozas, S., Pérez, A., Pérez, B., Orosco, O., Martínez, M., 1998. Hoja geológica Mina Piriquitas (2366-I), escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales (IGRM), Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), inédito. Buenos Aires.
- Galliski, M.A., Viramonte, J.G., 1988. The Cretaceous paleorift in northwestern Argentina: A petrologic approach. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(4), 329-342.
- Gangui, A., 1998. Seismic stratigraphy of the Pozuelos Basin, Northern Puna, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 4° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas, 1, 12-17.
- Gangui, A., Götze, H.J., 1996. The deep structure of the northern Puna, Argentina – Constraints From 2D seismic data and 3D gravity modeling. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, 2, 545-565.
- Grier, M.E., Salfity, J. A., Allmendinger, R.W., 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 4(4), 351-372.
- Hernández, R.M., Reynolds, J., Disalvo, A., 1996. Análisis tectosedimentario y ubicación geocronológica del Grupo Orán en el río Iruya. Boletín de Informaciones Petroleras, Año 12, 45, 80-93.
- Hongn, F.D. 1992. Tectónica y microtectónica del basamento predevónico de la Puna. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta. Inédito.
- Jacobshagen, V., Mertmann, D., Müller, J., Tawackoli, S., 1998. The Eastern Cordillera Bolivia: geotectonic evolution in Mesozoic and Cenozoic times. *Zbl. Geol. Paläont., Teil I*, H.3-6, 571-579; Stuttgart.
- Kley, J., 1993. Der Übergang vom Subandin zur Ostkordillere in Südbolivien (21°15'-22° S): Geologische Struktur und Kinematik. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Band 156*, 88 pág., Technische Universität Berlin.
- Kley, J., Reinhardt, M., 1994. Geothermal and tectonic evolution of the Eastern Cordillera and the Subandean Ranges of Southern Bolivia. - In K.J. Reutter, E. Scheuber, P. Wigger (eds.). *Tectonics of the southern Central Andes*, 155-170. Berlin, (Springer).
- Linares, E., González, R., 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina (1957-1987). Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie B, N°19, 629 p. Buenos Aires.
- MacFadden, B.J., Anaya, F., Pérez, H., Naeser, C.W., Zeitler, P.K. and Campbell, K.E.; 1990. Late Cenozoic Paleomagnetism and chronology of Andean Basins of Bolivia: Evidence for possible oroclinal bending. *Journal of Geology*, 98 (4), 541-555.
- Méndez, V., Turner, J.C.M., Navarini, A., Amengual, R., Viera, V., 1979. Geología de la región noroeste, Provincias de Salta y Jujuy. Dirección General de Fabricaciones Militares, 118 p. Buenos Aires.
- Mingramm, A., Russo, A., Pozzo, A., Cazau, L., 1979. Sierras Subandinas. Segundo simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias (1), 95-138. Córdoba.
- Mosquera, A., 1999. Evolución temporal de la deformación en las Sierras Subandinas Orientales. 4° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, 563-578. Mar del Plata.

- Pascual, R., Vucetich, M.G., Fernández, J., 1978. Los primeros mamíferos (notoungulata henricosbonidae) de la Formación Mealla (Grupo Salta, Subgrupo Santa Bárbara). Sus implicancias filogenéticas, taxonómicas y cronológicas. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 15(3-4), 366-390.
- Ramos, V., 1988. Late Proterozoic - Early Paleozoic of South America. A Collisional History. *Episodes*, 11(3), 168-174.
- Rodríguez, L.R., Heredia, N., Seggiaro, R.E., González, M. A., 1998. Estudio integrado de la Quebrada de Humahuaca, Capítulo Geología Estructural, Tomo I: Geología Regional y Geomorfología. *Anales* 30, 19-29, Instituto de Geología y Recursos Minerales (IGRM), Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Buenos Aires.
- Rubiolo, D.G., Gallardo, E., Seggiaro, R., Turel, A., Disalvo, A., Coira, B., Ramallo, E., Sandruss, A., Godeas, M., Sanchez, M.C., 1997. Hoja Geológica La Quiaca (2366-II y 2166-IV), escala 1:250.000. *Boletín* 246: 159. Instituto de Geología y Recursos Minerales (IGRM), Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), inédito. Buenos Aires.
- Rubiolo, D.G., 1992. Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Alkali-Magmatite der Sierra de Santa Victoria (E-Kordillere, NW-Argentinien). *Clausthaler Geowissenschaftliche Dissertationen*, 41, 145. Clausthal-Zellerfeld.
- Russo, A., 1975. Consideraciones sobre la estratigrafía del Terciario en el Noroeste Argentino. YPF, Informe inédito, Buenos Aires.
- Salfity, J.A., Gorustovich, S.A., Moya, M.C., Amengual, R., 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas en la Puna argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, *Actas*, 1,539-554. S.C. de Bariloche.
- Seggiaro, R.E., Aniel, B., 1989. Los ciclos piroclásticos del área Tiomayo-Coranzulí, Provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4), 394-401.
- Serraiotto, A., 1977. Relevamiento geológico en los ríos Iruya, Pescado, Porongal y afluentes principales, Informe inédito, Yacimientos Petrolíferos Fiscales; Buenos Aires.
- Soler, M.M., 1996. Volcanismo cenozoico superior temprano en la sierra Pirurayo, Puna jujeña. Trabajo Final, Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Inédito.
- Starck, D., Schulz, A., 1996. La configuración estructural del límite Cordillera Oriental - Sierras Subandinas en el extremo norte de la República Argentina. 12° Congreso Geológico de Bolivia, *Memorias*, 221-229. Tarija.
- Turner, 1964. Descripción geológica de la hoja 2c, Santa Victoria (provincias de Salta y Jujuy). Instituto Nacional de Geología y Minería, *Boletín* 104. Buenos Aires.