

# Influencia tectónica en el volcanismo Cenozoico del Noroeste argentino

## Tectonic influence in Cenozoic volcanism in North-Western Argentina

R. E. SEGGIARO<sup>(1)</sup> y F. D. HONGN<sup>(2)</sup>

(1) SEGEMAR-Universidad Nacional de Salta. Av. Bolivia 4750. A-4400-Salta. Argentina

(2) CONICET-Universidad Nacional de Salta. Av. Buenos Aires 177. A-4400-Salta. Argentina

### RESUMEN

Se postula un modelo por el cual las diferencias en la evolución del volcanismo de la Puna septentrional y austral son consecuencias de cambios sustanciales en los estilos estructurales que, de norte a sur, presenta el frente orogénico andino en el antepaís. Los frentes orogénicos que representan las Sierras Subandinas al norte, el Sistema de Santa Bárbara en el centro y las Sierras Pampeanas al sur tuvieron respuestas tectónicas diferentes debido a las particulares características mecánicas de las rocas involucradas en la deformación. En las Sierras Subandinas, los potentes espesores de sedimentitas paleozoicas favorecieron el desarrollo de niveles de despegues superficiales formando una faja plegada cuticular. La migración continua de los cabalgamientos hacia el este implicó el desplazamiento de las partes internas del orógeno sobre niveles de despegues profundos que sellaron las cámaras magmáticas produciendo la finalización del volcanismo en la Puna septentrional simultáneamente con el inicio de la faja plegada en el antepaís. Por su parte, las anisotropías del basamento hacia el sur -Sistema de Santa Bárbara y Sierras Pampeanas- controlaron y frenaron parcialmente la transmisión de los esfuerzos hacia el este. La resistencia a la migración de los cabalgamientos hacia el antepaís concentró la deformación en las partes internas del orógeno que abarca la Puna austral. El apilamiento tectónico y la consecuente elevación de las partes anteriores de la cuña orogénica habrían generado por compensación un campo tensional con el desarrollo de fallas directas. Las fracturas extensionales, de amplia difusión en la Puna Austral, fueron los conductos por medio de los cuales se emitieron sucesivamente grandes volúmenes de ignimbritas hace 4 Ma (Laguna Amarga) y 2 Ma (Galán) respectivamente desde partes intermedias de la corteza y coladas de basaltos de menos de 1 Ma procedentes de niveles más profundos.

*Palabras clave:* Volcanismo. Estructura. Cuña Orográfica. Compresión-Tensión. Andes Centrales. NO Argentina.

### ABSTRACT

A model postulating that the differences in the volcanic evolution between North and South Puna are related to strong variations of the orogenic front development in the foreland is presented. Subandean Belt -Northern part-, Santa Bárbara System -Central part- and Pampean Ranges -Southern part- show different tectonic behaviors due to the mechanic nature of their pre-Andean basement. A thin-skin fault-fold belt developed in the Subandean Belt is a consequence of the presence of a thick Paleozoic sedimentary cover.

Thrust progressive migration toward east implicated the displacement of inner orogenic parts on low detachment levels, which sealed magmatic chambers. So, volcanic activity finished or suddenly decreased when the fault-fold belt began to develop in the foreland. On the other hand, mechanic anisotropies of the pre-Andean basement in the Santa Bárbara System and Pampean Ranges controlled and stopped the migration of the orogenic wedge toward the foreland, therefore deformation increased in the inner part of the orogen. Tectonic stacking and the consequent elevation of the back zone of the orogenic wedge would have generated an extensional field for equilibrating the wedge geometry. Normal faults are widespread at South Puna and were the conduits by which big ignimbritic deposits have been extruded at 4 Ma (Laguna Amarga) and 2 Ma (Galán) from medium crust levels and also basalts of less than 1 Ma from upper mantle.

*Keywords:* Volcanism. Structure. Orogenic wedge. Compression-Tension. Central Andes. NW Argentina.

---

## EXTENDED ABSTRACT

### **Introduction**

The north-west of Argentina orogenic front, -from north to south- the Subandean belt, the Santa Barbara System and the Pampean Ranges, show different deformation styles owing to the mechanical characteristics variations of the involved rocks and to the reactivation of preandean structures.

While deformational styles and volcanic response were homogeneous all over the Puna at the early stages of the Andean orogeny, at 5 Ma a different evolution commenced north and south of the Toro lineament.

The beginning of thrust development in the Subandean belts resulted in the end of volcanism and in the absence of internal deformation in north Puna. The older structures are sealed by non-deformed surfaces such as the Coranzulí ignimbrite (6 Ma) plateau and the San Juan de Oro surface (8 Ma).

The Pampean Ranges basement partially stopped stress transmission towards the east; this fact resulted in shortening in deep parts and extension on the surface in south Puna. Extensional fractures acted as vents through which large masses of ignimbrite (4 and 2 Ma), 1Ma basalt flows (1 Ma), and pyroclastic flows (0.5Ma) and rhyolitic domes (0.7Ma) were emitted.

### **Mechanical features of morphotectonic units**

Convergent orogenes can be compared to a wedge-shaped prism, which behaves as a mechanically continuous unit that does not lose its integrity during deformation (Platt, 1986). The “orogenic wedge” slides forward plastically upon a basal detachment layer by frontal accretion mechanisms. When orogenic fronts are obstructed by either rigid basement or structures hindering migration, deformation is concentrated in the inner parts of the wedge raising it by tectonic stack until an extensional field in the upper back zone is generated.

The Puna, Eastern Cordillera, Subandean Range and Pampean Ranges morphotectonic units present different structural styles in response to variations in basement mechanical peculiarities and to thickness and distribution of cover units involved in the deformation.

The high anisotropy ductile to semiductile basement of the Jujuy and Salta provinces, integrated by Puncoviscana Formation low grade metamorphites, is almost exclusively restricted to the Eastern Cordillera. The dominant basement south of Salta and north of Catamarca is low anisotropy semi-ductile to rigid type. It is constituted by granite, migmatite and gneiss and its exposed areal distribution is wider than in the north since it covers a large area of south Puna and the Pampean Ranges.

The sedimentary cover is thick in the Subandean Range: over 4000 m Paleozoic sedimentites. It is substantially less thick in the Pampean Range where it is constituted by Upper Paleozoic and Cenozoic sedimentites. The Toro lineament,

a conspicuous morphostructural feature that bound north and south Puna along which Quaternary basaltic volcanism developed, could represent, following this model, a tear fault caused by differential displacements in the orogenic front.

### **Orogenic fronts and volcanism**

A thin skin thrust system in the oldest Tertiary sequences was developed in the Puna during the high Oligocene - low Miocene (Allmendinger, 1986; Jordan and Alonso, 1987; Marrett et al., 1994). At the same time there was low magmatic activity in the west, as the presence of pyroclasts and tuff intercalated within sediments indicates. A tectonic dominated by thrust involving basement, rigid blocks elevation started at about 15Ma. (Allmendinger, 1986). During its evolution, eruptive peaks occurred simultaneously all over the Puna until 5Ma. From that period, structural and magmatic evolution was different in north and south Puna. The different structural styles in the orogenic front which vary from thin skin thrusts in the north, tectonic inversion in the centre to thick skin thrusts in the south, increase in this order the resistance to migration of the orogenic wedge. The difficulties to slide toward the foreland produce a greater deformation due to tectonic stack in the inner part of the orogen and consequently the development of an extensional field in the upper part through which magma rose.

Tectonic evolution occurred by accretion in the north developing duplex and imbricated fan systems represented by the Subandean Range elevation since 6.9 Ma (Hernández et al., 1996). The limit between the Eastern Cordillera and the Subandean Ranges shows the change of style from thick to thin skin folded zone implying transference of detachment levels from the basement to the cover. These stages are controlled by 8 Ma non-deformed ignimbrite layer San Juan de Oro surface (Gubbels et al., 1993).

The extensive 6.4 Ma ignimbritic Coranzulí plateau represent the end of Cenozoic volcanism in northern Puna. Ignimbrites are discordant on slightly deformed volcanoclastic deposits and basement, which represent the last tectonic stage of deformation in the front parts of the wedge. The presence of widespread ignimbritic cover without deformation and the end of volcanic activity from that stage evidence the passive behavior of the orogenic wedge coinciding with the beginning of the Subandean Belt development. The Santa Bárbara System south of the Subandean system is dominated by the tectonic inversion of Cretaceous rift and Ocoyoc structures re-activation (Grier, 1990; Crivelli 1995; Hongn and Seggiaro, 1998b; Cristallini et al., 1998). It presents a folded- zone with basement involved in the main overthrusts.

The preandean structures dominated by rift steps with deep normal faults produced during its tectonic inversion a relative decrease in the thrust front advance speed as related to the Subandean belts system. The orogenic front advance was difficult since 5Ma in the south due to the Pampean Range basement presence, which lead to the development of compressive efforts in depth accompanied by tension in the upper back zone of the clastic wedge. At this stage, direct fractures reached intermediate levels of the crust causing emission of large masses of pyroclasts such as Toconquis ignimbrite -4Ma- (Sparks et al., 1985) and the Laguna Amarga Volcanic Complex (3.7 Ma). As the evolution of the wedge continued, direct fractures reached mantle levels where the crust is thinner due to delamination (Kay and Kay, 1993; Coira et al., 1993).

The extensional fractures originate 1.1Ma El Peinado, 0.1 Ma San Francisco, 1Ma south Salar de Antofalla and 1Ma Incahuasi basaltic lava flows whose surface expression is associated to fissural emission and aligned monogenic centres. At southern Puna end and next to the orogenic front, the most modern volcanic manifestations integrated by rhyolitic lavas (Chascón and Purulla 0.7 Ma obsidians) and rhyodacite ignimbrites (Campo de la Piedra Pómez) emitted from Cerro Blanco calderic centre (0.5 Ma) might constitute a response to extensional efforts migration toward the east. The southern end of Puna presents intense extensional Quaternary tectonics (Mon et al., 1988) associated to vulcanite emission-from basalt to rhyolite- which reflects issues from different crust depths.

Direct faulting according to the present outline is a consequence of a more or less restricted extensional field generated in a contractional geodynamic medium. Evidence of contractional tectonics contemporary with extension is found on Cerro Filo located in the west slope of Colorado in the Puna of Catamarca where Ordovician strata overthrust quaternary alluvial deposits, which are cut by direct faults.

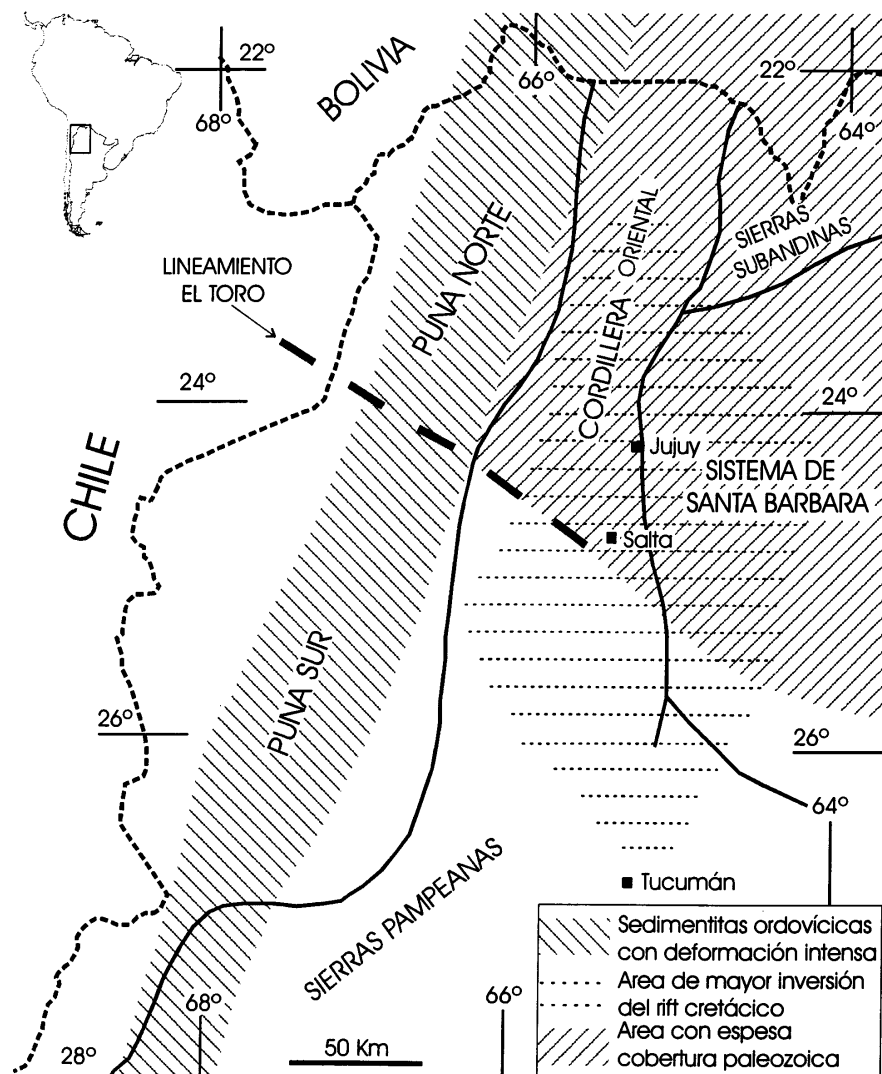


Figura 1.- Mapa esquemático con las provincias morfoestructurales principales; las líneas negras marcan los límites entre estas regiones. El área situada hacia el Sur del lineamiento del Toro muestra un basamento de mayor anisotropía a escala regional.

Figure 1.- Schematic map showing the main morphostructural regions; black lines mark boundaries among these regions. The area located South of El Toro lineament shows a basement with high mechanic anisotropy at regional scale.

## INTRODUCCIÓN

La Puna argentina, parte occidental de las provincias de Jujuy, Salta y Catamarca, corresponde a la terminación austral del Altiplano, un "plateau" de 500.000 km<sup>2</sup> extendido aproximadamente entre 15° S y 27° S que presenta una altitud promedio de 3,7 km (Allmendinger, 1986).

A escala continental, los Andes presentan una segmentación para cuya explicación se postularon varias hipótesis

(véase síntesis en Kley et al., 1999), atribuida a la naturaleza heterogénea de basamento andino por Allmendinger et al. (1983), Mon (1993) y Kley et al. (1999), entre otros. La Puna-Altiplano coincide con un segmento de la placa de Nazca que inclina 25°-30° por debajo de América del Sur limitado al Norte y al Sur por tramos de subducción subhorizontal (Jordan et al., 1983). A escala regional, la segmentación es también un rasgo bien definido. En tal sentido y entre otros hechos, la Puna muestra una evolución volcánica con marcadas diferencias entre sus porciones Norte y Sur, separadas por el lineamiento de Calama-

Olacapato-Toro (Alonso et al., 1984). La actividad volcánica disminuye drásticamente en la porción norte a partir del Mioceno Superior - Plioceno Inferior, entre 5 y 6 Ma; la deformación también decrece sensiblemente a partir de ese período según lo indican los extensos mantos ignimbríticos subhorizontales del Mioceno Superior - Plioceno Inferior afectados sólo localmente por fallas (Seggiaro, 1994). En cambio, el volcanismo y la deformación continuaron durante el Plioceno y Cuaternario en la Puna sur (Mon et al., 1988; Marrett et al., 1994).

Los modelos propuestos para explicar la segmentación andina en el Norte argentino contemplan cambios de la geometría de la placa de Nazca en el tiempo y en el espacio (Jordan et al., 1983; Kay et al., 1994; Coira y Viramonte, 1999). De acuerdo con estos esquemas, el aumento progresivo en la inclinación de la placa en la Puna norte produjo la migración del arco hacia el Oeste y la consecuente reducción o finalización del volcanismo. En la Puna sur, en cambio, la menor inclinación de la placa genera mecanismos de delaminación y la continuidad del magmatismo durante el Plioceno - Pleistoceno. Otras hipótesis indican un fuerte control de las estructuras preandinas sobre la segmentación (Allmendinger et al., 1983; Grier et al., 1991; Mon, 1993; Kley et al., 1999).

La segmentación de la Puna también ocurre en las áreas situadas hacia el naciente, donde se verifican cambios significativos en los estilos estructurales del antepaís andino.

Este trabajo presenta una hipótesis de evolución que relaciona volcanismo y estructuras cenozoicas en el noroeste de Argentina. Las diferentes tasas de migración del frente orogénico debidas a variaciones en la geología del basamento producen cambios substanciales en la geometría de la cuña orogénica. Este modelo sintetiza la información publicada (véase síntesis en Fernández Garrasino, 1985; Mon y Hongn, 1991; 1996; también trabajos en González Bonorino et al., 1999) y la obtenida en los últimos años durante levantamientos cartográficos regionales en la Puna (Hongn, 1994; Seggiaro, 1994; Hongn y Seggiaro, 1998a; Seggiaro y Hongn, 1999).

## PROPIEDADES MECÁNICAS DEL BASAMENTO ANDINO EN EL NOROESTE ARGENTINO

Las unidades morfotectónicas del noroeste argentino - Puna, Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y Sierras Pampeanas (Fig. 1) presentan estilos estructurales dife-

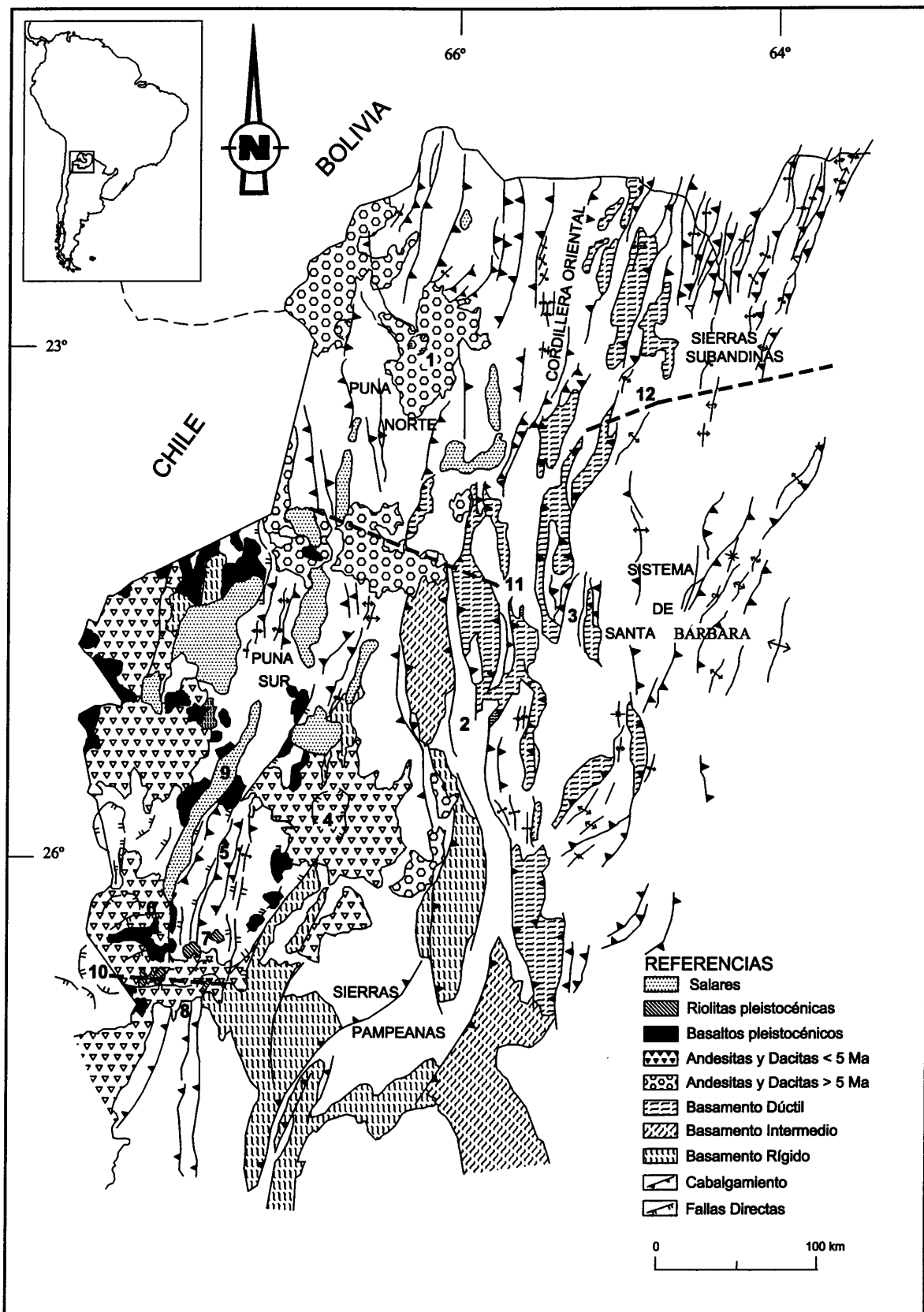
rentes. Las respuestas diferenciales de estas regiones a la tectónica andina obedecen en parte a variaciones en las particularidades mecánicas del basamento neoproterozoico-paleozoico, a la inversión de estructuras precenozoicas principalmente cretácicas, y al espesor y distribución areal de las unidades de la cobertura involucradas en la deformación (entre otros, Mon, 1979; Allmendinger et al., 1982; Grier et al., 1991; Marrett et al., 1994; Hongn y Seggiaro, 1998b; Kley y Monaldi, 1998).

La litología y la anisotropía del basamento le confieren características mecánicas particulares sobre la base de las cuales Fernández Garrasino (1985) distinguió: a) basamento dúctil a semidúctil de alta anisotropía constituido por metamorfitas de muy bajo y bajo grado que afloran casi exclusivamente en la Cordillera Oriental, y b) basamento semidúctil a rígido de baja anisotropía constituido por granitos, granodioritas, gneises cordieríticos y migmatitas con esquistos nodulosos y filitas, de amplia distribución en la Puna sur y Sierras Pampeanas (Figs. 1 y 2).

Dentro del basamento de baja anisotropía definido por Fernández Garrasino (1985) en los últimos años se han descrito numerosas zonas de cizalla (entre otros, Le Corre y Rossello, 1994; Hongn, 1994; Mon y Hongn, 1996; Hongn y Seggiaro, 1998a) las que a escala regional le otorgan al basamento una marcada anisotropía, tanto por su propia naturaleza de discontinuidad bien definida como por su injerencia en el apilamiento de láminas con litología y estructura contrastadas.

La cobertura sedimentaria paleozoico-mesozoica presenta variaciones substanciales tanto de Norte a Sur como de Este a Oeste en el noroeste de Argentina. La cobertura de las Sierras Subandinas es más espesa en su tramo septentrional debido a la presencia de las sedimentitas neopaleozoicas que disminuyen su espesor hasta desaparecer totalmente al sur del lineamiento de Salinas Grandes (Mon, 1979). La Cordillera Oriental posee una espesa cubierta de sedimentos cámbricos (Grupo Mesón) y ordovícicos (Grupo Santa Victoria) que desaparece hacia el Sur del lineamiento del Toro (Salfity, 1985; Moya, 1988; Kumpa y Sánchez, 1988).

En la parte central, la inversión de las estructuras extensionales ligadas a la cuenca de *rift* cretácica alcanzó su máxima expresión en el tramo austral de la Cordillera Oriental, en particular entre los Valles Calchaqués y el Valle de Lerma, y en el Sistema de Santa Bárbara (Grier et al., 1991; Salfity y Marquillas, 1994; Cristallini et al., 1998).



Más al Sur, las Sierras Pampeanas presentan escaso espesor de sedimentitas neopaleozoicas del Grupo Paganzo y en su mayor parte se encuentran los estratos terciarios sobre el basamento (SEGEMAR, 1997). La cobertura paleozoica también presenta variaciones de acuerdo con su estructura interna. Así, el Ordovícico de la Puna muestra una zona de intensa deformación paleozoica (Mon y Hongn, 1987) que le confiere características mecánicas más parecidas a las del basamento preordovícico de muy bajo y bajo grados de la Cordillera Oriental que a las sucesiones ordovícicas del Grupo Santa Victoria. Como consecuencia de las diferencias mecánicas de los conjuntos de rocas involucrados en las regiones Norte, central y Sur, se produjeron diferentes estilos estructurales en cada una de ellas ante los mismos eventos tectónicos regionales.

Entre 22° y 24°S, la deformación desarrolló fajas plegadas típicas en el antepaís, caracterizadas por corrimientos vergentes al Este con superficies de despegues que se transfieren desde el basamento de la Cordillera Oriental a niveles pelíticos de la cobertura paleozoica en las Sierras Subandinas. Entre 24° y 26° S, las estructuras del Sistema de Santa Bárbara y de la Cordillera Oriental están caracterizadas por la presencia de basamento neoproterozoico involucrado en la deformación, por la ausencia de sucesiones neopaleozoicas con la consiguiente disminución de espesores en la cobertura, y por el dominio de inversión tectónica y doble vergencia como resultado de la geometría impuesta por el *rift* cretácico. Entre 26° y 28° S la tectónica en el antepaís está dominada por la elevación de bloques rígidos del basamento sobre depósitos de las cuencas neopaleozoicas (Paganzo) y cenozoicas (Fig. 3).

## FRENTES OROGÉNICOS Y VOLCANISMO

La tectónica dominante durante el Oligoceno Superior - Mioceno Inferior en la Puna estuvo controlada por esfuerzos tangenciales que desarrollaron sistemas de corri-

mientos cuticulares en las secuencias cenozoicas más antiguas (Formaciones Los Colorados, Geste, Casa Grande, Cauchari, etc., véase Allmendinger, 1986; Jordan y Alonso, 1987) y del Paleozoico Superior como el Grupo Paganzo. Esta etapa estuvo acompañada de una reducida actividad magmática representada por la presencia de piroclastos y tobas provenientes del arco volcánico desarrollado al Oeste, con algunas expresiones en la región como el nevado de Acay ((20 Ma, Petrinovic, 1999).

En la Puna norte, los primeros registros sedimentarios de facies distales del acortamiento andino se produjeron a partir del Oligoceno Inferior y corresponden a los depósitos aluviales efímeros de la Formación Casa Grande de 40 Ma, sin descartar que las unidades superiores del Grupo Salta (Subgrupo Santa Bárbara) puedan registrar los primeros eventos compresivos. El acercamiento del frente orogénico hacia el antepaís produjo facies más gruesas con depósitos de abanicos aluviales representados por la Formación Río Grande. En la Puna Austral, la Formación Geste representaría los depósitos contemporáneos con la Formación Casa Grande.

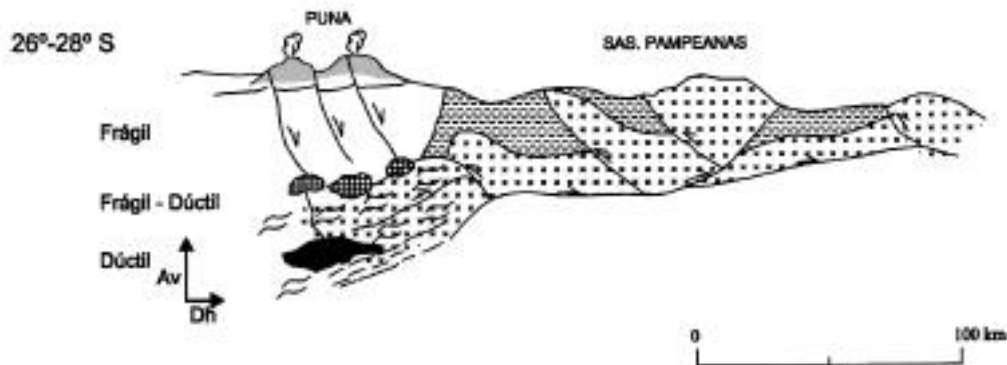
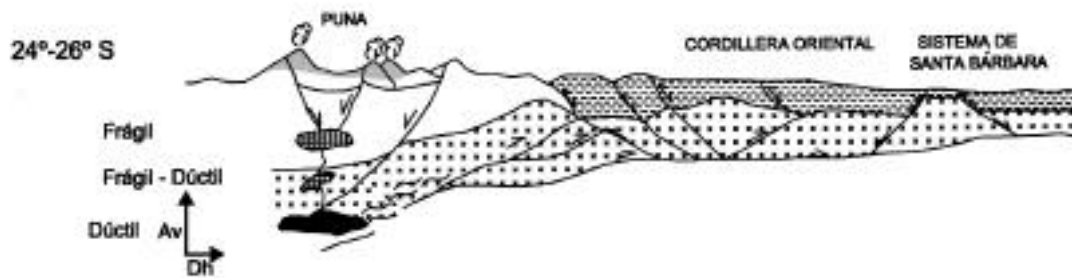
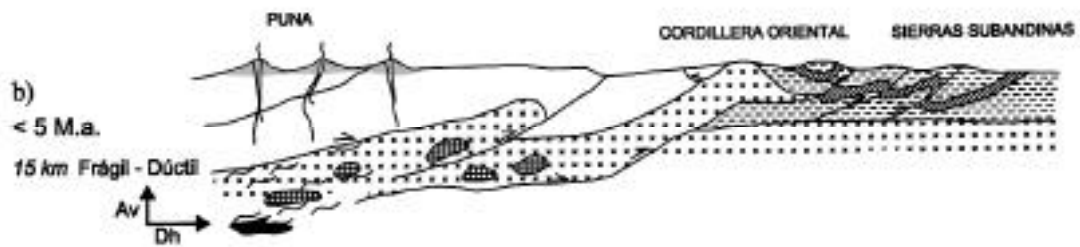
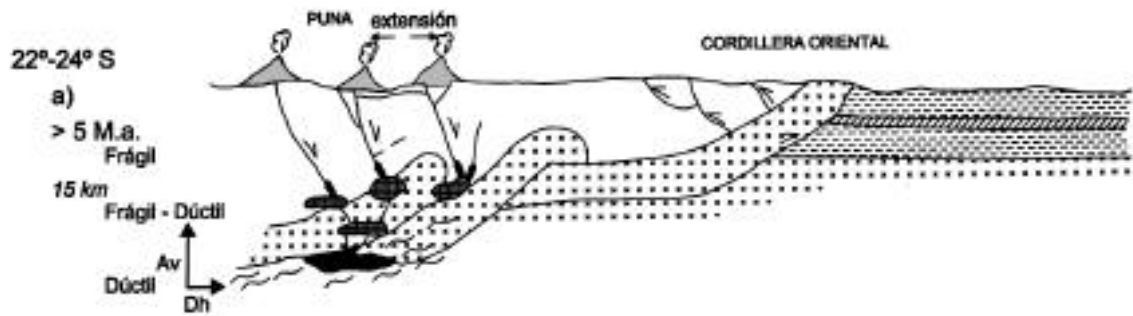
A partir del Mioceno Medio (15 Ma) el estilo estructural en la Puna y Cordillera Oriental pasó de corrimientos cuticulares a una tectónica dominada por corrimientos que involucran el basamento y la elevación de bloques rígidos (Allmendinger, 1986). También durante este tiempo se produjo la instalación del arco magmático con el dominio de estratovolcanes como el Antofalla, el Tebequincho, el Beltran y otros centros erosionados registrados por lavas como las de la sierra de Becqueville (~15 Ma, Marrett et al., 1994) y por la emisión de piroclastos como la Ignimbrita Cusi Cusi de 12,4 Ma.

Para explicar la elevación de la Puna, Allmendinger (1986) propuso un modelo combinado de adición de magma en la base de la corteza, esfuerzos compresivos y fuerzas de flotación. Las modificaciones en el sistema

---

Figura 2.- Mapa geológico simplificado del NO de Argentina con los principales afloramientos del basamento Neoproterozoico-Eopaleozoico de acuerdo con sus características mecánicas (Fernández Garrasino, 1985) y de las volcanitas cenozoicas. Principales referencias geográficas y geológicas mencionadas en el texto: 1- Caldera Coranzulí, 2- Valle de Lerma, 3- Valle Calchaquí, 4- Caldera del Galán, 5- Sierra de Calalaste, 6- Caldera de Laguna Amarga, 7- Riolitas de Chascón y Purulla, 8- Caldera Cerro Blanco, 9- Salar de Antofalla, 10- Lineamiento de Sanbuenaventura, 11- Lineamiento del Toro, 12- Lineamiento de Salinas Grandes.

Figure 2.- Simplified geological map of NW Argentina showing the main outcrops of Neoproterozoic-Eopaleozoic basement according to its mechanical nature (Fernández Garrasino, 1985) and Cenozoic volcanic rocks. Main geographical and geological references mentioned in text: 1- Caldera Coranzulí, 2- Valle de Lerma, 3- Valle Calchaquí, 4- Caldera del Galán, 5- Sierra de Calalaste, 6- Caldera de Laguna Amarga, 7- Riolitas de Chascón y Purulla, 8- Caldera Cerro Blanco, 9- Salar de Antofalla, 10- Lineamiento de Sanbuenaventura, 11- Lineamiento del Toro, 12- Lineamiento de Salinas Grandes.



### Leyenda

	VOLCANITAS		CASALGAMIENTOS
	COBERTURA		FALLAS DIRECTAS
	CAMARAS MAGMÁTICAS		FALLAS DIRECTAS CRETÁICAS CON INVERSIÓN CENOZOICA
	ACUMULACIÓN DE MAGMAS BASÁLTICOS		AV ASCENSO VERTICAL
	BASAMENTO		Dh DESPLAZAMIENTO HORIZONTAL



de esfuerzos desde el inicio de la compresión con corrimientos de piel fina a la combinación con fuerzas de flotación, implican el pasaje del dominio de componentes de esfuerzos horizontales a verticales coincidente con el inicio de la elevación de la Puna (Gubbels et al., 1993) y con el primer ciclo magmático importante (Coira y Kay, 1993).

La tectónica y el volcanismo en la Puna septentrional y austral presentan características que indican un desarrollo regional bajo condiciones similares desde el inicio de su elevación hasta el Mioceno Superior-Plioceno Inferior. El acortamiento y ascenso de la Puna comenzó a los 17-15 Ma (Jordan et al., 1983; Jordan y Alonso, 1987). Durante su formación y evolución se sucedieron momentos de picos eruptivos en forma simultánea en toda la Puna hasta los 5 Ma, momento a partir del cual se produjo una diferenciación en la evolución magmática y estructural entre la Puna norte y la Puna sur.

#### **La segmentación de los Andes en el noroeste argentino: volcanismo y deformación**

En este trabajo se postula que las diferencias magmáticas y estructurales entre las regiones norte, central y sur de la Puna a partir del Mioceno-Plioceno se deben a variaciones en la evolución de los frentes de las fajas plegadas en cada segmento. El principio teórico de esta hipótesis está basado en los análisis del comportamiento

mecánico de un orógeno durante su evolución (Price, 1973, Platt, 1986).

Los orógenos convergentes pueden ser comparables con prismas en forma de cuñas que se comportan como unidades mecánicamente continuas y que no pierden su integridad durante la deformación. La geometría de la Cuña Orogénica (CO) es una consecuencia de su dinámica interna. Si una fuerza aplicada en la parte de atrás de la CO se equilibra con la resistencia al deslizamiento producida en su base, es necesario incrementar el volumen en la parte posterior para producir un esfuerzo capaz de deslizarla hacia adelante. La elevación de la parte de atrás se produce por acortamiento y espesamiento interno hasta que la altura y el volumen de la cuña generen un estado de esfuerzo suficiente para vencer la resistencia en la parte frontal (Platt, 1986).

La CO se desliza plásticamente sobre una capa de despegue basal, cuyo esfuerzo es menor a la tercera parte de su esfuerzo total. Cuando este esfuerzo es superado, se produce la migración hacia adelante por mecanismos de acreción frontal (Fig. 4a). Los frentes de corrimientos están obstaculizados en algunas áreas por bloques de basamento rígido o estructuras que dificultan su migración. En tal caso, los corrimientos no pueden avanzar hacia el antepaís y siguen elevándose y aumentando el volumen de la cuña (Fig. 4b). En la zona de elevación máxima se genera un campo de esfuerzo tensional y consecuentemente ocurren fallas directas cuya

---

Figura 3.- Desarrollo de la extensión en las partes anteriores de la cuña orogénica a 22° - 24° S. a) Antes de los 5 Ma se estructuró la Cordillera Oriental mediante una rampa frontal que transfirió los despegues desde el basamento a niveles del Paleozoico Superior. Las dificultades para superar la rampa frontal provocaron apilamiento en la base de la cuña y extensión en la parte superior con la consiguiente actividad magmática. b) Después de los 5 Ma se desarrollan las Sierras Subandinas con migración y acreción frontal del orógeno. En las partes internas de la cuña se produce desplazamiento horizontal, se inhibe la extensión y finaliza la actividad volcánica. 24° - 26° S. El basamento está involucrado en la deformación. La estructuración preandina, Oclóyica y Cretácica influyen en la evolución de la faja plegada. Los depósitos paleozoicos disminuyen bruscamente su espesor. Se produce extensión en la parte trasera de la cuña y magmatismo bimodal y continuo hasta el Pleistoceno. 26° - 28° S. Elevación de la parte interna de la cuña por imbricación profunda debido a dificultades en la migración hacia el antepaís por la presencia de basamento en niveles superficiales. Extensión y volcanismo asociados hasta fines del Pleistoceno.

Figure 3.- Development of extension in the back zone of the orogenic wedge 22° - 24° S. a) Before 5 Ma. The Eastern Cordillera structure is formed by a frontal ramp what transferred detachments from the basement to Upper Paleozoic cover. As a result of the difficulties for passing the frontal ramp, stacking occurred in the deeper level of the orogenic wedge while extension and related magmatism took place in the upper levels. b) After 5 Ma. Development of the Subandean Belt with orogen migration and frontal accretion. Horizontal movement happens in the inner parts of the wedge therefore extension is inhibited and volcanic activity finishes. 24° - 26° S. Area with basement involved in deformation and with thin Paleozoic cover. PreAndean structures, especially Ocloyic and Cretaceous ones, control the development of the fault-fold belt. Extension and bimodal magmatism happen in the back part of the wedge till Pleistocene. 26° - 28° S. Elevation of the wedge inner part by deep stacking due to the basement involved in the deformation blocks the wedge migration toward the foreland. This situation produces extension and related volcanism till Upper Pleistocene.

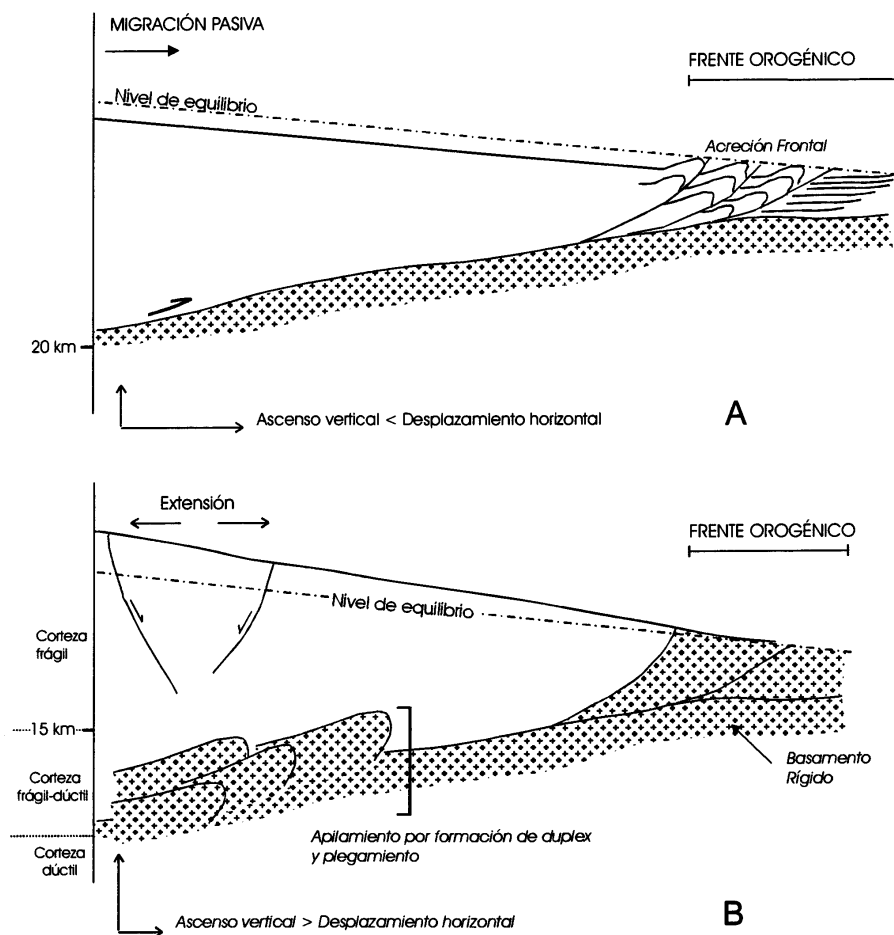


Figura 4. Esquema de evolución de la cuña orogénica relacionada a las características de las unidades involucradas en su frente (modificado de Platt, 1986). A) El frente de la CO está integrado por la cobertura, se produce desplazamiento horizontal dominante con migración pasiva de las partes posteriores de la cuña hacia el antepaís. El escaso crecimiento vertical inhibe la extensión. B) El frente integrado por basamento detiene la migración de la CO hacia el antepaís. Se produce apilamiento tectónico en la parte profunda combinado con extensión que tiende a equilibrar la geometría de la cuña.

Figure 4. Schematic evolution of the orogenic wedge related to the mechanic nature of the units involved in the deformation front (Platt, 1986, modif.). A) Sedimentary cover involved in the orogenic front. The main movement is on the horizontal and the back part of the orogenic wedge migrates passively toward the foreland. Scarce vertical movement inhibits volcanism. B) The basement involved in the front blocks the migration of the orogenic wedge toward the foreland. Stacking occurs in the inner parts of the wedge. In order to equilibrate the wedge geometry extension develops in the upper zones.

profundidad es mayor cuanto mayor es la elevación de la cuña (Platt, 1986).

Los cambios de los estilos estructurales en el frente orogénico representados por corrimientos cuticulares en el Norte (Sierras Subandinas), inversión tectónica en la parte central (Sistema de Santa Bárbara) y corrimientos de basamento en el Sur (Sierras Pampeanas), significan un aumento en sentido Norte-Sur de la resistencia a la migración hacia el Este de las fajas plegadas. Esta resis-

tencia se traduce en una mayor deformación por apilamiento en la base de la CO, y consecuentemente en el desarrollo de un campo extensional en la parte superior por donde se produce el ascenso de magma desde las cámaras alojadas en partes intermedias de la corteza o incluso desde niveles más profundos.

Sobre la base de este mecanismo se sugiere que los picos efusivos de las diferentes fases magmáticas (Coira y Kay, 1993) podrían obedecer a campos extensionales ge-

nerados por la elevación de la parte trasera de la CO. Por otra parte, los períodos de disminución brusca de la actividad volcánica estarían asociados al desplazamiento del frente orogénico hacia el antepaís y provocarían con ello la consiguiente inhibición de los esfuerzos tensionales en las partes anteriores de la CO.

El incremento de la resistencia al desplazamiento de la CO en la porción austral estaría en parte controlada por la estructura neoproterozoico-eopaleozoica del basamento andino. En tal sentido se destaca una conexión bien definida entre la segmentación de los orógenos eopaleozoico y andino. El segmento del orógeno andino donde se manifiestan los primeros cambios, que correspondería a la zona donde aumenta la resistencia al desplazamiento de la cuña, coincide con la zona donde la deformación paleozoica generó la imbricación de láminas de basamento con distintas características litológicas y mecánicas (Mon y Hongn, 1991; Mon, 1993; Hongn, 1994; Hongn y Seggiaro, 1998b).

Mientras que el volcanismo cenozoico más antiguo indica procedencias a partir de cámaras magmáticas alojadas en niveles intermedios de la corteza, la actividad volcánica pleistocénica revela en algunos casos aportes que provienen directamente desde el manto hecho que podría estar relacionado a la profundización de las fracturas extensionales a medida que se incrementa la resistencia a la migración del frente orogénico. La conexión entre las fracturas y el manto estaría favorecida por los procesos de delaminación (Coira et al., 1993; Kay y Kay, 1993; Kay et al., 1994).

#### *Área norte (22°-24°S)*

En el área norte, la evolución de la cuña se produjo mediante crecimiento por acreción en el frente orogénico desarrollando sistemas de duplex y abanicos imbricados con la elevación de la Sierra del Pescado (Hernández et al., 1996) que representa el inicio de la faja cuticular de los corrimientos subandinos a partir de los 6,9 Ma.

La respuesta mecánica en la evolución de la cuña a partir del desarrollo de los cabalgamientos subandinos fue su deslizamiento pasivo hacia el antepaís, con lo cual se inhibe el proceso de imbricación profunda y extensión en la parte alta o anterior. Los últimos eventos volcánicos y deformacionales desarrollados en la Puna jujeña se encuentran bien documentados en los depósitos piroclásticos del Coranzulí. El extenso "plateau" ig-

nimbrítico del Coranzulí datado en 6,4 Ma (Seggiaro, 1994) corresponde al último ciclo piroclástico (Seggiaro y Aniel, 1989) y representa la finalización del volcanismo cenozoico en la Puna norte. Las ignimbritas se encuentran discordantes sobre basamento eopaleozoico y depósitos volcanoclásticos suavemente deformados que representan la última etapa tectónica de deformación en las partes anteriores de la cuña. La presencia de los extensos mantos ignimbríticos sin deformación y la desaparición del volcanismo a partir de esta etapa constituyen evidencias del comportamiento pasivo de la cuña en coincidencia con el inicio del desarrollo de la faja subandina en el frente de corrimiento, cuya expresión sedimentaria son los depósitos del Grupo Orán, correspondientes a la cuenca de antepaís del frente orogénico en ese tiempo.

La profundidad de los despegues en la Puna norte de 20 a 25 Km (Mingramm et al., 1979; Cahill et al., 1992; Cladouhos, 1993; Kley, 1996) coincide con la zona de transición de corteza frágil a dúctil y con el nivel de flotación neutro donde se frena el ascenso magmático. El modelo de ascenso magmático interpretado para el complejo volcánico Coranzulí (Seggiaro, 1993) propone que la mayor concentración de magma procedente de los niveles más profundos de la corteza se produce en la zona de transición frágil-dúctil. Es probable que este nivel de debilidad cortical ubicado entre los 25 y 15 km de profundidad, donde se encuentra el nivel de flotación neutro o de equilibrio entre las densidades del magma y la roca de caja, se comporte como superficie de despegue de la Puna con lo cual se produciría la oclusión de los conductos por donde asciende el magma a las cámaras alojadas en los niveles intermedios de la corteza frágil.

El máximo desarrollo del volcanismo piroclástico en la Puna norte coincide temporalmente con la disminución del desplazamiento de la CO al generarse la rampa que estructuró la Cordillera Oriental (Starck y Schulz, 1996; Hernández et al., 1996). Es probable que el apilamiento en las partes basales de la CO y la consiguiente extensión producida en sus partes superficiales haya favorecido la evolución de cámaras magmáticas, la extrusión de grandes volúmenes de piroclastos y la formación de grandes calderas como la del Coranzulí. El límite entre Cordillera Oriental y Sierras Subandinas marca el cambio de estilo de faja plegada de piel gruesa a piel fina, lo que implica una transferencia de niveles de despegue del basamento a la cobertura y la consiguiente aceleración del transporte tectónico hacia el antepaís.

La presencia de aproximadamente 4000 m de espesor de sedimentitas del Paleozoico Superior favoreció el desarrollo de despegues y cabalgamientos cuticulares. La Formación Los Monos, integrada por 1000 m de pelitas y lutitas es la unidad de despegue principal a partir del cual evolucionaron los trenes estructurales subandinos (Aramayo Flores, 1989; 1999). El avance orogénico hacia las Sierras Subandinas presenta sus primeros registros a partir de los 8,5 Ma con el inicio de la sedimentación del Grupo Orán como respuesta a la elevación de la Sierra de Cinco Picachos (Hernández et al., 1996) en coincidencia con la finalización de la deformación en la Puna marcada por las ignimbritas no deformadas de 8,9 Ma de la superficie de San Juan de Oro (Gubbels et al., 1993).

El inicio del desarrollo de cabalgamientos en las Sierras Subandinas es coincidente con la interrupción del volcanismo en la Puna norte. Los depósitos piroclásticos del complejo Volcánico Coranzulí datados en 6,4 Ma representan el último ciclo volcánico de envergadura en la Puna norte. Estos extensos mantos de piroclastos no registran deformación intensa, hecho que apoya la hipótesis de que el bloque de la Puna norte fue transportado hacia el antepaís en forma pasiva sobre niveles de despegues profundos que emergen en las Sierras Subandinas al desarrollarse el "Tren Estructural La Pava - Pescado" (Hernández et al., 1996) entre los 6,9 Ma y 1,8 Ma.

#### *Área central (24°-26°S)*

El sistema de Santa Bárbara ubicado al Sur de las Sierras Subandinas, dominado por la inversión tectónica del *rift* cretácico, presenta un estilo estructural de fajas plegadas con el basamento involucrado en los corrimientos principales. Las antiguas fallas del *rift* cretácico se invirtieron durante la compresión provocando vergencias opuestas, retrovergencias de abanicos imbricados y rampas laterales (Mon, 1979; Grier et al., 1991; Crivelli, 1995; Cristallini et al., 1998; Hongn y Seggiaro, 1998b).

Una estructuración previa a la andina, dominada por escalones de *rift* con fallas directas profundas y muchas veces cruzadas respecto al frente orogénico andino, habría generado en su reactivación, una disminución relativa en la velocidad de avance de los cabalgamientos en comparación con los de las Sierras Subandinas. Además, hacia el Sur del paralelo 24° S se verifica una vergencia más acentuada hacia el Oeste de las estructuras

eopaleozoicas (Mon y Hongn, 1987; 1991) que fueron reactivadas durante las deformaciones posteriores (Mon, 1993; Hongn y Seggiaro, 1998a,b). Las estructuras eopaleozoicas constituyen otro factor que dificulta la migración de la CO hacia el antepaís. Las dificultades para desplazarse hacia el antepaís habrían aumentado el desarrollo de apilamientos en las partes anteriores de la cuña. Este proceso se agudiza más al Sur con la presencia de las Sierras Pampeanas y el Sistema de Famatina.

#### *Área sur (26°-28°S)*

Las dificultades en el avance del frente orogénico, obstaculizado a partir de los 4 Ma por el basamento de las Sierras Pampeanas, se tradujo en el desarrollo de imbricación en profundidad y en la extensión superficial de las partes anteriores de la CO. Las fracturas directas llegaron en esta etapa a niveles intermedios de la corteza provocando la emisión de grandes volúmenes de piroclastos como la Ignimbrita Toconquis a los 4 Ma (Sparks et al., 1985) y el Complejo Volcánico Laguna Amarga entre 4 y 3 Ma (Seggiaro y Hongn, 1999). Los registros sedimentarios ubicados al pie de la Puna sur indican una evolución del frente de corrimiento con plegamientos y fracturación inversa hasta los 2,35 Ma. A partir de esta edad, los depósitos sedimentarios, denominados *Punaschotter* (Allmendinger, 1986) no presentan deformación intensa, evidencia que indica que el frente orogénico no continuó su avance hacia el antepaís y la deformación se concentró en la parte trasera de la CO.

A la inversa de lo que ocurre en la Puna norte, la finalización de la deformación en el antepaís coincide con momentos de gran actividad volcánica en la Puna sur representado por la emisión de las ignimbritas del Cerro Galán datadas en 2 Ma y la configuración de una caldera de dimensiones regionales (Francis et al., 1989). La deformación fundamentalmente extensional pero también compresiva, como lo indican los depósitos sintectónicos del flanco occidental de la Sierra de Calalaste y el cabalgamiento de sucesiones ordovícicas sobre abanicos aluviales pleistocenos al oeste del Filo Colorado, es otra característica que, a diferencia de lo que ocurre en la Puna norte, pone en evidencia que al detenerse el avance del frente orogénico en el antepaís la deformación se concentra en la parte anterior de la cuña. La detección de un sismo en el Salar de Antofalla (Chinn e Isacks, 1983) de cinemática compresiva a 15 km de profundidad coincidente con esfuerzos tensionales en la superficie (Marrett, 1990) constituye una evidencia del proceso de apilamiento con esfuerzos compresivos profundos y tensión en las partes

superficiales. Un ejemplo de esta evolución se encuentra en el área de Laguna Amarga - El Peinado, donde los mantos piroclásticos emitidos desde la Caldera de Laguna Amarga datados en 3,7 Ma se encuentran basculados por la tectónica extensional que produjo la efusión de los basaltos del Peinado y del extremo Sur del salar de Antofalla. En las zonas de Pastos Grandes, Hombre Muerto y Siete Curvas, Marrett et al. (1994) indican que los corrimientos y plegamientos fueron activos hasta el Plioceno.

Al continuar la evolución de la cuña, las fracturas directas alcanzaron niveles del manto donde la corteza se encuentra adelgazada por delaminación (Kay y Kay, 1993; Coira et al., 1993) desde donde ascendieron los basaltos durante el último millón de años, por ejemplo: El Peinado (<1 Ma), coladas nuevas del San Francisco (0,1 Ma), extremo Sur del salar de Antofalla (1Ma) e Incahuasi (1Ma) cuya expresión superficial está asociada a derrames fisurales y centros monogénicos alineados. En las proximidades del frente orogénico, donde el basamento obstaculiza su migración hacia el antepaís, la tectónica extensional es muy activa, tal como ocurre en los frentes de corrimientos de la Sierra de Calalaste y el Filo Colorado. Aquí los frentes de corrimientos se encuentran cortados por fallas directas. Las escarpas de fallas directas se observan sobre aluviones modernos lo cual es un testimonio de neotectónica en la región (Mon et al., 1988; Seggiaro y Hongn, 1999).

El salar de Incahuasi y el frente oriental de la Sierra de Calalaste se caracterizan por la presencia de fallas directas en los frentes de cabalgamientos de fallas inversas. En esta región, las manifestaciones volcánicas más modernas son de composición riolítica, representadas por coladas de obsidias de los volcanes Purulla, Chascón y los domos perlitizados del interior de la Caldera Cerro Blanco y dacíticas en el área entre el cerro Peinado y la cordillera de San Buenaventura (Seggiaro y Hongn, 1999; véase tabla 1). Este volcanismo riolítico y dacítico está ubicado en la cercanía del frente orogénico y es posterior al volcanismo basáltico, características que podrían ser interpretadas como una respuesta a la migración de los esfuerzos tensionales hacia el Este a medida que aumenta el espesor de la CO.

Es probable que las fallas directas en las partes cercanas al frente de la cuña no hayan alcanzado niveles profundos ya que la presencia de términos muy diferenciados y los volúmenes escasos del material riolítico emitido sugieren una procedencia a partir de cámaras magmáticas pequeñas alojadas en niveles intermedios de la corteza.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las diferencias en los estilos estructurales de los frentes orogénicos que representan las Sierras Subandinas, el Sistema de Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas, son el resultado de variaciones mecánicas que ante el mismo sistema de esfuerzo compresivo impuesto por la tectónica andina responden de manera diferenciada. Mientras que en las primeras etapas de su evolución hasta los 5 Ma el estilo deformacional y la respuesta volcánica fueron homogéneos en el ámbito de la Puna, a partir del momento en que los esfuerzos se transmiten hacia el antepaís, las diferencias en el comportamiento mecánico del basamento andino generan cambios en la velocidad de migración del frente orogénico. Estas variaciones se transmiten a las partes anteriores del conjunto involucrado en la deformación de manera que originan evoluciones diferenciadas en las áreas Norte, central y Sur de la Puna.

En el Norte el conjunto se desplaza solidariamente hacia el antepaís sobre un nivel de despegue profundo ((20 km), la deformación se transmite hacia el antepaís desarrollando las fajas plegadas cuticulares que caracterizan a las Sierras Subandinas. La respuesta en la Puna a esta latitud implica la finalización del volcanismo y la ausencia de deformación interna ya que las estructuras más antiguas están selladas por superficies no deformadas como el manto ignimbrítico de Coranzulí de 6,4 Ma y la superficie de San Juan de Oro de 8 Ma.

En la parte central, la deformación dominante estuvo condicionada por la inversión tectónica de las estructuras del *rift* cretácico. La transmisión del acortamiento hacia el antepaís desarrolló un estilo de fajas plegadas basamento con retrovergencias lo cual produjo dificultades en la transmisión de la deformación hacia el Este provocando una mayor deformación en la Puna.

La mayor deformación en la Puna ocurrió al Sur del Lineamiento del Toro. Desde los 5 Ma hasta el presente, la presencia de basamento de las Sierras Pampeanas controló y frenó parcialmente la transmisión de los esfuerzos hacia el Este. La deformación se concentró en la Puna con desarrollo de imprecaciones en las partes profundas y extensión en superficie vinculada al crecimiento vertical de la CO. Las fracturas extensionales fueron los conductos por medio de los cuales se emitieron grandes volúmenes de ignimbritas a los 4 y 2 Ma, coladas de basaltos de menos de 1 Ma, coladas de obsidias (Chascón, Purulla) y dacitas posteriores a los basaltos (Tab. 1).

ROCA	UBICACIÓN	EDAD (Ma)	MÉTODO	OBSERVACIONES
Ignimbrita dacítica	Campo de la Piedra Pómez	0,55±0,1	Ar/Ar (biotita)	Ignimbritas del Complejo Piroclástico Cerro Blanco
Riolita	Cerro Blanco	<0,15	Ar/Ar (roca total)	Domo de intracaldera del Complejo Piroclástico Cerro Blanco
Obsidiana	Cerro Chascón	0,76±0,08	Ar/Ar (roca total)	Domo colapsado
Basalto	Extremo sur salar de Antofalla	1,36±0,26	Ar/Ar (roca total)	Derrames fisurales
Dacita	Cordillera de San Buenaventura	0,43±0,03	Ar/Ar (biotita)	Domo dacítico fallado
Dacita	Cordillera San Buenaventura	4,4±0,5	K/Ar (roca total)	
Dacita	Laguna Amarga	3,7±0,3	K/Ar (biotita)	Domo intracaldera
Ignimbrita	Laguna Amarga	3,7±0,5	K/Ar (biotita)	
Andesita	Laguna del Peinado	10,4±0,5	K/Ar (biotita)	Lavas extendidas entre laguna del Peinado y extremo austral salar de Antofalla.
Andesita	Laguna del Peinado	6,5±0,4	K/Ar (roca total)	
Basalto	Inmediaciones Paso de San Francisco	1,8±0,2	K/Ar (roca total)	
Basalto	Sur laguna del Peinado	<1	K/Ar (roca total)	

Tabla 1.- Síntesis de nuevas edades absolutas de volcanitas de la Puna Austral.

Table 1.- Synthesis of new radiometric ages of volcanic rocks in Southern Puna.

Las cotas medias aumentan desde el Altiplano boliviano a la Puna en 1000 m aproximadamente, estas variaciones se mantienen entre la Puna norte y la Puna sur. En correspondencia con los cambios topográficos existe una notable disminución en los acortamientos entre las Sierras Subandinas de Bolivia y las del Norte Argentino atribuida a un mayor régimen de erosión en el frente orogénico. Estas variaciones persisten con la misma tendencia hacia el Sur entre las Sierras Subandinas con un acortamiento de más de 100 km y el Sistema de Santa Bárbara donde el acortamiento fue estimado en 70 km (Grier, 1990; Kley y Monaldi, 1998). Los lineamientos transversales (Viramonte et al. 1984; Salfity et al., 1984) limitan en algunos casos las unidades morfoestructurales del antepaís. El lineamiento de Salinas Grandes (Mon, 1976, 1979) separa las Sierras Subandinas del Sistema de Santa Bárbara.

La cordillera de San Buenaventura está integrada por aparatos volcánicos e importantes volúmenes de volcanitas de edades que van de 6 a 1 Ma, alineados en sentido Este-Oeste. Al Norte y al Sur del lineamiento de San Buenaventura, los cabalgamientos correspondientes a la faja plegada pierden su continuidad. Las estructuras extensio-

nales con componente horizontal dextrógira que siguen el rumbo Este-Oeste del lineamiento y a la cual se asocian cuerpos volcánicos de edades menores de 1Ma, parecerían develar el mecanismo de construcción de esta cordillera a partir de una sucesión localizada de eventos transcurrentes y magmáticos asociados durante los últimos 6 Ma. El lineamiento que presenta rasgos superficiales y morfológicos más marcados y reconocibles en imágenes satelitales es el lineamiento del Toro. Ese lineamiento delimita variaciones composicionales y temporales en el volcanismo y en la evolución estructural entre las porciones septentrional y austral de la Puna, y continúa hacia el antepaís como límite entre el Sistema de Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas.

En el modelo propuesto los lineamientos referidos podrían representar estructuras regionales de desgarre que absorben las diferencias de los desplazamientos y acortamientos entre los frentes orogénicos correspondientes a cada unidad morfoestructural. Aunque se han realizado algunos estudios cinemáticos que parecen reafirmar esta hipótesis, se necesita mayor cantidad de datos para darle mayor énfasis.

## AGRADECIMIENTOS

Se agradece al SEGEMAR, al CIUNSA y al CONICET por el apoyo económico y logístico brindado para la realización de este trabajo. A Raúl Becchio por su ayuda en la confección de las ilustraciones. Las sugerencias de dos revisores anónimos contribuyeron a mejorar esta contribución.

## BIBLIOGRAFÍA

- Allmendinger, R., 1986. Tectonic development of the southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1070-1082.
- Allmendinger, R., Jordan, T., Palma, M., Ramos, V., 1982. Perfil estructural de la Puna catamarqueña (25°-27°S), Argentina. V Congr. Latinoam. Geol., Actas, 1, 499-518.
- Allmendinger, R., Ramos, V., Jordan, T., Palma, M., Isacks, B., 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwestern Argentina. *Tectonics*, 2(1), 1-16.
- Alonso, R., Gutiérrez, R., Viramonte, J., 1984. Puna Austral: Bases para el subprovincialismo geológico en la Puna argentina. IX Congr. Geol. Arg., Actas, 1, 43-63.
- Aramayo Flores, F., 1989. El cinturón plegado y sobrecorrido del Norte Argentino. Cuencas sedimentarias. Columna estratigráfica. Modelos de deformación. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 17, 2-16.
- Aramayo Flores, F., 1999. Estructura de las Sierras Subandinas del Noroeste Argentino. In G. González Bonorino, R. Omarini, J. Viramonte (eds.). *Geología del Noroeste Argentino*. XIV Congr. Geol. Arg., Relatorio, 1, 401-415.
- Cahill, T., Isacks, B., Whitman, D., Chatelain, J.L., Pérez, A., Mingchiu, J., 1992. Seismicity and tectonics in Jujuy Province, Northwestern Argentina. *Tectonics*, 11(5), 944-959.
- Chinn, D., Isacks, B., 1983. Accurate source depths and focal mechanism of shallow earthquakes in western South America and New Hebrides island arc. *Tectonics*, 2, 529-563.
- Cladouhos, T., 1993. Quantitative analysis of faults: fault kinematics from the Andes of NW Argentina and SW Bolivia, a finite strain method, and a fault growth model. Ph. D. Thesis. Universidad de Cornell. 212 pp.
- Coira, B., Kay, S., 1993. Magmatismo y levantamiento de la Puna. Su relación con cambios en el ángulo de subducción y en el espesor cortical. XIII Congr. Geol. Arg., Actas 3, 308-319.
- Coira, B., Viramonte, J., 1999. Volcanismo básico plioceno-recente de trasarco en la Puna austral. In G. González Bonorino, R. Omarini, J. Viramonte (eds.). *Geología del Noroeste Argentino*. XIV Congr. Geol. Arg., Relatorio, 1, 397-399.
- Coira, B., Kay, S., Viramonte, J., 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna; A model for Changing Subduction Geometry. *Int. Geol. Review*, 8, 677-720.
- Cristallini, E., Comínguez, A., Ramos, V., 1998. Deep structure of the Metán-Guachipas región: Tectonic inversion. *Jour. South Am. Earth Sci.*, 10(5-6), 403-421.
- Crivelli, D., 1995. Perfil estructural entre Isonza y el Cerro Negro, provincia de Salta. Tesis Profesional. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta. 51 pp.
- Fernández Garrasino, F., 1985. El basamento del noroeste argentino. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera Epoca, 18-41.
- Francis, P.W., Sparks, R.J., Hawkesworth, C.J., Thorpe, R.S., Pyle, D.M., Tait, J.R., Mantovani, M. S., McDermoth, F., 1989. Petrology and geochemistry of volcanic rocks of the Cerro Galán Caldera, NNW Argentina. *Geol. Mag.*, 126(5), 515-547.
- González Bonorino, G., Omarini, R., Viramonte, J. (eds.), 1999. *Geología del Noroeste Argentino*. XIV Congr. Geol. Arg., Relatorio, I y II.
- Grier, M., 1990. The influence of the Cretaceous Salta rift basin on the development of Andean structural geometries, NW Argentine Andes. Ph. D. Thesis. Universidad de Cornell. 178 pp.
- Grier, M., Salfity, J., Allmendinger, R., 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Jour. South Am. Earth Sci.*, 4, 351-372.
- Gubbels T., Isacks, B., Farrar, E., 1993. High level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian central Andes. *Geology*, 21, 695-698.
- Hernández, R., Reynolds, J., Di Salvo, A., 1996. Análisis tectosedimentario y ubicación geocronológica del Grupo Orán en el río Iruya. *Boletín Informaciones Petroleras*, 45, 80-93.
- Hongn, F.D., 1994. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento del borde oriental de la Puna; su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 49(3-4), 256-268.
- Hongn, F., Seggiaro, R., 1998a. Hoja 2566III, Cachi, 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR).
- Hongn, F., Seggiaro, R., 1998b. Estructuras del basamento y su relación con el rift cretácico, Valles Calchaquíes, Provincia de Salta. X Congr. Latinoam. Geol., Actas, 2, 4-9.
- Jordan, T., Alonso, R., 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20°-28° South latitude. *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 71(1), 49-64.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Bremer, J., Ramos, R., Ando, C., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 341-361.
- Kay, R.W., Kay, S.M., 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219, 177-189.
- Kay, S., Coira, B., Viramonte, J., 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as guides of lithosphere delamination beneath the Argentine Puna Plateau, Central Andes. *Jour. Geoph. Res.*, 99, 24323-24339.

- Kley, J., 1996. Transition from basement involved to thin-skinned thrusting in the Cordillera Oriental of Southern Bolivia. *Tectonics*, 12, 763-775.
- Kley, J., Monaldi, C., 1998. Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation?. *Geology*, 26(8), 723-726.
- Kley, J., Monaldi, C., Salfity, J., 1999. Along strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics*, 301, 194-206.
- Kumpa, M., Sánchez, C., 1988. Geology and sedimentology of the Cambrian Grupo Mesón (NW Argentina). In H. Bahlburg, C. Breritkreuz, P. Giese, (eds.). *The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer Verlag, 17, 39-53.
- LeCorre, C., Rossello, E., 1994. Kinematics of Early Paleozoic ductile deformation in the basement of NW Argentina. *Jour. South Am. Earth Sci.*, 7, 301-308.
- Marrett, R., 1990. The late Cenozoic tectonic evolution of the Puna plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. Ph. D. Thesis, University of Cornell, 365 pp.
- Marrett, R., Allmendinger, R., Alonso, R., Drake, R., 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Jour. South Am. Earth Sci.*, 7, 179-207.
- Mingramm, A., Russo, A., Pozzo, A., Cazau, L., 1979. Sierras Subandinas. In J. C. Turner (ed). *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, Acad. Nac. Cien. Córdoba, 1, 95-138.
- Mon, R., 1976. La tectónica del borde oriental de los Andes en las provincias de Salta, Tucumán y Catamarca. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 31, 65-71.
- Mon, R., 1979. Esquema tectónico de los Andes del Norte Argentino. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 34, 70-76.
- Mon, R., 1993. Influencia de la orogénesis Oclóyica (Ordovícico-Silúrico) en la segmentación andina en el Noroeste de Argentina. *XII Congr. Geol. Arg.*, Actas 3, 65-71.
- Mon, R., Hongn, F., 1987. Estructura del Ordovícico de la Puna. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 42, 31-38.
- Mon, R., Hongn, F., 1991. The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic Basement of the Central Andes between 22° and 32° S. Lat. *Geol. Rund.*, 80, 745-758.
- Mon, R., Hongn, F., 1996. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 51(1), 1-10.
- Mon, R., Mena, R., Marrett, R., Hongn, F.D., 1988. Rasgos de neotectónica en la Puna Austral (República Argentina). *V Congr. Geol. Chileno*, Actas, 1, A69-A83.
- Moya, M.C., 1988. Estratigrafía del Tremadociano en el tramo austral de la Cordillera Oriental Argentina. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Salta, 368 pp.
- Petrinovic, I., 1999. Magmatismo cenozoico de la Puna Austral. In G. González Bonorino, R. Omarini, J. Viramonte (eds.). *Geología del Noroeste Argentino*, XIV Congr. Geol. Arg., Relatorio, 1, 386-390.
- Platt, J.P., 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97(9), 1037-1053.
- Price, R.A., 1973. Large-scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian Rockies. In K. A. De Jong, R. Scholten (eds.). *Gravity and Tectonics*, New York, Wiley, 491-502.
- Salfity, J.A., 1985. Lineamientos transversales al rumbo andino en el Noroeste Argentino. *IV Congr. Geol. Chileno*, Actas, 2, A119-A127.
- Salfity, J.A., Marquillas, R.A., 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. In J.A. Salfity, (ed.). *Cretaceous Tectonic of the Andes. Earth Evolution Sciences*, Braunschweig-Wiesbaden, Fiedr. Vieweg and Shon., 266-315.
- Salfity, J.A., Gorustovich, S., Moya, C., Amengual, R., 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas en la Puna argentina. *IX Congr. Geol. Arg.*, Actas, 1, 539-554.
- SEGEMAR, 1997. Mapa geológico de la República Argentina, escala 1:2.500.000. Servicio Geológico Minero Argentino.
- Seggiaro, R., 1993. Magma rising model in Coranzulí volcano, NW Argentina, Central Andes. *XIII Congr. Geol. Arg.*, Actas 4, 262-269.
- Seggiaro, R., 1994. Petrología, geoquímica y mecanismos de erupción del Complejo Volcánico Coranzulí. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta. 150 pp.
- Seggiaro, R., Aniel, B., 1989. Los ciclos piroclásticos de área Tiomayo-Coranzulí, provincia de Jujuy. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 44(1-4), 394-401.
- Seggiaro, R., Hongn, F., 1999 (en prensa). Hoja 2967II, Paso de San Francisco, 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino.
- Sparks, R.S.J., Francis, P.W., Hamer, R.D., Pankhurst, R.J., O'Callaghan, L.O., Thorpe, R.S., Page, R., 1985. Ignimbrites of the Cerro Galan caldera, NW Argentina. *Jour. Volcan. Geother. Res.*, 24, 205-248.
- Starck, D., Schulz, A., 1996. La configuración estructural del límite Cordillera Oriental-Sierras Subandinas en el extremo norte de la República Argentina. *XII Congr. Geol. Bolivia*, Mem.1, 221-229.
- Viramonte, J., Galliski, M., Araña, V., Aparicio, A., García-Cacho, L., Escorza, C., 1984. El finivulcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta. *IX Congr. Geol. Arg.*, Actas 3, 234-253.