

# Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

**1:250.000**

## Hoja Geológica 2566-IV **Metán**



Ruta nacional 68, al sur de Alemania: Vista de la Formación Quitilipi interpuesta entre las formaciones Los Blancos (izq.) y Yacoraité (der.). Foto de Ivana Salfity.

## Provincia de Salta

Jefes de Proyecto

José A. Salfity y César R. Monaldi

Supervisión

Oswaldo E. González



**INSTITUTO  
DE GEOLOGÍA  
Y RECURSOS  
MINERALES**

**SEGEMAR**  
SERVICIO GEOLOGICO  
MINERO ARGENTINO



**Programa Nacional de Cartas Geológicas  
de la República Argentina  
1:250.000**

Hoja Geológica 2566–IV

**Metán**

Provincia de Salta

Jefes de Proyecto

José A. Salfity y César R. Monaldi

Mapa Geológico: Néstor G. Aguilera

Neoproterozoico-Eocámbrico: Fernando D. Hongn; Cámbrico: M. Cristina Sánchez;  
Ordovícico: César R. Monaldi; Devónico: Miguel A. Boso; Subgrupo Pirgua: Ignacio Sabino;  
Subgrupo Balbuena: Rosa A. Marquillas; Subgrupo Santa Bárbara: Cecilia E. del Papa;  
Volcanismo cretácico y neógeno: José G. Viramonte y Mónica P. Escayola;  
Grupo Payogastilla: César R. Monaldi; Subgrupo Metán: Claudia I. Galli;  
Subgrupo Jujuy: Raúl E. González; Cuaternario: Eduardo F. Gallardo;  
Tectónica: César R. Monaldi; Orografía e Hidrografía: Rodolfo Amengual;  
Geomorfología: Antonio P. Igarzábal; Historia Geológica: José A. Salfity;  
Depósitos uraníferos: Sergio A. Gorustovich y Franco Guidi;  
Depósitos de metales-base: Peter J. Wormald;  
Calizas: Sergio Tapia Viedma; Hidrocarburos: Juan C. Fernández;  
Colaboradores: Omar E. López y Henry R. Estrada

Supervisión: Osvaldo E. González. Coordinador Regional

**Normas, dirección y supervisión del Instituto de Geología y Recursos Minerales**

**SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO  
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

# **SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO**

---

Presidente: Ing. Jorge Mayoral

Secretario Ejecutivo: Lic. Pedro Alcántara

## **INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

---

Director: Lic. Roberto F. Page

### **DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL**

---

Director: Lic. José E. Mendia

## **SEGEMAR**

Avenida Julio A. Roca 651 • 10º Piso • Telefax 4349-4450/3115

(C1067ABB) Buenos Aires • República Argentina

[www.segemar.gov.ar](http://www.segemar.gov.ar) / [segemar@secind.mecon.gov.ar](mailto:segemar@secind.mecon.gov.ar)

## CONTENIDO

<b>RESUMEN</b>		1
<b>ABSTRACT</b>		2
<b>1. INTRODUCCIÓN</b>		4
	Ubicación de la Hoja y área que abarca .....	4
	Naturaleza del trabajo .....	4
	Investigaciones anteriores .....	5
<b>2. ESTRATIGRAFÍA</b>		5
	Relaciones generales .....	5
2.1. PROTEROZOICO - PALEOZOICO INFERIOR		5
2.1.1. Neoproterozoico-Eocámbrico (= "Precámbrico")		5
	Formación Medina .....	6
	Grupo Lerma .....	7
	Formación Sancha .....	7
	Formación Las Tienditas .....	7
	Formación Puncoviscana .....	8
	Edad y correlaciones de las formaciones del basamento .....	8
	Relaciones estratigráficas de las formaciones del basamento .....	8
	Estructura del basamento .....	9
2.2. PALEOZOICO		10
2.2.1. CÁMBRICO		10
	Grupo Mesón .....	10
2.2.2. ORDOVÍCICO		11
	Grupo Santa Victoria .....	11
2.2.3. DEVÓNICO		11
	Formación Arroyo Colorado .....	11
2.3. MESOZOICO-PALEÓGENO		13
2.3.1. CRETÁCICO INFERIOR-EOCENO		13
	Grupo Salta .....	13
2.3.1.1. Cretácico inferior a superior		13
	Subgrupo Pírgua .....	13
	Formación La Yesera .....	14
	Formación Las Curtiembres .....	15
	Formación Los Blanquitos .....	15
	Volcanismo cretácico .....	16
	Basalto Isonza .....	16
	Basalto Las Conchas .....	17
	Volcanismo de la etapa postrift (¿75? a 65-60 Ma) .....	18
2.3.1.2. Cretácico superior-Paleoceno		18
	Subgrupo Balbuena .....	18
	Formación Lecho .....	18
	Formación Yacoraité .....	21
	Formación Olmedo-Formación Tunal .....	22
2.3.1.2. Paleoceno-Eoceno		23
	Subgrupo Santa Bárbara .....	23
	Formación Mealla .....	23
	Formación Maíz Gordo .....	24
	Formación Lumbrera .....	25
2.4. PALEÓGENO SUPERIOR-NEÓGENO		26
2.4.1. Oligoceno-Plioceno superior		26
	Grupo Payogastilla .....	26

	Formación Quebrada de los Colorados .....	26
	Formación Angastaco .....	27
	Formación Palo Pintado .....	28
	Formación San Felipe .....	28
2.5.	NEÓGENO-CUATERNARIO .....	28
2.5.1.	Mioceno inferior-Pleistoceno inferior .....	28
	Grupo Orán .....	28
2.5.1.1.	Mioceno inferior-Mioceno medio alto .....	29
	Subgrupo Metán .....	29
	Formación Río Seco .....	29
	Formación Anta .....	30
	Formación Jesús María .....	30
2.5.1.2.	Mioceno superior-Pleistoceno inferior .....	31
	Subgrupo Jujuy .....	31
	Formación Guanaco .....	31
	Formación Piquete .....	32
	Volcanismo neógeno .....	32
	Andesita Campanorco ( <i>nom. nov.</i> ) .....	32
2.6.	CUATERNARIO .....	33
	Depósitos terrazados .....	33
	Depósitos aluviales indiferenciados .....	35
	Cuaternario del Valle de Lerma y de la quebrada de Las Conchas .....	35
	A) Valle de Lerma .....	35
	Formación Calvimonte .....	35
	Formación Tajamar .....	36
	Formación La Viña .....	37
	B) Quebrada de Las Conchas .....	37
	Formación El Fraile .....	38
	Formación Paso de la Piedra .....	38
	Formación El Paso .....	38
	Formación Animaná .....	39
3.	TECTÓNICA .....	39
3.1.	ESTRUCTURAS .....	39
3.2.	EVOLUCIÓN TECTOSEDIMENTARIA DE LA REGIÓN DURANTE EL CENOZOICO .....	44
4.	GEOMORFOLOGÍA .....	45
4.1.	OROGRAFÍA E HIDROGRAFÍA .....	45
4.2.	CLIMA, VEGETACIÓN Y SUELOS, ACTIVIDAD MORFOGENÉTICA Y MODELADO .....	47
5.	HISTORIA GEOLÓGICA .....	51
6.	RECURSOS MINERALES .....	56
6.1.	YACIMIENTOS DE MINERALES METALÍFEROS .....	56
	Cobre-Plomo-Plata-Zinc y Uranio .....	56
	Cobre .....	56
	Oro (cobre-molibdeno) .....	57
	Uranio .....	58
6.2.	YACIMIENTOS DE MINERALES INDUSTRIALES .....	60
	Arena y canto rodado .....	60
	Caliza .....	60
	Yeso .....	61
6.3.	PETRÓLEO .....	61
7.	SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO .....	66
	BIBLIOGRAFÍA .....	67

## RESUMEN

La Hoja 2566-IV, Metán, se ubica en el sur de la provincia de Salta. La porción oriental está representada por las Sierras Subandinas (Sistema de Santa Bárbara), incluida la llanura al este de la ciudad de Metán. La porción centro-occidental de la Hoja corresponde al ámbito andino, en este caso la parte austral de la Cordillera Oriental argentina, que también se conoce como provincia geológica Calchaquí. Allí se ubican el valle de Lerma y, en la esquina sudoeste de la Hoja, un tramo del valle Calchaquí.

Las principales poblaciones son Metán, Rosario de la Frontera y El Galpón en el este de la Hoja. En el valle de Lerma se destacan las localidades de El Carril, Chicoana, Coronel Moldes, La Viña y Guachipas y, en el valle Calchaquí, San Carlos y Animaná.

En la Hoja afloran unidades estratigráficas del Precámbrico, Cámbrico, Ordovícico, Devónico, Cretácico-Paleógeno, Neógeno y Cuaternario. Las únicas que en ciertos casos presentan metamorfismo son algunas de las unidades precámbricas. El resto es totalmente sedimentario, de ambiente marino las unidades paleozoicas y no marino las restantes. Las rocas ígneas se restringen a volcanitas sinsedimentarias cretácicas y subvolcánicas neógenas.

Las cuatro unidades precámbricas identificadas (formaciones Medina, Sancha, Las Tienditas y Puncoviscana esta última llega al Cámbrico inferior) afloran como núcleo de las sierras principales, en las partes central y occidental de la Hoja.

El Cámbrico, representado por el Grupo Mesón, aflora en el borde norte de la Hoja donde yace en discordancia angular (discordancia Tilcárica) sobre la Formación Puncoviscana y es cubierto por los depósitos ordovícicos fosilíferos del Grupo Santa Victoria.

Los depósitos marinos devónicos de la Formación Arroyo Colorado afloran como núcleo de anticlinales en el ambiente subandino del nordeste de la Hoja.

Los depósitos cretácico-paleógenos están representados por el Grupo Salta integrado con los subgrupos Pirgua, Balbuena y Santa Bárbara. El Subgrupo Pirgua (Cretácico) yace en discordancia (extensión Araucana) sobre el basamento precámbrico en distintos sitios de la Hoja y sobre rocas devónicas en la porción nordeste. Este subgrupo está muy bien representado en el sur de la Hoja, donde muestra perfiles típicos de la evolución sedimentaria del *rift* cretácico, con facies de capas rojas y volca-

nismo alcalino asociado. Por su parte, el Subgrupo Balbuena (Senoniano superior-Paleoceno) yace en concordancia sobre el Subgrupo Pirgua y se dispone trasgresivamente sobre basamento precámbrico en el noroeste y sobre depósitos ordovícicos en el norte de la Hoja; consiste en areniscas fluviales y eólicas y de calizas, fangolitas y lutitas lacustres. La sucesión del Grupo Salta culmina con los depósitos lacustres y fluviales del Subgrupo Santa Bárbara.

Las acumulaciones paleógeno-neógenas de los grupos Payogastilla y Orán se disponen en discordancia (diastrofismo Incaico) sobre el Grupo Salta. Consisten en depósitos fluviales y lacustres acumulados, en lo principal, entre los dos pulsos de la Fase Quechua (Mioceno superior) y la orogenia Diaguíta (Plioceno-Pleistoceno temprano). Esta última fue la responsable de la estructuración que actualmente muestra el relieve montañoso en el ámbito de la Hoja.

El Cuaternario está representado por depósitos fluviales y lacustres que yacen en discordancia angular sobre casi todas las formaciones previas.

Las estructuras mayores (pliegues y fallas) tienen, en general, rumbo norte-sur aunque se observan algunas desviaciones hacia el nornordeste en las sierras que pertenecen al Sistema de Santa Bárbara. El basamento neoproterozoico está involucrado en la deformación y constituye el núcleo de los pliegues y láminas corridas principales.

La vergencia de las estructuras andinas es tanto hacia el este como hacia el oeste. Se infiere que las variaciones en el rumbo y vergencia de esas estructuras responden, en gran medida, al control ejercido por las fallas directas que delinearon el *rift* cretácico del Grupo Salta.

Las manifestaciones más importantes de minerales metalíferos están alojadas en las sedimentitas del Grupo Salta, se trata de depósitos estratoligados de uranio, uranio-cobre y cobre-plata (plomo, cinc). Hasta la fecha, los únicos explotados fueron los depósitos uraníferos del valle El Tonco.

Entre los minerales no metalíferos se destacan las explotaciones de yeso en sedimentitas terciarias. También existen prospectos de interés en rocas de aplicación y ornamentales, como es el caso de las calizas precámbricas.

Las acumulaciones comerciales de hidrocarburos se restringen a dos campos petrolíferos menores (Cuchuma y Lumbreras). En ambos casos, los reservorios consisten en calizas fracturadas pertenecientes al Subgrupo Balbuena (Formación Yacoraite).

## ABSTRACT

Sheet 2566-IV, Metán, is located in the south of the Province of Salta. The sub-Andean Sierras (Santa Bárbara System), including the plain at the east of Metán City, represent the eastern portion. The central-western portion of the sheet corresponds to the Andean region, the southern part of the Argentine Eastern Cordillera in this case, which is also known as Calchaquí geological province. There is located the Lerma Valley, and in the southeastern corner of the sheet, a part of the Calchaquí Valley.

Main populations are Metán, Rosario de la Frontera and El Galpón in the east of the sheet. In the Lerma Valley the towns of El Carril, Chicoana, Coronel Moldes, La Viña and Guachipas stand out and, in the Calchaquí Valley, the towns of San Carlos and Animaná.

Precambrian, Cambrian, Ordovician, Devonian, Cretaceous-Paleogene, Neogene and Quaternary stratigraphic units crop out in the sheet. The only stratigraphic units that in certain cases present metamorphism are some of the Precambrian ones. The rest is totally sedimentary. The Paleozoic units are from marine environment and the remaining ones from non-marine environment. The igneous rocks are limited to Cretaceous synsedimentary volcanics and Neogene sub-volcanics.

The four identified Precambrian formations (Medina, Sancha, Las Tienditas and Puncoviscana this one extends to lower Cambrian) constitute the core of the main hills, the central and western parts of the sheet.

On the northern edge, the Puncoviscana Formation lies in angular unconformity (Tilcara orogeny) below the marine Cambrian deposits of the Mesón Group; in the same region the latter is discordant (Iruya unconformity) with marine fossiliferous Ordovician rocks of the Santa Victoria Group. The marine Devonian deposits of the Arroyo Colorado Formation outcrop forming the core of the anticline in the sub-Andean belt, on the northeast side of the sheet.

The Cretaceous Paleogene rift basin constitutes the Cretaceous Salta Group beginning with the Pirgua Subgroup, which lies unconformably (Araucana extension event) over the Precambrian basement in different sites on the sheet (over Medina Formation in the center-south, Puncoviscana Formation in the western half and Las Tienditas Limestone in the north) and over Devonian rocks in the northeastern portion. This Subgroup is very well represented in

the south of the sheet, where the Alemania and Metán depocenters were developed, showing typical sections on the sedimentary evolution of the Cretaceous rift, such as red beds facies associated with alkaline volcanics. The complete integrated section of the Salta Group is observed in both depocenters, from its base with Precambrian rocks up to its top with the Neogene Orán Group.

The Balbuena Subgroup (Upper Senonian-Paleocene) is concordant with the Pirgua Subgroup and overlies Precambrian basement in the northwest and Ordovician Santa Victoria Group in the north of the sheet. The Balbuena Subgroup consists of fluvial and eolian sandstones, different types of lacustrine limestones and silstones, and gray and green shales. The succession of the Salta Group ends with red and green lacustrine deposits of the Santa Barbara Subgroup. The tectonic inversion of the Salta Group began at the ¿Late Eocene? (Inca diastrophic event) and continued in various moments during Neogene times, coevally with the Neogene foreland accumulation.

The Neogene fluvial and lacustrine foreland accumulations of the Payogastilla and Orán Groups lie unconformably over the Salta Group. Internally they mainly subdivide into subgroups or formations accumulated between the two episodes of the Quechua diastrophic phase (Late Miocene) and the Early Pliocene-Pleistocene, when the basin inversion took place (Diagueta orogeny). This orogeny was responsible for the present-day structure and mountain relief in the sheet.

From this moment, fluvial and lacustrine Quaternary deposits were accumulated in strong angular discordance over almost all previous formations, in some cases affected by neotectonic episodes.

The main structures (folds and faults) generally have a N-S strike, even though some deviations to the NNE in the ranges belonging to the Santa Bárbara System are observed. The Neoproterozoic basement is involved in the deformation and constitutes the core of the main folds and thrust sheets.

The vergence of the Andean structures is to the west as well as to the east. It is inferred that the strike and vergence variations of these structures are controlled, in great part, by the normal faults that delineate the Cretaceous rift basin of the Salta Group.

The main manifestations of the metalliferous ore minerals are hosted in the Salta Group sedimentary rocks and correspond to uranium, uranium-copper and copper-silver (lead-zinc) stratabound ore



deposits. Up to date only the uraniferous deposits of the El Tonco valley were exploited.

Among the non-metalliferous minerals, gypsum deposits hosted in Tertiary sedimentary rocks of the Metan Subgroup are exploited. There are also interesting prospects for application and ornamental rocks such as the Precambrian black limestones (Las

Tienditas Formation) cropping out in the Cumbres del Castillejo.

Commercial accumulations of hydrocarbon are restricted to two minor oil fields (Cuchuma and Lumbra). Both reservoirs consist of fractured limestones belonging to Balbuena Subgroup (Yacoraite Formation).

## 1. INTRODUCCIÓN

### UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja 2566-IV, Metán, se ubica en el sur de la provincia de Salta y abarca los departamentos Anta, General Güemes, La Capital, Cerrillos, Chicoana, Rosario de Lerma, Cachi, Metán, La Viña, San Carlos, Rosario de la Frontera, Guachipas, La Candelaria y Cafayate.

Las coordenadas geográficas que la delimitan son los paralelos 25° y 26° de latitud sur y los meridianos 64°30' y 66° de longitud oeste (figura 1). La superficie aproximada es de 16.700 kilómetros cuadrados.

La porción occidental de la Hoja Metán involucra parcialmente las Hojas Geológicas 8e - Chicoana (Ruiz Huidobro, 1960) y 9e - Amblayo (Vilela y García, 1978), publicadas a escala 1:200.000.

En el centro-oeste de la Hoja se destaca la zona serrana donde se sitúan el valle de Lerma y una parte del valle Calchaquí, además de otras depresiones menores. Sobre el pie oriental del sistema montaño-

so se desarrolla la llanura al oriente de las ciudades de Metán y de Rosario de la Frontera. Las restantes poblaciones se hallan en los valles de Lerma y Calchaquí, todas las cuales se sostienen principalmente por la agricultura, ganadería y, parcialmente, el turismo.

### NATURALEZA DEL TRABAJO

La geología de la Hoja Metán y sus alrededores está muy bien relevada y conocida por un nutrido número de trabajos publicados e inéditos realizados en los últimos años por diversos especialistas, la mayoría de ellos de la Universidad Nacional de Salta y del Conicet. La compilación de éstos hubiese sido una tarea comparativamente fácil por parte de los Jefes de Proyecto. Sin embargo, con el objeto de ofrecer al lector la versión más directa e idónea de cada uno de los temas que componen esta Hoja, es que se decidió convocar a los principales especialistas de cada uno de ellos.

La colaboración de los autores de capítulos de esta obra fue encomiable y conlleva un valioso sig-

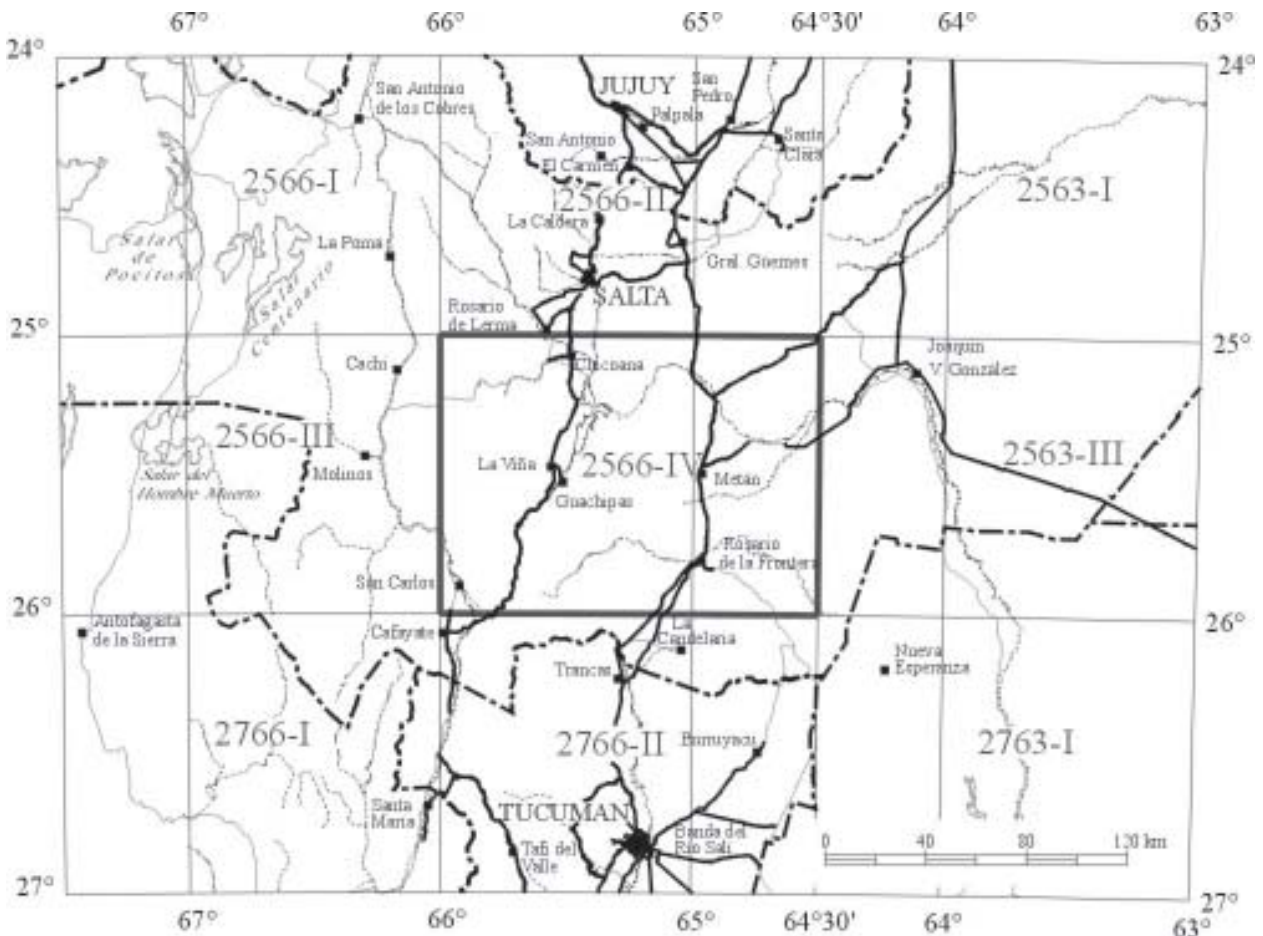


Figura 1. Mapa de ubicación de la Hoja 2566-IV, Metán, provincia de Salta.

nificado respecto de la utilidad de las tareas llevadas a cabo por grupos interdisciplinarios. A todos ellos, inclusive a quienes colaboraron con capítulos que por razones de organización se debió excluir del texto definitivo de la obra, se expresa el debido reconocimiento. Corrió por cuenta de los responsables de la Hoja, la tarea editorial y la homogeneización del estilo de presentación de la información y adecuación a las normas establecidas para el Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina (1994).

#### INVESTIGACIONES ANTERIORES

La comarca que abarca la Hoja fue someramente comentada por Brackebusch (1883) y está incluida en el mapa que dicho autor publicó posteriormente (Brackebusch, 1891). En las primeras décadas del siglo XX se dieron conocer las observaciones de Stappenbeck (1914, 1921), Bonarelli (1913, 1921), Bonarelli y Pastore (1918), Rassmuss (1920, 1921), Keidel (1921, 1927), Windhausen (1931) y Schlagintweit (1936, 1937). Con posterioridad fueron innumerables los trabajos editados que aluden directa o indirectamente a la geología de la Hoja y que en su mayoría son citados en los diversos capítulos de esta contribución.

Una mención preferente debe brindarse a la numerosa información inédita a la cual se tuvo acceso, constituida por los trabajos llevados a cabo por geólogos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales en los años '40 y '50, de la Comisión Nacional de Energía Atómica en los años '60 y '70, tesis de universidades nacionales y numerosos trabajos finales de licenciatura principalmente de alumnos de la Universidad Nacional de Salta, así como informes internos de becarios e investigadores del Conicet. Toda esta información inédita posee un valor relevante y ha sido cuidadosamente consultada y mencionada en el trabajo aquí presentado; parte de la misma está incluida en el mapa geológico adjunto y consiste en mapeos fotogeológicos originales a escala 1:50.000 ejecutados por Aguilera.

## 2. ESTRATIGRAFÍA

#### RELACIONES GENERALES

En la Hoja Metán están testimoniados procesos geológicos, principalmente sedimentarios, acontecidos en el Precámbrico-Eocámbrico, Cámbrico, Or-

dovícico, Devónico, Cretácico-Paleógeno, Neógeno y Cuaternario. La composición estratigráfica de la región es susceptible de subdividirse en sendas columnas representativas de las principales regiones morfoestructurales que la caracterizan: Cordillera Oriental (al norte y al sur del lineamiento de El Toro) y la porción austral del Sistema de Santa Bárbara (figura 2).

La Cordillera Oriental, al norte del lineamiento de El Toro, alberga las unidades paleozoicas más antiguas que yacen en discordancia angular sobre el basamento precámbrico. Este tramo de la Cordillera Oriental junto con las regiones adyacentes del norte de la Hoja será, con posterioridad, parte del *horst* de Salta-Jujuy durante el Cretácico superior, donde la Formación Yacoraite se depositó directamente sobre unidades ordovícicas y precámbricas.

En toda la región centro-occidental de la Hoja, al sur del lineamiento de El Toro, las unidades cretácicas de la base del Grupo Salta se disponen en discordancia angular sobre el basamento precámbrico. Allí no se habría acumulado el Paleozoico inferior.

La parte nororiental de la Hoja contiene las unidades estratigráficas del sistema subandino de Santa Bárbara, donde afloran rocas devónicas en los núcleos de las estructuras, sobre las cuales se disponen en discordancia las sucesiones basales del Grupo Salta. Se infiere que en el subsuelo, el Devónico yace sobre unidades silúricas, y éstas sobre Ordovícico.

En toda la región se formó la cuenca neógena continental de antepaís, cuyos depósitos son discordantes sobre las unidades superiores del Grupo Salta.

Finalmente, el desarrollo de acumulaciones fluviales y lacustres cuaternarias es característico y está muy bien representado en los valles de Lerma, Las Conchas y Calchaquí.

### 2.1. PROTEROZOICO-PALEOZOICO INFERIOR

#### 2.1.1. NEOPROTEROZOICO-EOCÁMBRICO (=“PRECÁMBRICO”)

Las sedimentitas y metamorfitas del basamento, denominadas tradicionalmente como “precámbricas”, se presentan en afloramientos alargados en el sentido meridiano. Generalmente constituyen el núcleo de los anticlinales andinos que forman las principales unidades orográficas de la región.

El extremo septentrional de la sierra de La Candelaria es el afloramiento de basamento más oriental de la Hoja. La parte austral de la sierra de Mojotoro, la sierra de Castillejo, la sierra de la Carpintería y los tramos septentrional y austral de la sierra de Metán corresponden a los afloramientos que

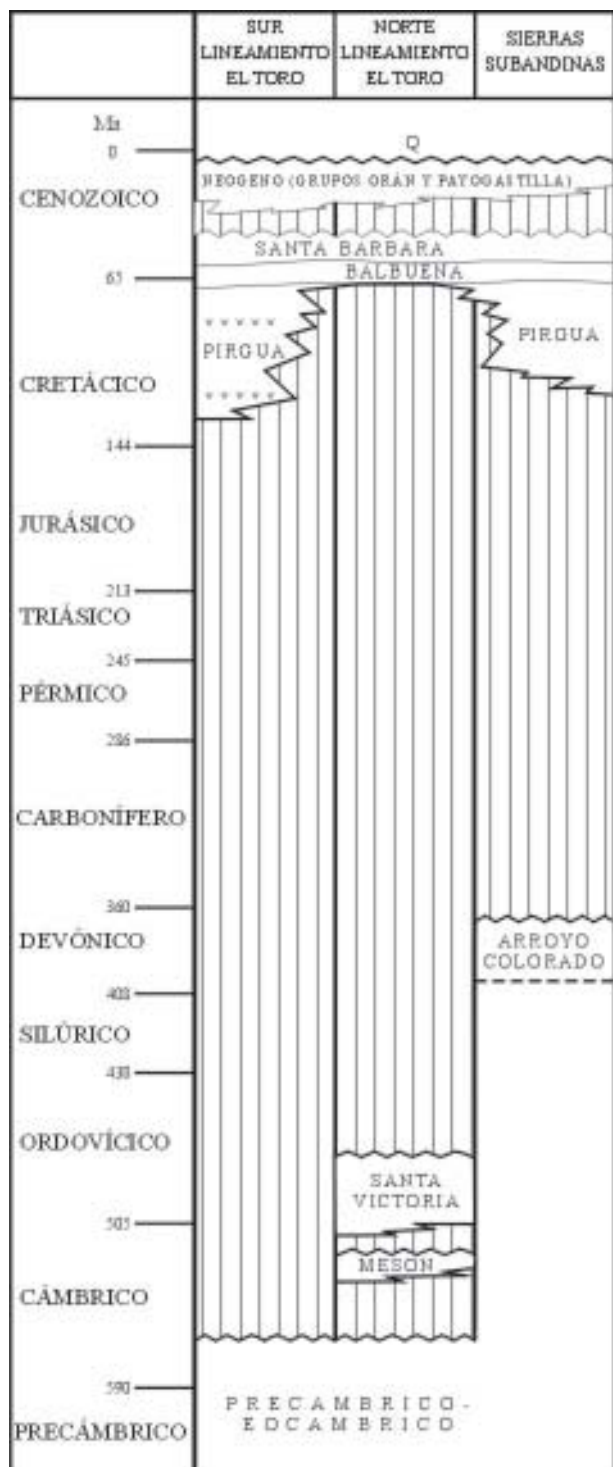


Figura 2. Distribución de las principales unidades estratigráficas de la Hoja Metán.

se disponen en la parte central de la Hoja. Los asomos occidentales están definidos por los núcleos o elevaciones situados entre los cerros Sunchal y Caranchohuasi, en el cerro Malcante, en el cerro Bravo, entre la Loma Larga y el cerro Áspero, en la sierra de la Apacheta, en el cerro la Batea y en el extremo noroccidental de la Hoja.

El análisis estratigráfico del basamento está limitado por la falta de niveles-guía, por la intensa deformación y por la escasez de estudios sistemáticos, todo lo cual impide establecer comparaciones y correlaciones precisas.

Las siguientes entidades han sido diferenciadas en el basamento de la Hoja.

### Formación Medina (1)

*Pizarras, filitas y esquistos*

#### *Antecedentes*

Fue definida al sur de la Hoja, en la sierra de Medina, donde está constituida por filitas microplegadas cortadas por venas y venillas de cuarzo (Bossi, 1969); características similares se reconocen en la sierra de Nogalito (Lazarte, 1984).

#### *Distribución areal*

En el ámbito de la Hoja, la Formación Medina aflora en la sierra de La Candelaria y en los tramos central y austral de la sierra de Metán.

#### *Litología*

En la sierra de La Candelaria está compuesta por pizarras, filitas y esquistos cuarcíticos; las pizarras y filitas muestran lustre sedoso con esquistosidad bien marcada (Ricci y Villanueva, 1969). En la sierra de Metán tiene características litológicas similares (Nesossi, 1947). Las metamorfitas de la Formación Medina provendrían de sedimentos predominantemente pelíticos con intercalaciones psamíticas (Ricci y Villanueva, 1969). Las transformaciones metamórficas corresponden a los grados bajo y medio. La intensa deformación que la afecta impide conocer, aún en forma aproximada, el espesor original.

#### *Relaciones estratigráficas*

Las relaciones de la Formación Medina con el resto del basamento son tectónicas. Sobre ella se

apoyan en forma discordante las sucesiones cretácico-terciarias.

## GRUPO LERMA

### *Antecedentes*

El Grupo Lerma (Salfity *et al.*, 1975) fue definido originalmente como integrado por las formaciones Las Tienditas (Ortiz, 1962), Puncoviscana (Turner, 1960) y Corralito (Salfity, 1968), apoyado en supuesta discordancia sobre la Formación Sancha (Ortiz, 1962; Salfity *et al.*, 1975). Posteriormente, esta última fue incorporada al Grupo Lerma (Omarini, 1983; Baldis y Omarini, 1984). Dentro del Grupo Lerma existen intercalaciones que en algunas ocasiones fueron distinguidas con rango de formación, por ejemplo los conglomerados denominados Formación El Coro (Seggiaro, 1980).

### **Formación Sancha (2)**

#### *Pelitas*

#### *Distribución areal*

Los afloramientos de la Formación Sancha están limitados a la sierra de Castillejo.

#### *Litología*

Está constituida por sedimentos pelíticos no metamórficos a leptometamórficos, con estratificación fina y colores claros (Ortiz, 1962; Salfity *et al.*, 1975). Tapia Viedma (1998) determinó niveles que registran metamorfismo de bajo grado, documentado por granos de cuarzo recristalizados con puntos triples. Según Omarini (1983) y Baldis y Omarini (1984), la Formación Sancha se identifica fundamentalmente sobre la base del control estratigráfico que brindan los bancos calcáreos que la suprayacen. Es así, que los conglomerados de la Formación El Coro se interpretan como equivalentes laterales de la Formación Sancha por su relación de subyacencia con respecto a la Caliza Las Tienditas (Seggiaro, 1980). Posteriormente, estos conglomerados se describieron como originados a partir de la destrucción tectónica de la Formación Sancha, la que en este caso es dividida en Miembro El Coro, conglomerado, y Miembro Los Noques compuesto por pelitas y calcipelitas que indican la transición con las calizas suprayacentes (Omarini, 1983). El espesor de la Formación Sancha es desconocido.

### *Relaciones estratigráficas*

Se desconoce su base y pasa en concordancia a la Formación Las Tienditas.

### **Formación Las Tienditas (3)**

#### *Calizas*

#### *Distribución areal*

La Formación Las Tienditas aflora en el núcleo de la sierra de Castillejo. Las calizas fueron distinguidas en los perfiles de Las Tienditas (Ortiz, 1962), El Coro (Seggiaro, 1980) y Los Noques (Iturriza, 1981).

#### *Litología*

Se compone de calizas micríticas, de color gris oscuro a negro, con potentes bancos macizos que la caracterizan, aunque también posee laminaciones (Ortiz, 1962; Seggiaro, 1980; Omarini, 1983). Muestra un intenso agrietamiento por efecto de la deformación, cuyas fracturas están rellenas por calcita blanca en forma de venillas, rasgo que también la distingue y que a la vez le otorga un aspecto particular que la valoriza como roca ornamental (Tapia Viedma, 1998). Registra un metamorfismo de muy bajo a bajo grado indicado por fenómenos de recristalización de los carbonatos (Tapia Viedma, 1998).

El espesor de las calizas de la Formación Las Tienditas es variable: 160 m en el perfil El Coro (Seggiaro, 1980), 280 m en el perfil Las Tienditas y 240 m en el perfil del arroyo Los Noques (Omarini, 1983). Sin embargo, estos valores deben considerarse como provisionarios hasta tanto se analice en forma más detallada la estructura, dada la posibilidad de repeticiones por causas tectónicas.

### *Relaciones estratigráficas*

La relación de su base con la Formación Sancha es transicional y concordante, lo cual se observa inmediatamente al norte del paraje Las Tienditas, sobre el flanco occidental de las cumbres de Castillejo (Ortiz, 1962; Omarini, 1983); no obstante se han citado discordancias aparentemente locales como las descritas en El Coro (Seggiaro, 1980) y en el arroyo los Noques (Baldis y Omarini, 1984). La Formación Las Tienditas está cubierta en discordancia por

los depósitos basales, conglomerádicos, del Subgrupo Pirgua (Ortiz, 1962).

#### **Formación Puncoviscana (4)**

*Grauvacas, areniscas y pelitas*

##### *Antecedentes*

Definida originalmente en el extremo norte de la Cordillera Oriental (Turner, 1960), la denominación de Formación Puncoviscana se extendió hacia el sur a todos los afloramientos del basamento constituidos por pelitas y psamitas depositadas cíclicamente. Mon y Hongn (1988), Hongn (1996) y Moya (1998) indicaron posibles discordancias entre materiales que se atribuyen a la Formación Puncoviscana.

##### *Distribución areal*

Excepto las sierras de Castillejo, parte de la sierra de Metán y la sierra de La Candelaria, todos los afloramientos del basamento de la región pertenecen a esta unidad.

##### *Litología*

La Formación Puncoviscana está caracterizada por sedimentos arcillosos y arenáceos con metamorfismo débil o ausente. Se diferencia de la Formación Sancha por sus colores rojo púrpura y verde oliva, por la ciclicidad y por un mayor contenido de fracciones psamíticas (Omarini, 1983). Jezek (1990) consideró que todas las unidades del basamento que afloran en la región de la Hoja forman parte de la Formación Puncoviscana, y que se acumularon sobre un margen pasivo cuyas áreas de proveniencia se situaban hacia el este y pertenecían a los niveles superiores de cinturones orogénicos del borde sudoccidental del continente de Gondwana. De acuerdo con estas ideas, las calizas, conglomerados y pelitas consistieron en facies de la Formación Puncoviscana, cuyos espesores originales se encuentran obliterados por la deformación intensa de sus capas.

##### *Edad y correlaciones de las formaciones del basamento*

La edad, relaciones y correlaciones de las formaciones precámbricas constituyen problemas aún no resueltos de la geología del basamento. Con respecto a la edad, las relaciones estratigráficas conocidas permiten acotarla como previa al Grupo Me-

són (Cámbrico) en la sierra de Mojotoro (Moya, 1998) y como anterior al Tremadociano en la sierra de La Candelaria (Ricci y Villanueva, 1969), al sur de la Hoja, donde el basamento está representado solamente por la Formación Medina. Fósiles y rastros problemáticos sugieren edades de sedimentación precámbrica hacia el sur de la Hoja Metán y eocámbrica hacia el oeste y el norte (Durand y Aceñolaza, 1990).

Las edades radimétricas también varían entre el Proterozoico superior y el Cámbrico temprano y, en todos los casos, indican edad del metamorfismo (Adams *et al.*, 1990). De acuerdo con el valor absoluto propuesto para el límite Precámbrico-Cámbrico (545 Ma, Bowring *et al.*, 1993), los valores obtenidos sobre rocas metamórficas e ígneas del basamento tanto dentro de la Hoja (Adams *et al.*, 1990) como en otras comarcas (Adams *et al.*, 1990; Bachman y Grauert, 1987; Bachman *et al.*, 1987), indicarían una edad neoproterozoica para su sedimentación.

##### *Relaciones estratigráficas de las unidades del basamento*

Respecto de este problema entre las unidades del basamento, las principales hipótesis plantean que éste está compuesto en su totalidad por facies de la Formación Puncoviscana (Jezek, 1990), las que constituyen unidades litoestratigráficas (Salfity *et al.*, 1975) o bien cinturones (Mon y Hongn, 1988), entre los que se proponen discordancias de distinto orden. La determinación del tipo de relaciones estratigráficas existentes entre las unidades litoestratigráficas del basamento no sólo está limitada por la deformación sino también por el hecho de que los contactos no están expuestos. En algunos casos porque pertenecen a bloques diferentes o porque existen fallas (por ejemplo entre la Formación Medina y el Grupo Lerma) o debido a que están parcialmente cubiertos por la vegetación (por ejemplo entre las formaciones Sancha y Las Tienditas).

Independientemente de las relaciones originales, entre la Formación Medina y el Grupo Lerma existiría un contacto tectónico sobre el que habría desplazamientos significativos dadas las diferencias de deformación y metamorfismo que se advierten entre estas unidades. Este contacto quizá corresponda a fallas tilcáricas con reactivaciones andinas.

La Formación Puncoviscana está cubierta en discordancia por el Grupo Mesón o por el Grupo Salta. Se destaca por su nitidez, la discordancia que media entre los niveles intensamente plegados del

basamento y el Subgrupo Pirgua en el arroyo Don Bartolo.

### *Estructura del basamento*

El basamento posee una compleja estructura interna en la que se advierte la participación de al menos dos fases de deformación superpuestas.

La estructura interna del basamento se originó durante los movimientos del Neoproterozoico tardío-Cámbrico temprano, los que concluyeron con la Fase Tilcárica (Turner, 1960) responsable de la discordancia de primer orden que existe entre el basamento y el Grupo Mesón en la Cordillera Oriental. Esta discontinuidad separa los procesos de deformación dúctil con desarrollo de foliaciones y lineaciones registrados en el basamento pre-Grupo Mesón de las deformaciones paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas esencialmente frágiles que ocasionaron fallas y pliegues de gran curvatura.

La estructura pre-Grupo Mesón tiene fajas o cinturones entre las que se detectan diferencias en los estilos de plegamiento, vergencia de las estructuras y las condiciones físicas en las que ocurrió la deformación (Mon y Hongn, 1996), variaciones que indican un cuadro geológico-estructural heterogéneo para el basamento al tiempo del depósito del Grupo Mesón (Hongn y Mon, 1999). A modo de ejemplo es posible mencionar las formaciones Medina y Puncoviscana; la primera expone una estructura formada en condiciones físicas (temperatura, fluidos, etc.) que promovieron los procesos de deformación dúctil, mientras que en la segunda dominan las estructuras originadas en niveles más superficiales de la corteza, donde coexisten condiciones para formar foliaciones y pliegues por flexión, como se observa en el arroyo Don Bartolo donde los pliegues *chevron* exhiben charnelas desplomadas. Otro ejemplo que puede citarse corresponde a los cambios de orientación, vergencia y estilo de plegamiento que muestran fajas desarrolladas en litologías similares a la de la Formación Puncoviscana, y que fueron estudiadas con mayor detalle inmediatamente hacia el norte y sur de la Hoja (Mon y Hongn, 1988; Hongn, 1996).

La Formación Medina se caracteriza por un plegamiento mesoscópico apretado; los pliegues son asimétricos, con longitud de onda de pocos centímetros. Al plegamiento mesoscópico se asocia un bandeo tectónico que en algunas zonas transpone la foliación plegada. Los relictos del bandeo plegado se observan como pliegues intrafoliales. El bandea-

do plegado correspondería a una foliación tectónica asociada con la primera deformación. El plegamiento característico de la Formación Medina se formó durante la segunda fase deformativa. Es posible que esta fase superpuesta se asocie con una zona de cizalla dúctil (Willner, 1990; Mon y Hongn, 1996) cuya vergencia no es posible conocer con la información disponible. La foliación y la superficie axial de los mesopliegues poseen rumbo NE-SO, con inclinaciones variables. Las líneas axiales de los mesopliegues son de dirección NE-SO y de buzamiento subhorizontal. La Formación Medina infrayace en discordancia a cuarcitas y pelitas tremadocianas (Ricci y Villanueva, 1969) sin deformación interna en la sierra de La Candelaria, al sur de la Hoja.

Las estructuras del Grupo Lerma varían de acuerdo con las características de los materiales deformados. Las estructuras más conspicuas se aprecian en los niveles con estratificación rítmica de la Formación Puncoviscana. Allí se distinguen pliegues angulosos apretados, con clivaje de plano axial, continuo en las pelitas y espaciado en las psamitas. Los pliegues *chevron* muestran varios órdenes de longitud de onda, desde pocos decímetros hasta centenares de metros. El rumbo general del plegamiento es norte-sur, con desviaciones locales de hasta 90° (Willner, 1990); las superficies axiales son subverticales mientras que las líneas axiales poseen buzamientos variables, desde horizontales hasta verticales. La vergencia principal del plegamiento es hacia el este.

Al primero y más intenso plegamiento se le superpone una segunda fase deformativa, que genera pliegues mesoscópicos y crenulaciones a los que ocasionalmente se relaciona un clivaje espaciado. A pliegues mayores asociados con esta deformación quizá se vinculen las variaciones en el rumbo de las estructuras previas.

Las calizas de la Formación Las Tienditas tienen un desarrollo más limitado de estructuras menores debido a sus características litológicas, especialmente por la ausencia de niveles finamente estratificados con litologías contrastadas. Las pelitas de la Formación Sancha poseen un plegamiento mesoscópico disarmónico con el que aparentemente no se asocia clivaje a escala de afloramiento, aunque sí está bien definido en secciones delgadas, hecho que da lugar a la hipótesis de un plegamiento muy intenso, con transposición avanzada de la estratificación en niveles de esta formación.

Las fallas relacionadas con el plegamiento principal son de difícil identificación en los afloramientos

tos. Sin embargo, es posible que ocurran situaciones similares a la observada en la sierra de Mojotoro, donde se advierten bloques con orientaciones diferentes definidos con anterioridad al depósito del Grupo Mesón, hecho que indicaría un importante fallamiento panamericano o tilcárico (Hongn, 1996).

Las cuarcitas del Grupo Mesón, que se asientan sobre el Grupo Lerma en la sierra de Mojotoro, no poseen deformación interna. Estas relaciones junto con las mencionadas en la sierra de La Candelaria indican que la estructura interna del basamento estaba definida cuando comenzó la deposición del Grupo Mesón. Las deformaciones post tilcáricas produjeron fallas y pliegues de gran curvatura, estructuras analizadas en otro capítulo de esta memoria.

## 2.2. PALEOZOICO

### 2.2.1. CÁMBRICO

#### GRUPO MESÓN (5)

*Cuarcitas y pelitas*

##### *Antecedentes*

Turner (1960) nominó Grupo Mesón a los estratos cámbricos de la sierra de Santa Victoria en el norte de Salta y reemplazó los términos K1, K2 y K3 (Keidel, 1943) por el de formaciones Lizoite (inferior), Campanario (media) y Chalhualmayoc (superior). Sánchez y Salfity (1990) diferenciaron en la Formación Campanario dos miembros: Miembro Verde (inferior) y Miembro Morado (superior), los que habían sido denominados informalmente por diversos autores como “K2 verde” y “K2 morado”.

##### *Distribución areal*

Los depósitos del Grupo Mesón afloran en áreas muy reducidas, sobre ambos flancos del extremo austral de la sierra de Mojotoro y en el borde oriental de las cumbres del Castillejo. Allí se distinguen las tres formaciones que lo integran, las que por su reducido espesor y escasa expresión areal fueron mapeadas en conjunto, a nivel de Grupo.

##### *Litología*

En el arroyo Los Noques (flanco oriental de las Cumbres del Castillejo), el Grupo Mesón aflora

con las características que se describen a continuación.

La Formación Lizoite, de 50 m de espesor, constituye una sucesión granodecreciente compuesta por cuarcita gruesa con intercalaciones de conglomerado fino y cuarcita mediana; presenta coloración morada en superficie y rosado-grisácea en corte fresco. El conglomerado es bien redondeado y moderadamente seleccionado y está formado por clastos de cuarzo (90%), lutitas pardo-amarillentas de la Formación Sancha y pizarras de color gris oscuro de la Formación Puncoviscana. La estratificación es lenticular mediana a gruesa con superficies estratales bien definidas, planas y onduladas.

La Formación Campanario, de 203 m de espesor, está representada por cuarcita mediana a fina y pelita morada. La estratificación es tabular mediana y fina con superficies estratales regularmente definidas, planas y onduladas. La mayoría de los estratos son macizos a causa de la intensa bioturbación y unos pocos preservan la estructura original: laminación horizontal y entrecruzada con direcciones de las paleocorrientes desde el noroeste y nordeste. Las pelitas contienen abundantes y variadas trazas fósiles, entre las que *Skolithos* sp. es la más frecuente.

La Formación Chalhualmayoc, de 50 m de espesor, está constituida por cuarcita rosada, gruesa a mediana, bien redondeada y micácea. La estratificación es tabular a lenticular, mediana a fina, con superficies estratales bien definidas. La mayoría de los estratos son macizos por efectos post depositacionales; algunos estratos presentan entrecruzamientos planares que indican una dirección de paleocorriente dominante desde el nornoroeste.

##### *Ambientes de sedimentación*

La asociación de facies sedimentarias e ichnofauna sugieren que el Grupo Mesón se depositó en una plataforma somera de un mar epicontinental (en el sentido de Heckel, 1972 y Dabrio, 1994), dominada principalmente por corrientes de mareas y olas de tormenta (Sánchez, 1994).

##### *Relaciones estratigráficas*

En el arroyo Los Noques, el grupo se apoya en discordancia angular sobre la Formación Puncoviscana y muestra relación tectónica con los depósitos del Grupo Santa Victoria. El contacto entre las formaciones Lizoite y Campanario es transicional, mientras que el de las formaciones Campanario y Chal-



hualmayoc es definido y concordante. En la sierra de Mojotoro es cubierto en discordancia erosiva por el Grupo Santa Victoria.

### *Edad*

El Grupo Mesón carece de contenido paleontológico de importancia cronológica que permita precisar su edad. El elemento de juicio más aceptado es el basado en sus relaciones estratigráficas: suprayace al Proterozoico superior-Eocámbrico e infra-yace al Cámbrico superior tardío-Tremadociano temprano, por lo que se le asigna una edad cámbrica media a superior.

## 2.2.2. ORDOVÍCICO

### GRUPO SANTA VICTORIA (6)

*Areniscas, lutitas y cuarcitas*

#### *Antecedentes*

El Grupo Santa Victoria (Turner, 1960) fue definido en la sierra homónima, ubicada en la región septentrional de la provincia de Salta y está integrado por las formaciones Santa Rosita (Harrington, 1957) y Acoite (Turner, 1960). En la sierra de Mojotoro, las sedimentitas del Paleozoico inferior fueron inicialmente reunidas en la Formación Mojotoro (Ruiz Huidobro y González Bonorino, 1953; Ruiz Huidobro, 1968). Posteriormente, se comprobó que el Miembro Inferior de la Formación Mojotoro (*sensu* Ruiz Huidobro y González Bonorino, 1953) era equivalente al Grupo Mesón (Cámbrico), mientras que el Miembro Superior correspondía al Ordovícico.

Harrington (1957) distinguió varias unidades en la sección ordovícica de la sierra de Mojotoro a las que denominó, de base a techo, formaciones San José (y su equivalente Pingüiyal), Caldera, Áspero, San Bernardo, Mojotoro y Santa Gertrudis. Moya (1998) incorporó dos nuevas unidades: Formación La Pedra, en la base de la sección y Formación Floresta, interpuesta entre las formaciones Caldera y Áspero.

#### *Distribución areal*

Las rocas ordovícicas afloran en la porción austral de la sierra de Mojotoro. También se observaron afloramientos limitados por fallas en la vertiente nororiental de la Cumbre del Castillejo (quebrada de Los Noques; Iturriza, 1981), asomos que por sus dimensiones reducidas no están representados en el

mapa geológico. Las sedimentitas ordovícicas tienen escasa y discontinua exposición debido a la cubierta de vegetación y suelos, razón por la cual fueron mapeadas a nivel de Grupo.

### *Litología*

La parte basal consiste en areniscas finas y medianas de colores amarillentos y blanquecinos, con estratificación mediana y gruesa. Hacia arriba, y en forma dominante, continúan lutitas arcillosas y limosas de colores grises, verdosos y amarillentos, con intercalaciones espaciadas de areniscas finas. La porción superior está formada por areniscas cuarcíticas de coloraciones rosadas y moradas, con intercalaciones de areniscas limosas.

### *Ambientes de sedimentación*

Las sedimentitas del Grupo Santa Victoria son de origen marino. Las variaciones litológicas advertidas en la sierra de Mojotoro responden a fluctuaciones eustáticas, que condicionaron su depósito en ambientes que alternan desde plataforma externa distal a zonas intertidales intermedias (Moya, 1998).

### *Relaciones estratigráficas y edad*

No es visible su contacto primario con las sedimentitas cámbricas. Inmediatamente al norte de la Hoja, esa relación consiste en una superficie de discontinuidad nítida, sin angularidad manifiesta (Moya, 1998). Le suprayacen en discordancia conglomerados brechosos pertenecientes al Subgrupo Balbuena.

Las lutitas arcillosas (Formación San José) contienen abundantes restos de trilobites: *Jujuyaspis keideli*, *Parabolinella argentinensis*, *Apatokephalus exiguus*, *Triarthrus shinetonensis*, entre otros (Harrington, 1957). Esta fauna indica edad tremadociana inferior. Es probable que las areniscas y cuarcitas que le suprayacen pertenezcan al Tremadociano superior.

## 2.2.3. DEVÓNICO

### Formación Arroyo Colorado (7)

*Areniscas, arcilitas, limolitas, fangolitas y cuarcitas*

#### *Antecedentes*

Hagerman (1933) denominó Zs o Estratos del Arroyo Colorado a las rocas devónicas aflorantes

en la sierra de Santa Bárbara (Jujuy), nombres que, posteriormente, fueron sustituidos como Formación Arroyo Colorado por Padula *et al.* (1967). En la región subandina, las sedimentitas silúricas y devónicas constituyen un mismo ciclo depositacional (Padula *et al.*, 1967; Baldis *et al.*, 1976; Vistalli, 1989). Dentro de la Hoja Metán, sin embargo, aflora solamente el Devónico como núcleo de estructuras anticlinales.

#### Distribución areal

Los afloramientos de la Formación Arroyo Colorado se limitan al borde nororiental de la Hoja, en la porción austral de la sierra de González.

#### Litología

En las cabeceras del arroyo Las Hacheras, la columna se compone, de abajo hacia arriba, por:

1) Arenisca cuarcítica fina, de colores gris y gris rosado, muy dura, en estratos lenticulares finos y medianos, maciza y laminada; se interstratifica una arcilita gris oscura, micácea, laminada y algo bioturbada, que conforma estratificación ondulosa con las cuarcitas. Se intercala una vaque fina de color gris verdoso oscuro, con algunas concreciones y estratos lenticulares ferríferos y también limolitas y arcilitas rojizas, micáceas, con laminación lenticular y bioturbación. Espesor: 25 m aproximadamente.

2) Cuarcita fina de colores gris, gris blanquecino y rosado, en estratos lenticulares finos, con laminación fina paralela. Se intercalan, sobre todo en la parte basal de esta sección, algunos estratos de cuarcita muy gruesa, gris blanquecina, con guijas aisladas de cuarzo y de cuarcitas. También se interstratifican arcilitas muy micáceas, rojizas, grises, verdosas y negras, laminadas en régimen de óndula; algunos estratos tienen abundante bioturbación. Espesor: 15 metros.

3) Sucesión de 32 m de espesor depositada principalmente en medio oxidante, con escasas intercalaciones bajo medio levemente reductor. Es así, que se observa una arenisca cuarzosa fina y muy fina, rojiza, con láminas *flaser* discontinuas de arcilita rojiza y de mica; arenisca cuarcítica y cuarcita fina y mediana con motas rojas, en estratos finos y medianos, lenticulares y tabulares, macizos, con laminación plana paralela y también entrecruzada. En algunos casos se interstratifican estratos finos, de hasta 10 cm de espesor, de arcilita y limolita rojas y verdosas.

4) Esta sección superior de 31 m de espesor aflorante se compone de una arenisca arcósica, mediana, rojiza, blanda, con clastos gruesos y aislados de cuarzo, en estratos medianos y gruesos, macizos, con planos de estratificación irregulares. Se destacan 5 m de espesor de estratos de arenisca conglomerádica rojiza, con fenoclastos de arenisca cuarzosa blanca de hasta 8 cm de diámetro. El techo aflorante de la sección contiene 10 m de espesor de fangolita arenosa roja, blanda, en paquetes superiores al metro de espesor, intercalada por arenisca fina fangosa, rojiza.

#### Ambientes de sedimentación

En la Formación Arroyo Colorado se pueden diferenciar varios ambientes de depósito. La porción basal se habría acumulado en un ambiente de transición *nearshore-offshore*, con depositación de arcilla en períodos de calma, interstratificada con arena fina ondulosa que representa períodos de mayor energía de olas. Esta sección también habría sido influenciada por acción de las mareas. Ocasionalmente, olas de tormenta afectaron la plataforma y depositaron areniscas con estratificación en humbrera (*hummocky*).

La actividad orgánica fue intensa y está evidenciada por la abundante bioturbación de las capas pelíticas y arenosas, lo que generó mezclas de sedimentos y textura moteada. La presencia de pirita finamente diseminada indica que persistían condiciones reductoras. A continuación sucede un ambiente de mayor energía, progresivamente más cercano a la costa (*lower shoreface-upper shoreface*), manifestado por un aumento en la depositación de facies arenosas en relación con las pelíticas. Las arenas fueron depositadas bajo influencia de megaóndulas. La coloración rojiza de los sedimentos sugiere predominio de condiciones oxidantes. Con posterioridad, y durante un lapso apreciable, la sedimentación habría tenido lugar en el ambiente de *nearshore*, con variaciones hacia las zonas de *breaker*, *surf* y *swash*. Ello generó la depositación de facies definidamente arenosas, con frecuentes estratos lenticulares y entrecruzamientos tangencial, tabular planar y de oleaje (*swash*).

Las pocas intercalaciones pelíticas muestran desarrollo de laminaciones microentrecruzadas, ondulítica y planar continua paralela. También ocurrieron episodios de mayor profundidad correspondientes a la zona proximal de la plataforma distal (*offshore*). La sección superior podría haberse de-

positado en la zona de barra, posiblemente de rompiente. Como consecuencia se depositaron areniscas cuarcíticas medianas, gruesas y hasta conglomerádicas, en estratos principalmente lenticulares, donde la participación de pelitas fue nula. Las areniscas arcósicas y fangolitas rojizas que componen los 30 m superiores sugieren influencia continental fluvial.

#### *Relaciones estratigráficas*

En la Hoja no aflora la base de esta unidad; está cubierta en discordancia por el Subgrupo Pirgua. Su espesor parcial en el arroyo Las Hacheras es levemente superior a 100 metros. En las cabeceras del arroyo del Medio (sierra de González), inmediatamente al norte del límite nororiental de la Hoja, donde la Formación Arroyo Colorado se apoya en concordancia sobre la Formación Lipeón, tiene un espesor total de 163 metros.

#### *Edad*

El contenido fosilífero del Devónico en el ámbito del Sistema de Santa Bárbara es escaso. En los levantamientos realizados, sólo se han encontrado restos mal conservados y de escaso valor cronológico de braquiópodos, gasterópodos, tentaculítidos y briznas vegetales. La mayoría de los investigadores asignaron a la Formación Arroyo Colorado y equivalentes al Devónico inferior (Siegeniano-Emsiano) (Feruglio, 1929, 1931; Padula *et al.*, 1967; Cuerda y Baldís, 1971; Mingramm y Russo, 1972; Oliver Gascón, 1975; Mingramm *et al.*, 1979; Boso *et al.*, 1983).

### 2.3. MESOZOICO-PALEÓGENO

#### 2.3.1. CRETÁCICO INFERIOR-EOCENO

##### GRUPO SALTA

El Grupo Salta está compuesto por sedimentos principalmente clásticos de origen continental. Corresponde a lo que Brackebusch (1883 y 1891) denominara Formación Petrolífera y Sistema de Salta, nombres sustituidos por Turner (1959) como Grupo Salta. La acumulación del Grupo Salta se inicia durante el ¿Málmico tardío?-Cretácico inferior en una cuenca de tipo *rift* y perdura hasta el Eoceno medio-¿superior?. Sus características litológicas han permitido su división en tres subgrupos: Pirgua,

Balbuena y Santa Bárbara (Moreno, 1970; Reyes y Salfity, 1973), los cuales exhiben excelentes afloramientos en todo el ámbito de la Hoja.

El Subgrupo Pirgua yace en discordancia sobre rocas precámbricas, salvo en el borde nordeste de la Hoja donde se dispone sobre sedimentitas devónicas. Por su parte, el Subgrupo Balbuena descansa sobre el Ordovícico en el valle de Lerma y sobre el Precámbrico en el noroeste de la Hoja. El contacto superior del Grupo Salta está marcado por una discordancia en unos casos de tipo erosivo y en otros, angular, sobre la cual se depositaron las sedimentitas del Grupo Orán. Los máximos espesores reportados del Grupo Salta se ubican en los depocentros de Alemania y Metán donde alcanzan más de 4000 m, la mayor parte de los cuales son asignables al Subgrupo Pirgua.

Si bien todas las unidades que componen el Grupo Salta afloran en el ámbito de la Hoja, por razones de escala el mapeo discierne sólo las formaciones del Subgrupo Pirgua, no así las de los subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. Sin embargo, al describir cada uno de ellos se hará referencia a las principales características de las formaciones que los componen.

#### 2.3.1.1. Cretácico inferior a superior

##### SUBGRUPO PIRGUA (8, 9, 10, 11, 12 y 13)

#### *Antecedentes*

Las sedimentitas que componen el Subgrupo Pirgua fueron distinguidas inicialmente como Areniscas Inferiores (Bonarelli, 1914), denominación que permaneció en la literatura geológica por mucho tiempo. También fueron propuestos otros nombres, como el de Arenisca de los Crestones (Schlagintweit, 1937) o Formación Y (Hagerman, 1933). Vilela (1951) utilizó por primera vez Estratos de Pírgua, en alusión al cerro del mismo nombre ubicado entre la sierra de Carahuasi y Pampa Grande, en el sudoeste de la Hoja. Mauri (1948) subdividió a las Areniscas Inferiores en tres unidades: Serie Inferior (conglomerádica), Serie Media (arcillosa) y Serie Superior (estratificada), unidades denominadas posteriormente como Miembros (Reyes, 1972) y luego, respectivamente, como formaciones La Yesera, Las Curtiembres y Los Blanquitos (Reyes y Salfity, 1973).

Los depósitos del Subgrupo Pirgua representan la etapa sin-*rift* de la evolución de la cuenca del Grupo Salta. Están asociados con una etapa activa de fa-

llamamiento extensional, producida por abovedamientos de la corteza continental que forman un patrón radiado, lo que condiciona el desarrollo de una importante actividad volcánica (Bianucci y Homovc, 1982). En el ámbito de la Hoja se formaron las subcuencas de Alemania y Metán que representan la parte sur del *rift* del Grupo Salta. Allí tuvieron lugar, principalmente, los dos primeros de los tres pulsos volcánicos cretácico-paleógenos concomitantes con las dos secuencias evolutivas del *rift*, a saber: etapa sin-*rift* (Basalto Isonza, 130-100 Ma; Basalto Las Conchas, ¿100? a 80-75 Ma) y post *rift* (¿75? a 65-60 Ma) (Salfity y Marquillas, 1981, 1994; Moya y Salfity, 1982; Galliski y Viramonte, 1985, 1988; Omarini *et al.*, 1987; Viramonte y Rapela, 1991). En la Hoja Metán están expuestos numerosos afloramientos de volcanitas alcalinas relacionadas principalmente con la etapa sin-*rift*, más algunos escasos de la etapa post *rift*.

#### *Distribución areal*

El área de afloramiento es extensa y se presenta principalmente en los núcleos de anticlinales. En el río de Las Conchas el subgrupo se encuentra muy bien representado, donde muestra de manera continua sus tres formaciones que alcanzan más de 3000 metros de espesor total por estar ubicada cerca de lo que fue el centro de la fosa de Alemania. Otras secciones, marginales con respecto a la cuenca, tienen espesores cada vez menores hasta que en el norte y el noroeste de la Hoja, donde no logró depositarse el Subgrupo Pírgua, se observa al Subgrupo Balbuena en contacto con la Formación Mojotoro y con la Formación Puncoviscana respectivamente. En la porción centro-oriental de la Hoja, el Subgrupo Pírgua fue identificado en el subsuelo mediante estudios geofísicos y perforaciones que confirman el desarrollo del depocentro de Metán, donde se estima más de 3000 m de potencia (Cristallini *et al.*, 1997).

Hacia el nordeste, en el Sistema de Santa Bárbara, el espesor máximo en afloramiento es de aproximadamente 1000 m y yace sobre rocas del Devónico (Gebhard *et al.*, 1974). En ese sector se mapeó la unidad en forma complexiva, como Subgrupo Pírgua indiferenciado (8).

#### *Relaciones estratigráficas*

Su contacto de base es discordante en relación con rocas precámbricas y devónicas, mientras que

su techo es concordante con el Subgrupo Balbuena. A su vez, las tres formaciones que componen el Subgrupo Pírgua son mutuamente concordantes entre sí.

#### *Edad*

Dataciones radimétricas de las unidades volcánicas intercaladas en la parte basal e intermedia del Subgrupo Pírgua, indican edad neocomiana a albiense para el inicio de los depósitos (Bossi y Wampler, 1969; Reyes *et al.*, 1976; Valencio *et al.*, 1976), aunque no se descarta que la depositación se haya iniciado junto con la distensión Araucana en el Jurásico tardío (Salfity y Marquillas, 1994). La presencia de dinosaurios en la parte superior de la Formación Los Blanquitos revela edad campaniana tardía (Bonaparte y Bossi, 1967 y Bonaparte *et al.*, 1977); a su vez, la suprayacencia del Subgrupo Balbuena (Campaniano tardío-Maastrichtiano) acota la edad mínima de los depósitos.

#### **Formación La Yesera (9)**

##### *Conglomerados y areniscas*

##### *Antecedentes*

La Formación La Yesera es la unidad basal del Subgrupo Pírgua (Reyes y Salfity, 1973) y a su vez representa el inicio del ciclo sedimentario del Grupo Salta. Su litología está caracterizada por conglomerados clasto-sostén de color pardo oscuro a rojizo con poca matriz arenosa y cemento calcáreo.

##### *Litología*

En las secciones aflorantes al oeste (valles de los ríos Tonco y Amblayo y área del río de Las Conchas), la Formación La Yesera se inicia con 100 a 150 m de areniscas y areniscas conglomerádicas, de estratificación cruzada festoneada o planar, de coloración rosada y pardo rojiza clara. Sobre ellas yacen conglomerados clasto-sostén que se presentan en paquetes mal definidos de 1 a 2 m de espesor, sin gradación granulométrica y con clastos angulosos. El tamaño promedio de los clastos varía entre 5 y 15 cm, los que por lo general provienen de formaciones proterozoicas. La matriz es arena gruesa de composición arcósica bien cementada. Es posible observar estratificación cruzada en el tope de algunos paquetes. A veces, en la base o en el tope de los paquetes conglomerádicos se encuentran delgadas

capas de arenisca (menos de 10 cm de espesor) con estratificación horizontal.

La sección tipo se halla en el curso superior del río Pirgua, dentro de la Hoja, donde tiene 615 m de espesor, pero alcanza hasta los 1000 m de espesor hacia el centro de la fosa de Alemania.

#### *Ambiente de sedimentación*

La base de esta unidad está representada por sedimentos fluviales de carga esencialmente arenosa y del tipo entrelazado. Los conglomerados suprayacentes son originados en un abanico aluvial medio, principalmente compuesto por flujos de detritos (*debris flows*), a veces con ligero retrabajo fluvial; también se han interpretado localmente ambientes eólico y lacustre.

#### *Edad*

En la Formación La Yesera no se han encontrado fósiles que indiquen su edad, por lo que ésta es únicamente aportada por dataciones de las coladas basálticas intercaladas (Basalto Isonza, 114-98 Ma, Valencio *et al.*, 1976). Varios autores han postulado al Neocomiano, y eventualmente al Jurásico tardío, como el inicio de la sedimentación, y su finalización posiblemente en el Cenomaniano tardío (Salfity y Marquillas, 1994). Boso *et al.* (1984) citaron microfósiles indeterminados, ostrácodos y restos de algas en el perfil de la laguna de Brealito al oeste de la Hoja.

### **Formación Las Curtiembres (10)**

*Lutitas, limolitas y areniscas*

#### *Antecedentes*

La sección tipo de la Formación Las Curtiembres fue definida en la quebrada El Durazno, afluente de la quebrada Las Curtiembres (a su vez afluente del río de Las Conchas) donde posee 683 m de espesor. Allí muestra facies ligeramente más arenosas que en el resto de los perfiles aflorantes al sur (Reyes y Salfity, 1973). El espesor máximo según Reyes y Salfity (1973) es de más de 1500 m en el depocentro de Alemania. El área principal de afloramiento de la Formación Las Curtiembres se encuentra a ambos lados del río de Las Conchas (sudeste de la Hoja), donde las pelitas que la constituyen suprayacen sin transición evidente a los conglomerados de la Formación la Yesera.

#### *Litología*

La formación se inicia con lutitas y limolitas intercaladas cíclicamente, de color pardo rojizo oscuro, con areniscas feldespáticas o micáceas de grano fino, de color anaranjado rojizo, de 200 a 300 m de espesor promedio. Algunas capas presentan leve bioturbación, sobre las cuales yace una delgada colada basáltica. Encima, siguen intercaladas calizas arenosas, tufitas calcáreas amarillas y limolitas verdes fosilíferas (anuros) de 40 m de espesor. Sobre este intervalo se disponen las coladas y flujos del Basalto Las Conchas y depósitos clásticos, de aproximadamente 250 m de espesor total. En algunas secciones estratigráficas del río Las Conchas se observan paquetes de areniscas depositadas en ambiente de flujos densos, producidos posiblemente como respuesta al levantamiento por el volcanismo, mientras que en otras secciones continúan pelitas idénticas a las del tramo inicial.

#### *Ambientes de sedimentación*

El ambiente sedimentario de la porción inferior es de planicie de fango y playa distal, mientras que hacia el techo es posible considerar a los sedimentos como propiamente lacustres. Hacia las zonas marginales de los depocentros se interpreta que el ambiente es fluvial meandriforme (Gómez Omil *et al.*, 1989). Sobre estos depósitos se encuentra el Basalto Las Conchas. Además, la presencia de anuros fósiles indica un ambiente de aguas dulces a salobres de lagos interiores y clima cálido (Báez, 1981) para la porción que infrayace a las coladas basálticas en el depocentro de Alemania.

#### *Edad*

Se han descrito anuros fósiles (*Saltenia ibanezi*, Reig, 1959) en Puente Morales, lo que permite asignar a la unidad al Cretácico. La edad propuesta para la Formación Las Curtiembres es ¿Turoniano?-Campaniano, según las dataciones del Basalto Las Conchas (78-76 Ma, Reyes *et al.*, 1976; Valencio *et al.*, 1976).

### **Formación Los Blanquitos (11)**

*Areniscas*

#### *Antecedentes*

El perfil tipo de la Formación Los Blanquitos se encuentra en el río homónimo, entre la quebrada de Tonco y el cerro Blanquito, en el oeste de la Hoja.

## Litología

La unidad está constituida por areniscas feldespáticas y arcosas (Cortelezzi *et al.*, 1973), a menudo friables, de grano medio y a veces conglomerádicas, de estratificación horizontal aunque también poseen estratificación cruzada planar o bien son macizas. Las capas tienen generalmente espesores de 0,5 a 2 m y color rosa, rojo claro y gris claro.

Estos depósitos se apoyan generalmente sobre la Formación Las Curtiembres y en algunos sectores sobre la Formación La Yesera (por ejemplo, sierra de La Candelaria). Es posible que la Formación Los Blanquitos sea el equivalente lateral de la Formación Las Curtiembres en las áreas marginales de los depocentros (Reyes y Salfity, 1973; Salfity y Marquillas, 1994).

En el río Los Blanquitos el espesor medido es de 655 m (Reyes y Salfity, 1973), pero supera los 1500 m en secciones situadas hacia el núcleo de los depocentros.

## Ambientes de sedimentación

El ambiente interpretado para estos depósitos es fluvial. En el área del embalse Cabra Corral, donde las areniscas feldespáticas son de grano fino, Galli y Marquillas (1990) lo clasificaron como fluvial del tipo meandriforme. En el depocentro de Alemania, la unidad muestra características de haber sido acumulada mediante corrientes efímeras poco confinadas.

## Edad

La Formación Los Blanquitos posee fósiles (tetrápodos) en varias localidades: El Ceibal y El Brete, al sur de la Hoja; Carahuasi, al norte de Pampa Grande y río Pirgua, al sur de Las Juntas. Los fósiles, encontrados principalmente en su sección superior, son *Antarctosaurus* sp., *Laplatasaurus* sp. y *Unquillosaurus ceibalii* (Bonaparte y Bossi, 1967; Powell, 1979), además de reptiles indeterminados (Pinedo y Carbajal, 1975). La edad estimada de estos depósitos oscila entre el ¿Turoniano? y el Campaniano superior (Salfity y Marquillas, 1994).

## Volcanismo cretácico

En este apartado se describe el volcanismo cretácico que se desarrolló concomitantemente con la depositación de las unidades del Subgrupo Pirgua.

## Basalto Isonza (12)

*Coladas de basanitas y traquitas*

### *Antecedentes, distribución areal, litología y edad*

Esta unidad (Valencio *et al.*, 1976) fue definida en el abra de la quebrada homónima, afluente del río Amblayo, en el noroeste de la Hoja. Está constituida por coladas desarrolladas en los 41 m basales de la Formación La Yesera, sobre las cuales se disponen otras coladas suprayacentes.

El Basalto Isonza representa el volcanismo inicial de la etapa sin-rift (130-100 Ma), cuyas manifestaciones ocurrieron preferentemente a lo largo de los bordes del rift. Está representado por coladas lávicas y rocas piroclásticas intercaladas en la base de la Formación La Yesera. Las localidades más representativas se ubican en la zona de Isonza (Mauri, 1948; Ruiz Huidobro, 1955, 1960; Valencio *et al.*, 1976; Salas, 1978), probablemente en Las Tienditas (Ortiz, 1962), en el pozo El Tunal (inmediatamente al este de la Hoja, latitud 25°15') (Gebhard *et al.*, 1974), sierra de La Candelaria (Moreno Espelta *et al.*, 1976) y posiblemente los afloramientos de la cuesta de Cámara (Tannhauser, 1906).

Basanitas y basaltos olivínicos alcalinos poco evolucionados afloran en la quebrada de Isonza (Valencio *et al.*, 1976), mientras que traquitas basálticas, traquitas olivínicas y piroclásticas de igual composición afloran en la quebrada del Bonete en el norte de la sierra de la Candelaria (Moreno Espelta *et al.*, 1976), y tefrifonolitas en la cuesta de Cámara (Tannhauser, 1906). Estas últimas serían equivalentes a las descritas en el área de El Cadillal (Bossi y Wampler, 1969). El grado de conservación de este volcanismo es bajo, del cual el mejor preservado es el Basalto Isonza cuya edad oscila entre 114 y 98 Ma (Valencio *et al.*, 1976).

### *Petrografía*

Las rocas pertenecientes al volcanismo inicial presentan una marcada bimodalidad composicional, clásica en este tipo de volcanismo alcalino, determinada por la presencia de basanitas y traquitas.

Las basanitas, en general muy mal conservadas, son rocas afaníticas de color oscuro que presentan un alto porcentaje de olivino, lo que en ciertos casos permite que algunas muestras sean consideradas picritas. Los fenocristales son de olivino

( $Fo_{76}$ ) generalmente alterado a serpentina, y escasos de augita-endiópsido. La mesostasis está formada por microlitos de plagioclasa, ¿feldespato potásico?, granos de piroxeno, anfíbol, apatita, minerales opacos y nefelina-¿analcima? intersticial. El estado de conservación de la pasta es malo, lo que dificulta su determinación.

Las traquitas son de grano más grueso, en general muy alteradas, sobre todo en sus componentes máficos. Están constituidas por fenocristales euhedrales-subhedrales de anortoclasa y en ciertos casos se observan fenocristales de olivino de tamaños más pequeños, casi siempre alterados a óxidos de hierro. La matriz está compuesta por microlitos de feldespato potásico, escasos granos de minerales opacos y granos de minerales máficos alterados, indeterminables. Las rocas presentan un fuerte proceso de carbonatación, por lo cual frecuentemente los feldespatos están reemplazados por calcita, que muchas veces forma venillas o parches secundarios en la pasta.

### **Basalto Las Conchas (13)**

*Coladas y diques de basanitas*

*Antecedentes, distribución areal, litología y edad*

El Basalto Las Conchas (Reyes y Salfity, 1973) representa el segundo pulso de volcanismo (¿100? a 80-75 Ma) de la etapa sin-*rift* del Subgrupo Pirgua, cuyos centros volcánicos se exponen a lo largo del río Las Conchas y sus afluentes. Exhibe sus mejores afloramientos en el ramal sur del *rift*, subcuenca de Alemania, a lo largo del río Las Conchas. También son visibles en el perfil de un afluente del río Juramento aguas abajo del dique Cabra Corral en Peñas Azules y en la zona al sur de Amblayo. Es el pulso de volcanismo volumétricamente más importante: se estima que en la subcuenca de Alemania existe un volumen de unos 300 km<sup>3</sup> de materiales de origen volcánico (Galliski y Viramonte, 1988). Estratigráficamente está localizado en el tercio superior de la Formación Las Curtiembres, cuyas edades varían entre 76 y 78 Ma (Valencio *et al.*, 1976; Reyes *et al.*, 1976). Se han medido espesores de hasta 405 m continuos de coladas de basaltos y una potencia total de 477 m (quebrada Los Harneros, Valencio *et al.*, 1976).

La sucesión volcánica involucra diversas coladas lávicas y depósitos piroclásticos interestratificados con areniscas. Las piroclastitas correspon-

den principalmente a depósitos de caída, oleadas piroclásticas basales (*base surge*), lahares, estratos macizos y flujos de lodo, los que denotan la existencia de un volcanismo explosivo de tipo estromboliano con frecuentes pulsos hidrovulcánicos por interacciones con el sistema hidrológico del área (Risso, 1990; Petrinovic, 1996). Es común la presencia de bombas, cuyos impactos están claramente conservados en los sedimentos. Asimismo es posible advertir los conos estrombolianos adosados a sus chimeneas de alimentación y depósitos proximales típicos formados de escorias y bombas. Uno de los más espectaculares ejemplos se encuentra a lo largo del perfil de la quebrada Abra El Sunchal, afluente del río Las Conchas. Existen también estructuras de tipo anillos de tobas (Tres Cruces) (Risso *et al.*, 1993), cono de tobas y posiblemente de tipo maares (sinclinal de Las Ranas, al norte de Puente Morales).

En la base de la Formación Las Curtiembres es posible observar las raíces de este volcanismo, representado por numerosas chimeneas y diques volcánicos. Estos cuerpos contienen abundantes xenolitos mantélicos de composición lherzolítica, espinélica y wherlítica, cumulos de clinopiroxenas y xenolitos de corteza inferior-media de granulitas básicas y ácidas (Galliski *et al.*, 1990; Risso, 1990; Risso y Viramonte, 1992). El tamaño de estos xenolitos es variable; en ciertos casos alcanzan diámetros de hasta 25 centímetros. Los peridotíticos se hallan principalmente en las chimeneas del cerro Sapo y cerro Amarillo y los granulíticos en la chimenea del cerro Don Javier (Viramonte y Rapela, 1991; Lewerenz, 1997; Lucassen *et al.*, 1999).

### *Petrografía*

Desde el punto de vista composicional este volcanismo es de tipo unimodal con muy pocas variaciones petrográficas. Las rocas más representativas son las basanitas, en menor grado mugaritas y en mucho menor proporción tefritas y fonotefritas (cerro Amarillo).

Las basanitas son rocas afaníticas muy oscuras y frescas, en algunos casos (sobre todo en cuellos y diques) con fenocristales de olivino ( $Fo_{76-80}$ ) y piroxenos de composición salítica levemente titanados, inmersos en una matriz formada por granos de clinopiroxeno, microlitos de plagioclasa ( $An_{50}$ ), granos de minerales opacos y menor cantidad de biotita, anfíbol y en ciertos casos analcima, sanidina y vidrio

intersticial. Es posible que exista también nefelina, dada la alta proporción normativa de este mineral en estas rocas, pero no ha podido ser determinada ópticamente. La textura es ligeramente porfírica con pasta intergranular y en ciertos casos intersertal.

Las mugearitas son rocas de color gris, con textura porfírica, con abundantes fenocristales visibles de plagioclasa ( $An_{40}$ ) y en menor proporción de olivino, invariablemente alterados a óxidos de Fe, en una mesostasis formada por microlitos de plagioclasa ( $Ab_{20-25}$ ).

Las tefritas y fonotefritas sólo se observan en una chimenea volcánica que atraviesa el granito del cerro Amarillo y que es el afloramiento que contiene la mayor cantidad, calidad y tamaño de xenolitos peridotíticos. Estas rocas son las únicas que poseen un anfíbol kaersutítico y cristales de nefelina reconocibles microscópicamente.

### Geoquímica

Las rocas del volcanismo cretácico, excepto las traquitas y las fonotefritas del cerro Amarillo, tienen elevados porcentajes de MgO (mayores que 8-10%), número de magnesio [Mg] mayor que 62, índice de diferenciación ID menor que 40, contenidos de Cr mayores que 200 ppm y de Ni mayores que 117 ppm. Ninguna muestra contiene Qz normativo y el Ne varía entre 4 y 25%; existen algunas muestras con Le normativa.

Las rocas basáníticas están caracterizadas por una fuerte alcalinidad con altos contenidos de  $Na_2O$  y  $K_2O$  y una variación de  $SiO_2$  entre 41 a 45%, cuyos valores más comunes oscilan entre 43-44% (figura 3). Presentan además altos contenidos de  $TiO_2$  y  $P_2O_5$ . Estas particularidades señalan que estas rocas son muy poco evolucionadas y similares a los líquidos primarios derivados por fusión parcial de peridotitas del manto superior. Los elementos traza muestran un enriquecimiento de elementos incompatibles relativos a MORB (figura 4) principalmente en Rb, Ba, Sr, Th, K, Nb, Ce y P. El diagrama de la figura 5, normalizado a OIB, exhibe valores enriquecidos en Rb, La y Ce en mayor proporción que en Ba, lo que indica contaminación con rocas en facies de anfíbolitas de corteza superior más que con rocas granulíticas de corteza inferior (que estaría indicada por enriquecimiento en Ba y K). De los gráficos normalizados a condrito (figura 6) se desprende un alto enriquecimiento en tierras raras livianas, característico de rocas de suites alcalinas.

### Volcanismo de la etapa post rift

#### Diques lamproíticos alcalinos

Sólo está representado en la Hoja por escasos registros de diques lamproíticos intruidos en el techo de la Formación Los Blanquitos (Omarini *et al.*, 1987), no representados en el mapa por razones de escala. Este volcanismo está asociado con la etapa evolutiva final del *rift*. El dique principal, de composición lamproítica alcalina, tiene una edad de 63±2 Ma y aflora en la quebrada La Salamanca, tributaria del río Las Conchas, al sur de Alemania. Es un dique irregular de hasta 0,70 m de ancho, de coloración oscura, con fenocristales euhedrales (de hasta 2 cm) de hornblenda, augita y flogopita, en una pasta pilotáxica formada por feldespato (¿anortoclasa?) y anfíbol uralitizado.

#### 2.3.1.2. Cretácico superior-Paleoceno

##### SUBGRUPO BALBUENA (14)

##### *Areniscas calcáreas, calizas y pelitas*

El Subgrupo Balbuena (Moreno, 1970) está conformado por tres unidades formacionales que de base a techo son: Lecho, Yacoraite y Olmedo. Las dos primeras fueron conocidas durante muchos años con el nombre de Horizonte calcáreo-dolomítico, denominación que Bonarelli (1913) usó para la actual Formación Vitiacua (¿Pérmico superior-Triásico? ¿Triásico superior?) a la que homologó con la actual Formación Yacoraite.

La Formación Olmedo es una unidad típica del ambiente subandino y del Chaco salteño. En la Hoja Metán, los niveles equivalentes a esta entidad son reconocidos como Formación Tunal.

Por razones de escala, en esta Hoja se mapeó en conjunto a las formaciones que integran el Subgrupo; las características de las mismas se detallan seguidamente.

##### **Formación Lecho**

##### *Areniscas*

##### *Antecedentes*

Durante varias décadas esta unidad fue comúnmente conocida como la parte inferior, arenosa, del Horizonte calcáreo-dolomítico. También recibió otros nombres: Xi (Hagerman, 1933), Areniscas Calcáreas (Schlagintweit, 1936) y Areniscas de las Avispas (Schlagintweit, en Fossa-Mancini, 1938). Vilela



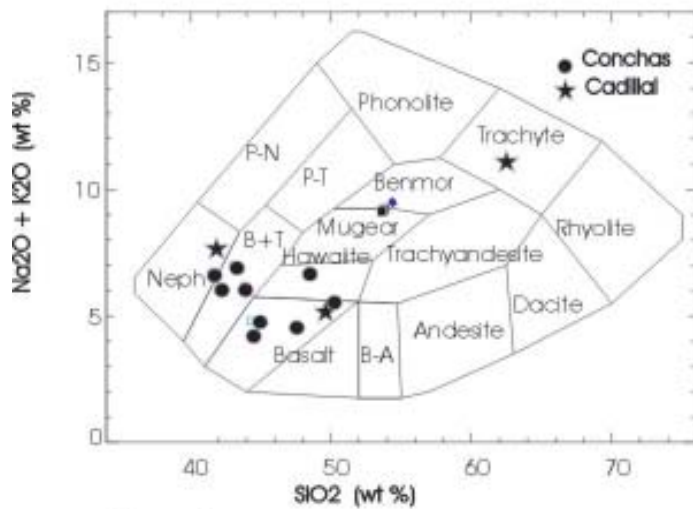


Figura 3. Clasificación de las volcanitas cretácicas en el diagrama de Cox *et al.* (1979).

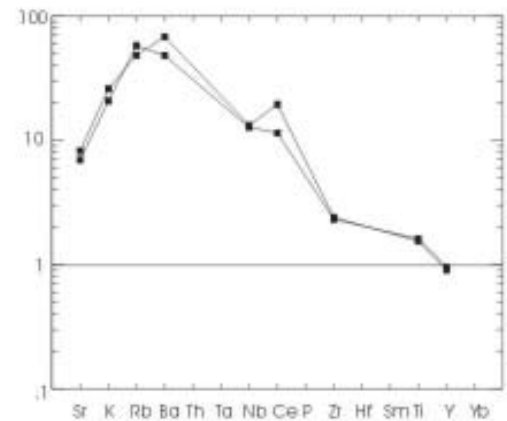


Figura 4. Proyección de las volcanitas cretácicas en el diagrama multielemento normalizado a MORB (Pearce, 1983).

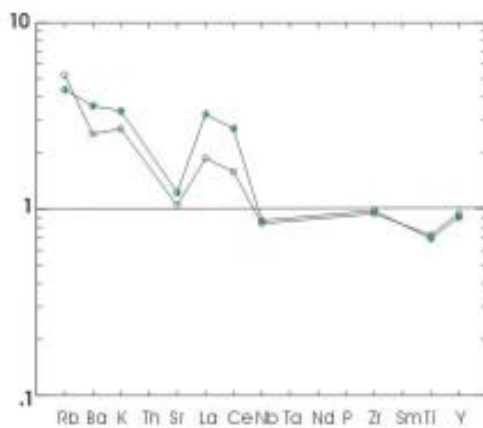


Figura 5. Proyección de las volcanitas cretácicas en el diagrama multielemento normalizado a OIB.

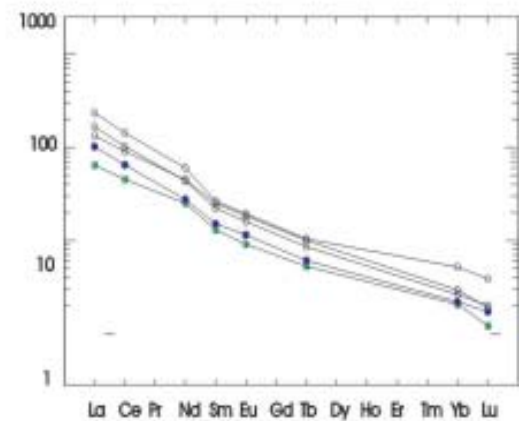


Figura 6. Proyección de las volcanitas cretácicas en el diagrama de TTRR normalizado a condrito.

(1967) la refirió como Arenisca de Cortadera. El nombre de Formación Lecho se debe a Turner (1959) quien la definió en la comarca de Yavi (cordón de Siete Hermanos), provincia de Jujuy.

#### *Distribución areal*

En la Hoja Metán, corresponde a la sección inferior de lo indicado como Subgrupo Balbuena, excepto en la esquina noroeste y en el valle de Lerma al norte y nordeste de El Carril donde la Formación Yacoraite yace directamente sobre basamento precámbrico y sobre depósitos ordovícicos. Los afloramientos se disponen en franjas

relativamente estrechas de rumbo preferente meridiano a submeridiano, principalmente bien expuestos al sur de los 25° de latitud sur y al oeste de los 65° de longitud oeste. Aflora en toda la franja central, en sentido Norte-Sur, en la comarca del embalse de Cabra Corral, flancos de la sierra de Metán, sierra de Carahuasi, flanco occidental del valle de Lerma y en el área centro-occidental (valles de Tonco y Amblayo y tramos inferior y medio de la quebrada de Las Conchas). En el borde sur, al este de los 65° longitud oeste están mapeados los afloramientos de la sierra de La Candelaria. La otra zona de distribución ocurre en el ambiente subandino, al norte del río Juramento, que son los

afloramientos más nororientales de la Hoja y corresponden al Sistema de Santa Bárbara.

### *Litología y facies*

Esta unidad está compuesta por areniscas que varían de finas a sabulíticas según la posición en la cuenca; son de color blanco o gris blanquecino, cuarzosas y cuarzo-feldespáticas, con matriz escasa o ausente y cemento carbonático (cuarzoarenita y subarcosa). Con frecuencia son gruesamente estratificadas e internamente macizas.

La Formación Lecho típica es un depósito mantiforme de arenas blancas, limpias, cuarzosas a arcósicas y menos frecuentemente líticas (cuarzoarenita, arcosa, subarcosa y sublitarenita). Los cambios de facies son notorios en la comarca al sur de La Viña. Allí, la unidad consta de lutitas, fangolitas y algunas calizas intercaladas con areniscas subarcósicas duras; los colores son morado rojizo, gris oscuro, verde, negro y amarillo; la estratificación es bien marcada, paralela y entrecruzada. Para este depósito de facies atípicas de la Formación Lecho, Salfity (1980) propuso el nombre de Formación Quitilipi, con perfil tipo en el afloramiento al sur de Alemania, sobre la ruta nacional 68.

En la comarca del río Juramento, especialmente en las adyacencias del embalse Cabra Corral, las facies de la Formación Lecho se caracterizan por areniscas arcósicas y váquicas en la base, y subarcósicas y cuarzosas en el techo, con abundantes concreciones calcáreas. El cemento es carbonático esparítico. En el sur del valle de Tonco, a las facies arenosas le preceden facies gruesas de color rojo correspondientes a un conglomerado oligomítico constituido por clastos precámbricos.

Las facies arenosas son subarcósicas, arcósicas y líticas, con granate. En estos casos la relación de la Formación Lecho con la infra-yacente Formación Los Blanquitos es definida y de discordancia erosiva.

En el cerro Colorado, Jakúlica (1946) describió un depósito arcilloso rojo de 40 m de espesor, interpuesto en forma concordante entre las formaciones Lecho y Yacoraite. Ha sido interpretado como un equivalente temporal de la parte superior de la Formación Lecho y denominado Formación Pala Pala (Salfity, 1980; Salfity y Marquillas, 1981).

Los espesores conocidos de la Formación Lecho promedian los 150 m y en Alemania, donde aflo-

ra con facies de la Formación Quitilipi, mide 40 metros.

### *Ambientes de sedimentación*

Esta unidad se acumuló en ambientes fluviales, eólicos y localmente de interdunas. Regionalmente, algunas estructuras ejercieron una fuerte influencia en el depósito del Subgrupo Balbuena, tal es el caso del umbral de Los Gallos (Salfity *et al.*, 1993), que en la comarca del borde oriental de la Hoja provocó el comportamiento emergente de la cuenca en ese sector, mientras que simultáneamente en los demás depocentros persistía la actitud subsidente. En consecuencia, los depósitos del Subgrupo Balbuena -incluida la Formación Lecho- sufrieron cambios en la naturaleza y el espesor de las facies sedimentarias, interrupciones en la sedimentación y también procesos erosivos anormales en la cuenca.

### *Relaciones estratigráficas*

La relación de base de la Formación Lecho con la Formación Los Blanquitos (Subgrupo Pirgua) ocurre mediante contacto normal bien definido, especialmente por el contraste entre el color rojo de la Formación Los Blanquitos y el color blanco de la Formación Lecho. En algunos sectores marginales de la cuenca, como su borde sudoeste expuesto en el sur del valle de Tonco, la relación con el Subgrupo Pirgua es de discordancia erosiva, donde el contacto entre la Formación Lecho y la Formación Los Blanquitos es un conglomerado basal de 40 m de potencia constituido principalmente por clastos precámbricos.

La relación del techo con la Formación Yacoraite sucede mediante un contacto caracterizado por el cambio de litología (arenisca a caliza) y de color (blanco a gris amarillento). En la mayoría de los afloramientos este contacto es normal y muy bien definido. A veces la relación es transicional, lo cual ocurre cuando la Formación Yacoraite es arenosa en su parte inferior, como en algunos perfiles del borde sur de la Hoja, y otros de la comarca de Tonco. Con frecuencia resulta evidente la relación lateral entre ambas unidades.

### *Edad*

El contenido fosilífero es escaso y poco importante, salvo en la parte austral de la cuenca -fuera del área de esta Hoja- donde hay dinosaurios

saurópodos y aves del Senoniano superior (Bonaparte *et al.*, 1977), los que unidos a evidencias de relaciones estratigráficas regionales permiten asignarla al Maastrichtiano.

### Formación Yacoraite

*Calizas, areniscas calcáreas y pelitas*

#### *Antecedentes*

La Formación Yacoraite fue definida por Turner (1959), sobre la base de una denominación sugerida por Groeber (1953) al describir los afloramientos ubicados en las nacientes del río Yacoraite (provincia de Jujuy), que a su vez fue propuesto como perfil tipo de la unidad. Históricamente los depósitos de la Formación Yacoraite constituyeron la parte superior del Horizonte calcáreo-dolomítico. Otros nombres usados para identificar la unidad fueron: Xs (Hagerman, 1933), Calcáreo propiamente dicho (Schlagintweit, 1936) y Formación Calcárea (Schlagintweit, en Fossa-Mancini, 1938). Yrigoyen (1969) la refirió como Formación Ronda.

#### *Distribución areal*

La Formación Yacoraite, en la región, coincide con lo mapeado del Subgrupo Balbuena, y mayormente con lo indicado para la Formación Lecho. Está muy bien representada y tiene excelente expresión morfológica en el ámbito de esta Hoja, especialmente en los depocentros de Metán y Alemania (parte central de la Hoja), así como en los afloramientos de los valles de Amblayo y Tonco y quebrada de Escoipe (franja occidental de la Hoja).

#### *Litología y facies*

La unidad constituye una extensa caliza tabular en parte dolomítica, que intercala areniscas calcáreas y pelitas en proporciones variables. Es de color gris en muestras frescas, pero frecuentemente tiene color amarillo por meteorización.

En general, la parte superior es más pelítica y de estratificación más fina y la parte inferior es carbonática o arenoso-carbonática, con uno o más niveles delgados de tobas blancas. Las calizas corresponden principalmente a *grainstone* oolítico, *packstone* fosilífero y pelletífero y *mudstone* calcáreo y dolomítico. En el área se pueden reconocer diferentes variedades de *boundstone* estromatolítico.

En el distrito uranífero del valle de Tonco, la formación se identifica con cuatro miembros de amplia dispersión areal: Amblayo, Tonco, Güemes y Los Berthos, y dos más restringidos: Don Otto y Pedro Nicolás (Raskovsky, 1968; Reyes, 1972). Su distribución regional se complementa con otros miembros oportunamente reconocidos (Marquillas, 1985; Marquillas y Salfity, 1989), los cuales de base a techo son: Miembro Amblayo (caliza) y Miembro Duraznal (arenisca), Miembro Tonco (lutita), Miembro Güemes (arenisca), Miembro Los Berthos - Miembro Alemania (pelitas) y Miembro Juramento (caliza). Cabe destacar -especialmente a los efectos prácticos- que no necesariamente están todos presentes en cada columna y, que la naturaleza y la disposición de cada uno, responde a eventos particulares de la cuenca.

El espesor de la Formación Yacoraite en el área no supera los 250 metros. El espesor registrado en Alemania es de 185 m con la siguiente distribución de litofacies: 54% de calizas, 40% de pelitas y 6% de areniscas (Salfity y Marquillas, 1994).

#### *Ambientes de sedimentación*

La Formación Yacoraite constituye un depósito transgresivo carbonático, acumulado bajo condiciones complejas y variables en una extensa cuenca restringida, alejada de las influencias directas y permanentes del mar abierto, somera y con frecuente exposición subaérea (Marquillas, 1985, 1986). Localmente se evidencian condiciones regresivas en la región sudoeste de la cuenca, próxima al borde sudoeste de la Hoja, que también afectan a la infrayacente Formación Lecho (Salfity, 1980; Marquillas, 1985).

#### *Relaciones estratigráficas*

La relación de esta unidad con la infrayacente Formación Lecho, o sus equivalentes regionales, ocurre mediante un contacto nítido o gradual, fácilmente reconocible en todos los afloramientos. La base de la unidad, en posiciones proximales, suele ser arenosa con contacto transicional, lo que ocurre especialmente fuera del ámbito de la Hoja. En otros perfiles marginales (casi todo el valle de Tonco), mantiene en la base su naturaleza calcárea, lo que define con nitidez el contacto con la Formación Lecho.

Un rasgo distintivo en la mayoría de los afloramientos (valle de Tonco, quebrada de Las Conchas, Cabra Corral, Sistema de Santa Bárbara) es que el tercio in-

ferior de la Formación Yacoraite tiene intercalaciones de delgados niveles de toba blanca; éstos se ubican en muchos casos (comarca de Alemania y de Cabra Corral), a pocos metros por encima de la base.

Cuando la unidad suprayace al basamento precámbrico (esquina noroeste de la Hoja) o paleozoico (al norte de la Hoja), la relación es discordante.

### *Edad*

Se la asigna al Maastrichtiano en casi toda la cuenca y probablemente al Maastrichtiano-Paleoceno temprano en el subsuelo del depocentro de Lomas de Olmedo. La edad está ajustada por las relaciones estratigráficas regionales y por las asociaciones fosilíferas de la vasta cuenca de depósito. En los afloramientos centro-occidentales (valle de Tonco) existen huellas de dinosaurios (Alonso, 1980). En el mismo perfil se han identificado peces pycnodontiformes (Benedetto y Sánchez, 1972 a y b).

### **Formación Olmedo – Formación Tunal**

*Lutitas, limolitas y calizas*

#### *Antecedentes y distribución areal*

La Formación Olmedo es una unidad del subsuelo reconocida por geólogos petroleros en el Chaco Salteño y en el ambiente subandino, fuera del ámbito de esta Hoja. Fue nominada por Moreno (1970) con perfil tipo en el pozo S.L.O.x-1 (Lomas de Olmedo, departamento Orán, provincia de Salta). Si bien la unidad también está expuesta en afloramientos de la zona subandina, anteriormente sólo había sido referida de manera informal como “margas y arcillas de color oscuro” o “esquistos gris oscuros” (Schlagintweit, 1937), y como Formación Pizarrosa (Fossa-Mancini, 1938).

Salvo en los afloramientos del NE de la Hoja donde, a pesar de la cobertura vegetal, se puede inferir la Formación Olmedo como tal, en el resto de la comarca no está expuesta con sus facies típicas.

En los depocentros de Alemania y Metán, en la misma posición estratigráfica que la Formación Olmedo (entre las formaciones Yacoraite y Mealla) se intercalan unos 20 a 30 m de pelitas, calizas y areniscas arcillosas, verdes a multicolores y finamente estratificadas. Estos niveles -conocidos durante largo tiempo como Faja Verde Basal de la Formación Mealla- fueron considerados como equivalentes del techo de la Formación Olmedo (Lencinas y Salfity,

1973) y denominados Formación Tunal por Amengual (en Turner *et al.*, 1979).

### *Litología*

La Formación Olmedo se compone esencialmente de lutitas negras, arcilitas y limolitas grises oscuras con cristales de sal y yeso, y calizas micríticas y dolomicríticas oscuras (*mudstone* calcáreo, *mudstone* dolomítico). El espesor en los afloramientos subandinos promedia los 50-60 metros. En el subsuelo del depocentro de Lomas de Olmedo, Moreno (1970) mencionó registros muy variables en los diversos sondeos (entre 150 y 900 m), donde además incorporó espesos paquetes salinos.

La Formación Tunal característicamente es multicolor (verde, gris-verdoso, gris, castaño amarillento, castaño rojizo) y está constituida por fangolita, lutita y arcilita, con intercalaciones de caliza micrítica y escasa arenisca. En Alemania mide 25 m de espesor y muestra la siguiente distribución de litofacies: 90% de pelitas, 5% de calizas y 5% de areniscas (Salfity y Marquillas, 1994).

#### *Ambientes de sedimentación*

La Formación Tunal es un depósito lacustre, con palinomorfos de pantano, acumulado en condiciones paleoclimáticas cálidas y húmedas (Quattrocchio *et al.*, 1988); en tanto la Formación Olmedo es un depósito de lago hipersalino y de planicies fangosas (Gómez Omil *et al.*, 1989).

#### *Relaciones estratigráficas*

La Formación Olmedo está bien desarrollada en los tramos orientales de la cuenca del Grupo Salta -fuera de la Hoja- donde suprayace a la Formación Yacoraite, e infrayace a la Formación Mealla del Subgrupo Santa Bárbara; estos contactos se describieron como concordantes (Moreno, 1970), o de discontinuidad (Gómez Omil *et al.*, 1989). Hacia el occidente pierde identidad y espesor y es conocida como Formación Tunal en la mayor parte de la región aquí mapeada, con relaciones de base y de techo normales o aparentemente normales.

### *Edad*

Las microfloras que contiene permiten asignarla al Paleoceno (Quattrocchio *et al.*, 1988; Quattrocchio y Volkheimer, 1988).

### 2.3.1.3. Paleoceno-Eoceno

#### SUBGRUPO SANTA BÁRBARA (15)

*Pelitas, areniscas y calizas*

El Subgrupo Santa Bárbara representa la finalización del ciclo depositacional cretácico - terciario del Grupo Salta. Estas rocas fueron inicialmente identificadas como Margas Verdes y Arcillas Abigarradas por Bonarelli (1913). Con posterioridad, Hagerman (1933) subdividió las Margas Verdes en dos series que denominó Wi y Ws y llamó serie V a las Arcillas Abigarradas. Schlagintweit (1936), las caracterizó como Margas Coloradas Inferiores (Wi), Margas Verdes (Ws) y Margas Coloradas Superiores (V), designación de fácil identificación y empleo en el campo. Vilela (1952) señaló al conjunto de margas con el rango de Formación Santa Bárbara. Finalmente, Moreno (1970) consideró apropiado ascender a Subgrupo a la Formación Santa Bárbara y asignar a cada unidad margosa el rango de Formación, identificándolas de abajo hacia arriba como formaciones Mealla, Maíz Gordo y Lumbreira, respectivamente.

El Subgrupo Santa Bárbara está caracterizado por sedimentos pelíticos rojos y verdes con participación de areniscas finas a gruesas y en menor proporción sedimentos calcáreos. El espesor promedio oscila entre 650 y 700 metros.

Por razones de escala, el mapeo se hizo a nivel de Subgrupo. Las características principales de las formaciones que lo integran se detallan a continuación.

#### **Formación Mealla**

*Limolitas y arcilitas*

#### *Distribución areal*

El perfil tipo de esta formación se encuentra en el arroyo Mealla, situado en la sierra de Maíz Gordo (Hoja Las Lajitas). En el ámbito de la Hoja Metán, los afloramientos ubicados a lo largo del río Juramento y sierra de Metán reúnen las características con que fuera definida esta unidad.

#### *Litología*

La litología típica consiste en arcilitas y limolitas moradas a rojizas, en general macizas o con leves laminaciones paralelas. En forma subordinada están presentes areniscas finas y medianas en estratos

tabulares a lenticulares y delgados niveles calcáreos. Hacia las áreas austral y occidental, la granulometría de los sedimentos aumenta gradualmente a areniscas medias hasta gruesas con limolitas subordinadas. Esto puede ser observado en la sierra de Carahuasi, Mesada del Tolar, sierra de Candado (quebrada de Escoipe) y valles de Tonco y Amblayo. En el intervalo superior se depositó un nivel regionalmente continuo, de 20 m de espesor promedio, constituido por arcilitas y limolitas de colores verde, gris y negro, estratos de caliza estromatolítica, *mudstone* y arenisca fina blanca. La estratificación es fina, tabular y las estructuras sedimentarias más comunes son laminación paralela, ondulitas y grietas de desecación. Este nivel, considerado de importancia cronoestratigráfica, fue denominado Faja Gris (Mädel y Moreno, 1973, en Cazau *et al.*, 1976).

Los espesores más frecuentes de la Formación Mealla oscilan entre 100 y 150 m, aunque según las localidades se han medido espesores desde 58 m en la sierra de La Lumbreira (Brandán, 1974) hasta 270 m en la sierra de Carahuasi (Carbajal, 1974). Las mayores potencias se registran en las zonas austral y occidental, coincidentes con los bordes de la cuenca, donde superan los 150 metros.

Se han reconocido las siguientes litofacies: a) Arcilita y Limolita Moradas, de distribución regional, geometría tabular, generalmente macizas o con bioturbaciones verticales; b) Arcilita y Limolita Verdes, geometría tabular, laminada con grietas de desecación y portadora de fósiles especialmente palinomorfos; c) Arenisca lenticular, areniscas finas a medias, con base erosiva, laminación cruzada, ondulitas hacia el techo; d) Arenisca gruesa a conglomerádica, de color gris a rojo, maciza o con tenues laminaciones cruzadas; esta última facies fue observada por Gómez Omil *et al.* (1989) precisamente en las áreas austral y occidental de la Hoja Metán.

#### *Ambientes de sedimentación*

La Formación Mealla se depositó en un medio continental caracterizado por una extensa llanura de fango, la que con frecuencia se inundaba. Lateralmente y hacia los bordes de la cuenca interdigitaban sistemas fluviales meandrosos (Palma *et al.*, 1986). La Faja Gris ha sido interpretada como un cuerpo lacustre, estable, muy somero y de vasta distribución areal (Gómez Omil *et al.*, 1989).

### Relaciones estratigráficas

Suprayace a la Formación Tunal en contacto paraconcordante y de la misma manera es cubierta por la Formación Maíz Gordo. Cuando falta la Formación Tunal, se apoya directamente sobre la Formación Yacoraite, por ejemplo en el sur del valle de Tonco.

### Edad

En el ámbito de la Hoja no se conocen restos fósiles en la Formación Mealla. En regiones vecinas contiene restos de mamíferos (notoungulados) y reptiles (tortugas) que le asignan edad Riochiquense por comparación con unidades de la Patagonia (Fernández *et al.*, 1973; Gasparini y Báez, 1975; Báez y Gasparini, 1977; Pascual *et al.*, 1978).

### Formación Maíz Gordo

*Arcilitas, limolitas, calizas y areniscas*

#### Distribución areal

El perfil tipo de la Formación Maíz Gordo fue definido en el arroyo Los Salteños, norte de la sierra de Maíz Gordo (Hoja Las Lajitas), está integrado por limos margosos verdes, margas verdes amarillentas y bancos de calizas estromatolíticas (Moreno, 1970). Los afloramientos ubicados en las sierras de Candado, La Lumbreira, Chuñapampa (al oeste de la localidad de Coronel Moldes) y a lo largo del río Juramento mantienen las particularidades litológicas con que fuera definida esta unidad. Hacia las áreas austral y occidental, se produce un aumento paulatino de la granulometría hasta constituir areniscas conglomerádicas.

#### Litología

La formación está caracterizada por arcilita y limolita verdes y moradas, con intercalaciones de arenisca fina blanca y niveles calcáreos. Hacia los bordes de la cuenca predominan arenisca y arenisca conglomerádica, mientras que las limolitas son totalmente subordinadas. Los niveles de calizas han sido clasificados como *grainstone* oolítico, *boundstone* estromatolítico, *mudstone*, *wakestone* y caliza cristalina según la clasificación de Dunhan (1962). Las areniscas corresponden a arenita feldespática, cuarzo arenita y en menor proporción arenita lítica y vaque.

Los espesores característicos de la Formación Maíz Gordo oscilan entre 150 y 200 m, aunque en los valles de El Tonco, Amblayo y sierra de Carahuasi alcanzan hasta 250 metros.

Han sido descritas las siguientes litofacies: 1) Arcilita y Limolita Verdes, geometría tabular, maciza o laminada con restos carbonosos; 2) Dolomicrita Laminada, compuesta por micrita dolomítica, con laminación paralela, en pares claro-oscuros, con abundante materia orgánica; 3) *Boundstone* Estromatolítico, de formas dómicas, laminados y ramosos divergentes, con desarrollo vertical variable; en las sierras de La Lumbreira y San Antonio se han observado los de mayor altura (0,80 a 1 m), mientras que disminuyen hacia la sierra de Metán y zona del río Juramento; 4) *Grainstone*, geometría tabular a lenticular, espesor promedio de 5 cm, formado por oolitas radiales, concéntricas y esferulitas; 5) Caliza Cristalina, de geometría tabular, base erosiva, integrada por calizas total o parcialmente recristalizadas en mosaicos de calcita en secciones romboédricas; 6) Arcilita y Limolita Moradas, de geometría tabular, macizas o con bioturbaciones verticales; 7) Arenisca Conglomerádica bioturbada, geometría tabular a lenticular, maciza o con leve laminación cruzada tabular y desarrollo de paleosuelos férricos; 8) Arenisca Blanca Lenticular, geometría lenticular, base erosiva y conglomerádica residual, laminación cruzada tangencial y tabular; 9) Arenisca Blanca Tabular, arenisca fina, laminación cruzada tabular, ondulitas y bioturbaciones; 10) Limolita Roja, geometría tabular, bioturbaciones verticales y desarrollo de concreciones carbonáticas. Las primeras seis litofacies han sido reconocidas en las áreas oriental y central de la Hoja, mientras que las restantes son comunes en las zonas occidental y austral.

#### Ambientes de sedimentación

La Formación Maíz Gordo se depositó en un medio lacustre, somero, alcalino y de baja a media salinidad. Lateralmente interdigitaban un medio lacustre marginal o litoral y hacia las áreas austral y occidental sistemas fluviales entrelazados arenosos a conglomerádicos (Gómez Omil *et al.*, 1989; del Papa, 1992, 1994).

### Relaciones estratigráficas

Suprayace en paraconcordancia a la Formación Mealla y es cubierta de la misma forma por la Formación Lumbreira.

### Edad

En el ámbito regional, la Formación Maíz Gordo ha proporcionado restos de reptiles (tortugas y cocodrilos), peces, insectos y palinomorfos (Cockerell, 1925, 1926, 1936; Gasparini y Báez, 1975; Volkheimer *et al.*, 1984). Algunos palinomorfos son de importancia estratigráfica e indican Paleoceno superior a Eoceno inferior (Volkheimer *et al.*, 1984). Excepto las especies de palinomorfos mencionadas, la Formación Maíz Gordo es atribuida a las edades mamífero Riochiquense-Casamayorensis en función de la ubicación estratigráfica con respecto a las formaciones Mealla y Lumbreira (Pascual *et al.*, 1981).

### Formación Lumbreira

*Arcilitas y limolitas*

#### Distribución areal

La Formación Lumbreira fue definida en la sierra homónima. En el arroyo de Achi fue descrito el perfil tipo, donde está integrado por arcilita y limolita pardo-rojizas, bien estratificadas. En el tramo inferior presenta la denominada Faja Verde que, al igual que la Faja Gris de la Formación Mealla, forma un nivel continuo, de extensión regional y valor cronoestratigráfico. En el ámbito de la Hoja Metán, la sierra de Carahuasi es una excelente zona para el estudio de la Formación Lumbreira. También está bien expuesta y con sus litologías características en el río Juramento, en la sierra de San Antonio y en la quebrada de Chuñapampa (oeste de la localidad de Coronel Moldes). En la zona de los valles de Amblayo, El Tonco y quebrada de Las Conchas, la formación se particulariza por una mayor participación de sedimentos arenosos gruesos a medios. A pesar de los cambios granulométricos que se observan, el color de la unidad es siempre pardo rojizo a rojo.

#### Litología

Está formada por arcilitas y limolitas rojizas a rojas, generalmente macizas o con bioturbaciones y desarrollo de paleosuelos. En menor proporción, arcilita verde y gris, calizas amarillentas y arenisca fina. Como se mencionó, hacia las áreas occidental y aus-

tral, las litologías predominantes son clásticas gruesas constituidas por areniscas medianas micáceas y areniscas gruesas.

Esta formación es la más espesa del Subgrupo Santa Bárbara, con valores que varían generalmente entre 300 y 450 m, aunque se han medido espesores de 126 m en el río El Durazno, sierra de La Lumbreira (Brandán, 1974). Es frecuente que esta unidad se encuentre afectada tectónicamente, con repetición de parte de la secuencia, por lo que muchas veces es difícil medir el espesor real. La Formación Lumbreira falta por completo en las sierras de Metán y La Candelaria (al sur de Rosario de la Frontera), donde las sedimentitas del Grupo Orán se asientan directamente sobre la Formación Maíz Gordo. Esta zona, actualmente mapeada y conocida como umbral de los Gallos, refleja la tectónica compresiva ocurrida con posterioridad al depósito del Grupo Salta que ocasionó el levantamiento de parte de la cuenca con erosión total o parcial de sus términos cuspidales (Salfity *et al.*, 1993).

La Faja Verde forma un nivel estratigráfico continuo identificado en casi toda la cuenca de depósito. En el área de Pampa Grande y Alemania se registran dos niveles similares, denominados Faja Verde I o Inferior y Faja Verde II o Superior. Cuando sólo se reconoce un nivel se lo correlaciona con la Faja Verde II. Ambas fajas están ubicadas en el tercio inferior de la Formación Lumbreira. El espesor de la Faja Verde I oscila entre 10 y 15 m, mientras que la Faja Verde II es siempre más espesa y generalmente mide entre 20 y 30 metros.

Ambos niveles están constituidos por arcilita y limolita de colores gris, negro y verde, generalmente bituminosas, arenisca blanca fina y bancos continuos de calizas de tipo *mudstone* y *boundstone* estromatolítico. La estratificación es fina, tabular, y las estructuras sedimentarias más comunes son laminación paralela, ondulitas oscilatorias y grietas de desecación.

En la Formación Lumbreira se han identificado las siguientes litofacies: 1) Arcilita y Limolita Rojizas, de geometría tabular, macizas o con bioturbaciones y formación de paleosuelos calcáreos; 2) Arcilita Verde, laminadas, con abundantes restos fósiles; 3) Arenisca fina, blanca de geometría tabular a lenticular, estructuras de ondulitas y laminación cruzada tabular; 4) Arenisca Blanca con estructura en épsilon; 5) *Boundstone* Estromatolítico, de color amarillento, en formas dómicas laminadas; 6) Are-

nisca mediana, tabular, micácea con laminación cruzada tabular.

#### *Ambientes de depósito*

El ambiente de depositación es de llanura de fango, muy somera a expuesta, con frecuente desarrollo de paleosuelos calcáreos (Gómez Omil *et al.*, 1989). Hacia los bordes de la cuenca, evolucionaron sistemas fluviales efímeros a entrelazados arenosos, asociados con sedimentos eólicos, como los que se pueden observar en quebrada de Escoipe. La Faja Verde se interpreta como un cuerpo de agua lacustre, estable, de extensión regional, rico en materia orgánica, con predominio de condiciones reductoras que favorecieron la conservación de la materia orgánica. Se han reconocido sistemas deltaicos asociados (quebradas de Chuñapampa y Escoipe) y facies fluviales (valle Encantado) (Gómez Omil *et al.*, 1989).

#### *Relaciones estratigráficas*

La Formación Lumbrera suprayace a la Formación Maíz Gordo mediante contacto paraconcordante, discontinuidad sedimentaria que se observa con claridad en la sierra de San Antonio, quebrada de Escoipe y quebrada de Las Conchas. El contacto superior está marcado por una discontinuidad de tipo erosiva y regionalmente angular (Schlagintweit, 1937) sobre la cual se depositaron las sedimentitas del Grupo Orán.

#### *Edad*

La Formación Lumbrera es la unidad de mayor contenido paleontológico del subgrupo. La región de Pampa Grande y, en menor medida, el área de El Tonco han proporcionado abundantes restos de mamíferos (notoungulados, marsupiales y astrapoterios) que indican edad Casamayorensis (Carbajal *et al.*, 1977; Vucetich, 1980; Pascual *et al.*, 1981; Vucetich y Bond, 1982; Goin *et al.*, 1986; Bond y López, 1995). También contiene restos de peces y reptiles tanto en la región de la Hoja como fuera de ella (Fernández *et al.*, 1973; Gasparini y Báez, 1975; Pascual *et al.*, 1981). La Faja Verde ha aportado restos fósiles de plantas, escamas y espinas de peces, ostrácodos, insectos y gran variedad de palinomorfos, que también indican edad Casamayorensis (Cockerell, 1926; Pinedo, 1976; Quattrocchio, 1978 a, 1978 b; Murature de Sureda y Alonso, 1980; Quattrocchio y Volkheimer, 1990).

## 2.4. PALEÓGENO SUPERIOR-NEÓGENO

El Terciario posterior al diastrofismo incaico está representado en el borde occidental de la Hoja por el Grupo Payogastilla, mientras que en el resto de ella se atribuye al Grupo Orán. También existen algunas manifestaciones magmáticas en forma de diques y filones capa.

### 2.4.1. OLIGOCENO-PLIOCENO SUPERIOR

#### GRUPO PAYOGASTILLA (16)

*Conglomerados, areniscas y pelitas*

#### *Antecedentes*

Las sedimentitas terciarias aflorantes en la región del valle Calchaquí fueron divididas por Russo (1948), de base a techo, en Serie Rojiza, Serie de Angastaco y Serie de La Florida. Mauri (1948) subdividió a la Serie de La Florida en Serie de Palo Pintado y Serie de San Felipe. La nomenclatura en uso actualmente fue establecida en trabajos posteriores (Camacho de Alcalde, 1977; Díaz y Malizzia, 1983; Díaz *et al.*, 1987), reuniendo el Terciario del valle Calchaquí en el Grupo Payogastilla (Díaz y Malizzia, 1983) integrado, de base a techo, por las formaciones Quebrada de Los Colorados, Angastaco, Palo Pintado y San Felipe. Las formaciones Quebrada de Los Colorados y Angastaco son equivalentes parciales del Subgrupo Metán, mientras que las restantes lo son del Subgrupo Jujuy.

#### *Distribución areal*

Aflora en el borde occidental de la Hoja, desde el valle de Tonco hacia el oeste. Aunque el mapeo se hizo a nivel de Grupo, se describirán las principales características litológicas de las unidades que lo componen.

#### **Formación Quebrada de los Colorados**

*Areniscas y pelitas*

#### *Antecedentes y distribución areal*

Fue definida por Díaz *et al.* (1987). Aflora en el flanco oriental del cerro Tin-Tin y en el valle de Tonco.

En el borde sur de la Hoja, en el arroyo la Yesera (afluente del río Las Conchas), depósitos equivalentes por posición estratigráfica han sido asignados



tanto a la Formación Anta (Grupo Orán) como a la Formación San José (Grupo Santa María; Torres, 1985; Cione *et al.*, 1995; Galli, 1995, entre otros). Por su reducida expresión areal y a los efectos del mapeo, en este trabajo ellos han sido incorporados dentro del Grupo Payogastilla y considerados, con ciertas reservas, equivalentes a la Formación Quebrada de los Colorados.

### *Litología*

En el cerro Tin-Tin, la unidad consta de areniscas finas y pelitas de color rojo anaranjado, con intercalaciones de tobas blanquecinas en la base. Las areniscas y pelitas presentan intercalaciones de yeso y se encuentran en estratos tabulares finos y medianos, con ondulitas, laminación paralela fina y grietas de desecación. Su espesor es de 300 metros.

La región de Tonco consiste en ciclos de areniscas medianas y gruesas que gradan a pelitas, de color anaranjado rojizo, con algunas intercalaciones de conglomerados. La estratificación es tabular mediana y gruesa. Hacia el techo dominan areniscas medianas con laminación entrecruzada a gran escala y de alto ángulo (30°), en bancos de hasta 8 m de espesor. También son comunes grietas de desecación y laminación paralela. Las intercalaciones de conglomerados constan de clastos bien redondeados de hasta 10 cm de diámetro de metamorfitas, cuarzo lechoso y granitos. Su espesor es de 370 metros.

Los depósitos aflorantes en la quebrada de la Yesera comienzan con un conglomerado de clastos de cuarzo de hasta 8 cm de diámetro, sobre el que se asientan areniscas muy finas, calcáreas, de color rojizo. Hacia arriba se intercalan pelitas verdes, violetas y amarillentas y bancos de calizas amarillentas y grises. Son frecuentes las estructuras de olas, yeso y nódulos de ftanita.

### *Ambientes de sedimentación*

Esta unidad se depositó en un ambiente continental fuertemente oxidante y de extrema aridez. Perteneció a un sistema fluvial de tipo mixto, con canales en parte fijos y en parte móviles de lecho de creciente de baja sinuosidad, con destacada participación de planicie fangosa (Díaz *et al.*, 1987). Los entrecruzamientos de gran escala y alto ángulo denotan la existencia de campos de dunas. Los depósitos de la quebrada de la Yesera se asignan a ambiente lacustre, somero, con variaciones en la salinidad del agua (dulce y sulfatada) (Cione *et al.*, 1995).

### *Relaciones estratigráficas*

Yace en forma paraconcordante sobre la Formación Lumbrera. En la zona de Tin-Tin, su techo pasa en forma transicional a la Formación Angastaco, mientras que en el valle de Tonco esa relación es de discordancia angular.

En la quebrada de la Yesera se apoya en paraconcordancia sobre la Formación Lumbrera y es cubierta en discordancia angular por depósitos cuaternarios.

### *Edad*

En la quebrada de la Yesera se han encontrado restos de peces de agua dulce (Cione, 1978, 1986; Cione *et al.*, 1995). Díaz *et al.* (1987) la ubicaron en el Mioceno inferior a medio, mientras que Starck y Vergani (1996) propusieron Eoceno a Mioceno inferior.

En este trabajo se la asigna tentativamente al lapso Oligoceno-Mioceno medio.

### **Formación Angastaco**

#### *Conglomerados y areniscas*

#### *Antecedentes y distribución areal*

La denominación formal fue dada por Camacho de Alcalde (1977). Aflora en el cerro Tin-Tin, en el valle de Tonco y en el paraje de Las Conchas en el borde sudoeste de la Hoja.

### *Litología*

En el área de Tin-Tin tiene un espesor superior a 1000 metros. Consta de conglomerados y areniscas gruesas pardo-rojizas, ordenados en ciclos grano y estrato crecientes. Los estratos son tabulares y cuneiformes, con bases erosivas. Los conglomerados son gruesos, con laminación tangencial simple y entrecruzamientos, compuestos por clastos de metamorfitas, granitos, volcanitas y cuarzo lechoso. En el valle de Tonco presenta características similares. Los conglomerados tienen clastos de hasta 30 cm de diámetro de metamorfitas, granitos, volcanitas, areniscas moradas y rojizas y nódulos de sílice. En las lomadas próximas al paraje Las Conchas se compone de conglomerados y areniscas conglomerádicas de color gris castaño, con intercalaciones de pelitas castaño-oscuro y tobas grises. Su espesor es de 205 m sin techo expuesto.

### *Ambientes de sedimentación*

Corresponde a sistemas de abanicos aluviales y ríos entrelazados.

### *Relaciones estratigráficas*

La Formación Angastaco yace en concordancia sobre la Formación Quebrada de Los Colorados en el cerro Tin-Tin y en Las Conchas. En la región del valle de Tonco se observa una discordancia angular entre ambas. Su relación de techo no es visible en los lugares mencionados. Fuera del ámbito de la Hoja es cubierta en concordancia por la Formación Palo Pintado.

### *Edad*

Se ha citado el hallazgo de fragmentos de mandíbulas de mamíferos asignables al Mioceno medio a superior (Díaz *et al.*, 1989). Además existen dataciones de tobas en la sección inferior de la Formación Angastaco cuyas edades son de  $13,4 \pm 0,4$  Ma (Grier y Dallmeyer, 1990) y de  $12,11 \pm 0,11$  Ma (Marret *et al.*, 1994).

### **Formación Palo Pintado**

*Areniscas, pelitas y conglomerados*

### *Antecedentes y distribución areal*

Su asignación formal se debe a Díaz *et al.* (1987). Aflora, parcialmente, al oeste de la localidad de San Felipe.

### *Litología y ambientes de sedimentación*

Predominan conglomerados de estratificación mediana y gruesa, con intercalaciones de areniscas. El color de conjunto es gris amarillento a pardusco. También se advierten algunos niveles tobáceos.

Corresponden a ambientes de ríos entrelazados, con facies de canal (conglomerados) y de planicie aluvial (areniscas y limos).

### *Relaciones estratigráficas*

No se observan sus relaciones de base. Fuera del ámbito de la Hoja se apoya en concordancia sobre la Formación Angastaco. Es cubierta en forma concordante y transicional por la Formación San Felipe.

### *Edad*

Se ha citado el hallazgo de numerosos restos fósiles de mamíferos, reptiles, moluscos y vegetales (Mauri, 1948; Camacho de Alcalde, 1977; Vilela y García, 1978; Herbst *et al.*, 1978; Díaz *et al.*, 1987). La mayoría de los autores coincide en asignarle edad miocena superior-pliocena.

### **Formación San Felipe**

*Conglomerados, areniscas y limolitas*

### *Antecedentes, distribución areal y litología*

Fue definida por Díaz *et al.* (1987). Aflora entre las localidades de San Felipe y Payogastilla.

La litología está conformada por conglomerados, areniscas y limolitas de colores castaño, castaño rojizo y rojizo. Se observan algunos bancos de toba de hasta 1,5 m de potencia.

### *Ambientes de sedimentación*

Corresponden a abanicos aluviales proximales que pasan distalmente a planicies de inundación y ríos entrelazados gravosos (Starck y Vergani, 1996).

### *Relaciones estratigráficas y edad*

Se apoya en concordancia sobre la Formación Palo Pintado y es cubierta en discordancia por acumulaciones cuaternarias.

La edad que se la asigna es Plioceno medio a superior (Miserendino Fuentes y Díaz, 1988).

## **2.5. NEÓGENO-CUATERNARIO**

### **2.5.1. MIOCENO INFERIOR-PLEISTOCENO INFERIOR**

#### **GRUPO ORÁN**

### *Antecedentes*

La denominación Orán fue empleada por primera vez por Schlagintweit (en Fossa-Mancini, 1938) para designar a los depósitos terciarios aflorantes entre el cerro Calilegua y la sierra de Zapla, en la provincia de Jujuy. El nombre de Grupo Orán fue propuesto por Russo (1972) para agrupar a depósitos terciarios que, en las provincias de Salta, Jujuy y áreas aledañas, yacen sobre el Grupo Salta (Cretácico-Eoceno). Esta

entidad estratigráfica incluye por lo tanto a los depósitos que en el noroeste argentino eran referidos por Bonarelli (1921), de base a techo, como Areniscas Superiores, Terciario Subandino y Terciario Jujeño.

El Grupo Orán se divide en dos secciones: una inferior psamítico-pelítica, el Subgrupo Metán, y otra superior, conglomerádica, correspondiente al Subgrupo Jujuy. El Subgrupo Metán está integrado, de base a techo, por las formaciones Río Seco, Anta y Jesús María, y el Subgrupo Jujuy por las formaciones Guanaco y Piquete, respectivamente. En un análisis secuencial del Grupo Orán, se distinguieron tres ciclos o megasecuencias denominadas: Calchaquense para el Subgrupo Metán, Araucanense para la Formación Guanaco y Jujeño para la Formación Piquete (Vergani y Starck, 1989; Starck y Vergani, 1996).

#### *Distribución areal*

Está ampliamente distribuido en el ámbito de la Hoja. Sus mejores exposiciones se encuentran en el flanco occidental del valle de Lerma y en los bordes norte y oeste de la depresión de Metán-Rosario de la Frontera.

#### 2.5.1.1. Mioceno inferior-Mioceno medio alto

##### SUBGRUPO METÁN (17)

*Areniscas, pelitas, yeso y tobas*

El Subgrupo Metán está integrado por las formaciones Río Seco, Anta y Jesús María (Gebhard *et al.*, 1974), las que, por razones de escala, no han sido distinguidas en el mapa geológico.

#### **Formación Río Seco**

*Areniscas y pelitas*

#### *Antecedentes y distribución areal*

El perfil tipo de la Formación Río Seco se ubica al nordeste de la Hoja, en el río Seco, flanco oriental de la sierra de Piquete (Gebhard *et al.*, 1974). En la Hoja se encuentran secciones de buena exposición en los arroyos Los Negros y Piedra Blanca (afluentes del río Juramento), en el río Chuñapampa y en la ruta provincial 68 al norte de la localidad de Alemania (paraje El Guayacán).

#### *Litología*

La litología en el arroyo Los Negros se inicia con un conglomerado fino compuesto por clastos de

cuarcitas, areniscas rosadas y pelitas verdes y moradas. Continúan hacia arriba areniscas medianas y gruesas, de color anaranjado rojizo, con laminación paralela, tangencial, convoluta, grietas de desecación y ondulitas. Los estratos son tabulares y cuneiformes gruesos con bases erosivas. El espesor total medido es de 290 metros.

En el arroyo Piedra Blanca la sección inferior y media está constituida por areniscas muy gruesas a sabulíticas, pardo rojizas, con cemento y concreciones calcáreas - ferruginosas. Poseen laminación tangencial simple, entrecruzamientos, ondulitas simples y migratorias, laminación convoluta y grietas de desecación. Se intercalan escasos niveles de pelitas pardo rojizas, laminadas, con contactos rectos y ondulados. Hacia el tercio superior se observa un notable incremento de estratos pelíticos y una disminución en el tamaño de grano de las areniscas. Posee un espesor de 155 metros.

En el río Chuñapampa, la mitad inferior se compone de bancos espesos de areniscas gruesas y muy gruesas, pardo rojizas, calcáreas, con entrecruzamientos a gran escala y con algunas intercalaciones de pelitas, mientras que la mitad superior consiste en areniscas calcáreas medianas a finas, anaranjado rojizas, con laminación paralela fina y entrecruzamientos a gran escala. El espesor total es de 265 metros.

En la sección de El Guayacán, la porción inferior se caracteriza por areniscas muy gruesas, anaranjado rojizas, calcáreas, con entrecruzamientos a gran escala y laminación tangencial. Se intercalan escasos y delgados estratos de calizas cristalinas con ondulitas y pelitas laminadas. Hacia arriba se compone de areniscas gruesas y finas, pardo rojizas, con cemento calcáreo y en algunos casos con nódulos y concreciones de la misma composición. Se intercalan pelitas pardo rojizas, con laminación fina, paleosuelos, bioturbaciones y laminación convoluta. También se intercalan tres bancos de calizas amarillentas. El espesor total medido es de 255 metros.

#### *Ambientes de sedimentación*

La Formación Río Seco posee características típicas de depósitos de corrientes efímeras en clima árido, asociados con campos de dunas en el sector occidental y con depósitos de playa arcillosa en el oriental.

#### *Relaciones estratigráficas*

Se apoya en discordancia erosiva a levemente angular sobre la Formación Lumbrera y es cubierta

de manera concordante y transicional por la Formación Anta.

### *Edad*

Carece de restos fósiles. Según datos paleomagnéticos el contacto entre las formaciones Río Seco y Anta tiene una edad de 15 Ma (Reynolds *et al.*, 1994). En consecuencia se la asigna al Mioceno inferior a medio.

### **Formación Anta**

*Areniscas, arcilitas, tobas y yeso*

#### *Antecedentes y distribución areal*

El perfil tipo de la Formación Anta se ubica al nordeste de la Hoja en la quebrada Piquete, afluente del río del Valle (Gebhard *et al.*, 1974). En el ámbito de la Hoja, el mejor perfil se encuentra en el río Metán (arroyo Sauzal), pero también tiene muy buenas exposiciones en la quebrada de Piedra Blanca y en El Guayacán (ruta 68).

#### *Litología*

La litología en el río Metán se inicia con areniscas gruesas calcáreas, blanquecinas, con laminación paralela y clastos blandos en la base. Se intercala un banco de arcilita negra, laminada. Hacia arriba continúan pelitas anaranjado rojizas y grises, laminadas, con ondulitas, grietas de desecación, nódulos de yeso y clastos blandos; se intercalan areniscas muy finas, tobas blanquecinas, estratos finos de calizas y niveles de pelitas verdes que se tornan muy frecuentes en la porción superior de la sección. El espesor total medido es de 720 metros.

En el arroyo Piedra Blanca la unidad se compone de arcilitas anaranjado rojizas, con algunos niveles verdes que se presentan en estratos finos y medianos, tabulares, de contactos rectos y ondulados. Se intercalan areniscas medianas calcáreas, anaranjado rojizas, y algunos niveles de calizas y tobas blanquecinas. Su espesor es de 425 metros.

La sección de El Guayacán comienza con una alternancia de pelitas y areniscas finas calcáreas, de colores anaranjado rojizo y pardo blanquecino, con ondulitas, laminación paralela y grietas desecación. Hacia arriba la sección se torna pelítica, pardo blanquecina, con alternancia de pelitas verdes, tobas blanquecinas y con niveles y nódulos de yeso.

Los estratos son finos con contactos rectos. El espesor medido es de 363 metros.

### *Ambientes de sedimentación*

Se define un ambiente de lago salino para la Formación Anta (según conceptos de Hardie *et al.*, 1978), en el cual se han reconocido subambientes de llanura arenosa, barreal árido, lago salino efímero y lago salino permanente.

### *Relaciones estratigráficas*

Es concordante y transicional con las formaciones Río Seco y Jesús María. En el perfil del río Metán, la Formación Anta se apoya en discordancia erosiva sobre la Formación Maíz Gordo. Esta región forma parte del umbral de Los Gallos y tuvo una actitud emergente durante la depositación de la Formación Río Seco (Salfity *et al.*, 1993).

### *Edad*

En el perfil de Piedra Blanca se encontraron icnitas de aves, mientras que muestras de pelitas verdes procedentes del río Piedras proporcionaron restos de palinomorfos. Los datos radimétricos de tobas de la base de la Formación Anta arrojan edades de  $14,4 \pm 0,7$  Ma (El Guayacán) y de  $14,1 \pm 0,7$  Ma (río Piedras) (Reynolds *et al.*, 1994). Según datos paleomagnéticos el contacto entre las formaciones Anta y Jesús María es de 13 Ma (Reynolds *et al.*, 1994).

### **Formación Jesús María**

*Areniscas y arcilitas*

#### *Antecedentes y distribución areal*

El perfil tipo de la Formación Jesús María está en la quebrada Jesús María, afluente del río Seco (Gebhard *et al.*, 1974). El mejor perfil para su estudio dentro de la Hoja se ubica en el río Piedras; también tiene buenas exposiciones en el arroyo Piedra Blanca, en el río Metán y en el paraje El Guayacán.

#### *Litología*

La litología en el río Piedras está conformada por areniscas finas y medianas, pardo-claras, con intercalaciones de pelitas pardo-oscuras. En la base

se intercalan algunos niveles de calizas oolíticas y areniscas con oolitas. Las areniscas y las pelitas son por lo general micáceas, con concreciones calcáreas y laminación paralela, laminación tangencial, laminación convoluta y ondulitas. Los estratos son gruesos y medianos con contactos ondulados y erosivos en forma de canal. El espesor medido es de 436 metros.

En el arroyo Piedra Blanca la unidad se compone de areniscas medianas, pardo-blanquecinas, micáceas, mal seleccionadas, con cemento y concreciones calcáreas. Entre las estructuras sedimentarias se reconocen laminación paralela fina, ondulitas, entrecruzamientos en artesa, grietas de desecación, clastos imbricados y bioturbaciones, entre otras. En menor proporción se intercalan estratos finos y medianos de arcilitas pardo-oscuras y verdes, y conglomerados medianos a finos con bases erosivas en forma de canal.

En el río Metán la formación está constituida de arcilitas y limolitas pardo-oscuras y blanquecinas, calcáreas, en estratos finos y medianos, con base erosiva en forma de canal, y posee un espesor de 280 metros.

En El Guayacán la litología está compuesta por una alternancia de pelitas y areniscas gruesas y medianas, calcáreas y micáceas y algunos depósitos de tobas blanquecinas. Se observan entrecruzamientos a mediana escala. Su espesor es de 471 metros.

#### *Ambientes de sedimentación*

Los depósitos de esta unidad corresponderían a un sistema fluvial efímero desarrollado en un clima árido a semiárido.

#### *Relaciones estratigráficas*

La relación de base de la Formación Jesús María con la Formación Anta es concordante. La relación de techo con la Formación Guanaco es concordante o localmente erosiva y en algunos perfiles, como en el río La Viña, es discordante de bajo ángulo.

#### *Edad*

No se han reportado hallazgos de restos fósiles en esta formación. Estudios de magnetoestratigrafía estiman edades límites de 13 Ma y 10 Ma para su base y techo respectivamente (Reynolds *et al.*, 1994). En este trabajo se la asigna al Mioceno medio alto.

### 2.5.1.2. Mioceno superior-Pleistoceno inferior

#### SUBGRUPO JUJUY (18)

*Conglomerados, areniscas, pelitas y tobas*

El Subgrupo Jujuy está integrado por las formaciones Guanaco y Piquete (Gebhard *et al.*, 1974).

#### **Formación Guanaco**

*Conglomerados, areniscas y pelitas*

#### *Antecedentes y distribución areal*

El perfil tipo de la Formación Guanaco se ubica en el flanco oriental de la sierra de Lumbrera, en el río Guanaco (Gebhard *et al.*, 1974). Otras buenas exposiciones se observan en el flanco occidental del valle de Lerma y en las laderas orientales de las sierras ubicadas al oeste de la ruta nacional 34-9.

#### *Litología*

La Formación Guanaco consiste en una espesa sucesión de conglomerados grises organizados en ciclos granodecrecientes que culminan con areniscas y limos arenosos. Su espesor, en algunos casos, es superior a 1400 metros.

En todos los perfiles, la característica más sobresaliente es la presencia de clastos de rocas volcánicas de variada naturaleza.

Los conglomerados son matriz sostén, pocas veces clasto sostén, y en general son mal seleccionados. El tamaño varía de fino a mediano y son escasos los gruesos. Los clastos tienen buena esfericidad y redondeamiento; predominan las formas equidimensionales y tabulares y en menor proporción las laminares y proladas. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son, entre otras, entrecruzamiento planar tangencial simple, en artesa, gradación, canales y barras longitudinales. En general, los bancos de conglomerados tienen base claramente erosiva. La matriz es arenosa fina a gruesa, tobácea y de granos angulosos. El cemento es carbonático.

Las areniscas, que se disponen en el techo de los depósitos conglomerádicos, son de granulometría fina a gruesa, de color gris claro a blanco y pardo rojizo claro. En la mayoría de los casos son macizas o con laminación paralela y pocas veces poseen entrecruzamiento planar tangencial simple. Frecuentemente cuando son macizas se advierten clastos

erráticos aislados. En el techo de las areniscas es frecuente hallar bancos de limolitas y arcilitas de color rojo a pardo-rojizo claro, macizas, muy pocas veces con estructuras sedimentarias.

Asociados con los depósitos pelíticos se observa alineación de nódulos de carbonatos, rizoconcreciones y pedotúbulos. También suelen intercalar tobas blancas, biotíticas y granatíferas, con espesores del orden de los 2 metros.

#### *Ambientes de sedimentación*

Las facies sedimentarias corresponden a sistemas fluviales encauzados desarrollados bajo condiciones climáticas cálidas y húmedas (Starck y Vergani, 1996).

#### *Relaciones estratigráficas*

Por lo general el contacto de base con la Formación Jesús María es concordante o localmente erosivo. El contacto con la Formación Piquete es regionalmente discordante.

#### *Edad*

Una toba granatífera de la Formación Guanaco fue datada en 8,8 Ma (del Papa *et al.*, 1993; Viramonte *et al.*, 1994).

### **Formación Piquete**

*Conglomerados, areniscas, pelitas y tobas*

#### *Antecedentes y distribución areal*

El perfil tipo de la Formación Piquete se ubica en el flanco oriental de la sierra de Lumbrera, en el río Las Cañas (Gebhard *et al.*, 1974). Su distribución areal es similar a la de las unidades terciarias que la preceden.

#### *Litología*

Está compuesta por conglomerados, areniscas y pelitas, con algunas intercalaciones de tobas. En algunos perfiles (río Metán-arroyo Sauzal) su espesor es cercano a 2000 metros.

Los conglomerados son en su mayoría matriz sostén y muy desordenados. Entre sus componentes predominan clastos de calizas y areniscas provenientes del Grupo Salta y de metamorfitas del basamento precámbrico. Los clastos de volcanitas

son escasos. La matriz es areno-limosa, pardo rojiza, friable y el cemento es carbonático. Las areniscas son de grano grueso a fino, macizas, en algunos casos con laminación paralela fina a mediana poco marcada. Algunos estratos poseen clastos aislados cercanos a la base. También son comunes intercalaciones de lentes de conglomerados con estructuras en artesa y escasa continuidad lateral.

La facies pelítica se compone de limolitas y fangolitas macizas o con laminación paralela fina, asociadas con concreciones de carbonato.

Las tobas son de grano fino, grises o blancas y biotíticas, y sus espesores varían entre 50 cm y 1,5 metros.

#### *Ambientes de sedimentación*

Corresponden en su mayor parte a abanicos aluviales proximales, que gradan en posiciones distales a depósitos de ríos entrelazados y de planicies de inundación.

#### *Relaciones estratigráficas*

Se apoya en discordancia sobre varias unidades terciarias en la parte occidental del valle de Lerma, mientras que hacia el centro del valle es aparentemente concordante sobre la Formación Guanaco. Es cubierta en discordancia por depósitos cuaternarios antiguos terrazados y por depósitos aluviales modernos.

#### *Edad*

Estudios magnetoestratigráficos indican una edad de aproximadamente 5 Ma para la base de la Formación Piquete (Reynolds *et al.*, 1994), mientras que los niveles superiores contienen un nivel de toba datado en 1,3 Ma (Malamud *et al.*, 1995).

### **Volcanismo neógeno**

#### **Andesita Campanorco (19) (nom. nov.)**

*Diques y filones capa de andesita anfibólica*

#### *Antecedentes y distribución areal*

En las nacientes del río Quirusillas o Don Juan, donde se destaca el cerro Campanorco, y al este de la localidad de Alemania, afloran cuerpos pequeños de rocas hipabisales que intruyen a varias

unidades del Grupo Salta y también a la porción basal del Grupo Orán. Estas rocas fueron mencionadas por Brackebusch (1883), Ruiz Huidobro (1949), Pozzo (1949), Salfity (1980) y Vergani y Starck (1989).

### *Petrografía y geoquímica*

Las rocas representantes de este volcanismo son rocas porfíricas leucocráticas de color gris claro en las que es posible observar a simple vista cristales de plagioclasa y hornblenda. Al microscopio presentan una textura porfírica seriada con pasta microcristalina. Los fenocristales son principalmente plagioclasa, hornblenda y en menor proporción clinopiroxeno (augita). La plagioclasa es de textura zonal, con bordes de recrecimiento sobre centros alterados a sericita y epidoto. La hornblenda se encuentra en dos generaciones de cristales, unos euhedros y otros con sus bordes anhedralos que presentan texturas de reacción con la pasta. El clinopiroxeno se halla con grados variables de alteración y forma en algunos casos glomeroporfíricos compuestos por dos o tres individuos. Como minerales accesorios son comunes apatita, titanita, circón y abundantes minerales opacos (magnetita). Se advierten grados variables de alteración representados por epidoto y clorita en la pasta.

Es común en estas rocas la existencia de cumulos de hornblenda, en los que se presenta escasa plagioclasa de carácter intercumular.

Las rocas de El Acheral tienen contenidos en  $\text{SiO}_2$  variables entre 59 y 62%. Su contenido en  $\text{MgO}$  es entre 0,71 y 8,74%. En el diagrama de  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (figura 7) las rocas caen en el campo composicional de traquiandesitas (Cox *et al.*, 1979). En el diagrama AFM presentan una tendencia de diferenciación de tipo calcoalcalino (figura 8), cuyo contenido en  $\text{K}_2\text{O}$  las ubica entre las rocas de alto contenido en potasio (Gill, 1981) (figura 9).

Como puede observarse en la figura 10, para discriminar ambiente geotectónico en base al contenido de elementos trazas (Wood *et al.*, 1979), estas rocas pertenecen al campo de basaltos de márgenes de placas destructivos. Sus contenidos en Cr y Ni inferiores a 10 ppm en las traquiandesitas y de 45 de Cr y 21 de Ni para los cumulos de hornblenda contenidos en las traquiandesitas, indican escasa participación de componentes mantélicos primarios, por lo que se deduce que son el producto de fenómenos de cristalización fraccionada de un magma más primitivo. Los diagramas de elementos traza

normalizados a MORB (Pearce, 1983) muestran un enriquecimiento selectivo en Sr, K, Rb, Ba y Th, que constituyen un componente ligado a subducción (figura 11).

La caracterización geoquímica preliminar de estas rocas indicaría su origen en un ambiente de margen continental activo, con una corteza engrosada, en cuya evolución se produjeron principalmente fenómenos de cristalización fraccionada.

### *Relaciones estratigráficas*

Se presentan en forma de filones-capa alojados en el Subgrupo Pirgua, en las formaciones Lecho y Yacoraite y en la porción basal de la Formación Lumbrera. El cuerpo de mayor tamaño, situado en el cerro Campanorco, intruye a la Formación Lumbrera y probablemente a la porción basal del Subgrupo Metán.

### *Edad*

La ubicación cronológica de las andesitas está acotada estratigráficamente, intruyen a la Formación Lumbrera (Riochiquense-Casamayoreense) y probablemente también a la Formación Río Seco (Mioceno inferior a medio) y se ven como clastos en la base de la Formación Piquete (Plioceno-Pleistoceno). Una datación radimétrica indicó valores de  $11 \pm 6$  Ma (Moya y Salfity, 1982), por lo tanto se la asigna al Mioceno medio a superior.

## 2.6. CUATERNARIO

Se consideran cuaternarias a las unidades depositadas con posterioridad a la fase diastrófica Diaguita, acaecida durante el transcurso del Pleistoceno.

A los efectos del mapeo, el Cuaternario fue distinguido en Depósitos terrazados y Depósitos aluviales indiferenciados.

### **Depósitos terrazados (20)**

*Gravas, arenas, limos y arcillas*

Corresponde a bajadas y abanicos aluviales antiguos, cuyas acumulaciones se conservan adosadas a los bordes de las serranías que delimitan las principales depresiones. En algunas porciones de la Hoja, estos depósitos se interdigitan, o están cubiertos, con depósitos lacustres (valle de Lerma y que-

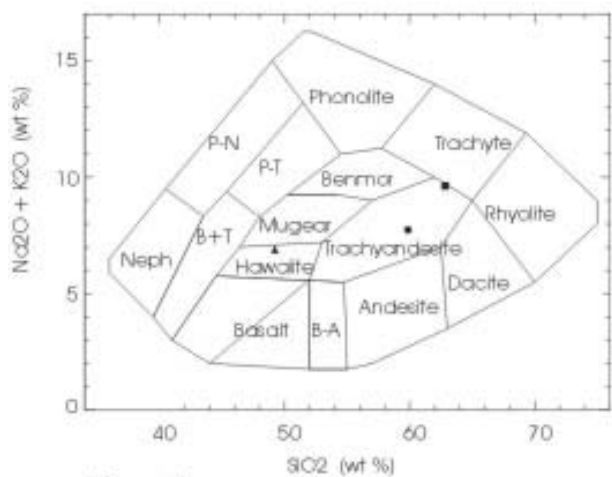


Figura 7. Clasificación de la Andesita Campanorco en el diagrama de Cox *et al.* (1979).

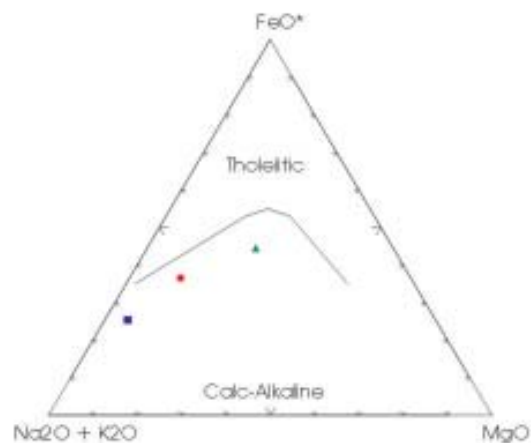


Figura 8. Proyección de la Andesita Campanorco en el diagrama AFM según Irvine y Baragar (1971).

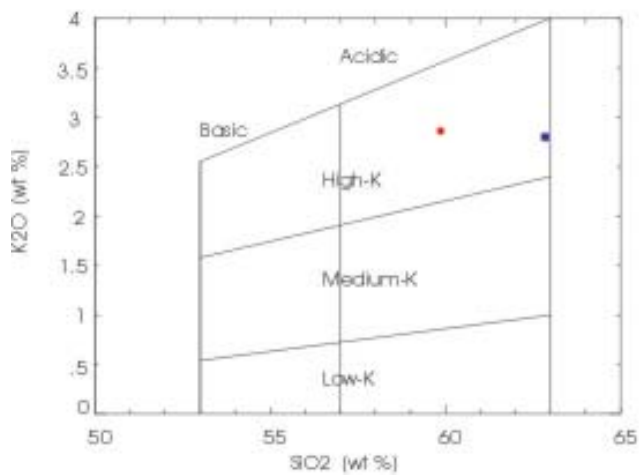


Figura 9. Clasificación de la Andesita Campanorco en el diagrama SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O según Gill (1981).

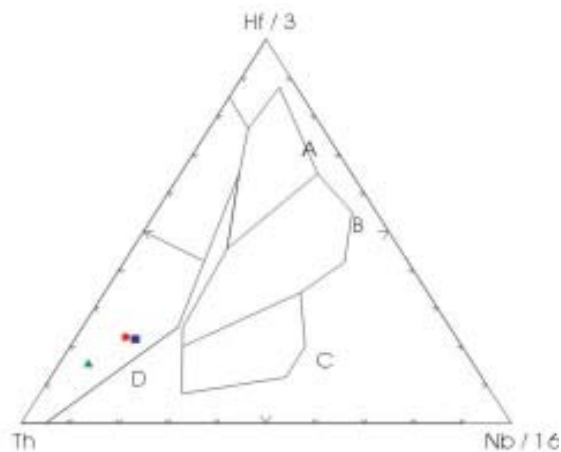


Figura 10. Proyección de la Andesita Campanorco en el diagrama discriminador de ambiente geotectónico según Wood *et al.* (1979).

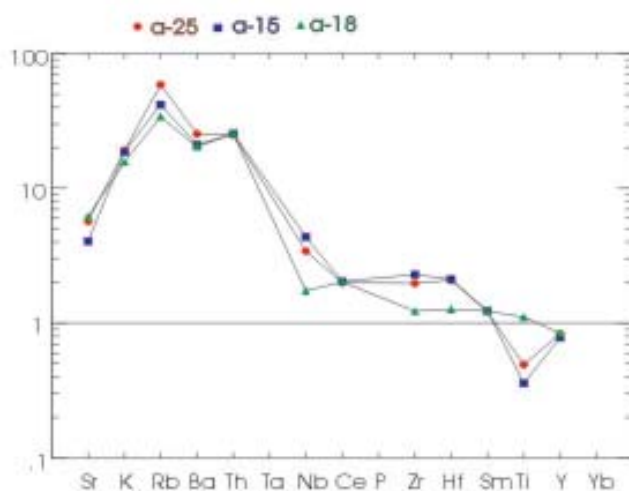


Figura 11. Proyección de la Andesita Campanorco en el diagrama multielemento normalizado a MORB (Pearce, 1983).



brada de Las Conchas), originados por interrupciones en el escurrimiento normal de los colectores principales (ríos de Las Conchas y Juramento). Ese endorreísmo temporario fue provocado por deslizamientos de rocas que endicaron los cursos mencionados. Se interpreta que eventos sísmicos fueron el mecanismo desencadenante de los deslizamientos, aunque también podrían corresponderse con intervalos climáticos más húmedos (Malamud *et al.*, 1996; Strecker y Marrett, 1999; Hermanns y Strecker, 1999; Wayne, 1999).

Su litología consiste en gravas y arenas, mal seleccionadas y friables, y de limos y arcillas compactas y con marcada laminación.

Se apoyan en discordancia sobre todos los depósitos pre-cuaternarios y, en general, se ubican unas decenas de metros por encima del nivel de base actual.

### **Depósitos aluviales indiferenciados (21)**

*Gravas, arenas y limos*

Tiene una distribución más amplia que la unidad anterior e involucra al sistema aluvial actual. Comprende los abanicos aluviales recientes, las terrazas bajas y los depósitos que rellenan los cauces y planicies de inundación de todos los cursos actuales.

Se compone de gravas medianas y gruesas, intercaladas con arenas y limos arenosos. También se observan algunos niveles de cenizas volcánicas y de paleosuelos.

Se apoya en discordancia erosiva sobre la unidad precedente (20) o en discordancia angular sobre todas las unidades precuaternarias.

### ***Cuaternario del valle de Lerma y de la quebrada de Las Conchas***

Estudios estratigráficos realizados en el valle de Lerma y en el tramo superior de la quebrada de Las Conchas han permitido distinguir varias unidades formacionales (no mapeadas en este trabajo) dentro de los depósitos cuaternarios, las cuales se describen a continuación a sólo título de su conocimiento.

#### **A) Valle de Lerma**

En el análisis estratigráfico del Cuaternario del valle de Lerma se distinguieron, de base a techo, las formaciones Calvimonte, Tajamar y La Viña (Gallardo *et al.*, 1996).

### **Formación Calvimonte**

*Gravas, arenas y pelitas*

#### *Distribución areal*

Constituye la unidad litoestratigráfica cuaternaria más antigua reconocida hasta el presente en el valle de Lerma. Sus afloramientos se restringen a la finca Calvimonte y a los arroyos Tajamar y Pozo Verde.

#### *Litología*

En la finca Calvimonte, la unidad está formada por gravas grises, medianas, friables, compuestas por clastos subredondeados e imbricados de grauvaca, arenisca, cuarcita y cristaloclastos de cuarzo; la matriz es areno-cuarzosa de grano fino. Se intercalan estratos lenticulares de arena mediana a gruesa, cuarzosa, y pelita marrón-amarillenta, maciza. La parte superior (3 m aproximadamente) está constituida por fangolita estratificada en bancos gruesos, maciza, con clastos dispersos de hasta 5 cm (de igual composición que las gravas) y concreciones calcáreas blanquecinas que no superan los 3 cm; se intercalan lentes de grava grisácea, medianamente seleccionada.

En el arroyo Tajamar la formación está compuesta por arenas finas a medianas, castañas, bioturbadas, estratificadas en bancos gruesos, masivas o tenuemente laminadas, con abundante matriz pelítica y cemento carbonático. Se intercalan estratos lenticulares de grava fina a mediana, macizos o con estratificación entrecruzada y de matriz arenosa. Datos de perforaciones indican que en subsuelo está formada por psefitas intercaladas con arena, arena gravosa y ocasionalmente pelita.

El espesor es muy variable. En superficie no supera los 20 m, pero en el subsuelo alcanza valores sensiblemente superiores.

#### *Ambientes de sedimentación*

Las gravas, arenas y fangolitas corresponderían a antiguas bajadas o abanicos aluviales cuyos ápices se ubicaban en las serranías situadas al occidente del actual valle de Lerma y se extendían sobre y hacia el oriente de la sierra de Mojotoro.

#### *Relaciones estratigráficas*

Su base sólo está expuesta en el flanco occidental del valle (Campo Quijano), fuera de los límites de

la Hoja, donde se asienta sobre la Formación Puncoviscana; hacia el centro del valle (en el subsuelo) se apoya sobre sedimentitas terciarias, según datos de registros sísmicos y geoelectrónicos.

### *Edad*

Sólo se encontraron restos de gastrópodos de dimensiones inferiores al centímetro. Fuera de los límites de la Hoja, en las proximidades de Campo Alegre, se hallaron piezas esqueléticas correspondientes a gliptodontes, megaterios y mastodontes, en terrazas de sedimentos fluviales (Anónimo, 1988). En los mismos materiales, Romero (comunicación personal) localizó una cabeza de fémur, un colmillo de 1,10 m de largo y parte de la cintura pélvica de un mastodonte. En las terrazas ubicadas al norte de La Caldera (fuera de la Hoja), una intercalación de toba fue datada en  $0,33 \pm 0,1$  Ma (Malamud *et al.*, 1995). En consecuencia, se asigna al Pleistoceno.

### **Formación Tajamar**

*Limolitas y arcilitas*

#### *Distribución areal*

Sus afloramientos se encuentran muy próximos al flanco oriental del valle. En la parte norte se presentan en Rumical, al sur de Las Tienditas, en Sumalao y al este de El Carril, donde forman lomas suaves. En el tramo austral ocurren al norte de Guachipas, adosados a lomas bajas compuestas por sedimentitas terciarias.

En el flanco occidental aflora en los alrededores de Talapampa, en las barrancas de algunos arroyos que descienden de las serranías ubicadas al oeste.

#### *Litología*

Está constituida por limolitas y arcilitas castañas claras, amarillentas y rojizas, con intercalaciones laminares de yeso y carbonato amarillo claro, con cristales y moldes de yeso, concreciones calcáreas y férricas y nódulos de manganeso milimétricos. Se intercalan estratos finos a medianos de arenas finas a muy finas, grises y castañas amarillentas pálidas, masivas o con bioturbación incipiente.

El perfil de Talapampa es marcadamente grano y estrato creciente. Comienza con pelitas castañas, estratificación fina e internamente laminadas (bajo régimen de flujo), bioturbadas, con algunas interca-

laciones de arenas finas masivas dispuestas en cuerpos principalmente tabulares. La facies fina presenta además, algunos niveles laminares ya sea de carbonatos férricos o yeso. Hacia arriba se incrementa el contenido de la facies arenosa, culminando con gravas medianas en cuya composición toman parte clastos de hasta 20 cm de distinta procedencia: volcanitas, metamorfitas, plutonitas y sedimentitas.

El perfil de Guachipas es similar al de Talapampa, aunque están ausentes las gravas.

Los espesores de la Formación Tajamar son variables y parciales, ya que la misma fue fuertemente afectada por la erosión precedente a la deposición de la Formación La Viña y por los procesos de denudación actuales. Las mayores potencias se registran en Talapampa (más de 40 m) y Guachipas (35 m).

#### *Ambientes de sedimentación*

Las facies pelítica y arenosa se depositaron en un gran cuerpo lacustre. Progradando sobre él, se desarrolló un importante sistema de abanicos aluviales, principalmente desde el oeste y norte, vinculados con un frente estructural de gran magnitud ubicado hacia el oeste.

#### *Relaciones estratigráficas*

El contacto basal es discordante con la Formación Calvimonte en la parte central del valle (arroyos Tajamar, Pozo Verde y finca Calvimonte). En el flanco oriental se asienta sobre rocas del Grupo Salta o terciarias. El límite con la unidad superior es discordante erosivo a angular de bajo grado ( $5^\circ$  de angularidad aproximadamente); en el sur del valle, en la zona ubicada hacia el este de la ruta nacional 68, esta relación es erosiva, con la eliminación total de la Formación Tajamar (en las adyacencias de las vías del ferrocarril) e inclusive de parte de la Formación Calvimonte.

#### *Edad*

Esta unidad posee un importante contenido fosilífero. En El Rumical se han hallado numerosas impresiones de gastrópodos y bivalvos de agua dulce, acompañadas de algunas impresiones de crustáceos y de restos vegetales macerados, además de huellas de la actividad de vermes (Gallardo *et al.*, 1996). Por relaciones estratigráficas se la asigna al Pleistoceno superior-Holoceno inferior.

## Formación La Viña

*Arenas y gravas*

### *Distribución areal*

Tiene amplia distribución en el valle de Lerma, con excelentes exposiciones en los arroyos que descienden de las serranías occidentales al sur de El Carril.

En la Formación La Viña se incluyen todos los depósitos que ocupan el centro del valle y los que descienden desde los bordes occidental y oriental, forman terrazas bajas y son cortados por los cursos actuales.

### *Litología*

En el arroyo Tajamar el perfil es ligeramente grano creciente. Se inicia con un paleocanal (de 1,5 m de profundidad en el eje) relleno por ceniza volcánica gris blanquecina. Por encima, se disponen 6 m de arenas limosas de color castaño claro, bioturbadas, con estratificación poco marcada; intercalan estratos lenticulares finos de grava fina, gris oscura, con matriz arenosa. Hacia arriba siguen dos paleosuelos rojizos, separados por una intercalación areno limosa, de espesor inferior a los 0,50 m y presencia de horizonte B textural. Por encima se dispone una capa de ceniza volcánica gris blanquecina, de espesor variable pero siempre inferior a 0,50 m, que persiste por varios kilómetros sobre ambos márgenes de este arroyo. El perfil es coronado por facies arenosas finas que no superan el metro de espesor.

En el tramo medio del río Chuñapampa la sucesión es grano y estrato creciente. Los 6 m inferiores están compuestos por arenas de color castaño claro, con matriz limo arcillosa y estratificación poco marcada; se intercalan gravas finas a medianas grises, con estratificación lenticular e interna entrecruzada en artesa. En los 4 m superiores predominan las gravas medianas, con estratificación entrecruzada en artesa, mal seleccionadas con clastos redondeados e imbricados de metamorfitas grises, calizas de color gris amarillento y areniscas rojizas; se intercalan arenas castaño claras con abundante matriz y un nivel discontinuo de 10 cm de espesor de ceniza gris blanquecina a 3 m del tope.

Los espesores son variables pero siempre en el orden de la decena de metros.

### *Ambientes de sedimentación*

Sus depósitos son característicos de ambientes de abanicos aluviales, íntimamente ligados con las elevaciones del borde occidental del valle, y de ríos entrelazados gravosos caracterizados por canales y barras que se interdigitan con depósitos de planicies de inundación.

### *Relaciones estratigráficas*

La Formación La Viña se apoya en discordancia erosiva a levemente angular (no superior a los 5°) sobre la unidad precedente. Se asienta directamente sobre la Formación Calvimonte en los arroyos Tajamar y Pozo Verde, lo que sólo se aprecia en la parte inferior de las barrancas y en tramos muy reducidos. Hacia los flancos del valle se asienta discordantemente sobre unidades precuaternarias.

### *Edad*

Entre los restos encontrados se cuenta con gastrópodos cuyas dimensiones varían desde milímetros a varios centímetros, y trozos pequeños de carbón vegetal. En el techo de esta unidad se obtuvieron restos arqueológicos (vasijas, trozos de cerámica, urnas funerarias y fogones). La ceniza volcánica de la base presenta una edad de  $0,1 \pm 0,04$  Ma. Restos de carbón que se encuentran por debajo y por arriba de la ceniza volcánica superior arrojaron edades de  $5130 \pm 250$  años y  $3920 \pm 190$  años, respectivamente (Malamud *et al.*, 1995). Se le asigna edad pleistocena superior-holocena.

Las formaciones Calvimonte y Tajamar están incluidas dentro de lo que en el mapa geológico se distinguió como Cuaternario terrazado (20), mientras que la Formación la Viña corresponde a la unidad mapeada como Cuaternario indiferenciado (21).

### B) Quebrada de Las Conchas

Los excelentes registros del Cuaternario en la quebrada de Las Conchas, especialmente los que afloran en sus nacientes, fueron estudiados por Frenguelli (1936), Vilela y García (1978) y autores posteriores, los cuales establecieron la sucesión estratigráfica allí expuesta. También se conocen otros depósitos en la comarca del río Tonco (Cuerda, 1967).

## **Formación El Fraile**

*Gravas y arenas*

### *Antecedentes*

Corresponde a lo que Frenguelli (1936) denominó “conglomerados verduscos”. El nombre actual se debe a Gallardo (1988).

### *Distribución areal*

Aflora en las proximidades de la desembocadura de la quebrada La Yesera (tramo inicial de la quebrada de Las Conchas).

### *Litología*

Esta unidad está constituida por cuerpos de gravas finas a medianas con estratificación lenticular, de colores gris claro a pardo grisáceo con tonalidades verdosas y matriz limo-arenosa pardo clara. La fracción clástica principal se compone de grauvacas, cuarcitas, esquistos, filitas y, en menor proporción, granitos, cuarzo y areniscas pardo rojizas. Se intercalan estratos finos a medianos, lenticulares, de arenas pardo rojizas claras, finas, formadas por granos de cuarzo, mica y líticos. Los espesores parciales máximos, sin base expuesta, no superan los 12 metros.

### *Ambientes de sedimentación*

Se interpretan como depósitos fluviales en facies de canal.

### *Relaciones estratigráficas*

No tiene base expuesta y es cubierta en discordancia erosiva por la Formación Paso de la Piedra.

### *Edad*

Constituye la unidad más antigua del Cuaternario en la cual no se conoce ningún registro paleontológico. Frenguelli (1936) la asignó al Pleistoceno inferior.

## **Formación Paso de la Piedra**

*Diamictos y gravas*

### *Antecedentes*

Con esta denominación, Torres (1985) agrupó a los sedimentos que Frenguelli (1936), García (1957)

y Vilela y García (1978) denominaron “conglomerados pardo rojizos”.

### *Distribución areal*

Las exposiciones más representativas se ubican en la misma área que la Formación El Fraile.

### *Litología*

Se caracteriza por diamictitas de color pardo rojizo. La matriz es arenosa gruesa a fina, con bloques dispersos de varios metros de diámetro máximo procedentes de los conglomerados de la Formación La Yesera. Los clastos menores, si bien son del basamento, proceden igualmente de esta última formación.

La Formación Paso de la Piedra cambia hacia el sur y el oeste a facies de gravas medianas a gruesas, pardo-amarillentas, clasto soporte, estratificación lenticular, mal seleccionadas, con clastos de pizarra, grauvaca, filita y granito. El máximo espesor medido es 20 metros.

### *Ambientes de sedimentación*

Los diamictos serían el producto de deslizamientos de grandes masas de rocas de los afloramientos del Subgrupo Pigua del cerro El Zorrito, los que produjeron la interrupción del drenaje del tramo superior del río Las Conchas.

### *Relaciones estratigráficas y edad*

Suprayace mediante discordancia erosiva a la Formación El Fraile o mediante discordancia angular a las sedimentitas de la Formación La Yesera o del Subgrupo Santa Bárbara. Frenguelli (1936) la asignó al Pleistoceno.

## **Formación El Paso**

*Limolitas y arcilitas*

### *Antecedentes*

Frenguelli (1936) identificó esta unidad como Limos arenosos pardos claros. García (1957) la denominó Estratos de El Paso y Vilela y García (1978) la distinguieron como Formación El Paso.

### *Distribución areal*

Excelentes afloramientos se encuentran entre El Paso y el paraje Las Conchas, mientras que asomos

menores y dispersos se ubican en La Punilla, Corralito y quebrada La Yesera.

### *Litología*

La unidad está integrada por limolitas y arcilitas pardas claras a amarillentas, con estratificación fina; intercalan delgadas capas de arenas finas y láminas ricas en óxidos de hierro que resaltan por su color rojo y consistencia. En la base son frecuentes las intercalaciones lenticulares de arenas medianas y gravas finas. También son comunes las concreciones calcáreas aplanadas y venas y rosetas de yeso fibroso o granular. En la quebrada La Yesera las pelitas gradan lateralmente a facies de gravas y arenas.

Los espesores varían entre 3 y 34 metros.

### *Ambientes de sedimentación*

Las pelitas laminadas corresponden a depósitos acumulados en un lago de escasa profundidad y baja salinidad. Las concreciones calcáreas, rosetas, venas y láminas de yeso fibroso y granular señalan condiciones temporales de una mayor evaporación del cuerpo de agua.

### *Relaciones estratigráficas*

La Formación El Paso se asienta mediante discordancia erosiva sobre la Formación Paso de la Piedra o bien sobre rocas más antiguas pertenecientes al Subgrupo Santa Bárbara o basamento precámbrico.

### *Edad*

Entre las localidades de El Paso y Las Conchas se encuentran gastrópodos y bivalvos de conchillas muy frágiles, delgadas, de dimensiones milimétricas. Frenguelli (1936) citó las especies *Planorbis peregrinum* d'Orb y *Sphaerium argentinum* d'Orb, que no permiten precisar su edad. Basándose en las relaciones con las formaciones infra y suprayacente se la asigna al Pleistoceno superior-Holoceno inferior.

## **Formación Animaná**

### *Gravas y arenas*

### *Antecedentes y distribución areal*

Fue definida por Gallardo (1988). Sus afloramientos se encuentran restringidos al tramo superior del

río Las Conchas y a los inferiores de los ríos Calchaquí y Santa María.

### *Litología*

La formación está integrada por gravas pardorrojizas, finas a medianas, mal seleccionadas, en las que algunos rodados superan los 50 cm de diámetro máximo. Los clastos de formas variadas, subredondeados, son de granito, cuarzo, feldspatos de tonos rojizos y en menor proporción rocas metamórficas de color gris oscuro, areniscas y conglomerados. Se intercalan niveles lenticulares de arena y arena conglomerádica, cuarzosas, con matriz limosa y dos niveles lenticulares finos, macizos, de tobas blancas amarillentas.

Los espesores parciales de la Formación varían desde 1 m hasta algo más de 16 metros.

### *Ambientes de sedimentación*

El depósito es de ambiente fluvial y es propio de conos aluviales que integran pie de montes.

### *Relaciones estratigráficas y edad*

Esta formación se apoya mediante discordancia erosiva sobre la Formación El Paso y sobre varias unidades del Terciario.

Se asigna en forma tentativa al Pleistoceno superior-Holoceno.

## **3. TECTÓNICA**

### *3.1. ESTRUCTURAS*

El área de la Hoja es una zona de transición entre tres provincias geológicas clásicas: Cordillera Oriental hacia el norte, Sierras Subandinas (Sistema de Santa Bárbara, *sensu* Rolleri, 1976) hacia el nordeste y Sierras Pampeanas hacia el sur. Si bien la diferenciación de estas provincias según su composición estratigráfica conocida es bastante precisa, no lo es tanto cuando se recurre a sus estilos estructurales, sobre todo cuando se analizan las regiones de transición entre ellas.

La circunstancia apuntada indujo a que gran parte de la región considerada haya sido atribuida en forma diversa a cada una de esas tres provincias por diferentes autores (Mon, 1976, 1979; Turner y Mon, 1979; Mingramm *et al.*, 1979; Salfity y Marquillas,

1994, entre otros). También fue diferenciada como subprovincia geológica de las Cumbres Calchaquíes, vinculada tectónicamente con la Cordillera Oriental (Baldis *et al.*, 1976).

En términos generales, en el concepto de los autores de este trabajo, la Hoja se incluye dentro de las Cumbres Calchaquíes, salvo la porción ubicada al este del meridiano de 65°O que pertenece al Sistema de Santa Bárbara. Hacia el este del borde oriental de la Hoja se extiende la Llanura Chaqueña, mientras que hacia el oeste, fuera de sus límites, se eleva el *plateau* de la Puna.

En la historia geológica de la región se sucedieron, según las evidencias disponibles, al menos tres etapas principales de deformación.

La primera afectó a los depósitos del Precámbrico-Cámbrico inferior (Grupo Lerma y equivalentes) y fue de naturaleza compresiva (orogenia Tilcárica). Como consecuencia, se formaron pliegues de charnela aguda (*chevron*) y clivaje de plano axial en las rocas incompetentes, mientras que las unidades con predominio de rocas competentes (grauvaca, cuarcita, caliza) se deformaron en pliegues más amplios. La edad de esta deformación ha sido establecida en el Cámbrico medio, teniendo en cuenta la discordancia angular que separa a las rocas afectadas de los depósitos del Cámbrico superior, discordancia que es visible en la parte austral de la sierra de Mojotoro, inmediatamente al norte de la sierra de Castillejo. Una descripción más detallada de la estructura del basamento, se trata en el capítulo que describe su composición estratigráfica.

Aún se desconoce las características y la incidencia que tuvieron en la región las fases de deformación Oclóyica y Chánica. Estas fases, que involucran a todas las rocas paleozoicas, han sido registradas en lugares muy alejados del área cubierta por la Hoja.

La segunda etapa fue de naturaleza distensiva y acaeció en el ¿Jurásico tardío?-Cretácico inferior, que afectó al basamento y a su cubierta paleozoica (Cámbrico superior a Devónico). El resultado fue la apertura de cubetas de tipo *rift*, desconectadas en la etapa inicial de generación e interconectadas al final de su evolución. No se sabe aún, si la apertura de estas cuencas fue simultánea o si existió una polaridad en su propagación. Las dataciones radimétricas del episodio volcánico inicial, asociado con la apertura de las cuencas, indican edades de 128 Ma en la porción más austral de la cuenca en la provincia de Tucumán y de 114 a 98 Ma en la región de Isonza (Bossi y Wampler, 1969; Valencio *et al.*,

1976). Estos datos indicarían, con las reservas del caso, una propagación de sur a norte. Los modelos propuestos asumen que los procesos extensionales del Cretácico fueron acomodados por fallas normales, lístricas, convergentes en una superficie de despegue ubicada entre 10 y 25 km de profundidad, según se deduce de registros de profundidades focales de microsismos (Grier *et al.*, 1991; Cahill *et al.*, 1992). Dentro del ámbito de la Hoja es notoria la profusa distribución de los depósitos del Subgrupo Pirgua (depósitos *sin-rift*). Ello es consecuencia de que durante el Cretácico se generaron allí dos importantes depocentros (subcuencas de Metán y Alemania). Esos depocentros fueron nivelados durante el Cretácico superior-Eoceno con las acumulaciones de los subgrupos Balbuena y Santa Bárbara (post *rift*).

La última etapa de deformación (deformación andina), en la que se pueden distinguir varios pulsos, comenzó aproximadamente a fines del Eoceno. Esta etapa, de naturaleza compresiva, originó en su fase inicial una incipiente faja plegada y fallada con su correspondiente antefosa, la cual se ubicaba al oeste del valle Calchaquí fuera del límite occidental de la Hoja. Pulsos de mayor deformación en el Mioceño y en el Plioceno superior-Pleistoceno inferior, provocaron la migración hacia el este del frente orogénico, la consecuente formación de una cuenca de antepaís y su posterior desmembramiento en cuencas intermontanas (Monaldi *et al.*, 1996; Starck y Vergani, 1996), confirniéndole a la región cubierta por la Hoja, las características morfoestructurales que hoy observamos.

Trabajos recientes han enfatizado el importante control que, probablemente, ejercieron las estructuras preexistentes en el estilo tectónico de la deformación andina, sobre todo aquellas estructuras que delinearon las cuencas extensionales cretácicas (Allmendinger *et al.*, 1983; Bianucci *et al.*, 1983; Grier *et al.*, 1991; Cahill *et al.*, 1992; Monaldi y Kley, 1997; Cristallini *et al.*, 1997, entre otros).

En lo que concierne específicamente a los rasgos estructurales visibles al observar el mapa geológico, merecen destacarse ciertas particularidades de la región.

1) El rumbo de las estructuras mayores (pliegues y fallas) es, en general N-S. Se notan algunas desviaciones hacia el NNE en las sierras de La Lumbera, González y San Antonio, sierras que pertenecen al Sistema de Santa Bárbara. También se observan orientaciones ONO y EO en la sierra de Castillejo y su vertiente austral. En el primer caso, la orientación anómala puede atribuirse a controles ejer-

cidos por las fracturas que delinearon un segmento del *rift* cretácico, que hacia el NE se conecta con la subcuenca de Lomas de Olmedo, cuyos límites tienen orientaciones similares. En lo que respecta a las estructuras de la sierra de Castillejo, su orientación estaría ligada con movimientos producidos a lo largo del lineamiento de El Toro, fractura ésta que es parte de una megatrazada de extensión continental (lineamiento Calama-Olacapato-El Toro). En su larga historia geológica esta fractura al parecer tuvo comportamientos variados. El más conspicuo de ellos ocurrió durante el Cenozoico y la define como una falla de desplazamiento de rumbo levógira (Baldis *et al.*, 1976; Mon, 1976, 1979; Allmendinger *et al.*, 1983).

Durante el Cretácico, en la zona que nos ocupa, la fractura constituyó un borde para los depósitos del Subgrupo Pigua, que aumentan de espesor hacia el sur y desaparecen al norte. La fractura se comportó como directa con bloque bajo al sur, o bien tuvo desplazamiento de rumbo con componente extensional generando una serie de bloques escalonados y descendentes hacia el sur (figura 12). Con la compresión andina se invirtió la polaridad de los movimientos, los bloques a ambos lados de la fractura sufrieron desplazamiento de rumbo convergente y las fallas normales se reactivaron como inversas generando la estructuración actual. El núcleo precámbrico de la sierra de Castillejo desborda hacia el norte y sur, sobre las sierras de Mojotoro y Sancha respectivamente, con una geometría similar a las denominadas estructuras en flor positivas (Harding, 1985) (figura 13).

2) Se observan dos extensas depresiones. Una de ellas corresponde al valle de Lerma, ubicado a lo largo del meridiano de  $65^{\circ}30'$ , y que se extiende desde el borde N del mapa hasta la localidad de Alemania. Esta depresión es interpretada como un amplio sinclinal de fondo relativamente plano, con algunas elevaciones estructurales sobre sus flancos: anticlinales de La Viña, Coronel Moldes y Osma. En la latitud de Coronel Moldes, estas estructuras con núcleo aflorante de rocas terciarias, provocan un estrangulamiento del sinclinal mencionado.

La depresión de Metán está confinada por los hundimientos S y N de los anticlinales de las sierras de La Lumbrera y La Candelaria, respectivamente, mientras que hacia el O y E está limitada por los alzamientos estructurales de la sierra de Metán y el cerro Colorado. Análogamente al valle de Lerma, también se interpreta como una depresión sinclinal interrumpida por algunas estructuras anticlinales sin

expresión superficial; éstas fueron objeto de sondeos exploratorios en búsqueda de hidrocarburos en las proximidades de las localidades de Metán y Yatasto.

3) Otro rasgo sobresaliente se refiere a los cambios de vergencia de las estructuras. Al oeste del meridiano de  $65^{\circ}30'$ , las estructuras (pliegues y fallas) tienen una definida vergencia occidental, mientras que hacia el este de él, la vergencia es oriental. Las estructuras del borde nordeste tienen nuevamente vergencia occidental. Nuevamente surge una aparente correspondencia con la estructuración cretácica. Ésta, seguramente era convergente hacia los depocentros. La reactivación andina ocasionó la divergencia a partir del depocentro de Alemania, divergencia que también se infiere para el depocentro de Metán.

4) Las rocas precámbricas están involucradas en la deformación andina y constituyen los núcleos de muchas láminas corridas.

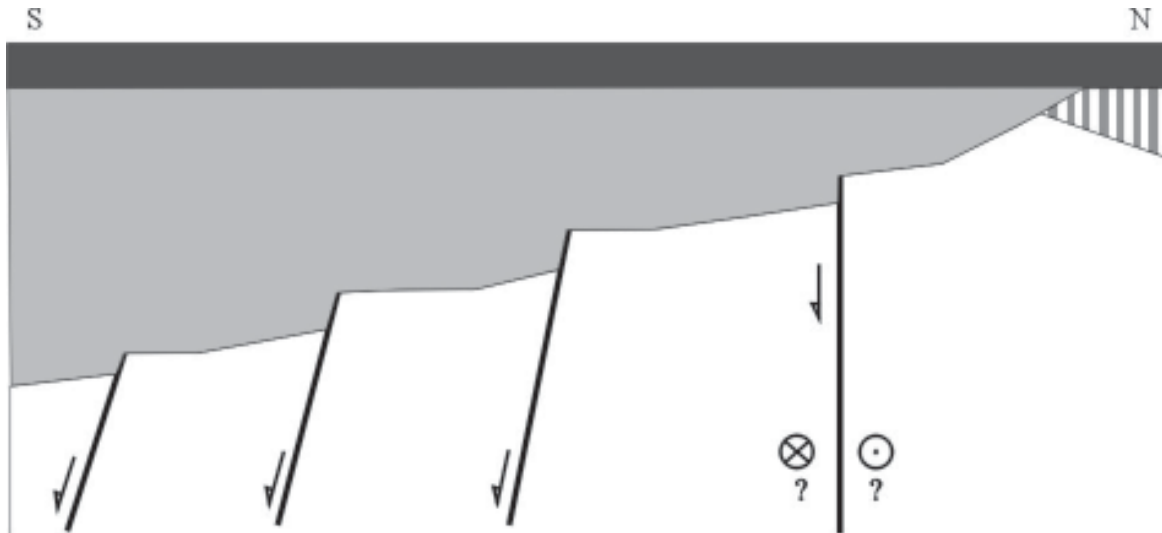
5) Al oeste de la localidad de Metán se observa la traza de una importante fractura regional, que hacia el norte se extiende hasta el límite con la República de Bolivia. Esta fractura o conjunto de fracturas fue denominada frente de Fracturación Tacónico o frente Oclóyico Oriental (Baldis *et al.*, 1976; Salfity *et al.*, 1975). En el ámbito de la Hoja presenta dos conspicuas inflexiones hacia el NO y SO, al intersectarse con los lineamientos de El Toro y El Brete, respectivamente (Mon, 1979). Este frente de fracturación ha sido interpretado como un corrimiento fuera de secuencia y los lineamientos que lo interrumpen como rampas laterales (Vergani y Starck, 1989).

6) El estilo estructural visible en superficie tiene más afinidad con el de las fajas plegadas y corridas que con el estilo pampeano de bloques de falla compresivos. Sin embargo es probable que exista interferencia de ambos estilos del mismo modo que con el estilo de *wrench fault* ya mencionado en la sierra de Castillejo.

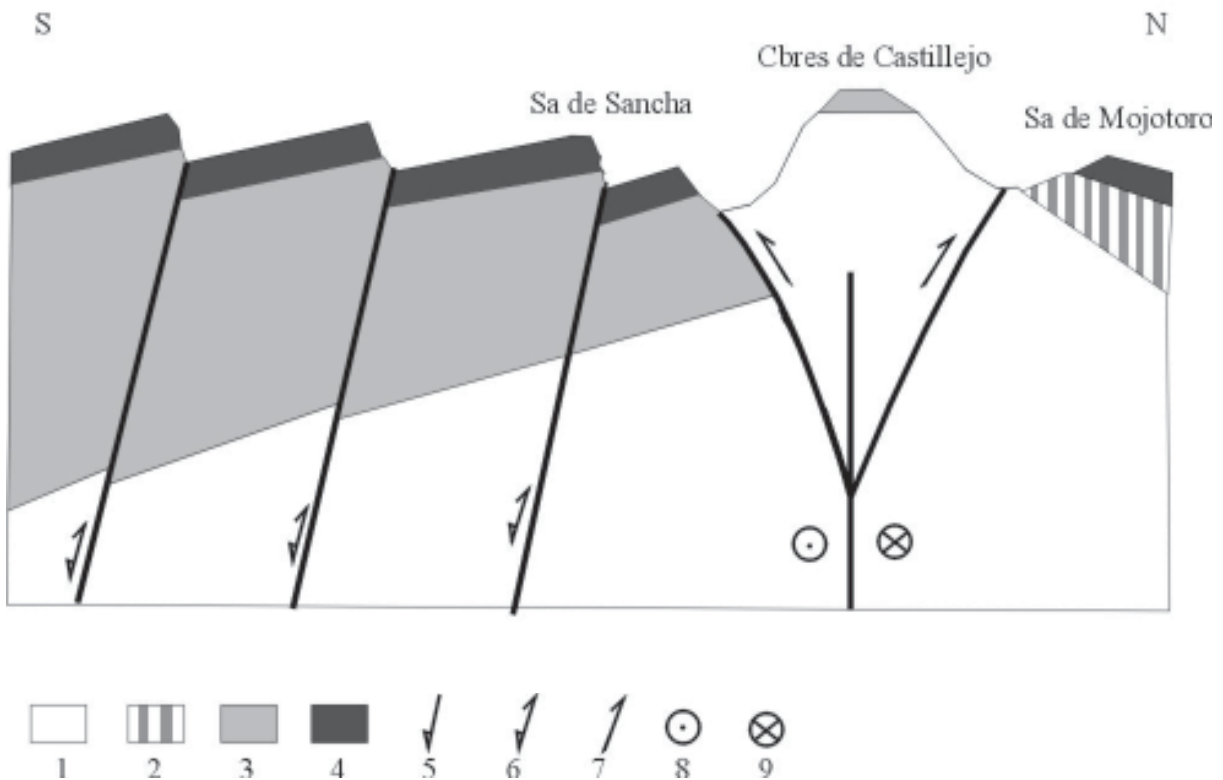
Sobre la base de las evidencias e inferencias mencionadas en los párrafos anteriores, se construyeron tres secciones transversales cuyas características se describen a continuación.

*Sección A-A'*. Trazada en la porción norte del mapa, se extiende desde las proximidades de la localidad de El Galpón, por el este, hasta el sur del cerro Malcante por el oeste.

De este a oeste, la sección atraviesa sucesivamente y en ese orden a las sierras de La Lumbrera, González y San Antonio. Estas sierras consisten en anticlinales asimétricos, dispuestos en posición es-



**Figura 12.** Esquema inferido del lineamiento El Toro y estructuras asociadas durante el Cretácico en la región de las Cumbres del Castillejo. Referencias como en la figura 13.



**Figura 13.** Estructuras actuales en las Cumbres del Castillejo. 1: Neoproterozoico, 2: Cámbrico-Ordovícico, 3: Subgrupo Pargua, 4: Subgrupo Balbuena, 5: Falla directa, 6: Falla directa reactivada como inversa, 7: Falla inversa, 8: Bloque desplazado hacia el observador, 9: Bloque desplazado alejándose del observador.

calonada, con flancos orientales tendidos y occidentales más empinados, seccionados los últimos por fallas inversas inclinadas al este. En la latitud de la sección, el anticlinal de González sobrecorre el flanco oriental del anticlinal de San Antonio, suprimiendo el sinclinal que separa ambas estructuras hacia el

nordeste (véase mapa geológico). Al oeste del sinclinal del arroyo San Antonio se eleva el anticlinal de Cuchuma, estructura productora de petróleo. Este anticlinal, también asimétrico, con flanco occidental subvertical a rebatido, está limitado al oeste por un haz de fracturas inclinadas al este que lo separan de



la depresión del río La Troja. La geometría diseñada de este sinclinal y la del anticlinal aledaño (anticlinal de La Troja), es producto de la interpretación de una sección sísmica ubicada en las proximidades de la sección transversal.

Separado del anticlinal de La Troja por un conjunto de fracturas inclinadas al oeste, y que regionalmente constituyen el frente oclóyico, se encuentra el hundimiento sur de la sierra de Mojotoro, en cuyo flanco oriental los estratos del Subgrupo Balbuena tienen disposición subvertical a rebatida. Hacia el oeste, sobrecorriendo la sierra de Mojotoro mediante una fractura inclinada al sudoeste (fractura de San Agustín, Ortiz, 1962), se levanta la sierra de Castillejo, que como se mencionó anteriormente es posible interpretar como una estructura en flor positiva, producto de desplazamientos de rumbo convergente a ambos lados del lineamiento de El Toro. Vergani y Starck (1989) interpretaron este lineamiento como una rampa lateral de una lámina corrida (lámina del Crestón) cuya rampa frontal sería la fractura oclóyica. Otra fractura inversa, en este caso inclinada al nordeste, pone en contacto la sierra de Castillejo con la sierra de Sancha, estructura homoclinal que desciende suavemente hacia el sudoeste constituyendo el flanco oriental del amplio sinclinal del valle de Lerma. El flanco occidental del sinclinal, más empinado, es seccionado por una fractura buzante al oeste que pone en contacto el bloque precámbrico de los cerros Sunchal y Malcante con depósitos terciarios del Subgrupo Jujuy. En la latitud del perfil, sobre el bloque precámbrico mencionado se observan depósitos de los subgrupos Balbuena y Santa Bárbara formando ondulaciones sinclinales y anticlinales cuyos ejes se hunden hacia el sur.

*Sección B-B''* . Se ubica en la porción central del mapa y se extiende desde el flanco occidental del cerro Colorado en el este hasta el flanco occidental de la sierra Colorada en el oeste. La extensa depresión de Metán es considerada como un amplio sinclinal afectado por algunas ondulaciones anticlinales producto del ascenso de bloques fallados. Esta depresión coincide con un segmento del *rift* cretácico (depocentro de Metán), cuyas estructuras extensionales sufrieron una reactivación muy débil durante la compresión andina (Cristallini *et al.*, 1997) y por consiguiente no tienen expresión en superficie.

Al oeste de la depresión se eleva un anticlinal de vergencia occidental, limitado por una fractura inclinada al este. Este anticlinal se presenta alineado

estructuralmente con el anticlinal de Cuchuma descrito en la sección A-A''' y es sobrecorrido por el anticlinal de la sierra de Metán, de núcleo precámbrico, mediante una fractura inclinada al oeste de expresión regional (fractura oclóyica), cuya emergencia probablemente esté vinculada con un resalto del basamento precámbrico (Vergani y Starck, 1989). Este resalto podría haber constituido una dorsal o un umbral entre los depocentros de Alemania y Metán durante la depositación del Subgrupo Pigua, circunstancia que también puede inferirse al analizar las variaciones de espesor del subgrupo en los planos isópacos. Esta dorsal o umbral se manifiesta hacia el norte entre el anticlinal de Cuchuma y la sierra de Castillejo y más al norte aún constituyendo la dorsal Salto-Jujeña. Si esta interpretación fuera correcta, ese umbral estaría sepultado por el corrimiento hacia el este de la lámina de la sierra de Metán.

El flanco occidental del anticlinal de Metán desciende suavemente hacia el valle de El Tunal, valle labrado en un sinclinal (sinclinal del Tunal o de La Bodeguita). En la posición de la traza del perfil, el flanco occidental del sinclinal está suprimido, o disminuido, por una fractura inclinada al oeste que sobrecorre hacia el este a la lámina constituida por las Cumbres de las Peñas Blancas. Esas láminas corridas hacia el este (Metán, Peñas Blancas) suelen estar afectadas en los flancos posteriores por fallas inversas, con vergencia opuesta a la de las fallas que transportan las láminas a manera de sobrecorrimientos. El sinclinal del Valle de Lerma, en esta sección, tiene ambos flancos con inclinaciones altas cuyo fondo se interpreta como plano, aunque es probable que esté afectado por algunas ondulaciones sin expresión topográfica en superficie. Hacia el oeste del valle se observan varios pares anticlinal-sinclinal con flancos suprimidos por fallas inversas inclinadas hacia el este. Estas fracturas afectan a los limbos frontales o anteriores de los anticlinales y los suprimen en la mayoría de los casos. Cuando esos limbos se conservan total o parcialmente, sus inclinaciones son subverticales a rebatidas (por ejemplo, el anticlinal del cerro Bayo). El límite occidental del perfil lo constituye el anticlinal de la sierra Colorada. Hacia el oeste hay un descenso del relieve y al oeste de algunas ondulaciones menores (cerro Negro), fuera del mapa, se extienden los Valles Calchaquíes.

*Sección C-C''* . Se extiende desde el este de la sierra de La Candelaria hasta el flanco oriental de los Valles Calchaquíes en el oeste. Desde la sierra

de La Candelaria hasta el sinclinal del río de Las Pirguas (o sinclinal de Copacabana), todas las estructuras tienen vergencia oriental. Así, los anticlinales son asimétricos, con flancos orientales más empinados y limitados por fallas inversas que inclinan hacia el oeste. De este a oeste, la sección corta sucesivamente los anticlinales de la sierra de La Candelaria, El Arenal, cerros de La Iglesia, cerros de Las Ánimas y sierra Alisar. Al oeste del sinclinal del río Las Pirguas se invierte el sentido de vergencia en pliegues y fallas. Así se observa vergencia hacia el oeste en la sierra de Carahuasi y en todas las estructuras menores que componen la sierra del León Muerto.

Un detalle interesante en esta sección lo constituye la inversión del relieve provocada por el sinclinal del río Las Pirguas, cuyo rumbo coincide aproximadamente con el del sinclinal del Valle de Lerma. La fractura del flanco occidental del sinclinal del río Las Pirguas, aparentemente una fractura fuera de secuencia, separa a éste del sinclinal del Valle de Lerma en la latitud de la localidad de Alemanía. Es posible interpretar que el amplio sinclinal del Valle de Lerma termina hacia el sur donde se comprime y origina dos ejes ligeramente divergentes, separados por una nariz anticlinal que se hunde hacia el norte. Uno de los ejes es visible al este de Alemanía. El restante correspondería al del sinclinal del río Las Pirguas.

Por último, es necesario hacer algunos comentarios en relación con la resolución en profundidad de las estructuras visibles en superficie, resolución que es puramente hipotética por cuanto no se dispuso de información sísmica o de pozos, salvo las mencionadas para las áreas de La Troja y depresión de Metán. La información referida a espesores de las unidades estratigráficas involucradas en la deformación es, para algunos lugares, escasa. En esos casos se adoptó como criterio seguir la tendencia general, ya sea al aumento o a la disminución de espesores, criterio éste bastante inseguro en el caso del Subgrupo Pirgua cuyos espesores tienen un definido control tectónico y, por consiguiente, son bastante impredecibles.

Un aspecto notorio al observar las secciones transversales es que los depósitos post *rift*, que nivelaron el área al final del Cretácico (Subgrupo Balbuena), son elevados en algunos lugares hasta 8 km por encima de su nivel regional en las zonas con poca o ninguna deformación (depresión de Metán, Valle de Lerma).

Una manera de justificar ese levantamiento es asumir un apilamiento en subsuelo, con la formación de *duplex* limitados por dos niveles de despegue (uno de base y otro de techo), ambos dentro de secuencias precámbricas. Esta solución, sugerida por Vergani y Starck (1989), se asemeja al modelo geométrico de Banks y Warburton (1986) denominado "*duplex* de techo pasivo". Una solución alternativa es el modelo de inversión del *rift* propuesto por Grier *et al.* (1991), que es el asumido en nuestra interpretación. En este modelo se infiere que las fallas del *rift* cretácico ejercieron un fuerte control en la estructuración andina, sobre todo en el rampeo (frontal o lateral) de algunas fracturas. La magnitud de ese control es por el momento desconocida. Es posible que en las etapas compresivas iniciales el control haya sido importante, pero al incrementarse la deformación algunas fracturas probablemente obviaron esas restricciones y siguieron vías mecánica y geoméricamente más favorables para su emergencia que las ofrecidas por las fracturas extensionales cretácicas. Por esa circunstancia, el estilo visible de deformación se asemeja más al de una faja plegada y corrida, en oposición al de bloques fallados compresivos que cabría esperar en el caso de un control estricto por parte de las fracturas del *rift*. Para las áreas con poca deformación (por ejemplo la depresión de Metán) se infiere una mayor incidencia de la estructuración cretácica, de modo similar a lo que ocurre en la subcuenca de Lomas de Olmedo (Bianucci *et al.*, 1983). En esas áreas, las estructuras extensionales cretácicas fueron sometidas a una débil inversión durante la compresión andina.

### 3.2. EVOLUCIÓN TECTOSEDIMENTARIA DE LA REGIÓN DURANTE EL CENOZOICO

En la región noroeste de la Argentina, a partir del diastrofismo incaico tuvo lugar la acumulación de un potente espesor (hasta 6000 m) de sedimentos continentales. En la región occidental (Puna, Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y Sistema de Santa Bárbara) esas acumulaciones fueron receptadas en cuencas intermontanas y de antepaís, cuya generación y evolución fue controlada por los episodios compresivos (fases Incaica, Quechua y Diaguita) acaecidos durante el lapso Eoceno medio-Pleistoceno temprano. La región oriental del Chaco Salteño (al este de las Sierras Subandinas y Sistema de Santa Bárbara), en cambio, permaneció ajena o

fue escasamente afectada por la deformación compresiva andina. Allí persistieron los procesos de subsidencia térmica vigentes a fines del Cretácico (Kress, 1995; Salfity *et al.*, 1996).

La región cubierta por la Hoja forma parte del borde occidental de la Cuenca de Antepaís del Norte (Salfity *et al.*, 1996). Esta cuenca se desarrolló en su mayor parte sobre una cuenca previa de naturaleza extensional (*rift* del Grupo Salta) activa desde el Cretácico inferior hasta el Eoceno medio.

A pesar de que aún no se cuenta con una cronología precisa de los episodios compresivos y de las unidades terciarias post eocenas, se ha inferido que la primera fase de deformación (Fase Incaica) tuvo lugar durante el Eoceno mientras se depositaba la Formación Lumbrera, unidad superior del Grupo Salta (Starck y Vergani, 1996; Monaldi *et al.*, 1996). Este episodio originó escaso relieve estructural, vinculado probablemente con corrimientos ciegos (Monaldi *et al.*, 1996). El frente orogénico se ubicaba, aproximadamente, al oeste del valle de Luracatao donde se originaron los abanicos aluviales de la Formación Quebrada de Los Colorados actualmente expuestos en el valle Calchaquí y regiones al oeste (Starck y Vergani, 1996). En el oriente de la Hoja hay asimismo evidencias de levantamiento y erosión de la cuenca cretácica a partir del diastrofismo incaico (Salfity *et al.*, 1993).

Posteriormente, en el Mioceno medio, un nuevo episodio compresivo (Fase Quechua I) más intenso que el anterior, originó una faja plegada y fallada en la región ubicada al oeste del valle Calchaquí, y una cuenca de antepaís al oriente de ella. En posiciones internas de la cuenca de antepaís se sucedieron las acumulaciones del Grupo Payogastilla (formaciones Angastaco y Palo Pintado), mientras que en posiciones externas lo hicieron las del Grupo Orán (formaciones Río Seco, Anta, Jesús María y Guanaco).

Al propagarse la deformación hacia el este (Fase Quechua II), la cuña sedimentaria de la cuenca de antepaís fue progresivamente incorporada a la faja plegada y fallada (Monaldi *et al.*, 1996). De ese modo, la extensa cuenca de antepaís original fue segmentada en el Mioceno superior-Plioceno inferior en cuencas de tipo intermontano, que recibieron los depósitos sintectónicos que constituyen las porciones superiores de los grupos Payogastilla y Orán (formaciones San Felipe y Piquete, respectivamente).

Las acumulaciones sintectónicas mencionadas fueron plegadas y falladas por la fase de deformación Diaguita, episodio ocurrido con posterioridad a

1,3 Ma (González *et al.*, 1995) y que permanece aún activo si se tiene en cuenta la sismicidad de la región (Cahill *et al.*, 1992).

## 4. GEOMORFOLOGÍA

### 4.1. OROGRAFÍA E HIDROGRAFÍA

#### Orografía

El área de la Hoja Metán presenta un relieve montañoso accidentado, caracterizado por cordones de rumbo submeridiano separados por valles profundos.

El cerro Malcante (5226 m s.n.m.), ubicado en el sector noroccidental de la Hoja, posee la mayor altura del área.

En el borde occidental se encuentran dos filos aguzados de rumbo meridiano, separados por la quebrada de El Tonco-La Ovejería. Dichos filos componen la sierra Colorada al oeste, con alturas de hasta 3424 m y los filos del Pelado al este, con alturas de 3653 m en el cerro Batea y 3261 m en el cerro Pelado. La altura desciende gradualmente hacia el norte, donde se formó la depresión de Ciénaga Grande, que constituye una pequeña cuenca cerrada limitada por las sierras del Zapallar al este y de la Apacheta al oeste. Hacia el sur, el amplio valle del río Calchaquí atraviesa con rumbo sudeste el sector sudoriental del área y sirve de asiento a poblaciones como San Carlos y Animaná.

Al este del valle del río Salado o Amblayo, donde se sitúa la localidad homónima, se halla un cordón de rumbo meridiano, asimétrico, con la ladera occidental empinada y la oriental tendida. Esta cadena, conocida en el extremo sur como sierra del León Muerto, está profundamente cortada por un sinnúmero de quebradas que avenan su flanco oriental y afluentes por la margen izquierda del río Las Conchas-Guachipas. En el sector central se observan las quebradas de mayor envergadura de los ríos La Viña y Ampascahi y del arroyo Paloma Yaco y, en el extremo norte, la del río Escoipe-Chicoana, afluente derecho del río Arias o Arenales. La altura máxima media es de aproximadamente 3000 m superada en los cerros Zorrito (3224 m), Picacho (3129 m), León Muerto (3084 m), Los Arneros (3062 m) y Caranchohuasi (3359 m). Desciende gradualmente hacia el río Escoipe y asciende bruscamente hacia el norte donde culmina en el cerro Malcante (5226 m s.n.m.).

Inmediatamente hacia el este, traspuesto el angosto y profundo valle del río Las Conchas, se encuentra otro cordón montañoso asimétrico, con ladera occidental empinada y oriental suave, conocido en el sector sur como sierra de Carahuasi. Las alturas superan los 3000 m en los cerros Ciénaga Grande (3061 m), Las Cabrerías (3149 m) y Guasamayo (3185 m). El río Las Conchas lo corta en la latitud de la localidad de Alemanía. Hacia el norte de este punto, la altura disminuye y se advierten lomadas y cerros aislados que componen el borde occidental del valle de Lerma. En el sector sur, este cordón se bifurca hacia el nordeste hasta el cerro La Ovejería, donde adopta rumbo marcadamente meridiano y conforma las cumbres de las Peñas Blancas, cortadas profundamente por el valle del río Pasaje o Juramento, la serranía de Sancha y la cumbre del Castillejo. Las mayores alturas de este cordón se encuentran en el tramo sur en el morro de La Bolsa (2765 m) y cerro de la Ovejería (2964 m).

Entre ambos cordones montañosos queda delimitada una depresión amplia, alargada en el sentido norte-sur, que se cierra en la latitud de la localidad de Alemanía y que constituye el valle de Lerma, por donde fluyen los ríos Las Conchas-Guachipas, de dirección sur-norte y el Arias o Arenales, de dirección norte-sur. La confluencia de ambos en el paraje denominado Las Juntas, ubicado pocos kilómetros al este de la localidad de Coronel Moldes, da origen al río Pasaje o Juramento, hoy regulado por la presa General Belgrano que ocasiona el embalse Cabra Corral.

Hacia el este, separado por una depresión ancha y no muy profunda por donde fluyen los ríos Grande de la Pampa y El Tunal o del Toro, se sitúa un cordón montañoso de rumbo nordeste en el tramo sur y marcadamente meridiano hacia el norte. Constituye los cerros de las Ánimas y de la Iglesia al sur y las sierras de Metán y Guanacos al norte, con alturas máximas en los cerros Alto del Venado (3029 m), Morro del Venado (3207 m), Crestón (3269 m) y Malvinas (2882 m). La ladera oriental tiene pendiente más suave que la occidental y está atravesada por los ríos Grande de la Pampa-Rosario en el tramo centro-austral y Pasaje o Juramento en el tramo norte; es justamente allí donde se produce una bifurcación hacia el nordeste conocida como cuchilla de la Reina, mientras que la rama occidental se denomina sierra de la Bodega.

Hacia el este se encuentra una planicie ondulada (depresión de Metán), limitada hacia el naciente por la serranía del cerro Colorado, ubicada fuera de

los límites de la Hoja, y al sur por el extremo norte de la sierra de La Candelaria. Al norte la planicie se estrecha condicionada por la sierra de La Lumbra, cordón poco extenso y bastante asimétrico de rumbo nordeste, con alturas superiores a los 1700 metros. El extremo nororiental del área está ocupado por la culminación austral de la sierra de San Antonio cuyas máximas alturas se verifican en los cerros Verde (1612 m), San Antonio (1761 m) y Bayo (1762 m).

## Hidrografía

En su mayor parte, la red hidrográfica del área pertenece a la cuenca del río Pasaje o Juramento. Sólo una pequeña porción ubicada en la parte sur de la Hoja corresponde a la cuenca del río Rosario-Horcones.

*A) Cuenca del río Pasaje o Juramento-Salado.* A efectos de facilitar su descripción se la subdividió en: a) *Cuenca alta*, comprendida entre las nacientes y la presa General Belgrano, y b) *Cuenca media*, entre esta última y la desembocadura del río Medina.

a) *Cuenca alta.* Tiene una superficie de 31.900 km<sup>2</sup> y está constituida por dos colectores principales: el río Calchaquí-Las Conchas-Guachipas proveniente desde el sur y el río Arias o Arenales procedente desde el norte. La confluencia de ambos en el paraje denominado Las Juntas, hoy ocupado por el embalse Cabra Corral, origina el río Pasaje o Juramento.

*Subcuenca del río Calchaquí-Las Conchas-Guachipas.* El río Calchaquí se ubica en el sector sudoccidental de la Hoja. En este tramo recibe por la margen izquierda los aportes del río Salado o Amblayo y por la margen derecha los cursos de los ríos La Viña, San Lucas y San Antonio, que sólo aportan caudales durante la temporada estival.

La confluencia, fuera de los límites de la Hoja, entre el río Calchaquí y el río Santa María da origen al río de las Conchas, que con rumbo nordeste fluye por un valle angosto y tortuoso entre las sierras del León Muerto y Carahuasi, atravesando esta última a la latitud de la localidad de Alemanía. En este tramo recoge por ambos márgenes numerosas quebradas de caudal temporario y un solo curso de caudal permanente: el arroyo Santa Bárbara. Desde Alemanía hacia el sur, el río toma el nombre de Guachipas y fluye hacia el nordeste hasta su desembocadura en el embalse Cabra Corral. En este

tramo recibe por su margen derecha al río Alemania y por su margen izquierda a los ríos La Viña y Ampascachi y el arroyo Paloma Yaco, todos de caudal permanente.

*Subcuenca del río Arenales.* El río Arias o Arenales tiene hasta su confluencia con el río Guachipas una cuenca de 7100 km<sup>2</sup>, los que sumados a los 24.800 km<sup>2</sup> de la cuenca del río Guachipas dan un área hasta la presa General Belgrano de 31.900 km<sup>2</sup>. Esta disparidad de áreas no se ve reflejada en los caudales ya que la cuenca del río Guachipas, que constituye el 78% de la superficie total, contribuye con el 40% del aporte medio al río Juramento y la del río Arias, con un 22% de la superficie total, aporta el 60% restante. Respecto al aporte de sedimentos, el primero aporta con el 70% del total que ingresa al embalse Cabra Corral. En las entradas de ambos ríos al embalse se observan lenguas de material que se deposita y forma deltas con varios canales. El río Arias recibe por su margen derecha a los ríos Rosario y Chicoana, ambos aprovechados para el riego de una extensa área del valle de Lerma. El arroyo Viñaco y el río Osma, afluentes derechos, desembocan en el lago.

b) *Cuenca media.* Aguas abajo de la presa, el río Juramento fluye en un cauce encajonado y profundo hasta el dique compensador Peñas Blancas, obra complementaria de la presa General Belgrano. Hacia el este del dique compensador recoge por la margen derecha al río Tunal o del Toro y al arroyo Cochal, y por la margen izquierda al río La Troja y arroyos Cuchuma y Saladillo, todos de caudal permanente. Desde el cruce con la ruta nacional 9/34 describe una amplia curva hacia el sur hasta la localidad de Río Piedras. En este tramo recibe por la margen izquierda a los arroyos San Antonio y de La Lumbreira, pequeños cursos de caudal temporario, y por la margen derecha los ríos Blanco y de las Piedras, ambos de caudal permanente.

Hacia el este de la localidad de Río Piedras, el curso del río Juramento recoge afluentes de importancia por los caudales que aportan. Por la margen derecha merece citarse el río Medina, con nacientes ubicadas en el faldeo oriental de la sierra de Metán, constituido por las subcuencas de los ríos Conchas, Metán y Yatasto. Por la margen izquierda recibe los cursos que avenan los flancos orientales de las sierras de La Lumbreira y de San Antonio, entre los que pueden mencionarse los arroyos Las Pirguas y de Los Ahorcados y los ríos de las Cañas y Guanaco, respectivamente.

Pocos kilómetros agua abajo de la desembocadura del río Guanaco se emplaza el dique El Tunal, cuyo lago se extiende hasta la confluencia de los ríos Juramento y Medina, dentro del ámbito de la Hoja. La superficie total de la cuenca del río Juramento desde sus nacientes hasta el dique es de 34.500 km<sup>2</sup>.

B) *Cuenca del río Rosario-Horcones.* La porción centro-austral del área está avenada por el río Rosario-Horcones, de caudal permanente. Sus nacientes están ubicadas en el faldeo oriental de la sierra de Carahuasi donde tiene dos colectores principales, el río Grande de la Pampa y el arroyo Vaquería o Angostura, cuya confluencia forma el río Rosario. Describe una amplia curva para sortear el cordón montañoso de los cerros del Cajón y de La Carpintería, donde presenta un valle encajonado y profundo. En la latitud de la localidad de Rosario de la Frontera toma un rumbo marcadamente nororiental para sortear el extremo norte de la sierra de La Candelaria, y a partir de este punto mantiene un rumbo sudeste hasta tocar el borde oriental de la Hoja.

#### 4.2. CLIMA, VEGETACIÓN Y SUELOS, ACTIVIDAD MORFOGENÉTICA Y MODELADO

##### Clima

El área analizada está influida por las corrientes cálido-húmedas del anticiclón del Atlántico y, en menor medida, por las corrientes frías del anticiclón subpacífico. Sin embargo, el factor desencadenante de las lluvias es de tipo orográfico. A medida que las corrientes del centro de alta presión del Atlántico se internan en el continente y enfrentan las altas serranías de la región, ascienden, se enfrían y se condensan en lluvias que iniciadas en primavera adquieren máxima intensidad en el verano y se agotan con la iniciación del otoño.

La distribución de las precipitaciones es irregular. Las máximas concentraciones benefician a los altos topográficos de la sierra de Metán, las cumbres del Obispo y el extremo sur de la sierra de San Antonio. Por su parte, el sector sudoeste de la Hoja es el más pobremente irrigado (100-200 mm) y, por ello, afectado por una generalizada aridización.

Las nevadas son infrecuentes en la región, mientras que el granizo acompaña comúnmente a las lluvias de tormenta, sobre todo en los sectores de mayor aridez.

La influencia de la topografía en la distribución de precipitaciones y comportamiento de las temperaturas resulta más evidente en el valle de Lerma-Guachipas, donde su extremo norte y su borde occidental reciben entre 700 y 900 mm anuales mientras que en su margen oriental los valores decrecen hasta 350 mm. Las temperaturas, por su parte, muestran marcadas variaciones tanto diarias como anuales; a registros de 30°C a 35°C al mediodía, corresponden mínimas de 15°C a 20°C durante la noche. También para valores extremos anuales, a una máxima absoluta de 38°C para enero, la mínima para el mes de julio desciende a sólo 6°C.

En general los inviernos son fríos con heladas concentradas en mayor número en julio, pero que suelen prolongarse hasta fines de agosto. Para los sectores más secos y expuestos de la depresión, las mínimas suelen descender hasta - 9°C. Contrariamente, el borde occidental resulta menos afectado por el congelamiento.

Sobre la base de las particularidades expuestas se deducen para la zona del valle de Lerma-Guachipas dos condiciones climáticas diferenciadas: para el norte y el borde occidental le corresponde un tipo Templado-Húmedo, con veranos moderadamente suaves y lluviosos e inviernos fríos y secos, mientras que para el extremo sur y el margen oriental le corresponde el tipo Templado-Seco, con veranos cálidos, lluvias moderadas a escasas e inviernos fríos y secos. Son características, además, mayores amplitudes térmicas.

Respecto al borde oriental de la Hoja, las temperaturas extremas no crean coeficientes de amplitudes térmicas importantes, las heladas son poco frecuentes en invierno y el verano es cálido y húmedo, con un total anual de lluvias de 850 mm, concentradas preferentemente en enero y febrero.

Por último, la zona montañosa del oeste de la Hoja es seca y fría.

En resumen, el área analizada debe ser referida a dos tipos según la clasificación de Koppen: el borde oriental e inclusive la depresión de Lerma-Guachipas resultan equivalentes al Tipo Húmedo (Cw,k) con lluvias estivales, el área restante debe ser considerada como de Tipo Seco de Montaña (BW,G).

### **Vegetación y suelos**

El bosque subtropical, reforzado por un sotobosque arbustivo, es la unidad botánica más jerarquizada de la región. Su óptimo desarrollo se da en

el relieve pedemontano hasta medios faldeos de las sierras de Metán, San Antonio, La Lumbera, Candelaria y en el borde occidental de la depresión Lerma-Guachipas. Hacia el oeste es reemplazado por un bosque abierto, xerofítico, con especies arbustivas y pastizal de altura. En algunos lugares (oeste de las cumbres del Obispo) es notoria la desnudez del relieve.

Los suelos que soportan la cubierta vegetal poseen desigual calidad y continuidad, desde el este al poniente. Los suelos maduros se vinculan con la comunidad boscosa del borde oriental, con desmejoramiento sostenido a medida que crece el relieve hacia el oeste, donde dominan los suelos inmaduros. Suelos con mediana aptitud agrícola se reconocen en el valle de Lerma-Guachipas, donde ocupan las porciones distales del pie de monte y remanentes terrazados de su planicie.

### **Actividad morfo genética**

Guarda directa relación con los factores climático, geológico y biopedológico. Desde el punto de vista meteorológico, la presencia de una cubierta alterítica que domina sobre el relieve oriental, refleja la preponderancia de la alteración sobre las acciones mecánicas, con lo que se explica la colonización de vegetación aún de los taludes pronunciados. Sólo en la medida en que el relieve gana altura hacia el oeste, con el progresivo empobrecimiento de la cubierta protectora, la actividad mecánica es predominante aunque con efectos y consecuencias diferentes, según las rocas afectadas (Igarzábal, 1977). En tal sentido, las pizarras y filitas proporcionan el mayor volumen de masa clástica desagregada. El mecanismo desagregante primordialmente no es actual, sino heredado de acciones criogénicas debidas al enfriamiento pleistocénico. Una importante masa clástica adosada a los flancos del bloque de las cumbres del Obispo aún persiste como testimonio de esa paleoactividad. Aunque la temperatura media en las altas cumbres oscila alrededor de cero grado, coincidiendo con la estación invernal, la ausencia de humedad impide la gelivación y sus consecuencias. Las acciones de masa gravitacionales de los flancos rocosos expuestos a partir de los materiales desagregados se manifiestan, fundamentalmente, como deslizamientos de detritos. Embebidas durante el período de lluvias, las masas detríticas se encauzan y fluyen como coladas de barro.

Para el ambiente de montaña protegido por cobertura vegetal, las acciones de masa son ante todo

influenciadas por deforestación y ocurren como deslizamientos del manto de alteritas arcillosas.

La característica sustancial del escurrimiento radica en su marcada torrencialidad, consecuente con las acentuadas pendientes con que transita el dominio montañoso, facilitando la descarga rápida de caudales en la temporada estival.

En el dominio montañoso central los lechos son desnudos, o recubiertos por delgadas y discontinuas placas aluviales móviles. De los ríos que descienden a la depresión de Lerma-Guachipas, el río Escoipe proporciona las cargas aluviales más voluminosas. Éstas resultan de la fácil generación de coladas de barro a partir de las barrancas de su terraza, elaborada en materiales criogénicos en su tramo superior. La masa de grueso aluvión que recubre el cauce en su tramo inferior, representa el esqueleto de la suma de coladas desarticuladas por el escurrimiento (Igarzábal, 1971, 1979). La geometría de las redes fluviales refleja una clara relación con las estructuras que afectan a las formaciones geológicas, fundamentalmente con la fracturación submeridiana regional que las dominan. De ahí que tramos de ríos consecuentes asistidos por afluentes adaptados a los planos de contactos estructurales, repiten con frecuencia diseños en enrejados o rectangulares, bien representados en el río Escoipe con sus afluentes La Yesera, Maray y Malcante. Los tramos de cursos consecuentes que atraviesan los bloques tectónicos, lo hacen con valles en gargantas, mientras que los segmentos ajustados a los contactos entre rocas de desigual resistencia morfológica muestran cauces moderadamente ensanchados. Los frentes de escarpamientos tectónicos son dominados por arroyos obsecuentes, los que sólo muestran su agresividad en oportunidad de aguaceros localizados.

El río Las Conchas, de aspecto juvenil, representa un curso típicamente subsecuente adaptado a la fracturación submeridiana. Paradójicamente el tramo distal del río Calchaquí, tributario de aquel, se expresa con características de madurez, contraste que refleja vicisitudes en la evolución de las redes fluviales ocurridas por reajustes tectónicos.

En el dominio de montaña bien defendido por la cobertura boscosa, las redes fluviales regulan y anulan en gran medida la torrencialidad. Cuando los ríos torrenciales descienden a las planicies cargados de aluviones, la disminución de velocidad y pérdidas de caudal por infiltraciones los obliga a adoptar una estructuración anastomosada de sus cauces. Así como los ríos Calchaquí y Arias constituyen ejemplos de

cauces adaptados a las depresiones tectónicas, por su parte el río Juramento se manifiesta transversal a la depresión Metán-Rosario de la Frontera.

Numerosos rasgos del relieve descubren las estructuras geológicas, en modo especial escarpamientos de falla expresados con diseños en facetas triangulares o trapezoidales. Los resaltos a lo largo de los cauces coinciden con fracturas que los atraviesan, o contactos entre estratos de desigual resistencia litológica. Además, con marcada frecuencia las depresiones fluviales, en modo especial las de orientación submeridiana, resultan ser valles de líneas de falla. En otros casos, los cursos fluviales han excavado los núcleos de sinclinales por cuyos ejes escurren hasta escapar a su control, características a las que se adaptan los ríos Tonco y Amblayo, en el extremo sur del bloque montañoso central.

A juzgar por la disección del relieve montañoso y por la depositación de potentes masas aluvionales al pie de éste, se intuye que la dinámica fluvial fue responsable del modelado esencial del paisaje. Hoy esa actividad, no obstante haber experimentado un sensible decaimiento, aún conduce la evolución morfogenética de las provincias geológicas de Cordillera Oriental y Sierras Subandinas.

## Modelado

La montaña constituye la unidad fundamental del relieve. Su continuidad es interrumpida por dos depresiones mayores ubicadas en las porciones central y oriental de la Hoja (figura 14). La unidad de montaña posee dos características diferentes según se trate del dominio de la Cordillera Oriental-Cumbres Calchaquíes o del de las Sierras Subandinas (Sistema de Santa Bárbara). El primero compone un bloque vigoroso diferenciado en fajas de rocas de desigual resistencia, correspondiendo las alineaciones orográficas más prominentes, fundamentalmente, a las metamorfitas del basamento precámbrico. Consisten en cortos cordones de rumbo submeridiano, interrumpidos por profundas quebradas transversales que desaguan la montaña. Como unidad montañosa posee un generalizado perfil transversal asimétrico, con progresiva declinación hacia el este y caída rápida al oeste.

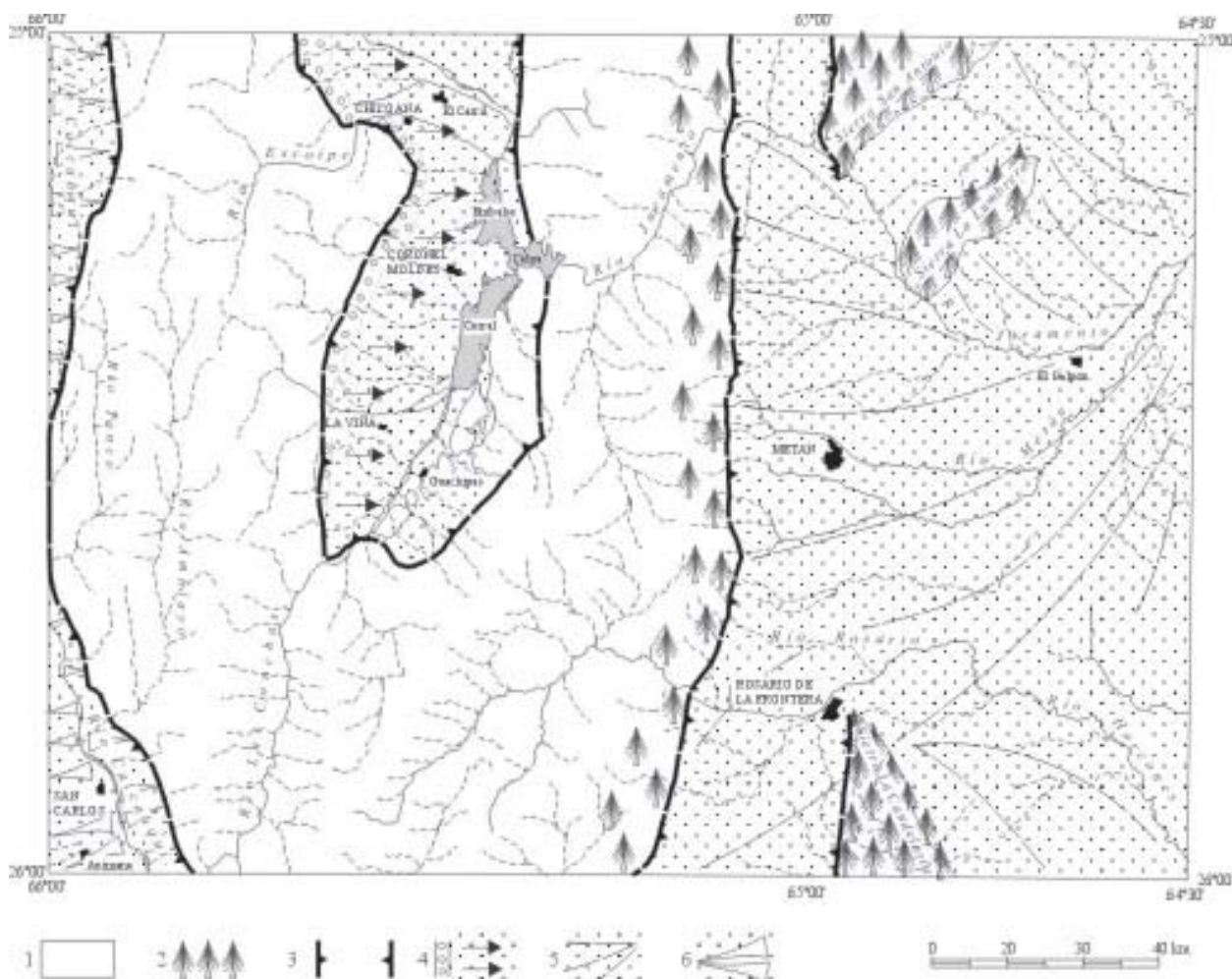
Otro tanto ocurre a lo largo de su eje longitudinal, con marcadas pendientes que se conectan con la quebrada del río Toro o Rosario hacia el norte (valle de Lerma) y progresiva atenuación hacia el sur, hasta el valle del río Calchaquí. Los elementos

topográficos que la forman poseen crioplanación. En algunos de ellos, tales como los cerros Malcante y sobre la Cuesta, aún subsisten circos glaciares abandonados, moderadamente bien conservados, y nichos de nivación (Piedra del Molino). Unos y otros muestran frentes con exposición oriental. Los valles torrentosos que se desprenden de los circos no poseen evidencias de haber contenido cuerpos glaciares. Estos rasgos, juntamente con los que se observan en las cabeceras del río Las Capillas, constituyen los indicadores paleoglaciares más orientales para el sector analizado de la provincia de Salta. Accidentan el bloque montañoso de Cordillera Oriental-Cumbres Calchaquíes, depresiones intramontanas que, por la naturaleza sedimentaria de sus rocas componentes, se han deprimido erosivamente con relativa facilidad respecto de los bloques laterales que las delimitan.

El bloque de montaña subandino posee geometría ondulada por las numerosas serranías submeridianas y de orientación nordeste-sudoeste, de si-

milar altura, que se suceden hacia el este de la depresión Lerma-Guachipas. Su menor altura media y la protección que le brinda la cubierta boscosa, le ha permitido una evolución menos agresiva que la precedente, permitiendo la conservación morfológica de sus estructuras geológicas, expresadas en los valles transversales que recortan el relieve.

La ausencia de masas detríticas que rellenen las depresiones interserranas, denuncia el bajo grado de erodabilidad a que ha estado sujeto este relieve. Las depresiones aluvionadas que marginan la unidad montañosa, o interrumpen su continuidad central, poseen como carácter común sus generalizadas planitudes, pero que se vinculan, en cada caso, con rasgos perimetrales distintos. En la oriental (Metán-Rosario de la Frontera), sus márgenes toman contacto casi directo con las descargas fluviales, las que no han construido depósitos pedemontanos previos. Las irregularidades del relieve subyacente se reflejan en el diseño ondulado de la superficie del aluvión. El relleno que ocupa la depresión ha estado a



**Figura 14.** Carta morfoestructural. Unidades morfoestructurales: 1 Bloque de montaña denudado; 2 Bloque de montaña protegido por bosque; 3 Depresión aluvionada. Unidades de acumulación: 4 Planicie de declive dominada por pie de monte (infuncional); 5 Planicie de explayamiento (infuncional); 6 Planicie de inundación delimitada por planos de glaciares (infuncional).



cargo, fundamentalmente, de los ríos Metán y Rosario, generando una planicie de esplayamiento en dirección al río Juramento. Con el espesamiento del depósito, el río Rosario migró hacia el sudeste hasta desvincularse de su cuenca paterna, pero es posible que siga derivando caudales subterráneos en la dirección originaria. El avance -natural o inducido- de la cubierta vegetal sobre la planicie denuncia su infuncionalidad.

La depresión Lerma-Guachipas presenta caracteres diferentes tanto a lo largo de sus ejes longitudinal como transversal. El abundante aluvionamiento producto de la intensa desagregación clástica pleistocénica del bloque montañoso que la delimita por el oeste, se tradujo no sólo en el relleno generalizado de la depresión tectónica, sino también en la construcción de una faja pedemontana continua que orla su flanco occidental, decayente como expresión morfológica hacia el sur. Los mismos torrentes que le dieron origen, hoy con caudales sensiblemente reducidos, cortan el depósito y lo tornan infuncional. Igual disección afecta a los planos aluviales que descienden hacia el río Arias.

Su borde oriental, por lo contrario, ante la falta de un relieve adyacente de vigor topográfico no ha recibido masa detrítica de significación y carece de estructura pedemontana.

Por fin, la depresión Calchaquí en el reducido sector sudoeste que ocupa la Hoja, responde a la generalizada caracterización de todo el desarrollo oriental de su valle. La sensible disminución de precipitaciones que imponen las altas serranías del bloque montañoso, ha impreso al escurrimiento un comportamiento de escasa agresividad, propia de las regiones secas, lo que condujo a la elaboración de planos de denudación en glaciares, recubiertos por ligera, a veces discontinua, carpeta detrítica. Ese relieve es recortado por múltiples líneas de escurrimiento secundario, activas sólo en el período estival. La depresión erosiva del cauce del río Calchaquí por razones paleoclimáticas y por efectos neotectónicos, provocó el desajuste con relación al relieve en glaciares que de este modo adquiere carácter terrazado.

Una cubierta loésica se extiende sobre las depresiones intermontanas, incluyendo el pie de laderas. Constituye la expresión morfológica de un acontecimiento de desecamiento paleoclimático, presumiblemente holocénico, que afectó a la región noroeste y cuya expansión estuvo limitada por los altos vallados topográficos. En el valle de Lerma-Guachipas el depósito loésico, finalmente, recubrió el pie de monte y provocó su infuncionalidad.

## 5. HISTORIA GEOLÓGICA

En el ámbito de la Hoja Metán se registraron procesos geológicos, principalmente sedimentarios, acontecidos en el Precámbrico-Eocámbrico, Cámbrico, Ordovícico, Devónico, Cretácico-Paleógeno, Neógeno y Cuaternario. En el cuadro 1 se sintetiza la historia geológica de la región que abarca la Hoja Metán.

La historia dio comienzo durante el Precámbrico superior, momento en que se instalaron una o más cuencas cuyos depósitos afloran principalmente en la mitad occidental de la Hoja. La unidad presuntamente más antigua y a la vez la más oriental del basamento, la Formación Medina, posee un intenso plegamiento y su origen habría sido el resultado de depósitos marinos mayormente pelíticos con escasas areniscas.

El Grupo Lerma ha sido originalmente definido en el ámbito de la Cordillera Oriental al norte del lineamiento de El Toro. Sus unidades basales, formaciones Sancha (pelitas) y Las Tienditas (caliza), representan a depósitos originalmente acumulados en posiciones proximales de una cuenca marina cuya región exondante se habría establecido en posiciones más occidentales. En estas últimas se acumularon las facies turbidíticas de la Formación Puncoviscana, cuyos depósitos hoy afloran tanto al norte como al sur del lineamiento de El Toro.

En el ámbito de la Hoja se conoce el contacto concordante entre las formaciones Sancha y Las Tienditas, pero no ha sido observado el pasaje entre las formaciones Las Tienditas y Puncoviscana. Es de interés destacar que, al norte del lineamiento de El Toro, el Grupo Mesón se dispone sobre la Formación Puncoviscana mediante una fuerte y conspicua discordancia angular resultado de la orogenia Tilcárica. Ello testimonia que la estructura interna hoy advertida en la Formación Puncoviscana es anterior al Grupo Mesón. En cambio, no se conoce relación estratigráfica entre el Paleozoico inferior y las unidades basales del Grupo Lerma. En el norte de la Hoja, solamente se visualiza el Subgrupo Pirgua apoyado en discordancia angular sobre la Caliza Las Tienditas. Al parecer, las formaciones Sancha y Las Tienditas afloraron sólo a partir del Cretácico. Al sur del lineamiento de El Toro, el Subgrupo Pirgua y el Subgrupo Balbuena yacen en discordancia angular sobre las formaciones Medina o Puncoviscana.

La cuenca cámbrica registra los depósitos clásicos del Grupo Mesón en la Cordillera Oriental, al

Unidades cronoestratigráficas		Grupo	Subgrupo	Formación	Litología	Espesor m	Ambiente	Fases diastróficas
CENOZOICO	CUATERNARIO			Depósitos aluviales indiferenciados	Conglomerado, arenisca y pelita	+80	Fluvial, eólico	DIAGUITA
				Pleistoceno	Depósitos terrazados			
	TERCIARIO	PAYOGASTILLA	ORÁN	JUJUY	Conglomerado, arenisca, pelitas, toba	3.400	Abanico aluvial, fluvial	QUECHUA II
				METÁN	Andesita Arenisca, pelita, yeso, toba	1.089	Fluvial, lacustre	QUECHUA I
			Oligoceno		Arenisca, conglomerado			PEHUENCHE
			Eoceno Paleoceno	SANTA BÁRBARA	Limolita, arcillita, caliza, arenisca	650-700	Fluvial, lacustre, llanura de fango	INCAICA
MESOZOICO	CRETÁCICO	SALTA	BALBUENA	Arenisca calcárea, caliza, pelita	100-425	Fluvial, eólico, lacustre	PERUANA	
			PIRGUA	Los Blanquitos	Arenisca	655-1.500		Fluvial
				Las Curtiembres	Lutita Basanita Limolita, arenisca	1.500		Fluvial, lacustre
	INFERIOR	La Yesera	Conglomerado, arenisca Basanita, traquita	615-1.000	Fluvial, abanico aluvial	ARAUCANA		
	PALEOZOICO	DEVÓNICO		Arroyo Colorado	Cuarcita, arenisca y pelita	+100		OCLÓYICA
ORDOVÍCICO		VICTORIA		Arenisca, pelita y cuarcita	+400		IRÚYICA	
CÁMBRICO		MESÓN		Cuarcita, arenisca y pelita	303	Marino	TILCÁRICA	
PROTEROZOICO	NEOPROTEROZOICO	LERMA	Puncoviscana	Grauvaca, pelita, pizarra. Metamorfismo de muy bajo grado	?			
			Las Tienditas	Caliza	160-280			
			Sancha	Pelita	?			
			Medina	Pizarra, filita y esquistos cuarcíticos	?			

Cuadro 1. Síntesis de la estratigrafía y evolución geológica de la región.

norte del lineamiento de El Toro. De modo que, en la Hoja Metán, se encuentran los registros más australes conocidos de esa cuenca, acumulados sobre una superficie de discordancia (Fase Tilcárica). Según diversos criterios que suministran las facies y los espesores del Grupo Mesón allí aflorado, el lineamiento de El Toro representaría el borde austral original de la cuenca del Grupo Mesón, lógicamente ahora obliterado por la movilidad estructural y por la erosión ocurridas con posterioridad al Cámbrico. El Grupo Mesón desarrolló durante su depósito asociaciones de facies e ichnofaunas relacionadas con una plataforma marina somera, epicontinental, con predominio de corrientes de mareas y olas de tormenta.

La cuenca cámbrica de la Cordillera Oriental fue sepultada por los estratos transgresivos de la cuenca ordovícica inferior del Grupo Santa Victoria. En la Hoja Metán está registrado el contacto erosivo entre éste y el Grupo Mesón. En el caso que nos ocupa, las acumulaciones ordovícicas del Grupo Santa Victoria afloran en el extremo norte de la Hoja estrechamente relacionadas con los registros cámbricos del Grupo Mesón. Los depósitos del Grupo Santa Victoria poseen en la sierra de Mojotoro variaciones de facies de pelitas a areniscas que se correlacionan con cambios eustáticos globales y que representan ambiente de plataforma externa distal a zonas intertidales intermedias.

Ambos grupos, Mesón y Santa Victoria, se encuentran geográficamente restringidos al norte de la faja de fracturación transcurrente del lineamiento de El Toro, que marca actualmente la culminación austral de la Cordillera Oriental portadora de registros eopaleozoicos. Al sur del lineamiento, éstos están virtualmente ausentes por no depositación o por erosión, siendo más verosímil lo primero en virtud del comportamiento de las facies y de la distribución de los espesores, aunque la tectónica y la erosión restringen los testimonios y la posibilidad de mayores observaciones. De modo que la cuenca marina ordovícica, típica de la Cordillera Oriental de los Andes Centrales, tiene una mínima pero muy significativa representación en la Hoja Metán, pues allí se registraría el extremo austral de la cuenca original de depósito.

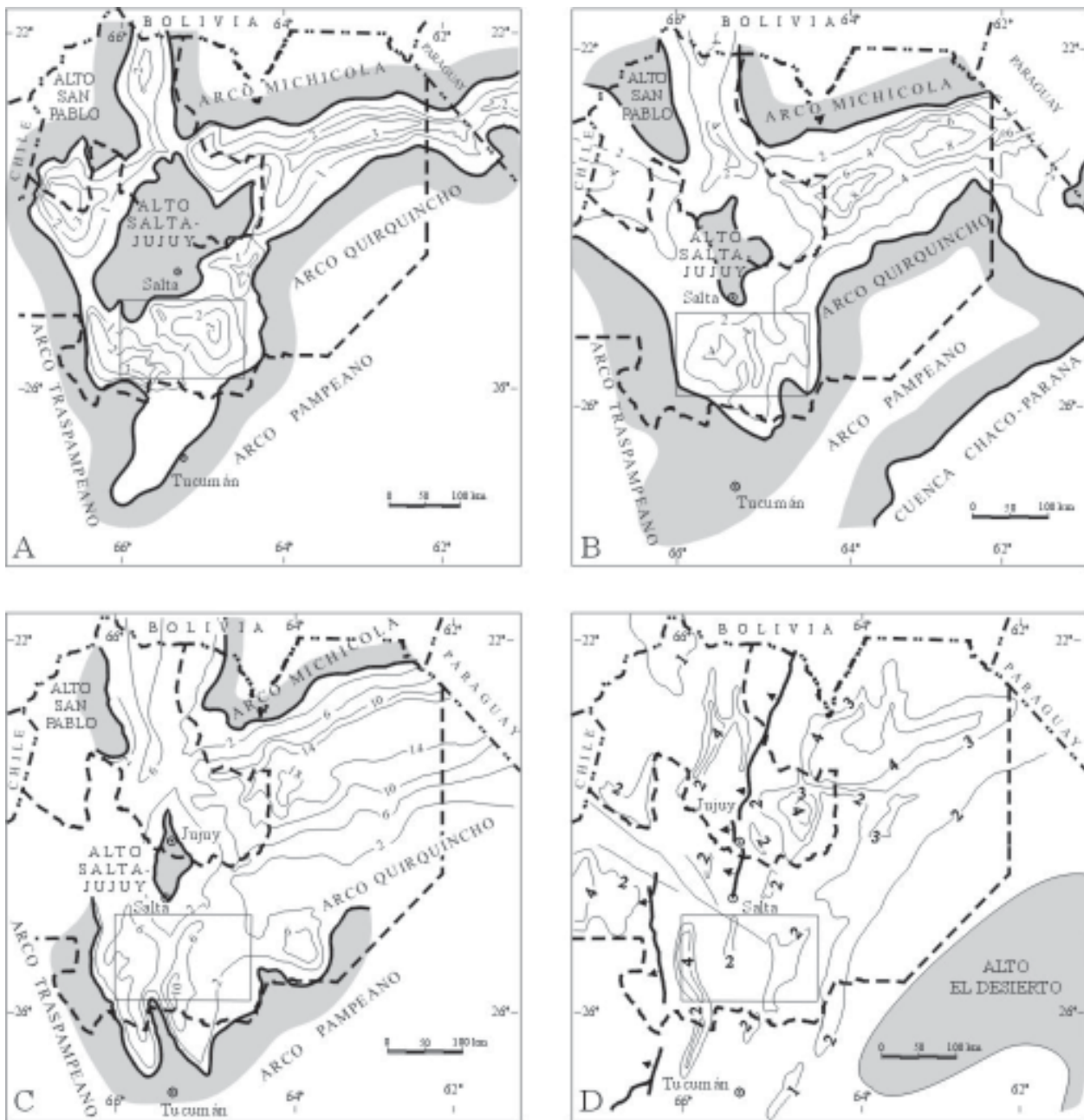
La inversión tectónica definitiva de las cuencas cámbrica y ordovícica ocurrió durante el Ordovícico tardío por efectos de la orogenia Oclóyica. El marco paleogeográfico cambió sustancialmente con la generación de una cuenca de antepaís, subandina, al este del arco de la Puna, y de otra cuenca andina de

tipo de retroarco al oeste. En ambos ambientes tectónicos, el andino y el subandino, los depósitos ordovícicos sirvieron de basamento a las acumulaciones silúricas y devónicas mediante una notable discordancia angular de extensión regional.

En el ámbito de la Hoja se encuentra identificado el flanco oriental actual del arco de la Puna, materializado por uno de los frentes estructurales más conspicuos de los Andes del norte argentino, conocido como frente Tacónico u Oclóyico de fracturación. Actualmente está expresado por un corrimiento de vergencia oriental, al oeste del meridiano 65°, que levantó las sierras alineadas con rumbo meridiano al norte y al sur de la sierra de Metán. Este frente habría representado la fractura principal que reguló los apilamientos tectónicos originados por la orogenia Oclóyica, y que produjo la elevación de la primigenia Cordillera Oriental eopaleozoica y de su prolongación al sur del lineamiento de El Toro.

Esta nueva elevación constituyó el arco de la Puna que habría perdurado durante los tiempos silúrico-devónicos y regulado la acumulación de sus depósitos de antepaís. Éstos afloran en pequeños asomos devónicos como núcleo de estructuras al este del frente Oclóyico, pero se infiere que están presentes en el subsuelo de la mitad oriental de la Hoja constituyendo una completa columna representativa del Silúrico-Devónico, apoyada sobre las acumulaciones ordovícicas e infrayacente, a su vez, a los depósitos cretácicos del Grupo Salta. La única entidad que aflora, la Formación Arroyo Colorado (Devónico inferior), está representada por areniscas con lutitas de ambiente de plataforma marina con condiciones variables y alternantes entre mayor y menor energía. Al culminar la depositación devónica, la cuenca se invirtió por efectos de los movimientos de la Fase Chánica, acontecidos entre el Devónico tardío y el Carbonífero temprano, documentados al norte de la Hoja en las Sierras Subandinas septentrionales (cuenca carbonífera de Tarija).

Durante el Cretácico-Paleógeno (figura 15 a-c) se desarrollaron relevantes episodios sedimentarios y efusivos en el ámbito de la Hoja Metán, es decir en la porción austral de la cuenca del Grupo Salta. Allí se registran las subcuencas de Metán y Alemania, separadas durante el tiempo del Subgrupo Pigua por un alto llamado umbral de Guachipas. En el extremo noroccidental de la Hoja se localiza el borde austral de la dorsal Salto-Jujeña, alto estructural que reguló el depósito del Subgrupo Pigua y que, posteriormente, fue cubierto por la Formación Yacoraite.



**Figura 15.** Mapas paleogeográficos de los subgrupos Pirgúa (A), Balbuena (B), Santa Bárbara (C), y de las unidades terciarias posincaicas (D). Espesores expresados en kilómetros (A y D) y en centenares de metros (B y C). Las áreas en gris indican altos estructurales y/o zonas de erosión. El recuadro indica la ubicación de la Hoja Metán.

Los depósitos del Grupo Salta yacen sobre el Silúrico-Devónico al este del frente Oclóyico y sobre unidades del basamento precámbrico al oeste de ese frente. A su vez, al norte del lineamiento de El Toro, en la sierra de Mojotoro y sus adyacencias, el Grupo Salta descansa en discordancia sobre el Grupo Santa Victoria.

Según la posición que se considere dentro de la cuenca, las unidades del Grupo Salta que se disponen sobre el basamento pre-cretácico son las formaciones La Yesera, Los Blanquitos y Yacoraite. La Formación La Yesera representa la base del Gru-

po Salta en las regiones profundas, por ejemplo en la porción central de la quebrada de Las Conchas y en las nacientes del río Pirgúa, es decir la parte central de la subcuenca de Alemania. La Formación Los Blanquitos es la base del Grupo Salta en la cuesta del Lajar, al sur de Guachipas, o sea sobre el umbral homónimo. Por fin, la Formación Yacoraite se apoya sobre Precámbrico y sobre Ordovícico, respectivamente, al oeste y al este de la dorsal Salta-Jujeña, en el extremo norte de la Hoja.

La historia sedimentaria del Grupo Salta se divide en dos episodios principales: *sin-rift* y *post-rift*.

El primero está constituido por el Subgrupo Pirgua cuyos depósitos rojos de conglomerado, lutita y arenisca representan la mayor parte del espesor total del Grupo Salta, que en las subcuencas de Alemania y Metán alcanzarían más de 2500 metros. Es probable que la fuerte subsidencia ocurrida haya sido el producto de la distensión Araucana. El Subgrupo Pirgua rellenó y niveló las fosas distensivas en un régimen tectónico en *rift*, donde el volcanismo alcalino sinsedimentario está simbolizado por dos pulsos, uno intercalado en su base y el restante en la parte media. Los depósitos fluviales, eólicos y lacustres del estadio post *rift* están representados por los subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. El Subgrupo Balbuena cubrió transgresivamente tanto a la cuenca del Subgrupo Pirgua como a los altos estructurales precámbrico-paleozoicos que la delimitaban en la porción norte de la Hoja, mientras que en el sur de la Hoja tuvieron carácter regresivo debido a la elevación de la cuenca del Subgrupo Pirgua. Finalmente, entre el Paleoceno y Eoceno medio, sobre el Subgrupo Balbuena se acumuló el Subgrupo Santa Bárbara, de definido carácter lacustre.

La Formación Lumbrera, techo del Grupo Salta, fue parcial o totalmente erosionada luego de la primera inversión estructural que padeció la cuenca del Grupo Salta en virtud de la Fase Incaica, antes de comenzar el depósito del Grupo Orán. Esos procesos de levantamiento y erosión son evidentes a lo largo del umbral de Los Gallos, que abarcó el oriente de la Hoja, donde la base del Grupo Orán se dispone en discordancia de erosión sobre las tres unidades del Subgrupo Santa Bárbara. El segundo proceso de inversión tectónica afectó más severamente a la cuenca del Grupo Salta en el Plioceno (Fase Quechua Principal), momento en que todas las unidades del Grupo Salta resultaron plegadas y levantadas y aportaron material clástico grueso a la Formación Piquete del Subgrupo Jujuy. Finalmente, la última inversión de la cuenca del Grupo Salta, juntamente con la del Grupo Orán, ocurrió durante el Cuaternario temprano por efectos de la orogenia Diaguita.

Con posterioridad a la Fase Incaica (Eoceno medio?), presuntamente durante el Oligoceno, comenzó el registro sedimentario del Grupo Payogastilla al occidente de la Hoja, mientras que al oriente las acumulaciones del Grupo Orán se iniciaron durante el Mioceno (figura 15 d). Estas unidades se acumularon por efectos de los apilamientos tectónicos acontecidos en la Cordillera Oriental y en el oriente de la Puna.

La cuenca neógena fue un verdadero sistema de cuencas de antepaís, caracterizada por dos episodios sedimentarios delimitados por una conspicua discordancia cuya angularidad y consecuencias erosivas son evidentes en la Hoja. El primer episodio -básicamente arenoso con pelitas intercaladas- corresponde a las potentes unidades basales del Grupo Payogastilla y a las integrantes del Subgrupo Metán. Se acumularon en ambientes de sistemas fluviales de clima árido asociados primero con campos de dunas y posteriormente con lagos salinos. Al culminar la acumulación de estas unidades habría tenido lugar el emplazamiento de diques y filones-capa de la Andesita Campanorco, cuya roca de caja visible son unidades del Grupo Salta y, eventualmente, la Formación Río Seco.

Los tiempos de depósito del Subgrupo Jujuy y sus equivalentes corresponden a los contemporáneos con la Fase Quechua hasta antes del advenimiento de la orogenia Diaguita. Se trata de típicos depósitos sinorogénicos granocrecientes acumulados en discordancia sobre el Subgrupo Metán y alimentados por material clástico provisto por el basamento pre-cretácico y por las unidades cretácicas (principalmente las formaciones Los Blanquitos y Yacoraite).

El Grupo Orán sepultó al Grupo Salta y permitió la maduración de sus rocas generadoras de petróleo como las de la Formación Yacoraite, que se originó en el Cretácico superior a una altitud muy cercana a la del nivel del mar. Esta Formación se encuentra actualmente en el subsuelo en el oriente de la Hoja, al este de la sierra de Metán, donde su techo fue alcanzado por pozos petrolíferos a más de 3 km de profundidad. A su vez, la orogenia Diaguita plegó, fracturó y elevó a sus posiciones actuales a las unidades cretácicas y neógenas, entre ellas a la Formación Yacoraite. De este modo es posible observarla en afloramientos a 3 km de altitud en el noroeste de la Hoja, por ejemplo entre la Piedra del Molino y el valle de Tonco.

Los depósitos cuaternarios son acumulaciones posteriores a la orogenia Diaguita, es decir yacen en fuerte discordancia angular sobre todos los terrenos previos. Las acumulaciones son básicamente de origen fluvial, en algunos casos con intercalaciones lacustres como en los valles de Lerma y Calchaquí, donde la historia geológica cuaternaria está mejor conocida. Allí se destacan tres episodios sedimentarios, muy bien representados en afloramiento.

## 6. RECURSOS MINERALES

En la Hoja Metán, las unidades aflorantes son en su gran mayoría de carácter sedimentario, incluidas las del basamento. Los episodios eruptivos están relacionados con rocas volcánicas cretácicas y neógenas; si bien estas rocas podrían ser relevantes en la génesis mineral, sus afloramientos son muy restringidos o puntuales. Como consecuencia de ello, las manifestaciones minerales metalíferas, en este caso estratoligadas, se restringen prácticamente a las formaciones cretácico-paleógenas del Grupo Salta, de las cuales las únicas de interés económico fueron, hasta el presente, las uraníferas. Además, existen diversos depósitos cupríferos de similar origen. En cuanto a las calizas, hay importantes depósitos relacionados con las formaciones Las Tienditas y Yacoraite.

La subcuenca de Metán fue intensamente explorada por petróleo sobre la base de la presencia de roca madre y a la vez reservorio (Formación Yacoraite). En el ámbito de la Hoja se encontró petróleo en el pozo Yatasto en los años '70, al este de Metán, pero no logró ser explotado comercialmente. Posteriormente, se descubrieron y explotaron dos pequeños campos, ya agotados, al este de La Troja y en las cercanías de Lumbrera.

### 6.1. YACIMIENTOS DE MINERALES METALÍFEROS

#### Cobre-Plomo-Plata-Cinc y Uranio

##### *Depósitos estratoligados de metales de base*

Los depósitos de metales de base (Cu, Pb, Zn, Ag) de la cuenca del Grupo Salta están desarrollados preferentemente sobre su borde oriental, a lo largo de 300 km longitud (Sureda *et al.*, 1986; Gorustovich *et al.*, 1999), donde incluyen a los depósitos Juramento, El Salto y Punilla. Tal distribución de depósitos sedimentarios, junto a la extensa faja lineal de uranio (Cu) sobre el margen occidental de la cuenca, sugiere que los procesos de mineralización operaron a lo ancho de ésta. Es probable que los depósitos de U-Cu y de Cu-Ag-Pb-Zn compartan un origen común vinculado con la diagénesis y la evolución sedimentaria de la cuenca (Wormald, 1999).

#### Cobre

Los depósitos de cobre-plata (plomo-cinc) del noroeste de la Argentina, aunque la mayoría aún de

pequeño tamaño, comparten muchas de las características de los depósitos de cobre sedimentario de otras partes del mundo, como la faja del Kupferschiefer de Europa Central (Oszczepalski, 1989). En todas estas áreas, potentes secuencias de capas rojas clásticas infrayacen a sucesiones de plataforma continental carbonático-clásticas ricas en materia orgánica, que son huéspedes de los depósitos de metales de base (Wormald, 1999). Los prospectos de cobre y plata mejor conocidos y actualmente de importancia económica están restringidos a la Formación Yacoraite. Ocurrencias menores se presentan localmente en el Subgrupo Pirgua, en la Formación Lecho y en otras unidades terciarias.

#### *Juramento*

El depósito Juramento, único estratoligado conocido de importancia en la Hoja, está emplazado cerca del margen del depocentro Metán de la cuenca cretácico-paleógena (Salfity y Marquillas, 1994). Las sierras de Guanacos y Metán, que contienen el depósito, están limitadas por fallas inversas que buzanan hacia el oeste. El prospecto Juramento se localiza a unos 55 km al SE de la ciudad de Salta.

En algunas de las propiedades mineras de este depósito, se observan galerías cuya antigüedad se remontaría a la época de los laboreos jesuíticos. Más recientemente, las compañías PECOM-RÍO SA (entre los años 1978 y 1981) y Paramount Ventures & Finance Inc. (entre los años 1995 y 1998) ejecutaron una serie de trincheras y perforaciones a diamantina, que permitieron incrementar los conocimientos geológicos y mineralógicos del prospecto (Espisúa y Amengual, 1983; Wormald, 1999).

Las rocas huéspedes de Juramento son del Cretácico superior y conforman dos crestas de rumbo N-S conocidas como cerro El Plomo y cerro El Cobre, que convergen en sus extremos norte y sur (Wormald, 1999).

La región central está formada por areniscas y conglomerados de la facies de capas rojas continentales del Subgrupo Pirgua. Las crestas están constituidas por rocas de las formaciones Lecho (areniscas cuarzosas) y Yacoraite (calizas oolíticas y estromatolíticas, pelitas, etc.) del Subgrupo Balbuena. El depósito está confinado hacia el este y oeste por rocas eoterciarias de las formaciones Tunal, Mealla y Maíz Gordo, todas ellas formadas predominantemente por pelitas verdes, grises y rojas.

La relación estructural de los afloramientos sugiere que originalmente el depósito fue un anticlinal

hundido hacia el norte y posiblemente también hacia el sur. La sucesión en la superficie del cerro El Plomo está invertida, de lo que se infiere que la estructura plegada era asimétrica, con un plano axial que buza al oeste y los flancos orientales volcados. La estructura plegada de Juramento ha sido extensamente desmembrada por corrimientos, fallas de rumbo y fallas transversales de rumbo ESE.

La mineralización es primaria y secundaria. La mineralización primaria se encuentra generalmente sólo en las perforaciones y consiste en calcopirita, bornita, calcosina, pirita, esfalerita, galena, tetraedrita-tennantita, plata nativa y argentita. La mineralización secundaria es de malaquita-azurita-covellina-calcosina y de una mezcla compleja de óxidos de grano fino con Cu-Fe-Mn-Pb-Zn-Ag-As-Sb. La zona supergénica se extiende hasta una profundidad media de 75 m por debajo de la superficie. Las mineralizaciones se ubican en las unidades de caliza gruesamente estratificadas de la Formación Yacoraité inferior y del techo de la Formación Lecho. En el depósito no ocurre un enriquecimiento supergénico consistente.

Las leyes de cobre alcanzan localmente valores superiores a 5%, en tanto que las leyes de plata poseen valores de hasta 150 g/t. El horizonte mineralizado tiene entre <10 y 25 m de potencia. Contrariamente, la mineralización de plomo y cinc ocurre generalmente en pelitas y limolitas carbonáticas de la Formación Yacoraité media y superior; acompañada por cobre cuando ésta aparece brechada.

En las calizas oolíticas de la Formación Yacoraité hay evidencia textural que sugiere procesos de disolución y recristalización y que en esta formación ha tenido lugar abundante flujo de fluidos.

El recurso potencial estimado por las perforaciones indica aproximadamente 11 Mt con una ley promedio de 0,83% de cobre y 19,2 g/t de plata. Los resultados fueron calculados para una "ley de corte" de 0,3% de cobre para una profundidad de 200 m por debajo de la superficie. Cuando estos datos se aplicaron a la sucesión altamente anómala, los recursos potenciales del depósito ascendieron a 50 Mt (Rotzien y Wormald, 1998).

#### *Otros depósitos de cobre*

Las manifestaciones Santa Isabel y Custodio ocurren en las vecindades de Cachipampa, al sur del cerro Malcante.

En Custodio, areniscas calcáreas con mediano buzamiento, probablemente de la Formación Le-

cho, alojan carbonatos de cobre y calcosina. Los valores geoquímicos puntuales de superficie indican más de 2,5% de cobre. A fines de los años '70, Shell Capsa llevó a cabo un programa de pozos someros cuyos resultados geoquímicos no fueron promisorios. Shell calculó unas 150.000 toneladas con un promedio de 1,1% de cobre (C. Morello, comunicación personal).

Otra manifestación de cobre, cercana a Alemania, es conocida como Doña Inés. Asimismo, al sur de Alemania, en Morales, se hallan carbonatos de cobre relacionados con diques y coladas basálticas entre las capas rojas del Subgrupo Pírgua. Es probable que ambas ocurrencias carezcan de valor económico.

La manifestación La Yesera se ubica en las nacientes de la quebrada de Las Conchas, donde el Subgrupo Pírgua se encuentra muy fracturado con venas y brechas alineadas según las estructuras de rumbo NNE. Paramount Ventures registró valores anómalos de cobre, plomo y cinc, aunque la reducida dimensión de la manifestación torna improbable su interés económico.

#### **Oro (cobre-molibdeno)**

En las serranías ubicadas al sudeste de la localidad de Guachipas, más precisamente entre los cerros de La Ovejería y Campanorco, existen mineralizaciones y anomalías geoquímicas de oro (cobre-molibdeno) vinculadas a diques y filones capa de la Andesita Campanorco, que intruyen a la Formación Puncoviscana (Neoproterozoico) y a unidades cretácico-terciarias. Estos cuerpos intrusivos tienen, en general, una expresión superficial muy pobre en virtud de su reducido espesor. Por lo tanto, en el mapa geológico solo está representado el más conspicuo de ellos que aflora en el cerro Campanorco.

Pachamamita se ubica a unos 100 km al sur de la ciudad de Salta. Se trata de diques de andesitas porfíricas (Andesita Campanorco), alteradas y mineralizadas, emplazados en rocas de la Formación Puncoviscana según lineaciones estructurales de rumbo nordeste.

Paramount Ventures llevó a cabo en 1997 y en 1998 un muestreo regional de sedimentos de cauce y reconocimientos geológicos sobre un área de unos 360 km<sup>2</sup>. Este programa identificó varias zonas con anomalías geoquímicas que incluyen cobre, oro, molibdeno, plomo, cinc y mercurio; el mapeo y muestreo de roca se concentró en cuatro de ellas: El Tapado, Dique El Tapado, Pircas y Campanorco.

La zona de El Tapado consiste en diques de pórfidos andesíticos y brechas de chimenea mineralizadas, con alteraciones potásica débil, cuarzo-sericítica y propilítica. Se registraron elevados valores de cobre, molibdeno y oro sobre una extensión mínima de 2 x 2,5 kilómetros. Muestras de roca indicaron valores de 0,32 g/t de oro, 569 ppm de cobre y 127 ppm de molibdeno. El sector más importante, con mineralización y alteración potásica en diques porfíricos y en el basamento brechado, aflora en forma discontinua en el corte de un río a lo largo de más de 1,5 kilómetros. Mineralizaciones de cobre de menor importancia ocurren como sulfuros diseminados en los diques y en venas de cuarzo-sulfuro de dos generaciones que cortan los diques y el basamento. Los diques contienen abundantes bloques brechados del basamento y muestran contactos interdigitados con ellos, con la roca de caja y con las zonas brechadas.

En Pircas, unos 2 km al oeste de El Tapado, la cobertura aluvial oculta la mayoría de la zona, pero escasos afloramientos muestran el basamento altamente brechado intruido por apófisis de pórfido con intensa alteración arcillosa. Análisis geoquímicos de muestras de roca indican entre 0,07 y 0,11 g/t de oro, 2011 ppm de cobre y 53 ppm de molibdeno.

El área del dique El Tapado circunda las dos zonas arriba descritas y las separa, hacia el sur, de la zona de Campanorco. La porción principal de la zona del dique El Tapado consiste en numerosos diques de andesita alterados y mineralizados que cortan el basamento fracturado en un área de 3 km<sup>2</sup>. Se detectaron valores anómalos de oro, cobre, molibdeno, mercurio y arsénico en diques con alteración propilítica, sericítica y posiblemente potásica. Muestras de dique dieron valores máximos de 4,7 g/t de oro, 130 ppm de cobre y 25 ppm de molibdeno.

En el área de Campanorco, al sur de Pachamamita, un filón capa de pórfido andesítico intruye sedimentos terciarios en un área de 2x2 kilómetros. Una pequeña porción del filón capa, en una zona de brecha de falla de escasos metros de ancho, posee alteración arcillosa y anomalías con altos valores de cobre, molibdeno, plomo y cinc. En la zona aledaña, los sedimentos terciarios están fuertemente fracturados y contienen niveles con intensa mineralización secundaria de cobre. No obstante ello, la mayor parte del cuerpo del pórfido de Campanorco no presenta alteración ni mineralización.

Las características geológicas del proyecto Pachamamita posiblemente indicarían la parte su-

perior de un sistema cuproaurífero, sin lixiviación, en donde los valores geoquímicos probablemente reflejen los valores en profundidad. De este modo, se considera que el depósito es de un limitado potencial económico.

## Uranio

Desde el año 1958 se reconocen depósitos de minerales de uranio estudiados por la Comisión Nacional de Energía Atómica (CNEA). La mineralización ocurrió a lo largo de varios pulsos estrechamente relacionados con la movilidad y aporte de los bordes de la cuenca y con las variaciones litoes, paleoambientales y paleoclimáticas vigentes durante la acumulación del Grupo Salta (Cretácico inferior-Eoceno medio). Constituyen depósitos Tipo Arenisca y se han reconocido los siguientes subtipos: Areniscas Rojas (U-Cu), Areniscas Calcáreas y Pelitas Grises (U-Cu), Areniscas y Pelitas Grises (U, U-V) y Areniscas Calcáreas y Pelitas Grises (U-V).

Los depósitos del Tipo Arenisca son los que tienen las mayores reservas y los únicos que han sido explotados en los yacimientos Don Otto, Martín Miguel de Güemes y, parcialmente, Los Berthos (distrito Tonco-Amblayo). Todos ellos se emplazan en el oeste de la Hoja.

### *Primer pulso mineralizante*

*Subtipo Areniscas Rojas (U-Cu).* Varios depósitos de este subtipo se alojan en la Formación Las Curtiembres (Subgrupo Pigua) en el área de mayor subsidencia de la subcuenca de Alemania. Los más característicos son Cajoncillo, Las Abritas, El Fraile y El Zorrito.

El depósito Cajoncillo es el mejor estudiado y se ubica inmediatamente al este del cierre del sinclinal de Amblayo. Se determinaron siete niveles mineralizados en una secuencia de 850 m de espesor, compuesta de fangolita y arenisca moradas y rojas alternantes con niveles de areniscas decoloradas. La mineralización está distribuida en nódulos concrecionales alojados en los bancos de areniscas decoloradas; también se presenta como impregnaciones en microfracturas, diaclasas y en los planos de contacto entre las fangolitas y areniscas (Sureda *et al.*, 1984). Los nódulos tienen un diámetro variable entre 2 y 40 cm y sus ejes mayores presentan un marcado paralelismo con la estratificación, sugiriendo un origen vinculado con la cementación centrífuga.



ga a partir de restos carbonosos o vegetales indeterminados. El mineral principal es cuprita, en tanto que pechblenda y coffinita (minerales primarios de uranio) son accesorios variables. Además se determinaron minerales secundarios de uranio (uranofano, torbernita y uvanita), vestigios de Ag, Au y Cu nativo y varios minerales secundarios de cobre (Sureda *et al.*, 1984). Dado el carácter errático y las reducidas dimensiones de los cuerpos mineralizados estos depósitos no tienen interés económico.

### *Segundo pulso mineralizante*

*Sub-tipo Areniscas Calcáreas y Pelitas Grises (U-Cu).* En la Formación Lecho y su equivalente lateral Formación Quitilipi, se alojan depósitos cupro-uraníferos que responden a este subtipo. La mineralización es de carácter lenticular y escaso espesor. Presenta distribución esporádica con concentraciones puntuales de uraninita finamente distribuida en las pelitas y asociada con materia carbonosa, restos vegetales y sulfuros de cobre. Normalmente los depósitos presentan abundantes minerales secundarios de uranio y de cobre, dispuestos en los planos de fisilidad de las pelitas, en las diaclasas y fracturas de las areniscas calcáreas y a veces con difusión en la matriz.

Un nivel mineralizado regional está ubicado en el contacto entre las formaciones Lecho y Yacoraite, o muy próximo a él, y por su amplia distribución areal es utilizado como nivel estratigráfico guía.

El depósito La Despedida es la acumulación más característica del nivel mineralizado regional. La mineralización se localiza en una estructura sinclinal buzante al norte; mide 4 km de longitud por 2 km de ancho y presenta suave pendiente en los flancos (5° a 10°). El depósito fue evaluado con trincheras equidistantes cada 50 m sobre los bancos mineralizados y se estimó una reserva inferida de 1180 t U, con 0,035%  $U_3O_8$  para una potencia de 0,50 metros. Asimismo, se estimaron 45.000 t con 0,1% de Cu (Noya, 1965). La sobrecarga de estéril (10 a 20 m) sobre los niveles mineralizados subhorizontales y los bajos contenidos en uranio, fundamentan el carácter subeconómico del depósito.

Se mencionan además en el nivel regional varias anomalías radimétricas: Félix, Gallego y Pampa Grande (Lencinas *et al.*, 1969).

En el distrito Tonco-Amblayo se ubica el depósito Cuesta de Bala. La mineralización se presenta en tres niveles, ubicados en el tercio superior de la Formación Lecho (niveles I-II) y en su contacto con

la Formación Yacoraite (nivel III). La mineralización del nivel II es la más importante; tiene una longitud de 500 m y se determinó para una corrida de 150 m un tenor de 0,12% de  $U_3O_8$ , con 1 m de espesor.

Los depósitos del área de Alemania son de menor importancia y se ubican por debajo del contacto entre las formaciones Quitilipi y Yacoraite, en facies pelíticas negras, verdes y grises. Además, en la Formación Quitilipi se reconocieron niveles mineralizados de uranio sólo en el área del umbral de Guachipas (Salfity, 1980): en la quebrada Los Ayuzos, con carbonatos de cobre, con un espesor de 0,30 m y un tenor de 0,19% U, y en la quebrada Morro Chico (Manifestación Santa Teresita), inmediatamente al nordeste de Alemania, con un espesor de 0,20 m y un tenor de 0,10% U. En la base de la Formación Lecho se mencionan anomalías radimétricas localizadas en el oeste del valle de Lerma, entre Chicoana y La Viña.

### *Tercer pulso mineralizante*

*Sub-tipo Areniscas y Pelitas Grises (U, U-V).* En el tercio superior de la Formación Yacoraite se localizan los principales depósitos y yacimientos de uranio: Don Otto, Martín Miguel de Güemes y Emmy, entre otros (Raskovsky, 1970).

En el yacimiento Don Otto la mineralización principal se ubica en la Unidad Litológica 5 (UL 5) (Raskovsky, 1970), sobre la cual se desarrolló el laboreo subterráneo de exploración y explotación. El cuerpo mineralizado tiene una corrida en superficie de 2,1 km con notables fenómenos de difusión de la mineralización a las areniscas laterales, por un ancho máximo de unos 200 m, dentro del cual la mineralización se presenta en profundidad según bandas alargadas, con los ejes mayores paralelos a la dirección de buzamiento de los estratos. La mineralización está controlada por cambios de facies locales de la UL 5. En general, la mena está compuesta por minerales secundarios de uranio: fosfatos (autunita, metaautunita, fosfuranilita), silicatos (uranofano), carbonatos (schröckingerita) y escasos vanadatos (carnotita-tyuyamunita).

Las reservas remanentes son de 203.500 t de mineral con una ley media de 0,1% de  $U_3O_8$  (Salinas *et al.*, 1982). La explotación se paralizó en el año, 1981 debido al alto costo de recuperación del mineral.

En el extremo septentrional del distrito se localiza el yacimiento Martín Miguel de Güemes (4), de

reducidas dimensiones, alojado en las Unidades Litológicas 5 y 6 (Miembro Arenisca Güemes). El nivel mineralizado principal (nivel III) tiene un contenido promedio de 0,1% de  $U_3O_8$ , 0,2% de  $V_2O_5$ , 3,14% de  $CO_3Ca$  y 0,1% de  $P_2O_5$  y la mena está compuesta por fosfatos y vanadatos de uranio. Las reservas son de 32.600 t de mineral, con 0,11%  $U_3O_8$ .

El yacimiento Emmy está situado en el sinclinal de Amblayo al sur del río Saladillo. La mena está distribuida en facies pelíticas con impregnación hacia las areniscas y areniscas calcáreas adyacentes. Fue explorado mediante trincheras y laboreos subterráneos. Se han estimado reservas de 33.400 t de mineral con 0,1%  $U_3O_8$ .

*Sub-tipo Areniscas Calcáreas y Pelitas bituminosas (U-V).* En el yacimiento Los Berthos, los cuerpos mineralizados se hallan ubicados desde la galería "O" hacia la superficie, en la zona donde los estratos están rebatidos. Se estima que el fenómeno tectónico ha originado la permeabilidad secundaria que favoreció la removilización y difusión de la mineralización hacia las areniscas calcáreas y calizas adyacentes, a partir de los niveles de pelitas con materia orgánica y pirita, en los cuales el uranio estaba preconcentrado singenéticamente. Las reservas del yacimiento son de 300.016 t de mineral, con una ley media de 0,14%  $U_3O_8$  y 0,619 % de  $V_2O_5$  (Salinas *et al.*, 1982; Bustos *et al.*, 1988).

#### *Cuarto pulso mineralizante*

*Sub-tipo Areniscas y Pelitas Grises (U).* El ciclo sedimentario del Grupo Salta culmina con los depósitos continentales del Subgrupo Santa Bárbara (Paleoceno-Eoceno) que representan el estadio final de colmatación de la cuenca. En la comarca de la cuesta del Obispo la Formación Maíz Gordo contiene un modesto depósito de uranio, denominado Providencia. La mineralización se aloja en areniscas arcósicas y lutitas grises, tiene una corrida de 350 m con una potencia variable entre 0,50 m a 1 m y una ley de 0,13% de  $U_3O_8$  (Santomero, 1960).

#### *Origen de la mineralización*

Respecto del origen de la mineralización uranífera, se infiere que el arco Traspampeano-Púnico constituyó la fuente de aporte a la cuenca cretácica tanto del material clástico como del ión uranilo.

## 6.2. YACIMIENTOS DE MINERALES INDUSTRIALES

### **Arena y canto rodado**

En los lechos actuales de ríos del valle de Lerma, entre otros sitios de la Hoja, se explota material árido para construcción. Las canteras más conocidas son Rosario y Fernanda ubicadas sobre las playas del río Rosario. Más al sur, sobre el río Guachipas, se explotan las canteras Amarilla y Azul. Por lo general, la extracción de áridos se circunscribe a arena y, en menor medida, ripio y cantos rodados. La calidad de las arenas del valle de Lerma ha sido estudiada por González (1990).

### **Caliza**

La Formación Las Tienditas está constituida de calizas susceptibles de ser explotadas para su uso industrial. Las calizas están bien expuestas en los alrededores de los parajes Las Tienditas y El Coro-La Troja, al oeste y al este de la sierra de Castillejo, respectivamente. A continuación se ofrece una reseña de los estudios realizados en El Coro (Tapia Viedma, 1998).

La caliza de El Coro es uniforme y maciza, de color negro a gris oscuro con algunas tonalidades rojizas, aunque también de tonos grises probablemente por incremento en la cantidad de arcillas.

Está afectada por complejos sistemas de microfisuración y macrofisuración y por diversos juegos de diaclasas. Las microfisuras y macrofisuras están rellenadas por calcita, formando venillas de diferentes espesores (desde menos de 1 mm hasta 2 cm) que atraviesan la roca sin un patrón definido. Los juegos de venillas no significan problemas para la utilización de la caliza como materia prima en la industria del mármol. Los estudios efectuados han demostrado que la cementación del relleno de las fracturas por carbonato de calcio transmite a la roca un sólido y resistente comportamiento al corte con disco de diamante y su posterior pulido (Juri, 1995).

Los análisis químicos de muestras provenientes de las canteras Cueva del León y La Cumbre indican una ley media de 95% de  $CaCO_3$ . Estos resultados reflejan el potencial favorable de estas calizas como materia prima para la industria de la cal y del cemento pórtland.

Las reservas, probables y posibles, de caliza calculadas en la comarca de El Coro son de 28.604.000 t y 48.836.000 t, respectivamente.

Las calizas aflorantes en Las Tienditas y La Troja tienen características similares a las de El Coro y en consecuencia también poseen un favorable potencial de explotación.

### Yeso

En el borde sudeste de la Hoja al sur de Puente de Plata, existió una explotación de yeso a finales de la década del '70.

El yeso está alojado en las sedimentitas del Subgrupo Metán (Formación Anta).

### 6.3. PETRÓLEO

La comarca reúne interés prospectivo por sus condiciones favorables para la existencia de hidrocarburos, valoradas por descubrimientos de acumulaciones comerciales de petróleo en los yacimientos Cuchuma y Lumbrera.

Los esfuerzos exploratorios estuvieron dirigidos principalmente a unidades cretácico-terciarias del Grupo Salta, en particular a la Formación Yacoraite, cuyo potencial económico es mejor conocido en regiones ubicadas hacia el nordeste, fuera de la zona de estudio (subcuenca de Lomas de Olmedo).

En la Formación Yacoraite resultan de interés como generadores de hidrocarburos, los niveles pelíticos y carbonáticos de ambientes lacustres anóxicos, en tanto como reservorios tienen importancia las facies de calizas y de areniscas, que suelen mostrar permeabilidad secundaria por fracturación y porosidad intergranular. Facies lacustres anóxicas de buena productividad orgánica, presentes en las formaciones Maíz Gordo, Lumbrera (Faja Verde) y Anta, merecen albergar expectativas sobre su capacidad oleogenética en condiciones adecuadas en cuanto a su distribución areal, espesores y maduración. Idénticas evaluaciones pueden realizarse para eventos de inundación más localizados, evidenciados en afloramientos, como el Miembro Brealito de la Formación La Yesera, el Miembro Puesto Morales de la Formación Las Curtiembres y la Faja Gris de la Formación Mealla. Las areniscas de la Formación Lecho y equivalentes (formaciones Quitilipi y Pala Pala) y los niveles arenosos basales de la Formación Tunal, por su porosidad y permeabilidad primarias, constituyen eventuales reservorios de hidrocarburos además de la Formación Yacoraite. Algunos de ellos han demostrado poseer buena aptitud como recipientes

en la región, manifestándose acuíferos en perforaciones realizadas en el subsuelo de la subcuenca de Metán (Vilela, 1967).

Dentro del Terciario post Grupo Salta, las areniscas de la Formación Río Seco se destacan por su extensión y facies capaces de proveer reservorios adecuados. Como principales rocas-sello se consideran los niveles pelíticos y carbonáticos de la Formación Yacoraite, pelitas y ocasionalmente carbonatos en unidades del Subgrupo Santa Bárbara y pelitas en la Formación Anta. Hacia áreas proximales de la cuenca, los cambios de facies a clásticos gruesos, de las unidades consideradas, ocasionarían la pérdida de su efectividad como sellos. Si bien no se dispone de información sobre indicadores de madurez de la materia orgánica y de tiempos de expulsión de hidrocarburos desde las rocas generadoras comprobadas, como las presentes en la Formación Yacoraite, interesan como factores de control de la evolución térmica los siguientes: 1) la sobrecarga sedimentaria dada por el Terciario orogénico superpuesto (Grupo Orán), con sus espesores resultantes de las distintas situaciones de subsidencia o paleogeográficas; 2) la carga adicionada por las láminas sobrecorridas y 3) el gradiente geotérmico pasado y actual, que al presente muestra anomalías con la presencia de aguas termales en algunos sectores de la parte oriental de la Hoja. Los movimientos tectónicos anteriores a la depositación de sobrecargas sedimentarias importantes tales como la del Subgrupo Jujuy, y en particular a los depósitos sinorogénicos o de cuencas intermontanas de la Formación Piquete, tendrían incidencia para la existencia o disponibilidad de trampas estructurales, pendientes y vías de migración, previas a la maduración y expulsión de hidrocarburos desde la roca madre. En tanto la tectónica plio-pleistocénica a moderna, que es la más notable y originadora de la configuración morfoestructural actual de la región, provocaría la remigración de hidrocarburos hacia las trampas por ella formadas, si los tiempos de expulsión desde la roca madre son anteriores a los de la formación de las trampas.

#### *Áreas prospectables*

Las características geológicas de la Hoja orientan los prospectos exploratorios a la búsqueda de trampas principalmente de componente estructural. En general, el área responde a una estructuración de faja plegada y fallada de cierta complejidad, don-

de concurren ámbitos o provincias geotectónicas diferentes. Consideraremos dos regiones principales ubicadas hacia el este y el oeste, respectivamente, de una línea de fracturación de orientación submeridiana e importancia regional, denominada Frente Oclóyico Oriental (Turner y Méndez, 1975; Salfity *et al.*, 1975; Baldis *et al.*, 1976).

### *Región oriental*

Desde el punto de vista petrolero, esta región ha recibido una mayor atención en lo que a prospecciones por sondeos se refiere. Se investigaron estructuras en el subsuelo, algunas con expresión superficial en afloramientos, que dieron como resultado el hallazgo en los años, 1991 y, 1994 de los yacimientos Cuchuma y Lumbraera, respectivamente. Ambos produjeron de la Formación Yacoraite, a profundidades relativamente someras.

Hacia el sur de estos yacimientos se encontraron evidencias de hidrocarburos en estructuras detectadas en el subsuelo, perforadas en proximidades de los valles de los ríos Las Conchas, Metán y Rosario; los sondeos en algunos casos superaron los 3000 m de profundidad. Al sudoeste de Rosario de La Frontera se observan en interpretaciones sísmicas (Puszkas, 1975 y Rioboó, 1985, en Fernández Garrasino, 1985), plegamientos y sobrecorrimientos de bajo ángulo vergentes al este con participación en ellos de unidades del Grupo Salta y más antiguas. En un pliegue anticlinal desarrollado por un plegamiento subsidiario se perforó el pozo YPF Arenal x-1 (Salta), de donde se recuperó, por ensayos, agua con rastros de petróleo de la Formación Yacoraite (Fernández Garrasino, 1985). En el sustrato precretácico de esta región se desarrollan sedimentitas devónicas con asomos en superficie en la sierra de González y hacia el norte, fuera de la zona de estudio.

Los yacimientos Cuchuma y Lumbraera (operados por la Compañía Pluspetrol) produjeron petróleo de niveles de la Formación Yacoraite a profundidades entre 350 y 500 metros. El yacimiento Cuchuma (32) tuvo una producción acumulada (junio de 1991 a octubre de 1997) de 68.603,4 m<sup>3</sup> de petróleo con cuatro pozos productivos; la producción durante el mes de setiembre de 1997 fue de 221 m<sup>3</sup> de petróleo y 2138 m<sup>3</sup> de agua. El yacimiento Lumbraera (33) acumuló 13.750,9 m<sup>3</sup> de petróleo (desde octubre de 1994 a noviembre de 1997) con dos pozos productivos; la producción durante el mes de octubre de 1997 fue de 266,3 m<sup>3</sup> de petróleo y 900 m<sup>3</sup> de agua. Los

datos mencionados fueron proporcionados por la Secretaría de Minería, Industria y Recursos Energéticos de la provincia de Salta.

### *Región occidental*

Prácticamente inexplorada por sondeos, está relacionada tectónicamente con la provincia geológica Cordillera Oriental. El Paleozoico marino se restringe al extremo norte de la Hoja, mientras que al sur el sustrato pre-Grupo Salta está constituido por unidades de edad precámbrica. Es una región de importante acortamiento tectónico, con sobrecorrimientos de láminas que involucran sedimentitas precámbricas (Baldis *et al.*, 1976; Fernández Garrasino *et al.*, 1984; Fernández Garrasino, 1985; Vergani y Starck, 1989). De la observación de las características estructurales y estratigráficas de esta región, se destacan como zonas de interés prospectivo los sectores con presencia de estructuras positivas en sedimentitas terciarias aflorantes, que sugieren la existencia en el subsuelo de estructuras preservadas del Grupo Salta. Así, en la depresión del valle de Lerma resulta distintiva una serie de anticlinales de alineación submeridiana entre el río Osma (al norte de la localidad de Coronel Moldes) y el sudoeste de la localidad de La Viña. En tanto, hacia el oeste de esta alineación, sobre el flanco occidental del valle y separados por una faja imbricada de corrimientos de láminas precámbricas con cobertura adosada, también se observan pliegues positivos con cubierta terciaria entre el sur del río Escoipe y la localidad de Amblayo.

Los pliegues en sedimentitas terciarias del Grupo Orán, tal como el anticlinal de Coronel Moldes (al oeste de la localidad del mismo nombre, Vergani y Starck, 1989), estarían en disarmonía con las estructuras profundas que involucran al Grupo Salta, por la acción de diversos corrimientos efecto de una tectónica de "lámina delgada". La deformación de "lámina delgada", en esta zona, se aplica a una "cubierta estructural" que involucra parte del Grupo Lerma y a sedimentitas cretácico-terciarias suprayacentes, con superficies de despegue internas relacionadas con niveles incompetentes entre otros competentes, distribuidos en el Subgrupo Metán, Subgrupo Santa Bárbara y Grupo Lerma. La cubierta estructural despegaría de un "basamento estructural o autóctono", constituido por un basamento cristalino y la parte basal del Grupo Lerma (Vergani y Starck, 1989; Fernández Garrasino, 1985).

CUADRO - RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES

N° Indicio	Sustancia	NOMBRE	Localidad	Coordenadas		Litológia	Unidad cartográfica	Edad	Mineralogía	Labores mineras
				X	Y					
1	Cobre	Santa Isabel	Norte cuesta del Obispo	7221000	3514900	Vaques	Formación Puncoviscana	Neoproterozoico-Cámbrico		
2	Uranio	Providencia	Sur cuesta del Obispo	7217000	3516600	Arenisca, lutita	Subgrupo Santa Bárbara	Paleoceno-Eoceno		
3	Cobre	San Martín, Custodio, Salamanca	Cuesta del Obispo	7216500	3518000	Arenisca calcárea	Subgrupo Balbuena	Cretácico superior-Paleoceno	Mi, Cc, Bo	sí
4	Uranio	M. M. de Güemes	Valle de Tonco	7197200	3505200	Arenisca	Subgrupo Balbuena	Cretácico superior-Paleoceno	Ty, Aut, Maut, Fos	sí
5	Uranio, vanadio	Los Berthos	Valle de Tonco	7193400	3505500	Arenisca	Subgrupo Balbuena	Cretácico superior-Paleoceno	Ty, Mety, Car, Aut, Scho	sí
6	Uranio	Cuesta de Bala	Valle de Tonco	7175000	3505000	Pelita, arenisca	Subgrupo Balbuena	Cretácico superior-Paleoceno		
7	Uranio	Pedro Nicolás	Valle de Tonco	7174000	3505000	Arenisca	Subgr. Balbuena	Cretácico superior-Paleoceno		
8	Uranio	Don Otto	Valle de Tonco	7170000	3509300	Arenisca	Subgrupo Balbuena	Cretácico superior-Paleoceno	Aut, Maut, Fos, Car, Ty, Uran	sí
9	Uranio	El Leñadero	Sur valle de Amblayo	7162000	3511800	Pelita, arenisca	Subgrupo Balbuena	Cretácico superior-Paleoceno		
10	Uranio	El Desecho	Sur valle de Amblayo	7160300	3512200	Pelita, arenisca	Subgrupo Balbuena	Cretácico superior-Paleoceno		
11	Uranio	Emmy	Sur Valle de Amblayo	7158000	3515800	Pelita, arenisca	Subgrupo Balbuena	Cretácico superior-Paleoceno	Car, Aut	sí
12	Uranio, cobre	Cajoncillo	Sur valle de Amblayo	7158400	3518400	Arenisca	Fm. Las Curtiembres	Cretácico	Cup, Pch, Coff, Uran, Trb, Uva, Ag, Au, Cu	
13	Uranio, cobre	El Fralite	Este quebrada Las Conchas	7129600	3525500	Arenisca	Fm. Las Curtiembres	Cretácico		
14	Cobre	La Yesera	Este quebrada Las Conchas	7128000	3527600	Arenisca, brecha tectónica	Fm. Las Curtiembres	Cretácico	Mi, Az, Cc, Ga	sí
15	Uranio, cobre	El Zorrilo	Este quebrada Las Conchas	7125400	3530000	Arenisca	Fm. Las Curtiembres	Cretácico		
16	Cobre	Morales	Este quebrada Las Conchas	7151500	3531000	Arenisca, dique basáltico	Fm. Las Curtiembres	Cretácico	Mi, Az, Cc	
17	Uranio, cobre	Las Abritas	Este quebrada Las Conchas	7162200	3529200	Arenisca	Fm. Las Curtiembres	Cretácico		

Abreviaturas: Ag= plata nativa, Arg= argentita, Au= oro nativo, Aut= autunita, Az= azurita, Bo= bornita, Car= carnotita, Cc= calcosina, Coff= coffinita, Cp= calcopirita, Cu= cobre nativo, Cup= cuprita, Fos= fosforanrita, Ga= galena, Maut= metaautunita, Mety= malaquita, Mo= molibdenita, Pch= pechblenda, Py= pirita, Scho= schrockingerita, Sph= esfalerita, Ten= tennantita, Trb= torbernita, Tyr= tetraedrita, Ty= tyuyamunita, Uran= uranofano, Uva= uvanita

CUADRO - RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES

N° Indicio	Sustancia	Nombre	Localidad	Coordenadas		Litología	Unidad cartográfica	Edad	Mineralogía	Labores mineras
				X	Y					
18	Uranio	Alemania	Alemania	7166600	3537000	Pelita	Subgrupo Balbuena	Cretácico superior-Paleoceno		
19	Uranio	Los Ayusos	Quebrada Los Ayusos	7170400	3532000	Arenisca calcárea	Subgrupo Balbuena	Cretácico superior-Paleoceno		
20	Aridos	Cantera Rosario	Río Rosario	7233200	3539000	Grava, arena		Reciente		
21	Aridos	Cantera Fernanda	Río Rosario	7231600	3550800	Grava, arena		Reciente		
22	Aridos	Cantera Amarilla Cantera Azul	Río Guachipas	7180200	3548000	Grava, arena		Reciente		
23	Uranio, cobre	La Despedida	Río Pirgua	7150000	3544200	Arenisca calcárea, pelita	Subgrupo Balbuena	Cretácico superior-Paleoceno		
24	Uranio	Gallego	Sur Pampa Grande	7135000	3548400	Pelita, arenisca calcárea	Subgrupo Balbuena	Cretácico superior-Paleoceno		
25	Uranio	Félix	Sur Pampa Grande	7130400	3551600	Pelita, arenisca calcárea	Subgrupo Balbuena	Cretácico superior-Paleoceno		
26	Uranio	Pampa Grande	Norte Pampa Grande	7148800	3559000	Pelita, arenisca calcárea	Subgrupo Balbuena	Cretácico superior-Paleoceno		
27	Cobre	Campanorco	Cerro Campanorco	7161100	3565100	Pórfido	Andesita Campanorco	Mioceno	MI, Cup	si
28	Oro	El Tarador	C° La Ovejera	7166000	3564000					
29	Oro	Pachamamita	C° La Ovejera	7167200	3563000	Pórfido, pelita, arenisca	Andesita Campanorco Fm. Puncovicana	Mioceno-Neoproterozoico	Py, Cp, Mo, Au, Sph, Ga	
30	Caliza	El Coro	Cumbre del Castillejo S.	7220800	3578200	Caliza	Formación Las Tienditas	Neoproterozoico		si

Abreviaturas: Ag= plata nativa, Arg= argenita, Au= oro nativo, Aut= autunita, Az= azurita, Bo= bornita, Car= carcoita, Cc= calcosina, Coff= coffinita, Cp= calcopirita, Cu= cobre nativo, Cup= cuprita, Fos= fosforininita, Ga= galena, Maut= metaautunita, Mety= metayuyamunita, MI= malaquita, Mo= molibdenita, Pch= pechblenda, Py= pirita, Scho= schrockingerita, Sph= esferita, Ten= tenantita, Trb= torbernita, Ttr= tetraedrita, Ty= tyuyamunita, Uran= uranofano, Uva= uvanita

CUADRO - RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES

N° Indicio	Sustancia	Nombre	Localidad	Coordenadas		Litológia	Unidad cartográfica	Edad	Mineralogía	Labores mineras
				X	Y					
31	Cobre, plata	Juramento	Finca Cachari	7212800	3589800	Caliza, limolita, limolita calcárea	Subgrupo Balbuena	Cretácico superior-Paleoceno	MI, Az, Cc, Ga, Sph, Ttr, Trn, Bo, Py, Cp, Arg	
32	Petróleo	Cuchuma	Oeste Cruz Quemada	7230200	3590200	Caliza	Subgrupo Balbuena	Cretácico superior-Paleoceno		
33	Petróleo	Lumbrera	Sudoeste Lumbrera	7210400	3605800	Caliza	Subgrupo Balbuena	Cretácico superior-Paleoceno		
34	Uranio	El Mollar	Oeste Rosario de la Frontera	7153900	3586500	Pelita, arenisca calcárea	Subgrupo Balbuena	Cretácico superior-Paleoceno		
35	Yeso	Puente de Plata	Puente de Plata	7130500	3628000	Yeso	Subgrupo Metán	Mioceno		sí

Abreviaturas: Ag= plata nativa, Arg= argentita, Au= oro nativo, Aut= autunita, Az= azurita, Bo= bornita, Car= carnotita, Cc= calcosina, Coff= coffinita, Cp= calcopirita, Cu= cobre nativo, Cup= cuprita, Fos= fosforaminita, Ga= galena, Maut= metaautunita, Mety= metatyuyamunita, MI= malaquita, Mo= molibdenita, Pch= pechblenda, Py= pirita, Scho= schröckingerita, Sph= esfalerita, Ten= tenantita, Trb= torbernita, Ttr= tetraedrita, Ty= tyuyamunita, Uran= uranofano, Uva= uvanita

CUADRO-RESUMEN PARA PETRÓLEO Y GAS

N°	Cuenca	Yacimiento	Ubicación	Roca Madre	Roca Reservorio	Datos Económicos		Observaciones	Bibliografía
						Petróleo	Gas		
32	Noroeste	Cuchuma	X: 7230200 Y: 3590200	Fm. Yacoraita	Fm. Yacoraita	68.603,4 m³		Yacimiento agotado	
33	Noroeste	Lumbrera	X: 7210400 Y: 3605800	Fm. Yacoraita	Fm. Yacoraita	13.750,9 m³		Yacimiento agotado	

Además de los objetivos mencionados en esta región occidental, tendrían interés para la prospección geofísica y por sondeos los bloques bajos de las grandes láminas sobrecorridas, donde eventualmente pueden desarrollarse pliegues, escamas de falla y estructuras adecuadas que confinen las unidades prospectables, en particular las del Grupo Salta. Por otro lado, el comportamiento ante los esfuerzos tectónicos de las rocas competentes de las unidades cretácicas y terciarias, en especial las calizas de la Formación Yacoraite, sugieren una importante participación de la fracturación en la aptitud de los reservorios a encontrar.

## 7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Se consideran como sitios de interés geológico los siguientes puntos:

### **Ignitas de dinosaurios en el valle El Tonco**

Las ignitas se ubican en la quebrada de La Escalera, situada en la parte norte del valle El Tonco en inmediaciones del yacimiento Los Berthos. Las huellas pertenecientes a Hadrosaurios están impresas en un estrato de caliza perteneciente a la porción inferior de la Formación Yacoraite (Cretácico superior).

### **Restos fósiles de anuros en la quebrada de Las Conchas**

El yacimiento fosilífero se halla en inmediaciones de Puente Morales, sobre la margen izquierda de la quebrada de Las Conchas. Los anuros fósiles (Pípidos) están contenidos en pelitas de la Formación Las Curtiembres (Cretácico), que en ese lugar forman una estructura sinclinal conocida como sinclinal de Las Ranas.

### **Fósiles de vertebrados en la localidad de Pampa Grande**

En inmediaciones de la localidad de Pampa Grande se encuentran abundantes restos fósiles de vertebrados (mamíferos, peces y reptiles) alojados en pelitas del Subgrupo Santa Bárbara (Paleoceno-Eoceno).

### **Falla directa de borde del rift cretácico en la quebrada de Las Conchas**

En el paraje La Yesera (tramo superior de la quebrada de Las Conchas) se observa una falla directa de edad cretácica, reactivada como inversa con la compresión andina. La falla pone en contacto espesos depósitos del Subgrupo Pirgua (colgante) con estratos del Subgrupo Santa Bárbara (yacente). Se conoce como falla El Zorrito.

### **Quebrada de Las Conchas**

En la quebrada de Las Conchas, desde la localidad de Alemania hasta el paraje La Yesera, se advierten excelentes exposiciones de todas las formaciones que integran los subgrupos Pirgua y Balbuena, como así también de coladas, diques y *necks* del Basalto Las Conchas.

Además, se aprecian geoformas variadas producto de procesos erosivos fluviales, pluviales y eólicos, que constituyen atractivos turísticos tales como: El Anfiteatro, La Garganta del Diablo, El Fraile, El Sapo, El Hongo, El Obelisco, Los Castillos, entre otros.

### **El Grupo Lerma en las cumbres del Castillejo**

En Las Tienditas, La Troja y el Coro, parajes situados en los flancos de las cumbres del Castillejo, aflora el Grupo Lerma integrado por las formaciones Sancha y Las Tienditas.

### **Afloramientos del Subgrupo Balbuena en el embalse Cabra Corral**

En diversos puntos a lo largo de la ruta que circunda el dique de Cabra Corral se observan exposiciones típicas de las formaciones Lecho, Yacoraite y Tunal.

### **El Grupo Orán en el río de Las Cañas**

En el borde nordeste de la Hoja, en el río de Las Cañas y arroyos adyacentes, existen excelentes perfiles de los depósitos orogénicos de la cuenca de antepaís neógena del Grupo Orán.



## BIBLIOGRAFÍA

- Adams, Ch., H. Miller, A.J. Toselli, 1990. Nuevas edades de metamorfismo por el método K-Ar de la Formación Puncoviscana y equivalentes, NW de Argentina. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A.J. Toselli (Eds.), El Ciclo Pampeano el Noroeste Argentino. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 4:209-219. Tucumán.
- Allmendinger, R.W., V.A. Ramos, T.E. Jordan, M. Palma y B.L. Isacks, 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics*, 2:1-16.
- Alonso, R.N., 1980. Icnitas de dinosaurios (Ornithopoda Hadrosauridae) en el Cretácico Superior del norte argentino. *Acta Geológica Lilloana*, 15(2):55-64. Tucumán.
- Anónimo, 1988. Descubrieron restos de animales prehistóricos. *Diario El Tribuno*, 21 de noviembre: 19. Salta.
- Bachman, G. y B. Grauert, 1987. Análisis isotópico Rb/Sr y edad del granate-almadino en los gneises bandeados polimetamórficos de la sierra de Ancasti y Tafí del Valle (Sierras Pampeanas, NW-Argentina). 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 3:21-24. Tucumán.
- Bachman, G., B. Grauert, U. Kramm, A. Lork y H. Miller, 1987. El magmatismo del Cámbrico medio/Cámbrico superior en el basamento del noroeste argentino. Investigaciones isotópicas y geocronológicas sobre los granitoides de Santa Rosa de Tastil y Cañaní. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:125-127. Tucumán.
- Báez, A.M., 1981. Redescription and relationship of *Saltenia ibanezi*, a Late Cretaceous pipid frog from Northwestern Argentina. *Ameghiniana*, 18:127-154. Buenos Aires.
- Báez, A.M. y Z.B. Gasparini, 1977. Orígenes y evolución de los anfibios y reptiles del Cenoico de América del Sur. *Acta Geológica Lilloana*, 14:149-232. Tucumán.
- Baldis, B. y R. Omarini, 1984. El Grupo Lerma (Precámbrico-Cámbrico) en la comarca central salteña y su posición en el borde pacífico sudamericano. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:64-78. Buenos Aires.
- Baldis, B., R. Gorroño, V. Ploskiewicz y R. Sarudiansky, 1976. Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y comarcas adyacentes. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:3-22. Buenos Aires.
- Banks, C.J. y J. Warburton, 1986. "Passive-roof" duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman mountain belts, Pakistán. *Journal of Structural Geology*, 8(3-4):229-237.
- Benedetto, J.L. y M.T. Sánchez, 1972 a. El hallazgo de peces Pycnodontiformes (Holostei) en la Formación Yacoraite (Cretácico Superior) de la provincia de Salta (Argentina) y su importancia paleoecológica. *Acta Geológica Lilloana*, 11(8):151-176. Tucumán.
- Benedetto, J.L. y M.T. Sánchez, 1972 b. *Coelodus toncoensis* nov. sp. (Pisces, Holostei, Pycnodontiformes) de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior) de la provincia de Salta. *Ameghiniana*, 9 (1):59-71. Buenos Aires.
- Bianucci, H.A. y J.F. Homovc, 1982. Tectogénesis de un sector de la cuenca del Subgrupo Pirgua, noroeste argentino. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1:539-545. Buenos Aires.
- Bianucci, H.A., J.F. Homovc y O. Acevedo, 1983. La tectónica de Puesto Guardían-Dos Puntitas. *Revista Comunicación YPF* :21-26.
- Bonaparte, J.F. y G. Bossi, 1967. Sobre la presencia de dinosaurios en la Formación Pirgua del Grupo Salta y su significado cronológico. *Acta Geológica Lilloana*, 9:25-44. Tucumán.
- Bonaparte, J.F., J.A. Salfity, G.E. Bossi y J. Powell, 1977. Hallazgo de dinosaurios y aves cretácicas en la Formación Lecho de El Brete (Salta), próximo al límite con Tucumán. *Acta Geológica Lilloana*, 14:5-17. Tucumán.
- Bonarelli, G., 1913. Las Sierras Subandinas del Alto de Aguaragüe y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Tartagal, departamento de Orán, provincia de Salta. Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minas, Anales 8, (4):1-50. Buenos Aires.
- Bonarelli, G., 1914. Sobre la estructura geológica y los yacimientos petrolíferos del Distrito Minero de Orán. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minería, Geología e Hidrogeología, Boletín 9, Serie B (Geología): 1-43. Buenos Aires.
- Bonarelli, G., 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte (provincias de Salta y Jujuy). Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minas, Anales 15 (10):5-97. Buenos Aires.
- Bonarelli, G. y F. Pastore, 1918. Bosquejo geológico de la provincia de Tucumán. En Primera Reunión Nacional de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales (1916), 27-46. Tucumán.
- Bond, M. y G. López, 1995. Los mamíferos de la Formación Casa Grande (Eoceno) de la Provincia de Jujuy, Argentina. *Ameghiniana*, 32(3):301-309. Buenos Aires.
- Boso, M.A., C.R. Monaldi y J.A. Salfity, 1983. Silúrico y Devónico en el noroeste argentino: Investigaciones en desarrollo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, Revista Técnica, 9 (1-4):137-142. La Paz, Bolivia.
- Boso, M.A., E.M. Brandán y J.A. Salfity, 1984. Estratigrafía y paleoambientes del Subgrupo Pirgua (Cretácico) en la comarca de Brealito, Provincia de Salta. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:108-123. Buenos Aires.
- Bossi, G.E., 1969. Geología y estratigrafía del sector sur del valle de Choromoro. *Acta Geológica Lilloana* 10, Parte I: 17-64, Parte II: Atlas. Tucumán.
- Bossi, G.E. y M. Wampler, 1969. Edad del Complejo Alto de Las Salinas y Formación El Cadillal según el método K-Ar. *Acta Geológica Lilloana*, 10:141-160. Tucumán.
- Bowring, S.A., J.P. Grotzinger, C.E. Isachsen, A.H. Knoll, S.M. Pelechaty y P. Kolosov, 1993. Calibrating rates of Early Cambrian evolution. *Science*, 261:1293-1298.
- Brackebusch, L., 1883. Estudio sobre la Formación Petrolífera de Jujuy. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 5(2):137-184. Córdoba.
- Brackebusch, L., 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina, Escala 1:1.000.000. Academia Nacional de ciencias, Ghota.
- Brandán, E.M., 1974. Perfil geológico compuesto del tramo este del río Piedras, río Juramento y arroyo El Naranjo, departamentos de Metán y Anta, provincia de Salta. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales. Seminario I, inédito.
- Bustos, R., S. Gorustovich y R.C. Figueroa, 1988. Yacimiento Los Berthos, mena doble de U-V. Su posible explotación y concentración económica, departamento San Carlos, provincia de Salta. 3<sup>er</sup> Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2:327-347.
- Cahill, T., B.L. Isacks, D. Whitman, J.L. Chatelain, A. Pérez y J.M. Chiu, 1992. Seismicity and tectonics in Jujuy Province, northwestern Argentina. *Tectonics*, 11(5):944-959.

- Camacho de Alcalde, M., 1977. Estudio geológico del borde oriental de los Valles Calchaqués, entre Amblayo y San Carlos (provincia de Salta). Universidad Nacional de Jujuy, Revista del Instituto de Geología y Minería, 2:71-103. Jujuy.
- Carbajal, E., 1974. Estratigrafía de la comarca de Carahuasi, departamento Guachipas, Salta. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales. Seminario I, inédito.
- Carbajal, E., R. Pascual, R. Pinedo, J.A. Salfity y M.G. Vucetich, 1977. Un nuevo mamífero de la Formación Lumbrera (Grupo Salta) de la comarca de Carahuasi (Salta, Argentina), edad y correlaciones. Publicaciones del Museo Municipal de Ciencias Naturales de Mar del Plata "Lorenzo Scaglia", 2(7):148-163.
- Cazau, L., J. Oliver Gascón y N. Cellini, 1976. El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) en la porción oriental de las provincias de Salta y Jujuy. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:341-356. Buenos Aires.
- Cione, A.L., 1978. Aportes paleoictiológicos al conocimiento de la evolución de las paleotemperaturas en el área austral de América del Sur durante el Cenozoico. Aspectos zoogeográficos y ecológicos conexos. *Ameghiniana*, 15(1-2):183-208. Buenos Aires.
- Cione, A.L., 1986. Los peces continentales del Cenozoico de Argentina. Su significación paleoambiental y paleobiogeográfica. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 2:101-106. Mendoza.
- Cione, A.L., G. Vergani, D. Starck y R. Herbst, 1995. Los peces del Mioceno de la quebrada de La Yesera, provincia de Salta, Argentina. Su valor como indicadores ambientales y su antigüedad. *Ameghiniana*, 32(2):129-140. Buenos Aires.
- Cockerell, T.D.A., 1925. Tertiary fossil insects from Argentina. *Nature*, 2924 (116):711-712.
- Cockerell, T.D.A., 1926. Some Tertiary fossil insects. *Annals and Magazine of Natural History, Serie 9a*, 18 (106):314-324.
- Cockerell, T.D.A., 1936. The fauna of the Sunchal (or Margas Verdes) Formation, northern Argentina. *American Museum*, 886: 1-9.
- Cortezzi, C.R., M.E. Martel, A.R. Nadir, N.A. Orce y J. Solis, 1973. Consideraciones litoestratigráficas sobre los subgrupos Pirgua y Santa Bárbara (Grupo Salta, Cretácico-Terciario) en el sudeste de la provincia de Salta. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3:165-181. Buenos Aires.
- Cox, K.G. y R.J. Pankhurst, 1979. The interpretation of igneous rocks. *Allen and Unwin*, 450 p., Londres.
- Cristallini, E., A.H. Comínguez y V.A. Ramos, 1997. Deep structure of the Metán-Guachipas region: tectonic inversion in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(5-6):403-421.
- Cuerda, A.J., 1967. Los depósitos cuaternarios en el valle del río Tonco, departamento San Carlos, provincia de Salta. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Sección Geología, 6:97-110. La Plata.
- Cuerda, A.J. y B. Baldi, 1971. Silúrico-Devónico en la Argentina. *Ameghiniana*, 8(2):128-164. Buenos Aires.
- Dabrio, C.J., 1989. Plataformas silicoclásticas. En A. Arche (Coord.): *Sedimentología*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 1:493-541. Madrid.
- Del Papa, C.E., 1992. Ciclos de somerización en la secuencia Maíz Gordo (Terciario Inferior) noroeste argentino. 4ª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1:41-45. La Plata.
- Del Papa, C.E., 1994. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Maíz Gordo (Terciario Inferior) en el sur de la cuenca del Grupo Salta. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta. Tesis Doctoral, 124 p., inédita.
- Del Papa, C.E., A. Disalvo, J. Reynolds, R. Pereyra y J.G. Viramonte (1993). Utilización de niveles piroclásticos en correlaciones estratigráficas: Un ejemplo para el Terciario Superior del noroeste argentino. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2:166-171. Mendoza.
- Díaz, J.I. y D. Malizzia, 1983. Estudio geológico y sedimentológico del Terciario Superior del valle Calchaquí, Salta, República Argentina. Universidad Nacional de Tucumán, *Boletín Sedimentológico*, 2 (1):8-28. Tucumán.
- Díaz, J.I., D. Malizzia y G. Bossi, 1987. Análisis estratigráfico del Grupo Payogastilla. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 2:113-116. Tucumán.
- Díaz, J.I., A. Miserendino Fuentes y G. Esteban, 1989. Edad y fósiles del Grupo Payogastilla, valle Calchaquí, Salta, República Argentina. 8° Congreso Geológico Boliviano, Actas 1:309-327. La Paz.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of carbonate rocks: A Symposium*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 33: 2-53.
- Durand, F.R. y F.G. Aceñolaza, 1990. Caracteres biofaunísticos, paleoecológicos y paleogeográficos de la Formación Puncoviscana (Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior) del Noroeste Argentino. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A.J. Toselli (Eds.), *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie Correlación Geológica*, Universidad Nacional de Tucumán, 4:71-112. Tucumán.
- Episúa, E., R. Amengual, 1983. Juramento: Un depósito estratoligado de cobre, plata y plomo, provincia de Salta, Argentina. II Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1, 71 - 90, San Juan.
- Fernández, J., P. Bondesio y R. Pascual, 1973. Restos de *Lepidosiren paradoxa* (Osteichthyes, Dipnoi) de la Formación Lumbrera (Eógeno, ¿Eoceno?) de Jujuy. Consideraciones estratigráficas, paleoecológicas y paleozoogeográficas. *Ameghiniana*, 10(2):152-172. Buenos Aires.
- Fernández Garrasino, C., 1985. El basamento del noroeste argentino. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época*, 2(5):18-41. Buenos Aires.
- Fernández Garrasino, C., H. Bianucci y J. Musmarra, 1984. Algunos rasgos geológicos del sur de Salta y este de Tucumán. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época*, 1(1):62-72. Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1929. Fósiles devónicos del Quemado (San Pedro de Jujuy) en la región subandina del norte. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Boletín de Informaciones Petroleras*, 6 (62):852-861. Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1931. Observaciones geológicas en las provincias de Salta y Jujuy. Primera Reunión Nacional de Geografía, Contribución de la Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 7:1-39. Buenos Aires.
- Fossa-Mancini, E., 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Boletín de Informaciones Petroleras*, 15(171):31-95. Buenos Aires.

- Frenguelli, J., 1936. Investigaciones geológicas en la zona salteña del Valle de Santa María. *Obra del Cincuentenario, Instituto del Museo de La Plata*, 2:215-572. La Plata.
- Gallardo, E.F., 1988. Geología del Cuaternario en la confluencia de los ríos Calchaquí y Santa María. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(4):435-444. Buenos Aires.
- Gallardo, E.F., N.G. Aguilera, D.A. Davies y R.N. Alonso, 1996. Estratigrafía del Cuaternario del valle de Lerma, provincia de Salta, Argentina. 12° Congreso Geológico Boliviano, *Memorias* 2:483-493. Tarija.
- Galli, C.I., 1995. Estratigrafía y sedimentología del Subgrupo Metán (Grupo Orán, Terciario), provincia de Salta. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales. Tesis Doctoral, 109 p., inédita.
- Galli, C.I. y R.A. Marquillas, 1990. Análisis ambiental de las Formaciones Los Blanquitos y Lecho (Cretácico superior, Grupo Salta) en Cabra Corral, Provincia de Salta. 11° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 2:165-168. San Juan.
- Galliski, M.A. y J.G. Viramonte, 1985. Un paleo-*rift* cretácico en el noroeste argentino. *Comunicaciones, Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica*, 35:89-91. Santiago.
- Galliski, M.A. y J.G. Viramonte, 1988. The Cretaceous paleo-*rift* in norwestern Argentina: A petrological approach. *Journal of South American Earth Science*, 1:329-342.
- Galliski, M.A., A. Aparicio Yaghe, C. Risso, J.G. Viramonte y V. Araña Saavedra, 1990. Contribución a la petrología y geoquímica de los xenolitos y basaltos alcalinos cretácicos de la quebrada de las Conchas, provincia de Salta, República Argentina. *Revista de la Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 20(1-4):71-87. Buenos Aires.
- García, J., 1957. Estudio del tramo inicial de la quebrada de las Conchas y regiones adyacentes. Universidad Nacional de La Plata. Tesis Doctoral, inédita. La Plata.
- Gasparini, Z.B. y A.M. Baéz, 1975. Aportes al conocimiento de la herpetofauna terciaria de la Argentina. I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, *Actas* 3:377-415. Tucumán.
- Gebhard, J., A. Giúdice y J. Oliver Gascón, 1974. Geología de la comarca entre el río Juramento y arroyo Las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39(3):359-375. Buenos Aires.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag, 358 p., Berlín.
- Goin, F.J., R.M. Palma, R. Pascual y J.E. Powell, 1986. Persistencia de un primitivo Borhyanidae (Mammalia, Marsupialia) en el Eoceno temprano de Salta (Fm. Lumbraera, Argentina). Aspectos geológicos paleoambientales relacionados. *Ameghiniana*, 23(1-2): 47-56. Buenos Aires.
- Gómez Omil, R.J., A. Boll y R.M. Hernández, 1989. Cuenca cretácico-terciaria del noroeste argentino (Grupo Salta). En: Chebli, G.A. y L.A. Spalletti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 6:43-64. Tucumán.
- González, R., 1990. Estudio sedimentológico de las arenas fluviales del valle de Lerma, Salta. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales. Tesis Profesional, inédita.
- González, R., B.D. Malamud y C. Galli, 1995. Paleoambiente y cronología en el tramo superior de la cuenca neógena de antepaís en el noroeste argentino (valle de Lerma): La Formación Piquete. Evolución tectónica y sedimentológica de cuencas de antepaís (ejemplos andinos), Asociación Argentina de Sedimentología, *Resúmenes*: 10. San Juan.
- Gorustovich, S., 1988. Metalogénesis del uranio en el noroeste de la República Argentina. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales. Tesis Doctoral, inédita.
- Gorustovich, S., R. Marquillas, S. Mathews, I. Sabino y J. Salfity, 1999. Depósitos estratoligados de Cu-U(Ag,Pb,Zn) en el sur de la cuenca del Grupo Salta (Cretácico-Paleógeno), norte argentino. 14° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 2:398-401. Salta.
- Grier, M.E. y R.D. Dallmeyer, 1990. Age of Payogastilla Group: Implications for foreland basin development, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(4):269-278.
- Grier, M.E., J.A. Salfity y R.W. Allmendinger, 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta *rift*, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 4:351-372.
- Groeber, P., 1953. Ándico. En *Geografía de la República, Meso-zoico* (P. Groeber, P.N. Stipanovic, A.R.G. Mingramm). Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA, 2, Parte 1 (1952): 349-541. Buenos Aires.
- Hagerman, T., 1933. Informe preliminar sobre el levantamiento geológico del departamento Santa Bárbara en la provincia de Jujuy. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Boletín de Informaciones Petroleras*, 10(107):3-35. Buenos Aires.
- Hardie, L.A., P. Smoot y H.P. Eugster, 1978. Saline lakes and their deposits: A sedimentological approach. En: Matter y Tucker (Eds.), *Modern and ancient lake sediments*. International Association of Sedimentologists Special Publication 2:7-41.
- Harding, T.P., 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 69 (4):582-600.
- Harrington, H.J., 1957. Ordovician formations of Argentina. En H.J. Harrington, A.F. Leanza: *Ordovician trilobites of Argentina*. Lawrence, University of Kansas, Department of Geology, Special Publication 1: 1-59.
- Heckel, P.H., 1972. Recognition of ancient shallow marine environments. En: Rigby, I.K. y W.K. Hamblin (Eds.), *Recognition of ancient sedimentary environments*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 16:226-286.
- Herbst, R., L.M. Anzotegui y G. Jalfin, 1978. Estratigrafía y paleoambientes y dos especies de *Salvinia* Adanson (Filicopsida) del Mioceno Superior de Salta. *Facena*, 7:15-42. Corrientes.
- Hermanns, R.L. y M.R. Strecker, 1999. Structural and lithological controls on large Quaternary rock avalanches (sturzstroms) in arid northwestern Argentina. *Geological Society of America, Bulletin*, 11(6):934-948.
- Hongn, F.D., 1996. La estructura pre-Grupo Mesón (Cámbrico) del basamento del Valle de Lerma, Provincia de Salta. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas* 2:137-146. Buenos Aires.
- Hongn, F.D. y R. Mon, 1999. Estructura del basamento pampeano en el noroeste de Argentina (Provincias de Jujuy, Salta, Tucumán y Catamarca). 14° Congreso Geológico Argentino, *Relatorio*, 1:80-88. Salta.
- Igarzábal, A.P., 1971. Remoción en masa en la quebrada de El Toro (Salta). *Ópera Lilloana*, 21, 70 p.. Tucumán.

- Igarzábal, A.P., 1977. La morfología por disolución y rasgos fisiográficos vinculados al área del valle del río Tonco (provincia de Salta). *Acta Geológica Lilloana*, 13(3):109-130. Tucumán.
- Igarzábal, A.P., 1979. Los flujos densos de la quebrada de Escoipe (departamento Chioana, provincia de Salta). 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2:109-117. Buenos Aires.
- Iturriza, R., 1981. Perfil geológico del arroyo los Noques, sierra de Castillejo, departamento Capital, Salta. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales. Tesis Profesional, 77 p., inédita.
- Jakúlica, D., 1946. Estudio geológico de la zona del cerro Colorado, departamentos de Metán y Rosario de la Frontera, Salta. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, trabajo inédito. Buenos Aires.
- Jakúlica, D., 1948. Estudio geológico de la zona de la sierra de La Lumbreira (departamento Metán, provincia de Salta). Yacimientos Petrolíferos Fiscales, trabajo inédito. Buenos Aires.
- Jezek, P., 1990. Análisis sedimentológico de la Formación Puncoviscana entre Tucumán y Salta. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A.J. Toselli (Eds.), *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 4:9-35. Tucumán.
- Juri, A., 1995. Mármoles Estancia El Coro: Prefactibilidad de desarrollo, provincia de Salta. Inédito.
- Keidel, J., 1921. Caracteres geológicos generales de la provincia de Salta en relación con la hidrología subterránea. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 4, serie F: 19-23. Buenos Aires.
- Keidel, J., 1927. Sobre las relaciones geológicas entre la Puna y la Cordillera principal o Cordillera de los Andes. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 30:295-307. Córdoba.
- Keidel, J., 1943. El Ordovícico Inferior en los Andes del norte argentino y sus depósitos marino-glaciales. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 36:140-229. Córdoba.
- Kress, P.R., 1995. Tectonic inversion of the Subandean foreland-combined geophysical and geological approach. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, B, 23, 120 p. Berlín.
- Lazarte, E., 1984. Geología de la sierra de Nogalito, departamento Burreyacu, provincia de Tucumán. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:270-285. Buenos Aires.
- Lencinas, A. y J.A. Salfity, 1973. Algunas características de la Formación Yacoraite en el oeste de la cuenca andina, provincias de Salta y Jujuy. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3:253-267. Buenos Aires.
- Lencinas, A., J.A. Salfity y R. Bustos, 1969. Informe preliminar acerca de las posibilidades uraníferas del área situada al este de la cuenca Tonco-Amblayo (Salta). Comisión Nacional de Energía Atómica, Departamento Regional Noroeste. Trabajo inédito. Salta.
- Lewerenz, S., 1997. Geothermobarometrie an granulitischen Xenolithen del Quebrada de Las Conchas, Provinz Salta, Nordwest-Argentinien. En *Clausthaler Geowissenschaften I der Technischen Universität Berlin*, 94 p. Berlín.
- Lucassen, F., S. Lewerenz, G. Franz, J.G. Viramonte y K. Mezger, 1999. Metamorphism, isotopic age and composition of lower crustal granulite xenoliths from the Cretaceous Salta rift, Argentina. *Contribution Mineral Petrology*, 134:325-341.
- Malamud, B.D., T.E. Jordan, R.N. Alonso, E.F. Gallardo, R.E. González y S.A. Kelley, 1995. Four new Quaternary ash and tuff ages, Lerma valley, NW Argentina. *American Geophysical Union Spring Meeting, Abstracts*: S289. Baltimore.
- Malamud, B.D., T.E. Jordan, R.A. Alonso, E.F. Gallardo, R.E. González y S.A. Kelley, 1996. Pleistocene Lake Lerma, Salta Province, NW Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4:103-114. Buenos Aires.
- Marquillas, R.A., 1985. Estratigrafía, sedimentología y paleoambientes de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior) en el tramo austral de la cuenca, norte argentino. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta. Tesis Doctoral, 139 p., inédita.
- Marquillas, R.A., 1986. Ambiente de depósito de la Formación Yacoraite (Grupo Salta, Cretácico-Eoceno), Norte argentino. Primer Simposio PICG-Proyecto 242 Cretácico de América Latina: 153-169. La Paz.
- Marquillas, R.A. y J.A. Salfity, 1988. Tectonic framework and correlations of the Cretaceous-Eocene Salta Group, Argentine. En H. Bahlburg, Ch. Bretkreutz, P. Giese (Eds.): *The Southern Central Andes*. Springer-Verlag, Lecture Notes in Earth Sciences, 17:119-136. Berlin-Heidelberg.
- Marquillas, R.A. y J.A. Salfity, 1989. Dispersión regional de los miembros de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior) en el norte argentino. En L.A. Spalletti (Ed.): *Latin America Cretaceous Resources, Events and Rhythms*: Buenos Aires, IGCP Project 242 Symposium, A-253 A-272.
- Marret, R.A., R.W. Allmendinger, R.N. Alonso y R.E. Drake, 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland northwestern Argentina Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(2):179-207.
- Mauri, E.T., 1948. Observaciones geológicas en el sudoeste de la provincia de Salta (departamentos de Cafayate, San Carlos, Molinos, Guachipas y La Viña). Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Trabajo inédito. Buenos Aires.
- Mingramm, A. y A. Russo, 1972. Sierras Subandinas y Chaco Salteño. En: Leanza, A.F. (Dir. y Ed.), *Primer Simposio Geología Regional Argentina*: 185-211, Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Mingramm, A., A. Russo, A. Pozzo y L. Cazau, 1979. Sierras Subandinas. En: Turner, J.C.M. (Coord.), *Segundo Simposio Geología Regional Argentina*, 1:95-137, Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Miserendino Fuentes, A. y J. Díaz, 1988. Nuevas consideraciones sobre la edad y correlaciones del Grupo Payogastilla (Terciario Superior, provincia de Salta, República Argentina). 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2:69-86. Santiago.
- Mon, R., 1976. La tectónica del borde oriental de los Andes en las provincias de Salta, Tucumán y Catamarca, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31(2):65-72. Buenos Aires.
- Mon, R., 1979. Esquema tectónico de los Andes del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34(1):53-60. Buenos Aires.
- Mon, R. y F.D. Hongn, 1988. Caracterización estructural de la Formación Puncoviscana dentro del basamento del norte de Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43:124-127. Buenos Aires.
- Mon, R. y F.D. Hongn, 1996. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 51(1):1-10. Buenos Aires.
- Monaldi, C.R. y J. Kley, 1997. Balanced cross sections of the northern Santa Bárbara system and sierra de Zapla,

- northwestern Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1:180-184. Antofagasta.
- Monaldi, C.R., R. González y J.A. Salfity, 1996. Thrust fronts in the Lerma Valley (Salta, Argentina) during the Piquete Formation deposition (Pliocene-Pleistocene). Third International Symposium on Andean Geodynamics, 1:447-450. Saint Malo.
- Moreno, J.A., 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25(1):9-44. Buenos Aires.
- Moreno Espelta, C.H., J.E. Arias y A. Chávez Manrique, 1976. Nuevos afloramientos de volcanitas cretácicas (Grupo Salta) en la sierra de La Candelaria, Salta, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 31(2):137-138. Buenos Aires.
- Moya, M.C., 1998. El Paleozoico inferior en la sierra de Mojotoro, Salta-Jujuy. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53(2):219-238. Buenos Aires.
- Moya, M.C. y J.A. Salfity, 1982. Los ciclos magmáticos en el noroeste Argentino. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3:523-536. Buenos Aires.
- Murature de Sureda, F. y R. Alonso, 1980. Nuevos hallazgos de insectos fósiles en la Formación Lumbrera (Grupo Salta, Cretácico-Terciario) en la provincia de Salta, República Argentina. 2° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1° Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 2:127-129. Buenos Aires.
- Nesossi, D., 1947. Estudio geológico en los departamentos de Rosario de la Frontera y Candelaria (provincia de Salta). Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Trabajo inédito. Buenos Aires.
- Noya, J.M., 1965. Informe preliminar sobre la manifestación nuclear La Despedida, departamento Guachipas, Salta. Comisión Nacional de Energía Atómica, Departamento Regional Noroeste. Trabajo inédito. Salta.
- Oliver Gascón, J., 1975. Observaciones geológicas en el anticlinal de la sierra de Zapla, departamentos Capital y San Pedro, provincia de Jujuy. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Trabajo inédito. Buenos Aires.
- Omarini, R.H., 1983. Caracterización litológica, diferenciación y génesis de la Formación Puncoviscana entre el valle de Lerma y la Faja Eruptiva de la Puna. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta. Tesis Doctoral, 202 p., inédita.
- Omarini, R.H., J.A. Salfity, E. Linares, J.G. Viramonte y S.A. Gorustovich, 1987. Petrología geoquímica y edad de un filón lamproítico en el Subgrupo Pirgua (Alemania-Salta). Universidad Nacional de Jujuy, Revista del Instituto de Geología y Minería, 7:89-99. Jujuy.
- Ortiz, A., 1962. Estudio geológico de la sierra de Castillejo, departamento Capital, Salta. Facultad de Ciencias Naturales de Salta, Universidad Nacional de Tucumán, Tesis Doctoral, 60 p., inédito.
- Oszczepalski, S., 1989. Kuperschiefer in Southwestern Poland: sedimentary environments, metal zoning and ore controls. En Boyle, R.W. *et al.* (Eds.): Sediment hosted stratiform copper deposits. Geological Association of Canada, Special Paper 36:571-600.
- Padula, E., E.O. Roller, A.R. Mingramm, P. Criado Roque, M.A. Flores y B.A. Baldis, 1967. Devonian of Argentina. International Symposium on the Devonian System, Alberta Society of Petroleum Geologists, Memoria 2:165-199. Calgary.
- Palma, M., R. Marquillas y M. Boso, 1986. Interpretación Paleambiental de la Formación Mealla-Terciario (Grupo Salta-Subgrupo Santa Bárbara) en el río Corralito, Salta, Argentina. I Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1:128-129. La Plata.
- Pascual, R., M.G. Vucetich y J. Fernández, 1978. Los primeros mamíferos (Notoungulata Henricosborniidae) de la Formación Mealla (Grupo Salta, Subgrupo Santa Bárbara). Sus implicancias filogenéticas, taxonómicas y cronológicas. Ameghiniana, 15(3-4):366-390. Buenos Aires.
- Pascual, R., M. Bond y M. Vucetich, 1981. El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) y sus vertebrados. Cronología, paleoambientes y paleobiogeografía. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3:743-758. Buenos Aires.
- Pearce, J.A., 1983. The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. En: Hawkesworth, C.J. y M.J. Norry (Eds), Continental basalts and mantle xenoliths: 230-249. Nantwich, Shiva.
- Petrinovic, I.A., 1996. Secuencias piroclásticas del vulcanismo cretácico en la quebrada El Sunchal. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), informe inédito.
- Pinedo, R., 1976. Estudio geológico-sedimentológico de la llamada Faja Verde de la Formación Lumbrera (Subgrupo Santa Bárbara, Grupo Salta). Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales. Seminario I, inédito.
- Pinedo, R. y E. Carbajal, 1975. Hallazgo de vertebrados en el Grupo Salta de la comarca de Carahuasi, provincia de Salta, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Nota Breve, 30(3). Buenos Aires.
- Pozzo, A., 1949. Estudio geológico del valle de Lerma (departamentos La Viña, Guachipas y Chicoana), provincia de Salta. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Trabajo inédito. Buenos Aires.
- Powell, J., 1979. Sobre una asociación de dinosaurios y otras evidencias de vertebrados del Cretácico superior de la región de La Candelaria, provincia de Salta, Argentina. Ameghiniana, 16(1-2):191-204. Buenos Aires.
- Quattrocchio, M., 1978a. Estudio palinológico preliminar de la Formación Lumbrera (Grupo Salta), localidad Pampa Grande, provincia de Salta, República Argentina. 2° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 2:131-149. Buenos Aires.
- Quattrocchio, M., 1978b. Datos paleoecológicos y paleoclimatológicos de la Formación Lumbrera (Terciario Inferior, Grupo Salta). Ameghiniana, 15(1-2):173-181. Buenos Aires.
- Quattrocchio, M. y W. Volkheimer, 1988. Microflora de los estratos limítrofes entre Cretácico y Terciario en las localidades de Tilián y Corralito, cuenca del Grupo Salta. Descripciones sistemáticas. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 3:109-120. Mendoza.
- Quattrocchio, M. y W. Volkheimer, 1990. Paleogene paleoenvironmental trends as reflected by palynological assemblage types, Salta basin, NW Argentina. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 181:377-396.
- Quattrocchio, M., R.A. Marquillas y W. Volkheimer, 1988. Palinología, paleoambientes y edad de la Formación Tunal, cuenca del Grupo Salta (Cretácico-Eoceno), República

- ca Argentina. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 3:95-107. Mendoza.
- Raskovsky, M.A., 1968. Relevamiento geológico del sector sur del yacimiento Los Berthos, provincia de Salta. Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales de Salta. Seminario II, inédito.
- Raskovsky, M.A., 1970. Geología del valle del Tonco, Salta. Comisión Nacional de Energía Atómica, Departamento Regional Noroeste. Trabajo inédito. Salta.
- Rassmuss, J., 1920. Las termas de Rosario de la Frontera. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 2, serie F: 15-16. Buenos Aires.
- Rassmuss, J., 1921. La cuenca de Metán. En Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín N° 4, serie F: 25-37. Buenos Aires.
- Reig, O., 1959. Primeros datos descriptivos sobre los anuros del Eocretácico de la provincia de Salta. Ameghiniana, Revista de la Asociación Paleontológica Argentina, 1-4. Buenos Aires.
- Reyes, F.C., 1972. Correlaciones en el Cretácico de la cuenca andina de Bolivia, Perú y Chile. Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, Revista Técnica, 1(2-3):101-144. La Paz.
- Reyes, F.C. y J.A. Salfity, 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3:355-385. Buenos Aires.
- Reyes, F.C. y J.A. Salfity, J.G. Viramonte y W. Gutiérrez, 1976. Consideraciones sobre el volcanismo del Subgrupo Pirgua (Cretácico) en el norte argentino. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:205-223. Buenos Aires.
- Reynolds, J.H., B.D. Idleman, R.M. Hernández y C.W. Naeser, 1994. Preliminary chronostratigraphic constraints on Neogene tectonic activity in the Eastern Cordillera and Santa Barbara System, Salta Province, NW Argentina. Annual Meeting Geological Society of America, Abstracts. Seattle.
- Ricci, H. y A. Villanueva, 1969. Sobre la presencia de Paleozoico inferior en la sierra de la Candelaria (Prov. de Salta). Acta Geológica Lilloana, 10(1):1-16. Tucumán.
- Risso, C., 1990. El volcanismo del tramo superior de la quebrada del río Las Conchas, departamentos La Viña, Guachipas y Cafayate, provincia de Salta. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Tesis Doctoral, inédita.
- Risso, C. y J.G. Viramonte, 1992. Xenolitos de lherzolitas espinélicas, piroxenitas y granulitas como herramientas de aproximación en la modelización de la litósfera precretácica del noroeste argentino, quebrada de Las Conchas, Salta. I Reunión de Mineralogía y Metalogénesis, I Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogenia de Rocas Ultrabásicas, Actas 2:449-463.
- Risso, C., M. Falcone, J.G. Viramonte y C. Rinaldi, 1993. Centro eruptivo cretácico Tres Cruces, provincia de Salta: un ejemplo de mecanismo eruptivo hidromagmático. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 48(2):155-168. Buenos Aires.
- Rolleri, E.O., 1976. Sistema de Santa Bárbara. Una nueva provincia geológica argentina. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:239-255. Buenos Aires.
- Rotzien, J.L. y P.J. Wormald, 1998. Report on the 1997 Jura-mento diamond drilling program. Compañía Paramount, informe interno.
- Ruiz Huidobro, O.J., 1949. Estudio geológico de los cerros Quitilipi y Pirgua (departamento de Guachipas, provincia de Salta). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 4(1):40-75. Buenos Aires.
- Ruiz Huidobro, O.J., 1955. Tectónica de las Hojas Chicoana y Salta. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 10(1):7-43. Buenos Aires.
- Ruiz Huidobro, O.J., 1960. Descripción geológica de la Hoja 8e, Chicoana (Provincia de Salta). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 89, 68 p.. Buenos Aires.
- Ruiz Huidobro, O.J., 1968. Descripción geológica de la Hoja 7 e, Salta, provincias de Salta y Jujuy. Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 109, 46 p.. Buenos Aires.
- Ruiz Huidobro, O.J. y F. González Bonorino, 1953. La estructura de la sierra de Mojotoro y la utilidad de Cruziana como indicador estructural. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 8(4):214-219. Buenos Aires.
- Russo, A., 1948. Levantamiento geológico de la cuenca del río Calchaquí, departamento Molinos, provincia de Salta. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Trabajo inédito. Buenos Aires.
- Russo, A., 1972. La estratigrafía terciaria en el noroeste argentino. 5° Congreso Geológico Argentino, Resúmenes. Buenos Aires.
- Salas, R., 1978. Estratigrafía del Subgrupo Pirgua en la comarca de Isonza, provincia de Salta. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales. Seminario I, inédito.
- Salfity, J.A., 1968. Perfil geológico en la quebrada del río Corralito, Salta. Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales de Salta. Seminario I, inédito.
- Salfity, J.A., 1980. Estratigrafía de la Formación Lecho (Cretácico) en la cuenca andina del norte argentino. Universidad Nacional de Salta. Publicación Especial, Tesis Doctoral, 91 páginas.
- Salfity, J.A. y R.A. Marquillas, 1981. Las unidades estratigráficas cretácicas del Norte de la República Argentina. En: Volkheimer, W. y E. Musacchio (Eds.), Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 1:303-317. Buenos Aires.
- Salfity, J.A. y R.A. Marquillas, 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. En: Salfity, J.A. (Ed.), Cretaceous tectonics of the Andes. Friedr. Vieweg & Sohn, Earth Evolution Sciences: 266-315. Wiesbaden.
- Salfity, J.A., R. Omarini, B. Baldi y W. Gutiérrez, 1975. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del norte argentino. 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, Actas 4:341-361. Buenos Aires.
- Salfity, J.A., C.R. Monaldi, R.A. Marquillas y R. González, 1993. La inversión tectónica del umbral de los Gallos en la cuenca del Grupo Salta durante la fase Incaica. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3:200-210. Mendoza.
- Salfity, J.A., S.A. Gorustovich, R. González, C.R. Monaldi, R.A. Marquillas, C. Galli y R. Alonso, 1996. Las cuencas terciarias posincaicas de los Andes Centrales de la Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1:453-471. Buenos Aires.
- Salinas, H., S. Gorustovich, R. Bustos, F. Guidi, V. Chiaradia y J. Burgos, 1982. Informe geológico-económico del distrito uranífero Tonco-Amblayo. Período, 1959-1981. Comisión

- Nacional de Energía Atómica, Departamento Regional Noroeste. Trabajo inédito. Salta.
- Sánchez, M.C., 1994. El Grupo Mesón (Cámbrico) en el tramo austral de la Cordillera Oriental argentina. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta. Tesis Doctoral, 248 p., inédita.
- Sánchez, M.C. y J.A. Salfity, 1990. Litofacies del Grupo Mesón (Cámbrico) en el oeste del valle de Lerma (Cordillera Oriental Argentina). 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2:129-132. San Juan.
- Santomero, A.M., 1960. Manifestación Providencia, departamento San Carlos, provincia de Salta. Comisión Nacional de Energía Atómica, Departamento Regional Noroeste. Trabajo inédito. Salta.
- Schalamuk, I., R. Fernández y R. Etcheverry, 1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA (provincias de Catamarca, Jujuy, La Rioja, Salta y Tucumán). Ministerio de Economía, Subsecretaría de Minería, Anales 20, 208 p.. Buenos Aires.
- Schlagintweit, O., 1936. Los insectos fósiles del norte argentino y la edad del Horizonte calcáreo-dolomítico. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Boletín de Informaciones Petroleras, 8(145):61-69. Buenos Aires.
- Schlagintweit, O., 1937. Observaciones estratigráficas en el norte Argentino. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Boletín de Informaciones Petroleras, 14(156):1-49. Buenos Aires.
- Seggiaro, R.E., 1980. Geología del área de arroyo Los Negrosierra de Castillejo, departamento Capital, Salta. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales. Tesis Profesional, inédita.
- Stappenbeck, R., 1914. Reseña hidrogeológica del nordeste de Tucumán y partes adyacentes. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minería, Geología e Hidrogeología, Boletín 17-2:215-227. Buenos Aires.
- Stappenbeck, R., 1921. Estudios geológicos e hidrogeológicos en la zona subandina de las provincias de Salta y Tucumán. Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minas, Anales 14(5):1-137. Buenos Aires.
- Starck, D. y G. Vergani, 1996. Desarrollo tectosedimentario del Cenozoico en el sur de la provincia de Salta-Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1:433-452. Buenos Aires.
- Strecker, M.R. y R. Marrett, 1999. Kinematic evolution of fault ramps and its role in development of landslides and lakes in the northwestern Argentine Andes. *Geology*, 27(4):307-310.
- Sureda, R., M. Galliski y S. Gorustovich, 1984. Los minerales de uranio y cobre de la manifestación nuclear Cajoncillo, provincia de Salta. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 7:407-417. Buenos Aires.
- Sureda, R., M. Galliski, P. Argañaraz y J. Daroca, 1986. Aspectos metalogénicos del noroeste argentino (provincias de Salta y Jujuy). Capricornio, Universidad Nacional de Salta, 1(1):39-95. Salta.
- Tannhauser, F., 1906. Petrographische Untersuchungen an jungvulkanischen Gesteinen aus der argentinischen Republik. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage Band 22:555-638.
- Tapia Viedma, S.A., 1998. Estudio geológico-económico de las calizas de la zona El Coro, departamento Capital, provincia de Salta. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales. Tesis Profesional, inédita.
- Torres, M.A., 1985. Estratigrafía de la ladera occidental del cerro Amarillo y quebrada de La Yesera, departamento de Cafayate, Salta. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40(3-4):141-157. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra Rinconada. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 15(1):15-39. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía de la sierra de Santa Victoria, provincias de Salta y Jujuy. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Boletín 41:163-196. Córdoba.
- Turner, J.C.M. y R. Mon, 1979. Cordillera Oriental. En: Turner, J.C.M. (Coord.), Segundo Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1:57-94. Córdoba.
- Turner, J.C.M. y V. Méndez, 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, provincia de Salta, República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 51(1-2):11-24. Córdoba.
- Turner, J.C.M., V. Méndez, R. Amengual y O. Viera, 1979. Geología de la región Noroeste, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:367-387. Buenos Aires.
- Valencio, D. A., A. Giúdice, J.A. Mendía y J. Oliver G., 1976. Paleomagnetismo y edades K-Ar del Subgrupo Pirgua, provincia de Salta, República Argentina. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:527-542. Buenos Aires.
- Vergani, G. y D. Starck, 1989. Aspectos estructurales del valle de Lerma, al sur de la ciudad de Salta. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, 6(20):2-9. Buenos Aires.
- Vilela, C.R., 1951. Acerca del hallazgo del Horizonte Calcáreo Dolomítico en la Puna Salto-Jujeña y su significado geológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 6(2):100-107. Buenos Aires.
- Vilela, C.R., 1952. Acerca de la presencia de sedimentos lacustres en el valle Calchaquí. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 7(4):219-227. Buenos Aires.
- Vilela, C.R., 1967. El petróleo en las cuencas de Orán y Metán (provincia de Salta). II Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3. En Acta Geológica Lilloana, 7:425-438. Tucumán.
- Vilela, C.R. y J. García, 1978. Descripción geológica de la Hoja 9 e, Amblayo, provincia de Salta. Servicio Geológico Nacional, Boletín 150, 64 p.. Buenos Aires.
- Viramonte, J.G. y C.W. Rapela, 1991. Cretaceous rift of the northwestern Argentina and the northwestern limit of the Pampean Ranges. Universidad Nacional de Salta. Alfred Wegener Conference. Salta. Field Trip Guide.
- Viramonte, J.G., J.H. Reynolds, C. del Papa y A. Disalvo, 1994. The Corte Blanco garnetiferous tuff: A distinctive Late Miocene marker bed in Northwestern Argentina applied to magnetic polarity stratigraphy in the rio Yacones, Salta Province. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 121:519-531.
- Vistalli, M.C., 1989. Cuenca silúrico-devónica del noroeste. En: Chebli, G.A. y L.A. Spalletti (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 6:19-41. Tucumán.
- Volkheimer, W., M. Quattrocchio y J.A. Salfity, 1984. Datos palinológicos de la Formación Maíz Gordo, Terciario Inferior de la cuenca del Grupo Salta. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:235-238. Buenos Aires.
- Vucetich, M.G., 1980. Un nuevo Notostylopidae (Mammalia, Notoungulata) de la Formación Lumbrales (Grupo Salta) del noroeste argentino. *Ameghiniana*, 17(4):363-372. Buenos Aires.

- Vucetich, M.G. y M. Bond, 1982. Los primeros Isotemidae (Mammalia, Notoungulata) de la Formación Lumbrera (Grupo Salta) del noroeste argentino. *Ameghiniana*, 19(1-2):7-18. Buenos Aires.
- Wayne, W.J., 1999. The Alemania rockfall dam: A record of a mid-holocene earthquake and catastrophic flood in northwestern Argentina. *Geomorphology*, 27:295-306.
- Willner, A.P., 1990. División tectonometamórfica del basamento del norte argentino. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A.J. Toselli (Eds.), *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 4:113-159. Tucumán.
- Windhausen, A., 1931. *Geología argentina*. Peuser, tomo 2. Buenos Aires.
- Wood, D.A., J.L. Joron y M. Treuil, 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science letters*, 45:326-336.
- Wormald, P.J., 1998. The Juramento strata-bound copper-silver deposit. 7<sup>a</sup> Reunión Argentina de Sedimentología, Actas de Resúmenes, Conferencias Invitadas: 46-50. Salta.
- Wormald, P.J., 1999. Strata-bound copper-silver mineralisation at Juramento: Towards a model for exploration of the Salta Group basin, Argentina. 14<sup>o</sup> Congreso Geológico Argentino, Actas 2:402-405. Salta.
- Yrigoyen, M., 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. *Ameghiniana*, 6(4):315-329. Buenos Aires.

Entregado: enero de 2000

Validado: julio de 2000