

### 3. EL MAGMATISMO GONDWÁNICO Y LOS CICLOS FANEROZOICOS

*Carlos W. Rapela y Eduardo J. Llambías*

En la literatura geológica de la Argentina se ha hecho frecuente el uso del término *Gondwánico*, al igual que los similares de *Andino* y *Famatiniano*, asociados a los grandes eventos ígneos fanerozoicos del sur de Sudamérica. La definición de “ciclos magmáticos” se basó fundamentalmente en una taxonomía cronológica que se considera consistente para describir el magmatismo de una región, por ejemplo “ciclos Famatiniano y Pampeano” (Aceñolaza y Toselli, 1973; Rapela et al., 1992), “ciclo Gondwánico” (Llambías et al., 1984). Estos términos complexivos parecen resultar taxonómicamente útiles a especialistas de distintas disciplinas debido probablemente a su asociación implícita con los estadios de agregación y desmembramiento del supercontinente y/o con procesos geotectónicos mayores. Sin embargo, su uso induce a veces a ambigüedades, toda vez que no existen definiciones formales de los mismos ni sus límites establecidos con claridad.

En esta revisión los autores han adoptado el criterio de hacer coincidir los límites cronológicos para categorizar al magmatismo, con los ciclos de los grandes arreglos de placas durante el Fanerozoico. Se favorece así la descripción de los eventos ígneos en relación a la tectónica global, la formación de cuencas sedimentarias y la evolución paleogeográfica, al hacer uso de un lenguaje común entre distintas geo-disciplinas. La repetición de eventos a la que alude la palabra *ciclo*, es empleada aquí en sentido amplio, semejante a la de *ciclo de Wilson* de apertura y cierre de cuencas oceánicas (Seyfert, 1987), y más específicamente a los ciclos de formación y destrucción de supercontinentes (Murphy y Nance, 1992). Con esta acepción, se pueden sistematizar con mayor claridad los atributos cronológicos, geográficos-paleogeográficos y geológicos-geotectónicos del magmatismo. Así, el magmatismo del *ciclo Gondwánico*, o magmatismo Gondwánico, es aquel que se desarrolló en el supercontinente de Gondwana desde su total amalgamamiento en el Carbonífero temprano hasta su desmembramiento final en el Cretácico inferior. Es abarcativo por definición a todo el supercontinente e involucra eventos magmáticos asociados a distintos procesos geotectónicos. Los límites cronológicos superior e inferior del ciclo Gondwánico, al igual que en los restantes megaciclos fanerozoicos, son necesariamente soluciones de compromiso, en razón de que las reorganizaciones mayores de placas que ellos marcan son en muchos casos diacrónicas en el espacio, lo que complica las correlaciones entre las distintas regiones.

La integración del supercontinente durante el Paleozoico inferior y medio implicó una serie de procesos convergentes que culminaron en colisiones continentales que produjeron el amalgamamiento del suroeste de Gondwana. Los procesos tectónicos, metamórficos, de desarrollo de cuencas sedimentarias y el magmatismo asociado a todos ellos conforman el *ciclo Famatiniano*. El fin de este episodio acrecional es coincidente en sentido amplio con la depositación del Grupo Paganzo,

época para la cual ya se habían exhumado los niveles metamórficos profundos de las Sierras Pampeanas, presentando esta área características de rigidez cratónica (Llambías y Sato, 1990). En este ambiente de antepaís que comenzaron a representar las Sierras Pampeanas se emplazó durante el Carbonífero inferior una suite de plutones con filiación geoquímica de granitoides de intraplaca (granitos G3, 310-340 Ma, Rapela et al., 1992). Este magmatismo post-orogénico tardío de las Sierras Pampeanas señala el fin del ciclo Famatiniano.

El comienzo del ciclo Gondwánico debe buscarse en el re-inicio de la subducción paleopacífica en el margen suroccidental de Gondwana que sucedió a las acreciones continentales ocurridas durante el Paleozoico inferior y medio. El eje térmico se desplazó entonces desde las Sierras Pampeanas hacia el oeste instalándose en la Cordillera Frontal y el Bloque de San Rafael. La edad de los plutones más antiguos de la Cordillera Frontal indica que este importante cambio ocurrió durante el Carbonífero inferior (326-341 Ma, Llambías, este capítulo). Este episodio es virtualmente sincrónico con el emplazamiento de los plutones post-orogénicos tardíos de las Sierras Pampeanas, pero a diferencia de aquellos tiene una clara filiación composicional de arco magmático (Llambías y Sato, 1995).

Parece lógico hacer coincidir el límite cronológico superior del ciclo Gondwánico con el desmembramiento del supercontinente. Si bien la fragmentación inicial comenzó en el Jurásico superior temprano con la formación de las cuencas de Somalía y Mozambique (ver Figura 12), su desmembramiento final ocurrió con la apertura del Océano Atlántico Sur y nacimiento de las placas Sudamericana y Africana. Estudios geofísicos y paleomagnéticos marinos, juntamente a recientes determinaciones geocronológicas de alta precisión, han permitido inferir con gran exactitud las relaciones temporales de este evento: el volcanismo de la provincia de Paraná-Etendeka tuvo una duración de 10 Ma (137-127 Ma, Turner et al., 1994) e inmediatamente precedió el comienzo de la expansión del fondo oceánico a lo largo de los 2000 km de rift del Atlántico sur (anomalías magnéticas M4: 127 Ma y M9: 129-131 Ma) (Renne et al., 1992). Este volcanismo de la cuenca del Paraná y el sincrónico de Etendeka en África constituye en consecuencia el evento magmático finigondwánico por excelencia. El ciclo Gondwánico tendría así una duración de 200 Ma.

Los problemas se suscitan sin embargo en el área de influencia del orógeno andino, en donde muchos autores dejan implícito que la reactivación de la subducción en algún momento del Jurásico medio o superior marcaría el inicio del *ciclo Andino*. El término *ciclo Andino* es usado comúnmente para designar a todos los eventos (magmáticos, tectónicos, sedimentarios, etc.) asociados a la subducción pacífica en el borde occidental del continente después del desmembramiento de Gondwana. Al igual que los ciclos Gondwánico y

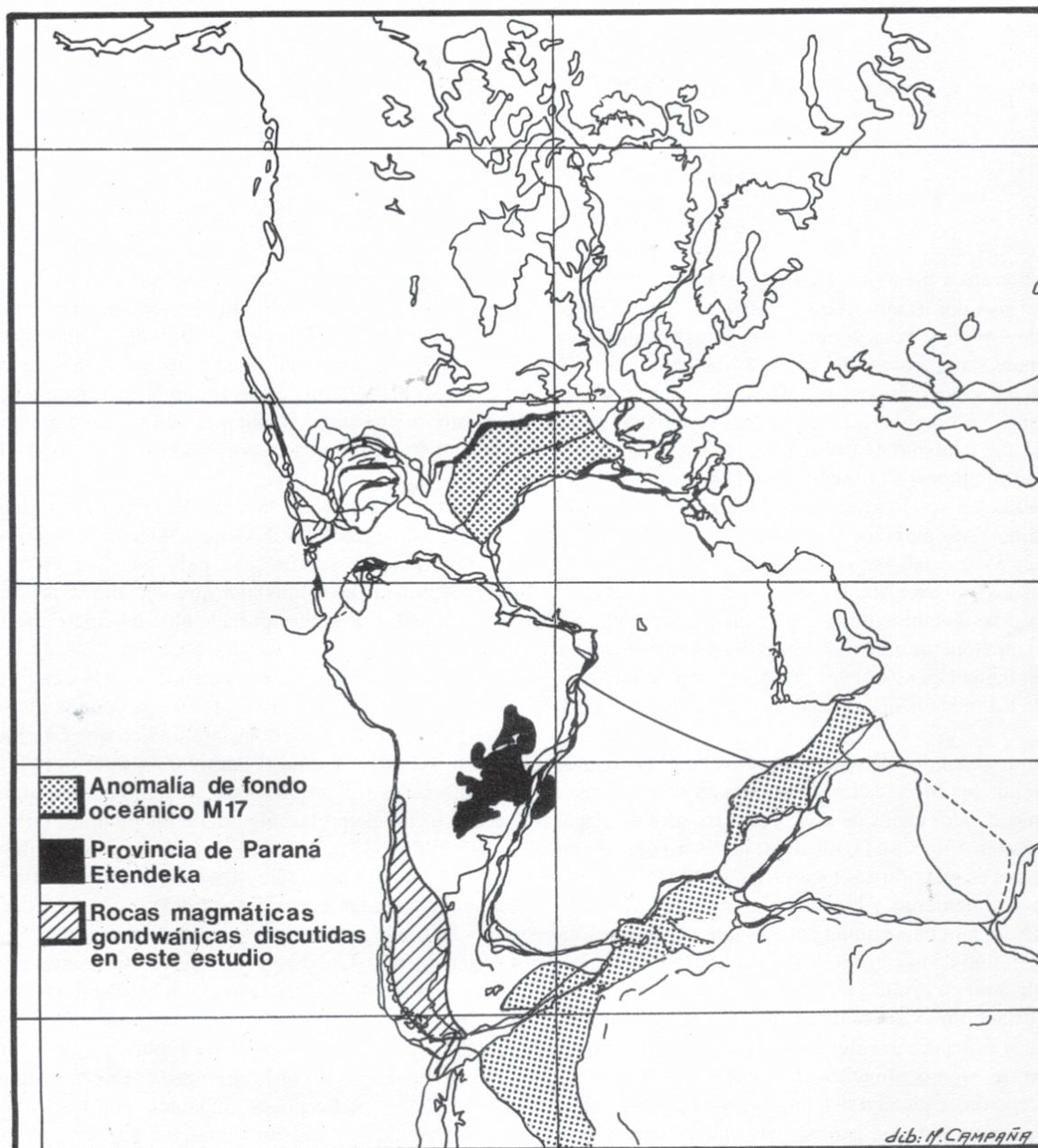


Figura 12. Reconstrucción de Pangea para el Cretácico temprano (anomalía M17, 143, 8 Ma, Scotese et al., 1988) en la que se ha marcado (a) la provincia volcánica de Paraná-Etendeka (White y McKenzie, 1989) del Cretácico temprano y (b) la distribución general del magmatismo Carbonífero temprano - Jurásico que se discute en el texto. Obsérvese que la apertura del Atlántico Sur a los 127 Ma que separó Sudamérica de África estuvo precedida por la apertura de las cuencas de Somalia y Mozambique a los 157 Ma (Scotese et al., 1988).

Famatiniano, el Andino conlleva un criterio de restricción areal (la placa Sudamericana) y temporal. Si bien se lo asocia por antonomasia a un solo proceso geotectónico mayor: subducción de corteza oceánica en un borde continental, no es restrictivo a éste. Además, el ciclo Andino no ha finalizado aún!

Hay coincidencia generalizada en que antes del desmembramiento de Gondwana existió una *subducción proto-Andina* de corteza oceánica, de edad jurásica *lato sensu* en el margen occidental de Gondwana. Numerosas asociaciones de rocas ígneas como los batolitos jurásicos en Chile central (cf. Parada, 1990), unidades jurásicas en el batolito Patagónico (cf. González Díaz, 1982; Nelson et al., 1988) e intercalacio-

nes volcánicas en la cuenca Neuquina son claras evidencias en ese sentido. En qué momento se inició la misma, o si alguna vez se detuvo durante el Triásico-Jurásico inferior es motivo de diferentes interpretaciones (cf. Mpodozis y Kay, 1990; Brown, 1991). Se prefiere mantener aquí la consistencia de la definición de ciclo Gondwánico aun en el área andina, es decir abarcativo hasta los 127 Ma aproximadamente. No obstante, parece oportuno llamar *proto-Andino* al estadio final del ciclo Gondwánico, caracterizado por la reactivación de la subducción en el borde occidental del *supercontinente*, para diferenciarlo de la continuación del régimen similar sobre el borde pacífico de la *placa Sudamericana* (ciclo Andino).

CUADRO 6. EPISODIOS MAGMÁTICOS DEL CICLO GONDWÁNICO EN ARGENTINA. LA ESCALA GEOCRONOLÓGICA ES LA DE HARLAND ET AL., (1989).

Era	Período	Epoca	Edad (Ma)	Ppales. fases diastróficas	Principales episodios y provincias del ciclo Gondwánico en Argentina	Ci-clo
Mesozoico	Cretácico	Senoniano	89			AN DI NO
		Gállico	127		Magmatismo Cordillera-	Complejos alcalinos asociados al rifting de Gondwana Basaltos de la Cuenca del Paraná
		Neocomiano	132		no y Subcordillerano	
	Malm	146		de la Patagonia vinculado a la subducción		
	Jurásico	Dogger	157		Provincia volcánica mesojurásica de Patagonia	G
		Lías	178			O
	Triásico	Tardío	208	Río Atuel	Batolito de la Patagonia Central, Plutonismo Subcordillerano y del Macizo del Deseado	N
		Medio	234		Volcanitas básicas y piroclastitas ácidas asociadas al rifting en las cuencas triásicas de Mendoza	D
		Temprano	241	Huárpica		W
		Tardío	245		Provincia	A
Temprano		256		Magmática : Bloques de San Rafael y Chadileuvé, Macizo Norpatagónico	N	
Paleozoico	Pérmico	Temprano	290	San Rafael	Choiyoi Plutonismo granodiorítico y volcanismo andesítico-dacítico. C.Frontal, B.San Rafael	I
		Tardío	323	Río Blanco	Plutonismo de tipo Cordillerano diorítico-granodiorítico y volcanismo andesítico-dacítico de la Cordillera Frontal	C
	Tardío	363	Chánica	Magmatismo post-orogénico tardío de Sierras Pampeanas	O	
	Devónico	Medio	377			FA
		Temprano	386			MA
				409		TI
						NIA
					NO	

Con la adopción como límite cronológico inferior del ciclo *Andino* la formación de la placa Sudamericana en el Atlántico Sur a los 127 Ma, se adquiere además una mayor consistencia para la descripción de los fenómenos geológicos del continente. Una vez formada la placa Sudamericana, la velocidad de convergencia en el margen andino aumentó (Larson y Pitman, 1972), creciendo también considerablemente el volumen de magmas generados, constituyendo las unidades cretácicas la amplísima mayoría de los batolitos cordilleranos como el batolito de la Costa del Perú o el batolito Patagónico. El voluminoso magmatismo andino del Cretácico inferior que se emplazó después de la apertura del Atlántico Sur, se hace así sincrónico a la apertura de las cuencas sedimentarias extensionales asociadas a la etapa de *rift*, como las cuencas de Magallanes y del Golfo de San Jorge.

En el Cuadro 6 se muestran los límites cronológicos propuestos para el ciclo Gondwánico en el sur de Sudamérica y los principales episodios magmáticos que lo constituyen. La Figura 12 muestra la reconstrucción de Gondwana para el Cretácico inferior realizada por Scotese et al., (1988) con la distribución areal de las rocas ígneas tratadas en este capítulo.

## EL MAGMATISMO GONDWÁNICO EN LA ARGENTINA

En la Argentina, el magmatismo asociado al ciclo Gondwánico es el de mayor extensión areal. Las provincias magmáticas que lo componen, distintas entre sí, se vinculan a la historia geotectónica del supercontinente marcando su ori-

gen, apogeo y desmembramiento final. En orden cronológico es posible distinguir los siguientes episodios mayores:

- **Carbonífero inferior - Pérmico inferior.** Magmatismo orogénico, principalmente plutónico de tipo cordillerano, reconocido en la Cordillera Frontal y el Bloque de San Rafael. Finaliza con la fase orogénica San Rafael.

- **Pérmico inferior - Triásico inferior a medio.** Sucede a la fase orogénica San Rafael en la Cordillera Frontal y en el Bloque de San Rafael, encontrándose además en el Bloque del Chadileuvú y en el Macizo Norpatagónico. Plutonismo granítico *s.s.* y campos de calderas riolíticas (provincia Choiyoi) son los productos típicos de este estadio.

- **Triásico superior - Jurásico inferior.** Se desarrolla típicamente en sectores centrales y occidentales del Macizo Norpatagónico, áreas precordilleranas de Río Negro y Chubut, con manifestaciones aisladas en el sector nororiental del Macizo del Deseado. Predominio de asociaciones plutónicas ácidas relacionadas en algunos casos a sistemas de fallas transcurrentes.

Episodios finigondwánicos:

- **Jurásico medio a superior - Cretácico inferior.** Plutonismo cordillerano del batolito Patagónico y asociaciones volcánicas de arco relacionados a la subducción proto-Andina en el borde del supercontinente.

- **Cretácico inferior.** Basaltos toleíticos del sector occidental de la cuenca del Paraná que marcan la ruptura final del supercontinente y el fin del ciclo Gondwánico. La edad del volcanismo se hace más joven hacia el sureste (Turner et al., 1994), con lo cual los extensos afloramientos en el subsuelo de las provincias de Misiones, Corrientes, Entre Ríos, Santa Fe y noroeste de Buenos Aires constituirían los eventos más jóvenes de la provincia volcánica.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ACEÑOLAZA, F.G. y TOSELLI, A.J., 1973. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. Segundo Congreso Latinoamericano de Geología (Caracas) Actas 2: 755-763.
- BROWN, M., 1991. Comparative geochemical interpretation of Permian-Triassic plutonic complexes of the Coastal Range and Altiplano, 25° 30' to 26° 30' S, northern Chile. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.): Andean Magmatism and its Tectonic Setting, pp. 157-177. Geological Society of America Special Paper 265. Boulder, Colorado.
- BRUCE, R.M., NELSON, E.P., WEAVER, S.G. y LUX, D.R., 1991. Temporal and spatial variations in the southern Patagonian batholith; constraints on magmatic arc development, Andean Magmatism and its tectonic setting, Harmon, R.S. y C.W., Rapela (Eds.), Boulder, Geological Society of America Special Paper 265, Colorado: 1-12.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1982. Chronological zonation of granitic plutonism in the northern Patagonian Andes: the migration of intrusive cycles. Earth Science Reviews 18: 365-393.
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH A. y SMITH, D.G., 1989. A geologic time scale, Cambridge University Press, p. 263.
- LARSON, R.L. y PITMAN, W.G., 1972. Worldwide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implication. Geological Society of America Bulletin 83: 3645-3662.
- LLAMBIAS, E.J., este capítulo. El magmatismo Gondwánico durante el Paleozoico superior - Triásico.
- LLAMBIAS, E.J. y SATO, A.M., 1990. El batolito de Colangüil (29-31 S) Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. Revista Geológica de Chile 17: 99-108.
- LLAMBIAS, E.J. y SATO, A.M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50(1-4): 111-131.
- LLAMBIAS, E.J., CAMINOS, R. y RAPELA, C.W., 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo Gondwánico. Noveno Congreso Geológico Argentino Relatorio: 85-117.
- MPODOZIS, C. y KAY, S.M., 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28° 31' S). Revista Geológica de Chile 17: 153-180.
- MURPHY, J.B. y NANCE, R.D., 1992. Mountain belts and the supercontinent cycle. Scientific American April 1992: 34-41.
- NELSON, E., BRUCE, B., ELTHON, D., KAMMER, D. y WEAVER, S., 1988. Regional lithologic variations in the Patagonian batholith. Journal of South American Earth Sciences 1: 239-247.
- PARADA, M.A., 1990. Granitoid plutonism in central Chile and its geodynamic implications; a review. En: Kay, S.M. y Rapela, C.W. (Eds.): Plutonism from Antarctica to Alaska. Geological Society of America Special Paper 241, Denver: 51-66.
- RAPELA, C.W., COIRA, B., TOSELLI, A. y SAAVEDRA, J., 1992. The Lower Paleozoic magmatism of southwestern Gondwana and the evolution of the Famatinian orogene. International Geology Review 34(11): 1081-1142.
- RENNE, P.R., ERNESTO, M., PACCA, I.G., COE, R.S., GLEN, J.M., PREVOT, M. y PERRIN, M., 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary. Science 258: 975-979.
- SCOTESE, C.R., GAHAGAN, L.M. y LARSON, R.L., 1988. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. Tectonophysics 155: 27-48.
- SEYFERT, C.K., 1987. The Encyclopedia of Structural Geology and Plate Tectonics, Van Nostrand Reinhold Company, p. 876.
- TURNER, S., REGELOUS, M., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C. y MANTOVANI, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision 40Ar-39Ar geochronology. Earth and Planetary Science Letters 121: 333-348.
- WHITE, R. y MCKENZIE, D., 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. Journal of Geophysical Research - Solid Earth 94: 7685-7729.

## LOS DEPÓSITOS CONTINENTALES TRIÁSICOS

Daniel A. Kokogian<sup>1</sup>, Luis Spalletti<sup>2</sup>, Eduardo Morel<sup>2</sup>, Analía Artabe<sup>2</sup>,  
Ricardo N. Martínez<sup>3</sup>, Oscar A. Alcober<sup>3</sup>, Juan P. Milana<sup>3</sup>,  
Ana María Zavattieri<sup>4</sup> y Oscar H. Papú<sup>4</sup>

### INTRODUCCIÓN

Las sedimentitas triásicas se encuentran representadas principalmente en dos regiones geográficas: la Región Patagónica, en donde se incluyen los afloramientos de El Tranquilo en el norte de la provincia de Santa Cruz y una serie de localidades ubicadas en el área del Macizo Nordpatagónico; y la Región Centro-oeste del país, donde se ubican los afloramientos de las provincias de Mendoza, San Luis, San Juan y La Rioja (Figuras 1 y 2). Además de estos grupos principales de afloramientos triásicos, se han identificado sedimentitas asignables a este período en el subsuelo de la cuenca Chacoparanense.

### REGIÓN PATAGÓNICA

#### ÁREA EL TRANQUILO

Las sedimentitas triásicas en la zona norte de la provincia de Santa Cruz fueron citadas por primera vez por Di Persia (1965), con la denominación de "Serie El Tranquilo". Recientemente Jalfin y Herbst (1995) realizaron uno de los últimos aportes al conocimiento de esta región, donde también es posible acceder a la cita de un importante número de trabajos de índole regional realizados en la misma.

Los sedimentos triásicos del **Grupo El Tranquilo** (Jalfin y Herbst, 1995) se depositaron en una cubeta tafrogénica, de orientación NNO - SSE, la cual es parte de las numerosas cuencas de este tipo que se desarrollaron para los tiempos triásicos, tanto en la región patagónica como en el oeste de lo que hoy es el territorio argentino. Las dimensiones originales de esta cuenca, sin embargo, no son del todo conocidas habida cuenta de la falta de suficiente información de subsuelo que permita su reconstrucción.

#### Estratigrafía

El Grupo El Tranquilo está conformado por las **Formaciones Cañadón Largo** y **Laguna Colorada**, ambas de origen totalmente continental y separadas por una discordancia que corresponde a un período de ascenso tectónico y actividad volcánica que abarcó el Carniano tardío (parte alta del Neotriásico temprano).

Está separado de las unidades infra y suprayacentes por sendas discordancias. La Formación Cañadón Largo se habría depositado en los depocentros de la cuenca y habría tenido una distribución areal más restringida que la Formación Laguna Colorada. Esta situación estaría atestiguada por la presencia de la unidad basal apoyando directamente sobre basamento en la zona interna de la cuenca, mientras que en el

ambiente marginal son los términos cuspidales de esta secuencia triásica los que se apoyan directamente sobre las sedimentitas del Paleozoico superior (Chebli et al., 1976).

En cuanto al techo de la secuencia triásica, el mismo está asociado a la presencia de discordancias angulares ya sea por debajo del Jurásico inferior o del medio.

El espesor de la Formación Cañadón Largo estaría en el rango de 500 a 650 m según la opinión de distintos autores. Está compuesta por areniscas tobáceas de grano mediano, normalmente en cuerpos canalizados, erosivos y con facies conglomerádicas en las bases, que alternan con niveles pelíticos, verdes y negros, con abundante material carbonoso. El arreglo general es del tipo grano decreciente, con dominio de las facies psamíticas canalizadas en la base y de las facies pelíticas carbonosas hacia el techo.

El tramo inferior se habría depositado en un sistema fluvial de cursos entrelazados, mientras que la sección superior, dadas la disminución generalizada del tamaño de grano como la aparición de estructuras que indicarían la presencia de acreción lateral, correspondería a un ambiente fluvial de cursos de más alta sinuosidad (Jalfin y Herbst, 1995). En las áreas de intercanal se depositaron los sedimentos finos, en ocasiones carbonosos, con alto contenido orgánico, y que parcialmente pudieron acumularse en pequeños cuerpos lagunares.

La **Formación Laguna Colorada** tiene un espesor que, según distintos autores, fluctúa entre 150 y 450 metros. Está compuesta por areniscas castaño rojizas, en cuerpos irregulares de bases suavemente erosivas, con ocasionales niveles conglomerádicos basales, siendo dominante la estructura en artesa y subordinada la entrecruzada planar. Las facies psamíticas conforman ciclos grano y estrato decrecientes que rematan con niveles limolíticos y arcillosos rojizos y morados con estratificación paralela delgada. Hacia los sectores marginales, la unidad incluye depósitos de granulometría más gruesa, con mayor participación piroclástica y abundantes detritos volcánicos (Chebli et al., 1976; Jalfin y Herbst, 1995).

Se interpreta que la Formación Laguna Colorada se depositó en un ambiente fluvial, variable desde entrelazado hasta de alta sinuosidad, el cual habría coexistido en los sectores marginales de la cuenca con un ambiente fuertemente controlado por eventos volcánicos.

Desde el punto de vista secuencial, Jalfin y Herbst (1995) postulan dos secuencias deposicionales coincidentes con las Formaciones Cañadón Largo y Laguna Colorada. En cada secuencia, reconocen un cortejo inferior de nivel bajo (fluvial entrelazado) y otro superior de nivel de base alto (fluvial meandroso).

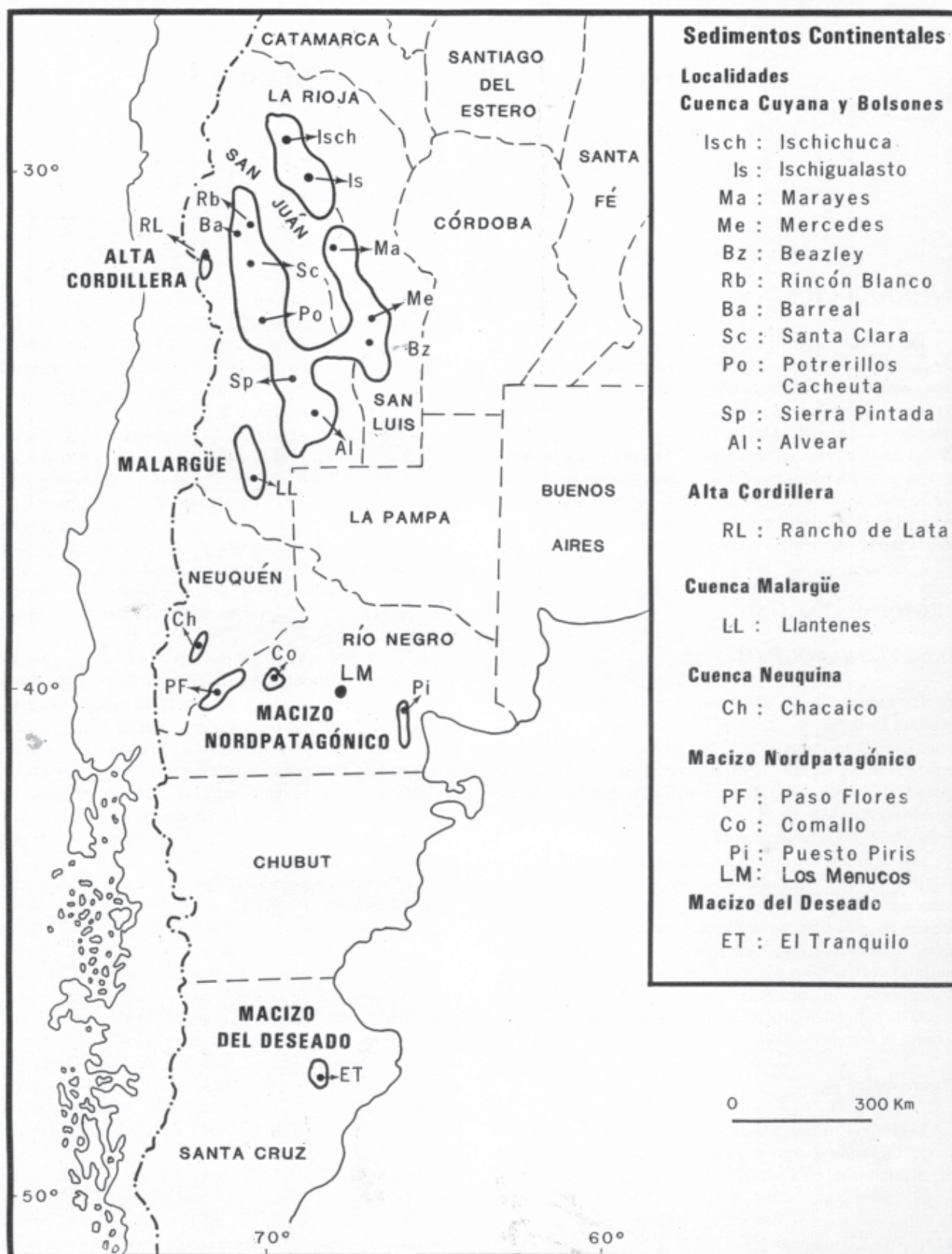


Figura 1. Localidades con afloramientos de sedimentitas continentales triásicas.

### Edad

Numerosos autores han estudiado el contenido paleoflorístico (Cuadro 1) y los abundantes restos de vertebrados aportados por la sucesión triásica del Grupo

El Tranquilo, correspondiendo los últimos trabajos a Zamuner y Artabe (1990); Zavattieri (1993); Herbst y Lutz (1995). Por su parte Casamiquela (1964, 1977) y Bonaparte y Vince (1979) han contribuido al conocimiento de los paleovertebrados. Recientemente, Jalfin y

TRIÁSICO	NEOTRIÁSICO			REGIÓN PATAGÓNICA			CHACOAICO	REGIÓN CENTRO - OESTE																																				
	MESOTRIÁSICO		TARDÍO	TEMPRANO	TARDÍO	MACIZO NORDPATAGÓNICO		CHACANAICO		PARANENSE																																		
	TEMPRANO		TARDÍO	TEMPRANO	TARDÍO	EL TRANDUILO		MALARGÜE		SIERRA PINTADA		CUENCA CUYANA Y SAN LUIS		ALTA CORDILLERA		BARREAL CALINGASTA		RINCON BLANCO		ISCHIGUALASTO V. UNION		MARAYES																						
	EO-TRIÁSICO		TARDÍO		TEMPRANO		TARDÍO		Fm. Laguna Colorada		Fm. Cañadón Largo		Estratos de Comallo		Fm. Paso Flores		Grupos Los Menucos		Fm. Puesto Piris		Fm. Lepa		Fm. Buena Vista		Fm. Liantenes		Fm. Chihuiú		Fm. Cacheuta		Fm. Río Blanco		C.S. Río Blanco		Fm. Rancho de Lata		Fm. Cepeda		Grupo Rincón Blanco		Fm. Los Colorados		Quebrada del Barro	
	Las Cabras		Fm. Potrerillos		C.S. Potrerillos - Cacheuta		Fm. Barreal		C.S. Las Peñas Sup.		Fm. Cortaderita		Talamaya		C.S. Las Peñas Inf.		Ischichuca		Los Rastros		Esquina Q. de la Colorada		Fm. Carrizal		Pto. Viejo		Las Cabras		Fm. Cacheuta		C.S. Río Blanco		Fm. Rancho de Lata		Fm. Cepeda		Grupo Rincón Blanco		Fm. Los Colorados		Quebrada del Barro			
	Río Mendoza		C.S. Las Peñas Sup.		Fm. Barreal		C.S. Las Peñas Inf.		Fm. Cortaderita		Fm. Rancho de Lata		Talamaya		C.S. Las Peñas Inf.		Ischichuca		Los Rastros		Esquina Q. de la Colorada		Fm. Carrizal		Pto. Viejo		Las Cabras		Fm. Cacheuta		C.S. Río Blanco		Fm. Rancho de Lata		Fm. Cepeda		Grupo Rincón Blanco		Fm. Los Colorados		Quebrada del Barro			

Figura 2. Unidades estratigráficas del Triásico de la República Argentina.

Herbst (1995) han realizado una revisión de la totalidad de los trabajos publicados hasta el momento y concluyen que la edad probable para la Formación Cañadón Largo es ladiniense tardía-carniense temprana (Mesotriásico tardío a Neotriásico temprano), mientras que la Formación Laguna Colorada se desarrolló totalmente en el Noriano (Neotriásico tardío). La sucesión triásica está intruida por un cuerpo granítico (Formación La Leona), datado entre  $191 \pm 10$  y  $198 \pm 31$  Ma (Stipanovic y Linares, 1975; Chebli et al., 1976).

### MACIZO NORDPATAGÓNICO

Los registros sedimentarios triásicos se encuentran presentes saltuariamente en los sectores occidental, central y oriental del Macizo Nordpatagónico. Franchi et al. (1989) realizaron una completa revisión de estos depósitos, mencionando que los mismos correspondían a distintas cuencas, las que muy posiblemente estuvieron desconectadas entre sí. Los principales depocentros se ubican en las regiones de Comallo, Paso Flores - Chacaico, Los Menucos y margen oriental del Macizo Nordpatagónico. En varias de estas cubetas, el relleno sedimentario tiene fuerte influencia piroclástica y aparece asociado tanto vertical como lateralmente a mantos de volcanitas y a depósitos ignimbríticos.

### ÁREA DE COMALLO

#### Estratigrafía

En las inmediaciones de Comallo aflora una potente unidad volcánicoclástica asignada al Triásico por Stipanovic et al. (1968). Rabassa (1974) midió casi 900 m de esta entidad a la que denominó *Estratos de Comallo* y consideró depositada en un ambiente continental, posiblemente fluvial. Zavattieri et al. (1994) han señalado que los Estratos de Comallo se caracterizan por depósitos de sistemas fluviales entrelazados en sus porciones inferior y superior, mientras que en el sector medio se atribuyen a sistemas meandrosos. La notoria interestratificación de depósitos fluviales proximales, algunos muy gruesos generados por flujos hiperconcentrados y flujos de detritos, junto a mantos lávicos y piroclásticas de flujo y de caída permiten sugerir que esta unidad representa los relictos del pie de un sistema de estrato-volcán de naturaleza polimodal.

#### Edad

La microflore identificada por Zavattieri et al. (1994) ha permitido interpretar condiciones paleoclimáticas húmedas y templadas, con desarrollo de pantanos, deltas palustres y estanques marginales, así como el desarrollo de vegetación boscosa en áreas marginales a la cuenca. La microflore indica

que los Estratos de Comallo se acumularon entre el Carniano (Neotriásico temprano) y el Noriano temprano? (parte inferior del Neotriásico tardío (Zavattieri et al., 1994).

## ÁREA DE PASO FLORES

### *Estratigrafía*

En la zona del río Limay, en los alrededores de Paso Flores, afloran los sedimentos de la Formación homónima (Frenguelli, 1948) compuesta por una sucesión de conglomerados, conglomerados arenosos y areniscas, con intercalaciones escasas de psamitas finas y pelitas epi y piroclásticas en las que abundan los restos fósiles correspondientes a la Flora de *Dicroidium*. El máximo espesor expuesto de la unidad (sin base visible) es de 129 m (Spalletti et al., 1988). En su área tipo es cubierta por las sedimentitas siliciclásticas de la Formación Nestares, que portan restos paleoflorísticos del Jurásico temprano.

Sobre la base del análisis de facies, Spalletti et al. (1988) y Spalletti (1994 a y b) proponen un sistema de depositación complejo, constituido por abanicos aluviales transversales de región húmeda asociados a una red de avenamiento entrelazada gravosa y arenosa orientada de SE a NO; en los sectores más distales del depocentro se identifican depósitos clásticos atribuibles a sistemas distributarios meandrosos de baja sinuosidad y a ambiente lacustre perenne, con facies profundas y marginales, éstas últimas correspondientes a regiones costeras y a sistemas progradacionales de barras de desembocadura con retrabajo de olas (Spalletti, 1994 a; Ganuza et al., 1995 a). El estudio paleoecológico de plantas fósiles (Artabe et al., 1994b) ha permitido definir dos tafocenosis: una hipoaútóctona asociada con facies lacustres procedente de comunidades desarrolladas en la periferia de los cuerpos de agua, y otra autóctona -hipoaútóctona que se acumuló en el tope de barras de sistemas fluviales entrelazados.

Franchi et al. (1989) infieren para la **Formación Paso Flores** un depocentro asociado con fallas directas. En este sentido, Arrondo et al. (1988) postulan una cubeta altamente subsidente limitada por fallas extensionales o transtensionales y circundada por terrenos volcánicos y graníticos. Según estos autores, la sedimentación habría estado controlada por una combinación entre fenómenos tectónicos sindeposicionales y cambios marcados en el régimen fluvial. Al respecto, la sucesión de la Formación Paso Flores muestra una megasecuencia granodecreciente o retrogradacional que se atribuye a un cambio en el régimen o intensidad de la subsidencia cuencal y ascenso del frente montañoso. Además, internamente se identifican mesociclos recurrentes conglomerádico-arenosos que se vinculan con variaciones periódicas en descarga, posiblemente asociadas con cambios climáticos inducidos por factores astronómicos (Spalletti, 1994 b).

### *Edad*

La abundante flora fósil (Cuadro 1) ha permitido asignar estas capas al Triásico (Fossa Mancini, 1937; y más específicamente al Neotriásico tardío (Arrondo et al., 1988; Spalletti et al., 1988; Morel et al., 1992; Artabe et al., 1994b; Ganuza et al., 1995 a).

## ÁREA DE CHACAICO

### *Estratigrafía*

En la sierra de Chacaico y en los faldeos del cerro Chachil (provincia del Neuquén), sobre rocas del basamento (metamórfico y granítico) y de volcanitas del Grupo Choyoi, aparece un conjunto sedimentario-volcánico conocido como **Formación Lapa** (Groeber, 1958; Leanza, 1986) o **Formación Chacaico** (Parker, 1965; Gulisano et al., 1984).

La Formación Lapa alcanza unos 300 a 350 m de espesor y es cubierta por los depósitos de la primera incursión marina jurásica de la cuenca Neuquina. Se inicia con conglomerados muy gruesos provenientes del basamento y de las volcanitas Choyoi (Leanza, 1986) que corresponden a los sectores más proximales de sistemas aluviales, los que son sobrepuestos por conglomerados volcánicoclásticos y areniscas subordinadas atribuidas a un sistema de abanico aluvial medio a distal (Spalletti et al., 1991). Por encima aparecen espesos depósitos de flujos de detritos volcánicoclásticos o laharitas asociados con tobas de caída, y finalmente ignimbritas brechosas, soldadas y no soldadas, éstas últimas portadoras de los restos plantíferos del Triásico tardío: *Telemachus elongatus* y *Pagiophyllum* sp. (Spalletti et al., 1991).

Las sedimentitas volcánicoclásticas de la Formación Lapa, y por extensión las de la Formación Paso Flores, son excelentes ejemplos del relleno clástico inicial de la cuenca Neuquina. Según Legarreta y Gulisano (1989) constituyen el registro de depresiones más o menos aisladas, de tipo hemigraben, controladas por fracturas del sustrato en un estado de rift.

### *Edad*

Esta unidad ha sido incluida por Gulisano et al. (1984) en el ciclo Precuyano, limitado por las discordancias supratriásica e intraliásica; posteriormente Legarreta y Gulisano (1989) corrigen esta asignación, ubicando el techo de la que denominan Mesosecuencia Precuyo en 208 Ma y su base en 215 Ma, mayormente en el Neotriásico tardío. Dicha edad ha sido confirmada por el estudio de la flora fósil identificada hacia el techo de la sucesión por Spalletti et al. (1991).

## ÁREA LOS MENUÇOS

### *Estratigrafía*

La cuenca de Los Menuços ha sido definida desde un punto de vista geológico y de su contenido paleontológico por Stipanovic (1957) y Stipanovic et al. (1968). Las sedimentitas portadoras de la típica Flora de *Dicroidium* han sido incluidas dentro de una unidad volcánicoclástica denominada **Formación Los Menuços** (Pesce, 1974) o Grupo Los Menuços (Labudía et al., 1995). Las facies clásticas, entre las que predominan las areniscas arcósicas, con alguna participación de conglomerados y niveles arcillosos, se encuentran totalmente subordinadas a las volcánico-piroclásticas.

Labudía et al. (1995) asignan al **Grupo Los Menuços** un espesor máximo de 150 m, aunque mencionan marcados acuanamientos laterales determinados por el relieve volcánico



circundante. Asimismo, reconocen en la unidad dos formaciones, a las que proponen designar Vera y Nahuel Hual. La **Formación Vera** se caracteriza por la interestratificación de areniscas entrecruzadas, tufitas laminares ricas en restos plantíferos y amalgamación de depósitos de flujo piroclástico. Por su parte, la suprayacente **Formación Nahuel Hual** se compone de depósitos de flujos piroclásticos (ignimbritas riolíticas) en unidades de enfriamiento que alcanzan hasta 40 m de potencia. Ambas unidades están cortadas por diques riolíticos y andesíticos.

Los autores mencionados atribuyen el Grupo Los Menucos a una región con marcada actividad volcánica explosiva en la que se implantaron sistemas fluviales con red de drenaje incipiente y de bajo gradiente, los que se asociaron a barreales y lagos efímeros bajo condiciones de clima estacional con alternancia de períodos lluviosos y secos. La paleoflora corresponde a un bosque mixto, abierto con adaptaciones mesoxerofíticas; el estrato arbóreo estaría integrado por corystospermales, czekanowskiales y voltziales. Las peltaspermales, algunas corystospermales y cycadales de hábito herbáceo o arbustivo podrían haberse desarrollado como sotobosque o como matorrales en las zonas libres de árboles.

### Edad

Artabe (1985, 1986) ha asignado las sedimentitas portadoras de abundante flora al Triásico medio (Cuadro 1). Según Labudía et al. (1995), el Grupo Los Menucos forma parte del episodio magmático correspondiente a la provincia magmática Choyoi (Rapela y Kay, 1988), y podría correlacionarse con las Volcanitas de la Sierra Colorada así como con el Complejo Plutónico-Volcánico Dos Lomas, de la Esperanza. Vale agregar que la presencia del género *Pleuromeia* en la localidad de Coli Niyeu (provincia de Río Negro) permite correlacionar estas sedimentitas con las de Los Menucos (Labudía et al., 1992).

Reciente información radimétrica (Rapela et al., 1996) ha permitido datar a las ignimbritas de Los Menucos en 223 Ma. Al respecto, Labudía et al. (1995) consideran que los depósitos de Los Menucos serían algo más antiguos que los de la región de Paso Flores, que corresponden al Neotriásico tardío (Spalletti et al., 1988; Ganuza et al., 1995a).

### ÁREA ORIENTAL DEL MACIZO NORDPATAGÓNICO

En el sector oriental de Río Negro y Chubut afloran saltuariamente sedimentitas triásicas que han sido incluidas dentro de la **Formación Puesto Pirís** (Núñez et al., 1975), a pesar que, en cuanto a su asignación, existieron algunas diferencias entre distintos autores que han sido resumidas y discutidas en trabajos anteriores (Franchi et al., 1989).

Al igual que en otras áreas del Macizo Nordpatagónico, estas sedimentitas están interdigitadas y totalmente subordinadas a facies de origen efusivo. Han sido interpretadas como depósitos de abanicos aluviales que gradan verticalmente a facies distales, de llanura aluvial y lacustre representadas esencialmente por sedimentitas pelíticas y carbonáticas.

Si bien es aceptada una edad triásica para la Formación Puesto Pirís, a la que se correlaciona con las Formaciones Los

Menucos y Paso Flores, es posible que sus términos superiores volcánicos lleguen al Jurásico basal (Cortés, 1981).

### REGIÓN CHACOPARANENSE

Sedimentitas triásicas han sido mencionadas para el ámbito de la cuenca Chacoparanense y han sido incluidas dentro de un ciclo sedimentario singular por Chebli et al. (1989). Estos autores refieren al Triásico los niveles encontrados en el pozo Nogoyá - 1 entre los 1490 y 1820 m de profundidad, correlacionándolos con lo que en Brasil denominan Formación Rosario do Sul y Miembro Santa María, y que en Uruguay se conoce como Formación Buena Vista y Miembro Inferior de la Formación Tacuarembó.

El intervalo está compuesto por sedimentitas de colores rojizos, predominantemente arenoso en la base y pelítico al techo. En Brasil las sedimentitas triásicas fueron identificadas como correspondientes a un ambiente fluvio-lacustre y por su contenido de vertebrados, invertebrados y flora son referidas por Chebli et al. (1989) al Ladiniano (Mesotriásico tardío) - Carniano (Neotriásico temprano).

La distribución areal de estas sedimentitas triásicas no es fácil de evaluar por la similitud litológica con los depósitos cretácicos. Esto fue puntualizado por autores que no encontraron información de pozos o sísmica que permitiera desagregar de la base del Cretácico depósitos asignables al Triásico (Pezzi y Mozetic, 1989).

### REGIÓN CENTRO - OESTE

En la región de Cuyo, en el centro oeste de la Argentina, se ubican las cuencas triásicas mejor desarrolladas, tanto en el subsuelo como en superficie.

Se trata de una serie de depresiones extensionales, la mayor parte de ellas con varias subcuencas de geometría tipo hemigraben, que se originaron en el Triásico temprano y se desarrollaron a lo largo de todo el período, habiendo algunas evidencias que permitirían extender la edad de los sedimentos cuspidales al Jurásico más bajo.

Las principales acumulaciones sedimentarias se encuentran en las cuencas de la Sierra Pintada de San Rafael, Cuyana, de la Precordillera occidental sanjuanina (Barreal - Hilario), de San Luis, de Marayes y de Ischigualasto-Villa Unión. Asomos menores, y conformando los depósitos iniciales del relleno de la cuenca Neuquina, se ubican en el sur de la provincia de Mendoza (Depocentro de Malargüe) y en la Alta Cordillera Sanjuanina (Rancho de Lata). A continuación se describe cada una de estas cuencas, las que se ordenan de sur a norte.

### ÁREA LLANTENES

En el sur de la provincia de Mendoza, unos 20 km al sur de Malargüe, se registran afloramientos de sedimentitas triásicas que han sido estudiados por Groeber (1947), Stipanovic (1949, 1957, 1979, 1983), Menéndez (1951) y Groeber y Stipanovic (1953). Sobre el complejo volcánico también triásico del Grupo Choyoi, se dispone en discordancia la sucesión sedimentaria del Grupo Tronquimalal (Stipanovic, 1979), la que a su vez es cubierta por rocas piroclásticas y volcanoclasticas de la Formación Remoredo (Groeber et al., 1953).

## Estratigrafía

### Formación Chihuú o Chihuido

La Formación Chihuú es una entidad predominantemente conglomerádica de 190 m de espesor en la que Spalletti y Morel (1992) han identificado depósitos gruesos de canales y barras fluviales y de crecidas no encauzadas, así como brechas volcánicas, cenoglomerados y psefitas generadas por flujos hiperconcentrados. En forma subordinada se hallan depósitos de barras transversales gravosas y arenosas, así como pelitas de interfluvios y sistemas lacustres holomicticos. La Formación Chihuú es asignada por los autores citados a un sistema de abanico aluvial de zona húmeda, desarrollado en la etapa inicial de evolución de una cuenca asociada con un escalón estructural y un alto topográfico volcánico todavía activo, localizado al este del depocentro. Estudios composicionales (Spalletti et al., 1996) han permitido certificar la naturaleza volcanoclástica de los materiales detríticos. En esta unidad, el análisis de discontinuidades ha permitido inferir dos episodios de intensa actividad tectónica separados por un período de relativa estabilización y/o ascenso del nivel de base.

### Formación Llantenés

Esta unidad es conocida desde hace muchos años, fundamentalmente por los aportes de Stipanovic (1949) y Menéndez (1951). Estos autores describen con detalle a una sucesión clástica de grano mucho más fino que el de la subyacente Formación Chihuú, constituida por areniscas medianas y finas verdosas, grises y amarillentas, y por lutitas y areniscas muy finas, a veces bituminosas, de tonalidades gris oscuras a negras. Denominan al conjunto, que remata con conglomerados y areniscas morados y grises, como Estratos de Llantenés (Stipanovic, 1949) y de Tronquimalal (Menéndez, 1951), asignándoles, respectivamente, espesores de 250 m y 180 m, aunque destacan que no se trata de una medida segura dado el importante grado de fallamiento sufrido por los términos de la porción superior. En ambas contribuciones se define también el desarrollo de dos potentes secciones de lutitas oscuras, que pasan a sendos conjuntos arenoso - conglomerádicos.

En lo que hace al ambiente de acumulación, Volkheimer y Papú (1993) sugieren un modelo fluvial-deltaico progradante sobre un sistema lacustre. Investigaciones posteriores (Spalletti, 1997) han permitido corroborar muchos de los rasgos mencionados por Stipanovic (1949) y Menéndez (1951), ya que se definen sucesiones de tipo progradacional, lacustres - deltaicas y fluviales, cada una de ellas compuesta por un término inferior de nivel de base alto, dominado por lutitas negras cuencales, y otro superior de neto corte traccional. Este último se compone, por una parte, de limolitas y areniscas muy finas con estructuras orbitales de bajo y alto régimen que se atribuyen a ambiente lacustre marginal, y por otra de areniscas finas a muy gruesas y conglomerados depositados

en frentes deltaicos (barras de desembocadura y sedimentos de flujos friccionales) y planicies deltaicas (canales distributarios y acumulaciones de áreas interdistributarias y bahías marginales). En la Formación Llantenés se identifican asimismo secuencias métricas, de menor jerarquía, que pueden ser interpretadas tanto como sucesiones auto o alocíclicas.

Los aportes detríticos, según datos de paleocorrientes de los niveles fluviales, provienen de terrenos elevados al este del depocentro; la naturaleza piroclástica de la unidad se acentúa hacia sus términos superiores, sugiriendo una intensificación, en tal sentido, de los procesos volcánicos explosivos (Spalletti et al., 1996). Sobre la base del estudio de argilominerales, estos autores sugieren que la diagénesis operó a profundidades máximas de 1,8 km y temperaturas entre 60° y 110° C, esto es, en el rango de generación de hidrocarburos líquidos.

### Edad

En las unidades descriptas son muy abundantes los restos paleoflorísticos: plantas y polen en los términos de grano fino, y troncos transportados en los conglomerados y areniscas fluviales y deltaicas. Los principales taxones de las Formaciones Chihuú y Llantenés han sido suministrados por Stipanovic (1949), Menéndez (1951) y Groeber y Stipanovic (1953). Recientemente, Artabe et al. (1995 b) han brindado una síntesis sobre la constitución paleoflorística del Grupo, sobre la cual se basa el listado que se presenta en el Cuadro 2. Por su parte, Volkheimer y Papú (1993) presentan un análisis microflorístico de la Formación Chihuú, destacándose la presencia de *Classopolis* sp. junto a palinormorfos de exclusiva pertenencia al Triásico.

De acuerdo con la flora fósil, se ha asignado a esta sucesión una edad triásica superior (Stipanovic 1949, 1983). Artabe et al. (1995b) indican que la Formación Chihuú pertenecería al Mesotriásico tardío, mientras que la Formación Llantenés corresponde al Neotriásico. Sobre la base de la palinoflora, Volkheimer y Papú (1993), señalan que la Formación Chihuú puede atribuirse al Neotriásico, mientras que Zavattieri (1995) opina que se trata de las unidades triásicas más jóvenes de Argentina.

## ÁREA DE LA SIERRA PINTADA

### Estratigrafía

Las sedimentitas triásicas de la sierra Pintada, conocidas como **Formación Puesto Viejo** (González Díaz, 1964), se disponen sobre un conjunto sedimentario a leptometamórfico precarbonífero, rocas clásticas del Carbonífero y Pérmico y un complejo volcánico-piroclástico también de edad pérmica. Su discordancia basal ha sido atribuida a la fase diastrófica

#### CUADRO 1. CONTENIDO PALEOFORÍSTICO DE LOS GRUPOS EL TRANQUILO, LOS MENUÇOS Y FORMACIÓN PASO FLORES

A. Grupo El Tranquilo; 1. Formación Cañadón Largo y 2. Formación Laguna Colorada (b. Bonetti, 1964; h. Herbst, 1988; h1. Herbst y Lutz, 1995; a. Arrondo, 1972; d. Durango de Cabrera, 1971); el material estudiado por Bonetti (1964) y correspondiente al Grupo El Tranquilo fue incluido parcialmente en el cuadro, considerando la discriminación genérica realizada por Jalfin y Herbst (1995) para cada una de las formaciones por ellos reconocidas. B. Grupo Los Menuços; 3. Formación Vera; l. Labudía et al., 1995. C, 4. Formación Paso Flores; s. en la localidad tipo (Spalletti et al., 1988); m. en Lomas de Ranquel Huao (Morel et al., 1992); s\* z1. en cerro Mariana (Spalletti et al., 1988; Zamuner y Artabe, 1994); g, a1. en Cañadón de Pancho (Ganuza et al., 1995 a; Artabe et al., 1994).

TAXA	A		B	C
	1	2	3	4
Pleuromeia sp.			l	
Cylostrobus ornatus (Morbelli & Petriella) Retallack		m		
Neocalamites carrerei (Zeiller) Halle	d			
Equisetites fertilis (Frenguelli) Frenguelli			l	
Phyllothea australis Brongniart			l	
Asterotheca falcata de la Sota & Archangelsky	h			
A. menendezii de la Sota & Archangelsky	h			
A. rigbyana Herbst	h			m
A. truempyi Frenguelli		a		
Rienitsia arrondiana Herbst	h			
R. colliveri Herbst	h			
Danaeopsis fecunda Halle	h			
Tranquilia jalfinii Herbst	h			
Millerocaulis herbstii (Archangelsky & de la Sota) Tidwell		h		
Todites baldonii Herbst	h			
Cladophlebis australis (Morris) Seward				s
C. grahami Frenguelli				s
C. indica (Oldham & Morris) Feistmantel		h		s*s m
C. kurtzi Frenguelli	h			m
C. mendozaensis (Geinitz) Frenguelli	h	a	l	m
C. mesozoica Kurtz	h	a		
C. oblonga Halle	h			
Coniopteris harringtonii Frenguelli				s m
Gleichenites sp.	h			
Dictyophyllum (T.) rothi Frenguelli				s m
D.(D.) tenuifolium (Stipanovic & Menéndez) Bonetti & Herbst				s*s m
Goeppertella stipanicicii Herbst				s
Chansithea argentina Herbst		h		
Scleropteris grandis Artabe Morel & Zamuner				a1
Dicroidium dubium var tasmaniense (Anderson & Anderson) Retallack			l	
D. crassum (Menéndez) Petriella			l	g
D. incisum (Frenguelli) Anderson & Anderson			l	s
D. lancifolium var. lancifolium (Morris) Gothan				s*smg
D. lancifolium var. lineatum (Tenison-Woods)Retallack			l	s m
D.odontopteroides var. moltenense Retallack			l	m
D. « var. odontopteroides (Morris) Gothan			l	s g m
D.odontopteroides var. remotum (Szajnocha) Retallack			l	
Zuberia brownii (Seward) Artabe			l	
Z. papillata (Townrow) Artabe			l	
Z. sahnii (Seward) Frenguelli			l	g
Z. zuberi (Szajnocha) Frenguelli			l	g
J. stelnzeriana (Geinitz) Frenguelli				g
Xylopteris argentina (Kurtz) Frenguelli		a		s
X.elongata (Carruthers) Frenguelli				g
Pteruchus barrealensis (Frenguelli) Holmes y Ash			l	
Tranquiloxydon petriellae Herbst & Lutz		h1		
Lepidopteris madagascariensis Carpentier			l	
L. stormbergensis (Seward) Townrow		a?		
Scytrophyllum neuburgianum Dobruskina	z			
Pachydermophyllum praecordillerae (Frenguelli) Retallack			l	m
Nilssonia taeniopteroides Halle				s m g
Pseudoctenis grandifolia (Fontaine) Artabe			l	
P. wardii (Fontaine) Artabe			l	
P. carteriana (Oldham) du Toit				g m
P. spatulata Du Toit			l	
P. capensis Du Toit			l	
Kurtziana cacheutensis (Kurtz) Frenguelli				m
Yabeiella brackebuschiana (Kurtz) Oishi		b		
Y. mareyesiacca (Geinitz) Oishi		b		
Yabeiella spathulata Oishi			l	
Y. wielandi Oishi				s
Taeniopteris lata Oldham & Morris			l	
T. magnifolia Rogers			l	
T. lentriculiformis (Etheridge) Walkom				g
Linguifolium lilleanum Arber				g
L. tenison-woodsii (Etheridge) Retallack				s*
Baiera africana Baldoni				s m
Sphenobaiera argentinae (Kurtz) Frenguelli			l	s* s
S. robusta (Arber) Florin				s a1
S. stormbergensis (Seward) Frenguelli			l	
Ginkgoites dutoitii Anderson & Anderson	a			
G. taeniata (Geinitz) Arrondo et al.				s
Czekanowskia rigali Frenguelli			l	a1
C. sp				S
Heidiphyllum elongatum (Morris) Retallack			l	s*smg MMm
Cycadocarpidium andium Frenguelli				g
C. majus (Wieland) Frenguelli				g
Araucarioxylon sp.				s
Protocircoporoxylon marianaensis Zamuner & Artabe				z1
Cordaicarpus sp.				g a1

Huárpica (López Gamundi et al., 1989) y según Spalletti (1995a) la apertura del depocentro triásico parece estar vinculada con fenómenos de transcurrencia en los sistemas de megafracturación de Valle Fértil-Desaguadero y Atuel. La Formación Puesto Viejo, que es un típico representante de la fase inicial de relleno de los depocentros triásicos, aparece en evidente posición de traslape u *onlap* sobre un paleorelieve elaborado esencialmente en el conjunto volcánico-piroclástico pérmico.

Según González Díaz (1964) la Formación Puesto Viejo alcanza 700 m de espesor y está compuesta por tres grupos litológicos: uno clástico constituido por conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas y pelitas junto a bancos delgados de calizas cristalinas; otro de piroclastitas soldadas (ignimbritas) ácidas y un tercero básico, con rocas efusivas e hipabisales de composición basáltica.

En un reciente estudio sedimentológico, Spalletti (1995 a) sugiere que los depósitos clásticos de la Formación Puesto Viejo se han generado en canales, barras y cuencas de inundación fluviales, así como por acción de flujos hiperconcentrados y de detritos. Reconoce, además, sistemas de depositación de abanico aluvial medio a distal, de ambiente meandroso de baja sinuosidad y también meandroso de alta sinuosidad, con acumulaciones de planicie de inundación en facies ácuas y eólicas. Según Spalletti (1995 a y b) y Spalletti et al. (1996), la evolución de los ambientes sedimentarios estuvo controlada en este caso por factores alocíclicos, tales como vulcanismo explosivo contemporáneo, clima húmedo a subhúmedo y tectónica sinsedimentaria. En este sentido, los movimientos transcurrentes con componente vertical según fallas marginales, generaron el espacio para el relleno inicial del depocentro, caracterizado por sistemas fluviales proximales de alta energía. El ulterior desarrollo de una megasecuencia granodecreciente se atribuye a efectos combinados de retroceso y denudación de áreas circundantes, ascenso del nivel de base y rápida subsidencia cuencal. La etapa póstuma de evolución, está marcada por reactivación tectónica e intensificación del vulcanismo explosivo, posiblemente relacionado con la formación de calderas (Spalletti, 1995 a y b).

### Edad

En dos niveles de la Formación Puesto Viejo se ha identificado una fauna diversa de vertebrados atribuidos por Bonaparte (1966) y Casamiquela (1972) al Triásico temprano a medio. En tanto, en su cuadro estratigráfico, Báez et al. (1993) la asignan con dudas al Scythiano (Eotriásico). Sobre la base de microfloras continentales, Ottone y García (1991), Zavattieri y Papú (1993) y Zavattieri (1995) coinciden en asignarla al Triásico temprano, señalando similitudes con la biozona de Opperl en Australia. Por su parte, Morel y Artabe (1993) consideran que restos de lycophytas identificados en estratos fluviales pertenecen a la Flora de *Pleuromeia*.

## CUENCA CUYANA

Las sedimentitas triásicas de la cuenca Cuyana están bien expuestas en el norte de la provincia de Mendoza, y se extienden en el subsuelo con rumbo submeridional hasta la latitud de la ciudad de General Alvear, mientras que hacia el norte se distribuyen por el ámbito precordillerano hasta la

latitud de las localidades de Barreal - Calingasta, en la provincia de San Juan (Kokogian y Mancilla, 1989).

## SECTOR MENDOCINO DE LA CUENCA CUYANA

En el sector mendocino, Kokogian et al. (1993), reconocen diferentes subcuencas o depocentros, parcial o totalmente desconectados en la etapa inicial del relleno y que habrían estado conectados en la etapa póstuma de evolución. Esto puede afirmarse para los depocentros Cacheuta - Tupungato, Ñacuñán, Jagüel - La Esperanza, Los Tordillos, General Alvear; pero no es tan claro para Las Peñas y Paramillo de Uspallata.

Numerosos son los estudios geológicos referidos a este sector de la cuenca, muchos de ellos vinculados con la actividad petrolera, correspondiendo los últimos trabajos de síntesis a Kokogian y Mancilla (1989), Morel (1991, 1994) y Kokogian et al. (1993).

La cuenca Cuyana ha sido caracterizada como un rift, relacionado con un modelo de cizalla simple ubicado como otras cuencas triásicas (Ischigualasto, Marayes, etc), en áreas cercanas al cratón y controladas por suturas de los terrenos acrecionados durante el Paleozoico (Ramos y Kay, 1991). La generación de estos rifts se habría producido durante una extensión generalizada del margen SO de Gondwana a principios del Triásico, en especial en los sectores recientemente acrecionados.

### Estratigrafía

Las sedimentitas triásicas de este sector son conocidas como *Grupo Uspallata* (Stipanovic, 1979), constituido por las *Formaciones Río Mendoza, Cerro de Las Cabras, Potrerillos, Cacheuta y Río Blanco*. Posteriormente Kokogian et al. (1989 y 1993), analizaron el relleno sedimentario de la cuenca desde el punto de vista secuencial, definiendo, en el último de los trabajos, un esquema estratigráfico conformado por cuatro unidades estratigráficas mayores, a las que denominan «Conjuntos de Secuencias». En los términos basales, se ubican los Conjuntos de Secuencias Las Peñas Inferior y Superior relacionados a la apertura de la cuenca (sinrift I); luego un Conjunto de Secuencias Potrerillos - Cacheuta (sinrift II) y un último Conjunto de Secuencias, Río Blanco (*Sag*). Estos Conjuntos de Secuencias desde el punto de vista litoestratigráfico se corresponden, parcialmente, con las unidades del Grupo Uspallata.

### Conjuntos de Secuencias Las Peñas Inferior y Superior

Estos dos Conjuntos de Secuencias se tratan de forma unificada por corresponder a una misma etapa de evolución de la cuenca (sinrift I) y por presentar similares ambientes de depositación.

Litoestratigráficamente los sedimentos de estos Conjuntos de Secuencias incluyen a las *Formaciones Río Mendoza y Cerro de Las Cabras*, y constituyen el relleno inicial de los depocentros. Por esta razón muestran una distribución areal más restringida que las unidades ulteriores. Se apoyan en discordancia sobre el basamento cristalino pampeano, calizas cambro - ordovícicas, sedimentitas marinas devónicas (Formación Villavicencio) y el complejo volcánico - sedimentario del Grupo Choyoi. El límite superior es una discordancia regional que la separa del Conjunto de Secuencias Potrerillos-

Cacheuta. Cabe acotar que esta relación puede ser visualizada en ocasiones como una pseudoconcordancia, pero siempre está relacionada con cambios litológicos sumamente importantes que por supuesto están asociados con los cambios de ambientes sedimentarios que se verifican por arriba y por debajo de la mencionada discordancia.

Los Conjuntos de Secuencias Las Peñas afloran en el ámbito precordillerano en las clásicas localidades de la sierra de Las Peñas, Las Higueras, Villavicencio, cerro Tundunqueral y cerro de Las Cabras; pero es en el subsuelo donde alcanzan los mayores espesores, superando los 800 m en Tupungato, 800 - 900 m en Ñacuñán, 1000 m en Jagüel - La Esperanza y 600 m en Alvear.

El ambiente de sedimentación está caracterizado por abanicos aluviales, que en la parte media desarrollan facies canalizadas de flujos tractivos y depósitos de flujo de barro y detritos en el sector apical (Kokogian y Mancilla, 1989; Kokogian et al., 1993). Los afloramientos más típicos de estos términos clásticos gruesos, que corresponden a la Formación Río Mendoza, están integrados por conglomerados y aglomerados de color pardo rojizo, con matriz arenosa e intercalaciones de areniscas conglomerádicas y tobas, y se encuentran bien expuestos en cerro Bayo de Potrerillos, sierra de las Peñas, quebrada de los Alojamientos y cerro Manantiales. Hacia las áreas internas de los depocentros los abanicos aluviales gradan a depósitos de granulometría más fina, con areniscas y pelitas de color gris verdoso y rosado, generados en ambientes fluviales efímeros y ocasionalmente entrelazados, litoestratigráficamente incluidos en la Formación Cerro de Las Cabras; en los sectores más deprimidos de los depocentros se desarrollaron ambientes de barreales o *playa lake* y cuerpos de agua semipermanentes, como en la subcuenca de Cacheuta, donde se los denomina «Intercalación Gris». Estos términos distales también han sido incluidos dentro de la Formación Cerro de Las Cabras.

#### **Conjunto de Secuencias Potrerillos - Cacheuta**

Desde el punto de vista litoestratigráfico, este conjunto corresponde a las **Formaciones Potrerillos y Cacheuta** (sinrift II). Algunos autores incluyen dentro de esta última unidad el denominado «Miembro Víctor Gris» de la Formación Río Blanco (Kokogian et al., 1989, 1993; Morel 1991, 1994).

Las secciones estratigráficas más representativas de este Conjunto de Secuencias están expuestas en el cerro Bayo de Potrerillos, cerro Cacheuta, Salagasta y Paramillo de Uspallata. No obstante, los mayores espesores se registran en subsuelo: Tupungato (1200 m), Los Tordillos (1200 m) y General Alvear (650 m).

El paleoambiente dominante del Conjunto de Secuencias Potrerillos - Cacheuta es fluvio - lacustre. Entre los sistemas fluviales, se han reconocido depósitos de redes entrelazadas, con estratificación cruda o inclinada y cuñas arenosas, características de la cumbre del cerro Bayo, norte del cerro Melocotón y arroyo Papagayos. Se identifican también facies correspondientes a cursos de mayor sinuosidad, hasta meandriiformes, representadas por cuerpos arenosos, con conglomerados basales y areniscas con estructuras entrecruzadas planares y en artesa, que en ocasiones conformaron típicas estructuras de *point bar* como las que afloran en el flanco sur del cerro Cacheuta. Estos cursos meandrosos discurrían por llanuras de inundación, representadas por cuerpos tabulares limosos y arcillosos, con intercalaciones

de bancos arenosos y tufitas producidos por fenómenos de desbordamiento. Estas facies gradan a sistemas distributarios de deltas lacustres, caracterizados por la presencia de barras de desembocadura, paleocanales distributarios y depósitos de bahía interdistributaria (Kokogian y Mancilla, 1989 ; Kokogian et al., 1993; Morel 1994), los que conforman gran parte de las secciones expuestas en Potrerillos, cerro Cacheuta, cerro Melocotón, Salagasta y Paramillo de Uspallata. Vale destacar que en el subsuelo de la subcuenca de Cacheuta, este ambiente deltaico tiene gran desarrollo y constituye las facies de interdigitación de las sedimentitas netamente fluviales de la Formación Potrerillos con las lacustres de la Formación Cacheuta.

El nivel de base de todos estos sistemas era un ambiente lacustre en el que se depositaron pelitas (arcilitas y lutitas) negras, finamente laminadas, decantadas desde suspensiones ácuas en medios moderada a fuertemente reductores, de circulación restringida, por debajo de la termoclina (Kokogian et al., 1993; Morel 1994). Las sedimentitas lacustres dominan netamente hacia los términos cuspidales de este conjunto, marcando la máxima expansión del lago hacia los sectores marginales de la cuenca.

#### **Conjunto de Secuencias Río Blanco**

Este Conjunto de Secuencias es homologable a la **Formación Río Blanco**, unidad que se caracteriza por una sucesión de psamitas y pelitas tobáceas, tobas y chonitas, de color rosado - grisáceo, gris amarillento y morado. Kokogian et al. (1993) consideran que esta secuencia se depositó en la etapa de subsidencia final de la cuenca (sag) y está separada del Conjunto de Secuencias infrayacente por una discordancia regional, la cual suele coincidir con un cambio litológico significativo que sugiere interesantes variaciones en el desenvolvimiento del relleno de la cuenca (Spalletti et al., 1995). El techo del Conjunto de Secuencias Río Blanco constituye el límite de la sedimentación triásica en la cuenca y está señalado por una discordancia, en ocasiones erosiva, que la separa de las Formaciones Barrancas (Jurásico) o Divisadero Largo (Eoceno).

El Conjunto de Secuencias Río Blanco muestra un marcado arreglo transgresivo, determinado por el desarrollo restringido de los términos inferiores y una marcada expansión de los superiores, lo que determina relaciones *onlap* con el Conjunto de Secuencias infrayacente y el basamento de la cuenca.

La unidad está bien expuesta en la localidad tipo de Potrerillos (215 m), Cacheuta (95 m), Divisadero Largo (185 m), Salagasta (100 m) y Paramillo de Uspallata (250 m), alcanzando sus máximos espesores en subsuelo: Tupungato (800 m), Jagüel - La Esperanza (900 m) y Alvear (1000 m).

El ambiente depositacional de estas unidades es fluvio-deltaico-lacustre. Estos tres ambientes se encuentran muy bien representados en los afloramientos de la secuencia basal de este Conjunto de Secuencias en la localidad clásica de Potrerillos. En ese lugar, y en un tramo no mayor de 1000 m se verifica el pasaje lateral desde un sistema fluvial con cursos anastomosados, a un ambiente deltaico marginal con depósitos de barra de desembocadura y canales distributarios y finalmente a niveles netamente lacustres. Este ambiente lacustre está presente en las secuencias más jóvenes en el sector conocido como depocentro de Tupungato; sin embar-

go, como característica general los ambientes distales están mejor desarrollados en los niveles basales del Conjunto de Secuencias, mientras que hacia los términos cuspidales domina netamente el ambiente fluvial. Este arreglo ha sido también identificado en la localidad de Divisadero Largo (Kokogian et al 1989, 1993; Spalletti et al., 1995), aunque los autores mencionados, si bien concuerdan en cuanto al ambiente sedimentario presente en la sección, no lo hacen al definir la cantidad de secuencias identificadas y el origen de las mismas.

### **Contenido fosilífero, taxonomía y edad**

La zona norte de Mendoza es una de las más conocidas desde un punto de vista paleobotánico (Cuadro 2). Entre los trabajos de síntesis se deben destacar los aportes de Stipanovic y Bonetti (1969), Stipanovic (1957, 1983), Zavattieri y Papú (1993), Morel (1991, 1994) y Morel y Artabe, 1993. Recientemente Stipanovic (en Stipanovic et al., 1996), revisó los yacimientos que proporcionaron las plantas fósiles estudiadas por Kurtz en el norte de Mendoza, especificando la ubicación geográfica y estratigráfica de los mismos y sintetizando la información paleobotánica hasta el momento publicada.

De acuerdo con los atributos de las rocas, facies sedimentarias, plantas fósiles y estructura fisionómica de la vegetación de los Conjuntos de Secuencias Potrerillos - Cacheuta y Río Blanco del sector mendocino de la Cuenca Cuyana, Morel (1991), Brea (1995) y Spalletti et al. (1995) han considerado que el régimen climático habría sido templado - cálido, estacional, con abundantes lluvias y un período seco o con déficit de humedad. Asimismo han definido que las facies sedimentarias y los paleoambientes de sedimentación han ejercido un importante control sobre la generación y características de las distintas tafocenosis.

Con respecto a las edades de estas unidades, podemos decir que aunque no existe un acuerdo absoluto, los aportes más recientes (Stipanovic, 1983; Stipanovic et al., 1996; Morel 1991, 1994 y Morel y Artabe 1993), reconocen para la Formación Río Mendoza una edad eotriásica tardía; Formación Cerro de Las Cabras, Eotriásico tardío - Mesotriásico temprano; Formación Potrerillos, Mesotriásico tardío - Neotriásico temprano; Formación Cacheuta, Neotriásico temprano y Formación Río Blanco, Neotriásico tardío.

## **SECTOR SANJUANINO DE LA CUENCA CUYANA**

### **Alta Cordillera de San Juan**

Recientemente, nuevos afloramientos asignados al Triásico fueron descritos en el flanco occidental del Cordón del Espinacito por Álvarez et al. (1994). Los mismos fueron agrupados bajo la denominación de **Formación Rancho de Lata**, la cual está constituida por 400 m de rocas epiclásticas y piroclásticas que apoyan sobre el Grupo Choiyoi y son cubiertas por términos marinos asignados al Pliensbachiano (Álvarez et al., 1994).

El ambiente de sedimentación propuesto para esta secuencia es continental, fluvial y lacustre con fuerte influencia de aporte piroclástico, con brechas ignimbríticas, tobas de flujo y tobas de caída. Los depósitos lacustres están represen-

tados por arcilitas y limolitas, con alto contenido orgánico e intercalaciones de pelitas calcáreas con microflora. Es común también la presencia de estromatolitos.

Desde un punto de vista paleontológico pueden diferenciarse dos asociaciones: una inferior con Flora de *Dicroidium* junto a una microflora compuesta por granos de polen de tipo *Alisporites/Pteruchipollenites* y una asociación superior con Flora de *Otozamites* y microflora con abundante presencia de *Classopolis* (Álvarez et al., 1994).

Tomando en cuenta el contenido paleontológico, los mencionados autores asignan a la Formación Rancho de Lata un rango de edad desde Triásico medio-superior al Jurásico inferior más bajo.

## **DEPOCENTROS DE LA PRECORDILLERA OCCIDENTAL SANJUANINA**

Los afloramientos de sedimentitas triásicas de la Precordillera Occidental sanjuanina se ubican en dos regiones: Barreal - Calingasta, a lo largo del flanco oriental del valle del río de Los Patos, y en Rincón Blanco, una depresión estructural localizada en la sierra del Tontal. En todo este ámbito, el registro triásico se dispone en discordancia angular sobre lutitas, grauvacas y diabasas del Paleozoico inferior y es cubierto en forma también discordante por clásticos cenozoicos.

Según Kokogian et al. (1993) y López Gamundi (1994), estos depósitos representan a la porción septentrional de la cuenca Cuyana. El último autor citado considera que la configuración de esta cubeta es la de un hemigraben fuertemente asimétrico, con su rampa ubicada al oeste y el margen fallado activo hacia el este. En este marco, las sucesiones de Barreal - Calingasta corresponden a la rampa del hemigraben y se caracterizan por un escaso relieve relativo con tasa de subsidencia baja, mientras que las de Rincón Blanco, con espesores singularmente elevados, constituyen el registro sedimentario del flanco tectónicamente activo.

### **SECTOR DE BARREAL - CALINGASTA**

Los rasgos generales y ordenamiento estratigráfico de este depocentro han sido provistos por numerosas contribuciones, debiéndose destacar entre ellas los trabajos de síntesis realizados por Groeber y Stipanovic (1953), Stipanovic (1972, 1979, 1983), Stipanovic y Bonetti (1969).

### **Estratigrafía**

En la región de Barreal - Sorocayense este conjunto fue formalmente dividido por Stipanovic (1957, 1972, 1979) y Stipanovic y Bonetti (1969) en las **Formaciones Barreal, Cortaderita y Cepeda**, mientras que algo más al norte, en El Alcázar e Hilario, se reconocen las **Formaciones Agua de los Pajaritos, El Alcázar e Hilario** (cf. Stipanovic, 1979).

De acuerdo con el mencionado autor, la **Formación Barreal** (180 - 216 m) se compone de una sucesión arenoso-conglomerática en la base y culmina con términos pelíticos (limolitas tobáceas y arcilitas bentoníticas) entre las que se intercalan niveles delgados de tobas, areniscas y conglomerados lenticulares. La **Formación Cortaderita** (197 - 216 m) está caracterizada por arcilitas bentoníticas oscuras con niveles tobáceos, limolíticos y arenosos de color rosado; la suce-

sión remata con una potente sección rosada de areniscas tobáceas, areniscas gruesas y conglomerados. Por su parte, la **Formación Cepeda**, con un espesor superior a los 240 m, se compone de capas rojas conglomerádicas y de areniscas gruesas que culminan con términos predominantemente pelíticos y tobáceos.

Más al norte, en las cercanías de Calingasta, el Triásico se inicia con un conjunto piroclástico de tonalidad verdosa (**Formación Agua de los Pajaritos**, 230 m) que pasa en sentido vertical a una importante sección de tobas blanquecinas que representan al tramo basal de la **Formación El Alcázar**. Esta unidad continúa con secciones pelíticas abigarradas entre las que intercalan tufitas arenosas y conglomerádicas y tobas de caída, culminando con areniscas y tobas de tonalidades rosadas. El espesor total de la Formación El Alcázar es, según Stipanovic (1979), de 350 metros. La sucesión sedimentaria local finaliza con la **Formación Hilario**, de más de 300 m de potencia, caracterizada por su tonalidad rojiza y compuesta por clásticos semejantes a los de la Formación Cepeda.

Desde el punto de vista facial y paleoambiental, López Gamundi y Astini (1992) han efectuado un análisis del área El Alcázar- Agua de los Pajaritos, en el que proponen un modelo de sedimentación de abanico aluvial para los depósitos conglomerádicos basales (hasta 80 m) de la sucesión triásica, y lacustre para un conjunto clástico de hasta 100 m que se sobrepone al anterior. En el sistema lacustre reconocen facies profundas (lutitas y fangolitas oscuras), marginales (areniscas finas con retrabajo de olas y exposición subaérea) y de barras de desembocadura (secuencias grano y estrato crecientes de areniscas ondulíticas, entrecruzadas y conglomerados finos delgados). Estos autores también consignan que la pila sedimentaria se completa con facies fluviales.

Más recientemente, Spalletti (1995a) hace un análisis facial y arquitectural integrado, indicando que la Formación Barreal se compone de dos secuencias deposicionales constituidas por una asociación de sistemas fluviales entrelazados gravosos y gravo-arenosos, con sistemas lacustres meromícticos y holomícticos en los que se identifican depósitos profundos, de bahía marginal, marginales abiertos, de barras de desembocadura y de canales distributarios. La Formación Cortaderita se compone, a su vez, de dos ciclos progradacionales: el inferior, que se inicia con sedimentación lacustre y en barras de desembocadura y culmina con depósitos de sistema fluvial entrelazado, mientras que el siguiente comienza con facies de planicie loésica tobácea surcada por canales avulsivos y finaliza con un sistema netamente fluvial. Tras un período de reactivación acompañado por un cambio climático significativo (Fase Río Los Patos, Stipanovic, 1979), las capas de la Formación Cepeda se asignan a un ambiente de abanico aluvial que evoluciona a sistemas entrelazados y depocentros fluviales efímeros y de barreales, para terminar con una nueva etapa de reactivación dominada por depósitos fluviales entrelazados y de flujos de detritos. Respecto a las secciones más septentrionales (Hilario - El Alcázar), se encuentran elementos que permiten una clara correlación, a excepción del tramo inferior donde los depósitos fluviales - lacustres basales son reemplazados por facies de flujos piroclásticos y de planicie tobácea asociada con fajas de meandros.

## Edad

La paleoflora encontrada en estas sucesiones sedimentarias ha sido estudiada por diversos autores (véase Stipanovic, 1979) y reanalizada en recientes investigaciones de Artabe et al. (1995a) y Ganuza et al. (1995b). Un listado general de los taxa presentes en la quebrada de la Cortaderita se muestra en el Cuadro 3. Sobre la base del material fosilífero, el Grupo Sorocayense ha sido asignado por Stipanovic (1979) al lapso Mesotriásico tardío a Neotriásico.

Vale destacar que desde el punto de vista paleoecológico, Artabe et al. (1995 a) han descripto en la Formación Cortaderita un estrato fosilífero en el que definen tres comunidades: una de bosque *in situ* mesoxeromórfico y con dos estratos arbóreos correspondiente a ambiente fluvio-deltaico, otra monoespecífica (*Neocalamites* sp.) de áreas anegadizas situadas en márgenes lacustres, y una tercera de bosque con estratos arbóreo y herbáceo-arbustivo. Por su parte, Zamuner et al. (1995) hacen lo propio en otro estrato fosilífero de la Formación El Alcázar y definen otras tres paleocomunidades, las que se asignan respectivamente a un bosque abierto de corystospermales con troncos *in situ* y caídos, la segunda pauciespecífica de carácter herbáceo-arbustivo y la última, monotípica (equisetales) que corresponde a zonas litorales bajo la influencia de inundaciones periódicas.

## SECTOR DE RINCÓN BLANCO

### Estratigrafía

Para los depósitos triásicos conocidos como **Grupo Rincón Blanco** (Borrello y Cuerda, 1965), Stipanovic (1972, 1979, 1983) ha propuesto un esquema estratigráfico, en el que de base a techo se reconocen las **Formaciones Ciénaga Redonda** (250 m), **Cerro Amarillo** (150 a 500 m), **Portezuelo** (100 a 290 m), **Carrizalito** (130 a 150 m) y **Casa de Piedra** (200 m). Debe señalarse que un rasgo peculiar de estas unidades es su fuerte variabilidad lateral en potencia. Recientemente, López Gamundi (1994) ha indicado que los espesores del conjunto alcanzan los 2.300 metros.

Stipanovic (1979) caracteriza a la **Formación Ciénaga Redonda** como una potente sucesión de conglomerados macizos de tonalidad gris a rojiza, con procedencia del sustrato local. Continúan areniscas y conglomerados bayos a grises verdosos de la **Formación Cerro Amarillo**, seguidos por una nueva psefita rojiza (**Conglomerado Panul** de Borrello y Cuerda, 1965) que pasa a una sucesión predominantemente arenosa con intercalaciones de lutitas y conglomerados lenticulares (**Formación Portezuelo**). Estos términos son cubiertos por lutitas bituminosas de la **Formación Carrizalito**, la que es seguida por nuevos conglomerados y areniscas entrecruzadas grises con niveles de piroclastitas de caída que corresponden a la **Formación Casa de Piedra**.

Como se mencionara, el Grupo Rincón Blanco representa el registro sedimentario del flanco fallado activo del hemigraben triásico (López Gamundi, 1994). De acuerdo a este autor, los depósitos gruesos basales, cuyos espesores superan los 1.100 m, se componen de un apilamiento de conglomerados fluviales y de flujos de detritos generados en ambientes de abanico aluvial (alimentado desde el margen oriental de la cuenca) y de planicies entrelazadas. Los depósitos lacustres sobrepuestos son también potentes, ya que alcanzan los 200

m, y están representados en su mayor parte por lutitas bituminosas cuencales. El tercio superior de la columna triásica muestra la transición desde facies lacustres a fluvio deltaicas y de abanico aluvial distal, lo que es interpretado en términos de decrecimiento gradual en el espacio de acomodación de la cuenca.

### Edad

Desde el punto de vista paleontológico, la megaflore está pobremente representada en estas unidades, mientras que Bonaparte (citado por Stipanovic, 1979) ha identificado huesos de dicinodontes. Los datos más significativos provienen del estudio palinológico de Yrigoyen y Stover (1970), que permitió correlacionar a las Formaciones Portezuelo, Carrizalito y Casa de Piedra con las Formaciones Potrerillos, Cacheuta y Río Blanco de la Cuenca Cuyana. Las unidades citadas han sido asignadas por Yrigoyen y Stover (1970) y Stipanovic (1979) al Neotriásico.

## CUENCAS DE SAN LUIS

Los sedimentos triásicos de la provincia de San Luis están depositados en tres subcuencas principales: Beazley, Las Salinas y Mercedes (Yrigoyen et al., 1989), conociéndose muy poco de la última habida cuenta de la falta de pozos en la misma.

Todas ellas constituyen cuencas extensionales, labradas en el basamento pampeano y en general son de tipo hemigraben, elongadas en sentido NO-SE. El espesor sedimentario total de dichas cuencas varía entre 3500 m en la de Mercedes y 4000 m en las de Beazley y Las Salinas (Yrigoyen et al., 1989).

En la cuenca de Beazley, el Triásico muestra características similares a aquellas presentes en la cuenca Cuyana, pudiéndose reconocer todas las unidades correlacionables con las Formaciones Cerro de Las Cabras, Potrerillos, Cacheuta y Río Blanco.

El espesor máximo registrado de Triásico es de 851 m (Yrigoyen et al., 1989) siendo manifiesto el acuñaamiento que la secuencia presenta hacia los márgenes de la cuenca. Sin embargo, hacia el sudoeste la secuencia triásica más joven (Formación Río Blanco) traslapa sobre los niveles de basamento y mantiene continuidad física con los depósitos de la subcuenca de Los Tordillos.

Como rasgo distintivos respecto de los depocentros desarrollados en el sector mendocino, se mencionan la presencia de bancos calcáreos, seguramente de ambiente lagunar, que alternan con los depósitos clásticos de la Formación Cerro de Las Cabras. Situaciones similares a ésta pueden ser observadas para la misma unidad en la

zona de Santa Clara, donde se desarrollan facies lacustres con abundantes capas estromatolíticas (Kokogian y Mancilla, 1989).

Afloramientos correspondiente a esta cubeta se encuentran ubicados hacia el norte, en la zona de la sierra de Guayaguas, que constituye el flanco sur de la cuenca de Las Salinas, y en la zona de Marayes, donde han sido considerados como desarrollados en un depocentro independiente.

Los sedimentos triásicos de la cuenca de Beazley han sido asignados, por la microflora, al Triásico medio a superior (Yrigoyen et al., 1989).

## DEPOCENTRO DE MARAYES - EL CARRIZAL

En el extremo suroeste y sur de la sierra de la Huerta y en la sierra de las Imanas (San Juan), aparece un nuevo conjunto de sedimentitas triásicas denominado *Grupo Marayes* (Bossi, 1975). Estos depósitos yacen sobre el basamento cristalino pampeano y son cubiertos (discordancia erosiva mediante) por sedimentitas cretácicas asignadas al Grupo del Gigante. Según Bossi (1975), el Grupo Marayes tiene un espesor total de 2.300 m y se divide -de base a techo- en las Formaciones Esquina Colorada, Carrizal y Quebrada del Barro.

La *Formación Esquina Colorada* (450 a 550 m de potencia) está compuesta por una sucesión marcadamente granodecreciente que comienza con conglomerados imbricados y textura clasto-soporte, junto a diamictitas, todos con fenoclastos metamórficos, y culmina con depósitos predominantemente arenosos, macizos y entrecruzados entre los que se intercalan niveles tobáceos.

La *Formación Carrizal*, de 100 a 350 m de espesor, se compone de areniscas finas carbonosas, areniscas conglomeráticas y conglomerados que alternan con secciones de pelitas oscuras y mantos de carbón. Estos depósitos han sido atribuidos por Bossi (1975) a un ambiente fluvial anastomosado, aunque no descartamos que haya tramos generados enteramente en sistemas lacustres. Esta unidad porta restos paleoflorísticos del Triásico tardío, reconocidos y estudiados entre otros por Stipanovic (1957) y Herbst y Lutz (1993), así como material polínico (Yrigoyen y Stover, 1970) y restos de reptiles (Bossi, 1975).

Por último, la *Formación Quebrada del Barro*, con un espesor de hasta 1.400 m, testimonia un episodio de reactivación tectónica, ya que se compone de conglomerados finos a medianos con intercalaciones de areniscas macizas y de diamictitas. Bossi (1975) asigna esta unidad también al Triásico, y considera que representa a depósitos de un sistema aluvial proximal de conos coalescentes.

### CUADRO 2. CONTENIDO PALEOFLORÍSTICO DE LOS GRUPOS USPALLATA Y TRONQUIMALAL

A. Grupo Uspallata; 1) Formación Cerro de Las Cabras en el cerro de Los Baños (f1); todo el material asignado por Frenguelli (1948) a la Formación Cerro de Las Cabras y depositado en la Colección Paleobotánica del Museo de La Plata fue revisado a los efectos de depurar las listas florísticas; los ejemplares descriptos en el cerro Bayo de Potrerillos podrían corresponder, considerando la litología de las rocas portadoras, a la Formación Potrerillos o Cacheuta; el material correspondiente al cerro de Los Baños es atribuido tentativamente a esta Formación y fue revisado y redeterminado en este trabajo (f1+); 2) Formación Potrerillos en el cerro Cacheuta (f, m) y en Agua de la Zorra (b); 3) Formación Cacheuta en el cerro Cacheuta; 4) Formación Río Blanco en el cerro Cacheuta (m), en Divisadero Largo (s) y en Agua de la Zorra (a1); B. Grupo Tronquimalal; 5) Formación Chihúiu; 6) Formación Llantenes; a) Artabe et al. (1995b); a1) Artabe et al. (1994a); b) Brea (1995); e) Menéndez (1951); f1) Frenguelli (1944); f) Frenguelli (1948); m) Morel (1993); s) Spalletti et al. (1995). Los signos de interrogación hacen referencia a material que fue determinado con algún grado de duda por parte de los distintos autores aquí mencionados.



TAXA	A				B	
	1	2	3	4	5	6
Muscites guescelini Townrow		m				
Pleuromeia sp.		b	m			
Neocalamites carrerei (Zeiller) Halle	f1+	m b	m			
Neocalamostachys sp A.		b				
Nododendron suberosum Artabe y Zamuner		m b				
Equisetites fertilis (Frenguelli) Frenguelli		m				
Phyllothea australis Brongniart		m				
Asterothea truempyi Frenguelli		m				
Cladophlebis antarctica (Nathorst) Halle					e	
C. copiosa Frenguelli		f m				
C. denticulata (Brongniart) Fontaine					e	
C. grahami Frenguelli				m		
C. kurtzi Frenguelli		m b				e?
C. mendozaensis (Geinitz) Frenguelli		m b			e	
C. mesozoica Kurtz		m b				
C. oblonga Halle					e	e a
Lobifolia dejerseyi Retallack		m				
Dictyophyllum (T.) chihuiensis (Menéndez) Herbst					e	
D. (T.) tenuiserratum (Menéndez) Herbst					e	a
Sphenopteris membranosa Feistmantel					e	
Dicroidium crassum (Menéndez) Petriella		m		s	e a	e a
D. incisum (Frenguelli) Anderson & Anderson					a	
D. lancifolium var. lancifolium (Morris) Gothan			m			
D. lancifolium var. lineatum (Tenison-Woods) Retallack			m		a	e a
D. odontopteroides var. moltenense Retallack		m	m			
D. odontopteroides var. obtusifolium Johnston		m	m			
D. odontopteroides var. odontopteroides (Morris) Gothan		m	m		a	e a
D. odontopteroides var. remotum (Szajnocha) Retallack			m			a
D. pinnis-distantibus (Kurtz) Frenguelli			m			e
Dicroidium sp.	f1+					
Zuberia feistmantelii (Johnson) Frenguelli	f1+		m		a	a
Z. zuberi (Szajnocha) Frenguelli			m	m		a
Johnstonia coriacea (Johnston) Walkom		m	m			
J. stelzneriana (Geinitz) Frenguelli		m	m		e	
Xylopteris argentina (Kurtz) Frenguelli		m	m		e	e
X. elongata (Carruthers) Frenguelli		m		s	e	e a
Pteruchus simmondsi (Shirley) Thomas emend. Townrow		m	m			
P. sp.		m				
Umkomasia cacheutensis Frenguelli			p m			
U. sp.		p m				
Rhexoxylon sp.				a 1		
tronco corystospermoide		b				
Lepidopteris stormbergensis (Seward) Townrow		m				
Antevsia extans (Frenguelli) Townrow		m				
Fanerothea dichotoma Frenguelli			f m			
Pachydermophyllum dubium (Burges) Retallack		m				
P. pinnatum (Walkom) Retalck		m				a
P. praecordillerae (Frenguelli) Retallack		m			e	
Sagenopteris longicaulis du Toit		m				
Nilssonia taeniopteroides Halle			m			
N. princeps (Oldham & Morris) Seward						e
N. sp.						e
Pseudoctenis carteriana (Oldham) du Toit					a	a
P. falconeriana (Morris) Bonetti			m			
Ctenis takamiana Oishi & Huzioka						e
Kurtziana brandmayri Frenguelli	f1	m				
K. cacheutensis (Kurtz) Frenguelli			m			
Yabeiella brackebuschiana (Kurtz) Oishi		m	m		e	
Y. mareysiaca (Geinitz) Oishi	f1+	m	m		e	
Y. spathulata Oishi		m				
Y. wielandi Oishi		m				
Taeniopteris arctica ? Heer						e
T. daintrei Mc Coy	f1					
T. densinervis Menéndez					e	
T. stenophylla Kryshstofovich					e	e
T. plicatella (Solms) Menéndez (=Copiapea plicatella)						e
T. sp.						e
Linguifolium arctum (=L. llantenense) Menéndez					e a	e a
L. lilleanum Arber			m			
L. tenison-woodsii (=L. diemenense)(Etheridge) Retallack					e a	ea
L. steinmannii (Solms-Laubach) Frenguelli			m			a
Baiera africana Baldoni					e a	a
B. cuyana Frenguelli		m		s?		
B. furcata (Lindley & Hutton) Braun						a
B. rolleri Frenguelli		m				
B. sp.						e
Sphenobaiera argentinae (Kurtz) Frenguelli		m	m			
Ginkgoites truncata Frenguelli		m				
G. sp.		m				
Ginkgoidium bifidum Frenguelli		f				
G. nathorsti Yokoyama						e
Ginkgophytopsis lacerata (Arber) Retallack					e a	e a
Czekanowskia rigali Frenguelli		f		s?		
C. sp.			f			
Feruglia samaroides Frenguelli		f m	f m			
Phacolepis mendozana Frenguelli			f m			
Heidiphyllum elongatum (Morris) Retallack	f1+	f m	m	s		e a
Podozamites lanceolatus (Lindley & Hutton) Broun						e
Cycadocarpidium andium Frenguelli		m	m			
C. majus (Wieland) Frenguelli		m				
C. minus (Wieland) Frenguelli		m	m			
Telemachus elongatus Anderson		m				
T. lignosus Retallack		m				
Walkomia primula Frenguelli	f1					
Elatocladus plana (Feistmantel) Seward			m			
Araucarioxylon sp.		b				e
Carpolithus mackayi Arber						a
Cordaicarpus sp.			m	s		a

## CUENCA DE ISCHIGUALASTO - VILLA UNIÓN

La cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión está ubicada entre los 67°30' y 68°30' de longitud oeste y los 29°15' y 30°30' de latitud sur. Se trata de una depresión elongada en sentido NO-SE, de tipo extensional con una marcada geometría de hemigraben (Milana y Alcober, 1995). Esta cuenca se encuentra limitada al oeste por el lineamiento de Valle Fértil, que constituye el margen activo del hemigraben; el margen pasivo estaría representado por los afloramientos de Zanja de la Viuda, Agua de los Burros y Las Tucumanesas por el norte, el área de la sierra de Los Tarjados marcaría el límite este y la zona de La Torre-El Chiflón el límite sur (Stipanovic y Bonaparte, 1979). Los sedimentos triásicos de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión se encuentran muy bien desarrollados en el subsuelo de los bolsones del Bermejo y Pagancillo, y en los extensos afloramientos del cerro Bola - Hoyada de Ischigualasto.

Las primeras referencias sobre la existencia de rocas triásicas en esta área datan de principios de este siglo, debiéndose mencionar los trabajos de síntesis, geológicos y paleontológicos, realizados por Frenguelli (1948), Groeber y Stipanovic (1953), Stipanovic (1957, 1983), Bossi (1971), y Stipanovic y Bonaparte (1972, 1979). Debemos destacar que en los últimos años se realizaron importantes aportes referidos a la evolución sedimentaria de la cuenca (Kokogian et al., 1987; López Gamundi et al., 1989). Recientemente, Milana y Alcober (1995), proponen un esquema tectosedimentario en el que agrupan de forma diferente los distintos ciclos según su relación genética.

### Estratigrafía

La columna estratigráfica triásica de la cuenca de Ischigualasto - Villa Unión ha sido objeto de distintas interpretaciones. Usualmente se considera que está compuesta por dos unidades estratigráficas bien diferenciadas entre sí: el conjunto integrado por las Formaciones Talampaya-Tarjados (Roemer, 1966) y el Grupo Agua de la Peña (Bossi 1971), conformado -a su vez- por las Formaciones Chañares, Ischichuca, Ischigualasto y Los Colorados.

El esquema tectosedimentario propuesto por Milana y Alcober (1995) reconoce dos sistemas de relleno, cada uno de los cuales está compuesto por una etapa de sinrift y otra de postrift. El primer ciclo de sinrift está constituido por las sedimentitas de las Formaciones Talampaya, Tarjados, Ischichuca y Chañares, mientras que la Formación Los Rastros integra el correspondiente postrift. Por su parte, la Formación Ischigualasto se asigna al segundo estado de sinrift, siendo los depósitos de la Formación Los Colorados los representantes del postrift.

### Formaciones Talampaya y Tarjados

Estas unidades constituyen el relleno inicial de la cuenca. La Formación Talampaya sobreyace a términos sedimentarios del Pérmico en relación de discordancia angular, mientras que una discordancia erosiva la separa de la Formación Tarjados.

Si bien estas unidades tienen -en general- un desarrollo areal más restringido respecto de las superiores, en los sectores centrales de la cuenca, en dirección al este, el área de deposición de las mismas excede a la del Grupo Agua de la Peña.

Según Stipanovic y Bonaparte (1979), la *Formación Talampaya*, (400 m sin base expuesta) está bien representada en el río Talampaya (Puerta de Talampaya) y constituida por una sucesión en la que predominan las psamitas de grano fino de color rojo pálido. López Gamundi et al. (1989) reconocen tres secuencias depositacionales: una sección inferior, con facies de abanicos aluviales, en la que predominan los flujos de detritos, mantos de creciente, barreales y participación de niveles eólicos. En la parte media, dominan depósitos fluviales entrelazados, los que hacia la sección superior se intercalan con sedimentos eólicos, aglomerados volcánicos y cuerpos basálticos, relacionados con la apertura de la cuenca. Milana y Alcober (1995) determinaron paleocorrientes dominantes hacia el nordeste y el este, para el área de Ischigualasto.

La *Formación Tarjados* tiene su mejor exposición en la sierra de Los Tarjados al norte del río Talampaya, con un espesor máximo (385 m) en el arroyo del Agua Escondida (Stipanovic y Bonaparte, 1979). En los afloramientos más australes, dichos autores reconocen dos miembros: uno inferior con conglomerados, que hacia arriba pasan a areniscas rojas que alternan con bancos de lutitas pardo rojizas, y otro superior sólo identificado en los sectores australes de la cuenca, integrado principalmente por areniscas de tonos blanquecinos, que rematan con un nivel de flanita. Kokogian et al. (1987) caracterizan dos secuencias depositacionales con depósitos conglomerádicos y arenosos de origen aluvial, con alguna participación eólica, y relaciones discordantes en su base y techo.

### Grupo Agua de la Peña

#### Formación Chañares

La ubicación estratigráfica de esta unidad está sujeta a diferentes interpretaciones. En algunos sectores de la cuenca se apoya en discordancia sobre depósitos infrayacentes, en otros presenta un conspicuo nivel de silicificación, vinculado con actividad hidrotermal (Stipanovic y Bonaparte, 1979) o interpretado como un nivel de silcrete que representaría un intervalo con muy escasa o nula acumulación (Milana y Alcober, 1995). Esta superficie determina la presencia de una considerable discontinuidad estratigráfica.

Es en la quebrada de Ischichuca donde la Formación Chañares está compuesta por conglomerados con clastos volcánicos, y matriz tobácea, que gradan verticalmente a areniscas y pelitas rojizas. Estos depósitos fueron interpretados como eventos mantiformes generados por flujos de detritos y de barro volcánicos. En esta localidad, el conjunto es cubierto, mediante una marcada discontinuidad estratigráfica, por los términos pelíticos de la Formación Ischichuca (Kokogian et al., 1987).

Por su parte, Milana y Alcober (1995) consideran que esta entidad conforma una única subsecuencia con los depósitos de la Formación Ischichuca con los que interdigita lateral y verticalmente, constituyendo en realidad facies marginales del sistema. Los mismos autores indican que, en áreas donde las facies lacustres de la Formación Ischichuca no se depositaron, la entidad es sobrepuesta directamente por las areniscas verdosas y pelitas carbonosas de la Formación Los Rastros. Sin embargo, esta relación con las sedimentitas suprayacentes sugeriría la posibilidad que la entidad constituya, al menos, una secuencia depositacional diferenciada, tal como lo proponen Kokogian et al. (1987).

**Contenido paleontológico de la Formación Chañares**

Arcosaurios		Proterochámpsidos	<i>Chanaresuchus bonapartei</i> Romer <i>Gualosuchus reigi</i> Romer <i>Tropidosuchus romeri</i> Arcucci
		Dinosauriomorfos	<i>Lagosuchus talampayensis</i> Romer <i>Pseudolagosuchus major</i> Arcucci <i>Marasuchus lilloensis</i> Sereno y Arcucci <i>Lagerpeton chanarensis</i> Romer
		Cocodrilotarsis	<i>Gracilisuchus stipanicicuorum</i> Romer <i>Luperosuchus fractus</i> Romer <i>Lewisuchus admixtus</i> Romer
Terápsidos			
Cinodontes			
		Traversodóntidos	<i>Massetognathus major</i> Romer <i>Massetognathus pascuali</i> Romer <i>Massetognathus teruggii</i> Romer <i>Megagamphodon oligodens</i> Romer
		Chinicuodóntidos	<i>Probelesodon lewisi</i> Romer <i>Probelesodon minor</i> Romer
		Probainognátidos	<i>Probainognathus jenseni</i> Romer
Dicinodontes			
		Stahleckeridos	<i>Dinodontosaurus brevirostris</i> Cox <i>Dinodontosaurus platygnathus</i> Cox <i>Chanaria platyceps</i> Cox
		Kannemeyeridos	gen. et sp. indet.

**Formaciones Ischichuca - Los Rastros**

Las Formaciones Ischichuca - Los Rastros, según López Gamundi et al. (1989), incluyen distintas facies y representan diferentes situaciones paleogeográficas de un mismo sistema depositacional. Sin embargo, otros autores consideran que ambas unidades corresponden a distintos eventos tectosedimentarios, asignando la Formación Ischichuca a la etapa de sinrift y la Formación Los Rastros al post-rift correspondiente (Milana y Alcober, 1995).

La **Formación Ischichuca** está integrada por importantes espesores de pelitas negras (facies lacustres), conjuntamente con facies distales o de prodelta, y de los frentes deltaicos. Estas últimas están representadas por "parasecuencias" de barras de desembocadura que avalan una profundidad máxima del lago de 25 m (López, 1995). La unidad así definida alcanza un espesor

de 100 m en la entrada al parque de Ischigualasto, 250 m en La Peña y río Ischigualasto, llegando a 400 - 450 m en la quebrada de Ischichuca. Como esta Formación está constituida por facies distales del sistema fluvio - deltaico - lacustre, su presencia no se registra en el área marginal de la cuenca (sierra de Los Tarjados).

La **Formación Los Rastros** está representada por facies predominantemente arenosas que se asignan a los ambientes deltaicos y fluviales del sistema. El contacto con la unidad infrayacente es transicional, mientras que en su techo una discordancia estratigráfica la separa de la Formación Ischigualasto. Sus espesores máximos se ubican en las quebradas de Ischichuca (500 m) y de La Peña (300 m), disminuyendo hacia el este - nordeste.

En los tramos inferiores predominan las facies pelíticas, mantos de carbón y cuerpos de arena no canalizados. Estos depósitos corresponden, en su mayoría, a llanuras

**Contenido paleontológico de las Formaciones Ischichuca-Los Rastros**

## Paleovertebrados:

*Myrilepis elongatus* Cabrera 1944 (pez paleonisciforme)

## Invertebrados:

*Estheria* sp (posiblemente del género *Cyzycus*)

*Palacomutela gelabra* Frenguelli (Pelecípodo de agua dulce)

*Palacomutela occidentalis* Freng

## Icnitas:

*Rigalites ischigualastianus* V. Huene

*Huellas tridáctilas inéditas*

*Contenido paleontológico (vertebrados) de la Formación Ischigualasto*

Grupo	Especie	Hábitat
I. Anfibios		
Laberintodóntidos:	<i>Promastodonsaurus bellmani</i> Bonaparte	acuático (ribereño)
Capitosáuridos:	<i>Pelorocephalus ischigualastensis</i> Bonaparte	acuático (palustre)
Chigutisáuridos:		
II. Reptiles		
Lepidosaurios:		
Rincosaurios:	<i>Scaphonix sanjuanensis</i> Sill	planicie de inundación
Arcosaurios:	<i>Proterochampsia barrionuevoi</i> Reig	acuático (ribereño)
Proterochámpsidos:	<i>Chanaresuchus</i> sp. nov. Sill et al.	acuático (ribereño)
Cerritosáuridos:	<i>Aetosauroides scagliai</i> Casamiquela	planicie de inundación
Stagonolépidos:	<i>Saurosuchus galilei</i> Reig	planicie de inundación
Rauisúquidos:	Poposauridae nov. Alcober et al.	planicie de inundación
Poposáuridos:	<i>Trialestes romeri</i> Bonaparte	planicie de inundación, ribereño?
Esfenosuquios:	<i>Venaticosuchus rusconii</i> Bonaparte	tierras altas?
Ornitosuquios:		
Dinosaurios:		
Terópodos:	<i>Herrerasaurus ischigualastensis</i> Reig	planicie de inundación
	<i>Ischisaurus cattoi</i> Reig (*)	planicie de inundación
	<i>Freguelisaurus ischigualastensis</i> Novas (*)	tierras altas?
	<i>Eoraptor lunensis</i> Sereno et al.	planicie de inundación
Ornitisquios:	<i>Pisanosaurus mertii</i> Casamiquela	tierras altas?
Terápsidos:		
Cinodontes:	<i>Ischignathus sudamericanus</i> Bonaparte	planicie de inundación
Traversodóntidos:		
	<i>Exaeretodon argentinus</i> (Cabrera) Bonaparte	planicie de inundación
	<i>Exaeretodon frenguelli</i> Cabrera (**)	planicie de inundación
	<i>Proexaeretodon vincei</i> Bonaparte (**)	planicie de inundación
	cf. <i>Chinicuodon theotonicus</i> Huene	planicie de inundación
Chinicuodóntidos:	<i>Probelesodon sanjuanensis</i> Martínez et al.	planicie de inundación
	<i>Ecteninion lunensis</i> Martínez et al.	planicie de inundación
Dicinodontes:	<i>Ischigualastia jenseni</i> Cox	planicie de inundación, ribereño?
Kannemeyéridos:		planicie de inundación, ribereño?

(\*) Propuestos como sinonimia de *Herrerasaurus ischigualastensis* (Novas, 1994).(\*\*) Propuestos como sinonimia de *Exaeretodon argentinus* (Hopson y Kitching, 1972).

deltaicas bajas, con asociaciones de barra de desembocadura, canal distributivo, de bahía interdistributaria y de desbordamiento o rotura de albardón. En la sección superior predominan depósitos fluviales, con cuerpos canalizados arenoso - conglomerádicos, con estratificación entrecruzada planar y en artesa. Esta última es marcadamente progradacional, con un sensible aumento de las fracciones arenosas y conglomerádicas. Uno de estos niveles corresponde al denominado «Conglomerado de la Peña», que ha sido incluido indistintamente en la Formación Los Rastros (Frenguelli, 1948; López Gamundi et al., 1989), y en la Formación Ischigualasto (Yrigoyen y Stover, 1970; Milana y Alcober, 1995).

#### **Formación Ischigualasto**

Esta Formación está bien expuesta en el cerro Bola, donde Yrigoyen y Stover (1970) midieron 900 m de espesor,

disminuyendo a 600 m en La Chilca, 540 m en El Salto, 320 m en el río de la Peña y 200 m en Talampaya. La secuencia está dominada por elementos finos, arcilitas y tobas grises y grises verdosas, donde se intercalan bancos de areniscas lenticulares y lentes de arcilitas carbonosas y carbón (Stipanovic y Bonaparte, 1979).

La base de la unidad está definida por una discontinuidad estratigráfica. Milana y Alcober (1995) consideran que la misma corresponde a una segunda etapa de sinrift en la cuenca, la cual estaría avalada por la presencia de mantos basálticos. Los mismos autores incluyen el «Conglomerado de la Peña» como base de la Formación Ischigualasto; este criterio está avalado por más de un centenar de mediciones de paleocorrientes que coinciden con las medidas para la Formación Ischigualasto (O-SO). El techo está relacionado con una discontinuidad estratigráfica mayor, asociada con un cambio climático o ambiental de importancia. También se la describe como una discordancia angular (Yrigoyen y Stover, 1970;

#### **Contenido paleontológico (paleovertebrados) de la Formación Los Colorados**

<b>Grupo</b>	<b>Especie</b>	<b>Hábitat</b>
Reptiles:		
Arcosaurios:		
Crurotarsis:		
Stagonolépidos:	<i>Neoaetosauroides engaeus</i> Bonaparte	Herbívoros acorazados
Rauisúquidos:	<i>Fasolasuchus tenax</i> Bonaparte	Carnívoros depredadores, cuadrúpedos
Esfenosúquidos:	<i>Pseudohesperosuchus jachaleri</i> Bonaparte	Pequeños carnívoros, carroñeros?
Ornitosúquidos:	<i>Riojasuchus tenuiceps</i> Bonaparte	Ágiles carnívoros depredadores, cuadrúpedo
Protosúquidos:	<i>Hemiprotosuchus leali</i> Bonaparte	Pequeños carnívoros, cuadrúpedos
Dinosaurios:		
Plateosáuridos:	<i>Coloradia brevis</i> Bonaparte	Herbívoros, bípedos
Prosaurópodos:	<i>Riojasaurus incertus</i> Bonaparte	Grandes herbívoros, cuadrúpedos
Coelurosáuridos:	<i>Coelurosauria indet.</i>	Pequeños y ágiles carnívoros
Terápsidos:		
(reptiles mamiferoides)		
Cinodontes		
Ictidosaurios:	<i>Chalimimia musteloides</i> Bonaparte	Pequeño carnívoro, insectívoros
Tritylodontidos:	cf. <i>Tritylodon</i> sp.	Herbívoros
Dicinodontes:	<i>Jachaleria colorata</i> Bonaparte	Herbívoros, comedores de raíces?
Testudines:		
(tortugas)	<i>Testudines</i> nov. Rougier y de la Fuente	Herbívoros

Kokogian et al., 1987; López Gamundi et al., 1989); otros autores como Frenguelli (1948) y Milana y Alcober (1995) consideran que el contacto con la suprayacente Formación Los Colorados es transicional.

El arreglo general de la unidad es granocreciente, pero se conforma internamente por ciclos granodecrecientes de menor jerarquía. Estos ciclos comienzan con areniscas gruesas de base erosiva con entrecruzamiento planar y en artesa, las que pasan verticalmente a niveles limolíticos, rojizos y verdosos, con intensa bioturbación (marcas de raíces) y ocasionales niveles carbonosos y calcretos. El material tobáceo está presente en toda la secuencia. Podemos considerar que estos depósitos fueron generados por sistemas fluviales de mediana a alta sinuosidad.

### **Formación Los Colorados**

Aflora en la sierra Morada, cerros Morado y Bola y con menor extensión en la zona de Talampaya. Los espesores varían de 900 a 1000 m en la zona de Ischigualasto - Ischichuca, hasta sólo 100 m en Agua Escondida (Stipanivic y Bonaparte, 1979).

Como ya fue discutido al tratar la Formación Ischigualasto, existen varias interpretaciones respecto de la relación estratigráfica con la unidad basal. En cambio, no hay mayores discrepancias al considerar el carácter discordante con las suprayacentes Formaciones Cerro Rajado y Quebrada del Medio, ambas de edad cretácica.

La Formación Los Colorados está compuesta por areniscas rojizas de hábito tabular y laminación paralela, con intercalaciones limo - arcilíticas rojizas, más frecuentes hacia el sector superior. Aparecen también conglomerados en cuerpos canalizados en el área de la Hoyada de Ischigualasto. La unidad presenta dos ciclos, uno inferior con marcado arreglo granocreciente y uno superior granodecreciente; en el primero predomina la progradación de sistemas fluviales sobre asociaciones distales de barreal, con el desarrollo de facies canalizadas en el tope del mismo; el segundo ciclo estaría asociado con un decrecimiento paulatino de la energía del sistema, como consecuencia de la colmatación de la cuenca y la consiguiente disminución de los gradientes (Kokogian et al., 1987; López Gamundi et al., 1989).

Recientes aportes de Limarino et al. (1990) y Caminos et al. (1995) hacen referencia a sedimentitas triásicas en el tramo medio del río del Peñón, sobre la vertiente occidental de la Precordillera riojana, a unos 25 km de Jagüé. Se trata de una secuencia de capas rojas, con un espesor mínimo de 700 m, constituida por areniscas y pelitas, con escasos conglomerados, margas y tufitas.

El ambiente de sedimentación fue interpretado como fluvial de tipo meandriforme, con facies finas de llanura de inundación, muy bien desarrolladas en la base. En la sección media hay participación lacustre y en la superior aparece una secuencia arenosa de ambiente eólico (Limarino et al., 1990). Caminos et al. (1995) correlacionan estos depósitos con la Formación Los Colorados y les asignan una edad neotriásica

tardía. En tal sentido, consideran la posibilidad que constituyan la prolongación de los términos más jóvenes de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión hacia el noroeste, aunque no se descarta que se trate del relicto de una subcuenca aislada. Si bien no existen argumentos paleontológicos, Caminos et al. (1995) mencionan que los términos cuspidales de esta secuencia podrían corresponder al Jurásico más bajo, lo que determinaría una potencial correlación con las sedimentitas de la Formación Río Blanco de la cuenca Cuyana (Kokogian y Mancilla, 1989 y Kokogian et al., 1993).

### **Contenido paleobotánico y edad del Grupo Agua de la Peña**

Stipanivic y Bonaparte (1979) han resumido los antecedentes de los trabajos geológicos y paleontológicos de esta cuenca (véase el Cuadro 3). Para la Formación Ischigualasto en la Hoyada de Ischigualasto, Zamuner (1992), deduce la presencia de un bosque higro-halófito en galería. Concluye además que el ambiente físico presente durante la depositación de la secuencia es el responsable de los tipos fosilíferos generados; así, los bolsones de cutículas fueron preservados por meandros abandonados, que incorporaban en forma hipoautóctona la vegetación linderera a estos ambientes.

Con respecto a la edad de las unidades de esta cuenca, las Formaciones Talampaya y Tarjados fueron asignadas al Mesotriásico temprano; las Formaciones Ischichuca y Los Rastros al Mesotriásico tardío, Ischigualasto al Neotriásico temprano y Los Colorados al Neotriásico tardío (Stipanivic y Bonaparte, 1979). La edad reconocida para la Formación Ischigualasto coincide con las dataciones realizadas por el método Ar40/Ar39 ( $228, 5 \pm 0,3$  Ma) sobre material tobáceo (Rogers et al., 1993).

### **Nota del coordinador**

El coordinador de este Capítulo (D.A.K.) hace notar que, habida cuenta de la prolífica bibliografía relacionada con el Triásico y de la imposibilidad material de incluir la cita de todas ellas, decidió mencionar los trabajos de síntesis publicados con anterioridad, en los que se discute profusamente los aportes anteriores, y aquellos trabajos recientes que constituyen aportes novedosos al conocimiento del tema. En este trabajo de selección, posiblemente, se pueda haber incurrido en un error por omisión, el cual espero sea comprendido.

Desea además, expresar su agradecimiento explícito a todos aquellos que colaboraron en la preparación de este capítulo, ya que sin su participación el mismo hubiera resultado imposible de realizar, y muy especialmente al Dr Stipanivic por las innumerables sugerencias aportadas, y a los amigos y colegas con los que compartió tanto tiempo dedicado al estudio del Triásico. Agradece también a Norma Gómez, Patricia Cohen y Laura Fina por la ayuda recibida durante la preparación del trabajo.

### **CUADRO 3. CONTENIDO PALEOFLORESTICO DE LOS GRUPOS AGUA DE LA PEÑA Y SOROCAYENSE**

A. Grupo Agua de la Peña; 1) Formación Ischichuca 2) Formación Los Rastros; 3) Formación Ischigualasto (A. Archangelsky y Brett, 1961; A1. Archangelsky y Brett, 1963; B. Bonetti, 1966; G. Groeber y Stipanivic, 1953; S. Stipanivic y Bonaparte, 1979; Z. Zamuner, 1991. B. Grupo Sorocayense en la quebrada de la Cortaderita; 4) Formación Barreal; 5) Formación Cortaderita; nf2 y nf3 niveles fosilíferos 2 y 3 definidos por Groeber y Stipanivic, 1953. (A. Artabe et al., 1995; S1. Stipanivic, 1979).

TAXA	A			B		
	1	2	3	4	5	
					nf2	nf3
Equisetites fertilis (Frenguelli) Frenguelli		S			S1	
Equisetites sp.				S1		
Neocalamites carrerei (Zeiller) Halle	S?	G S	S			
N. ischigualasti Frenguelli		G S				
N. ramaccionii Frenguelli		G S				
Neocalamites sp.				S1	A	
Phyllothea australis Brongniart		G S			S1	
Cladophlebis antarctica (Nathorst) Halle				A		
C. kurtzi Frenguelli		G S				
C. mendozaensis (Geinitz) Frenguelli		G S		S1		S1
C. mesozoica Kurtz		G S				
Cladophlebis sp.					A	
Lobifolia deyerseyi Retallack et al., 1977				A		
Coniopteris harringtoni Frenguelli				S1		
C. walkomi Frenguelli				S1		
Chiropteris zeilleri Seward				S1		
C. barrealensis Frenguelli				S1		
Dictyophyllum (D.) tenuifolium Stipanovic & Menéndez				S1		
D.(D) castellanosi Stipanovic & Menéndez				S1		
D. (T.) barrealensis (Stipanovic & Menéndez) Herbst				S1		
Hausmania faltisiana Stipanovic & Menéndez				S1		
Dicroidium crassum (Menéndez) Petriella		G S			S1	
D. narrabeense Dun in Walkom Jacob & Jacob						S1
D. lancifolium (Morris) Gothan		S	G S	A	S1	S1A
D. dubium (Feistmantel) Gothan	S	S				
D. odontopteroides (Morris) Gothan		S	G S	S1A	S1	A
Zuberia barrealensis Frenguelli				S1A		
Z. feistmantelii (Johnson) Frenguelli				S1		S1
Z. papillata (Townrow) Artabe			Z	S1A	A	
Z. zuberi (Szajnocha) Frenguelli	S	S	S			
Johnstonia coriacea (Johnston) Walkom		G S	G S	S1		
J. stelzneriana (Geinitz) Frenguelli	S	G S	G	S1		
Xylopteris argentina (Kurtz) Frenguelli		G S	G S	S1	S1	
X. elongata (Carruthers) Frenguelli		G S	G S	S1	S1	
Umkomasia macleani Thomas					S1	
Pteruchus barrealensis (Frenguelli) Holmes y Ash				S1		S1
Lepidopteris stormbergensis (Seward) Townrow			Z			
Scytophyllum neuburgianum Dobruskina			Z			
Scytophyllum sp.					A	
Pachydermophyllum praecordillerae (Frenguelli)Retallack		G S		S1A	S1	
Glossopteris longicaulis (Du Toit) Thomas				A		
Pseudoctenis anomozamoides Bonetti				S1		
P. ctenophylloides Bonetti						S1
P. falconeriana (Morris) Bonetti				S1		
P. fissa Du Toit				S1		
P. groeberiana Bonetti				S1		
P. harringtoniana Bonetti				S1		
P. barrealensis (Frenguelli emend. Bonetti) Artabe				S1		
Pseudoctenis sp. A.					A	
Pterophyllum angustum (Braun) Gothan				S1		
P. inconstans (Braun) Goepfert				S1		
P. propinquum Goepfert				S1		
Anomozamites nilssoni (Phillips) Lindley & Hutton				S1?		
A. gracilis Nathorst				S1		
Kurtziana cacheutensis (Kurtz) Frenguelli					S1	
Taeniopteris carruthersi Tenison Woods					S1	
T. mc'clellandi Oldham & Morris					S1	
T. plicatella (Solms) Menéndez (=Copiapea plicatella)					S1	
Yabeiella brackebuschiana (Kurtz) Oishi		G S	G	A	S1	
Y. du-toiti Oishi						S1
Y. wielandi Oishi					S1	
Y. mareyesiaea (Geinitz) Oishi		S	G		S1	S1
Y. spathulata Oishi		G S			S1	
Linguifolium sp.				S1	S1	
Ginkgophytopsis lacerata (Arber) Retallack				S1		
G. cuneata (Carruthers) Retallack				S1		
Baiera cuyana Frenguelli				S1A		
Sphenobaiera argentinae (Kurtz) Florin				A	S1	S1
S. stormbergensis (Seward) Frenguelli				A	S1	S1
Sphenobaiera sp.					A	
Saportaea dichotoma (Frenguelli) Stipanovic & Bonetti				S1		
S. flabellata (Frenguelli) Stipanovic & Bonetti				S1		
S. intermedia Stipanovic & Bonetti				S1		
Czekanowskia rigali Frenguelli		G S				
Heidiphyllum elongatum (Morris) Retallack		S	G S		S1	
Pterorrachis ambigua Frenguelli		G S				
P. problematica Frenguelli		G S				
Cycadocarpidium andium Frenguelli		S	G		S1	
Araucarioxylon argentinum Zamuner			Z			
Protojuniperoxylon ischigualastensis Bonetti			B			
Protophyllocladoxylon cortaderitaensis Menéndez						S1
Michelilloa waltonii Archangelsky y Brett			A1			
Rhexoxylon piatnitzkyi Archangelsky y Brett emend. Zamuner			A Z			
Carpolithus mackayi Arber				S1		S1

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ÁLVAREZ, P.P., BENOIT, S.V. y OTTONE, E.G. 1994. Las Formaciones Rancho de Lata, Los Patillos y otras unidades mesozoicas de la Cordillera Principal de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (1-2): 123-142.
- ARRONDO, O.G., SPALLETTI, L.A., MOREL E.M. y GANUZA, D.G., 1988 (1991). The sedimentological and paleobotanical characteristics of an Upper Triassic - Lower Liassic basin in northwestern Patagonia (Argentina). *Gondwana Symposium* (7: 1988, Sao Paulo) Gondwana Seven Proceedings, H. Ulbrich & A.C. Rocha-Campos (Eds.) Instituto de Geociencias, Universidad de Sao Paulo, 1991, 714: 517-532
- ARTABE, A.E., 1985. Estudio sistemático de la taoflora triásica de Los Menucos, Provincia de Río Negro, Argentina. Parte I. Sphenophyta, Filicophyta, Pteridospermophyta. *Ameghiniana*. 22 (1-2) 3-22.
- ARTABE, A.E., 1986. Estudio sistemático de la taoflora triásica de Los Menucos, Provincia de Río Negro, Argentina. Parte II. Cycadophyta, Ginkgophyta y Coniferophyta. *Ameghiniana*. 22 (3-4): 159-180.
- ARTABE, A.E., BREA, M., y ZAMUNER, A.B., 1994a. Una nueva especie de *Rhexoxylon* Bancroft emend Archangelsky y Brett 1961 del Triásico de Paramillo de Uspallata, Mendoza, Argentina. 9° Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología. Mar del Plata.
- ARTABE, A.E., MOREL, E., y ZAMUNER, A.B., 1994b. Estudio paleobotánico y tafonómico de la Formación Paso Flores (Triásico Superior), en el Cañadón de Pancho, provincia del Neuquén, Argentina. *Ameghiniana* 31 (2): 153-160.
- ARTABE, A.E., BREA, M., ZAMUNER, A.B., GANUZA, D. y SPALLETTI, L.A. 1995a. Paleoeología de la vegetación triásica asociada a un lago de la Formación Cortaderita, provincia de San Juan, Argentina (resumen). *Actas 2ª Reunión del Triásico del Cono Sur* 4. Bahía Blanca.
- ARTABE, A.E., MOREL, E.M. y BREA, M., 1995b. La taoflora triásica del Grupo Tronquimalal, provincia de Mendoza, Argentina (resumen). *Actas 2a Reunión del Triásico del Cono Sur* 5-6. Bahía Blanca.
- AZCUY, C.L., MORELLI, J., VALENCIO, D. y VILAS, J., 1979. Estratigrafía de la comarca Amaná-Talampaya. 7° Congreso Geológico Argentino, I: 243-256.
- BÁEZ, A., MARISCANO, C. y CIONE, A., 1993. Vertebrados mesozoicos. En: Ramos, V. (Ed.) *Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 2 (13): 341-348. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos.
- BONAPARTE, J., 1966. Cronología de algunas Formaciones triásicas argentinas, basadas en restos de tetrápodos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 21: 20-38.
- BONAPARTE, J. F. y VINCE, M. 1979. El hallazgo del primer nido de dinosaurios Triásicos (Saurisquia, Prosauropoda), Triásico Superior de Patagonia, Argentina. *Ameghiniana* 16 (1-2): 173-182.
- BORRELLO, A.V. y CUERDA, A. J., 1965. Grupo Rincón Blanco (Triásico San Juan). Comisión Investigaciones Científicas Provincia de Buenos Aires, *Notas* 2 (10): 1-20.
- BOSSI, G.E., 1971. Análisis de la Cuenca Ischigualasto-Ischichuca. Primer Congreso Hispano-luso-americano de Geología Económica, Madrid, 2, Sec. 1 611-627
- BOSSI, G.E., 1975. Geología de la Cuenca Marayes - El Carrizal (Provincia de San Juan, República Argentina). *Actas 6º Congreso Geológico Argentino* I: 23-38.
- BREA, M., 1995. Paleoeología del bosque triásico de Darwin, Agua de la Zorra, Provincia de Mendoza, Argentina (resumen). *Actas 2a Reunión del Triásico del Cono Sur*. 8-9. Bahía Blanca.
- CAMINOS, R., ZAMUNER, A. B., LIMARINO, C. y FAUQUÉ, L., 1995. Hallazgo de Triásico superior en la Precordillera Riojana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50: 262-265.
- CASAMIQUELA, R. M. 1964. Estudios icnológicos. Problemas y métodos de la icnología con su aplicación al estudio de las pisadas mesozoicas (Reptilia, Mammalia) de la Patagonia. Ministerio de Asuntos Sociales, Provincia de Río Negro: 1-47.
- CASAMIQUELA, R. M., 1972. Informe preliminar sobre los reptiles de la Formación Puesto Viejo (San Rafael, Mendoza). Apéndice Paleontológico, Servicio Nacional Minero Geológico Boletín 132: 123-125.
- CASAMIQUELA, R. M., 1977. The presence of the genus *Plateosaurus* (Sauropodomorpha) in the Upper Triassic of the El Tranquilo Formation, Patagonia. 4th International Gondwana Symposium (Abstract): 30-31. Calcuta.
- CHEBLI, G. A., GEBHARD, J. y MENZEL, M., 1976. Estratigrafía y magmatismo en la zona de la estancia La Juanita y alrededores (Dpto. Deseado), provincia de Santa Cruz. *Actas 6º Congreso Geológico Argentino* 1:355-373.
- CHEBLI, G. A., TOFALO, O. y TURAZZINI, G.E., 1989. Mesopotamia. Cuencas Sedimentarias Argentinas, 1989: 79-100. San Miguel de Tucumán.
- CORTÉS, J. M., 1981. El substrato precretácico del extremo noreste de la provincia del Chubut. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 37 (3): 217-235.
- DI PERSIA, C.A., 1965. Presencia de Sedimentos Triásicos en el ambiente del Deseado. *Acta Geológica Lilloana* 7:147-155
- FOSSA MANCINI, E., 1937. Las investigaciones geológicas de YPF en provincia de Mendoza y algunos problemas de estratigrafía regional. *Boletín Informaciones Petroleras*, 14 (145): 51-118.
- FRANCHI, M. R., PANZA, J. y DE BARRIO, R. E., 1989. Depósitos triásicos y jurásicos en la Patagonia Exrandina. En: G.Chebli y L. Spalletti, (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*: 347-378. San Miguel de Tucumán.
- FRENGUELLI, J., 1944. Contribuciones al conocimiento del Gondwana Superior en la Argentina. XV La Flórida de la base de la "Serie Cacheuta" en el Cerro de los Baños, Mendoza. *Notas del Museo de la Plata*, 9 *Paleontología* 63:121-160.
- FRENGUELLI, J., 1948. Estratigrafía y edad del llamado Rético en la Argentina. *GAEA*, 8:159-309.
- GANUZA, D. G., SPALLETTI, L. A., MOREL, E. M. y ARRONDO, O. G., 1995a. Paleofloras y sedimentología de una asociación lacustre-fluvial del Triásico tardío: la Formación Paso Flores en Cañadón de Pancho, Neuquén, Argentina. *Ameghiniana* 32: 3-18.
- GANUZA, D.G., ARTABE, A.E., ZAMUNER, A.B. y SPALLETTI, L.A., 1995b. Estudio sistemático de la taoflora triásica de Hilaro - Quebrada de los Pajaritos (Formación El Alcázar), provincia de San Juan, Argentina (resumen). *Actas 2a Reunión del Triásico del Cono Sur*: 14. Bahía Blanca.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1964. Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la hoja 27d (San Rafael) y zona occidental vecina (Provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 19: 151-188.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1972. Descripción geológica de la hoja 27d, San Rafael, Provincia de Mendoza. *Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín* 132, 127 pp.
- GROEBER, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. *Hojas Bardas Blancas y Los Molles. Asociación Geológica Argentina, Revista* 2: 409-433.
- GROEBER, P., 1958. Acerca de la edad del Sañicolitense. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 11: 281-292.
- GROEBER, P. y STIPANICIC, P., 1953. Triásico. En Groeber, P. et al.: *Mesozoico. Geografía de la República Argentina Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA* 2: 13-131.
- GROEBER, P., STIPANICIC, P. y MINGRAMM, A., 1953. Jurásico. En Groeber, P. et al.: *Mesozoico. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA*: 143-347.
- GULISANO, C.A., GUTIÉRREZ PLEIMLING A.R. y DIGREGORIO, R.E., 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la Provincia de Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 1: 236-259.
- HERBST, R. y LUTZ, A., 1993. Probables hongos (Pyrenomycetes) en el Triásico superior de Marayes (Formación Carrizal), Provincia de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 30: 91-92.
- HERBST, R. y LUTZ, A., 1995. *Tranquiloxylo petriellai* nov. gen. et sp. (Pteridospermales) from the Upper Triassic Laguna Colorada Formation, Santa Cruz Province., Argentina. *Ameghiniana* 32: 231-236.
- JALFIN, G. A. y HERBST, R., 1995. La flora triásica del Grupo El Tranquilo, provincia de Santa Cruz (Patagonia). *Estratigrafía. Ameghiniana* 32 (3): 211-229.
- KOKOGIAN, D. A. y MANCILLA, O.H., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuyana. En G. Chebli y L. Spalletti (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Correlación Geológica Serie* 6: 169-201.
- KOKOGIAN, D. A., FERNÁNDEZ SEVESO, F. y LEGARRETA, L., 1987. Cuenca Ischigualasto-Villa Unión : análisis estratigráfico y caracterización paleoambiental. YPF (inédito).
- KOKOGIAN, D. A., BOGGETTI, D.A. y REBAY, G.A., 1989. Cuenca Cuyana. El análisis estratigráfico secuencial en la identificación de entrapamientos estratigráficos sutiles. 1er. Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos 2: 649-674.
- KOKOGIAN, D. A., FERNÁNDEZ SEVESO, F. y MOSQUERA, A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. 9º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Relatorio*, I (7): 65-78.
- LABUDIA, C.H., ARTABE, A.E., MOREL, E.M., BJERG, E.A. y GREGORI, D.A., 1992. El género *Pleuromeia corda* (Lycophyta Pleuromeiaceae) en sedimentitas triásicas de Coli Niyeu, provincia de Río Negro, Argentina. *Ameghiniana* 32 (1): 195-199.
- LABUDIA, C.H., LLAMBIAS, E.J., RAPELA, C.W. y ARTABE, A.E., 1995. El Triásico de



- Los Menucos: procesos volcánicos y sedimentarios. Actas 2a Reunión Triásico del Cono sur: 17-21. Bahía Blanca.
- LEANZA, H., 1986. Descripción geológica de la hoja 36b, Cerro Chachil, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional (inédito).
- LEGARRETA, L. y GULISANO, C.A., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la cuenca neuquina (Triásico Superior - Terciario Inferior). Cuencas Sedimentarias Argentinas, 1989: 221-243. San Miguel de Tucumán.
- LIMARINO, C., FAUQUÉ, L. y CAMINOS, R., 1990. Facies y evolución paleoambiental de los bancos rojos triásicos del norte de la Precordillera Riojana. Tercera Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 169-174.
- LÓPEZ, S.D., 1995. Estudio estratigráfico secuencial y oleogeoquímico del paleolago Ischichuca-Los Rastros en el Parque Ischigualasto; comparación con los sistemas de Mendoza norte y su relación con la exploración regional de hidrocarburos. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. Tesis para la Licenciatura (inédita).
- LÓPEZ GAMUNDÍ, O., 1994. Facies distribution in an asymmetric half graben: the northern Cuyo Basin (Triassic), Western Argentina. 14th International Sedimentological Congress, Abstracts S1: 6-7. Recife.
- LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R. y ASTINI, R.A., 1992. Caracterización de facies lacustres en la sección basal del Triásico de El Alcázar - Agua de Los Pajaritos, provincia de San Juan, Argentina. Actas Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología, 3: 97-104.
- LÓPEZ GAMUNDÍ, O., ÁLVAREZ, L., ANDREIS, R., BOSSI, G., ESPEJO, I., FERNÁNDEZ SEVESO, F., LEGARRETA, L., KOKOGIAN, D., LIMARINO, C., y SESSAREGO, H., 1989. Cuencas intermontanas. En G. Chebli & L. Spalletti (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6: 123-167.
- MENÉNDEZ, C., 1951. La flora mesozoica de la Formación Liantenes (Provincia de Mendoza). Revista Instituto Nacional de Investigaciones en Ciencias Naturales (Botánica) II, 3: 147-261.
- MILANA, J.P. y ALCOBER, O., 1995. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina 49: 217-235.
- MOREL, E.M., 1991. Estudio paleoflorístico y paleoambiental de la secuencia triásica en el área de Cacheuta, Provincia de Mendoza. Tesis doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. (inédita). 368 pp. La Plata.
- MOREL, E.M., 1994. El Triásico del cerro Cacheuta, Mendoza (Argentina). Parte I: Geología, contenido paleoflorístico y cronoestratigrafía. Ameghiniana, 31 (2): 161-176.
- MOREL, E.M. y ARTABE, A.E., 1993. Floras Mesozoicas. En: Ramos, V. (Ed.): Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza: 2 (10): 317-324.
- MOREL, E.M., SPALLETTI, L.A., ARRONDO, O.G. y GANUZA, D.G., 1992. Los estratos plantíferos de la Formación Paso Flores. Triásico Superior de Las Lomas y Cañadón de Ranquel Huao, Provincia del Neuquén, Argentina. Revista del Museo de La Plata (n.s.) 9 Paleontología, 58: 199-222.
- NÚÑEZ, E., BACHMANN, E. W. de, RAVAZZOLI, I., BRITOS, A., FRANCHI, M., LIZUÁIN, A. y SEPÚLVEDA, E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo de Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 247-266.
- OTTONE, E.G. y GARCÍA, G.B., 1991. A Lower Triassic miospore assemblage from the Puesto Viejo Formation, Argentina. Review of Palaeobotany and Palynology 68: 217-232.
- PARKER, G., 1965. Levantamiento geológico en escala 1:100.000 entre las estancias Catán Lil y Sañicó, Provincia del Neuquén. YPF (inédito).
- PESCE, A. H., 1974. Geología de la región situada al oeste de Los Menucos, provincia de Río Negro. Facultad Ciencias Exactas y Naturales, Trabajo final de Licenciatura (inédito). Buenos Aires.
- PEZZI, E. E. y MOZETIC, M. E., 1989. Cuencas sedimentarias de la región Chacoparanense. Cuencas Sedimentarias Argentinas, 1989: 65-78. San Miguel de Tucumán.
- RABASSA, J., 1974. Geología de la región Pilcaniyeu-Camallo. Fundación Bariloche, Dpto. Recursos Naturales Energéticos, Publicación 17.
- RAMOS, V.A. y KAY, S.M., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En R.S. Harmon y C.W. Rapela (eds.) Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America, Special Paper 265: 79-91, Boulder.
- RAPELA, C. y S. KAY, 1988. Late Paleozoic to recent magmatic evolution of northern Patagonia. Episodes 11: 175-182.
- RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., LLAMBÍAS, E.J., LABUDÍA, C. y ARTABE, A.E., 1996. "Gondwana" magmatism of Patagonia: inner cordilleran calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic provinces. Third International Symposium Andean Geodynamics: 791-794. Saint-Malo.
- ROEMER, A.S., 1966. The Chañares (Argentina) Triassic reptile fauna. I. Introduction. Breviora 247: 1-14, Cambridge, Massachusetts.
- ROGERS, R.R., SWISHER, C.C., SERENO, P., MONETTA, A.M., FORSTER, C.A. y MARTÍNEZ, R.N., 1993. The Ischigualasto tetrapod assemblage (Late Triassic, Argentina) and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of dinosaur origins. Science 260: 794-797.
- SPALLETTI, L., 1994a. Facies y arquitectura de depósitos fluviales y lacustres del Triásico superior, Formación Paso Flores, Patagonia Noroccidental, Argentina. Actas 5ª Reunión Argentina de Sedimentología: 41-46.
- SPALLETTI, L., 1994b. Allociclos controlados por variaciones tectónicas y climáticas en depósitos fluviales de la Formación Paso Flores (Triásico), noroeste de la Patagonia, República Argentina. Actas 5ª Reunión Argentina de Sedimentología: 43-57.
- SPALLETTI, L., 1995a. Los sistemas de acumulación fluviales y lacustres del Triásico en la región occidental de la Precordillera Sanjuanina, República Argentina (resumen). 2a Reunión Triásico del Cono Sur: 27-28. Bahía Blanca.
- SPALLETTI, L., 1995b. Controles sobre el desarrollo y evolución de los sistemas fluviales en el Triásico de la Sierra Pintada, provincia de Mendoza, República Argentina (resumen). Taller de Trabajo Controles en la Sedimentación Aluvial: 20-22. Buenos Aires.
- SPALLETTI, L., 1997. Sistemas deposicionales fluvio-lacustres en el rift triásico de Malargüe (sur de Mendoza, República Argentina). Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales 49: 109-124.
- SPALLETTI, L. y MOREL, E., 1992. La sedimentación fluvial en la etapa inicial de evolución de una cuenca vinculada con fallas activas y vulcanismo explosivo: la Formación Chihuiú (Triásico), sur de Mendoza (Argentina). Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología. Actas 1: 159-166.
- SPALLETTI, L.A., ARRONDO, O.G., MOREL, E.M. y GANUZA, D.G., 1988. Los depósitos fluviales de la cuenca triásica superior en el sector noroeste del Macizo Norpatagónico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (4): 544-557.
- SPALLETTI, L.A., ARRONDO, O.G., MOREL, E.M. y GANUZA, D.G., 1991. Evidencias sobre la edad triásica de la Formación Lapa en la región de Chacaico, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46: 167-172.
- SPALLETTI, L.A., ARTABE, A.E., BREA, M. y GANUZA, D.G., 1995. Ambientes de acumulación y paleoflora en capas rojas triásicas de la Cuenca Cuyana, Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 50: 175-188.
- SPALLETTI, L.A., MERODIO, J.C., MATHEOS, S.D. e IÑIGUEZ RODRÍGUEZ, A.M., 1996. Petrología y geoquímica de sedimentos silicoclásticos triásicos de la Sierra Pintada, provincia de Mendoza. Revista Asociación Geológica Argentina. 51: 51-60.
- STIPANICIC, P.N., 1949. La Serie de Llantenis en Mendoza sur. Su edad y sus niveles plantíferos. Asociación Geológica Argentina, Revista 4: 218-234.
- STIPANICIC, P.N., 1957. El Sistema Triásico en la Argentina. 20º congreso Geológico Internacional, Sección 2: 73-112. México.
- STIPANICIC, P.N., 1972. La Cuenca triásica de Barreal (provincia de San Juan). En Leanza, A.F. (Editor): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, p: 537-566.
- STIPANICIC, P.N., 1979. El Triásico del valle del Río de Los Patos (provincia de San Juan). En: Turner, J.C.M. (Ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 1: 695-744.
- STIPANICIC, P.N., 1983. The Triassic of Argentina and Chile. En: Moullade, M. y Naim, A. (Eds.). The Phanerozoic Geology of the World, 2 The Mesozoic, B: 181-199. Elsevier, Amsterdam.
- STIPANICIC, P.N. y BONAPARTE, J., 1972. Cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión (provincias de San Juan y La Rioja). En: A. Leanza (Ed.): "Geología Regional Argentina", Academia Nacional Ciencias, Córdoba, 507-536.
- STIPANICIC, P.N. y BONAPARTE, J., 1979. Cuenca triásica de Ischigualasto - Villa Unión (Provincia de La Rioja y San Juan). En Turner, J.C.M. (Editor): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, I: 523-575.
- STIPANICIC, P.N. y BONETTI, M.I.R., 1969. Consideraciones sobre la cronología de los terrenos triásicos argentinos. Gondwana Stratigraphy. Proceedings of the 1st. Gondwana Symposium. International Union of Geological Sciences: 1081-1119. UNESCO.
- STIPANICIC, P.N., LINARES, E., 1975. Catálogo de Edades Radimétricas determinadas para la República Argentina. I. Años 1960-1974. Asociación Geológica Argen-

- tina Serie B Didáctica y Complementaria 3. 42 pp.
- STIPANICIC, P. N., RODRIGO, F., BAULÍES, O. L. y MARTÍNEZ, C. G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico. Asociación Geológica Argentina, Revista 23 (2):67-98.
- STIPANICIC, P. N., HERBST, R. y BONETTI, M. I. R., 1996. Floras Triásicas. Actas de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 11:127-184.
- VOLKHEIMER, W. y PAPÚ, O. H., 1993. Una microflora del Triásico superior de la cuenca de Malargüe, localidad Llantenés, provincia de Mendoza, Argentina, Ameghiniana 30(1): 93-100.
- YRIGOYEN, M. R. y STOVER, L. W., 1970. La Palinología como elemento de correlación del Triásico en la Cuenca Cuyana. Actas Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas. 2: 427-447
- YRIGOYEN, M. R., ORTIZ, A. y MANONI, R., 1989. Cuencas sedimentarias de San Luis. Cuencas Sedimentarias Argentinas, Universidad Nacional de Tucumán, Correlación Geológica Serie 6: 203-220.
- ZAMUNER, A. B., 1992. Estudio de una tafoflora de la localidad tipo de la Formación Ischigualasto (Neotrias), provincia de San Juan. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, tesis doctoral (inérita).
- ZAMUNER, A. B., y ARTABE, A., 1990. El género *Scytophyllum* Borneman 1856 (Familia Peltaspermeaceae Thomas), un nuevo representante de la flora triásica de Argentina. Revista Museo de La Plata, Nueva Serie 9, 54: 131-141.
- ZAMUNER, A. B., GANUZA, D. G., ARTABE, A. E. y SPALLETI, L. A., 1995. Tafaunomía y paleoecología de la flora triásica de Hilario - Agua de Los Pajaritos (Formación El Alcázar), Provincia de San Juan, Argentina (resumen). Actas 2a Reunión Triásico del Cono Sur: 29. Bahía Blanca.
- ZAVATTIERI, A. M., 1993. Palinología de la Formación El Tranquilo (Triásico), provincia de Santa Cruz, Argentina. Ameghiniana 29 (4): 305-314.
- ZAVATTIERI, A. M., 1995. Revisión de microfloras triásicas de Argentina. Correlación. Actas 2a Reunión Triásico del Cono Sur. 30-35. Bahía Blanca.
- ZAVATTIERI, A. M. y PAPÚ, O. H., 1993. Microfloras Mesozoicas. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio, 2 (9): 309-316.
- ZAVATTIERI, A. M., VOLKHEIMER, W., ROSENFELD, U., 1994. Palynology and facies of the Late Triassic of Comallo (Northern Patagonia, Argentina). Zbl. Geologie Palaontologie Teil 1: 133-154.

**Recibido: agosto 1996, revisado mayo 1999**