

Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 4369-IV **Los Altares**



Grupo Chubut, al nor-noroeste de la localidad de Los Altares

Provincia del Chubut

Gabriela Anselmi, María Teresa Gamba y José Luis Panza

Recursos Minerales: María Teresa Gamba
Supervisión: Alberto Ardolino



**INSTITUTO
DE GEOLOGÍA
Y RECURSOS
MINERALES**

SEGEMAR
SERVICIO GEOLOGICO
MINERO ARGENTINO

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

Hoja Geológica 4369–IV

Los Altares

Provincia del Chubut

Gabriela Anselmi, María Teresa Gamba y José L. Panza

Recursos Minerales: María Teresa Gamba

Supervisión: Alberto Ardolino

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

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

Boletín Nº 313
Buenos Aires 2004

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Ing. Jorge Mayoral

Secretario Ejecutivo: Pedro Alcántara

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Roberto F. Page

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Director: José E. Mendía

SEGEMAR

Avenida Julio A. Roca 651 • 10º Piso • Telefax 4349-4450/3115
(C1067ABB) Buenos Aires • República Argentina
www.segemar.gov.ar / info@segemar.gov.ar

Referencia bibliográfica

ANSELMÍ, G., M. T. GAMBA y J. L. PANZA, 2004. Hoja Geológica 4369-IV, Los Altares. Provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 313, 98p. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

Es propiedad del SEGEMAR • Prohibida su reproducción

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUCCIÓN	5
Ubicación de la Hoja y área que abarca	5
Naturaleza del trabajo	5
Investigaciones anteriores	5
2. ESTRATIGRAFÍA	7
Relaciones generales	7
2.1. Proterozoico superior	7
Formación Cushamen - Miembro El Escorial	7
2.2. Paleozoico	9
2.2.1. Paleozoico inferior	9
Formación Mamil Choique	9
2.2.2. Paleozoico superior	13
Formación Lipetrén	13
2.3. Mesozoico	15
2.3.1. Jurásico	15
2.3.1.1. Liásico	15
Formación El Córdoba	15
Formación Los Mártires	17
Formación Osta Arena	19
2.3.1.2. Liásico - Dogger	21
Formación Marifil	21
2.3.1.3. Dogger	23
Grupo Lonco Trapial	23
2.3.1.4. Dogger - Malm	32
Formación Cañadón Asfalto	32
Miembro Inferior	33
Miembro Superior	34
2.3.2. Cretácico	37
Grupo Chubut	37
2.3.2.1. Cretácico inferior	37
Formación Los Adobes	37

2.3.2.2.	Cretácico inferior - Cretácico superior	39
	Formación Cerro Barcino	39
	Miembros Puesto La Paloma y Cerro Castaño	39
	Miembro Las Plumas	40
2.3.2.3.	Cretácico superior	44
	Formación Puesto Manuel Arce	44
	Formación Bayo Overo	47
	Grupo Chubut indiferenciado	48
	Formación Puntudo Chico	48
	Formación La Colonia	51
2.4.	Cenozoico	55
2.4.1.	Paleógeno	55
2.4.1.1.	Paleoceno	55
	Formación Salamanca	55
	Formación Río Chico	58
2.4.1.2.	Paleoceno - Eoceno	60
	Formaciones El Buitre - El Canquel	60
2.4.2.	Paleógeno - Neógeno	65
2.4.2.1.	Oligoceno - Mioceno	65
	Grupo Sarmiento (+ Formación Somuncurá)	65
	Basalto Sierra Rosada	67
	Arcosas, Cuarcitas y Coquinas	68
2.4.3.	Neógeno	69
2.4.3.1.	Mioceno	69
	Formación Chiquichán	69
2.4.3.2.	Plioceno	70
	Formación Pampa Sastre	70
2.4.4.	Cuaternario	71
2.4.4.1.	Pleistoceno	71
	Depósitos de remoción en masa	71
	Formación Valenzuela	71
2.4.4.2.	Pleistoceno - Holoceno	72
	Depósitos de cobertura de pedimentos (Niveles I, II, III e indiferenciados)	72
	Depósitos de terrazas fluviales del río Chubut (Niveles I, II, III, IV y V)	73
2.4.4.3.	Holoceno	73
	Depósitos de bajos	73
	Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados	73
	Depósitos de planicies aluviales	73

3.	TECTÓNICA	74
3.1.	Características generales de la Hoja y zonas aledañas	74
3.2.	Estructura	74
3.3.	Evolución Tectónica	77
4.	GEOMORFOLOGÍA	78
	Descripción de las geoformas presentes en la región	78
5.	HISTORIA GEOLÓGICA	81
6.	RECURSOS MINERALES	82
	Introducción	82
	Depósitos metalíferos	82
	Cobre	82
	Manganeso	83
	Molibdeno	83
	Oro	83
	Uranio	83
	Minerales industriales	84
	Áridos	84
	Baritina	84
	Calizas cristalinas	87
	Caolín y arcillas	87
	Fluorita	87
7.	SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	87
	BIBLIOGRAFÍA	91

RESUMEN

La Hoja 4369-IV, Los Altares, se encuentra ubicada en el centro-norte de la provincia del Chubut, en el ámbito geológico de Patagonia extra-andina, extendiéndose al sur del Macizo Nordpatagónico y al norte de la meseta del Canquel-sierra del Guanaco. Su límite oriental y occidental lo constituyen las inmediaciones del cerro El Buitre y la sierra de los Pichiñanes respectivamente.

Presenta tres núcleos poblacionales, Los Altares, El Escorial y El Mirasol, siendo el primero el más importante, ubicado sobre la ruta nacional N° 25, pavimentada y en buen estado. Los otros dos centros se ubican en la parte norte, al oeste de la sierra Rosada y al sur del cerro Guadal.

El río Chubut es el cauce principal y tiene carácter permanente, recorriendo la parte sur de la Hoja, mientras que el arroyo Perdido es otro curso importante, aunque efímero.

El paisaje dominante es mesetiforme. La amplia cobertura de sedimentitas cretácicas caracteriza al mismo debido a la presencia de bancos duros subhorizontales que favorecen la formación de planicies estructurales; mientras que el desarrollo de mesetas basálticas se produce en los sitios donde aflora el Basalto Sierra Rosada (a lo largo del límite norte de la Hoja). Finalmente, los afloramientos del basamento cristalino y las volcanitas jurásicas generan un relieve de serranías bajas que pueden alcanzar mayor envergadura, como ocurre en la sierra de los Pichiñanes.

En cuanto a la estratigrafía, la secuencia aflorante en la comarca comprende un basamento cristalino, de edad precámbrica-paleozoica, sobre el que descansa un importante volumen de volcanitas y sedimentitas de edad jurásica. Por encima se apoyan sedimentitas mesozoicas, seguidas hacia arriba por volcanitas cenozoicas.

El basamento se compone de calizas cristalinas de la Formación Cushamen (Precámbrico superior) y de metacuarcitas y anfibolitas que afloran como xenolitos dentro de rocas intrusivas anatócticas de carácter tonalítico-diorítico correspondientes a la Formación Mamil Choique del Paleozoico inferior. Esta última a su vez es intruida por los pórfiros graníticos, riolíticos y microgranitos de la Formación Lipetrén, de edad paleozoica superior hasta triásica.

Durante el Jurásico temprano se producen eventos volcánicos, de composición predominantemente mesosilíceas, que originan las formaciones Los Már-

tires y El Córdoba, depositándose posteriormente las piroclastitas y sedimentitas de la Formación Osta Arena, que también son asignadas al Liásico sobre la base de su contenido palinológico.

Un segundo episodio volcánico se desarrolla durante el Dogger, cuyas volcanitas de composición mesosilíceas a básicas se incluyeron dentro del Grupo Lonco Trapial, de amplia distribución areal. Esta secuencia es seguida por ignimbritas riolíticas de la Formación Marifil, que afloran sólo en el sector oriental de la comarca.

La sucesión estratigráfica continúa con la Formación Cañadón Asfalto, dividida en dos miembros: el inferior constituido por rocas volcánicas de carácter mesosilíceo a básico, continuando en concordancia con el miembro superior compuesto por piroclastitas y sedimentitas clásticas de ambiente lacustre de agua dulce del Calloviano-Oxfordiano.

Sobre el substrato jurásico y en discordancia angular se depositó durante el Cretácico inferior y parte del superior una considerable secuencia sedimentaria-piroclástica de ambiente continental denominada Grupo Chubut, de distribución regional.

Continúan, mediando una ligera discordancia angular, dos formaciones de paleoambientes diferentes: Puntudo Chico, de origen fluvial, y La Colonia, cuya base es continental lagunar variando hacia el techo a sedimentitas marinas con fauna de ostréidos y microfauna de ostrácodos y foraminíferos. La edad de ambas formaciones se asigna al Campaniano-Maastrichtiano e incluso Daniano.

Las intrusiones marinas de la comarca tienen proveniencia atlántica, pero difieren los depocentros: las sedimentitas de La Colonia ingresaron desde el sector que ocupa actualmente el río Colorado (al nordeste de la zona de estudio) mientras que las danianas lo hacen desde el golfo de San Jorge (al sureste) recibiendo el nombre de Formación Salamanca.

En el sureste de la Hoja la Formación Salamanca pasa, en relación de discordancia erosiva, a un paleo ambiente fluvial de energía media representado por la Formación Río Chico, del Paleoceno tardío.

El Paleoceno-Eoceno está caracterizado por una serie de episodios intrusivos-efusivos alcalinos manifestados por afloramientos de gabros, teschenitas, basanitas y basaltos que coronan cerros de geomorfología particular con altas paredes rectas llamados "puntudos". En el sector reciben el nombre de Formaciones El Buitre - El Canquel.

La actividad efusiva se continúa durante el Oligoceno–Mioceno dando lugar a la formación de las tobas del Grupo Sarmiento y las coladas del Basalto Sierra Rosada.

En la sierra Chiquichán es posible observar sobre los gabros de las Formaciones El Buitre - El Canquel y en relación de discordancia pequeños afloramientos de “Arcosas, Cuarcitas y Coquinas” de ambiente de transición marino somero a fluvial que posiblemente correspondan a la transgresión “Patagioniense” del Oligoceno tardío. Toda esta secuencia es cubierta en relación discordante por un basalto olivínico post-oligoceno llamado Formación Chiquichán.

En el extremo sureste de la sierra de la Colonia aflora la Formación Pampa Sastre (pliocena) caracterizada por depósitos diamictíticos originados como formas de acumulación producto de remociones en masa. Se dispone en relación de discordancia erosiva sobre el Grupo Sarmiento.

Durante el Pleistoceno superior se desarrollaron los depósitos psefíticos fluviales de la Formación Valenzuela, atribuidos a un antiguo cauce del río Chubut.

En el Cuaternario toda la zona fue ascendida, erosionada y peneplanizada mostrando una sucesión de distintos niveles pedimentarios y al menos cinco niveles de terrazas del río Chubut, que actúa como nivel de base local. Finalmente, se desarrollaron depósitos producto de la geodinámica reciente que incluyen: acumulaciones de deslizamientos rotacionales en torno a las bardas basálticas, formación de bajos

fluviales; aluvios y coluvios que imprimen a la región su característica geomorfológica actual.

En cuanto a la estructura, toda la secuencia presenta una tectónica de bloques limitados por fallas. Estos bloques fueron fragmentados y rotados, comportándose en forma frágil a lo largo de las distintas etapas de actividad tectónica que se sucedieron involucrando tanto fases extensivas como compresivas.

Puede afirmarse que esta evolución tectónica está relacionada con el desmembramiento o rifting que afectó al Gondwana a partir del Triásico y Jurásico inferior; el estilo estructural extensional es sometido, durante el Cenozoico, a esfuerzos compresivos que en algunos casos llegan a invertir las fallas preexistentes.

Entre los recursos minerales de la Hoja Los Altares se incluyen importantes depósitos de uranio que fueron explotados en Los Adobes, aunque se han podido comprobar anomalías radiométricas en otros sectores. Dentro de los metalíferos, existen además manifestaciones de manganeso y cobre.

Las explotaciones de minerales no metalíferos corresponden a las minas de baritina de La Baritina y pequeñas explotaciones de calizas cristalinas en El Escorial. Otras manifestaciones corresponden a fluorita (minas Argentina y Eugenia) y arcillas bentoníticas. Además, entre las rocas de aplicación se obtienen arenas y cantos rodados provenientes de las terrazas fluviales, que luego de ser burdamente seleccionadas son utilizadas como préstamo para desarrollos viales.

ABSTRACT

The Los Altares Geological Sheet is situated in north-central Chubut province, in the extra-Andean plateau of the Patagonia region, extending to the south of North Patagonian Massif and to the north of Canquel-Guanaco plateaux, limiting to the east and west with part of El Buitre butte and the Pichiñanes hill respectively.

Three population centers are located within the sheet: Los Altares, El Escorial and El Mirasol. Los Altares is the largest, and is situated on National Route 25, which crosses the southern part of the region. The other two centers are villages located in the northern sector, west of Mt. Rosada and south of Guadal butte.

The Chubut River is the main drainage, and is characterized by a permanent regime flowing through the south part of the area. The Perdido River is also important but has an intermittent regime.

Subhorizontal Cretaceous sedimentary rocks are widespread, and due to their resistance to weathering provide a plateau landscape. High plateaux of basaltic origin are developed in the northern region where the Sierra Rosada basalt outcrops. In contrast, older basement rocks and Jurassic volcanic rocks in the region outcrop with hilly relief.

The stratigraphic sequence of the region rests on rocks of crystalline basement massif of Proterozoic-Paleozoic age. The basement is composed of crystalline limestone of Cushamen Formation (Upper Proterozoic) and metaquartzites and amphibolites. The latter occur as xenoliths in anatectic intrusive rocks of a tonalitic-dioritic signature belonging to the Mamil Choique Formation of Lower Paleozoic age. Porphyry granites, rhyolites and microgranites of Lipetrén Formation of Upper Paleozoic-Triassic age intrude this unit.

The stratigraphic sequence begins with important volcanic-sedimentary sequences of Jurassic age, followed by deposition of Mesozoic sediments and sedimentary and volcanic units of Cenozoic age.

The Jurassic volcanic episodes are predominantly intermediate in composition, and give way to the generation of Los Mártires and El Córdoba Formations. Subsequently, pyroclastic and sedimentary rocks of Osta Arena Formation were also deposited during the Liassic.

A second volcanic episode developed over a vast area during the Dogger. These volcanic rocks are of intermediate and mafic composition and are included in the Lonco Trapial Group. This sequence

is followed by rhyolitic ignimbrites of Marifil Formation, which outcrop only in the eastern part of the region.

The stratigraphical sequence continues upward to the Cañadón Asfalto Formation. The base is formed by mafic volcanic rocks, on which pyroclastic and epiclastic lacustrine rocks, of Callovian-Oxfordian age, are laid.

All the previous sequence is covered in angular unconformity by thick accumulations of continental sedimentary and pyroclastic rocks of the Cretaceous Chubut Group.

Two formations of different paleoenvironmental origin rest with angular unconformity on the Chubut Group: Puntudo Chico of fluvial origin and La Colonia Formation. The base of the latter is composed of lacustrine sedimentary rocks, but it grades upward to marine sedimentary rocks containing oysters, ostracodes and forams microfauna. The age of both units is Campanian-Maastrichtian and probably Danian.

The marine sedimentary rocks have Atlantic provenance, but the depocenters are different: La Colonia sediments entered through the present the Colorado river valley (northeast of the study area) while the entrance of the Danian sediments was through the San Jorge Gulf (to the southeast). The latter are grouped with the Salamanca Formation.

In the southeast, Salamanca Formation is unconformably overlain by Upper Paleocene fluvial sediments of Rio Chico Formation.

The Paleocene-Eocene is characterized by renewed igneous activity. Alkaline intrusive-effusive episodes formed gabbros, teschenites, basanites and basalts. These rocks support the rims of hills of particular geomorphology (straight high walls) named "puntudos". In the region, these rocks are named as El Buitre - El Canquel Formation.

More effusive activity followed during the Oligocene and Miocene, giving origin to the Sarmiento Group tuffs and Basalto Sierra Rosada basalts.

In the Chiquichán hill, small outcrops of "Arcosas, Cuarcitas y Coquinas" unit, of transitional marine to fluvial origin belong tentatively to the Patagonian marine entry, were deposited in disconformity over El Buitre - El Canquel Formation rocks. All of this sequence was covered unconformably by post-Oligocene olivine-bearing basalts of the Chiquichán Formation.

Gravel deposits grouped in the Pampa Sastre Formation (Pliocene) crop out in the southeast side of La Colonia hill. They originated by mass movement and are exposed in angular disconformity on the Sarmiento Group.

Fluvial pselitific deposits developed during the Upper Pleistocene. These are grouped with the Valenzuela Formation, that is placed in the southwest corner of the sheet. These deposits are assumed to be a paleochannel of Chubut River.

During the Quaternary the region was uplifted, eroded and peneplained. A succession of different pediment roofing deposits and five levels of flood plains (associated with the Chuhut River, which is the local base level) is present. As a result of the current geodynamic setting, deposits of different origin were developed: mass-wasting as a result of the rotation slides produced in the edge of the basaltic plateaux, low deposits; alluvial and colluvial sediments give the region its present geomorphology.

The regional structure is characterized by blocks that were fragmented and rotated by an intersecting

array of faults. The blocks behaved in a rigid way during a complex tectonic evolution that involved both extensional and compressional phases.

This tectonic evolution is related to the rifting that affected Gondwana from the Triassic to early Jurassic; the extensional structural style was controlled during the Cenozoic by compressive deformation events that led in some cases to inversion of pre-existing faults.

Uranium deposits are among the most important resources (e.g. Los Adobes). Radiometric anomalies were also detected in other areas, and manganese and copper anomalies are also meaningful.

Non-metaliferous mineral exploitations are mainly baritine mining. La Baritina Mine and other small exploitations of crystalline limestone in El Es-corial are the most significant. Other manifestations include fluorite (Argentina y Eugenia Mines) and bentonitic clays. Also, the fluvial "terrazas" provide stones for road, railway and other construction projects.

1. INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja 4369-IV “Los Altares”, a escala 1:250.000, se encuentra situada en el centro-norte de la provincia del Chubut (figura 1), formando parte de la región extraandina mesetiforme de la Patagonia. Se extiende entre los meridianos 67° 30' y 69° 00' de longitud oeste y los paralelos 43° 00' y 44° 00' de latitud sur, cubriendo una superficie del orden de los 13.000 kilómetros cuadrados. Abarca parte de los departamentos Gastre, Mártires y Paso de Indios.

NATURALEZA DEL TRABAJO

La elaboración de la Hoja Los Altares consistió inicialmente en la recopilación de la bibliografía existente, que fue complementada con trabajo de campo ejecutado durante el mes de abril del año 1999 y parte de abril de 2000. Para realizar estas tareas se

contó con los informes y mapas (figura 2) que fueron de gran utilidad y que cubrían la totalidad de la superficie de la comarca, correspondientes a las Hojas Geológicas 44e Valle General Racedo (Proserpio, 1987) y 45d Valle de los Altares (Codignotto, 1977) a escala 1:200.000 y las Hojas 44f Cerro Ponte (Pesce, 1977) y 45e Las Plumas (Panza, 1979) a escala 1:100.000, pertenecientes al entonces Servicio Geológico Nacional. En consecuencia, parte de este informe es el resultado del resumen y unificación nomenclatural de la información geológica previa de la región, al que se le sumaron nuevas investigaciones en el marco de la reinterpretación petrológica, geoquímica, estructural, tectónica y de geología de yacimientos.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

Además de los antecedentes citados en el apartado anterior, cabe destacar los trabajos de índole regional efectuados previamente en la comarca y alrededores por Flores (1956-1957), Nakayama (1972 a y b, 1974) y Chebli (1973, 1974). También

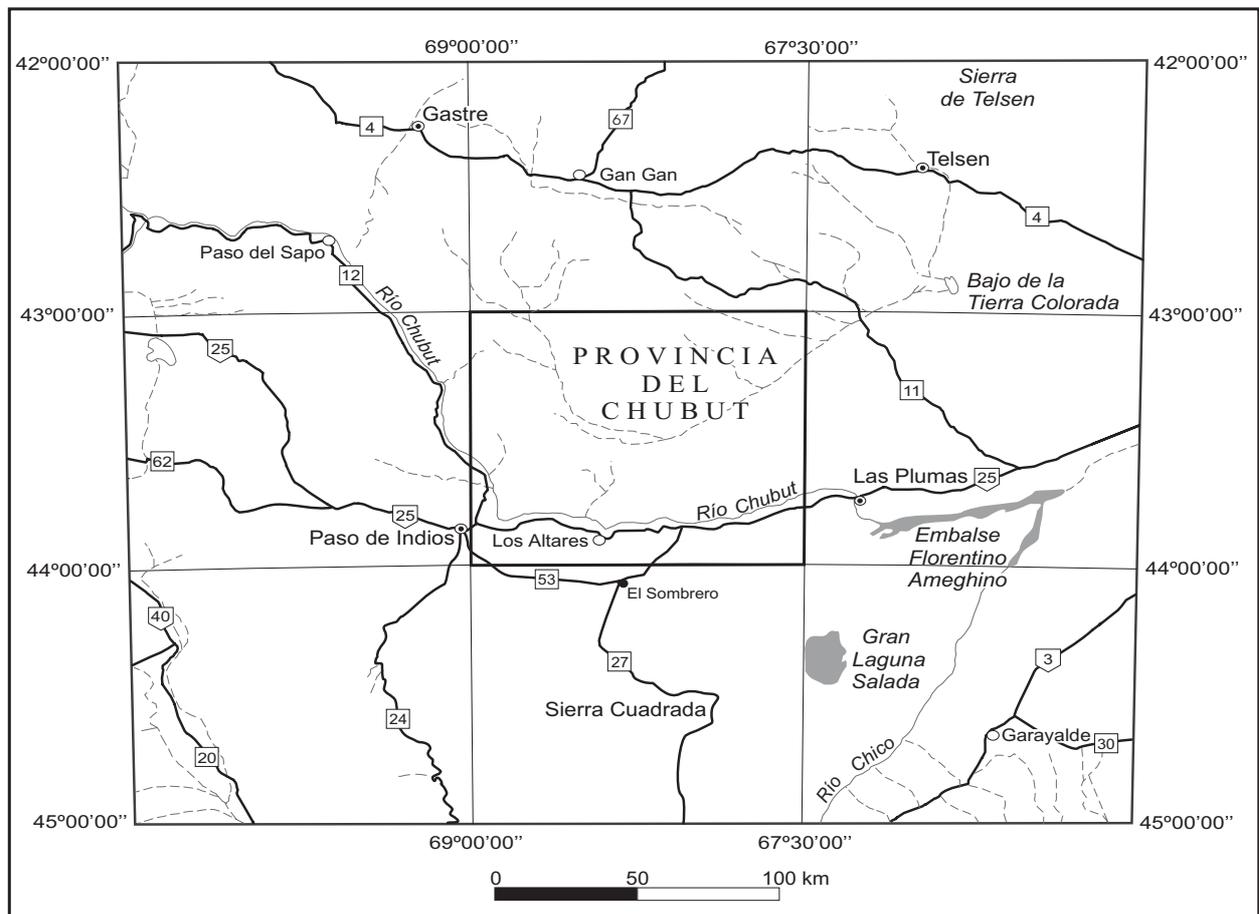


Figura 1. Mapa de ubicación.

1	2
3	4

- 1 - Proserpio, C.A., 1987. *Descripción Geológica de la Hoja 44e, Valle General Racedo* (1:200.000), provincia del Chubut. Dirección Nacional de Minería y Geología. Boletín N° 201
- 2 - Pesce, A., 1977. *Descripción Geológica de la Hoja 44f, Cerro Ponte* (escala 1:100.000), provincia del Chubut. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Informe inédito, 56 p.
- 3 - Codignotto, J., 1977. *Descripción Geológica de la Hoja 45d, Los Altares* (escala 1:200.000), provincia del Chubut. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Informe inédito, 47 p.
- 4 - Panza, J.L., 1979. *Descripción geológica de la Hoja 45e, Las Plumas* (escala 1:100.000), provincia del Chubut. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Informe inédito, 141 p.

Figura 2. Fuentes de información cartográfica.

merecen mencionarse las obras de síntesis de Feruglio (1949-1950), Lesta *et al.* (1972, 1980) y más recientemente de Ardolino *et al.*, (1999), Malumián (1999) y Page *et al.* (1999) entre otros.

Asimismo se contó con las Hojas Geológicas vecinas, pertenecientes al Servicio Geológico Mine-ro Argentino, denominadas: 4169-II Gan Gan (Ardolino *et al.*, en preparación), 4366-I Telsen (Ardolino y Franchi, 1996), 4369-27 Cerro Cóndor (Silva Nieto *et al.*, en preparación), 4366-II Las Plumas (Sacomani y Panza, 1999) y 4569-II El Sombrero (Anselmi *et al.*, 2000).

Un perfil detallado del Grupo Lonco Trapial es descrito por Panza (1979), a lo largo del valle del río Chubut, estableciendo una secuencia ordenada de las diferentes coladas lávicas e ignimbríticas e intercalaciones piro-sedimentarias que integran este Grupo.

Figari y Courtade (1993), Figari *et al.* (1996) y Cortiñas (1996) realizan el estudio de la evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto, mientras que estudios paleomagnéticos de la Formación del mismo nombre son efectuados por Geuna *et al.* (1993, 1999, 2000).

El bosquejo de la estratigrafía del Grupo Chubut en gran parte de la provincia homónima es dado a conocer por Chebli *et al.* (1976) y Codignotto *et al.*, (1978). Recientemente, Manassero *et al.* (2000) aportan nuevos datos estratigráficos, sedimentológicos y mineralógicos

de la Formación Cerro Barcino perteneciente al Grupo Chubut.

El estudio de las sedimentitas marinas de la Formación La Colonia, de edad senoniana, es efectuado en la zona y alrededores por Ardolino y Franchi (1996), Ardolino y González (1996) y González y Ardolino (1996). El contenido paleontológico es estudiado por Rossi de García y Proserpio (1978), Malumián (1983), Levy de Caminos (1984), Nández (1984), Echevarría (1984 a y b, 1986), Bonaparte (1985), Malumián *et al.* (1991), Gasparini y de la Fuente (2000), Gasparini *et al.* (2001) y paleontólogos del Museo Paleontológico Egidio Feruglio de Trelew.

El cerro Bororó o Chiquichán es analizado desde el punto de vista sedimentológico por Andreis *et al.* (1973) y posteriormente por Panza (1979). Los primeros autores crearon la Formación Cerro Bororó (equivalente a la Formación Salamanca), cuyo contenido paleobotánico y microfaunístico es determinado por Archangelsky *et al.* (1969), Petriella (1972), Bertels (1973), Petriella y Archangelsky (1975), Archangelsky (1976 a y b) y Archangelsky y Zamaloa (1986).

Nuevos aportes al estudio petrográfico y geoquímico de los cuerpos subvolcánicos gábricos, paleoceno-eocenos, emplazados en el ámbito de la meseta de Somuncurá son realizados por Ardolino *et al.* (1995) mientras que en la localidad de Paso de Indios y alrededores por Alric (1996). Los cuerpos

ubicados en la mitad oriental de la Hoja son caracterizados petrográficamente por Panza (1979).

Entre los trabajos de minería, en el ámbito de la Hoja, se cuenta con los efectuados por Navarra (1976), Gallucci (1980), Gayone y Bianchi (1988), CNEA (1998) y Fuente y Gayone (1999).

2. ESTRATIGRAFÍA

RELACIONES GENERALES

Las rocas más antiguas, representadas por las calizas cristalinas de la *Formación Cushamen*, se encuentran rodeadas por rocas de composición mesosilíceas, tonalítica-diorítica, agrupadas en la *Formación Mamil Choique*, la que a su vez es intruida por pórfidos ácidos de la *Formación Lipetrén*. Estas tres unidades constituyen el basamento cristalinoprecámbrico-paleozoico de la comarca sobre el que yacen en relación de discordancia angular volcánicas y sedimentitas del Jurásico. De esta manera queda representado el Liásico por las formaciones *Los Mártires*, *El Córdoba* y *Osta Arena*, estando las dos últimas cubiertas, en discordancia erosiva, por una importante asociación volcánica y volcanoclástica denominada *Grupo Lonco Trapial*, de edad bajociana-bathoniana. Además, durante el Jurásico inferior a medio se generaron ignimbritas riolíticas de la *Formación Marifil* que afloran en el sector sureste de la comarca y cuyos términos superiores se disponen en relación de aparente concordancia sobre la asociación volcánica mencionada en último término, la que a su vez soporta en relación de discordancia angular a la *Formación Cañadón Asfalto*, constituida por basaltos (Miembro Inferior) y sedimentitas lacustres (Miembro Superior) del Calloviano-Oxfordiano.

Mediando discordancia angular, se disponen sobre el substrato jurásico piroclásticas y sedimentitas continentales cretácicas, de amplia distribución en la Hoja, integrantes del *Grupo Chubut*. En el Cretácico superior, la secuencia chubutense es cubierta mediante una suave discordancia angular por las sedimentitas fluviales de la *Formación Puntudo Chico* y por las epiclastitas lacustres y marinas de la *Formación La Colonia*, que registran la transgresión proveniente de la cuenca del Colorado. Por otra parte, las sedimentitas chubutenses son también cubiertas en relación de discordancia por depósitos producto de la transgresión marina daniana proveniente de la cuenca del Golfo San Jorge y que están representados por la *Formación Salamanca*,

la que es posteriormente cubierta por las sedimentitas continentales paleocenas de la *Formación Río Chico* en la sierra Chiquichán.

Durante el Paleoceno-Eoceno se produce un episodio intrusivo-efusivo que da origen a las rocas alcalinas de las *Formaciones El Buitre - El Canquel*. En el Oligoceno-Mioceno el volcanismo queda registrado mediante las rocas piroclásticas y volcánicas correspondientes al *Grupo Sarmiento* y al *Basalto Sierra Rosada* respectivamente.

En la parte superior del cerro Bororó o Chiquichán asoman "*Arcosas, Cuarcitas y Coquinas*" producto posiblemente de la transgresión "Patagónica" del Oligoceno superior, que se encuentran en relación de discordancia con respecto a las rocas básicas infrayacentes y suprayacentes correspondientes a las *Formaciones El Buitre - El Canquel y Chiquichán* respectivamente, siendo esta última de edad post-oligocena, quizás miocena.

Sedimentitas clásticas gruesas y medianas de la *Formación Pampa Sastre* asignadas al Plioceno se apoyan en relación de discordancia erosiva sobre tobos del Grupo Sarmiento.

Depósitos fluviales gruesos de la *Formación Valenzuela* (Pleistoceno superior), correspondientes a un antiguo cauce del río Chubut, asoman en el rincón suroccidental de la Hoja. Por último, depósitos sedimentarios pleistocenos y holocenos de distinto origen se disponen sobre las unidades más antiguas.

2.1. PROTEROZOICO SUPERIOR

Formación Cushamen - Miembro El Escorial (1)

Calizas cristalinas

Antecedentes

La Formación Cushamen fue definida formalmente por Volkheimer (1964) para agrupar las micacitas, filitas cuarzosas y metacuarcitas, en parte filíticas y micáceas, aflorantes al este de la confluencia de los arroyos Cushamen y Ñorquinco, situada al noroeste de la Hoja. En la Hoja fueron reconocidas calizas cristalinas, cuyos cuerpos alargados aflorantes en las inmediaciones de El Escorial fueron citados por Proserpio (1987) e incluidos por este autor dentro de la unidad tratada como Miembro El Escorial ya que adquieren dimensiones que permiten su representación cartográfica. Los demás

tipos litológicos aparecen representados conspicuamente como xenolitos de diferentes tamaños inmersos en rocas granodioríticas a tonalíticas de la Formación Mamil Choique. En las proximidades de la mina La Baritina (sierra de los Pichiñanes) las metamorfitas adquieren mayor desarrollo, pero no alcanzan a ser mapeables. Los xenolitos identificados corresponden a anfibolitas, esquistos micáceos, filitas, metacuarcitas y areniscas metamorfizadas (Proserpio, 1987).

En un principio, las calizas fueron reconocidas por Wichmann (1927) y posteriormente por Piatnitzky (1933, 1935), Feruglio (1949-50), Ferello (1965) y Nakayama (1972b), entre otros. Al sur de la comarca, en el área de La Rueda, Piatnitzky (1936) mencionó rocas graníticas asociadas a calizas cristalinas, mientras que Chebli (1973), en la zona de La Potranca, describió que junto con afloramientos de granitos se registraban migmatitas, calizas cristalinas y metacuarcitas.

Distribución geográfica

Los asomos del miembro El Escorial conforman tres fajas alargadas en dirección submeridional que

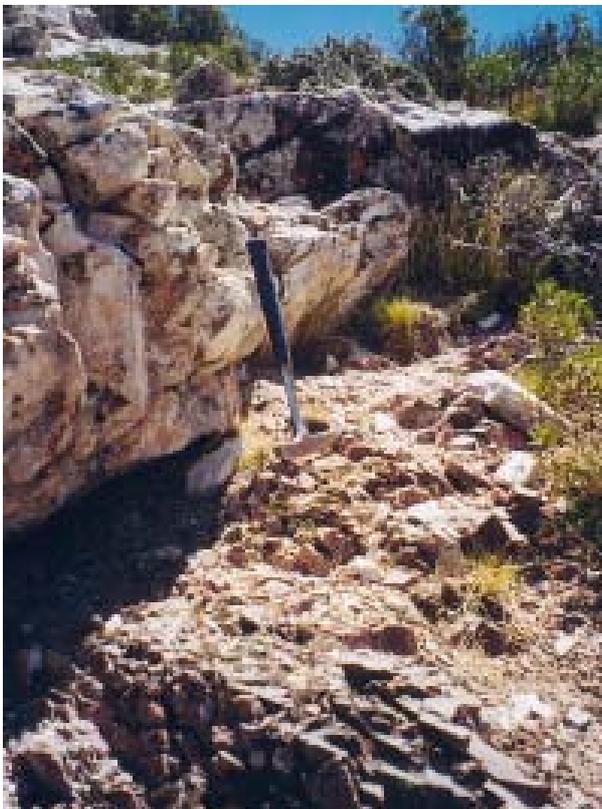


Foto 1. Calizas cristalinas del Miembro El Escorial (Formación Cushamen) en las inmediaciones del pueblo homónimo.

se distribuyen en los alrededores del pueblo del mismo nombre. Sus dimensiones no superan en longitud 2000 m y 30 m de espesor.

Litología

El miembro El Escorial se compone de calizas cristalinas (foto 1) compactas de color blanquecino, grisáceo y a veces hasta bandeado dado por la alternancia de bandas de color blanco y gris. Presentan un ligero brillo vítreo siendo la textura granular. Están compuestas casi exclusivamente de calcita cristalina, interrumpiendo su homogeneidad algunas venillas difusas con tinción limonítica que se distribuyen aleatoriamente. Al microscopio presenta textura granoblástica, constituida en más de un 95% por calcita en granos totalmente xenoblásticos, de tamaño inhomogéneo, con contactos que van desde crenulados a difusos. Acompañan a este mineral apatita, clinopiroxeno, forsterita y pequeñísimas secciones transformadas en serpentina (Fernández, 2000).

Aunque las metamorfitas de la Formación Cushamen no son mapeables, se incluye en esta parte del informe un análisis petrográfico de las mismas aflorantes en las proximidades de la mina La Baritina (sierra de los Pichiñanes), caracterizándose un paragneis de textura granoblástica formada por cuarzo (25%) en cristales anhedrales de hasta 1 mm con extinción fragmentosa y bordes interlobulados. También feldespatos (40%) escasos y muy alterados a material arcilloso. Se observa la presencia de porfiroblastos de cordierita (10%) de hasta 3 mm altamente pinitizados y mica blanca subhedral de hasta 1 mm parcialmente cloritizada, en algunos casos producto de desferrización de biotita. Se encuentran también biotitas (20%) subhedral, alteradas a cloritas, que incluyen zircones bien desarrollados con halos pleocroicos y pequeños cristales euhedrales de fibrolita que forman nidos y crecen a expensas de biotitas. Los minerales opacos forman dendritas de óxidos de hierro y probablemente manganeso y escasa allanita. Como accesorios se encuentran: apatita, titanita, epidoto y minerales opacos. El protolito correspondería a una pelita y la facies metamórfica a anfibolita media, siendo el rango de temperatura de formación de 600 a 650°C.

Ambiente de depositación

Como ambiente original se propone para el miembro El Escorial una plataforma submarina carbonática

en un área tectónicamente estable durante su depositación; esto coincide con lo propuesto por Cagnoni *et al.* (1997) para otras facies de la Formación Cushamen en el área de Río Chico, donde analizan metamorfitas sin inyección para las que indican un origen psamo-pelítico derivado predominantemente de rocas ígneas félsicas depositadas en una fosa o abanico submarino en una posición de antearco.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad se encuentra rodeada por rocas meta-intrusivas (granodioríticas a tonalíticas) de la Formación Mamil Choique, siendo sus relaciones poco claras.

Edad

No se cuenta con dataciones radimétricas de estas rocas, pero teniendo en cuenta las metamorfitas aflorantes en la región de Río Chico (al noroeste de la Hoja) y que están intruidas por granodioritas de la Formación Mamil Choique, cuya edad es paleozoica inferior sobre la base de una isocrona Rb-Sr de 439 ± 10 Ma (Dalla Salda *et al.*, 1994, 1999), se le asigna a la Formación Cushamen una edad precámbrica superior. Estas metamorfitas han sido consideradas las rocas más antiguas del área occidental del Macizo Nordpatagónico, pasando en transición a la Formación Mamil Choique (Caminos y Llambías, 1984)

Sobre la base de la comparación geoquímica realizada en el área de Río Chico de esta formación con la Formación Nahuel Niyeu aflorante en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico, Cagnoni *et al.* (1997) sugirieron la correlación de ambas unidades metamórficas.

2.2. PALEOZOICO

2.2.1. PALEOZOICO INFERIOR

Formación Mamil Choique (2)

Dioritas cuarzosas, tonalitas, granodioritas y migmatitas tonalíticas; escasas milonitas y cataclasitas

Antecedentes

Los afloramientos de esta unidad en la comarca son reconocidos por Piatnitzky (1936), Flores (1948, 1957), Feruglio (1949-50), Nakayama (1972 a y b) y Proserpio (1987), entre otros.

Sesana (1968) describió esta unidad como el evento de granitización proveniente de una diferenciación tonalítica que actuó sobre la facies esquistos y micacitas de la Formación Cushamen. Más tarde, Ravazzoli y Sesana (1977) emplearon el término Formación Mamil Choique para describir las rocas tonalíticas, granodioríticas, migmatíticas de igual composición así como los pórfidos graníticos, pegmatitas y aplitas que afloran en la provincia de Río Negro, inmediatamente al sur de la estación ferroviaria de Mamil Choique, lugar donde se situó la localidad tipo.

Proserpio (1987), al describir la unidad, no incluyó las rocas graníticas “sensu lato” de Ravazzoli y Sesana (1977) separándolas como Formación Lipetrén (Nullo, 1974 en Coira *et al.*, 1975).

En el área de Río Chico (noroeste de la Hoja), Dalla Salda *et al.* (1994, 1999) denominaron a este basamento cristalino bajo el nombre de Complejo Río Chico, agrupando a las Metamorfitas Cushamen y a los Granitoides Mamil Choique. Estos autores separaron los granitos de menor edad relativa (Granito Viuda de Gallo y Granito La Pintada) que habían sido incluidos anteriormente por Ravazzoli y Sesana (1977) dentro de la unidad en cuestión. Este criterio fue seguido por Cerredo *et al.* (2000), quienes consideraron el basamento constituido por unidades metamórfica (Formación Cushamen) e ígneas (Granitoides Mamil Choique y Tonalitas Tunnel) e intruido por rocas graníticas más jóvenes y no deformadas del Paleozoico.

Cabe aclarar que para el área ubicada al sur del río Chubut, Chebli (1973) y Chebli *et al.* (1976) distinguieron dentro del basamento dos unidades: las “rocas metamórficas y de mezcla” y las rocas graníticas de la Formación Puesto La Potranca. Cortés (1988) redefinió esta última formación integrando las metamorfitas y anatexitas con las rocas plutónicas debido a su vinculación genética y a la estrecha relación espacial entre ambas; este criterio fue seguido por Anselmi *et al.* (2000).

En este informe, el basamento cristalino queda dividido en tres unidades: las rocas metamórficas se integraron en la Formación Cushamen, las tonalitas y migmatitas en la Formación Mamil Choique y las rocas graníticas más jóvenes que intruyen estas últimas se denominan Formación Lipetrén.

Distribución geográfica

La unidad se distribuye a lo largo del sector occidental de la Hoja. De norte a sur, aflora en el área septentrional de la sierra de la Cicuta y en los alre-

dedores de El Escorial. Un pequeño asomo se encuentra al sur del zanjón Colorado, mientras que las mayores exposiciones constituyen gran parte de la sierra de los Pichiñanes.

Litología

Está formada por dioritas con cuarzo, tonalitas, granodioritas y migmatitas tonalíticas. Las primeras son de color gris, de textura granosa mediana a fina, constituidas por biotita y hornblenda, siendo no tan elevada la proporción de cuarzo como para considerarlas como tonalitas. Algunas muestras muestran variaciones como la ausencia de biotita e incipiente alteración de las plagioclasas y más cantidad de hornblenda; se puede observar en algunos casos la presencia de clorita y biotita secundarias producto de la alteración de los anfíboles.

Las tonalitas varían en sectores a granodioritas y a tonalitas migmatíticas, constituyendo gran parte de los afloramientos presentes en la sierra de los Pichiñanes. Las granodioritas son de color rosado con textura granosa mediana a fina, estando constituidas por cuarzo, andesina, microclino, biotita y moscovita. En algunos casos, pasan gradualmente a una migmatita tonalítica de color gris y textura granosa mediana donde puede diferenciarse leucosoma y melanosoma sin ser tan evidente la presencia del mesosoma. Las migmatitas muestran una importante foliación metamórfica que se evidencia en la orientación de los minerales planares (especialmente biotita).

Al sur de El Escorial, se observa mayor presencia de xenolitos de anfibolitas y metacuarcitas (Proserpio, 1987) en rocas de la unidad. Se encuentra atravesada por numerosos y pequeños diques de granito rosado, aplitas, pórfidos ácidos y venas y diques de cuarzo y feldespato.

Proserpio (1987) incluyó tentativamente dentro de la formación a un pequeño afloramiento, de 500 m de largo por 20-30 m de ancho, de rocas miloníticas y cataclasitas, de composición granítica o granodiorítica, presentes en las inmediaciones del puesto Huaniman (norte de sierra de la Cicuta). Las milonitas presentan buena exfoliación conteniendo porfiroclastos de oligoclasa y en menor proporción de cuarzo; en algunas muestras se observa feldespato alcalino; la pasta de grano fino está compuesta por feldespato, biotita y moscovita recristalizadas; como accesorios se distinguen pocos cristales de apatita y circón. Entre este tipo rocoso y las tonalitas de la formación se presentan protomilonitas graníticas compuestas por feldespato potásico, cuarzo y biotita. Hay áreas donde además

se observan cataclasitas de composición similar a las mencionadas anteriormente.

En los nuevos estudios petrográficos realizados para la elaboración de esta Hoja se definieron ortogneises granodioríticos de textura granoblástica con sectores de textura lepidoporfioblástica. Mineralógicamente están formados por cristales de cuarzo (30%) subhedrales de hasta 1 mm con extinción fragmentosa y bordes interlobulados, con sectores de tipo mosaico de subgrano. Donde la tendencia es porfioblástica, el cuarzo tiende a la formación de puntos triples que no llegan a desarrollarse en forma completa (esto indicaría condiciones de equilibrio durante la cristalización, que en general se obtienen durante un enfriamiento lento con suficientes fluidos).

También se encuentran feldespatos potásicos (microclino) en cristales subhedrales de 1 mm tamaño promedio, parcialmente alterados a material arcilloso (35%). Las plagioclasas (andesina) tienen maclas sin deformación de hasta 2 mm, escasamente alteradas (15%). Están presentes también mica blanca subhedral de hasta 1 mm producto de desferrización de biotitas y en algunos casos primaria, y biotitas euhedrales sin alteración ni deformación. Éstas se presentan aisladas (hasta 0,5 mm) o formando bandas melanocráticas que determinan la foliación gnéisica y rodean porfiroblastos de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo. Incluyen zircones bien desarrollados con halos pleocroicos. Las micas representan el 15% de la roca. Los opacos están representados fundamentalmente por óxidos de hierro, producto de desferrización de la biotita y como accesorios apatita, zircón y allanita.

Se identificaron anatexitas, siendo las migmatitas estromatíticas las mejor representadas. Éstas poseen textura migmatítica media donde pueden reconocerse leucosoma y melanosoma (65 y 35% respectivamente) con mesosoma indiferenciado. El leucosoma presenta textura granoblástica y en sectores porfioblástica. Mineralógicamente está formado por cuarzo en cristales anhedrales de hasta 2 mm con extinción fragmentosa y bordes interlobulados con numerosas inclusiones fluidas. Puede observarse recristalización en este mineral formada por pequeños cristales (hasta 0,5 mm) de bordes interlobulados que no llegan a formar cintas continuas, dando idea en sectores de una anatexis solamente parcial. Las plagioclasas (andesinas) con maclas sin deformación pueden observarse alteradas mientras que los feldespatos potásicos se presentan muy alterados a material arcilloso.

Dentro del leucosoma los porfiroblastos de cordierita están altamente pinitizados y superan los

2 mm de longitud. La mica blanca se presenta subhedral, con cristales que llegan hasta 1 mm, parcialmente cloritizada y asociada a biotita (en algunos casos producto de desferrización de esta última). Los cristales son límpidos, con buen clivaje y escasa deformación aunque los bordes están rotos.

En el melanosoma se encuentran biotitas subhedrales, parcialmente alteradas a cloritas, a veces flexuradas que forman bandas melanocráticas que definen la foliación migmatítica. Incluyen zircones bien desarrollados con halos pleocroicos.

Se encuentran nidos de clorita que ocasionalmente encierran cristales de biotita y mica blanca y pequeños cristales euhedrales de fibrolita que parcialmente gradan a sillimanita prismática. También se observa estauroлита y cianita relícticas.

Entre los opacos, fundamentalmente se encuentran óxidos de hierro que en sectores forman boxwork de sulfuros. Los accesorios son: apatita, allanita, titanita y opacos.

El protolito determinado corresponde a pelitas que alcanzaron facies metamórfica anfíbolita alta – anatexita con un rango de temperatura de 650 - 800°C.

Los granitoides de Mamil Choique fueron analizados geoquímicamente (López de Luchi *et al.*, 1999), definiéndose para ellos una suite calco-alcalina mayoritariamente peraluminosa. Para dichos autores existe un bandeamiento magmático que diferencia facies tonalíticas-granodioríticas y una importante deformación dúctil que genera dos fases de plegamiento con generación de planos S-C. Por otra parte, Dalla Salda *et al.* (1994) mencionaron características que aproximan a estas rocas (Formación Mamil Choique) a las metamorfitas de la Formación Cushamen indicando que el contacto entre ambas es transicional y suelen encontrarse amplias bandas migmatíticas entre ellas.

En los estudios que se han realizado para esta Hoja se coincide con la existencia de características metamórficas tanto en afloramiento como en el análisis petrológico al microscopio, por eso nos referimos a ellos como meta-intrusivos.

Los mejores afloramientos del basamento se localizan en las proximidades de las minas de baritina, en el límite occidental de la Hoja. En este sector se observa una compleja litología que refleja varias etapas de evolución. El basamento expuesto, dúctilmente deformado, no supera la decena de metros de espesor. En él los paragneises (que llegan a presentar un D3) se repliegan aflorando como cuñas (lo que Proserpio -1987-

denomina “colgajos”) junto a los metaintrusivos de Mamil Choique (fotos 2 y 3); intercalándose en muchos casos niveles de migmatitas. El segundo estadio de deformación tiene características frágiles-dúctiles e involucra cizallamiento, alteración hidrotermal y metamorfismo retrógrado. Estos procesos afectan a todas las unidades, pero especialmente a las metasedimentarias y migmatitas. El hidrotermalismo es suficientemente severo como para dar origen a la mineralización de carbonatos y baritina.

Ambiente de depositación

Teniendo en cuenta el trabajo de Dalla Salda *et al.* (1994), el Complejo Río Chico (Formación Cushamen y Granitoides Mamil Choique) fue interpretado como el resultado del evento colisional Tacónico entre Laurentia y Gondwana, cuyos productos sincolisionales estaban representados por las rocas metamórficas y migmatitas, derivadas de la anatexis local de un protolito de grauvacas, pelitas y areniscas cuarzosas, incluyendo además a los granitoides sintectónicos de Mamil Choique.

Otro evento de tipo colisional (Acádico) se desarrolló en el Devónico superior de acuerdo con estos autores, generando estructuras frágiles-dúctiles y el emplazamiento del Granito Viuda de Gallo dentro de este Complejo.

Para López de Luchi *et al.*, (1999), el estadio formacional sería compresivo y un poco posterior al pico metamórfico regional. Los autores distinguen dos series, una reducida y la otra oxidada que fueron interpretadas, a partir de datos isotópicos, como un episodio de engrosamiento cortical vinculado con una probable colisión carbonífera.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad es intruida por las rocas graníticas de la Formación Lipetrén. A su vez, es cubierta en relación de discordancia por volcanitas y sedimentitas jurásicas así como por depósitos continentales cretácicos pertenecientes al Grupo Chubut.

Edad

Dataciones radimétricas presentes en la comarca y zonas aledañas muestran edades que oscilan entre el Silúrico y el Triásico superior; estos valores pueden consultarse en Proserpio (1987), Cortés (1988),



Foto 2. Formaciones Cushamen y Mamil Choique. Metamorfitas, migmatitas y metaintrusivas afectadas por sucesivas deformaciones dúctiles y frágiles. Fuerte alteración hidrotermal mineralizante. Sierra de los Pichiñanes.



Foto 3. Formaciones Cushamen y Mamil Choique. Detalle (ángulo derecho) de paragneises tectonizados. Sierra de los Pichiñanes.

Linares y González (1990) y López de Luchi *et al.* (1999), entre otros. Estas edades causan incertidumbre ya que muestran diferentes valores para rocas de la misma localidad así como dudas acerca de si pertenecen a la Formación Mamil Choique o a un ciclo intrusivo más joven, representado en la comarca por la Formación Lipetrén, de forma tal que puede haber producido eventos térmicos posteriores provocando el rejuvenecimiento de las rocas de Mamil Choique.

La Granodiorita Mamil Choique, en la zona de Río Chico (provincia de Río Negro), fue datada mediante isocrona Rb-Sr dando un valor de 439 ± 10 Ma, correspondiente al Ordovícico-Silúrico (Dalla Salda *et al.*, 1994, 1999), por lo que se la asigna al Paleozoico inferior.

2.2.2. PALEOZOICO SUPERIOR

Formación Lipetrén (3)

Pórfidos graníticos, riolíticos, riodacíticos, microgranitos y pórfidos dacíticos

Antecedentes

Fue denominada formalmente por Nullo (en Coira *et al.*, 1975) para caracterizar una facies hipabisal que intruía a la Formación Mamil Choique y que estaba constituida por granitos, granitos aplíticos rosados y pórfidos graníticos. Anteriormente había sido denominada por Volkheimer (1964) como “Granito Aplítico Rosado”, haciéndole corresponder a esta fase magmática un gran número de diques y filones capa de pegmatita que atravesaban las metamorfitas de la Formación Cushamen. Sesana (1968) y Ravazzoli y Sesana (1977) incluyeron estas facies dentro de la Formación Mamil Choique, agrupándolas estos últimos autores como “Miembro rocas graníticas *sensu lato*”.

En el ámbito de la Hoja han sido incluidas por Flores (1956, 1957), conjuntamente con las rocas metamórficas, dentro del “basamento”; Nakayama (1972 a y b) y Chebli *et al.* (1976) las englobaron dentro de la Formación Taquetrén, unidad definida por el primer autor para designar los afloramientos presentes en el extremo sur de la sierra homónima. Más recientemente, Proserpio (1987) efectuó una descripción de las rocas de esta unidad.

Distribución geográfica

Los asomos de esta Formación se visualizan en el cuadrante noroeste de la comarca. Un afloramiento,

de forma elongada, se encuentra al sudoeste de El Escorial, presentándose los restantes en la zona norte de la sierra de La Cicuta.

Tentativamente se asignan a la unidad las rocas graníticas ubicadas al sureste del codo del río Chubut.

Litología

Esta formación está constituida por pórfidos graníticos, riolíticos, riodacíticos y microgranitos; se incluyen tentativamente pórfidos dacíticos, a pesar que no están mencionados como constituyentes de la unidad, ya que en la comarca están asociados con los tipos rocosos mencionados precedentemente y que se presentan en relación de intrusión con las tonalitas y granodioritas de la Formación Mamil Choique.

Sobre la base de las observaciones y descripciones efectuadas por Proserpio (1987), aflora al sudoeste de El Escorial un pequeño cuerpo de pórfido granítico de color rosado y textura granosa mediana, compuesto por cuarzo, feldespatos potásico, oligoclasa en ocasiones alterada a arcilla, con moscovita y biotita en poca proporción; la estructura es caótica debido a los procesos de silicificación, feldespatización y sericitización, así como a la cataclasis que ha sufrido la roca. Más al sur de los asomos recién mencionados se observan granófiros, pórfidos riolíticos, graníticos, riodacíticos y hasta dacíticos dispuestos en pequeños asomos de forma tabular con disposición norte-noroeste dentro de la unidad Mamil Choique. Los de composición riodacítica y dacítica son de color gris, presentando los dacíticos textura porfirica con fenocristales de oligoclasa básica-andesina ácida, cuarzo y biotita en una pasta de textura granosa gruesa constituida por plagioclasa, cuarzo y biotita alterada a clorita, titanita, opacos y escasa apatita.

Un solo afloramiento de granito fue observado por Proserpio (1987) al oeste del puesto Paineicura (cercanías de la sierra de la Cicuta); el mismo es de color rosado, de textura granosa mediana y en partes gruesa; carece de micas o es muy escasa. En las cercanías de este lugar se observaron rocas de textura granosa fina, homogénea, de color rosado grisáceo claro. Los afloramientos son conspicuos y están bastante diaclasados. En corte delgado (Fernández, 2000) la textura es granosa inequigranular alotriomorfa, constituida por feldespatos alcalinos, plagioclasa, cuarzo y biotita; los contactos entre los minerales han sido modificados por presión, observándose bordes suturados y crenulados entre los mismos. El feldespato alcalino es anhedral, peritítico y está suavemente alterado a arcilla puntiforme par-

da. La oligoclasa cálcica-andesina sódica tiene maclas de albita-Carlsbad muy delgadas, como así también secciones inmacladas donde el centro está alterado a arcillas, mientras que los bordes son más frescos. Se ven numerosas simplectitas en los contactos con el feldespato alcalino. El cuarzo es muy límpido, con extinción fragmentosa, e incluye generalmente pequeños granos de feldespato también como consecuencia de la presión que ha soportado la roca. La biotita tiene un marcado pleocroismo entre castaño amarillento claro y castaño negruzco presentándose en pequeñas secciones y agregados que se estiran entre los límites de los demás minerales; ocasionalmente forma cristales de mayor tamaño. Hay mineral opaco diseminado relativamente abundante. El mineral accesorio es apatita.

En cuanto a los demás constituyentes de la unidad, afloran microgranitos de color rosado grisáceo claro, de textura granosa fina, siendo el elemento dominante el cuarzo que se presenta homogéneamente en toda la roca. Además, tienen microclino y, en menor proporción, oligoclasa y escasa biotita. Los pórfidos riódacíticos son de coloración grisácea oscura presentando a veces tonos verdosos. Se componen de fenocristales de oligoclasa básica a andesina a veces con alteración sericitica y escaso cuarzo; la pasta de grano fino hasta afanítica es abundante y está compuesta por cuarzo, feldespato y abundante biotita en forma de laminillas.

Debido a semejanzas litológicas con esta formación se incluyeron las rocas graníticas aflorantes al sureste del codo del río Chubut. Son rocas de textura granosa mediana y coloración gris rosada muy clara constituidas por cuarzo, feldespato y escasa biotita. Conforman suaves lomadas donde la cobertura regolítica es dominante. Bajo el microscopio (Fernández, 2000) la textura es granosa inequigranular alotriomorfa. Está integrada por abundante feldespato alcalino en cristales anhedralmente fuertes y casi siempre turbios por arcilla puntiforme parda, mostrando bordes crenulados e interpenetrados con los minerales adyacentes, llegando en algunos casos a granulación de los mismos. La albita media a cálcica es escasa y de hábito subhedral. El cuarzo (segundo mineral en importancia) es anhedral, con extinción ondulosa marcada y frecuentemente con fracturaciones internas y con bordes que casi siempre han sufrido granulación. Entre los máficos, la biotita se ubica intersticialmente entre los demás integrantes de la roca mientras que la hornblenda se encuentra en menor proporción y en secciones difusas. Los minerales opacos son es-

casos y en secciones euhedrales. Esta muestra es clasificada como un leucogranito.

Ambiente de depositación

La presencia de monzogranitos deformados y sin deformación que intruyen netamente a los granitoides de la Formación Mamil Choique (en el área de Río Chico, al norte de la Hoja) puede ser interpretada (López de Luchi *et al.*, 2000) como fusión parcial de rocas metasedimentarias o, dentro de un ciclo magmático, como las etapas finales o post-magmáticas que involucran alteración hidrotermal. Representan por lo tanto para la primera hipótesis un emplazamiento de intraplaca y, para el segundo caso, la etapa póstuma de los eventos magmáticos del ciclo orogénico paleozoico.

Relaciones estratigráficas

Las rocas de la Formación Lipetrén se encuentran intruyendo a las granodioritas y tonalitas de la Formación Mamil Choique. Debido a que los afloramientos se encuentran muy cubiertos es difícil observar la relación que presenta con unidades más jóvenes.

Edad

En el ámbito de la Hoja esta unidad intruye a las granodioritas y tonalitas de la Formación Mamil Choique del Paleozoico inferior, pero no se observa su relación con unidades más jóvenes por lo que no se puede acotar su edad estratigráficamente. Sin embargo, en la sierra de Taquetrén estos pórfidos graníticos son cubiertos por la Formación Garamilla (Nullo, 1978), unidad que fue correlacionada por Nullo (1978) con las Formaciones Paso Flores y Los Menucos portadoras de fauna de *Dicroidium* del Triásico superior; además, este autor describió que los pórfidos graníticos son anteriores a la Formación Paso Flores debido a que se encuentran dentro de esta última formación rodados de pórfidos probablemente pertenecientes a la Formación Lipetrén. Sobre la base de esto la edad mínima sería pre-triásica superior.

Se puede comparar esta unidad con los Granitos Viuda de Gallo y La Pintada del Paleozoico superior-Triásico (emplazados en la región de Río Chico y relacionados a ciclos magmáticos del Devónico tardío y Permo-Triásico según Dalla Salda *et al.*, 1994) dado su similitud litológica, posición estratigráfica y edad.

Recientemente, granitos que intruyen netamente a los granitoides de Mamil Choique (área de Río Chico) fueron datados mediante isocrona Rb/Sr sobre roca total en 278 ± 8 Ma por López de Luchi *et al.* (2000), dando una edad pérmica.

Sobre la base de lo expuesto se asigna a la Formación Lipetrén una edad paleozoica superior.

Cabe mencionar que granitos leucocráticos y pórfidos graníticos mapeados como Formación Lipetrén por Nullo (1978) y Proserpio (1978) fueron atribuidos al episodio eomesozoico por Rapela *et al.*, 1991 y Alonso, 1992 (en Rapela, 1999), caracterizado por la generación y emplazamiento, en fallas transcurrentes de rumbo NO-SE y desplazamiento dextral, del Batolito de la Patagonia Central.

2.3. MESOZOICO

2.3.1. JURÁSICO

2.3.1.1. Liásico

Formación El Córdoba (4)

Lavas e ignimbritas de composición andesítica hasta riodacítica; escasas lacitas

Antecedentes

La sección tipo de esta unidad se ubica en la cabecera de la quebrada El Córdoba y tramo superior del Cañadón del Medio (al oeste de la Hoja, fuera de sus límites), donde Robbiano (1971) la define formalmente para agrupar los bancos psefíticos macizos allí aflorantes. Anteriormente, había sido designada por Suero (1946) como “Serie Porfírica Liásica: complejo inferior”. Más recientemente, Nullo (1983) divide la Formación El Córdoba en dos facies: Facies Lávica y Facies Clástica, diciendo que la primera tiene un dominio de rocas lávicas aunque los elementos clásticos están presentes, y que la segunda tiene dominio de la fracción clástica sobre la lávica.

Dentro de la comarca, los afloramientos de la unidad fueron reconocidos e incluidos por Nakayama (1974), Chebli (1974) y Chebli *et al.* (1976) como pertenecientes a la Formación Cañadón Puelman del Grupo Lonco Trapial. Luego, Codignotto *et al.* (1978) mencionaron los asomos de estas volcanitas bajo la denominación de Formación El Córdoba, y Panza (1979) y Sacomani (1993) los describieron en detalle agrupándolos dentro de la facies lávica de la Formación El Córdoba de acuerdo con el esquema propuesto por Nullo (1983).

Cabe mencionar que al sur de la comarca los afloramientos de la unidad fueron incluidos por Chebli (1973), Chebli y Serraiotto (1974) y Chebli y Sciutto (1977) dentro del Grupo Lonco Trapial, siendo posteriormente separados de este grupo y considerados como “Volcanitas Liásicas” por Cortés (1982) y Cortés y Baldoni (1984). Finalmente, fueron estudiados en detalle por Cortés (1988, 1990a) denominándolos formalmente como Formación Los Tobianos, con el perfil tipo al nordeste del puesto homónimo. Esta formación sería equivalente a la Formación El Córdoba.

Distribución geográfica

La Formación El Córdoba aflora en el cuadrante sureste de la Hoja, en ambos márgenes del río Chubut, en el tramo comprendido entre las estancias Los Álamos y Cabeza de Buey.

Litología

La Formación El Córdoba está constituida, sobre la base de las descripciones efectuadas por Panza (1979), por lavas e ignimbritas de composición andesítica hasta riodacítica de coloraciones amarillentas grisáceas, gris rosadas hasta castañas rojizas; la textura es porfírica con pocos fenocristales de biotita de hasta 3 mm y algunos de feldespato blanco de hábito prismático de 3 a 4 mm de tamaño; la pasta afanítica es de color gris a rosado-rojiza. En cuanto a la clasificación como lavas o ignimbritas es difícil ya que presentan escasas características distintivas; al microscopio la presencia de sectores con recristalización mas gruesa y aspecto de fiammes en algunas pastas hace pensar que se trata de ignimbritas así como la presencia de posibles trizas deformadas mientras que en el campo se identificarían por la presencia de fragmentos pumíceos aplastados de hasta 10 cm de longitud que conforman una estructura pseudo-fluidal.

Estos afloramientos en algunas partes presentan marcada fluidalidad. Se observa también lajamiento subparalelo y en ciertos sectores se desarrolla una incipiente disyunción columnar. Conforman paredes verticales con importantes hoyos, cuevas o pináculos y torres que culminan en puntas agudas. Estas rocas se presentan muy silicificadas. La presencia de sílice secundario relleno de venillas, amígdalas o geodas de cuarzo bien recristalizado que pueden llegar hasta los 30 cm de diámetro y también rodeando a los distintos fragmentos en zonas brechosas. Panza

(1979) y Franchi *et al.* (1989) mencionaron más de 150 m de espesor para estas rocas lávicas en la comarca y la zona de Las Plumas.

En ambos márgenes del río Chubut, en el área norte del cerro Degollado, afloran rocas andesíticas de color gris y amarillo verdoso compuestas por fenocristales de plagioclasa y escasos opacos en una pasta afanítica de naturaleza vítrea con marcada fluidalidad e impregnada por óxidos de hierro; estos últimos tienen forma de fiammes por lo que podría tratarse de ignimbritas.

Un sólo asomo de composición lacítica de aproximadamente 10 m de espesor se presenta en el margen sur del río Chubut, al este de la estancia Cabeza de Buey. Estas rocas son muy lajosas y en el afloramiento forman cavernas de tamaño variado llegando a los 6-7 metros de diámetro. Las mismas presentan coloración gris rosado a rojizo o castaño siendo de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y máficos alterados en una pasta afanítica con fluidalidad acentuada por la presencia de óxidos de hierro o finas venillas silíceas. Pueden llegar a ser líticas. Al microscopio los fenocristales de plagioclasa se presentan muy alterados a sericita y contienen bastantes inclusiones opacas; los restos de fenocristales máficos presentes se encuentran reemplazados por clorita, opacos y limonita rojiza; como accesorio se observa apatita. La pasta es de textura heterogénea, felsítica cripto/microcristalina y también micropegmatítica, compuesta por agregados de feldespato alcalino, calcoalcalino y escaso cuarzo, abundante material opaco y escasa sericita.

Al sur del río Chubut y al oeste del cañadón y la estancia Cañadón Carbón afloran rocas riódacíticas dispuestas en pequeños mantos de 8 m de espesor aproximadamente que conforman pequeñas paredes verticales, compactas en la parte inferior e incipientemente recortadas en gruesas columnas en la superior. La roca es de textura porfírica con fenocristales de cuarzo con inclusiones pulverulentas, oligoclasa con inclusiones opacas y núcleos algo alterados en cuarzo, sericita y carbonato. Se encuentra anfíbol reemplazado pseudomórficamente por clorita y material opaco y escasos cristales de sanidina con textura cribada. La pasta es de textura microgranosa de cuarzo y feldespato con gránulos opacos, limonita y escasísimo anfíbol.

Un nuevo análisis petrológico realizado sobre una muestra localizada en el margen sur del río Chubut,

al norte del cerro Degollado corresponde a una riolita vítrea desvitrificada. Su textura es porfírica con 6% de fenocristales formados por plagioclasa y biotita. Las plagioclasas (andesinas) superan los 0,3 mm de longitud, son euhedrales y en ellas se mantienen las maclas polisintéticas bien conservadas, alteradas parcialmente a material arcilloso. Las biotitas son pequeñas y euhedrales, están alteradas y muchas de ellas muestran en su centro presencia de allanita. La pasta es vítrea, aunque se encuentra desvitrificada, y toda la muestra presenta un alto grado de alteración. Como producto de alteraciones secundarias se observa venillas de escasa longitud rellenas por cuarzo y epidotos.

Ambiente de depositación

La unidad se originó como consecuencia de la presencia de un vulcanismo de tipo lávico e ignimbrítico de composición mesosilícica y también algo ácida.

Relaciones estratigráficas

Subyace en relación de discordancia erosiva a las piroclastitas de la Formación Osta Arena, también del Liásico, y a las volcanitas del Grupo Lonco Trapial (Dogger).

No se observa la base de la unidad dentro de la Hoja.

Edad

Nullo (1983) consideró la Formación El Córdoba de edad liásica sobre la base de la flora fósil que contiene y a la flora presente en la Formación Puntudo Alto, que subyace a esta unidad y pasa en forma transicional a la misma en el área de Pampa de Agnia. Por otra parte, esta edad fue avalada por el hecho que la facies lávica de la Formación El Córdoba se encuentra por debajo de la Formación Osta Arena (con amonites del Pliesbachiano superior a Toarciano inferior).

La Formación El Córdoba sería el equivalente de la Formación Los Tobianos (Cortés, 1990a), aflorante al sur de la comarca, la que se dispone en relación concordante sobre las sedimentitas liásicas de la Formación Puesto Lizarralde (Chebli *et al.*, 1976) y es cubierta por la secuencia continental del Grupo Lonco Trapial asignada al Bajociano-Bathoniano.

Sobre la base de lo expuesto y a las relaciones estratigráficas que presenta en la comarca,

subyaciendo a las piroclastitas asignadas a la Formación Osta Arena, se le da una edad liásica, prepliesbachiano superior, compartiendo el criterio de Franchi *et al.* (1989).

Formación Los Mártires (5)

Andesitas, ignimbritas andesíticas a riolíticas y tobas; pelitas y areniscas tobáceas, brechas y balsaltos

Antecedentes

Dentro del ámbito de la Hoja, este conjunto de volcanitas fue reconocido y mencionado por Flores (1956-57) como "Complejo Porfírico y Porfirítico" mientras que Nakayama (1974) lo incluyó dentro de la Formación Cañadón Puelman. Franchi *et al.* (1975) agruparon con reservas un pequeño asomo de andesitas cercanas al cerro Ponte dentro de la Formación Marifil. Posteriormente, Pesce (1977, 1978) designó formalmente con el nombre de Los Mártires al conjunto de volcanitas mesosilícicas y ácidas presentes al oeste del pueblo El Mirasol, correlacionándolas con la Formación El Córdoba sobre la base de las dataciones radimétricas que obtuvo. La continuación hacia el oeste de éste conjunto de volcanitas fue estudiada por Proserpio (1987), quien optó por el empleo de la denominación de Formación Los Mártires aclarando que debería haberse utilizado el nombre de Formación El Córdoba, de acuerdo con la correlación efectuada por Pesce.

Cabe aclarar que dentro de esta unidad se ha incluido el afloramiento presente en los alrededores del establecimiento Mancucci y que había sido mapeado anteriormente como Formación Mancucci, del Jurásico medio, por Pesce (1977, 1978). Esta integración se debió a que este asomo presenta similares características litológicas con los de la unidad en cuestión.

Distribución geográfica

Los afloramientos de la unidad conforman lomadas suaves, redondeadas y de poca altura relativa asomando en el sector comprendido entre los paralelos del cerro Parva al norte y del cerro Bayo Overo al sur.

Litología

Se compone de andesitas, ignimbritas andesíticas a riolíticas y tobas; aunque algunas muestras suma-

mente alteradas fueron clasificadas como basálticas requiriéndose un análisis químico que permita conocer su denominación definitiva. En general es difícil establecer la relación entre los distintos tipos litológicos debido a que conforman afloramientos aislados; esto imposibilita a su vez obtener el espejor completo de la unidad.

Sobre la ruta que va desde El Mirasol hasta El Escorial, entre el establecimiento Mancucci y el cerro Crique, se encuentran expuestas andesitas, alteradas y fracturadas, de color castaño rojizo y textura porfírica con fenocristales (25%) de plagioclasa y mineral máfico en una pasta afanítica; finas venillas rellenas con limonitas atraviesan la roca. En las partes más elevadas de estas lomadas asoman rocas violáceas oscuras, fluidales, con cristaloclastos de cuarzo y feldespatos, además de pequeñas secciones redondeadas de clastos líticos; la matriz es afanítica. También se distinguieron abundantes fiammes que se orientan según la fluidalidad de la roca. Se corresponde a una ignimbrita riolítica vítrea desvitrificada que en corte delgado (Fernández, 2000) presenta textura cristaloclástica donde el cuarzo con bordes corroídos y la sanidina en secciones tabulares constituyen el 5% de la muestra; la matriz es en mayor proporción vitroclástica con trizas y vitroclastos mayores. Las trizas, al igual que la base de la matriz, están desvitrificadas, las primeras a un material axiolítico sobre los bordes y la segunda a material criptocristalino. Los escasos clastos líticos son de pumicitas muy difusas; en cuanto a los fiammes, están desvitrificados a un agregado microgranoso y llevan delgadas lentes formadas por un fino borde de calcedonia con el centro ocupado por cuarzo microgranoso muy límpido y de buen desarrollo.

Al comienzo de la huella que se dirige hacia la estancia Aguada del Toro se identificó, del estudio en corte delgado, la presencia de baritina en rocas andesíticas (Fernández, 2000) cuyos asomos se presentan bastante fracturados y son de color violáceo con textura porfírica; los fenocristales (feldespato y mineral máfico) constituyen el 25% de la muestra y presentan una ligera orientación. La baritina se encuentra dispersa en secciones anhedrales, teniendo en algunos casos estructura en tablas; sectores con esta estructura se dispersan por toda la roca aunque formados por cuarzo granular enturbiado por óxidos, por lo que se infirió que podrían corresponder a baritina original reemplazada por cuarzo.

Los asomos ubicados al nordeste, nor-noroeste y oeste del cerro Crique se componen de rocas andesíticas de color castaño y morado grisáceo, de

textura porfírica con fenocristales blancos de feldespato; en sectores se observa albitización y silicificación. Del estudio microscópico de una muestra ubicada al oeste del cerro se observó la presencia de textura porfírica con fenocristales de andesina y en menor proporción de augita de hábito prismático; la pasta, de textura intersertal, está constituida por microlitos de plagioclasa (Pesce, 1977). Por otra parte, al este del cerro mencionado afloran ignimbritas riolíticas de color castaño morado y textura porfírica con fenocristales de cuarzo inmersos en una pasta afanítica. Al microscopio se observó una textura vitroclástica donde la mesostasis se presenta desvitrificada y transformada en parte a un agregado arcilloso ferruginoso. Los fenocristales son de cuarzo y feldespato potásico reabsorbidos en parte por la mesostasis (Pesce, 1977).

Los afloramientos más occidentales, presentes al sur del cerro Parva, fueron descritos en detalle por Proserpio (1987), quien observó hacia la base de la secuencia *tobas andesíticas* de color castaño grisáceo, de grano fino a mediano con textura porfírica presentándose al microscopio abundantes líticos de pasta volcánica fina y restos vítreos con alteración celadonítica; son frecuentes los clastos de plagioclasa, en menor proporción de hornblenda y escasa biotita; la mesostasis es andesítica con microlitos de plagioclasa y material arcillo-ferruginoso. Continúa con una *ignimbrita* a la que le sigue una *brecha tobácea* de color gris verdoso con fragmentos angulares de 4 mm de tamaño promedio; al microscopio la textura es microbrechosa con base fina hipocristalina con escasos vitroclastos y fragmentos pumíceos y clastos de cuarzo, oligoclasa y líticos de volcanitas; la composición andesítica de esta brecha está dada por la presencia de la plagioclasa y de material calcítico aunque podría ser de composición más ácida por la abundancia de cuarzo y el carácter felsítico (?). Continúa con una *ignimbrita de textura brechosa* con fragmentos isorientados de hasta 5 cm que se corresponden a dos clases de volcanitas distintas; en la pasta hay sílice microcristalina proveniente de la desvitrificación. Además, afloran *limolitas arcillo tobáceas* de coloración verdosa con pequeños fragmentos de material clorítico; al microscopio presentan textura clástica donde los fragmentos se corresponden a un agregado microcristalino sílico-caolínico asociado a material clorítico-micáceo, también hay clastos vítreos; la matriz se compone de un agregado microgranular de composición silícea en una base hipocristalina impregnada por óxidos de hierro. Afloran *areniscas tobáceas* de grano fino y color gris rosado

con escasos clastos de 2 a 3 mm de cuarzo y en forma subordinada de plagioclasa, vitroclastos, litoclastos y fragmentos esferulíticos; la matriz es de un agregado silíceo caolínico microgranular. También, se reconocieron *andesitas* propilitizadas de color morado con textura porfírica donde se observan fenocristales de feldespato en una pasta compacta; al microscopio se diferenciaron fenocristales de andesina básica y en menor medida de piroxeno estando la pasta conformada por microlitos de plagioclasa, observándose granulitos de óxidos de hierro. En el tramo superior de esta secuencia se identificaron *tobas andesíticas* de color gris con tonalidades verdosas donde se vieron líticos oscuros de 2 cm de diámetro; al microscopio la textura es piroclástica con pocos clastos de plagioclasa en una mesostasis de naturaleza arcillosa que correspondería a la alteración vítrea. También afloran *tobas* finas de color rojo y con huecos, presentando al microscopio textura clástica con individuos de cuarzo y feldespato y vidrio desnaturalizado en una matriz silíceo-arcillosa impregnada en óxidos de hierro. Por último, se identificaron *ignimbritas* de textura porfiroclástica donde se vieron clastos de cuarzo, plagioclasa y escasos líticos de pumicita; la textura es flamiforme producto de la aglutinación de los fragmentos vítreos, presentándose entre el vidrio un microagregado silíceo producto de la desvitrificación.

En los alrededores de la estancia La Angostura afloran *ignimbritas* de color rosado y textura porfiroclástica fluidal. Están compuestas por porfiroclastos de feldespato y escasos ferromagnesianos en una mesostasis de grano fino. Al norte del cerro El Chivo asoman *riodacitas de aspecto tobáceo* y *riolitas* de color rojo pardo, afaníticas y con acentuada silicificación. En el área oriental del establecimiento El Pueblito se presentan *ignimbritas riodacíticas* de coloración rosada y pasta fina con clastos afaníticos gris claro que son cubiertas por *tobas alteradas* de grano fino, de color rosado y composición posiblemente ácida. Por otra parte, al sur de este establecimiento y conformando una pequeña elevación aflora una *brecha basáltica* donde los fragmentos basálticos se encuentran inmersos en una base calcárea micrítica a subesparítica. Sobre esta brecha se dispone un *basalto* afírico de grano fino y de color rojo.

Al suroeste del establecimiento Pesvera aflora una *toba lítica* de color rojo violáceo oscuro con clastos angulosos de andesitas y basaltos; al microscopio, además se identificaron clastos de cuarzo y plagioclasa. El material ligante es vidrio parcialmente desvitrificado con formación de agregados de feldespato potásico y cristobalita o calcedonia.

En las inmediaciones del establecimiento Mancucci asoman rocas de color gris, de textura porfírica con fenocristales (aproximadamente 10%) de feldespato y mineral máfico inmersos en una pasta afanítica. Se destacan motas de óxido de hierro de hasta 2 mm; en algunas de ellas se ve que en la parte central hay relictos de mineral máfico. Por sectores se observa una brecha donde clastos de estas rocas son envueltos por material de igual composición. En corte delgado (Fernández, 2000), la textura de estas rocas es porfírica y está dada por abundantes fenocristales de plagioclasa reemplazados por una ceolita y en menor medida por clinopiroxeno verde amarillento muy claro y otro mineral oxidado (ortopiroxeno o mineral opaco?). En algunos sectores se observa que la base de la pasta ha sido reemplazada por ceolitas, mostrando además una fuerte obliteración por óxidos de hierro. Como mineral accesorio se encuentra apatita. La presencia de clinopiroxeno, la abundante proporción de óxidos de hierro y la marcada fluidalidad permiten clasificarla como una roca basáltica, aunque un análisis químico permitiría reconocer su denominación correcta. Por otra parte, sobre el camino que se dirige desde este establecimiento hacia el norte se reconocen rocas de colores gris claro a rosado y textura cristaloclástica dada por cristaloclastos (5%) de cuarzo, feldespato y máficos. También se encuentran escasos clastos líticos (menos del 5%) de rocas oscuras con textura porfírica y otras blanquecinas, de carácter fluidal. Este tipo rocoso ha sido clasificado, sobre la base del estudio microscópico (Fernández, 2000), como una toba riolítica vitrocrystalina lítica desvitrificada donde los cristaloclastos llegan al 15% de la muestra. El cuarzo se presenta muy límpido al igual que el feldespato alcalino, que a su vez está parcialmente lixiviado y rellenado con carbonato; en poca medida se observa mineral máfico oxidado. La matriz es vitroclástica con numerosas trizas alargadas y curvadas inmersas en una base desvitrificada a material cuarzo-feldespático. Las trizas más abundantes son muy finas y se encuentran desvitrificadas a material cuarzo-feldespático. Este material a su vez se ve en el borde de las trizas más potentes aunque el centro de las mismas está ocupado por óxidos de hierro o carbonato. En cuanto a los clastos líticos (menor al 5%), se observaron: rocas cristaloclásticas fuertemente obliteradas por óxidos de hierro y otras desvitrificadas a cuarzo microgranoso y también fibroso con óxidos que se ubican en los límites de los vitroclastos, haciéndolos destacar; rocas vítreas desvitrificadas a cuarzo microgranular anhedral y teñidas por óxidos

que indican las formas botroidales que tenía el material original, y pumicitas parcialmente lixiviadas.

Relaciones estratigráficas

Las volcanitas y piroclastitas de la Formación Los Mártires se encuentran cubiertas en relación de discordancia por los depósitos cretácicos de los Miembros Las Plumas y Bayo Overo pertenecientes al Grupo Chubut. La base de la unidad no es visible.

Edad

Pesce (1977, 1978) dio a conocer dos dataciones radimétricas de muestras extraídas al noroeste y este del cerro Crique. Dieron edades de 176 ± 10 y 172 ± 10 Ma, ubicando este autor a la Formación Los Mártires dentro de un evento extrusivo que se manifestó en el Liásico y que podría ser correlacionable con la Formación El Córdoba. Por su parte, Proserpio (1987), sobre la base de estas dataciones y teniendo en cuenta la correlación efectuada, decidió asignarle también una edad liásica *lato sensu*.

Otra datación radimétrica de 156 ± 10 Ma fue dada a conocer por Pesce (1977, 1978) para los balsaltos aflorantes en el establecimiento Mancucci.

De acuerdo con la escala de tiempo de Gradstein y Ogg (1996), los valores radimétricos mencionados anteriormente corresponderían al lapso Toarciano-Tithoniano o sea al Jurásico inferior a superior. A su vez, si se correlaciona esta unidad con la Formación El Córdoba que subyace a las piroclastitas del Pliensbachiano superior hasta Toarciano inferior de la Formación Osta Arena, la edad de la unidad en cuestión quedaría acotada al Liásico.

Formación Osta Arena (6)

Tobas, lapillitas, aglomerados volcánicos; areniscas tobáceas, fangolitas cuarzosas y brechas sedimentarias

Antecedentes

La denominación de Formación Osta Arena fue utilizada por primera vez por Herbst (1966) para mencionar los depósitos que habían sido reconocidos anteriormente por Piatnitzky (1936) e incluidos por Feruglio dentro de los "sedimentos marinos liásicos" y por Suero dentro del "Liásico facie oriental".

Nulló (1983) integró dentro de la Formación Osta Arena a los depósitos liásicos marinos y continentales

les usando las denominaciones de Miembros Lomas Chatas y Meschio respectivamente, aunque en el mapeo que efectuó en la zona de Pampa de Agnia no hizo distinciones de éstos pero si en los perfiles columnares levantados.

En la Hoja, afloramientos de la unidad fueron incluidos por Nakayama (1974), Chebli (1974) y Chebli *et al.* (1976) como pertenecientes al Grupo Lonco Trapial. Posteriormente, Panza (1979) y Sacomani (1993) los diferenciaron y los mapearon como Formación Osta Arena, mencionando que en el área no se encontraron las sedimentitas marinas correspondientes al Miembro Lomas Chatas del esquema de Nullo (1983).

Distribución geográfica

Asomos aislados de la unidad se encuentran aflorando en ambos márgenes del río Chubut, en el sector suoriental de la Hoja.

Litología

Se compone de tobas, lapillitas, aglomerados volcánicos y sedimentitas que conforman afloramientos saltuarios, generalmente de poca potencia. La caracterización de los distintos afloramientos presentes en la Hoja se basa en las descripciones efectuadas por Panza (1979). Así, en la margen derecha del río Chubut, al oeste de la estancia Cañadón Carbón (foto 4) afloran, por debajo de ignimbritas mesosilíceas del Grupo Lonco Trapial, unos 15 a 20 m de tobas líticas muy pumíceas de color rosado amarillento integradas por clastos de tobas blancas, ignimbritas rosadas y trozos de pómez en una base friable de aspecto tobáceo. Al microscopio presentan textura porfiroclástica constituida por vitroclastos incoloros en su gran parte alterados a ceolitas o material criptocristalino, abundantes fragmentos pumíceos no deformados y con contornos difusos, litoclastos de volcanitas mesosilíceas a ácidas (?), posibles ignimbritas y algunas escasas plutonitas graníticas. También se observan en baja proporción cristaloclastos de plagioclasa y biotita. Hacia arriba continúan 8 m de tobas líticas friables de color amarillo, compuestas por clastos de andesitas gris verdosas y algunos de tobas.

En las cercanías del cañadón Carbón, la formación alcanza unos 50 m de espesor, estando constituida por bancos de 0,5 a 2 m de areniscas tobáceas gruesas y lapillitas con algunos niveles de 1 a 2 m de areniscas castaño oscuras de grano muy grueso que conforman cornisas; estos tipos litológicos conforman paquetes de 6 a 7 metros. Los clastos son de volcanitas gris oscuras y castañas, ignimbritas rosa-

das y tobas. La matriz es arenosa tobácea de grano mediano a grueso y el cemento es ferruginoso, calcáreo y a veces silíceo.

En el sector sur-sureste del puesto El Tamarisco, en la margen derecha del río Chubut, se presentan pequeños asomos de areniscas tobáceas líticas de color rosado a gris constituidas por clastos de tobas blancas y verdosas, con alternancia de bancos de fangolitas cuarzosas compactas de color amarillo-rosado atravesadas por venillas de carbonato. Los bancos de areniscas son de 40 cm mientras que los de fangolitas llegan a los 5 cm de espesor. También se observan brechas sedimentarias constituidas por clastos de andesitas porfíricas verdosas y gris amarillentas en una base alterada de color gris claro a verdoso; al microscopio, surgen además algunos clastos de caliza (esparita oligonodular) y en menor proporción de plagioclasa, cuarzo, minerales opacos, relictos de olivina (?) serpentinizada, apatita y agregados cloríticos. El material ligante, que constituye aproximadamente el 70% de la roca, es carbonato subesparítico asociado en sectores a arcillas, óxidos de hierro y posible clorita. Contiene abundantes restos carbonizados indeterminables de vegetales.

Al sur del puesto Musso, en la margen sur del río Chubut, afloran unos 8 m de la unidad donde alternan bancos de hasta 3 cm de tobas finas amarillentas con bancos de 6 a 7 cm de tobas finas laminadas en capitas muy finas.

En la margen norte del río Chubut aflora un espesor de 39 m de la unidad estando compuesta en los 16 m inferiores por tobas amarillas y violáceas y rosado-rojizo de grano fino con clastos aislados de pómez o tobas blanquecinas. Continúan hacia arriba 19 m de tobas y lapillitas líticas de color rojizo violáceo y morado sobre las que se disponen 4 m de bancos alternantes de lapillitas líticas compactas de color amarillo, rojizo y blanco. En la misma margen del río, al oeste del puesto Musso, afloran tobas finas laminadas de color amarillo con algunos fémicos y feldespatos aislados; hacia arriba siguen tres metros de aglomerados volcánicos donde los litoclastos son de lacitas porfíricas fluidales, iguales a las integrantes de la Formación El Córdoba, y otras volcanitas de color grisáceo; el material ligante es cinerítico de color rosado-blanquecino.

Ambiente de depositación

El ambiente es continental, con presencia de un activo volcanismo de tipo explosivo evidenciado por las rocas tobáceas y aglomerados volcánicos que integran la unidad.

Paleontología

En tobas presentes al oeste del puesto Musso, margen norte del río Chubut, fueron determinadas por Pöthe de Baldis (1977, en Panza 1979) algunos granos de *Gliscopollis*, mientras que en muestras tomadas de otros afloramientos se encontró abundante material orgánico pero sin formas clasificables.

Relaciones estratigráficas

La Formación Osta Arena se dispone en relación de discordancia erosiva sobre las volcanitas pertenecientes a la Formación El Córdoba y es cubierta en relación de discordancia angular de muy bajo ángulo por el Grupo Lonco Trapial (foto 4).

Edad

Sobre la base de los estudios palinológicos efectuados por Pöthe de Baldis (1977) y a la compara-

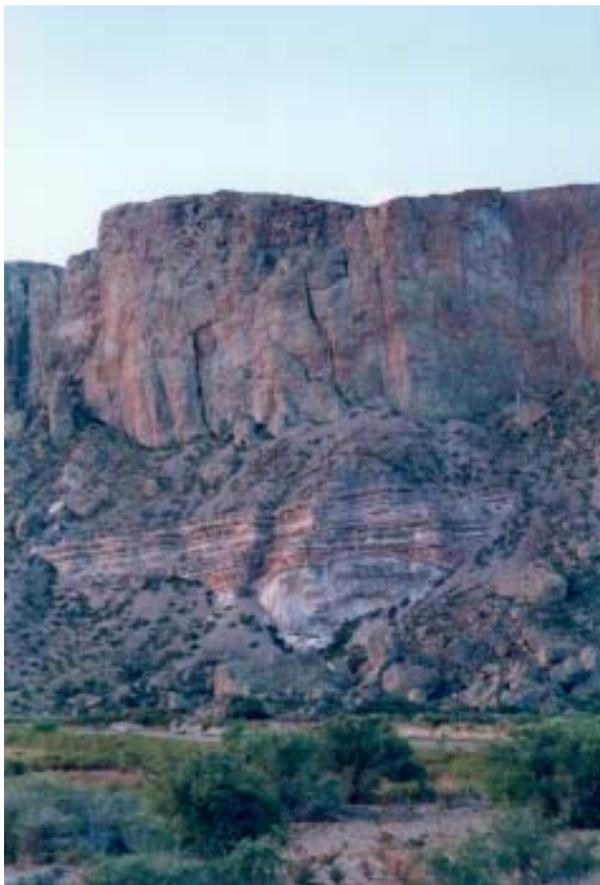


Foto 4. Depósitos estratificados de la Formación Osta Arena cubiertos por volcanitas del Grupo Lonco Trapial. Margen derecha del río Chubut, al norte del cerro Degollado.

ción de los restos de tejidos identificados con aquellos presentes en muestras (tomadas por Nullo en la zona de Pampa de Agnia) del Miembro Meschio, se le asignó a los afloramientos de la unidad presentes en la comarca una edad liásica (Panza, 1979). Además, si se tiene en cuenta la fauna de amonites presentes en el Miembro Lomas Chatas y descriptos por Blasco *et al.* (1978) para el área de Pampa de Agnia, la edad de la Formación Osta Arena sería pliensbachiana superior hasta toarciana inferior.

2.3.1.2. Liásico-Dogger

Formación Marifil (7)

Ignimbritas riolíticas

Antecedentes

La denominación Formación Marifil es propuesta por primera vez por Malvicini y Llambías (1974 a, b) para designar las rocas predominantemente leucocráticas, en su mayor parte ignimbríticas que cubren una gran extensión del Macizo Nordpatagónico conformando un plateau ignimbrítico. En un principio habían sido mencionadas como “Serie de las Rocas Porfíricas” por Windhausen (1921), como “Pórfidos cuarcíferos y sus tobas” por Wichmann (1927) y como “Complejo Porfírico de la Patagonia extrandina” por Feruglio (1949-50). Pesce (1977, 1978) utiliza la denominación de Formación Tramaleo para agrupar los afloramientos de volcanitas ácidas que encuentra dentro del ámbito de la Hoja 44f Cerro Ponte. En el extremo nordeste de la provincia del Chubut, Cortés (1981) emplea la categoría formal de Complejo debido a la heterogeneidad litológica y composicional, la compleja estructura y la presencia de unidades litoestratigráficas separadas por discordancias dentro de esta unidad (Sacomani y Panza, 1999).

Dentro de la Hoja es reconocida por Chebli (1974) como parte integrante de la Formación Cañadón Puelman. Panza (1979) y Sacomani (1993) efectúan una completa descripción de la Formación Marifil para los afloramientos presentes en la comarca y los que se extienden hacia el este de la misma.

Distribución geográfica

Pequeños asomos aislados fueron atribuidos tentativamente a la unidad. Ellos se localizan en el sector sureste de la Hoja, principalmente al sur, sureste y oeste del cerro Bororó o Chiquichán, ade-

más de un pequeño afloramiento que se localiza en la margen derecha del río Chubut, al sur de la estancia Cañadón Carbón.

Litología

Los afloramientos de la Formación Marifil conforman lomadas bajas, aisladas y muy cubiertas por lajas. Se componen de rocas ignimbríticas de composición riolítica de colores rojizo oscuro a morado; la textura es porfírica con predominancia de fenocristales de cuarzo y feldespato. También se identifican algunos litoclastos de volcanitas porfíricas y fiammes rosados en una pasta afanítica. Se observan venillas y algunas geodas de cuarzo. Del estudio al microscopio de una muestra del sur del cerro Bororó o Chiquichán se identifican fenocristales, que a veces constituyen glomérulos, de andesina, cuarzo y en menor proporción biotita y opacos. Además, se observaron fragmentos pumíceos aglutinados y escasas sombras de trizas cristalizados en materiales más gruesos, menos pigmentados pero similares a la mesostasis, la cual está desvitrificada en agregados cripto-microgranosos y microesferulíticos de feldespato alcalino y/o sílice, arcilla y opacos (Panza, 1979; Sacomani, 1993).

En cuanto al espesor de la unidad, Sacomani y Panza (1999) consideraron 100 m en las cercanías de Las Plumas y aproximadamente 200 m en los alrededores del Dique Ameghino (ambas localidades se sitúan al este de la comarca); 800 m de espesor fueron estimados por Malvicini y Llambías (1974 a y b) para la región nororiental de Chubut, en la localidad tipo de Arroyo Verde. Panza (1979) dedujo que los afloramientos presentes en Las Plumas corresponderían al extremo occidental del extenso plateau ignimbrítico y posiblemente a los términos superiores, ya que presenta menores espesores y son los asomos más distales de este plateau.

Ambiente de depositación

Uliana *et al.* (1985) concluyen que este volcanismo silíceo representa parte del registro extensional regional de la separación de Gondwana con un origen relacionado a fusión de material cortical sobre la base de datos geoquímicos.

Se han propuesto diferentes modelos geodinámicos para explicar el desarrollo de este volcanismo ácido, entre ellos: la generación de grábenes y hemigrábenes de dirección NNO dispues-

tos según la tectónica extensional imperante (Gust *et al.*, 1985; Uliana y Biddle, 1987); el ascenso de material proveniente de un manto litosférico enriquecido durante la etapa temprana del desmembramiento de Gondwana en un ambiente de rifting (Storey y Alabaster, 1991); también, sobre la base de la hipótesis de una conexión entre este volcanismo silíceo de intraplaca y el magmatismo cordillerano jurásico del margen andino, se postula la existencia de un ambiente extensivo de retroarco-intraplaca relacionado directa o indirectamente a una subducción del borde pacífico del continente (Rapela y Pankhurst, 1993); se considera que los grábenes se generan en un ambiente extensivo de retroarco como consecuencia del retroceso de la subducción o aumento de la pendiente de la placa subductada (Alric *et al.*, 1996).

También, se postula que el control de este volcanismo se debe posiblemente al cambio de la geometría de subducción que conduce a una extensión de retroarco e involucra la removilización de un viejo manto litosférico y una progresiva inyección astenosférica; en este caso no se descarta que el efecto térmico relacionado a la pluma Karoo colabore en la iniciación del proceso aunque no se considera causal de este fenómeno en sí mismo (Bertrand *et al.*, 1999).

Relaciones estratigráficas

La Formación Marifil se dispone en relación de aparente concordancia sobre los términos superiores del Grupo Lonco Trapial, relación visible en cercanías de Las Plumas, poco al este de la comarca (Sacomani y Panza, 1999). Por otra parte, es cubierta en relación de discordancia angular por los depósitos continentales cretácicos pertenecientes al Grupo Chubut.

Edad

De acuerdo con dataciones K-Ar, este volcanismo ácido se generó entre los 158 y 210 Ma (Triásico superior-Jurásico medio) según los datos publicados por Linares y González (1990). Más recientemente otras edades de este "plateau ignimbrítico" fueron dadas a conocer por distintos autores para diferentes localidades de la Patagonia Extrandina, las que se resumen en el cuadro 1.

Teniendo en cuenta estos valores dados para regiones cercanas se asigna a la Formación Marifil una edad jurásica inferior a media.

Autor	Método	Localidad	Edad obtenida
Rapela y Pankhurst (1993)	Isocrona Rb-Sr	Arroyo Verde - Ea. Marifil Sierra Negra - Cerros del Ingeniero Dique Ameghino Península Camarones	183±2Ma 181±7Ma 181±4Ma 178±1Ma
Alric et al. (1996)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Estancia Marifil Estancia Marifil Sierra Chata Sierra Negra Dique Ameghino Las Plumas Las Plumas	186.2±1.5Ma (sobre sanidina) 187.4±0.6Ma (sobre sanidina) 181.7±0.6Ma (sobre sanidina) 178.7±0.2Ma (sobre sanidina) 186.2±1.5Ma (sobre biotita) 176.9±0.8Ma (sobre biotita) 178.5±0.6Ma (sobre biotita)
Bertrand et al. (1999)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Área sur de Río Negro - Norte de Chubut Ignimbrita del sector sur del Macizo de Marifil Camarones	186.2±1.5Ma a 187.2±0.3Ma (sobre sanidina) 181.6±0.6Ma y 181.7±0.4Ma (sobre sanidina) 175.1±0.5Ma y 176.2±0.3Ma

Cuadro 1. Dataciones radimétricas de ignimbritas de la Formación Marifil.

2.3.1.3. Dogger

GRUPO LONCO TRAPIAL (8)

Lavas, ignimbritas y aglomerados volcánicos de composición andesítica a basandesítica y basáltica; lacítica, riódacítica y riolítica escasas. Tobas, lapillitas, tufitas, brechas y traquiandesitas subordinadas

Antecedentes

Lesta y Ferello (1972) definieron el Grupo Lonco Trapial integrando las formaciones Cajón de Ginebra, Cañadón Puelman y Cerro Carnerero postuladas por Robbiano (1971). En el ámbito de la Hoja este criterio fue seguido por Chebli (1973, 1974), Chebli y Serraiotto (1974), Chebli *et al.* (1976) y Nakayama (1972b, 1974) mientras que Proserpio (1987), Codignotto (1977), Codignotto *et al.* (1978), Panza (1979) y Sacomani y Panza (1999) emplearon el nombre Lonco Trapial como formacional siguiendo el esquema propuesto por Nullo y Proserpio (1975), en el que dicha formación quedaba integrada por los Miembros Pampa de Agnia (de carácter volcánico y equivalente a la Formación Cañadón Puelman), Cajón de Ginebra y Cerro Carnerero.

En el presente informe se utiliza la denominación de Grupo Lonco Trapial en el sentido de Lesta y Ferello (1972), estando el mismo representado en la zona por rocas predominantemente volcánicas, las que corresponderían a la Formación Cañadón Puelman; no se descarta que algunos asomos, por su carácter conglomerádico o tobáceo, correspondan a las formaciones Cajón de Ginebra

o Cerro Carnerero. De esta manera se sigue el criterio utilizado anteriormente por Chebli (1973, 1974) y Nakayama (1974) y por Cortés (1988, 1990a) en el área ubicada inmediatamente al sur de la Hoja.

Distribución geográfica

Estas volcanitas mesojurásicas se encuentran muy bien representadas en la región, aflorando en dos importantes sectores en ambas márgenes del río Chubut, uno ubicado al este del cerro Cabeza de Buey y el otro en los alrededores del pueblo Los Altares. Otro grupo de asomos, con importante extensión areal, se prolonga desde el noroeste de la sierra de los Paz hacia el extremo nororiental de la sierra de los Pichiñanes, aflorando a su vez en la parte central de esta sierra. Las volcanitas presentes en la esquina noroccidental de la Hoja y las que constituyen la sierra de La Manea también pertenecen a la unidad.

Litología

El Grupo Lonco Trapial se compone de lavas, ignimbritas y aglomerados volcánicos de composición andesítica a basandesítica y basáltica, siendo escasas las rocas lacíticas-riódacíticas; también se observan tobas, lapillitas, tufitas y brechas tobáceas subordinadas.

Cuadrante noroeste de la Hoja

En la sierra de la Manea asoman basandesitas a basaltos, que pasan hacia arriba a andesitas; son

rocas de colores morado, gris verdoso y gris oscuro, con textura afírica o porfírica dada por la presencia de escasos fenocristales en una matriz afanítica que al microscopio presenta textura intersertal y a veces pilotáxica. Tentativamente, son incluidos por Proserpio (1987) los afloramientos ubicados al norte de la sierra de la Cicuta ya que están constituidos por andesitas, brechas andesíticas y escasos conglomerados compuestos por clastos de andesita en una matriz tobácea que se intercalan con sedimentitas epi y piroclásticas de edad incierta. Este autor describe ignimbritas riodacíticas de colores rosado pálido a amarillo pálido al nordeste de la sierra de los Pichiñanes, observando variación en el tamaño de grano que da lugar a la alternancia de bandas claras y oscuras; presentan pequeños granos de pirita; al microscopio la textura es eutaxítica, con fenocristales de oligoclasa alterados a sericita, cuarzo y biotita y algunos litoclastos alterados. Con un espesor total de 50 m aproximadamente fueron descritas por Proserpio (1987) andesitas y brechas andesíticas en el cañadón La Oriental, nordeste del puesto El Ganso, encontrándose hacia arriba basaltos de color rojo en donde se observaron cuerpos esféricos de hasta dos centímetros cuyos núcleos son de ceolita y calcita y brechas basálticas y basandesíticas que alternan hacia la parte superior con basandesitas de color rojo oscuro con fenocristales orientados de feldespatos en una pasta afírica o una de grano muy fino donde se destacan cuerpos esféricos de 1 a 2 mm de diámetro. Estas rocas al microscopio se observan que son predominantemente afíricas, estando compuestas por andesina básica a labradorita alterada a sericita y agregados microgranulares de arcillas teñidas con óxidos de hierro, feldespatos esqueléticos, piroxenos uralitizados, relictos de olivina y cuerpos orbiculares y agregados redondeados de celadonita, feldespato y sericita.

En un amplio sector ubicado aguas abajo del establecimiento El Renacimiento (al este de la sierra de los Pichiñanes), conformando lomadas suaves de escasa altura relativa y bastante cubiertas, afloran basandesitas de colores gris oscuro, castaño y rojo, de grano fino, con escasos y pequeños fenocristales; al microscopio la textura es glomero-porfírica a porfírica con fenocristales de andesina básica a labradorita básica, piroxenos y olivina (?); hay muestras en que la roca presenta una fuerte cloritización. Además, afloran basaltos de color rojo ladrillo y gris oscuro, de grano fino con fenocristales alterados que tienen tamaño de 1 a 2 milímetros. Bajo el microscopio la textura es porfírica a glomero-

porfírica compuesta por labradorita ácida a bitownita ácida alteradas a agregados arcillo-clorítico-calcítico, ceolíticos, sericíticos y caoliníticos; además se observó hipersteno y augita con alteración clorítica y/o celadonítica. La pasta intersertal se compone de microlitas de feldespato más ácido que los fenocristales y gránulos de opacos; las amígdalas están rellenas por clorita y calcedonia en su núcleo y otras con celadonita y calcedonia. En este mismo sector pero en poca proporción también afloran brechas tobáceas y escasas tobas conglomerádicas. Las primeras presentan litoclastos cuyos tamaños oscilan entre 2 mm y 2 cm en una base de grano fino de color rojo ladrillo; la textura es clástica abierta, siendo los litoclastos de basaltos, andesitas y menos frecuentes de calcedonia asociada a clorita y los de sílice microcristalina; la matriz es de tipo basáltica-andesítica y el cemento es silíceo y carbonático micrítico a subesparítico y hasta margoso. Por último, las tobas conglomerádicas son de color rojo grisáceo con clastos de basaltos o vidrio teñido por óxido de hierro; la matriz es mesosilíceo a básica y el cemento calcáreo, en parte micrítico a subesparítico y a veces margoso.

En los alrededores del establecimiento Los Patos se observan afloramientos muy cubiertos y alterados de volcanitas de color morado a gris rojizo oscuro, con pátinas limoníticas castaño rojizas y textura porfírica donde los fenocristales, que constituyen el 20% de la roca, son de tablillas de plagioclasa y escasos máficos; la pasta es afanítica. En corte delgado la textura es porfírica a glomero-porfírica, compuesta por andesina cálcica-labradorita sódica con leve alteración por ceolitas, clinopiroxeno y mineral opaco diseminado y de grano fino; la pasta es pilotáxica fluidal constituida por microlitos de plagioclasa, gránulos de mineral máfico alterados a clorita y secciones de mineral opaco; se observan amígdalas rellenas con clorita y ceolitas. Sobre la base de esta descripción ha sido clasificada como un basalto por Fernández (2000).

Al este del establecimiento El Gateado y de la ruta provincial N° 40 asoman unas pequeñas y aisladas lomadas constituidas por mantos de andesitas porfíricas de colores violáceos con cierto bandeamiento dado por la alternancia de bandas claras y oscuras; los fenocristales, de tamaño heterogéneo, constituyen el 10% y corresponden a plagioclasa y mineral máfico dispuestos por sectores en forma tal que indican el carácter fluidal de la roca; la pasta es afanítica. En corte delgado, Fernández (2000) describió textura porfírica dada

por la presencia de 5% de cristales de plagioclasa fuertemente lixiviada y reemplazada por ceolitas, secciones de anfíbol transformadas en óxidos de Fe y en parte lixiviadas y escasísima biotita y numerosas secciones de microfenocristales de la misma composición; la pasta es pilotáxica fluidal con microlitos de plagioclasa inmersos en una base criptocristalina obliterada por material opaco de tamaño puntual; cruzan la muestra venillas de calcedonia y cuarzo microgranular, distribuyéndose además estos minerales por toda la pasta. Estos asomos presentan marcada lajosidad, observándose algunas diaclasas rellenas por material silíceo. El rumbo es noroeste, inclinando hacia el norte.

-Cuadrante sureste de la Hoja

Los afloramientos del sector este de la Hoja han sido descritos en detalle por Panza (1979) y Sacomani (1993), calculando tentativamente un espesor mínimo no menor de 300 m para la unidad. Sobre la base de un perfil generalizado, se describió en la base de la secuencia la presencia de 10 m de *andesitas piroxénicas con afinidad basáltica* de color gris oscuro a negro que se visualizan en las inmediaciones del puesto Musso (oeste del zanjón Cola de Toro), a ambos lados del río Chubut. Las mismas presentan fenocristales de andesina básica a labradorita ácida, augita y enstatita a veces con alteración a hornblenda, clorita y opacos; la pasta es de textura intersertal y se compone de microlitos de andesina, material arcilloso intersticial, carbonato, escasa clorita, anfíbol, piroxenos y granos de magnetita. Con un espesor aproximado de 40 m continúan *andesitas piroxénicas* de color verde oscuro y hasta rojizas, observándose fenocristales de feldespato y mafitos alterados inmersos en una pasta afanítica de color oscuro. Por lo general presentan vesículas o amígdalas rellenas por un material verde y blanco pulvulento y en menor proporción por calcita y óxidos de hierro. Por encima se disponen *ignimbritas lacíticas cuarzosas* que se observan en ambos márgenes del río Chubut, en el sector comprendido al norte del cerro Degollado y la estancia Los Álamos. Estos mantos forman paredones verticales y abruptos donde se observa disyunción columnar poco desarrollada, llegando a veces a separarse en lajas subparalelas a la pseudofluidalidad presente en la roca. Llegan a los 30 a 40 m de espesor siendo de color gris rosado, rojizo hasta gris oscuro, de textura escasamente porfírica dada por la presencia de pocos fenocristales de feldespato alterado y rara biotita en una matriz afanítica; la presen-

cia de fiammes de fragmentos pumíceos es variable llegando en algunos casos a conformar finas bandas subparalelas y de carácter discontinuo. Algunos de estos asomos (al sureste del puesto Griffith o al noroeste de la estancia Los Álamos) son de carácter brechoso, presentando litoclastos de andesitas y fragmentos de la ignimbrita en una base afanítica; estas rocas se encuentran silicificadas, destacándose la presencia de geodas con cristales de cuarzo que alcanzan los 30 cm, llegándose también a desarrollarse vesículas con ópalo. Al oeste de la estancia Cañadón Carbón (margen sur del río Chubut) se observa en gran parte de la zona basal de estas ignimbritas una zona vitrofírica negra que se corresponde a una obsidiana, siendo la textura perlítica en corte delgado. La secuencia sigue con aproximadamente 40 m de mantos de *ignimbritas andesíticas* de color gris a gris violáceas, de aspecto alterado, que conforman bardas en donde se desarrollan grandes cavidades (10 a 15m de largo por 1 a 2 m de alto por 2 m de profundidad) dispuestas en el sentido de la pseudofluidalidad. Estas rocas presentan escasos fenocristales de feldespato alterado y laminillas de biotita, a veces se observan litoclastos de volcanitas mesosilícicas grisáceas y rojizas. En corte delgado presenta pseudofluidalidad, estando compuesta por trizas y fiammes aglutinados, cristalizados en finos agregados arcillosos y de feldespato-cuarzo siendo vítrea la mesostasis. Hacia arriba continúa con 25 m de espesor de *andesitas olivínicas* (aflorantes en cañadón Carbón) grises a grises violáceas, que conforman un paredón vertical a veces con desarrollo de disyunción columnar. Tiene fenocristales (30%) de andesina cálcica y raramente labradorita, olivina transformada en serpentina y a veces en clorita, opacos y biotita y escasa augita. La textura de la pasta es microgranosa compuesta por plagioclasa, granos de magnetita, materiales secundarios como cuarzo, limonitas y biotita y granos de apatita. La textura de la pasta llega a ser pilotáxica cuando la roca no es tan porfírica. En el perfil integrado presentado por Panza (1979), siguen *andesitas a lacitas cuarzosas* (?) que afloran al este, en la vecina Hoja Las Plumas; son rocas de aspecto alterado, coloración gris rojiza a rosado con acentuado bandeamiento y fluidalidad que da lugar a veces al desarrollo de lajamiento. Por encima, nuevamente en la comarca en estudio, se disponen *andesitas olivínicas*, que afloran en el cerro Malvas, al nordeste del puesto Las Malvas y al nor-noroeste de la estancia Los Álamos, en la margen norte del río Chubut; son de color gris oscuro a negro y aspecto

moteado, con incipiente disyunción columnar, desarrollando lajamiento intenso paralelo a las líneas de fluidalidad curvas que a veces se encuentran remarcadas por la presencia de óxidos de hierro. Estas rocas alcanzan los 20 a 25 m de potencia, siendo afaníticas o poco porfíricas con microcristales y más raramente fenocristales alterados de andesina y olivina en una base afanítica violácea. A veces se observan amígdalas y raras geodas de cuarzo así como delgadas venillas silíceas rojizas o negruzcas y de óxidos de hierro. Sigue el perfil con un espesor máximo de 20 m de *ignimbritas fenodacíticas* que afloran inmediatamente al este de la Hoja, en el sector de la estancia Casa Quemada y del puesto Carranza. Se presentan un poco alteradas y en general silicificadas, de color morado a rojizo que conforman elevados paredones o lomadas suaves muy cubiertas por lajas. Presentan pseudofluidalidad y están constituidas por escasos fenocristales de biotita, feldespatos alterados y cuarzo y gran cantidad de litoclastos de volcanitas e ignimbritas mesosilíceas, posibles riolitas rojas y basalto vesicular en una pasta afanítica. Se observan geodas de cuarzo y algunas delgadas venillas de material blanquecino. En estos mismos lugares afloran hacia arriba *lapillitas lito-cristalinas* y *líticas* de color blanco que alcanzan los 6 m de potencia. Se componen de lapilli pumíceos de 4 a 5 cm, de color rosado y en menor proporción de líticos oscuros y cristaloclastos de biotita estando el resto constituido por polvo volcánico o vitroclastos desnaturalizados. Continúa con una secuencia fundamentalmente tobácea que alcanza los 30 m de espesor de *tobas vítreas*, *tobas vitrocristalinas*, *tufo-psamitas gruesas*, *tobas* y *tobas vitrocristalinas*, con abundantes cristaloclastos de biotita, cuyos afloramientos se presentan fundamentalmente al este del marco de la Hoja. La parte superior de esta secuencia tobácea puede observarse en el sector sur del cañadón Carbón, ya en el ámbito de la comarca. Encima de esta secuencia piroclástica-tufítica se disponen *leucoandesitas moteadas* de colores grises oscuros a negruzcas con 15 a 20 m de potencia; en la Hoja se presentan asomos menores al sureste del cañadón Carbón, ya que el resto de los asomos se ubican al este de la misma. La secuencia culmina con *ignimbritas mesosilíceas*, *quizás lácticas cuarzosas*, con mejores exposiciones dentro de la comarca al sureste del cañadón Carbón donde alcanza los 50 m de potencia. Este tipo rocoso presenta pseudofluidalidad marcada por la alineación de los fragmentos pumíceos aplastados y en otros casos

por un bandeamiento dado por la alternancia de bandas claras gris-blanquecinas hasta negras, siendo a veces resaltada por la presencia de venillas de ópalo. Se encuentran moderadamente alteradas y silicificadas observándose geodas de cuarzo. Al microscopio se ven numerosas trizas moderadamente aglutinadas, apareciendo por lo general cristalizadas en fibras feldespáticas pigmentadas, fantasmas de vitroclastos deformados y cristalizados en agregados criptocristalinos. Es abundante la mesostasis, conformada por arcillas, feldespato alcalino, partículas opacas y cuarzo criptogranular, en otras muestras la mesostasis aparece desvitrificada en mosaicos felsíticos de feldespato alcalino-calcoalcalino y cuarzo y también poca proporción de material fino opaco que remarca los contornos de las sombras de trizas.

Dentro del perfil descrito en último término, Panza (1979) no incluye algunos afloramientos por estar desconectados de los demás o por presentar diferencias litológicas por lo que se los describe aparte como el caso de los asomos ubicados en los alrededores del puesto Las Malvas, en ambos márgenes del río Chubut, donde se identifica un manto de andesita olivínica de color gris oscuro a morado-rojiza que no posee relaciones claras con otros tipos litológicos descritos para la unidad. Estas andesitas conforman lomadas suaves, presentando textura porfírica con fenocristales de andesina media seriados hacia la pasta, algunos microfenocristales de olivina reemplazada por serpentina y óxidos de hierro; la mesostasis es rica en óxidos de hierro y partículas opacas; se observan numerosas amígdalas rellenas por calcita, sílice microcristalina o clorita. Otro grupo de afloramientos se ubica al noroeste del cerro Degollado estando constituidos por tres mantos de 15 a 20 m de potencia cada uno de andesitas piroxénicas, de color verdoso, gris verdoso hasta rojizo oscuro debido a la fuerte alteración que las afecta. Presentan textura porfírica con fenocristales de feldespatos y fémicos alterados en una base afanítica. Tienen abundantes venas y venillas, geodas y cavidades rellenas por cuarzo que pueden alcanzar los 3 a 4 milímetros. En corte delgado se observan fenocristales de andesina media y en menor proporción clinopiroxenos así como algún relicto de fémico pseudomorfo por celadonita y óxidos de hierro. La pasta es vitrofírica y a veces pilotáxica fluidal con hasta 30-40% de partículas opacas finas. Una muestra de este sector es descrita en corte delgado por Fernández (2000), identificando una ignimbrita andesítica (?) vítrea oxidada donde la tex-

tura es cristaloclástica y está compuesta por 30% de cristaloclastos de plagioclasa y mineral máfico totalmente convertido en clorita incluyendo algunos numerosos cristales de apatita. La matriz es vitroclástica, muy fluidal y fuertemente obliterada por óxidos de hierro, inflexionándose alrededor de los cristaloclastos. Los vitroclastos son “fiammes”, algunas muy conspicuas y con estructura pumícea, incorporando las de mayor desarrollo cristaloclastos similares a los descriptos. A pesar de la fuerte obliteración se observa que parte de la base de la matriz está desvitrificada a material microgranoso; se presentan escasas amígdalas rellenas con clorita que se dispersan por la matriz. Por último, los afloramientos ubicados en los alrededores del puesto Paso y al este del cerro León se componen de mantos de andesitas de color rojizo y rosado hasta grisáceo que conforman lomadas redondeadas. Son poco porfíricas, observándose fenocristales de feldespato, algunos féficos y a veces biotita en una base afanítica de aspecto alterado. Además, participan líticos violáceos y de volcanitas grises. Estas rocas presentan escasa a moderada fluidalidad siendo más evidente en muestra de mano debido a la orientación de los fenocristales; a veces suelen presentar aspecto brechoso. Están atravesadas por venas de sílice y calcita y además presentan drusas y cavidades rellenas por material silíceo.

Un nuevo corte petrográfico realizado en una muestra de la margen sur del río Chubut, al nordeste del cerro Degollado, determina un basalto con textura porfírica a glomeroporfírica formada por fenocristales de plagioclasa de tamaño seriado donde los cristales mayores superan un milímetro de longitud. Se presentan euhedrales, en algunos casos zonales, frescas y rotas frágilmente. Su composición es labradorita-bitownita. La matriz hialopilítica de textura intersertal presenta microlitos de plagioclasas euhedrales (mayoritarios) y otros de egrina verdosa subhedral intersticial. Son frecuentes las vesículas rellenas de vidrio levemente alterado y analcima. Se observan numerosos opacos disseminados y pátinas de óxidos de hierro. Como accesorio la apatita es el más abundante.

-Cuadrante suroeste de la Hoja

En cuanto al bloque de volcanitas jurásicas de Los Altares, los cortes petrográficos indican una variación continua entre basaltos y andesitas, reconociéndose también traquiandesitas. Las muestras presentan diferentes porcentajes de vidrio y vesículas; también la presencia de ignimbritas asociadas al

volcanismo varía, lo que demuestra los cambios sufridos durante las erupciones, pudiendo éstos deberse a modificaciones espaciales y temporales. Se pueden observar distintos grados de alteración y desvitrificación e incluso mineralizaciones vinculadas al volcanismo o a sus efectos póstumos. Sin embargo, para encontrar un patrón que permita aunar los elementos que componen el complejo volcanismo jurásico de Lonco Trapial, se requeriría de un estudio de mucho mayor detalle.

Así, en la margen norte del río Chubut, al nordeste y norte de Los Altares, la clasificación de unas muestras remiten a *andesitas*. Son rocas de textura porfírica formadas por fenocristales de andesina y hornblenda verdosa. Las plagioclasas se presentan euhedrales y rotas, muchas de ellas con centros reemplazados por otros minerales. Los fenocristales de hornblenda son de gran tamaño (más de 2 mm de longitud) y se encuentran rotos y alterados, en muchos casos subsistiendo solamente el borde reemplazado por óxidos de hierro. Se presenta tridimita en fenocristales perfectamente cúbicos y límpidos donde el centro está alterado y reemplazado. Entre los fenocristales puede observarse en sectores una textura glomeroporfírica trabada donde los de plagioclasa se interdigitan con los máficos. La pasta intersertal desvitrificada está compuesta por microlitos de plagioclasa euhedrales y pequeños clinopiroxenos disseminados. Como accesorios hay grandes cantidades de apatita y opacos disseminados.

También en la margen norte del río Chubut, en Los Altares, asoma un *basalto vesicular alterado* de textura amigdaloides donde las vesículas superan el 30% de la muestra. Las mayores miden más de un milímetro y en general están rellenas de ceolitas de hábito radiado. Pueden observarse algunos fenocristales fantasmas de plagioclasas euhedrales zonales y como accesorios máficos irreconocibles alterados a óxidos de hierro. La pasta es afanítica intersertal, con microlitos de plagioclasa euhedrales completamente alterados a arcillas y vidrio en profundo proceso de desvitrificación

En el margen sur del río Chubut, al este de Los Altares, afloran *basaltos* donde se destaca el aspecto de gran alteración que presentan; hay variedades casi totalmente afaníticas, macizas. Al microscopio la textura es intergranular a porfírica que grada a fanerítica, formada por fenocristales de plagioclasa de tamaño seriado donde los cristales mayores alcanzan 0,5 mm de longitud. Se presentan euhedrales, en algunos casos zonales y su compo-

ción es labradorita. En algunas muestras los fenocristales son fundamentalmente máficos totalmente alterados a óxidos de hierro de coloración pardo-rojiza. La matriz, de fluidalidad parcial, presenta microlitos de plagioclasas (mayoritarios) y otros de augita. Se observa vidrio oscuro en proceso de desvitrificación y amígdalas rellenas de vidrio en proceso de desvitrificación y numerosos opacos producto de alteración de máficos y otros primarios pequeños y diseminados.

Sobre la ruta nacional 25 al este de Los Altares, afloran nuevamente *andesitas*. Presentan textura intersertal a escasamente porfírica. Los fenocristales no superan el 10% de la muestra, están formados básicamente por biotitas euhedrales alteradas a óxidos de hierro, también hay muy escasos de plagioclasas zonales, en torno a los cuales la pasta adquiere textura pilotáxica fluidal. La pasta es intergranular y está compuesta por microlitos euhedrales de plagioclasas (andesina) y escasos clinopiroxenos. Puede observarse una creciente cloritización en torno a los máficos. Los opacos se presentan diseminados, producto de la oxidación de máficos y otros con características primarias. Presenta amígdalas rellenas de sílice en proceso de desvitrificación y también por arcillas de hábito radial. Sus bordes están reemplazados por amplias bandas de óxidos.

En la entrada del cañadón Negro o Blacay (foto 5) afloran rocas volcánicas gris oscuras muy vesiculares hasta amigdaloides, atravesadas por finas venillas de sílice así como con geodas de cuarzo y ópalo. También se encuentran aglomerados volcánicos compuestos por bloques irregulares de basaltos(?) vesiculares, con material silíceo relleno las vesículas o como venillas. Además se observan *basaltos* de textura intergranular a porfírica donde se ven grandes fenocristales de minerales máficos completamente alterados, destacándose en algunos sectores textura glomeroporfírica. La pasta, de textura intergranular, está formada por microlitos de labradorita de hasta 0,2 mm, euhedrales, presentando muchos de ellos hábito cúbico. Los minerales opacos son sumamente abundantes, muchos de ellos con hábito hexagonal; son producto de alteración o reemplazo de máficos, mientras que otros ocupan vacuolas desvitrificadas. También se distinguen opacos pequeños, aislados y diseminados.

En este mismo cañadón, al este del cerro Acuña, también siguen aflorando basaltos de color castaño rojizos muy oscuros y textura porfírica con un



Foto 5. Basaltos y aglomerados volcánicos del Grupo Lonco Trapial, aflorantes en el Cañadón Negro o Blacay.

5% de fenocristales de olivina en una pasta afanítica. Al microscopio (Fernández, 2000) se observa una textura porfírica seriada ya que los fenocristales de olivina y plagioclasa pasan gradualmente a integrar la pasta, la cual está formada por muy finas tablillas de plagioclasa que se encuentran inmersas en una base vítrea fuertemente obliterada por óxidos de tamaño puntual. Todos los minerales de la roca muestran una ligera orientación. Se exhibe una estructura vacuolar abundante. Se detectan numerosos xenocristales de plagioclasa cribada que tienen mayor tamaño que los de la roca, siguen en abundancia cristales de cuarzo límpido con bordes corroídos y rodeados de óxidos de hierro y por último se encontró un xenocristal de olivina casi totalmente resorbido con sus bordes y fracturas rellenas por óxidos.

Próximo a la ruta nacional 25, al este de Los Altares, afloran rocas volcánicas clasificadas como *traquiandesitas*. Se caracterizan por tener textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y otros de un mineral de muy baja birrefringencia, euhedrales que forma de rombos perfectos totalmente límpidos (adularia, anortosa?). Las plagioclasas se encuen-

tran albitizadas presentando extinción en mosaico de ajedrez e inhomogeneidades, características de haberse producido en la cámara magmática. Algunos cristales se presentan hiperdesarrollados (xenocristales) con inclusiones de plagioclasas de menor tamaño y perfectamente euhedrales. Las inhomogeneidades indicarían mezcla de magmas y tendencia alcalina. Se observan fenocristales de olivinas alteradas y rotas, además de augitas bien conservadas.

También sobre la ruta nacional 25, al oeste de Los Altares, se describen muestras de *traquian-desitas* de textura intergranular a porfírica. Los fenocristales son de plagioclasa (andesina) y se encuentran bien conservados, euhedrales y rotos frágilmente. En estos sectores de debilidad es frecuente observar tinciones de óxidos de hierro. Su máxima longitud alcanza el milímetro. Otros fenocristales son máficos alterados que presentan bordes de reacción; en su mayoría son clinopiroxenos aunque también se encuentran olivinas. Escasas amígdalas de sílice desvitrificado están rellenas por óxidos pardo-rojizos. La pasta intergranular está formada por microlitos de plagioclasa y feldespatos euhedrales y pequeños cristales de clinopiroxenos con escaso vidrio volcánico. Los opacos no son numerosos y el accesorio más difundido es la apatita.

Al sur de la estancia La Rueda afloran *andesitas*. Una muestra, muy alterada, es descripta como una roca de textura porfírica a glomeroporfírica constituida por fenocristales de andesina subhedral de tamaño seriado. Sus bordes están rotos e intercrecidos por otros minerales secundarios tales como carbonatos. Hay presencia de “cruces” de plagioclasas. También hay fenocristales de clinopiroxenos subhedrales y en muchos casos rotos, con sus centros reemplazados por minerales secundarios. La pasta es intersertal formada por microlitos de plagioclasa subhedrales, sumamente alterados y vidrio desvitrificado. Se identifican vetillas de carbonatos secundarios y bandas de óxidos de hierro.

Al sur del establecimiento La Eloisa y en contacto por falla con los depósitos de la Formación Cañadón Asfalto, afloran volcanitas que conforman lomadas redondeadas y de forma elongada en sentido noroeste a oeste. Estas rocas son de color gris violáceo mediano y textura porfírica dada por un bajo porcentaje de fenocristales de feldespato alterado y mineral máfico en una pasta afanítica. Las mismas presentan un alto grado de alteración, observándose

pequeñas fracturas por las que ha penetrado óxido de hierro de modo que muestran un aspecto heterogéneo. Al microscopio la textura es porfírica donde los fenocristales son de plagioclasa, piroxeno incoloro a verde amarillento muy claro y como accesorio apatita. También se observan secciones de otro mineral máfico totalmente transformado en un agregado fibroso, de color castaño grisáceo claro. La plagioclasa está fuertemente resorbida, exhibiendo un borde muy delgado sin alterar mientras que el centro está convertido en clorita y arcillas y un residuo de plagioclasa más sódica. Ocasionalmente se ven cristales muy frescos, inmaclados, con índice mayor que el balsamo y también reemplazo por cuarzo granular límpido. La textura de la pasta es pilotáxica, muy fluidal, compuesta por abundantes tablillas y microlitos de plagioclasa a las que se asocian gránulos de mineral opacos, los que se encuentran inmersos en una base de baja birrefringencia, con índice de refracción mayor que el balsamo. Teniendo en cuenta la abundancia de piroxenos como fenocristales y la marcada fluidalidad se la ha clasificado como un basalto (?) (Fernández, 2000).

Al sur de la estancia Las Golondrinas son descriptas *andesitas porfíricas*, sin alterar, formadas en un 80% por fenocristales de plagioclasas (andesina) euhedrales, sin alteración, de más de un milímetro. Otros fenocristales de menor tamaño corresponden a clinopiroxenos y olivinas subhedrales junto a muy escasos anfíboles. La pasta es hialopilitica con escasa presencia de microlitos de plagioclasa y máficos. El vidrio está incipientemente alterado a material arcilloso. Como accesorios se encuentra apatito en abundancia. Los opacos tienen características primarias, hábitos cúbicos y están diseminados.

Los afloramientos que se describen a continuación se asignan con dudas al Grupo Lonco Trapial ya que corresponden a rocas más ácidas; no se descarta la posibilidad que sean de la Formación El Córdoba.

En el camino que se bifurca desde la ruta 25 hacia el sur se distinguen aproximadamente un kilómetro antes de la estancia La Invernada, afloramientos de ignimbritas líticas de coloración rojiza y marcada fluidalidad. Presentan numerosas cavidades alargadas y orientadas que posiblemente se correspondan a fiammes constituidos por un material de color morado y “huecos” orientados según la fluidalidad. También se observan abundantes clastos líticos grises de una volcanita de textura porfírica, posiblemente andesita, y otros líticos de color casta-

ño grisáceo oscuro; el tamaño de éstos varía entre 2 centímetros y 2 milímetros. Al microscopio la textura es escasamente cristaloclastica donde los cristaloclastos de cuarzo, sanidina y plagioclasa constituyen menos del 5% de la roca, apareciendo en secciones pequeñas. Además, presentan un 25% de fiammes desvitrificados a material fibroso y a microgranoso difuso que incluyen ocasionalmente cristales de feldespatos; clastos de rocas de textura porfírica con fenocristales de feldespatos y por último escaso cuarzo proveniente de una roca metamórfica. La matriz se compone de vidrio, totalmente desvitrificado a esferulitas y axiolitas muy bien desarrolladas, las que incluyen abundantes globulitos. Sobre la base de esta descripción efectuada por Fernández (2000) es clasificada como una *ignimbrita riolítica vítrea lítica desvitrificada*. Sobre estas ignimbritas afloran volcanitas riolíticas de color morado oscuro, observándose cristales de cuarzo en una pasta afanítica; en sectores son brechosas. Por encima se disponen rocas tobáceas de color morado, con manchas irregulares de color blanquecino, presentando bochones de material silíceo.

Algo más al norte del sitio antes mencionado se observan unos asomos elevados, de forma elongada en sentido noroeste que presentan una coloración más clara, blanquecina a grisácea, que se diferencian de las volcanitas que los rodean y que son de carácter mesosilíceo, color morado, muy fracturadas y alteradas, que conforman lomadas suaves. Se clasifican como *lavas riolíticas vítreas desvitrificadas* que hacia el tope pasan a *brechas volcánicas vítreas desvitrificadas* de acuerdo con las descripciones microscópicas efectuadas por Fernández (2000). Las primeras son de color gris claro, afaníticas, bandeadas donde finas bandas, de 1 a 2 mm, se disponen subparalelas a ligeramente sinuosas, mostrando a veces inflexiones más marcadas y recumbencias e invadiendo el material que las forma otros sectores de la roca a manera de grandes parches. El corte delgado muestra una lava vítrea desvitrificada, con marcada fluidalidad. El producto de la desvitrificación es material criptocristalino de muy baja birrefringencia, en el que se intercalan agregados muy finos de cuarzo microgranular y/o calcedonia. Tanto el agregado como el material desvitrificado se disponen en líneas subparalelas, a veces sinuosas y desplazadas por microfracturas, indicando el carácter fluidal de la roca. Entre las bandas se intercalan lentes fuertemente oxidadas que se ven masivas, o en pequeñas secciones redondea-

das, que le da aspecto de textura clástica. En otro corte delgado de una muestra similar se observan numerosas oquedades con bordes festoneados formados en la parte más interna por cuarzo microgranular mientras que hacia el exterior culmina con calcedonia; en otros casos hay arcilla cristalizada o a veces sílice plumosa que constituyen el relleno. Las líneas de flujo se hacen más notables por la presencia de óxidos de hierro.

En cuanto a la brecha volcánica, se caracteriza por su coloración gris mediana, con pátinas limoníticas castaño rojizo. Los clastos que la componen son afaníticos, de formas alargadas a redondeadas, de diferentes tamaños, englobados en una matriz blanquecina, de aspecto arcilloso y parcialmente teñida por óxidos. Se observan numerosas y muy finas venillas que atraviesan la roca y que están rellenas por óxidos de color rojizo que por sectores tienen aspecto jasperoide. Al microscopio la textura es brechosa observándose escasos y pequeños clastos redondeados vítreos, algunos con incipiente desvitrificación a material criptocristalino y cuarzo. La matriz es vítrea desvitrificada, identificándose estructuras plumosas de tipo esferulítico, cuarzo microgranular algo turbio y material criptocristalino. En forma aislada se presentan numerosas microesferulitas vítreas oxidadas.

En el límite sur de la Hoja, a los 68°30' de longitud oeste, asoman rocas volcánicas ácidas de coloraciones rosadas y grisáceas con marcada fluidalidad y alternancia de bandas de distinta coloración. Se observan laminillas de biotita dispersas por la roca. En corte petrográfico la textura es porfírica, con 6% de fenocristales de plagioclasa y feldespatos y algunos cristales de biotita de hábito rectangular reemplazados por óxidos de hierro y otros de clinopiroxenos. Las plagioclasas superan los 3 mm de longitud, son euhedrales con importante zonalidad. Se observa una moderada cantidad de opacos, siendo la mayoría producto de reemplazos secundarios aunque también hay pequeños individuos diseminados aisladamente. La pasta es hialopilítica aunque se encuentra desvitrificada y toda la muestra presenta un alto grado de alteración. Este estudio al microscopio permite clasificar la muestra como una *riolita vítrea desvitrificada*.

En la margen norte del río Chubut, al oeste de la estancia El Puchero, se destaca la presencia de un abrupto paredón de volcanitas ácidas de color rosado pálido. Presentan un marcado bandeamiento con alternancia de bandas de color rosado oscuro y claro que posiblemente correspondan a líneas de

fluididad deformadas a la manera de pliegues (foto 6). Estas rocas muestran pátinas limoníticas castaño claras y textura porfírica con fenocristales (10%) de biotita, cuarzo y mineral máfico en una pasta afanítica. Al microscopio (Fernández, 2000), la textura es porfírica con un 5% de fenocristales. El cuarzo se presenta límpido y otros con algunas secciones de inclusiones vítreas de buen desarrollo. La oligoclasa cálcica-andesina sódica es euhedral y la biotita, euhedral a subhedral, presenta fuerte desferrización. La pasta es vítrea, fluidal, y se encuentra desvitrificada. Tanto los fenocristales como todos los componentes de la pasta están orientados, guardando marcado paralelismo entre sí. Este tipo rocoso se ha clasificado como una *riolita vítrea desvitrificada*.

Ambiente de depositación

El ambiente es continental, caracterizado por una importante actividad volcánica de composición predominantemente andesítica y basáltica. Los productos volcánicos son en mayor proporción lávicos y en menor proporción ignimbríticos. La existencia de

explosiones volcánicas queda evidenciada por la presencia de rocas piroclásticas.

Page y Page (1993), del estudio petrológico del Jurásico volcánico del Chubut central, interpretaron este cinturón volcánico sobre la base de la edad, composición química y paleogeografía, como brazo oriental del “Arco Magmático Jurásico”, representando las rocas básicas de Tepuel y Tecka y las sedimentitas jurásicas inferiores, localizadas hacia el oeste del mismo (fuera de los límites de la Hoja), la extensión de intraarco. Estos autores mencionaron la migración interna del foco volcánico de sur a norte.

Relaciones estratigráficas

El Grupo Lonco Trapial se dispone en forma discordante sobre el basamento precámbrico-paleozoico y sobre las secuencias liásicas de las formaciones El Córdoba y Osta Arena.

Es cubierto en relación de discordancia angular por los depósitos de la Formación Cañadón Asfalto y por las sedimentitas continentales cretácicas pertenecientes al Grupo Chubut; en algunos sectores el



Foto 6. Bandeamiento en rocas riolíticas aflorantes en la margen norte del río Chubut, oeste de la estancia El Puchero.



Foto 7. Piroclastitas y sedimentitas estratificadas del Grupo Chubut en relación de falla con volcanitas jurásicas castaño moradas del Grupo Lonco Trapial. Sector al norte de la localidad de Los Altares.

contacto con estas unidades es por falla (foto 7). Además, al sur de la estancia Cañadón Carbón está cubierto por los términos superiores de la Formación Marifil (Panza, 1979).

Chebli (1973) y Nakayama (1974) mencionaron en la comarca la existencia de una zona de interdigitación de volcanitas básicas-mesosilícicas con tipos litológicos más ácidos (ambos de la Formación Cañadón Puelman) diciendo que hacia el oeste sólo se describen volcanitas básicas y mesosilícicas y hacia el este son predominantes las ácidas hasta ser exclusivas.

Sacomani y Panza (1999), para el área de Las Plumas (al este de la Hoja), consideran que sólo las ignimbritas riolíticas que finalizan la secuencia volcánica jurásica incumben a la Formación Marifil. Sin embargo, de Las Plumas hacia el oeste estiman que la Formación Lonco Trapial, constituida por términos intermedios a básicos, tiene intercalaciones subordinadas de lavas e ignimbritas algo más ácidas pero sin llegar a ser una facies verdaderamente ácida, riolítica.

Edad

Esta unidad es tradicionalmente asignada al Jurásico medio por diferentes autores. Proserpio (1987), sobre la base de valores radiométricos presentados por Nullo y Proserpio (1975), Pesce (1977) y Lapido y Page (1978), le atribuye una edad bajociana-bathoniana sin descartar que los términos superiores de la unidad lleguen al Calloviano. Panza (1979) también le da una edad bajociana-bathoniana. Sobre la base de lo expuesto y a las relaciones

estratigráficas que presenta en la Hoja también se le asigna una edad bajociana-bathoniana.

2.3.1.4. Dogger-Malm

Formación Cañadón Asfalto (9 y 10)

El nombre de esta formación fue propuesto por Stipanovic *et al.* (1968) para denominar los estratos aflorantes a lo largo del curso medio del río Chubut, al norte de la localidad de Paso de Indios. Estos autores describieron entre otros los niveles de lutitas negras en el cañadón Asfalto, localidad tipo de la unidad, situada inmediatamente al oeste de la comarca. En este lugar Flores (1948) halló una flora fósil que luego fue estudiada por Frenguelli (1949). En un principio la unidad había sido denominada como Capas con “Estheria” por Piatnitzky (1936), “Sección Esquistosa en la Serie Porfírica” por Flores (1948), mientras que Feruglio (1949-50) la consideró como la “Sección superior del Complejo de Olte”.

Esta unidad ha sido mapeada y descrita en el ámbito de la Hoja y sus alrededores inmediatos por Nakayama (1972a y b; 1974), Chebli (1973), Turner (1983), Nullo (1983), Proserpio (1987), Cortés y Baldoni (1984), Cortés (1988, 1990a, 1990b), Musacchio (1995) y Cabaleri y Armella (1999), entre otros. Estudios paleomagnéticos de la unidad fueron efectuados por Geuna *et al.* (1993, 1999, 2000) mientras que el estudio de la evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto fue realizado por Figari y Courtade (1993), Figari *et al.* (1996) y Cortiñas (1996).

Cabe destacar que se han incluido dentro de la unidad afloramientos expuestos al sur y sudoeste del

zanjón El Colorado que anteriormente habían sido mapeados como integrantes de la Formación Cañadón Calcáreo (Proserpio, 1987). Los restantes asomos de esta última formación mencionada, ubicados al oeste de la sierra de La Manea y al norte de la sierra de La Cicuta, han sido agrupados dentro de la Formación Los Adobes del Grupo Chubut.

Por otra parte, los afloramientos sedimentarios de la Formación Cañadón Asfalto al sureste del codo del río Chubut habían sido agrupados dentro del Grupo Chubut por Chebli (1973) y más tarde por Codignotto (1977). Más recientemente, son separados de los depósitos cretácicos chubutenses y reconocidos como parte de la Formación Cañadón Asfalto por Gayone y de Bianchi (1988) y por Figari y Courtade (1993).

Codignotto (1977) empleó la denominación de Formación Puesto Díaz para los asomos ubicados al sur-sureste del cerro Acuña, en el límite inferior de la Hoja.

En este trabajo se incluyen a los basaltos que están por debajo de las sedimentitas asignadas a la Formación Cañadón Asfalto, y que también engranan con éstas, dentro de esta unidad. Para una mejor descripción se separa la Formación Cañadón Asfalto en dos Miembros: Inferior y Superior.

Debe aclararse que estos miembros Inferior y Superior son equivalentes a las formaciones Puesto Gilbert (Cortés, 1990a), compuesta por mantos lávicos básicos con intercalaciones piroclásticas-sedimentarias, y Cañadón Asfalto, integrada por sedimentitas epiclásticas y piroclásticas, respectivamente. Estas dos unidades mencionadas son estudiadas en detalle y agrupadas por Cortés (1988, 1990a) dentro del Grupo Paso de Indios (Cortés, 1990a).

Los basaltos de la unidad presentes en el borde sur fueron reconocidos e incluidos por Chebli (1973), Chebli y Serraiotto (1974), Chebli *et al.* (1979) y Codignotto (1977) como pertenecientes al Grupo Lonco Trapial. En tanto que los basaltos del área de Paso Berwyn fueron mencionados como parte de la Formación Cañadón Asfalto por Piatnitzky (1936), Nullo y Proserpio (1975), Lesta *et al.* (1980), Nullo (1983), Franchi *et al.* (1989) y Cabaleri y Armella (1999), entre otros.

Distribución geográfica

El Miembro Inferior de la Formación Cañadón Asfalto aflora en el sector suroeste del codo del río Chubut conformando parte de la prolongación septentrional del vulcanismo jurásico del Bloque La Rueda (Cortés, 1990b). Otros afloramientos consti-

tuyen el extremo meridional de la sierra de los Pichiñanes.

El Miembro Superior de la Formación Cañadón Asfalto asoma a lo largo del sector occidental de la comarca continuándose en algunos casos hacia el oeste fuera de los límites de la Hoja. Entre el zanjón El Colorado y el establecimiento Cañadón Frío se ubican los afloramientos más septentrionales, mientras que los restantes se localizan al sureste del codo del río Chubut.

Litología

La Formación Cañadón Asfalto queda dividida en la Hoja en dos Miembros. El Miembro Inferior se compone de mantos lávicos básicos con intercalaciones piroclásticas-sedimentarias, mientras que el Miembro Superior está formado predominantemente por sedimentitas epi y piroclásticas.

Miembro Inferior (9)

Basaltos; en forma subordinada sedimentitas piroclásticas y epiclásticas e ignimbritas riolíticas

Un perfil completo de este Miembro se localiza inmediatamente al sur de la Hoja, más precisamente al sudoeste del cerro Las Horquetas y nordeste y este del establecimiento La Rueda, donde Cortés (1990a) obtuvo un espesor de 726 m para esta sección. Diferenció en la base del perfil unos 300 m de sedimentitas piroclásticas y epiclásticas estratificadas con una intercalación de lavas basálticas con potencias variables de 85, 20 a 30 m y algo menores. En cuanto al resto, describió el predominio de rocas lávicas principalmente de composición basáltica, bastante alteradas y de textura porfírica donde se distinguen fenocristales de labradorita, olivina y piroxeno augítico. La pasta tiene textura intergranular a intersertal o subofítica con labradorita, feldespatos alcalinos, augita titanífera, olivina y cuarzo. Se intercalan aglomerados volcánicos. En una sección piroclástica presente hacia la parte superior alternan tobas, lapillitas, aglomerados y brechas volcánicas asociadas a ignimbritas riolíticas.

En el límite occidental de la Hoja, al norte del río Chubut, afloran mantos basálticos inclinados al sudoeste que constituyen el extremo sur de la sierra de los Pichiñanes. Son de color oscuro, negro a pardo oscuro, destacándose la gran alteración que tienen con coloración hasta morado rojizo; se obser-

van gran cantidad de vesículas y sectores muy amigdaloides con cavidades subsféricas de hasta 1 a 3 cm, rellenas con sílice, calcita, cloritas, baritina y óxidos de hierro, y venillas de sílice y/o calcita; la textura varía de afírica a escasamente porfírica. En corte delgado, la textura puede ser microporfírica, porfírica, subofítica a intersertal, principalmente con olivina y plagioclasa como fenocristales; la pasta se compone de plagioclasa, olivina, clinopiroxeno y minerales opacos, siendo la mesostasis vítrea o reemplazada por arcillas o con parches de carbonato (Silva Nieto *et al.*, en preparación).

Al sur de la estancia La Invernada, en el límite sur de la Hoja, afloran basaltos desvitrificados de color gris oscuro y textura porfírica, visualizándose fenocristales de feldespato blanco y otros alterados que presentan coloración rojiza en una pasta afanítica. Son basaltos de textura intergranular formada por microlitos de plagioclasa euhedrales y pequeños, insertos en una matriz hialopilítica en proceso de total desvitrificación. Se observan amígdalas y vesículas donde el material de relleno son óxidos de hierro. En sectores abundan fenocristales de opacos de hábito romboédrico en torno a los cuales la matriz adquiere textura pilotáxica fluidal. Diseminados en la pasta hay pequeños cristales de máficos alterados a opacos. Toda la roca presenta un alto grado de alteración.

Al sureste del establecimiento La Salina, en el límite sur de la comarca, asoman basaltos desvitrificados. Presentan textura amigdaloides, hialopilítica, sumamente fina y en proceso de desvitrificación. En algunos sectores la textura pasa a porfírica dado que pueden observarse fenocristales de máficos totalmente alterados a materiales opacos y con sus centros reemplazados por sílice. Se caracteriza por estar completamente surcada por venillas generadas por alteración hidrotermal (“hydrofracturing”) y rellenas por sílice coloidal, carbonatos u óxidos de hierro. Estas venillas generan un sistema sub-paralelo y en ellas se observan varios pulsos de cristalización. Los fluidos que transportaban tendieron a cristalizarse hacia las vesículas donde en la actualidad se encuentran óxidos de hierro rodeados de sílice; todo este conjunto genera formas similares a ojos. Algunas amígdalas presentan textura en escarapela, rellenas de afuera hacia adentro por una muy delgada banda de sílice amorfa seguida por carbonatos finos y hacia el centro óxidos de hierro en una masa de vidrio desvitrificado. La cantidad de opacos di-

seminados justificaría realizar un análisis calcográfico.

Miembro Superior (10)

Fangolitas, tufitas, tobas, areniscas, conglomerados, calizas e intercalaciones lávicas de composición básica a mesosilícica

Este miembro se compone de rocas epiclásticas y piroclásticas. Al suroeste del cerro Acuña, en el límite sur de la Hoja, el espesor es de 270 metros. En la base, según Cortés y Baldoni (1984), afloran unos 10 m de fangolitas arcillosas de color rojo pálido que llegan a pasar a ser arenosas y psefíticas con clastos angulosos de andesitas y tobas. Continúa con unos 54 m de potencia de tufitas arenosas y conglomeráticas de coloraciones castaño rojizo pálido, y tobas bien laminadas y estratificadas de colores amarillento a rosa grisáceo; presentan capas con nódulos silíceos, estando en parte silicificadas. Por último se disponen, con una potencia de 206 m, tobas y tufitas arenosas y conglomeráticas que alternan con estratos tabulares, de variable espesor, de rocas sabulíticas y conglomeráticas, en donde se reconocieron clastos de rocas volcánicas, cuarzo y pedernal. En tobas de este último tramo fueron identificados por Codignotto (1977) restos de tafoflora fósil. Estos afloramientos se presentan deformados con desarrollo de pliegues.

Al sur del establecimiento La Eloisa, los bancos de la unidad se relacionan mediante falla con volcanitas que fueron asignadas tentativamente al Grupo Lonco Trapial; el rumbo de los bancos va variando desde dirección noroeste a este-oeste formando un suave plegamiento (convexo hacia el río Chubut), inclinándose fuertemente hacia el sur-sudoeste en la base de la secuencia mientras que hacia arriba las inclinaciones son menores (foto 8). Las características litológicas son similares a las descritas anteriormente, observándose bancos de tobas de colores blanco, rosa pálido a verde claro que se presentan en algunos casos bien laminados o finamente estratificados, a veces lajosos. Estos bancos alternan con otros de areniscas y conglomerados, que muestran en algunos casos una participación de material tobáceo. Al microscopio, Fernández (2000) describe una toba de color rosado muy claro de la base de la unidad. Su textura es cristaloclastica. Los cristaloclastos, que constituyen el 20%, varían de angulosos a subredondeados y su composición es de cuarzo, feldespato, muchas veces con macla de Carlsbad, y biotita; además de otras secciones totalmente transformadas en calcita muy fina. Se pre-

sentan escasísimos fragmentos de pumicitas. La matriz es vitroclástica con trizas reemplazadas por analcima, destacándose por estar teñidas de color anaranjado intenso; la base de la matriz es vítrea y muestra un intenso reemplazo por analcima, no estando en este caso el material teñido.

En el sector norte-noroccidental de la sierra de los Pichiñanes afloran, de acuerdo con las observaciones realizadas por Proserpio (1987), areniscas, areniscas silíceas, silíceo-calcáreas y calcáreas, arcilitas, calizas y dolomías, siendo algunos de estos niveles portadores de *Estherias* y restos vegetales indeterminables así como materia carbonosa; en ciertos sectores se intercalan matos lávicos básicos. Próximo al abra del cañadón La Totorá afloran areniscas medianas cuarzo-feldespáticas, areniscas conglomerádicas y conglomerados con clastos de granito, riolita, andesita y quizás clastos alterados de porfiritas y areniscas. Por debajo continúan areniscas y conglomerados entre los que se intercala un manto básico; en la intersección de esta quebrada con un cañadón se observa en la parte media de este último la presencia de areniscas y sabulitas.

En cuanto a los espesores, para la región situada inmediatamente al oeste, Turner (1983) citó que la potencia de la unidad decrece de norte a sur y de este a oeste, variando de 200 a 400 m en el primer caso y entre 350 a 220 m en la ladera oriental de la sierra de Lonco Trapial a 50 m en la ladera occidental de esta misma sierra.

Proserpio (1987) dio un espesor estimativo de 200 m para el sector noroeste de la comarca.

Ambiente de depositación

El Miembro Inferior de la Formación Cañadón Asfalto caracteriza un ambiente con un activo volcanismo de tipo lávico y explosivo, evidenciado este último por la existencia de rocas piroclásticas y aglomerados volcánicos; en poca medida fue de tipo ignimbrítico.

Por otra parte, los depósitos del Miembro Superior, así como las intercalaciones sedimentarias del Miembro Inferior, representan un ambiente continental de tipo lacustre y fluvial con aporte piroclástico sincrónico. El ambiente lacustre está representado por los sedimentos finos laminados, con aporte tobáceo y que presentan restos de conchostracos y plantas así como por las rocas calcáreas. Los depósitos psamo-psefíticos con intercalaciones tobáceas representan la facies fluvial de la formación.

Recientemente, una interpretación paleoambiental fue efectuada por Cabaleri y Armella (1999) sobre la base del estudio de la asociación de microfacies lacustres y biohermos de estromatolitos en la localidad de Cerro Cóndor (al oeste de la Hoja). Establecieron un modelo de facies de ambiente litoral lacustre, en el que reconocieron un amplio desarrollo de la zona supralitoral con mudstones microbiolíticos; un subambiente eulitoral donde se destaca el desarrollo de un extenso cinturón biohermal y una zona infralitoral de características muy someras con packstone/wackestone rico en bioclasto.

La Formación Cañadón Asfalto representa parte del registro de la evolución del fracturamiento del Gondwana, depositándose en hemigrabens elongados en sentido NO-SE, con umbrales transversales y elementos menores internos (Figari y Courtade, 1993).

Paleontología

Sobre la base del hallazgo de Codignotto (1977), Cortés y Baldoni (1984) citan restos de tallos de *Equisetites sp.*, fronda de *Gleichenites cf. Taquetrensis* Herbst-Anzoategui, escamas ovulíferas de *Araucarites sp.* y restos de rama de conífera en los afloramientos presentes en el límite sur de la Hoja.

Algunos niveles finos son portadores de *Estherias* y de materia carbonosa.

Al sur de la comarca, en las secciones sedimentarias del miembro inferior, fueron hallados (Cortés, 1990a) restos de conchostracos y en algunos casos pequeños gastrópodos; improntas y restos de pequeños tallos en mal estado de conservación

En localidades muy cercanas han sido citados y/o estudiados restos de peces (Piatnitzky, 1936; Bordas, 1942; Bochino, 1967; Turner, 1983), vegetales (Flores, 1948; Pöthe de Baldi, 1974; Chebli, 1973), *Cyzicus sp.*, gastrópodos y pelecípodos (Tasch y Volkheimer, 1970; Musacchio, 1995) así como restos óseos de saurópodos (Flores, 1948; Tasch y Volkheimer, 1970).

Relaciones estratigráficas

La Formación Cañadón Asfalto se apoya en relación de discordancia angular sobre las volcanitas del Grupo Lonco Trapial y es cubierta en relación de discordancia angular por las

sedimentitas continentales cretácicas del Grupo Chubut.

El pasaje entre el Miembro Inferior y Superior de la unidad es transicional, intercalándose la sección superior del primero en los términos inferiores del Miembro Superior.

Edad

Volkheimer (1972), sobre la base de la microflora presente en la unidad, le asigna una edad calloviana y tentativamente oxfordiana. Pöthe de Baldis (1974) efectúa un estudio palinológico de amplio biocrón y lo compara con la microflora descrita por Volkheimer (1972) en Charahuilla, por lo que Nullo y Proserpio (1975), teniendo en cuenta este estudio, también le dan una edad calloviana-oxfordiana.

En La Hoja, Proserpio (1987) adjudica a la Formación Cañadón Asfalto con dudas una edad calloviana-kimmeridgiana inferior.

De acuerdo con la diagnosis del grado evolutivo de los restos óseos de reptiles encontrados al sur de la Hoja, indicarían una edad calloviana (Bonaparte, com.verb., en Cortés, 1988). Masiuk (1991) concluye que la depositación se inició quizás en el Berriasiano y que continuó durante el Valanginiano-Hauteriviano. Cortiñas (1996) divide a la Formación Cañadón Asfalto en dos ciclos sedimentarios de edades Calloviano-Oxfordiano y Oxfordiano-Kimmeridgiano.

La datación radimétrica de una toba del Miembro Inferior de la formación presente en los alrededores del cerrito Moro (al sur de la Hoja), arrojó una edad de 155 ± 5 Ma (Linares, 1977 en Cortés, 1990a) correspondiente al lapso Calloviano-Tithoniano de acuerdo con la escala de Gradstein y Ogg (1996).

Sobre la base de lo expuesto se le da a la Formación Cañadón Asfalto una edad calloviana-oxfordiana, sin descartar que alcance al Kimmeridgiano.

2.3.2. CRETÁCICO

GRUPO CHUBUT

Está constituido por extensas acumulaciones de sedimentitas continentales con abundante aporte piroclástico, de edad cretácica y conocidas desde principios de siglo con el nombre de "Chubutiano" o "Chubutense". Lesta (1968), para referirse a estos depósitos ubicados en el subsuelo de la cuenca del Golfo de San Jorge, empleó el nombre de Grupo del Chubut, acotándolos entre la base del Salamanquense

y el techo de la Formación Pozo D-129. Luego, en 1969, abarcó también con esta denominación a los afloramientos superficiales depositados entre el Tithoniano y el Maastrichtiano.

Lesta y Ferello (1972) ubicaron todo el Grupo del Chubut por debajo de la discordancia intersenoniana. Posteriormente, Lesta *et al.* (1980) separaron los depósitos continentales que comenzaron a depositarse luego del diastrofismo intermálmico culminando con el intersenoniano, en un primer conjunto sedimentario denominado Grupo Las Heras, del Jurásico superior-Cretácico inferior, de ambiente lacustre con participación piroclástica y que se distribuía en el subsuelo de la cuenca del Golfo de San Jorge, del segundo grupo designado con el nombre de Grupo Chubut, compuesto predominantemente por tufitas y tobas con intercalaciones de areniscas y conglomerados fluviales.

Las sedimentitas de la unidad aflorantes en diferentes áreas de la comarca fueron reconocidas y descritas por Piatnitzky (1936), Feruglio (1949-50), Flores (1956-57), Tasch y Volkheimer (1970), Nakayama (1972a y b, 1974), Chebli (1973, 1974), Chebli *et al.* (1976), Pesce (1977, 1978), Codignotto (1977), Codignotto *et al.* (1978), Barcat *et al.* (1984) y Proserpio (1987), entre otros. Perfiles detallados han sido realizados por Panza (1979) y Proserpio (1987) en los cuadrantes sureste y noroeste de la Hoja respectivamente.

En este informe se sigue el esquema estratigráfico del Grupo Chubut propuesto por Cortés (1987, 1988) que surgió de la comparación y correlación de los datos por Chebli *et al.* (1976) y Codignotto *et al.* (1979) para la región central del Chubut. De esta manera queda representado el Grupo por las Formaciones Los Adobes, Cerro Barcino y Puesto Manuel Arce.

2.3.2.1. Cretácico inferior

Formación Los Adobes (11)

Conglomerados, areniscas, pelitas, tufitas y escasas tobas

Antecedentes

El nombre de Formación Los Adobes fue postulado por Stipanovic *et al.* (1968) para denominar a las sedimentitas cretácicas pre-maastrichtianas aflorantes al norte del Chubut y curso medio-superior del río Chubut. La localidad tipo está en la Hoja y allí Volkheimer (en Tasch y Volkheimer, 1970) realizó un perfil y una somera descripción del mismo.



Foto 8. Depósitos estratificados del Grupo Chubut (sector izquierdo) dispuestos sobre volcánicas moradas del Grupo Lonco Trapial. Éstas a su vez se encuentran en relación mediante falla con los bancos de la Formación Cañadón Asfalto (sector derecho de la foto).

Proserpio (1987), siguiendo el esquema propuesto por Codignotto *et al.* (1978), identificó y mapeó (en el sector noroccidental de la Hoja), dentro de la Formación Los Adobes, los Miembros Arroyo del Pajarito y Bardas Coloradas. Este último es homologado por Cortés (1988) con el Miembro Cerro Mirador del esquema de Chebli *et al.* (1976), criterio que fue seguido por Anselmi *et al.* (2000) al sur de la Hoja.

En el presente informe los depósitos de la base del Grupo Chubut son agrupados bajo la denominación de Formación Los Adobes, sin distinción de miembros por razones de escala.

Distribución geográfica

Los afloramientos de la Formación Los Adobes se distribuyen a lo largo del sector occidental de la comarca, reconociéndose al norte y oeste de la sierra de la Cicuta, en ambas márgenes del tramo superior del zanjón El Colorado y alrededores, rodeando la sierra de los Pichiñanes y, por último, al sur del codo del río Chubut.

Litología

La Formación Los Adobes se compone de psefitas, psamitas, tobas y pelitas. Las primeras, de colores rojizos, castaño a castaño grisáceo, castaño amarillento, gris amarillento y también amarillento y gris verdoso, presentan clastos redondeados a subredondeados, de entre 2 y 10 cm, de volcanitas e ignimbritas ácidas, sílice, granitos, tobas, volcanitas mesosilíceas y en menor proporción calcarenitas, calizas y rocas de basamento no granítico. La matriz es arenosa mediana a gruesa siendo el cemento silíceo y/o calcáreo y raramente ferroso. Se intercalan con lentes de areniscas y, en ocasiones, estratos tabulares de areniscas de grano mediano a grueso, a veces con estratificación entrecruzada y bancos pelíticos compuestos por limolitas y arcilitas con participación de material piroclástico. Se observan restos de troncos fósiles dentro de los paquetes conglomerádicos. Esta descripción se corresponde a la efectuada por Proserpio (1987) para los depósitos pertenecientes al Miembro Arroyo del Pajarito (de acuerdo con el esquema de Codignotto *et al.*, 1978), los que presentan una potencia de 6 m en el cañadón La Turca (en las proximidades del camino Paso Berwyn-El Escorial), 10 m en los alrededores del puesto El Ganso, 20 m sobre

la margen sur del cañadón La Totorá y 35,5 m al oeste-noroeste del puesto La Volanta. De acuerdo con este autor, continuarían hacia arriba (en parte interdigitándose) bancos pelíticos de colores castaños, rojizos y más raramente amarillos y rosados que se corresponderían al Miembro Bardas Coloradas (de acuerdo con el esquema de Codignotto *et al.*, 1978). Los bancos de limolita y arcilita que lo constituyen, en general tobáceos, se caracterizan por la abundancia de yeso distribuido en forma de venillas y guías así como en los planos de estratificación o en cualquier plano de discontinuidad interna. Una característica de estos asomos, que a su vez están integrados por tobas de colores claros, es el aspecto terroso que presentan. Además, intercalan areniscas y lentes de sabulitas y conglomerados verde grisáceo o castaño rojizo que llegan a alcanzar los 6 m de potencia; los clastos de estos últimos son de volcanitas ácidas, tobas y cuarzo siendo la matriz generalmente arenosa mediana.

Presenta espesores del orden de los 26 a 30 m al oeste de la sierra de los Pichiñanes y 45 m en el cerro Los Chivos (Proserpio, 1987). Para Codignotto *et al.* (1978), el espesor máximo medido para la Formación Los Adobes es de 186 metros.

Ambiente de depositación

El ambiente es continental, caracterizado por un medio fluvial con alternancia de alta a baja energía y pequeños cuerpos lacunares, asociados a la participación de material piroclástico fino predominantemente.

Andreis y Dalla Salda (1973) realizaron una interpretación genética de las estructuras entrecruzadas de las sedimentitas del área de Los Adobes, concluyendo que en conjunto representan condiciones ambientales cambiantes en el régimen deposicional de los ríos o mudanzas de canales y torrenteras, con zonas turbulentas y arremolinadas en las masas ácuas, especialmente en los cauces fluviales.

Relaciones estratigráficas

Se dispone en relación de discordancia angular sobre el basamento precámbrico-paleozoico, las volcanitas y los depósitos continentales de la Formación Cañadón Asfalto y sobre el Grupo Lonco Trapial. Es cubierta concordantemente y en forma transicional por los miembros Puesto La

Paloma y Cerro Castaño de la Formación Cerro Barcino.

Edad

Al norte de la sierra de la Manea, Chebli *et al.* (1976) encontraron asociaciones de microorganismos, que de acuerdo con Musacchio (com. epist. en Chebli *et al.*, 1976), fueron clasificadas como géneros y especies nuevas de ostrácodos junto con *Cypridea sp.* y carófitas del género *Mesochara*, y comparadas con material encontrado en el Barremiano de Neuquén con los que presenta afinidades morfológicas. Codignotto *et al.* (1978) consideraron que este material encontrado proviene en parte y en forma subordinada de los términos superiores del Miembro Bardas Coloradas de la Formación Los Adobes, por lo que le dieron también una edad barremiana.

2.3.2.2. Cretácico inferior-Cretácico superior

Formación Cerro Barcino (12 y 13)

Piroclastitas, tufitas y sedimentitas epiclásticas; calizas en forma subordinada

Antecedentes

Nakayama (1972a y b) empleó por primera vez el nombre de Miembro Cerro Barcino para describir los depósitos superiores que integran la Formación Gorro Frigio dentro de la comarca y alrededores. Chebli (1973, 1974) y Chebli *et al.* (1976) utilizaron estas denominaciones en su esquema estratigráfico del Grupo Chubut en la región central de la provincia homónima, mientras que Codignotto *et al.* (1978) elevaron al rango formacional el Miembro Cerro Barcino, creando otros nuevos sobre la base de cambios faciales. De esta manera la nueva formación (Cerro Barcino) quedó integrada por los miembros La Paloma, Cerro Castaño, Las Plumas y Manuel Arce, este último interdigitado con el miembro Bayo Overo. Inmediatamente al sur de la Hoja, Cortés (1987, 1988) empleó esta división para la Formación Cerro Barcino, aunque mantuvo el rango de formación dado por Chebli *et al.* (1976) a la unidad Puesto Manuel Arce, criterio compartido por Anselmi *et al.* (2000) y seguido en este informe.

En el esquema estratigráfico de la comarca, la Formación Cerro Barcino queda conformada, de abajo hacia arriba, por los siguientes miembros: Puesto La Paloma, Cerro Castaño y Las Plumas, mapeados los dos primeros conjuntamente.

En el esquema regional se observó que los términos más bajos se disponen principalmente en la mitad occidental de la Hoja mientras que el miembro Las Plumas lo hace principalmente en la mitad oriental.

En el cuadrante suroeste, Codignotto (1977) llamó Grupo Chubut a estos depósitos, mientras que para el sector nordeste Pesce (1977, 1978) utilizó la denominación de Formación Arroyo Perdido para los depósitos cretácicos chubutenses.

Distribución geográfica

Una amplia distribución areal presentan los depósitos continentales de La Formación Cerro Barcino, observándose que los términos más bajos, Miembros La Paloma y Cerro Castaño, se disponen principalmente en la mitad occidental de la Hoja mientras que el Miembro Las Plumas aflora principalmente en la mitad oriental.

Litología

Miembros Puesto La Paloma y Cerro Castaño (12)

Estas denominaciones se deben a Chebli *et al.* (1976), ubicándose la localidad tipo en el cañadón de Las Víboras, al oeste de la meseta del Canquel (sur de la comarca). Corresponden a parte de los afloramientos del Miembro Cerro Barcino, Formación Gorro Frigio, de Nakayama (1972a y b) y a las facies Toba Verde y Tobáceo-arenosa abigarrada de Codignotto *et al.* (1978).

Los asomos se distribuyen de norte a sur, en los alrededores de El Escorial, sierra de la Cicuta y Campana Mahuida; al oeste, norte y este de la sierra de Los Pichiñanes; alrededor y entre los afloramientos del bloque volcánico jurásico ubicado al noroeste de la sierra de Los Paz; en ambos márgenes del río Chubut, desde el límite occidental de la Hoja hasta los alrededores de la estancia Cabeza de Buey, para luego volver a asomar entre la estancia Los Álamos y el límite oriental de la comarca.

Estos depósitos se componen de tobas, tufitas, sedimentitas epiclásticas y calizas en forma subordinada. El Miembro Puesto La Paloma (foto 9) presenta una coloración verdosa pálida por lo general, que lo caracteriza y en parte diferencia del Miembro Cerro Castaño suprayacente, el cual tiene coloraciones castañas, amarillentas y blanquecinas (foto 10).

En la sección tipo, Chebli *et al.* (1976) midieron 49 m de espesor para las areniscas tobáceas y tobas de grano fino a muy fino, de colores verde pálido, que constituyen el miembro Puesto La Paloma, y que pasan en forma gradual hacia arriba al miembro Cerro Castaño, con un espesor de 149 m, constituido por tobas medianas a finas y areniscas tobáceas con intercalaciones de niveles pelíticos con aporte tobáceo.

En el cerro Los Chivos, en un perfil muy detallado levantado por Proserpio (1987), por encima de la Formación Los Adobes, se disponen 41 m aproximadamente de areniscas líticas y tobáceas, de grano mediano a grueso y de colores blanquecinos, verdes claros, grises verdosos a grisáceos. En forma subordinada se intercalan arcilitas, calizas, calizas arcillosas y tobas de grano fino. Estos asomos se corresponden con el Miembro Puesto La Paloma sobre el que se disponen unos 150 m de rocas psamíticas y pelíticas con aporte tobáceo, tobas y escasas calizas, del Miembro Cerro Castaño.

Para el Miembro Puesto La Paloma, Proserpio (1987) citó un espesor de 20 m al oeste de Los Adobes, de areniscas tobáceas y feldespáticas, en donde las primeras son de coloración amarillenta y pardo rojiza y las segundas se encuentran interdigitadas con un conglomerado y tobas arenosas. Al norte del mogote La Pirámide midió 55 m para este miembro mientras que sólo afloran 10 m al norte de la sierra de la Manea, en donde, cercano al contacto con el Grupo Lonco Trapial, observó areniscas líticas, cuarzosas y feldespáticas, limolitas y limolitas tobáceas, arcilitas y lutitas de colores verdes y castaños.

En gran parte de las márgenes norte y sur del río Chubut aflora el miembro Cerro Castaño. Al sur de la estancia El Álamo y de la ruta Nacional N° 25, Panza (1979) citó un espesor parcial de 60 m para este miembro (figura 3).

Recientemente, Manassero *et al.* (2000) describieron y correlacionaron perfiles de la Formación Cerro Barcino a lo largo del río Chubut, entre los Altares y Paso de Indios, proporcionando nuevos datos estratigráficos, sedimentológicos y mineralógicos de los miembros Cerro Castaño y Las Plumas.

Miembro Las Plumas (13)

Este miembro fue definido por Panza (1979) en los alrededores de la localidad homónima. Constituye parte de los afloramientos de la Formación Gorro Frigio de Chebli (1973, 1974 y Chebli *et al.*, 1976) y

a la facies tobáceo-arenosa rojiza del esquema de Codignotto *et al.* (1978).

Se distribuye al nordeste y este de la sierra Chiquichán, alrededor del cerro León y desde el cerro Degollado hasta el límite oriental; al norte del cerro Las Boleadoras y rodeando los distintos intrusivos gábricos ubicados en el límite sur (foto 11). Otros asomos asignados a este miembro se ubican al oeste y sur de Los Altares y en el sector comprendido entre los cerros Parva y Ponte; estos últimos habían sido incluidos anteriormente dentro del Miembro Bayo Overo y de la Formación Arroyo Perdido por Proserpio (1987) y Pesce (1977) respectivamente.

El Miembro Las Plumas está constituido por tobas de color rojo, castaño rojizo, rosado hasta amarillento o gris blanquecino, de grano fino, bien estratificadas. En ocasiones estos bancos presentan estructuras tubulares o mamelonares producto de probables rastros de vermes que evidenciarían la existencia de niveles paleoedáficos (Panza, 1979). También se observan estratos tabulares de areniscas tobáceas líticas y cuarzosas de color rojo pálido, de grano fino a mediano. Son abundantes dentro de este miembro las capas de areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados, de color rojo, con estratificación entrecruzada, siendo variable la participación piroclástica en los bancos. Por lo general conforman cuerpos lenticulares, llegando uno de estos a los 6 kilómetros de longitud al norte de la estancia El Álamo (Panza, 1979). Los conglomerados se caracterizan por formar cornisas, estando constituidos por clastos angulosos a redondeados de ignimbritas, andesitas, riolitas y volcanitas oscuras y en poca proporción de cuarzo, areniscas rojas, tobas y fragmentos arcillosos. Ocasionalmente se intercalan pelitas, en general friables y de color gris, blanquecino y hasta rojo, conteniendo en algunos casos capitas de yeso fibroso.

El espesor de este miembro es del orden de los 90 a 100 m (Panza, 1979), y de 50 m al sur de la comarca (Panza, 1981).

La figura 3 muestra dos perfiles estratigráficos levantados por Panza (1979), uno al sur de la estancia El Álamo (sur de la ruta provincial N° 25) y otro ubicado al sureste de la estancia Los Álamos.

Ambiente de depositación

El ambiente es continental fluvial, con alternancia de baja a alta energía y presencia de un importante aporte piroclástico fino sincrónico a la depositación de la Formación. Las pelitas intercala-



Foto 9. Bancos de color verde claro pertenecientes al Miembro La Paloma de la Formación Cerro Barcino (Grupo Chubut), en las nacientes del cañadón Negro o Blacay, límite sur de la Hoja.



Foto 10. Estratos subhorizontales de piroclastitas y sedimentitas del miembro Cerro Castaño (Formación Cerro Barcino) que constituyen importantes paredones verticales en ambas márgenes del río Chubut. Puesto R. Almada (norte de la estancia La Rueda). En este sitio hay un bote con el que se puede cruzar el río Chubut.



Foto 11. Vista al sudoeste (a la altura del cerro Las Boleadoras) desde la ruta provincial 27 hacia los depósitos de los miembros Cerro Castaño, de coloración castaña, y Las Plumas, de colores rojizos (por encima y hacia atrás). En primer plano se observa un dique teschenítico que, con dirección noroeste, atraviesa la ruta mencionada.

das indican cuerpos de agua poco profundos, limpios, tranquilos y de ambiente alcalino, esto último confirmado por la presencia de ostrácodos y charofitas (Chebli *et al.*, 1976)

Para el sector sur de la comarca, Cortés (1988) concluyó que los sedimentos del Miembro Puesto La Paloma se depositaron en un ambiente lacunar y fluvial de baja energía, mientras que para el Miembro Cerro Castaño reconoció dos facies, una occidental (Cerro Castaño-zanjón Calafate) que representaba un ambiente de depositación lacustre que hacia la parte superior pasaba a fluvial de baja energía o lacunar, y una facies oriental (zona del cerro Portezuelo) que indicaba un ambiente de tipo fluvial meandriforme, identificando las facies de canal y de planicie de inundación. El Miembro Las Plumas, representado por depósitos gruesos lenticulares, corresponde a un régimen fluvial de alta energía, posiblemente entrelazado.

Manassero *et al.* (2000) interpretaron a la unidad Cerro Castaño como producto de emisiones volcánicas explosivas de lluvias de cenizas en planicies con cuerpos de agua (estanques) superficiales y con un sistema de drenaje pobremente desarrollado en dirección nor-nordeste, mientras que para el

Miembro Las Plumas concluyeron que responde a facies inter-eruptivas cuya litología es resultado del retrabajo de los sedimentos de Cerro Castaño por parte de ríos de carácter permanente, con paleocorrientes hacia el norte.

Paleontología

La Formación Cerro Barcino contiene restos óseos fósiles de saurios así como restos carbonosos e improntas de tallos indeterminados.

En la margen derecha del río Chubut, en las localidades de El Barrancal (sur estancia Las Golondrinas) y puesto Perdomo (sur codo del río Chubut), distantes 25 y 15 km de Paso de Indios respectivamente, fueron colectados por Chebli (1974) y estudiados por Musacchio (1972; en Musacchio y Chebli, 1975) ostrácodos y carofitas, así como megasporas cuya determinación fue realizada por Gamarro (1974).

Un kilómetro al norte de la sierra de la Manea, Chebli *et al.* (1976) hallaron asociaciones de microorganismos que, estudiadas por Musacchio (en Chebli *et al.*, 1976), fueron clasificados como géne-

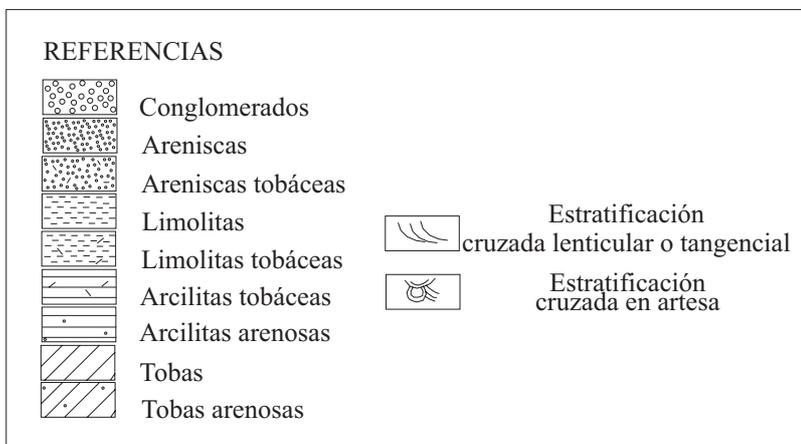
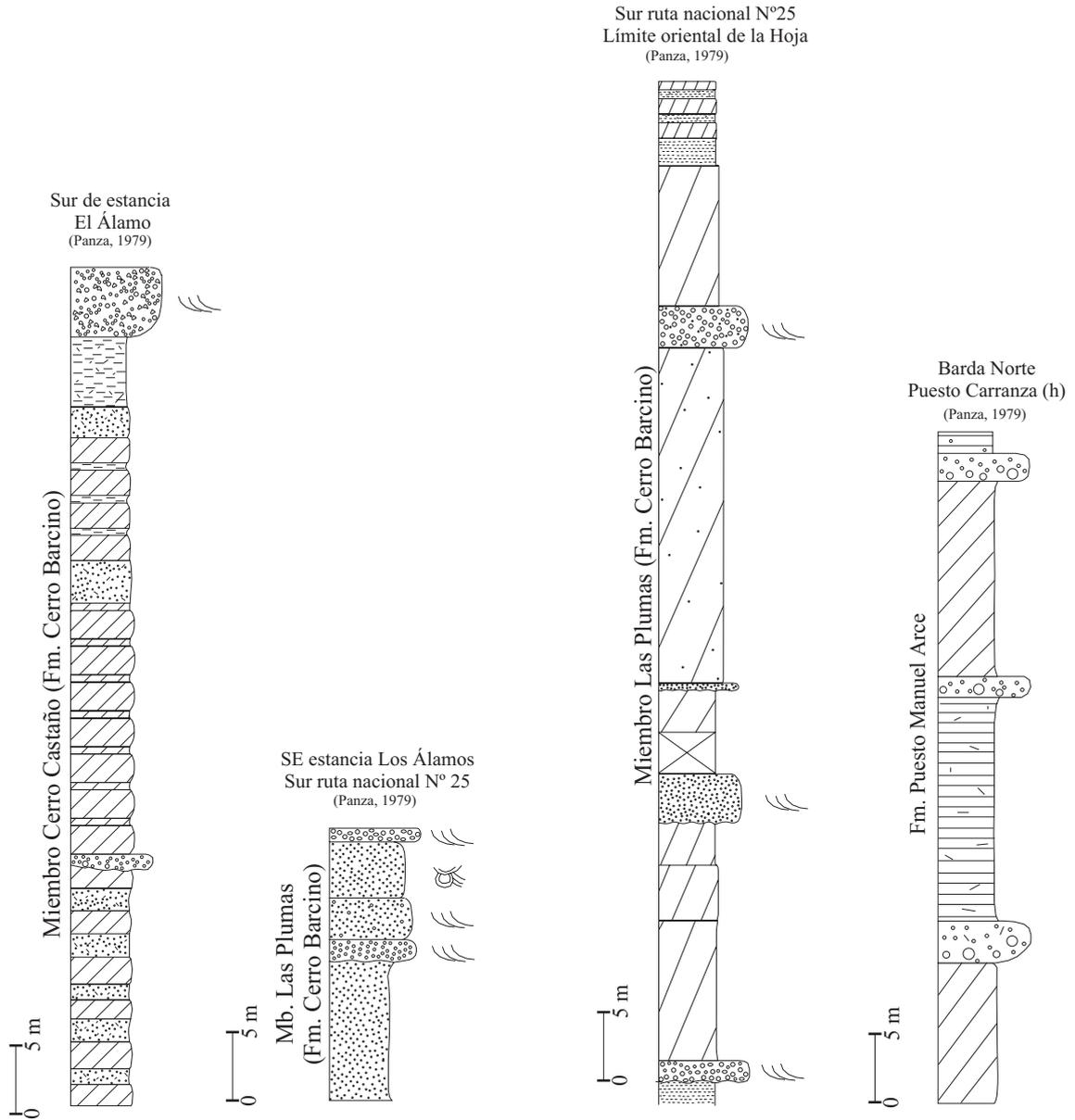


Figura 3. Perfiles columnares del Grupo Chubut en el sector austral de la comarca, sobre la base de las descripciones de Panza (1979).

ros y especies nuevas de ostrácodos junto con *Cypridea sp.* y carofitas del género *Mesochara*.

A 10 kilómetros al este-nordeste del cerro Barcino, del Corro (1974) localizó restos fósiles de un enorme saurio, *Chubutisaurus insignis*.

Recientemente, Cladera *et al.* (2000) han hallado abundantes dientes y huesos no articulados de saurisquios en depósitos de canales fluviales del Miembro Cerro Castaño, al oeste de la localidad de Los Altares.

Relaciones estratigráficas

La Formación Cerro Barcino se dispone en relación concordante sobre la Formación Los Adobes y discordante sobre volcanitas y sedimentitas jurásicas y rocas del basamento ígneo-metamórfico. Por otra parte, es cubierta concordantemente por las formaciones Puesto Manuel Arce y Bayo Overo y discordantemente por la Formación Salamanca del Paleógeno y los depósitos pleistocenos de la Formación Valenzuela en el rincón suroeste de la comarca. También, es atravesada por los cuerpos intrusivos e hipabisales básicos de las Formaciones El Buitre - El Canquel.

Edad

Musacchio (en Chebli *et al.*, 1976) señala la afinidad morfológica que presentan las asociaciones de microorganismos encontradas al norte de la sierra de la Manea con los ostrácodos característicos de la Formación La Amarga del Barremiano de Neuquén. Codignotto *et al.* (1978) señalan que los bancos en donde es encontrado este material se corresponden en parte con la Facies toba verde o Miembro Puesto La Paloma.

De acuerdo con las asociaciones de microorganismos -ostrácodos y carofitas- (Musacchio, 1972; Musacchio y Chebli, 1975) encontradas en las localidades de El Barrancal y Puesto Perdomo, Chebli *et al.* (1976) concluyen que pertenecen al Cretácico inferior, con una edad muy cercana al Aptiano, sino Aptiano mismo.

Panza (1979, 1981) le da a la Formación Cerro Barcino (incluyendo la unidad Puesto Manuel Arce) una edad que varía del Barremiano hasta quizás el Cenomaniano, al igual que Codignotto *et al.* (1978); Proserpio (1987) la adjudica al mismo intervalo, considerando probable que los términos inferiores fueran más antiguos que el Barremiano.

Sobre la base de lo expuesto se le da a la unidad una edad barremiana-cenomaniana.

2.3.2.3. Cretácico superior

Formación Puesto Manuel Arce (14)

Arcilitas y limonitas tobáceas, tobas muy finas y escasas areniscas y conglomerados

Antecedentes

El término Formación Puesto Manuel Arce es propuesto por Chebli (1973) para agrupar a las sedimentitas y piroclastitas continentales que presentan marcadas diferencias litológicas con las restantes formaciones del Grupo Chubut de edad cretácica. La unidad es reconocida y descrita dentro de la comarca por Chebli (1973, 1974), Musacchio y Chebli (1975) y Chebli *et al.* (1976); estos últimos autores le dan rango de Formación ubicando su sección tipo en el faldeo oriental de la sierra del Guanaco, inmediatamente al sur de la Hoja. Más tarde, Codignotto *et al.* (1978) y Panza (1979, 1981) cambian el rango de la unidad llevándola a la categoría de Miembro dentro de la Formación Cerro Barcino (del Grupo Chubut), mientras que Cortés (1988) y Anselmi *et al.* (2000) mantienen el rango de Formación propuesto en un principio por Chebli *et al.* (1976), inmediatamente al sur de la Hoja.

Pesce (1977, 1978) incluyó estos depósitos dentro de la Formación Arroyo Perdido definida por él en la zona nordeste de la Hoja para agrupar los depósitos cretácicos chubutenses.

Distribución geográfica

La Formación Puesto Manuel Arce se distribuye en el cuadrante suroriental de la Hoja, constituyendo parte del faldeo septentrional de las sierras del Guanaco y Negra y otros asomos situados al este de esta última. En el sector norte del río Chubut, se distribuye al este-nordeste del cerro Bororó o Chiquichán (foto 12) y al norte y sur de la ruta provincial N° 40.

Litología

Está compuesta predominantemente por tobas muy finas, arcilitas y limonitas tobáceas, siendo la coloración blanquecina, grisácea clara, grisácea rosada a grisácea amarillento; las arcilitas también presentan colores morado, violáceo y rosado. Estos tipos litológicos alternan en una sucesión de bancos delgados. Lentes de areniscas medianas a conglomerádicas de colores grises a grises amari-



Foto 12. Depósitos de la Formación Puesto Manuel Arce, en el sector al noreste del cerro Bororó o Chiquichán.

lentos se presentan aunque en escasa proporción, en ocasiones con estratificación entrecruzada mal definida. Algunas lentes presentan aporte piroclástico.

La localidad tipo se sitúa en el faldeo oriental de la sierra del Guanaco, cuyo extremo septentrional se prolonga hasta el límite sur de la Hoja. En el perfil tipo, Panza (1981) describió un espesor de 90 m, mientras que alcanza un poco más de 25 m en los alrededores de la estancia Sierra Negra, en donde el conjunto inclina unos 5° al NO. Está integrado por tobas muy finas y arcilitas que terminan hacia arriba con areniscas tobáceas finas muy friables (Panza, 1979).

Frente a la estancia El Casal asoman 30 m de tobas muy finas de color blanco entre las que se intercalan unos 4 m de tobas y areniscas tobáceas finas de colores grises y amarillos. Hacia arriba continúa con un reducido espesor de bancos tabulares de tobas arenosas más gruesas y areniscas líticas tobáceas finas a medianas de colores grises, amarillos y hasta rojizos dado por la pigmentación con óxidos de hierro; estos bancos conforman la parte superior de las lomadas y mesillas. Al sureste de este establecimiento se observó en la parte inferior de un estrato arenoso la presencia de estructuras subesféricas, de ocho centímetros de diámetro y de igual composición que el estrato aunque con color gris oscuro a negro debido posiblemente a la pigmentación por manganeso (?) (Panza, 1979).

Al este de la Hoja y al norte del puesto Carranza (h) (a la altura de la sierra Chiquichán), Panza (1979) levantó un perfil de casi 50 m de espesor que puede observarse en la figura 3. De acuerdo con este autor, estas características de la unidad son similares a las presentes al este del establecimiento Chiquichán (o estancia Urtizberea) donde predominan las tobas finas y subordinadamente las areniscas, aunque también hay arcilitas tobáceas de color gris y blanco.

Ambiente de depositación

La Formación Puesto Manuel Arce correspondería a un ambiente continental de tipo fluvial, fundamentalmente de baja energía, siendo el aporte de material piroclástico fino constante durante la depositación de la unidad.

De acuerdo con Panza (1981), los depósitos pelíticos finos evidenciarían una amplia planicie aluvial con cuerpos de agua someros dispersos en la misma.

Paleontología

Dentro de los paquetes se encuentran trozos de troncos silicificados y restos de huesos de saurópodos indeterminados.

En la localidad tipo, al sur de la Hoja, en niveles basales de la unidad se han hallado megasporas de *Henrisporites* sp. nov. (Gammero en Chebli *et al.* 1976) asociadas a carofitas y ostrácodos en estudio por Musacchio (Chebli *et al.*, 1976); estas últimas serían en un principio similares a las que se citan para el Grupo Neuquén.

Relaciones estratigráficas

La Formación Puesto Manuel Arce se apoya en relación de concordancia sobre los depósitos de la Formación Cerro Barcino del Grupo Chubut. Con respecto a la Formación Bayo Overo, Codignotto *et al.* (1978) consideran que son lateralmente equivalentes tratándose de una variación facial entre ambas unidades.

Aparentemente, la unidad es cubierta pseudo-concordantemente por sedimentitas de la Formación Salamanca y discordantemente por depósitos pleistocenos de cobertura de pedimentos.

Panza (1981) infiere una relación de discordancia angular de muy bajo ángulo entre la unidad y las sedimentitas paleógenas, ya que estas últimas suprayacen indistintamente sobre los distintos depósitos del Grupo Chubut.

Edad

Chebli *et al.* (1976) mencionaron que los ostrácodos, carofitas y megasporas encontrados en la unidad presentaban similitudes con ejemplares senonianos hallados dentro del Grupo Neuquén. Por su parte, Lesta *et al.* (1980) sugirieron que posiblemente la Formación Puesto Manuel Arce pueda haber llegado al Maastrichtiano si se confirmaba la diagnosis preliminar de los microorganismos encontrados.

Cabe mencionar que Panza (1979, 1981) la asignó, junto a las restantes unidades que integran el Grupo Chubut, al lapso Barremiano-Cenomaniano, mientras que Musacchio *et al.* (1990), en base a la asociación de *Llyocypris-Neuquenocypris-Platychara* de la localidad Puesto Manuel Arce, consideraron que la edad no está enteramente aclarada (Cretácico tardío?-Eocretácico alto?).

Page *et al.* (1999), sugirieron que el Miembro Puesto Manuel Arce sería, en parte, senoniano ya que sus capas pasan, discordancia mediante, a niveles campanianos-maastrichtianos.

En este trabajo se asigna la unidad al Senoniano -pre-Campaniano- teniendo en cuenta lo anteriormente mencionado y la posición estratigráfica que ocupa.

Formación Bayo Overo (15)

Areniscas, pelitas y conglomerados con aporte tobáceo, tobas y escasas calizas

Antecedentes

La denominación de Miembro Bayo Overo fue empleada por Codignotto *et al.* (1978) para describir la Facies tobáceo abigarrada amarillo-verdosa, perteneciente al Grupo Chubut, que aflora al norte del río Chubut y que engrana lateralmente con la Facies pelítica gris o Miembro Puesto Manuel Arce. Anteriormente, dentro de la comarca esta unidad había sido mapeada y descrita como integrante del Miembro Cerro Barcino de la Formación Gorro Frigio por Nakayama (1972b, 1974), Chebli (1974) y Chebli *et al.* (1976).

Panza (1979) describió parte de los depósitos cretácicos más jóvenes del Grupo Chubut como integrantes del Miembro Bayo Overo siguiendo el esquema de Codignotto *et al.* (1978), al igual que Proserpio (1987) para los afloramientos presentes desde el arroyo Perdido hasta las cercanías del cerro Ponte. La prolongación oriental de estos últimos asomos es denominada por Pesce (1977, 1978) como Formación Arroyo Perdido.

Debido a que estos depósitos engranan lateralmente con la unidad Puesto Manuel Arce y que para ésta se ha mantenido el rango de formación dado en un principio por Chebli *et al.* (1976), se emplea en el presente trabajo la denominación de Formación Bayo Overo para las piroclásticas y sedimentitas de la unidad aquí tratada.

Distribución geográfica

Presenta una amplia distribución aflorando al sur de las sierras La Rosada y La Ventana, desde el arroyo Perdido hasta el pueblo El Mirasol. En el centro-sur de la Hoja se extiende desde el arroyo mencionado hasta la margen izquierda del río Chubut, en el sector comprendido entre las sierras de Los Paz y Chiquichán y rodeando al cerro León.

Litología

Estos depósitos están constituidos por rocas tobáceas y epiclásticas. Las primeras predominan en el sector oeste de las sierras Chiquichán y Chata de acuerdo con las observaciones efectuadas por Panza (1979), en donde describió tobas vítreas, de colores verdes, anaranjados, rosados y amarillentos, dispuestas en bancos tabulares de 50-60 cm de espesor, a veces con estructuras tubulares. En forma subordinada afloran areniscas y conglomerados, con aporte tobáceo, que llegan en algunos casos a conformar terrazas estructurales; las areniscas de grano fino son lítica-cuarzosas mientras que las areniscas gruesas y conglomerados, de colores castaño y amarillento rojizo, tienen clastos subredondeados de volcanitas, ignimbritas, tobas y cuarzo siendo el cemento silíceo; conforman cuerpos lenticulares de 1 a 2 m de espesor y de longitud variable. El espesor de la unidad en este sector alcanza los 40 metros.

En cuanto al resto de los afloramientos, localizados desde el sur de las sierras Rosada y La Ventana hacia el arroyo Perdido, han sido caracterizados por Proserpio (1987), quien los dividió en tres sectores sobre la base de las características litológicas que presentaban.

De esta manera la parte norte, entre sierra La Ventana y cerro Parva, queda conformada en la parte inferior (10 m) por una alternancia de areniscas predominantemente cuarzosas, areniscas limolíticas y limolitas con una intercalación de dos metros de caliza blanca, y una parte superior de aproximadamente 5,5 m constituida por conglomerados y areniscas gruesas con matriz limo-arcillosa y cemento carbonático. Los conglomerados tienen clastos de riolitas, andesitas, pórfidos graníticos, traquitas?, tobas y líticos indeterminables. La matriz es de tamaño arena, arena-limo y el cemento carbonático. El paisaje de esta área se caracteriza por el desarrollo de terrazas estructurales dadas por la presencia de bancos duros hacia la parte superior.

El sector central, que se extiende al sur del anterior hasta los cerros Overo Chico y León, se compone de rocas predominantemente pelíticas, aflorando rocas areniscosas en forma subordinada, con un espesor total visible de unos 40 metros.

En cuanto al sector sur, ubicado desde los cerros mencionados en último término hasta el arroyo Perdido, se compone de areniscas medianas a gruesas, con cemento calcáreo y conglomerados. Estos conglomerados presentan clastos de rocas volcánicas ácidas y graníticas siendo la matriz de tamaño

arena mediana a gruesa y hasta conglomerádica. Afloran pelitas en forma subordinada. Tanto las areniscas como los conglomerados conforman terrazas estructurales al igual que en el sector norte.

Ambiente de depositación

El ambiente de depositación es continental de tipo fluvial, con alternancia de períodos de baja y alta energía. Las pelitas indicarían la presencia de cuerpos de agua poco profundos.

Paleontología

Fue determinado por Del Corro (en Codignotto *et al.*, 1978) la presencia de un saurópodo en las cercanías del cerro Barcino.

Relaciones estratigráficas

Se dispone en relación de concordancia sobre los depósitos de la Formación Cerro Barcino del Grupo Chubut y en relación de discordancia sobre volcanitas jurásicas. Con respecto a la Formación Puesto Manuel Arce, Codignotto *et al.* (1978) consideran que son lateralmente equivalentes tratándose de una variación facial entre ambas unidades.

Es cubierta en discordancia angular por las sedimentitas de edades cretácica superior-paleocena pertenecientes a las formaciones Puntudo Chico, La Colonia y Salamanca. Por otra parte, es atravesada por cuerpos intrusivos e hipabisales básicos de las Formaciones El Buitre - El Canquel y cubierta discordantemente por depósitos pleistocenos de cobertura de pedimentos.

Panza (1981) infiere una relación de discordancia angular de muy bajo ángulo entre la unidad y las sedimentitas paleógenas (Formación Salamanca), ya que estas últimas suprayacen indistintamente sobre los distintos depósitos del Grupo Chubut.

Edad

Esta unidad sería el nivel más alto del Grupo Chubut junto con la Formación Puesto Manuel Arce, su equivalente lateral en el sentido de Codignotto *et al.* (1978). Sobre la base de esta relación y a la posición estratigráfica que tiene, se le asigna una edad senoniana -pre-Campaniano-.

Grupo Chubut indiferenciado (16)

Areniscas y pelitas tobáceas y tobas finas

Bajo la denominación de Grupo Chubut indiferenciado se incluyen las sedimentitas y piroclastitas ubicadas en el cuadrante nororiental de la Hoja, a lo largo del arroyo Mirasol Chico y entre el cerro El Buitre y la margen izquierda del arroyo Perdido. Estos depósitos, que representarían también los términos más altos del Grupo Chubut, están constituidos por tobas finas, arenosas y areniscas tobáceas, groseramente estratificadas, y en forma subordinada conglomerados y areniscas con estructuras entrecruzadas.

Ardolino y Franchi (1996) presentan un perfil, de 110 m de potencia, levantado por Ardolino (1983) en la margen izquierda del arroyo Mirasol Chico. En la base describen unos 30 m de limolitas arenosas y arcillosas friables con alternancia de bancos consolidados de areniscas finas, continuando con 3 m de areniscas líticas blanco-grisáceas con motas rojizas que llegan, las de mayor tamaño, a ser concreciones ferruginosas. Por encima se disponen limolitas rojizas oscuras (7 m), tufitas arenosas medianas hasta conglomerádicas (4 m) y arcilitas moradas con intercalaciones de areniscas finas a medianas, calcárea y consolidadas (6 m). Sigue con dos metros de areniscas medianas blanquecino-rosadas con cemento carbonático y areniscas limosas castañas (3 m). Esta secuencia sigue hacia arriba con areniscas gruesas a muy gruesas de coloraciones castaño claro y amarillento, con intercalaciones de niveles sabulíticos, siendo la fracción clástica de estas rocas predominantemente cuarzosa. Encima se disponen areniscas finas limolíticas de color amarillo oro con matriz arcillosa (Ardolino y Franchi, 1996). Este último tramo del perfil, que alcanza los 55 m de potencia, se correspondería en realidad con los depósitos de la Formación Puntudo Chico dada su litología y característica coloración, las que serán descriptas a continuación.

Formación Puntudo Chico (17)

Areniscas y conglomerados; escasas pelitas

Antecedentes

Pesce (1977, 1978) agrupó bajo esta denominación al conjunto de psefitas y psamitas cuarzosas aflorantes en los cerros Ponte, Puntudo Chico y El Buitre y a lo largo de la sierra de los Tehuelches. De acuerdo con la posición estratigráfica que ocupa, lo ubicó en el Senoniano correlacionándolo en parte con

el Miembro inferior de la Formación Cerro Bororó (Andreis *et al.*, 1973).

Con anterioridad esta unidad fue mapeada por Flores (1956-57), Lesta y Ferello (1972) y Ardolino y Delpino (1987) como integrante del Grupo Chubut, mientras que Nakayama (1974) y Franchi *et al.* (1975) la integraron junto a sedimentitas marinas dentro de la Formación Salamanca. Ardolino y González (1996) interpretaron estos depósitos como correspondiente al inicio de la sedimentación de la Formación La Colonia.

Esta Formación ha sido identificada por Sacomani y Panza (1999), Ardolino *et al.* (en preparación) y Ardolino y Franchi (1996) al este, norte y nordeste respectivamente del área estudiada en el presente informe. Estos últimos autores, al reconocer en un principio estas areniscas amarillentas, las integraron al Grupo Chubut, pero posteriormente las incluyeron en la sección inferior de la Formación La Colonia sobre la base de los perfiles del extremo oriental de sierra de La Colonia de González y Ardolino (1996).

Distribución geográfica

Los depósitos de la unidad se distribuyen principalmente en el cuadrante nordeste de la comarca,

aflorando en los cerros Ponte, Puntudo Chico, en las márgenes del arroyo Mirasol Chico y en el cerro El Buitre. Se incluye dentro de la unidad el afloramiento situado al oeste del establecimiento Dicho y Hecho y el asomo localizado en Campana Mahuida en el extremo noroccidental de la comarca.

Litología

El perfil tipo se encuentra en el cerro Puntudo Chico (este del cerro Guadal) donde se midieron 100 m de espesor (Pesce, 1978). Esta Formación se compone de rocas psamíticas y psefíticas, intercalándose en forma subordinada pelitas. El paquete presenta coloraciones amarillentas, blanco-amarillentas y a veces castaño-rojizo pálido.

Las areniscas son de grano mediano a grueso siendo los clastos predominantemente de cuarzo y en escasa proporción de líticos; por lo general no presentan matriz y son de carácter friable. Estos bancos presentan una marcada estratificación entrecruzada en artesa (foto 13) o tabular, al igual que las intercalaciones de bancos lenticulares de sabulitas y conglomerados cuyos clastos se componen de cuarzo, volcanitas y en algunos casos de tobas. La matriz es de arena fina a mediana aunque pueden carecer de ella y ser de tipo clasto-soportado.



Foto 13. Areniscas amarillentas con estratificación entrecruzada en artesa características de la unidad Puntudo Chico. Afloramientos del cerro Ponte.



Foto 14. (Gentileza del Lic. Mario Franchi) Depósitos de coloración amarillenta de la Formación Puntudo Chico dispuestos en relación de suave discordancia angular sobre las epi y piroclastitas rojizas del Grupo Chubut. Afloramientos ubicados al oeste del establecimiento Dicho y Hecho.

Se intercalan escasos y poco potentes bancos de limolitas.

Al oeste del establecimiento Dicho y Hecho (foto 14) se observa, sobre los depósitos del Grupo Chubut, un paquete de areniscas conglomerádicas predominantemente cuarzosas de coloración amarillenta con marcada estratificación entrecruzada en artesa que ha sido integrado dentro de esta Formación al igual que el afloramiento ubicado en el rincón noroeste de la comarca, donde asoman areniscas cuarzosas, areniscas conglomerádicas y conglomerados que están teñidos por óxido de hierro y que junto a la sílice constituyen el cemento de las mismas. El afloramiento de Campana Mahuida fue descrito e incluido en la Formación Puesto Escobar (equivalente a la Formación La Colonia) por Proserpio (1987) aunque presumió que podía corresponder a la Formación Paso del Sapo (equivalente a la Formación Puntudo Chico).

El afloramiento situado al nordeste del cerro El Buitre se corresponde al descrito por Andreis y Cladera (1998), quienes mencionan 15 m de areniscas medianas a gruesas con artesas y escasos conglomerados con clastos de toscas y escasas volcánicas. Estas sedimentitas se caracterizan por presentarse parcialmente sustituidas por calcretes nodulares, laminares y columnares (rizoconcreciones).

Ambiente de depositación

El ambiente de depositación es continental de tipo fluvial o bien litoral de alta energía debido a la presencia de estructuras entrecruzadas y el carácter moderadamente maduro de las rocas (Sacomani y Panza, 1999).

Por otra parte, el paquete ubicado al nordeste del cerro El Buitre es interpretado como correspondiente a un sistema fluvial de tipo entrelazado distal donde la presencia de calcretes sugiere la acción de intensa actividad freática asociada a procesos pedogénicos (foto 15) bajo condiciones semi-áridas (Andreis y Cladera, 1998).

Paleontología

Es común la presencia de fragmentos de troncos silicificados en estos bancos, habiéndose medido 1,20 m de largo por un metro de diámetro en un ejemplar observado en el cerro Puntudo Chico. Pesce (1978) cita la presencia de abundantes restos fósiles vegetales en la secuencia.

Piatnitzky (1933 en Nakayama, 1972b) citó que en la cercanía del Boliche de los Húngaros -cerro Santa Ana-: “en la parte superior de las arcillas coloradas, se ve intercalado un complejo de areniscas de color amarillento verdoso, de espesor 10-15 metros y de muy limitada extensión horizontal, donde se observan nódulos



Foto 15. Paleosuelos en la Formación Puntudo Chico, al nordeste del cerro El Buitre.

con un gastrópodo de agua dulce, que es probablemente *Vivíparus*". Estos bancos posiblemente correspondan a esta unidad o a la Formación La Colonia.

Relaciones estratigráficas

La Formación Puntudo Chico se dispone en relación de discordancia angular de bajo grado sobre las sedimentitas continentales del Grupo Chubut y es cubierta en relación de aparente concordancia por las pelitas verdes pertenecientes a la Formación La Colonia, y en relación discordante por depósitos de remoción en masa.

Edad

Dado que la unidad se dispone sobre los términos superiores del Grupo Chubut y pasa hacia arriba a la Formación La Colonia (maastrichtiana), se le asigna una edad campaniana.

Teniendo en cuenta la litología y las relaciones estratigráficas de estos depósitos, se los equipara con los de la Formación Paso del Sapo (Lesta y Ferello, 1972), cuyos asomos se presentan a lo largo del curso medio del río Chubut, desde algo al no-

roeste de la localidad de Paso del Sapo hasta casi la latitud de cerro Cóndor.

Formación La Colonia (18)

Pelitas verdes; escasas intercalaciones de areniscas finas

Antecedentes

En un principio estas sedimentitas fueron identificadas y mencionadas por Windhausen (1921) como "Arcillas con *Notostylops*". Wichmann (1927) las denominó "Facies Lacustre Senoniana" y Flores (1957) "Capas Marinas Senonianas", aunque anteriormente las había incluido dentro del Terciario. Más tarde, este último autor (en Lesta y Ferello, 1972) paralelizó los depósitos con el salamanqueano de edad daniana basándose en la falta de fauna marina de *Eubaculites* típica de la Formación Lefipán (equivalente a la Formación La Colonia) del Senoniano. Así, posteriormente estas arcilitas fueron consideradas como pertenecientes a la Formación Salamanca del Daniano (Nakayama, 1972a y b, 1974; Franchi *et al.*, 1975).

Pesce (1977, 1978) propuso la denominación Formación La Colonia para los asomos presentes en la sierra homónima, en la sierra de Los Tehuelches y en las partes altas del cerro Ponte, atribuyéndoles una edad post-daniana y equiparándolos con las pelitas del Miembro superior de la Formación Cerro Bororó (Andreis *et al.*, 1973).

Rossi de García y Proserpio (1978) y Proserpio (1987) utilizaron el nombre de Formación Puesto Escobar para afloramientos similares del borde sur de sierra de La Ventana, ubicándolos en el Senoniano sobre la base de evidencias estratigráficas y paleontológicas.

Ardolino y Delpino (1987) analizaron ambos márgenes del arroyo Mirasol Chico, localidad de la Formación La Colonia, reubicándola en el Senoniano y extendiéndola hacia la zona de puesto Escobar al suroeste y la zona de Telsen hacia el nordeste, comprobando que las capas aflorantes en esas localidades son las mismas y con continuidad lateral de las de la Formación La Colonia. Más recientemente, estos estudios fueron continuados por Ardolino y Franchi (1996), Ardolino y González (1996) y González y Ardolino (1996) en el área de la sierra de La Colonia y el cerro El Buitre.

A pesar que en la comarca la denominación de Formación Puesto Escobar para estos depósitos fue anterior a la de Formación La Colonia, se optó por emplear esta última, dado que en la actualidad es la más utilizada en la literatura geológica.

Distribución geográfica

Se reconoce en el sector norte de la comarca, aflorando a ambos lados del arroyo Mirasol Chico, en las laderas de las sierras Rosada, de la Ventana y Campana Mahuida, y en los cerros El Buitre, Guadal, Puntudo Chico, Parva y Ponte. En general, estos depósitos se encuentran muy enmascarados debido a la presencia de deslizamientos rotacionales producto de la destrucción de las coladas basálticas que se le superponen y preservan (foto 16).

Litología

Está constituida por arcilitas, arcilitas limosas, limolitas y escasas intercalaciones delgadas de areniscas. Las pelitas presentan coloración verdosa y verde grisácea formando bancos tabulares con laminación plana. En cuanto a las areniscas, son de coloración castaño-verdosa hasta castaño-rojiza y de grano fino; constituyen bancos de forma tabular

o lenticular, con estratificación entrecruzada en algunos casos.

Mineralógicamente, sobre la base de análisis de difracción de RX, se compone de 70% de montmorillonita, 20% caolinita, 10% illita, vestigios de cuarzo, feldespato e interestratificaciones mal definidas (Pesce, 1978).

Una característica de esta formación es la presencia de yeso, ya sea en delgados bancos intercalados en la secuencia o como finas láminas entre las pelitas. Generalmente cuando se presentan líneas ocres se corresponden a guías de yeso. Trozos de placas transparentes de yeso se encuentran esparcidas sobre la superficie meteorizada de los afloramientos.

Comúnmente los asomos presentan una cubierta terrosa producto de la meteorización de las arcillas; se pueden llegar a observar concreciones del mismo material pelítico. Dada la presencia de deslizamientos de las capas, en ocasiones se ve fallamiento interno de escaso rechazo.

El espesor es variable; en cerro El Buitre se midieron 30 m (Flores, 1957) mientras que Ardolino y Franchi (1996) mencionaron 140 m de espesor en su perfil Cerro Buitre este y 205 m en el perfil Cerro Buitre norte, mientras que en el arroyo Mirasol Chico (cerca del puesto de la familia Sastre) llega a los 130 metros. Por su parte, Proserpio (1987) en el perfil que describió de la unidad mencionó un mínimo de 25 m de potencia.

La figura 4 muestra el perfil esquemático realizado por Ardolino y González (1996) en el arroyo Mirasol Chico. En el mismo se diferenciaron cinco facies, donde la basal de areniscas medianas a gruesas y sabulitas correspondería a la Formación Puntudo Chico según este informe, y las restantes a la Formación La Colonia con facies de fangolitas laminadas, facies de arcilitas, limolitas y areniscas finas, facies de limolitas y arcilitas bandeadas y finalmente facies de limoarcilitas laminadas.

Ambiente de depositación

De acuerdo con lo expresado por diversos autores (Proserpio, 1987; Ardolino y Delpino, 1987; Ardolino y Franchi, 1996; Ardolino y González, 1996) y teniendo en cuenta las características litológicas y el contenido paleontológico de la unidad, el ambiente es de tipo lacustre o litoral albuférico para los sectores basales y medio de la formación, mientras que para los sectores superiores el ambiente pasa gradualmente a marino de tipo somero y marginal.

En la publicación de Pascual *et al.* (2000), los autores sugieren tres facies paleoambientales sobre la base de las características litológicas y paleontológicas: la primera, que correspondería a la Formación Puntudo Chico pero que en dicho trabajo se considera como el nivel basal de la Formación La Colonia, fue atribuida a un sistema de canales fluviales de baja a moderada sinuosidad que surcaban las areniscas del Grupo Chubut. La segunda facies, constituida a su vez por otras tres facies (fangolitas laminadas, areniscas finas y limolitas y arcilitas bandeadas), se considera depositada en un estuario, con influencia de aportes de agua dulce desde el continente y marino tidal desde el océano. En esta facies se alternan períodos áridos y otros húmedos representados los primeros por niveles evaporíticos. Es en estos estratos donde se encuentra el yacimiento fosilífero anteriormente citado.

Finalmente, la tercera facies responde también a un ambiente marino-continental transicional pero su ubicación es de planicie de marea. En ella se mencionan ostras preservadas en posición de vida.

Paleontología

Los primeros hallazgos de fósiles se deben a Flores (1957), quien encontró restos de *Ostreas* en la zona de Bajada Moreno (ubicada al norte de la comarca) así como en la ladera oriental de la sierra Rosada, al sur de Moroniyeo.

Proserpio (1987) cita al este del establecimiento Zapata, en el fondo de un cañadón que desagua hacia el sureste, el hallazgo de *Ostrea neuquina* var. *Rivadaviana* y *Ostrea neuquina* var. *capa*; restos de vértebras de un saurio marino así como ostrácodos, foraminíferos y microplancton. En otro afloramiento situado en la margen occidental del camino que atraviesa de noroeste a sureste la sierra Rosada para unir el Escorial con El Mirasol, encuentra ostrácodos correspondientes a *Xistoleberis* sp.

Nakayama (1972b) descubrió entre el derrubio basáltico y sobre los términos superiores de la Formación Gorro Frigio, del faldeo norte de la sierra de la Cicuta, un resto roto de un molusco marino?, lo que le hizo suponer que posiblemente pertenecerían a bancos de la Formación Lefipán (equivalente a la Formación La Colonia) cubiertos por los depósitos de remoción en masa.

Por otra parte, fuera de los límites de la Hoja, en el área de cañadón Trapaluco y Bajada Moreno, Ardolino y Franchi (1996) mencionan el hallazgo de macrofauna marina así como foraminíferos,

ostrácodos, dientes de peces y el esqueleto de un plesiosaurio al norte del puesto Hernán José. Durante el levantamiento geológico regular de la región por parte del Servicio Geológico Nacional (Ardolino, 1983; Ardolino y Delpino, 1987), fue hallado en la margen izquierda del arroyo Mirasol Chico, en las inmediaciones del puesto San Cayetano (localizado inmediatamente al norte de la comarca), en pelitas basales de la unidad un esqueleto de un nuevo género y especie de dinosaurio denominado *Carnotaurus sastrei* (Bonaparte, 1985).

En esta formación un nuevo hallazgo realza la importancia paleontológica del sector: en la ladera este de la sierra de La Colonia, entre los cerros Buitre Chico y El Buitre, se encontró el primer mamífero docodonte conocido en América del Sur, denominado *Reigitherium bunodontum* (Pascual *et al.*, 2000). Otros especímenes encontrados son peces de agua dulce, tortugas, cocodrilos y plesiosaurios marinos, plantas continentales y tetrápodos.

El estudio micropaleontológico realizado por Malumián en muestras de sedimentos pelíticos de los cerros Ponte y El Buitre resultó estéril. Se trataría de sedimentos pelíticos de origen continental, ubicados en la parte inferior de la Formación La Colonia (Ardolino y Delpino, 1987). Una muestra proveniente del cerro Parva contenía abundantes y conspicuos cuerpos subsféricos del orden de 0,2 milímetros, de color pardo ferruginoso, de origen desconocido.

Relaciones estratigráficas

Se dispone en forma aparentemente concordante sobre los depósitos continentales de la Formación Puntudo Chico o en relación de discordancia angular de bajo ángulo sobre las sedimentitas continentales del Grupo Chubut. En cuanto al límite superior, se encuentra muy cubierto por los depósitos de remoción en masa. Es intruida o cubierta por rocas básicas de las Formaciones El Buitre - El Canquel (foto 16). Fuera de los límites de la comarca, en la laguna Matías y en otras localidades de la sierra de los Chacays y Gan Gan, pasa transicionalmente a pelitas con microfósiles de edad daniana o es cubierta mediante discordancia erosiva por los depósitos continentales del Grupo Sarmiento (Ardolino y Franchi, 1996).

Edad

Sobre la base de las relaciones estratigráficas así como el material paleontológico aportado de distintos

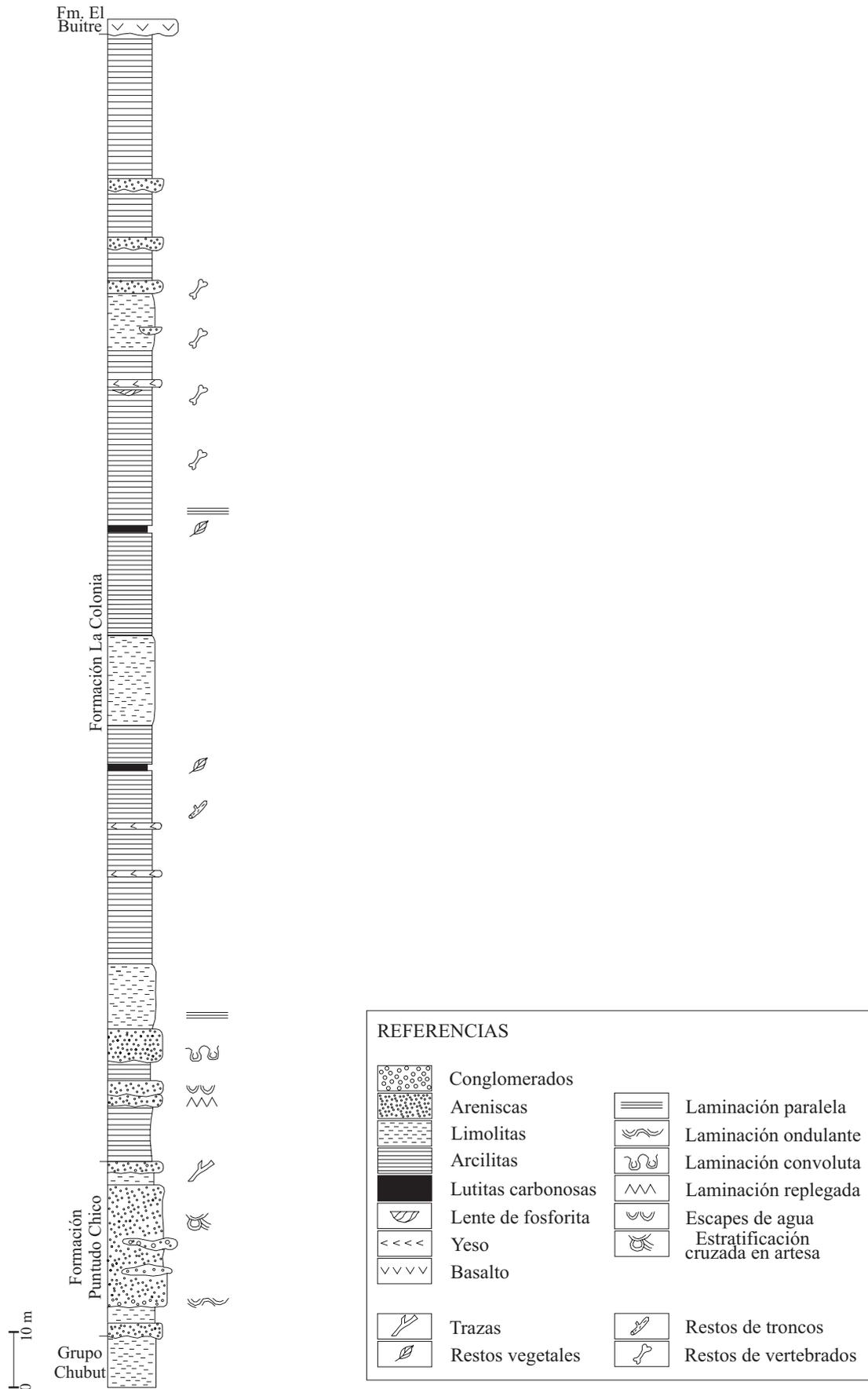


Figura 4. Perfil columnar esquemático de la Formación La Colonia en el arroyo Mirasol Chico, según Arolino y González (1996). En este informe la facies basal es incluida en la Formación Puntudo Chico.

niveles, se le otorga una edad maastrichtiana, aunque una fauna de foraminíferos del Daniano ha sido obtenida de niveles altos del sector norte de la laguna Matías, por lo que el límite Cretácico-Terciario estaría dentro de la unidad (Ardolino y Franchi, 1996).

La Formación La Colonia se correlaciona con las Formaciones Paso del Sapo y Lefipán (Lesta y Ferello, 1972), extendiéndose de esta forma hacia el este la paleogeografía de los afloramientos senonianos cuyo límite oriental estaba dado por la sierra de Taquetrén, su prolongación sur, la sierra de Marrauf, y la sierra de los Pichiñanes (Lesta y Ferello, 1972). Por otra parte, representarían las Formaciones Puntudo Chico y La Colonia los afloramientos senonianos más australes del Macizo Nordpatagónico, habiendo ingresado el mar por la Cuenca del Colorado y cuyos depósitos finales serían los de la Formación Roca, de acuerdo con Sacomani y Panza (1999).

También han sido correlacionados los niveles inferior-medio y superior de la Formación La Colonia con las unidades Allen y Jagüel, respectivamente, de la Cuenca Neuquina (Ardolino y Franchi, 1996).

2.4. CENOZOICO

2.4.1. PALEÓGENO

2.4.1.1. Paleoceno

Formación Salamanca (19)

Areniscas, areniscas coquinoideas, coquinas, conglomerados y pelitas

Antecedentes

A principio de siglo, Ihering (1903) empleó la denominación "Salamancaén" para un conjunto de capas que se extendían en la costa del Chubut, término que al castellanizarse se convirtió en Salamanquense o Salamanqueano. Posteriormente, Simpson (1933), en su intento de esclarecer la nomenclatura estratigráfica del Terciario temprano de la Patagonia, usó por primera vez el nombre de Formación Salamanca, aunque recién en 1972 fue definida formalmente por Lesta y Ferello.

Dentro de la comarca, estas sedimentitas fueron mencionadas y descritas por Flores (1956-57), Anzulovich y Raso (1961), Chebli (1973, 1974), Chebli y Serraiotto (1974), Nakayama (1974), Codignotto (1977) y Panza (1979). Estudios paleontológicos fueron realizados por Archangelsky

et al. (1969), Petriella (1972), Bertels (1973), Petriella y Archangelsky (1975), Archangelsky (1976a y b) y Archangelsky y Zamaloa (1986).

Andreis *et al.* (1973) efectuaron un estudio geológico del cerro Bororó creando la Formación homónima, a la que caracterizaron como un conjunto de sedimentitas marinas y de ambiente de transición, de edad daniana, con caracteres litológicos propios que la diferenciarían de los afloramientos de la misma edad (Formación Salamanca) presentes en el litoral del golfo de San Jorge y en la sierra Cuadrada. Estas dos formaciones, Salamanca y Cerro Bororó, fueron correlacionadas por Spalletti (1980) y Panza (1981), representando la segunda la facies occidental del ingreso del mar salamanqueano que en el litoral marítimo constituye la Formación Salamanca (facies oriental). En el presente informe se engloban estas sedimentitas de origen marino y de ambiente de transición bajo la denominación de Formación Salamanca debido a que es la denominación más utilizada en la literatura geológica para mencionar el registro de la sedimentación cíclica transgresiva-regresiva del ingreso del mar durante el Paleoceno.

Distribución geográfica

Los afloramientos se distribuyen en la mitad sur de la Hoja, presentándose en el cerro Bororó o Chiquichán y al norte del mismo, al sur-sureste del cerro Degollado y en el borde inferior de la comarca en lo que constituiría el extremo norte de las sierras Negra y del Guanaco. Asomos menores se presentan en la sierra de Los Paz y en los cerros ubicados al sureste de la misma, en la margen derecha del río Chubut.

Litología

Sobre la base de caracteres litológicos la unidad ha sido dividida en tres miembros: Inferior, Medio y Superior por Andreis *et al.* (1973) en el cerro Bororó o Chiquichán. En esta localidad los afloramientos inclinan suavemente (5°) al nordeste, variando su potencia entre 112 y 276 metros.

El *Miembro Inferior*, constituido por psamitas, psefitas y en escasa medida por pelitas, presenta un espesor de 22 a 68 m y es el que más continuidad presenta cubriendo el paleorelieve elaborado en las sedimentitas cretácicas infrayacentes. Andreis *et al.* (1973) separaron dos facies, la Facies Fernández y



Foto 16. Vista general de las pelitas verdes de la Formación La Colonia cubierta por las rocas básicas de las Formaciones El Buitre - El Canquel, en el cerro El Buitre.

la Facies Carranza, estando la primera compuesta por areniscas medianas a muy gruesas de coloraciones amarillentas, amarillentas verdosas, grises y a veces rojizas y anaranjadas. Se presentan en estratos tabulares macizos o con estructuras entrecruzadas tabular y en artesa siendo uno de estos niveles portador de troncos de coníferas (Petriella, 1972); también afloran arcilitas ricas en materia orgánica y escasas limolitas moradas o gris amarillenta. En el puesto Fernández (o estancia Camacho) aflora una arenisca maciza compuesta por clastos de cuarzo principalmente y en forma subordinada clastos de volcanitas y tobas, siendo portadora de dientes de seláceos. La parte superior de esta facies presenta cuarcitas litificadas blancas y sabulitas cuarzosas friables; las primeras se presentan en estratos tabulares macizos y menos frecuentemente con lineación parting y ondulitas asimétricas; es común la presencia de marcas en U en el techo de los bancos producidas por organismos perforadores.

La Facies Carranza se compone de areniscas medianas hasta sabulíticas constituidas por clastos de cuarzo y líticos de colores amarillentos y a veces castañas o moradas. Suelen presentarse en estratos tabulares de hasta un metro de espesor con estrati-

ficación entrecruzada. En ellos se observan tres horizontes de troncos silicificados. En algunas partes se intercalan entre delgados bancos de areniscas pelitas grises, amarillentas y moradas. Por otra parte, en la base de esta facies se presentan bancos de ortoconglomerados macizos conformando estratos tabulares con base erosiva; se componen de guijas y guijarros de ignimbritas rosadas, volcanitas oscuras, cuarzo, tobas y arcilitas en una matriz arenosa mediana de color castaña clara a amarillenta.

El *Miembro Medio* constituye un depósito mantiforme que se compone de coquinas y areniscas coquinoideas de colores amarillentos y blanco-amarillentos siendo la composición de los clastos de cuarzo y líticos, algunos con abundante glauconita; en cuanto a las conchillas, se presentan en fragmentos pequeños y desgastados llegando a constituir en algunos casos verdaderas coquinas en bancos lenticulares poco espesos. La potencia de este miembro es bastante uniforme aunque se produce un aumento de la misma en la zona del establecimiento Carranza donde las coquinas pasan a areniscas de grano mediano a grueso y pelitas macizas.

El *Miembro Superior* contiene areniscas finas a sabulíticas y en poca proporción pelitas. Las pri-

meras son de colores amarillentos y blancos, de composición cuarzo-líticas llegando a observarse gránulos de glauconita; conforman estratos tabulares macizos o con estructura entrecruzada mal conservada. Presenta dos niveles fosilíferos portadores de troncos de Angiospermas y Cycadales (Petriella, 1972). En cuanto a las pelitas se distinguen arcilitas macizas de color gris y gris oscuro y escasas limolitas macizas o con laminación ondulática. Cabe mencionar que las rocas de este miembro se encuentran muy cubiertas, estando enmascaradas por depósitos de remoción en masa.

De acuerdo con Panza (1979), al este-sureste del establecimiento La Esperanza afloran areniscas finas hasta sabulíticas y conglomerados consolidados de coloraciones gris amarillento, rosado y verdoso. La composición de los clastos de estas rocas es cuarzo-lítica con escasa glauconita (?); el cemento es silíceo al igual que la composición de las venas y venillas que la atraviesan. Este paquete inclina 3° al suroeste. En la sierra Negra afloran areniscas finas a sabulíticas de colores rosados a amarillentos dispuestas en bancos tabulares macizos o con estructura entrecruzada de tipo tabular planar y tangencial simple así como escasas lenticulares. La composición de los clastos es de cuarzo, volcanitas y tobas y posible glauconita. Se observan grandes troncos silicificados. Esta descripción se corresponde al Miembro inferior que consta de 36 m de espesor (Panza, 1979) mientras que el Miembro medio está representado por 14 m de areniscas coquinoideas gruesas a conglomerados conformados por restos de macrofósiles y clastos de cuarzo, volcanitas y tobas. Conforman bancos tabulares con estratificación entrecruzada mal conservada en algún caso. Estos paquetes inclinan pocos grados al nordeste.

En cuanto a los asomos ubicados en la sierra de Los Paz así como en los cerros al sureste de la misma (en la margen derecha del río Chubut), son generalmente pelíticos con intercalaciones de areniscas, areniscas coquinoideas y conglomerados. La coloración también es blanca, amarillenta y hasta castaña-rojiza siendo amarilla-grisácea a gris oscura en los niveles arcilíticos. Es común la presencia de troncos silicificados en los bancos conglomerádicos.

Ambiente de depositación

De acuerdo con los estudios efectuados por distintos autores (Chebli y Serraiotto, 1974; Andreis *et al.*, 1973 y 1975; Spalletti, 1980 y Panza, 1979, entre

otros), el ambiente de depositación de la unidad corresponde a un ciclo transgresivo-regresivo producto de una ingesión marina de escasa profundidad, existiendo pasajes graduales entre tipos de sedimentación continental, litoral y marina.

Teniendo en cuenta el detallado trabajo de Andreis *et al.* (1973) efectuado en el cerro Bororó o Chiquichán, se resumen a continuación las conclusiones obtenidas acerca del ambiente de sedimentación para cada uno de los miembros en que se dividió la unidad.

El Miembro Inferior, que cubría un relieve irregular, se depositó en alternantes condiciones de sedimentación continental (areniscas moradas) y marinas de playa frontal (areniscas amarillentas), hecho que es confirmado por estudios microfaunísticos (Bertels en Andreis *et al.*, 1973). Por otra parte, la orientación de troncos petrificados en la facies Carranza (Andreis *et al.*, 1973) los indujo a concluir que pudo coincidir con la posición de la línea de costa. En cambio, en la facies Fernández (Andreis *et al.*, 1973) se instaló un ambiente fluvial (en parte deltaico?) con canales anastomosados y áreas pantanosas intermedias. La presencia del género de ostrácodo *Ilyocypris* confirma el hábito dulceacuático del mismo (Bertels, 1973). Por último, culminando en un ambiente marino se depositaron las cuarcitas en una playa frontal en donde existían organismos excavadores (marcas en U).

El Miembro Medio marcaría un ambiente marino costanero (Bertels, 1973) de playas frontales y cordones litorales donde se depositaron las coquinas y areniscas coquinoideas siendo el mar de aguas pandas, de aproximadamente 25 m de profundidad, salinidad normal y temperaturas templadas cálidas (Bertels, 1973).

El Miembro Superior posiblemente sería fluvial en la zona de Fernández (o estancia Camacho) dada la existencia de areniscas medianas a muy gruesas portadoras de troncos. En cambio, en el área de Carranza se produjo incipiente regresión marina dada por la presencia de pelitas y areniscas depositadas en ambiente parálico que hacia arriba pasa a areniscas con glauconita que evidenciarían restringidas ingesiones.

Zamaloa y Andreis (1995) compararon la asociación palinológica del área del cerro Bororó con otras concluyendo que difería del resto por la ausencia de *Classopollis* y de las principales especies de angiospermas, por la disminución del microplancton y el aumento del porcentaje de esporas, por lo que la vincularon a la cercanía de la línea de costa, estando en áreas de borde de cuenca.

Archangelsky *et al.* (1969), sobre la base del estudio de los troncos fósiles, indicaron la existencia en el pasado de una etapa florística exuberante con un régimen climático casi subtropical.

Paleontología

El contenido fosilífero es muy rico, habiéndose reconocido desde foraminíferos y ostreas a troncos de coníferas fósiles (foto 17) que permitieron acotar la edad al Paleoceno inferior (Daniano).

En niveles arcillosos del Miembro inferior (facies Fernández) fueron descritas por Pöthe de Baldis (1978, en Panza, 1979) asociaciones de granos de polen y esporas que indican una edad paleocena.

Asociaciones:

- Granos de polen de Angiospermas:

Triatriopollenites lateflexus Arch.

Proteacidites sp.

Logapertites patagonicus Arch.

Monosulcites multiscabratus Mc Intyre

Rousea cf. patagonica Arch

Tricolpites reticulata Cookson

Tricolpites cf. communis Arch

Tricolpites sp.

Gemmatricolpites subsphaericus Arch

- Granos de polen de Gimnospermas:

Podocarpidites psilassacus Arch. y Romero

P. cf. marwickii Couper

Dacrycarpites cf. australiensis Cook. y Pike

- Esporas de Pteridofitas:

Cicatricosisporites ? sp.

Matonisporites sp.

Densoisporites sp.

Verrucosisporites sp.

Malumián (en Codignotto, 1977) determinó la presencia de foraminíferos de muestras provenientes del sector sur de la Hoja que señalan una edad daniana.

- Foraminíferos:

Guttulina problema d'Orbigny

Globulina gibba d'Orbigny

"*Cibicides*" *succedens* Brotzen

Rotálidos indeterminables

- Espinas de Equinodermos

- Dientes de peces

Otras asociaciones de microfósiles así como de macrofósiles pueden consultarse en trabajos que son

mencionados en los antecedentes y ambiente depositacional.

Relaciones estratigráficas

Se asienta sobre distintas unidades continentales pertenecientes al Grupo Chubut del Cretácico por lo que se deduce una discordancia de carácter regional en su base. Por otra parte, es intruida o cubierta en relación de discordancia erosiva por rocas básicas alcalinas eocenas. En la sierra Negra se presenta en relación de discordancia erosiva sobre las sedimentitas cretácicas y en el cerro Bororó o Chiquichán mediante una suave discordancia de carácter angular (Panza, 1979). En su techo pasa discordantemente, aunque el contacto se encuentra muy cubierto, a las sedimentitas continentales de la Formación Río Chico en el cerro Bororó o Chiquichán.

Edad

Las asociaciones de mega y microfósiles presentes en capas aflorantes en el área del cerro Bororó o Chiquichán (Bertels, 1973; Archangelsky, 1973; Archangelsky y Romero, 1974; Pöthe de Baldis, 1978; Zamaloa y Andreis, 1995), en sierra Negra (Chebli, 1973), en la ladera oriental de la sierra del Guanaco (Chebli y Serraiotto, 1974), así como en otras localidades, indican una edad paleocena inferior -daniana superior (Chebli, 1973; Chebli y Serraiotto, 1974; Panza, 1979, 1981).

Formación Río Chico (20)

Areniscas y conglomerados

Antecedentes

Simpson (1933) propuso la denominación de Formación Río Chico para las areniscas y arcilitas, quizás en parte bentónicas, que contenían una fauna de mamíferos paleógenos de carácter muy primitivo y de pequeño tamaño en la región del valle del río Chico -Chubut- (al sureste de la comarca). Cabe mencionar que durante mucho tiempo la denominación "Pehuenche" (Doering, 1882) fue empleada, especialmente en los informes efectuados por YPF, para considerar estos depósitos.

Dentro de la comarca, estas sedimentitas fueron reconocidas por Anzulovich y Raso (1961), Petriella (1972) y Andreis *et al.* (1973), empleando estos últimos el término de "Psamitas y Con-

glomerados Morados”. Chebli (1974) las incluyó dentro de la Formación Salamanca, mientras que Panza (1979) las agrupó como Formación Río Chico, criterio que se comparte en este informe.

Distribución geográfica

Un único y pequeño asomo se presenta en la ladera oriental del cerro Bororó o Chiquichán, localizado al norte del río Chubut.

Litología

Se compone (Panza, 1979) de psamitas líticas de color rojo a castaño morado y de carácter friable. El tamaño de grano varía de mediano a grueso; en ocasiones se observan hiladas de rodados que remarcan las estructuras entrecruzadas, desarrollándose también la estratificación tabular. A veces se presentan verdaderos ortoconglomerados rojizos compuestos por clastos de volcanitas.

Estos depósitos se disponen subhorizontalmente en estratos tabulares y lenticulares llegando a un espesor mínimo de 25 m (Panza, 1979).

Ambiente de depositación

El ambiente de depositación es continental de tipo fluvial de alta energía teniendo en cuenta los cambios de tamaño de grano y las estructuras entrecruzadas, así como la forma de los bancos.

Relaciones estratigráficas

A pesar de que la base de la unidad se encuentra muy cubierta, aparentemente se dispondría en relación de discordancia erosiva sobre la Formación Salamanca. Por otra parte, es cubierta mediante discordancia erosiva por la Diabasa Fernández (Andreis *et al.*, 1973), la cual se incluye en este informe dentro de las Formaciones El Buitre - El Canquel.

Edad

De acuerdo con la posición estratigráfica que ocupa se asigna la unidad al Paleoceno superior, ya que se dispone sobre bancos danianos de la Formación Salamanca y es cubierta por rocas básicas del Paleoceno-Eoceno.



Foto 17. Troncos petrificados de la Formación Salamanca, en las inmediaciones del establecimiento Chiquichán (estancia Urtizberea), al norte del cerro Bororó o Chiquichán.

2.4.1.2. Paleoceno-Eoceno

Formaciones El Buitre-El Canquel (21)

Basaltos alcalinos, basanitas, teschenitas, diabasas y gabros

Antecedentes

Estos tipos rocosos han sido previamente mapeados como integrantes de la unidad “Rocas basálticas” por Chebli (1973, 1974) y Nakayama (1972 a y b; 1974). Panza (1979; 1981) los incluyó dentro del “Complejo Intrusivo-Efusivo Básico” de edad eocena-oligocena, mientras que Proserpio (1987) los asignó tentativamente al Terciario superior o Cuaternario inferior denominándolos “Necks basálticos y basaltos asociados”. Por su parte, Codignotto (1977) los agrupó bajo la denominación de “Coladas basálticas y diques” de edad oligocena. Pesce (1977, 1978) propuso el nombre formacional de Cerro Gobernador para describir un neck basáltico que asoma al suroeste del cerro Ponte, en la margen izquierda del arroyo Perdido; en cuanto a los otros exponentes de esta unidad, fueron agrupados por este autor dentro de la Formación Puesto Muñoz (Pesce, 1978), del Oligoceno medio, denominación local de los basaltos de la meseta de Somún Curá.

Más recientemente, Lema y Cortés (1987) definieron la Formación El Canquel para agrupar estos cuerpos al sur de la comarca; dicho término fue utilizado por Anselmi *et al.* (2000).

Los asomos presentes en el límite occidental de la Hoja (margen derecha del río Chubut) y los que afloran hacia la localidad de Paso de Indios han sido caracterizados petrográficamente, geoquímica y geocronológicamente por Alric (1996), quien además efectuó una interpretación de su origen y relación con el manto.

Ardolino y Franchi (1993) fueron los que propusieron el término de Formación El Buitre para los cuerpos subvolcánicos de composición gábrica emplazados en el ámbito de la meseta de Somun Cura y cuyo nombre proviene del cerro El Buitre ubicado en el rincón nordeste de la comarca. Ardolino *et al.* (1995) estudiaron petrográficamente y geoquímicamente los cuerpos gábricos del sur de la meseta de Somún Curá.

Teniendo en cuenta lo expuesto se emplea en este informe la denominación de Formación El Buitre. Es equivalente a la Formación El Canquel (Lema y Cortés, 1987) y al Complejo Intrusivo-Efusivo Básico (Panza, 1979).

Cabe mencionar, que la Diabasa Fernández y el Basalto Carranza de Andreis *et al.* (1973) aflorantes en el cerro Bororó o Chiquichán son incluidos dentro de las Formaciones El Buitre - El Canquel.

Distribución geográfica

Las rocas de esta unidad se distribuyen en toda la comarca formando, en la mitad sur, parte de los cerros Acuña, Bastatini, Las Boleadoras (El Pedrero), Degollado, León, Cabeza de Buey, Bororó, El Indio, del Carmen (foto 18), Negro y otros sin nombrar y las sierras Chata y de Los Paz, así como los diques asociados a algunos de estos cerros.

En la mitad norte de la Hoja conforma los cerros El Buitre, Puntudo Chico, Ponte, Parva (foto 19), Chivo, Gran Cerro, La Mula, Overo Chico, Overo Grande, Bayo Overo, El Barcino, Guacho, Negro, sierra de la Cicuta y otros sin nombrar.

Litología

Las Formaciones El Buitre - El Canquel se componen de basaltos alcalinos, basanitas, teschenitas, diabasas y gabros, de tamaños y formas variadas, que forman pequeños cuerpos intrusivos de carácter concordante (tipo lopolitos y lacolitos) o constituyen estructuras subvolcánicas en forma de filones capa, chimeneas, diques y diques cónicos.

Las basanitas son de color gris muy oscuro y negro, de textura afanítica o porfírica a escasamente porfírica, reconociéndose pequeñas secciones de olivina y/o de algún mineral máfico de 1 a 2 mm de dimensión que en el mejor de los casos representan un bajo porcentaje de la muestra. La pasta es de grano fino, fluidal, formada por plagioclasa, clinopiroxeno, olivina, biotita y mineral opaco (magnetita), siendo diferentes los porcentajes relativos y la presencia de ellos en las muestras. Suelen presentar una base de nefelina localizada por sectores aunque a veces puede ser vítrea. En algunos ejemplares se observan pequeñas amígdalas rellenas probablemente por ceolitas o ceolitas más clorita de 1 mm a 8 mm de tamaño.

Un rasgo notable de algunas de estas muestras es que presentan xenolitos, a veces numerosos, que corresponden a rocas ultramáficas muy frescas de textura granular integradas por olivina y/o piroxeno; algunos se presentan totalmente oxidados a un color rojizo anaranjado. Al microscopio (Fernández, 2000) muestran textura porfírica con fenocristales de olivina, titanogita y/o plagioclasa. El porcentaje



Foto 18. Paredones elevados de gabros con disyunción columnar (Formaciones El Buitre - El Canquel) en el cerro del Carmen. En la base, asoman sedimentitas continentales cretácicas de la Formación Cerro Barcino.



Foto 19. Vista panorámica del cerro Parva, cuya parte superior está constituida por intrusivos gábricos de las Formaciones El Buitre - El Canquel y la parte inferior por pelitas verdes de la Formación La Colonia y sedimentitas continentales de la Formación Bayo Overo. Foto tomada desde el cerro Gran Cerro.

estimado de fenocristales no supera el 10% aunque en ocasiones no se puede establecer con exactitud debido a que suelen confundirse con xenocristales. Los cristales individuales de olivina son de tamaño variado, a veces con bordes corroídos, presentándose también como agregados de pequeños cristales equigranulares; cristales individuales de ortopiroxeno rodeados por un borde de reacción de clinopiroxeno; cristales de titanogaugita de mayor tamaño que los otros fenocristales, con el centro del cristal corroído; agregados de pequeñas secciones equigranulares de clinopiroxeno originados por reacción magmática; granate melanita de color castaño rojizo oscuro fuertemente corroído y fragmentos de plagioclasa cuyos bordes están ligeramente corroídos por los minerales de la pasta.

Estas rocas basánicas portadoras de xenolitos ultramáficos forman parte de los cerros Guacho (al este de sierra de la Cicuta), Negro (codo del río Chubut), León (SO sierra Chiquichán), el pequeño cerrito ubicado al sur del Campamento Los Adobes de la C.N.E.A. y León (al O-SO del establecimiento El Pueblito) entre otros.

Los basaltos alcalinos son de color gris oscuro a negro y de textura afanítica o porfírica. En este último caso los fenocristales de olivina, mafitos y/o feldespatos se presentan en un porcentaje bajo (no mayor a 20%) y pueden llegar a alcanzar los 2 mm como máximo. La pasta puede ser afanítica o de textura granosa fina, compuesta por feldespatos y mineral máfico. Algunas muestras presentan amígdalas redondeadas rellenas por un material blanquecino (analcima y/o carbonatos). Al microscopio (Fernández, 2000), presentan textura porfírica donde la olivina, plagioclasa y titanogaugita constituyen los fenocristales en proporciones variables (5% a 15%). La pasta presenta textura intergranular gruesa y está integrada por plagioclasa, titanogaugita, olivina y/o mineral opaco. En algunos casos es notable la proporción de apatita en cristales aciculares muy largos. Hay ceolitas, de estructura fibrosa, entre los intersticios que dejan los minerales de las rocas.

Los cerros como el ubicado al sureste de la estancia La Esperanza, al norte del establecimiento Zaturdua, parte norte de la sierra de la Cicuta, Ove-ro Chico y Gran Cerro, están constituidos por estos cuerpos basálticos. Algunos presentan xenolitos (como el caso de los dos primeros cuerpos mencionados) que llegan a representar el 10% a 20% de la roca. Estos xenolitos están formados principalmente por olivinas y el resto por piroxeno y plagioclasa.

Los cristales de olivina se presentan individuales o formando agregados incipientemente alterados a óxidos de hierro sobre sus bordes y líneas de fractura. Los piroxenos se presentan negros y verdes esmeralda; a veces evolucionan como xenocristales debido a que se convierten en secciones únicas de algunos de estos minerales. Al microscopio (Fernández, 2000) muestran distinto grado de desequilibrio con el magma, estando algunos frescos, mostrando reacción sobre los bordes y otros reaccionado totalmente con el magma.

Las rocas del cerro aislado que denominamos Puntudito, ubicado al nordeste de Los Altares, se destacan por la presencia de numerosos xenolitos mantélicos (Fernández, 2000) compuestos por olivina y piroxeno verde cuando se encuentran frescos o presentando pátinas de óxido de hierro. Los de mayor tamaño llegan a los 12 mm y constituyen el 5% de la roca. Al microscopio, el xenocristal más destacado corresponde a un clinopiroxeno de gran tamaño respecto a los demás integrantes de la muestra, de color castaño claro y con numerosas cribas, tiene además otras secciones de clinopiroxeno incoloro, ortopiroxeno y olivina en cristales individuales mostrando a veces huellas de deformación.

Al sudoeste del puesto El Tordillo, atraviesa el camino que se dirige al puesto de Piedra, un dique básico alterado de color castaño mediano-claro y textura afanítica que presenta numerosas y pequeñas vesículas distribuidas por toda la roca. Se observaron venillas rellenas por calcita así como algunas de las vesículas. El ancho de este dique es del orden del metro siendo su azimut de 315°. Bajo el microscopio (Fernández, 2000) presenta textura intersertal formada por tablillas de plagioclasa subhedral entre las que se ubican secciones de mineral máfico y mineral opaco que se presentan fuertemente obliterados por óxidos de hierro y además han sido reemplazadas por calcita. La calcita forma parches, rellena amígdalas y finas venillas que atraviesan la roca; las vacuolas existentes en la roca están rodeadas por un fino borde de material de baja birrefringencia (ceolitas?), que incluye numerosísimas agujas de apatita.

En cuanto a los gabros, afloran en la parte superior de los cerros Parva, Ponte, parte del Puntudo Chico, El Buitre, el ubicado al este del establecimiento Zaturdua, Del Carmen y Las Boleadoras entre otros. Son rocas de colores gris muy oscuro, castaño oscuro hasta negro y textura granosa mediana a fina con plagioclasa y gránulos de mineral máfico; también presentan textura porfírica con fenocristales de

mafitos que alcanzan como máximo los 2 mm en una pasta de textura granosa fina formada por feldespato y mineral máfico. Se observa intersticialmente ceolitas blancas. En corte delgado (Fernández, 2000), la textura es porfírica con fenocristales de olivina y clinopiroxenos o intergranular gruesa con cristales de plagioclasa, agregados de titanaugita, olivina y mineral opaco abundante. Como componente accesorio tenemos apatita mientras que analcima y ceolitas aparecen entre los intersticios de los cristales. En ciertos casos se observan amígdalas rellenas por calcita, la misma ocupa parte de la pasta disponiéndose en forma intersticial entre los cristales de plagioclasa.

El dique (foto 11) que atraviesa la ruta provincial N° 27 tiene rumbo N45°O, presenta grosera disyunción columnar orientada perpendicularmente al rumbo. La roca se corresponde a una teschenita de color gris muy oscuro y textura escasamente porfírica donde los fenocristales alcanzan los 3 mm como máximo y se corresponden con un mineral máfico. La pasta es microgranosa fina y está compuesta por feldespato y mineral máfico. El cerro El Buitre (foto 16) es un cuerpo dómico formado por una roca teschenítica de color gris oscuro, con pátinas limoníticas castaño claras, y textura granosa mediana con feldespato y mineral máfico.

Bajo el microscopio (Fernández, 2000), estas teschenitas tienen textura intergranular gruesa, con algunos individuos que tienden a formar fenocristales mostrando mayor desarrollo, constituida por cristales tabulares de labradorita sódica a media, titanaugita en ocasiones con bordes de egrina, olivina subhedral con inclusiones de mineral opaco, escasa egrina en cristales pequeños y abundante mineral opaco en secciones euhedrales; entre los intersticios se reconoce analcima y una ceolita (natrolita?) alterada a material arcilloso castaño claro; el mineral accesorio es la apatita en individuos que varían de muy pequeños hasta otros bien desarrollados.

Un cuerpo teschenítico que origina un manto subhorizontal se reconoce en el extremo sureste de la sierra de la Colonia, cuyo extremo sureste asoma en el límite norte de la Hoja, al noroeste del cerro El Buitre. Este cuerpo se presenta por encima y debajo de la Formación La Colonia y del Grupo Sarmiento respectivamente

El cuerpo cuneiforme del filón capa de diabasa (Diabasa Fernández de Andreis *et al.*, 1973) y el manto basáltico (Basalto Carranza de Andreis *et*

al., 1973) dispuesto sobre éste y presentes en el cerro Bororó o Chiquichán fueron descritos por Panza (1979). El primero, con 38 m de espesor, se compone de una roca granosa mediana con andesina-labradorita, olivina, augita a veces con rebordes de egrina-augita, minerales opacos y ceolitas (analcima y natrolita) dispuestas intersticialmente. En cuanto al manto basáltico, aflora en la ladera occidental del cerro y cuando no asoman las diabasas se dispone sobre la Formación Salamanca. El autor identificó una sección inferior (32 m aproximadamente) de basalto macizo con estructuras columnares y una superior (de uno a tres metros) constituida predominantemente por lavas alveolares. El estudio de una muestra al microscopio permitió clasificarlo como un basalto olivínico, caracterizado por una textura porfírica con pasta afanítica, de carácter vesicular y amigdaloides, identificándose fenocristales de olivina y glomérulos de plagioclasa en una pasta de textura intergranular con labradorita-andesina básica, olivina, augita, augita titanada, magnetita, ilmenita y apatita. Se presentan carbonatos relleno de las amígdalas.

Para el cerro Degollado y el ubicado inmediatamente al sureste se describieron (Panza, 1979) teschenitas de textura granosa media a gruesa y basaltos de grano fino, no vesiculares en menor proporción, no existiendo una clara relación entre ambas litologías debido a los abruptos paredones de estos cerros.

Ambiente de depositación

Según los discriminantes tectónicos, las rocas paleo-eocenas de las Formaciones El Buitre - El Canquel se habrían emplazado en un ambiente de retroarco (Kay *et al.*, 1993).

Ardolino *et al.* (1995) concluyeron que estos cuerpos gábricos se emplazaron en niveles muy altos de la corteza correspondiéndose a un magmatismo relacionado a procesos extensionales del tipo rift de intraplaca.

Alric (1996) arribó a una conclusión semejante, donde los esfuerzos extensivos debidos al desplazamiento tangencial entre las placas Farallón y Sudamericana en el período comprendido entre los 60 y 50 Ma provocaron el domamiento de la astenósfera y la interacción astenósfera-litósfera (lo que permitió el ascenso de xenolitos lherzolíticos mantélicos). Los estudios geoquímicos (Alric, 1996) caracterizan un volcanismo de intraplaca continen-

tal con distintos porcentajes de fusión de manto astenosférico enriquecido de tipo “plum pudding”; la extensión que produce el atenuamiento cortical tiene como origen una zona de subducción con muy alto ángulo de convergencia e importante componente tangencial que sería también la causante de la ausencia de actividad en el arco volcánico al sur de los 43° S.

Relaciones estratigráficas

Las Formaciones El Buitre - El Canquel intruyen discordantemente y a veces disponiéndose como filón capa entre las sedimentitas y/o piroclastitas cretácicas asignadas al Grupo Chubut, y también a las formaciones Puntudo Chico y La Colonia del Senoniano y a la Formación Salamanca del Paleoceno.

Además, en el cerro Bororó o Chiquichán, las Formaciones El Buitre - El Canquel se disponen discordantemente sobre sedimentitas de la Formación Río Chico y son cubiertas por la unidad “Arcosas, Cuarcitas y Coquinas” (Andreis *et al.*, 1973).

En el extremo sur de la sierra ubicada al noroeste del cerro El Buitre, un manto teschenítico de la unidad es cubierto por piroclastitas del Grupo Sarmiento.

Edad

Inmediatamente al oeste de la Hoja, Alric (1996), sobre la base de dataciones Ar/Ar sobre roca total, determinó dos secuencias volcánicas teniendo la más antigua una edad comprendida entre $62,73 \pm 0,2$ y $61,64 \pm 0,24$ Ma (Paleoceno) y la más reciente entre $52,0 \pm 0,09$ y $48,82 \pm 0,41$ Ma (Eoceno).

Edades radimétricas (Linares y González, 1990; K/Ar sobre roca total) eocenas principalmente y hasta paleocena superior han sido obtenidas de cuerpos aflorantes al sur de la comarca:

El Sombrero	0 ± 5 Ma
Filón básico de la sierra del Guanaco	46 ± 3 Ma
El Sombrero	47 ± 5 Ma
Lacoste (basalto olivínico)	50 ± 5 Ma
El Portezuelo	51 ± 5 Ma

A esta lista se agrega la datación de la teschenita aflorante al sur del puesto Colorado que dio una edad de 42 ± 2 Ma (K/Ar, sobre roca total; Anselmi *et al.*, 2000), es decir, Eoceno medio.

Ardolino y Franchi (1993; 1996) asignaron a los cuerpos gábricos emplazados al sur de la sierra de los Chacays (al norte de la comarca) una probable edad eocena de acuerdo con las relaciones estratigráficas que presentaban; atribuyéndolos luego al Paleoceno sobre la base de dataciones radimétricas (Remesal, com. verb. en Ardolino y Franchi, 1996). Posteriormente, para esta misma zona de sierra de los Chacays, Corbella y Linares (1999) dieron a conocer edades K/Ar que abarcan el lapso Cretácico superior-Eoceno (41 ± 1 Ma; 43 ± 2 Ma; 67 ± 2 Ma; 72 ± 2 Ma; 77 ± 2 Ma y 80 ± 2 Ma), por lo que consideraron que estos intrusivos fueron inyectados en dos y probablemente tres o más pulsos separados durante el Cretácico superior y el Terciario inferior.

Dentro de la Hoja se cuenta con las siguientes dataciones radimétricas (K-Ar, sobre roca total) efectuadas en rocas de:

Diabasa del cerro Bororó	52 ± 5 Ma
Cerro Las Boleadoras	54 ± 2 Ma
Sierra de la Cicuta	95 ± 4 Ma y 83 ± 4 Ma

La primera datación pertenece a Linares y González (1990), mientras que las dos últimas fueron realizadas para la elaboración de la Hoja.

Los valores hallados para el cerro Bororó y el cerro Las Boleadoras abarcarían el lapso Paleoceno superior-Eoceno medio, mientras que las edades obtenidas para la sierra de la Cicuta corresponderían al Cretácico superior aunque se pone en duda la confiabilidad de este último dato. De acuerdo con el contexto regional de estos cuerpos aislados y las relaciones estratigráficas que presentan con los depósitos del Cretácico superior (Formaciones Puntudo Chico y La Colonia), la edad debería ser postcretácica. Para afirmar esta discusión mencionamos que Nakayama (1972b) halló en el faldeo norte de la sierra de la Cicuta un resto suelto fragmentado de un molusco marino indeterminable que podría pertenecer a la Formación Lefipán (asimilable a la formación La Colonia) cubierta en ese sitio por los depósitos de remoción en masa de las basanitas de las Formaciones El Buitre - El Canquel, siendo por lo tanto imposible que rocas extrusivas de 95 Ma cubran sedimentitas de 70 Ma.

Sobre la base de los datos expuestos y a las relaciones estratigráficas, se le asigna una edad paleocena-eocena a las Formaciones El Buitre - El Canquel en la comarca.

2.4.2. PALEÓGENO-NEÓGENO

2.4.2.1. Oligoceno-Mioceno

Grupo Sarmiento (+ Formación Somuncurá) (22)

Tobas, limolitas y arcilitas tobáceas, pelitas; escasas areniscas tobáceas. Basaltos

Antecedentes

A fines del siglo XIX, fue Carlos Ameghino (1890) quién inicialmente reconoció y estudió la presencia de paquetes tobáceos con fauna de mamíferos que se intercalaban entre el “Salamanquense” y el “Patagoniense” en la provincia del Chubut y norte de Santa Cruz. Posteriormente, en el año 1938, Feruglio (en Feruglio, 1949) propuso el nombre de Tobas de Sarmiento para estos paquetes, que luego fueron agrupados bajo el término de Grupo Sarmiento por Simpson (1941). Este autor reconoció las Formaciones Casamayor, Musters, Deseado y Colhué Huapí dentro del Grupo en cuestión, en base a las faunas de *Notostylops*, *Astraponotus*, *Pyrotherium* y *Colpodon* halladas por Carlos Ameghino y clasificadas por Florentino Ameghino.

En la comarca, los afloramientos del Grupo Sarmiento fueron reconocidos por Flores (1956-1957), Nakayama (1972b, 1974), Pesce (1977, 1978), Proserpio (1987) y Ardolino y González (1996).

Junto a esta unidad se ha mencionado la Formación Somuncurá (Ardolino, 1981) para designar los basaltos intercalados en los términos superiores del Grupo Sarmiento. Estas coladas fueron identificadas por Nakayama (1972b) en los frentes de las bardas que rodean el bajo de Moroniyeo y por Proserpio (1987) en faldeo norte de la sierra de La Ventana. Por razones de escala no se han separado en el mapa.

Distribución geográfica

Los depósitos del Grupo Sarmiento afloran principalmente en el extremo norte de la Hoja, en los bordes más elevados de las sierras basálticas, identificándose en las sierras Rosada, La Ventana, extremo sur de la Colonia, cerro Guadal, y otros sin nominar. Por otra parte, asomos menores se visualizan en el cuadrante suroccidental.

Los basaltos de la Formación Somuncurá se identifican en el faldeo norte de la sierra de la Ventana.

Litología

El Grupo Sarmiento está compuesto principalmente por piroclastitas, limolitas y arcilitas tobáceas, pelitas y escasas areniscas tobáceas de coloraciones claras, grisáceas, blanquecinas, amarillentas y hasta anaranjadas muy pálidas. Se caracteriza por presentarse generalmente como paredones verticales que forman parte de las bardas y se encuentran inmediatamente por debajo de los basaltos. Estos depósitos presentan una grosera estratificación tabular y horizontal aunque a veces la misma está ausente.

Aunque no se observaron estos afloramientos, en las proximidades del cerro Santa Ana (meseta al sur de la estancia El Escorial), encima de sedimentitas chubutianas, fueron descritas por Nakayama (1972b) tobas gris blanquecinas que continúan hacia arriba con tufitas limosas castaño grisáceas y arcilitas blanquecinas-grisáceas hasta algo verdosas. Sigue con areniscas medianas que intercalan niveles lenticulares de areniscas gruesas hasta conglomerádicas, donde los clastos son de cuarzo y líticos, con matriz tobácea. Encima se disponen delgados bancos, bien estratificados, de limo-arcilitas sobre los que observó limolitas tobáceas gris castañas mal estratificadas y encima, en parte cubiertas, tobas finas de color blanco.

Este mismo autor observó en el sector que contornea el bajo de Moroniyeo limolitas algo arenosas, mal estratificadas y de color amarillo grisáceo claro que contienen nidos de escarabeidos y véspidos fósiles. Hacia arriba describió tobas blanquecinas grisáceas que son cubiertas por mantos de basaltos de 10 m de espesor aproximadamente; en el contacto con estos últimos, las tobas presentan un color rojo ladrillo debido a la acción térmica de las coladas. Por encima se disponen aproximadamente unos 10 m de limolitas gris claras hasta amarillentas que contienen en la base clastos tamaño grava de basaltos. Estas sedimentitas son cubiertas nuevamente por coladas basálticas.

A unos 10 km al norte de El Escorial y cubierto por un basalto asoma un metro de una roca arcillosa con aporte tobáceo que pasa hacia abajo a una limo-arcilita de color blanco en delgadas capas que alcanzan el metro y medio de potencia. Por debajo afloran tobas finas a muy finas aunque arenosas hacia la base, cuyos límites sobrepasan a los bancos superpuestos, observándose en su superficie restos de troncos petrificados de hasta 2 metros de largo. Estas tobas se presentan en bancos de 2 a 2,5 m de espesor alcanzando más de 50 m el paquete

sedimentario en donde se intercalan en la parte media y basal dos bancos conglomerádicos con clastos de basalto y arcilita en una matriz tobácea. Hacia abajo, continúa con un tramo cubierto aflorando luego bancos pertenecientes a la Formación Los Adobes. Este afloramiento fue descrito por Proserpio (1987) y asignado tentativamente a la unidad.

En la barda norte de sierra de la Ventana se ve claramente como las tobas del Grupo Sarmiento intercalan coladas basálticas atribuidas en este trabajo a la Formación Somuncurá. De acuerdo con un perfil (Proserpio, 1987) efectuado en este sector se observó, de abajo hacia arriba, unos 25 m muy cubierto con escombros basálticos donde asoman, en forma de manchones, rocas tobáceas. Por encima unos 10 m de basaltos sobre los que se disponen tobas arenosas y limosas que alcanzan los 35 m de potencia. Nuevamente vuelven a aflorar mantos basálticos (10 m) donde se diferencia una parte inferior de aspecto cordado, una parte media masiva y una superior vesicular, sobre las que se apoyan tobas con similares características de las anteriores aunque con menor espesor (20 m). Culmina con 8 m de rocas basálticas. Por lo general en el contacto entre las tobas y los mantos basálticos suprayacentes se presenta una faja angosta de color rojo debido a la acción térmica de la roca ígnea.

Al noroeste del cerro Tehuelche (o cerro Guadal), Pesce (1978) identificó un banco de areniscas medianas, en parte con aporte tobáceo, de tres metros de espesor que presenta huecos y oquedades y rasgos estructurales que pueden ser atribuidos a un paleosuelo. Por encima y luego de un tramo cubierto de aproximadamente dos metros, se presentan tobas finas de color gris blanquecino que alcanzan los 25 m de potencia, conteniendo gran cantidad de calcedonia y cuarzo y concreciones tabulares (1-5 mm de diámetro por 10 cm de largo). Por último, este paquete es cubierto por mantos basálticos.

Ambiente de depositación

Los paquetes del Grupo Sarmiento se depositaron en un ambiente continental, principalmente como resultado del constante aporte de material piroclástico producto de un volcanismo acaecido en zonas lejanas. También fue importante el aporte eólico y en poca proporción el fluvial.

De acuerdo con Feruglio (1949), el área de depositación se representaría como ...”una vasta región llana o poco ondulada, de pendiente suave,

surcada por cauces poco profundos, con alguno que otro estanque o lago de agua dulce y cubierta sin duda de vegetación herbácea abundante”...

Spalletti y Mazzoni (1977, 1979) concluyeron que buena parte de las acumulaciones de la unidad son producto del transporte y la acumulación por agentes eólicos y ácueos en regiones semiáridas a húmedas de poca pendiente, dando lugar a depósitos semejantes a un loess como el que se originó en la región pampeana durante el Cuaternario, idea ya expresada por Andreis *et al.* (1975).

Mazzoni (1985) interpretó el origen de la unidad, teniendo en cuenta su volumen, extensión, sedimentología y sus rasgos petrográficos y químicos, como producto de caídas de tefras plinianas distales de carácter dacítico y/o andesítico vinculados al desarrollo de un arco magmático de ubicación lejana.

El aspecto fluvial de la unidad quedaría evidenciado por los bancos areniscosos y hasta conglomerádicos aflorantes en la comarca y la presencia de conglomerados intraformacionales citados por Andreis *et al.* (1975), que sugerirían según estos autores la instalación de ríos temporarios de cauce divagante con poca competencia de las corrientes.

La existencia de cuerpos de agua temporarios y de poca profundidad estaría representada por la presencia de bentonitas (Bordas, 1943) y por el hallazgo de restos de peces y gastrópodos de agua dulce (Andreis, 1977).

Paleontología

Piatnitzky (1936 en Proserpio, 1987) encontró restos de *Astrapothericulus* en las cercanías de El Escorial.

Flores (1956-57) mencionó algunos restos fósiles de huesos pertenecientes a mamíferos en las cercanías del puesto Caucaman. Nakayama (1972b) citó nidos de escarabeidos y véspidos fósiles en el sector que contornea el bajo de Moroniyeo (nordeste de la sierra Rosada), mientras que en la zona oriental de este bajo Proserpio (1987) también halló formas parecidas a nidos de véspidos pero de forma cilíndrica.

Relaciones estratigráficas

Los asomos del Grupo Sarmiento ubicados en el ángulo suroeste de la Hoja son cubiertos en relación de discordancia erosiva por los depósitos pleistocenos de la Formación Valenzuela, mientras que los ubica-

dos en el sector norte son coronados por el Basalto Sierra Rosada, asignado al Oligoceno superior-Mioceno.

Además, los términos superiores del Grupo Sarmiento presentan intercalaciones basálticas, en los faldeos norte de las sierras Rosada y de La Ventana, atribuidas tentativamente a la Formación Somuncurá.

Edad

Proserpio (1987) consideró que su hallazgo de nidos de véspidos así como los de Nakayama (1972b) dentro de paquetes de la unidad se corresponderían a la edad Deseadense. Por otra parte, los restos de *Astrapothericulus* encontrados por Piatnitzky (1936) fueron considerados de edad Colhuehuapense por Pascual y Odreman Rivas (1971). El Deseadense encuadra, según Malumián (1999), en el Oligoceno superior-Mioceno temprano, mientras que el Colhuehuapense representaría para este mismo autor el Mioceno inferior.

Intercalaciones basálticas dentro de la unidad, al igual que las observadas en la comarca, han sido mencionadas por Chebli (1973) en las cercanías de la laguna Payahilé, donde se ubica una localidad fosilífera muy importante conocida en la literatura geológica con el nombre de Scarritt Pocket y donde la fauna local hallada (en niveles piroclásticos-sedimentarios) indica según Chaffee (1952) una edad Deseadense, Oligoceno superior-Mioceno temprano (Malumián, 1999), que asociada a los datos isotópicos de basaltos intercalados en la parte alta de la unidad coloca el límite superior cerca de los 21Ma, Mioceno inferior (Marshall *et al.*, 1986).

Sobre la base de lo expuesto la edad de la unidad en la Hoja sería Oligocena superior alcanzando el Mioceno inferior.

Basalto Sierra Rosada (23)

Basaltos

Antecedentes

Estas coladas habían sido denominadas como "Rocas basálticas" por Flores (1957) y como "Basaltos" por Nakayama (1972a y b).

Pesce (1977, 1978) empleó la denominación de Formación Puesto Muñoz para las volcanitas básicas que afloraban en cerro Guadal, sierra de los Tehuelches y alrededores, en el extremo nororiental de la comarca.

El nombre de Basalto Sierra Rosada fue utilizado por Proserpio (1987) para agrupar las rocas basálticas que aparecían superpuestas a las piroclásticas del Grupo Sarmiento en las sierras Rosada, de la Ventana y otras sin nominar. Este autor, además, incluyó tentativamente aquella capa que coronaba las bardas y que podía ser algo más joven.

Ardolino (1987), al igual que Nakayama (1975), interpretó para la zona norte de la comarca una relación de interdigitación entre los bancos del Grupo Sarmiento y los basaltos de la Formación Somuncurá (Ardolino, 1981) del Oligoceno, señalando que esta última unidad es en general cubierta por lavas alcalinas de la Formación Quiñelaf (Nuñez *et al.*, 1975).

En la Hoja se presentan mantos basálticos intercalados en tobas del Grupo Sarmiento y volcanitas que cubren a estos dos tipos rocosos. Así, sólo se mapearon las coladas que coronan las partes elevadas de las mesetas con el nombre de Basalto Sierra Rosada, siendo de esta manera equivalentes a la Formación Quiñelaf (Nuñez *et al.*, 1975). En cuanto a los basaltos intercalados en el Grupo Sarmiento fueron correlacionados con las volcanitas de la Formación Somuncurá y descriptos junto al grupo mencionado.

El Basalto Sierra Rosada constituye el extremo austral del extenso plateau de Somún Curá, el cual ha sido estudiado por Ardolino (1981; 1983; 1987), Ardolino y Franchi (1993, 1996), Kay *et al.* (1993, 1999) y Ardolino *et al.* (1999; en preparación).

Distribución geográfica

Esta unidad se visualiza únicamente a lo largo del límite norte de la comarca, constituyendo la sierra Rosada y las ubicadas al poniente de esta, la sierra La Ventana y su prolongación oriental denominada sierra de Los Tehuelches, así como el cerro Guadal. Cabe destacar que en sectores sólo existen remanentes de estas mesetas basálticas, ya que se desarrollaron importantes depósitos de deslizamientos rotacionales a partir de la destrucción de las mismas.

Litología

Se compone de rocas básicas que constituyen uno o varios mantos lávicos dispuestos subhorizontalmente, coronando la parte superior de las sierras en las que se presentan. El espesor de estas coladas es del orden de los 10 m, diferenciándose una sec-

ción inferior con características de lava cordada a vesicular, una sección media maciza y compacta y una superior vesicular. Es común la presencia de marcada disyunción columnar; por otra parte debe destacarse la presencia de importantes y extensos depósitos de remoción en masa producto de la destrucción de estas bardas por lo que en algunos casos sólo se observaron remanentes de las mismas. Ocasionalmente, se ven delgadas intercalaciones piroclásticas-sedimentarias como en el cerro El Puntudo (extremo oriental de sierra La Ventana (foto 20).

Se trata de basaltos alcalinos, de color gris oscuro a negro, de textura de grano fino y en otros casos porfírica en una pasta granosa muy fina, compuestos por plagioclasa y minerales máficos y/o olivina. En ocasiones se observan pequeñas amígdalas rellenas por calcita o vacuolas rellenas por material silíceo. En corte delgado (Fernández, 2000), presentan textura intergranular a levemente porfírica integrada por plagioclasa (labradorita sódica), olivina iddingsitizada y/o clinopiroxenos (titanoaugita y egrina). La pasta puede presentar textura intergranular a intersertal constituida por plagioclasa, titanoaugita, olivina, opacos y a veces calcita.

Ambiente de depositación

El ambiente es volcánico, de tipo lávico, relacionado a una inestabilidad térmica local del manto tipo punto caliente, asociado con el acomodamiento de placas en el Pacífico (Kay *et al.*, 1993). Este origen es avalado por la química, distribución y volumen de las lavas de la meseta de Somún Curá (equivalentes al Basalto Sierra Rosada). Kay *et al.* (1993) concluyeron que estas lavas y las coladas post-meseta tienen características químicas parecidas a las coladas hawaianas de plateau y cubierta alcalina respectivamente, cuyo origen se debe a un punto caliente.

Relaciones estratigráficas

Estas coladas basálticas se asientan en aparente concordancia sobre piroclásticas del Grupo Sarmiento.

Edad

En la Hoja se cuenta con una datación radimétrica (K/Ar sobre roca total) de una muestra proveniente de la sierra de los Tehuelches

que arrojó una edad de 31 ± 3 Ma (Pesce, 1978), comprendiendo al Oligoceno inferior fundamentalmente. Aparentemente esta muestra datada (Formación Puesto Muñoz, de acuerdo con Pesca, 1978) correspondería a una colada basáltica equivalente a la Formación Somún Curá del Oligoceno y que por razones de escala no se ha mapeado.

Inmediatamente al sur de la comarca se cuenta con dataciones radimétricas (K/Ar sobre roca total) efectuadas en rocas similares al Basalto Sierra Rosada que dieron 18 ± 1 Ma -Mioceno inferior- (Panza, 1981) en la sierra del Guanaco y 22 ± 6 Ma -Oligoceno superior/Mioceno inferior- (Linares y González, 1990) en sierra Cuadrada.

Por otra parte, al norte y nordeste de la comarca se tienen dataciones radimétricas (Ardolino, 1981; Ardolino y Franchi, 1993), K/Ar sobre roca total, de rocas basálticas alcalinas (facies lávica básica final de la unidad Quiñelaf), que van desde 23 ± 2 a 15 ± 1 Ma, abarcando el lapso Oligoceno superior-Mioceno medio.

Teniendo en cuenta estos datos y la correlación de las coladas superiores del Basalto Sierra Rosada con la Facies Lávica Final Básica (Formación Quiñelaf), se le da una edad oligocena superior-miocena media.

“Arcosas, Cuarcitas y Coquinas” (24)

Cuarcitas, conglomerados, arcosas, coquinas y areniscas coquinoideas

Antecedentes

En la Hoja, la unidad fue reconocida y denominada por Andreis *et al.* (1973) como “Arcosas, Cuarcitas y Coquinas” de edad post-oligocena -Patagoniano (?)-, mientras que Chebli (1974) las mapeó como Formación Salamanca. Más recientemente, Panza (1979) las asignó con dudas a la Formación Patagonia (Russo y Flores, 1972).

Distribución geográfica

Un único asomo se observa en la parte superior del cerro Bororó o Chiquichán.

Litología

La secuencia tiene un espesor de 40 m (Panza, 1979), disponiéndose en estratos tabulares de rumbo N55°O, subhorizontalmente o inclinando al nor-

deste. Los afloramientos se encuentran muy cubiertos por depósitos de remoción en masa y modernos no estando en contacto las distintas litologías entre sí pero observándose de la base al techo (Panza, 1979) cuarcitas y conglomerados, coquinas, cuarcitas y arcosas. Estas últimas son de colores grises y rosados-rojizos, siendo el tamaño de grano mediano a grueso; la composición de los clastos es de cuarzo, feldespatos potásicos y volcanitas, plutonitas graníticas y tobas unidos por calcedonia blanca. Alternan con ortoconglomerados de la misma composición.

Las cuarcitas presentan coloraciones blanquecinas a rosadas llegando los bancos en algunos casos a presentar estructuras entrecruzadas. Por último, las coquinas y areniscas coquinoideas también presentan coloraciones claras, blanquecinas, siendo de grano grueso a sabulítico cuyos clastos se componen de conchillas fragmentadas, cuarzo, feldespatos y líticos. Se observaron gránulos de glauconita.

Ambiente de depositación

Las cuarcitas y coquinas que conforman la parte inferior de la unidad probablemente se depositaron en un ambiente litoral o nerítico poco profundo que hacia arriba finalizó con la depositación de las arcosas de origen continental fluvial (Andreis *et al.*, 1973).

Relaciones estratigráficas

Se dispone en relación de posible discordancia erosiva sobre rocas de las Formaciones El Buitre – El Canquel (Basalto Carranza y Diabasa Fernández del esquema de Andreis *et al.*, 1973) en el cerro Bororó o Chiquichán. En igual relación es cubierta por la Formación Chiquichán.

Edad

Panza (1979) le asignó una edad oligocena superior teniendo en cuenta su equiparación tentativa con el Patagoniano *s.l.*. Por otra parte, con esta correlación y el trabajo efectuado por Malumián y Náñez (1998), la edad de la transgresión patagoniana es no mayor al Oligoceno superior, quedando acotada entre esta edad y el Mioceno inferior sobre la base de la amplia dispersión del foraminífero guía *Transversigerina* presente en la base de la unidad.

2.4.3. NEÓGENO

2.4.3.1. Mioceno

Formación Chiquichán (25)

Brechas y aglomerados volcánicos y basaltos olivínicos

Antecedentes

Esta denominación fue propuesta por Panza (1979) para describir los basaltos y brechas volcánicas presentes en la parte superior del cerro Bororó o Chiquichán y que anteriormente fueron descritas como “Brechas volcánicas y Basaltos olivínicos” por Andreis *et al.* (1973). Chebli (1974) las había incluido dentro de la unidad “Rocas basálticas y sus escombros”.

Distribución geográfica

La Formación Chiquichán presenta un solo afloramiento en la parte más alta de la sierra homónima.

Litología

La Formación Chiquichán está constituida por 25 m de espesor de brechas y aglomerados volcánicos y por aproximadamente 10 m de basaltos olivínicos en la parte cuspidal (Andreis *et al.*, 1973). Las relaciones entre estos tipos rocosos son confusas. El conjunto de brechas y aglomerados no presenta estratificación estando compuesto por fragmentos angulosos de basaltos alterados de hasta 20 centímetros en una matriz de igual composición cuyo tamaño de grano es de arena gruesa; en cuanto al cemento, es calcáreo pulverulento, a veces con celadonita (Panza, 1979).

El basalto olivínico superior es de color gris negruzco, algo alveolar con material calcáreo como relleno de amígdalas; a veces está teñido por óxidos de hierro.

Ambiente de depositación

El ambiente es continental de tipo volcánico en donde los basaltos pudieron llegar a constituir el relleno de una chimenea volcánica rodeado por brechas (Andreis *et al.*, 1973; Panza, 1979) o representaron remanentes que fluyeron sobre las brechas (Andreis *et al.*, 1973).



Foto 20. Cerro Puntudo en el extremo sureste de la sierra de la Ventana, constituido por mantos lávicos subhorizontales con intercalaciones epi-piroclásticas.

Relaciones estratigráficas

Se dispone aparentemente en relación de discordancia erosiva sobre la unidad “Arcosas, cuarcitas y coquinas” y sobre las Formaciones El Buitre - El Canquel.

Edad

Debido a que la unidad se dispone sobre sedimentitas asignadas a la transgresión Patagónica (?) (Oligoceno superior) se sugiere una edad post-oligocena, preferentemente miocena.

2.4.3.2. Plioceno

Formación Pampa Sastre (26)

Conglomerados y areniscas

Antecedentes

Esta denominación es empleada por Ardolino (1983) y propuesta por Ardolino y Franchi (1996) para designar los depósitos psefíticos arenosos ubicados topográficamente altos sobre los basaltos de la Formación Somuncurá y las tobas del Grupo Sar-

miento, al oeste y noroeste del Bajo de la Tierra Colorada (poco al naciente de la comarca).

Anteriormente, estos depósitos habían sido mencionados como “Niveles Terrazados” por Nakayama (1975).

Distribución geográfica

Corona la parte más elevada de la sierra de La Colonia, cuyo extremo suroriental asoma en el límite nordeste de la comarca.

Litología

Está constituida por depósitos psefíticos y psamíticos. Un asomo de la unidad se observó al lado del camino en Bajada Moreno (inmediatamente al norte de la comarca - foto 21 -) donde se presentan conglomerados de bloques con clastos subangulosos de diversos tamaños correspondientes a volcanitas (basaltos traquibasaltos y traquitas). Se intercalan niveles de areniscas conglomerádicas.

El paquete se presenta groseramente estratificado. En cuanto al espesor, alcanza los 40 m; en Bajada Moreno, en el perfil de Marra-Co, llega a los 30 m (Ardolino y Franchi, 1996).

Ambiente de depositación

El material de estos depósitos proviene de la erosión de los afloramientos de volcanitas de las sierras de Los Chacays, de Apas y de Telsen, constituyendo depósitos de piedemonte, de talud y fluviales (Ardolino y Franchi, 1996).

Relaciones estratigráficas

En la Hoja, estos depósitos cubren en relación de aparente discordancia erosiva a las tobas continentales del Grupo Sarmiento.

Edad

Se le asignó una posible edad pliocena (Ardolino y Franchi, 1996) teniendo en cuenta que los clastos de volcanitas provienen de unidades de edad miocena media.

2.4.4. CUATERNARIO

2.4.4.1. Pleistoceno

Depósitos de remoción en masa (27)

Bloques, gravas y arenas

Los depósitos de remoción en masa se encuentran bien representados en el sector norte de la región, ubicándose en las laderas de las mesetas basálticas. Se desarrollan en los bordes de las sierras Rosada, de la Ventana y su prolongación oriental la sierra de Los Tehuelches, de La Colonia, cerro Guadal y otras sin denominar. Por otra parte, se desarrollan en los alrededores de los cerros aislados constituidos por rocas básicas presentes en todo el ámbito de la Hoja, como los cerros El Buitre, Guadal, Ponte, Parva, Gran Cerro, sierra de La Cicuta, Negro, Overo Chico y Grande, El Indio, sierra de Los Paz, León, Chiquichán, Degollado y Las Boleadoras entre tantos.

Estos deslizamientos cubren a unidades sedimentarias infrayacentes de carácter más friable como al Grupo Sarmiento, a las formaciones Río Chico, Salamanca, La Colonia y Puntudo Chico y a distintos miembros del Grupo Chubut. En general no presentan gran espesor, aunque pueden superar los 50 metros.

La unidad está formada por grandes bloques irregulares de basaltos, configurando una orla a lo largo de las bardas a partir de la cual se desarrollan. En

algunos casos estos bloques, junto con las sedimentitas que los subyacen, mantienen la relación infrayacente original pudiéndose observar la misma cerca de los bordes de las mesetas donde, además, se da la característica morfología de escalones producto de los desplazamientos y rotaciones de los bloques que van disminuyendo su altura a medida que se alejan de la barda basáltica en donde se pierden las características originales. Se llegan a observar evidencias de flujos posteriores.

Formación Valenzuela (28)

Gravas y arenas

Antecedentes

Inicialmente, Aüer (1956) reconoció estos depósitos en la comarca y les atribuyó un origen glacial. Más tarde, fueron identificados e incluidos por Feruglio (1949-50) dentro de los aluviones terrazados (o Rodados Patagónicos) del valle del río Chubut que se extendían hacia la zona de Paso de Indios. Posteriormente, Chebli (1973) los mapeó como "Aluviones terrazados pleistocénicos". Fue Cortés (1988) quien propuso la denominación de Formación Valenzuela para los depósitos psamo-psefíticos que constituían un nivel de agradación inmediatamente al sur de la comarca y que se continuaban en la misma conformando terrazas estructurales de distintas extensiones.

Distribución geográfica

La unidad se distribuye en el rincón suroeste de la Hoja formando un nivel agradacional. Un pequeñísimo asomo atribuido a esta unidad se observa en el borde sur de la comarca aflorando al sureste del cerro Bastatini.

Litología

Está integrada por depósitos psefíticos con intercalaciones de areniscas y areniscas conglomerádicas. Estos paquetes se destacan por el carácter friable siendo la coloración castaña, castaña clara, grisácea y gris verdosa; en ciertos niveles la presencia de óxidos de hierro como cemento dio lugar a la formación de rocas consolidadas. Predominan los bancos conglomerádicos, con restos de troncos silicificados retransportados; entre los clastos se observaron los de volcanitas y rocas graníticas del basamento, redondeados a subredondeados; la

estratificación es paralela. Entre las areniscas los clastos son de cuarzo, feldespato, micas, tobas y líticos. Espesores medidos por Cortés (1988) en distintos sectores al sur de la comarca varían entre los 10 y 54 metros.

Ambiente de depositación

Fueron interpretados como correspondientes a un ambiente continental de tipo fluvial en facies de canal (Cortés, 1988) debido a sus características morfológicas, granulométricas y disposición estructural. Dado que se continúan hacia el oeste y hacia el sureste, hacia la depresión de la Gran Laguna Salada, fueron interpretados como un antiguo cauce del río Chubut que drenaba sus aguas hacia la laguna mencionada (Cortés, 1988).

Relaciones estratigráficas

Esta Formación se dispone en relación de discordancia angular sobre piroclásticas y sedimentitas del Grupo Chubut de edad cretácica y en relación erosiva sobre piroclásticas asignadas al Grupo Sarmiento del Paleógeno.

Edad

La unidad fue asignada tentativamente al Pleistoceno superior por Cortés (1988).

2.4.4.2. Pleistoceno-Holoceno

Depósitos de cobertura de pedimentos (Niveles I, II, III e indiferenciados) (29 al 32)

Arenas, gravas y limos

A lo largo del sector oriental de la Hoja se han diferenciado tres niveles de pedimentos elaborados con relación al Bajo de la Tierra Colorada, situado al E-NE de la Hoja. Los ubicados topográficamente más altos corresponden a los más antiguos; de esta manera se identifica el Nivel I (más elevado), Nivel II (intermedio) y Nivel III (más bajo). Como niveles indiferenciados se mapearon los que se encuentran en los bordes de los depósitos de remoción en masa y en las márgenes de elevaciones de terrenos sedimentarios.

Los depósitos del Nivel I constituyen el asomo situado al norte de la sierra Chiquichán y se



Foto 21. Depósitos conglomerádicos pertenecientes a la Formación Pampa Sastre, en Bajada Moreno, inmediatamente al norte de la comarca.

han ubicado en planos elaborados sobre rocas pertenecientes a la Formación Salamanca y al Grupo Chubut. Los depósitos del Nivel II, que cubren a una superficie labrada sobre sedimentitas continentales cretácicas, se observan en el sector comprendido entre la estancia Caramelo y el arroyo Perdido. En cuanto al Nivel III, se localiza en los alrededores del cerro El Buitre y en la margen derecha del arroyo Perdido en menor medida; estas superficies biselan a las sedimentitas de las formaciones Puntudo Chico, La Colonia y del Grupo Chubut.

Los depósitos mencionados, así como los indiferenciados que se distribuyen en todo el ámbito de la Hoja, conforman asomos delgados y tabulares, subhorizontales o con poca pendiente, de espesores variables (1 a 6 metros por lo general), que cubren a sucesivos niveles de pedimentación de distintas dimensiones, características morfológicas y alturas relativas que se han generado sobre distintas unidades aflorantes en la comarca. Están constituidos principalmente por psefitas y/o psamitas, observándose también material pelítico. La composición de los clastos varía de acuerdo con los terrenos donde se han formado. Su edad se extiende desde el Pleistoceno tardío hasta la actualidad.

Depósitos de terrazas fluviales del río Chubut (Niveles I, II, III, IV y V) (33 al 37)

Arenas medianas a gruesas y gravas; escasos limos y arcillas

Se identificaron cinco niveles de terrazas fluviales, desarrolladas en ambos márgenes del río Chubut y que actualmente se presentan muy disectadas. En el sector norte del codo de este río se observa la totalidad de estos niveles que se encuentran separados por escalones, o escarpas, ubicándose en la parte más elevada el Nivel I (más antiguo) y en la parte más baja el Nivel V (más moderno).

Estos depósitos se apoyan sobre piro-epiclastitas cretácicas y en menor medida sobre volcanitas jurásicas; en general se componen de acumulaciones inconsolidadas de material de tamaño grava y arenoso mediano a grueso, con abundantes rodados dispersos de grava fina; a veces interviene material limoso y arcilloso. En cuanto a la composición del material es variado, aunque pueden llegar a predominar los clastos de naturaleza volcánica y piroclástica.

La edad de estos depósitos se estima que va del Pleistoceno superior al presente.

2.4.4.3. Holoceno

Depósitos de bajos (38)

Limos, arcillas y arenas

Se encuentran escasos y pequeños bajos, en ocasiones con lagunas de carácter temporario, que se observan en todo el ámbito de la Hoja.

Estas depresiones están rellenas de sedimentos limosos, limo-arcillosos y arcillosos de coloraciones castañas claras y grisáceas, pudiendo haber participación arenosa; rara vez se observan delgadas capas salinas de coloraciones blanquecinas.

Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados (39)

Arenas finas a gruesas, limos y arcillas; escasas gravas

Se trata de depósitos sueltos que se distribuyen en diversos sectores de la comarca formando una capa producto de la destrucción de las distintas rocas aflorantes. Se compone de acumulaciones inconsolidadas de material arenoso fino hasta grueso, limoso y arcilloso de variada composición litológica; en menor proporción se observan rodados dispersos.

Depósitos de planicies aluviales (40)

Arenas, gravas, limos y arcillas

Estos materiales se observan en los cauces presentes en la comarca, siendo los más importantes los del río Chubut y el del arroyo Perdido. El primero tiene una planicie aluvial que se caracteriza por ser extensa y amplia, estimándose un espesor considerable para los depósitos que la constituyen, que son predominantemente arenosos, de coloraciones castañas y grisácea amarillenta, con algunas intercalaciones de capas conglomerádicas. Pueden llegar a observarse delgadas capas limo-arcillosas en la parte superior de estos depósitos. La composición litológica es de diversa naturaleza, siendo depósitos inconsolidados.

Se observan también acumulaciones arenosas y limosas de llanura en otros cauces efímeros y de poca envergadura presentes en la Hoja, que no han sido mapeados por razones de escala.

3. TECTÓNICA

3.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA HOJA Y ZONAS ALEDAÑAS

El origen de la evolución tectónica y estructural del área en estudio y alrededores responde al esquema trazado para el margen occidental de Gondwana en la Patagonia. En la literatura siempre se destacaron la importancia de los ciclos Patagónico (120-78 Ma) y Ándico (42-2 Ma) en la formación de estas estructuras. Sin embargo, actualmente se reinterpreta la importancia del Proterozoico y Paleozoico (Márquez y Giacosa, 2000). Los protolitos más antiguos datados en metacuarcitas para la microplaca de Patagonia en el sector del Deseado es de 903 Ma (Loske *et al.*, 2000), mientras que se obtienen edades de 1200 Ma en este lugar (Pankhurst, com.verb en Márquez y Giacosa, 2000) que indicarían la presencia de cinturones metamórficos. El Neopaleozoico está representado por las sedimentitas de Tepuel-Genoa (y al sur de Bahía La Lancha y Río Lácteo), que constituyen una cuenca de antearco que fuera deformada compresivamente durante el Pérmico temprano (González Bonorino, 1991), mientras que el Paleozoico superior presenta un magmatismo asociado a una zona de subducción (Forsythe, 1982).

El Triásico y el Jurásico temprano se caracterizan por fenómenos extensivos que llevarán al desmembramiento de Gondwana. Se suceden así sedimentitas continentales del Triásico superior en cuencas intracratónicas subparalelas, asociadas con volcanitas y rocas volcánicas (tales como la Formación El Córdoba), sobre las que se manifiestan sedimentitas marinas someras (Formación Osta Arena). Este volcanismo representa un arco volcánico intracontinental de afinidades toleíticas-calcoalcalinas (Giacosa y Márquez, 1999). Estructuralmente estos paquetes se disponen en un sistema de hemigraben con sus fallas mayores inclinando hacia el Este, donde también puede verificarse la inversión estructural de fallas (Márquez y Giacosa, 2000). A estas cuencas se asocia el volcanismo del Grupo Lonco Trapial así como las extrusiones riolíticas de la Formación Marifil en el sector oriental.

En el Jurásico medio a superior, al este del arco volcánico continental, se produce una cuenca de retroarco continental donde se deposita la Formación Cañadón Asfalto. Estas nuevas cuencas (que se disponen estructuralmente como sub-cuencas)

se presentan limitadas por fallas normales de dirección noroeste.

El Tithoniano está representado, al oeste de la comarca, por una importante ingresión marina epicontinental que caracteriza una secuencia de retroarco en una cuenca extensional dentro de un ámbito de placas convergentes (Giacosa y Márquez, 1999). Al retirarse este mar se inicia la depositación del Grupo Chubut y la primera inversión tectónica de la cuenca (Barcat *et al.*, 1989), acompañada localmente por fenómenos compresivos que generan plegamientos.

La depositación de sedimentitas continentales se va haciendo progresivamente en medios mixtos, hasta ser marinos en el lapso Maastrichtiano-Daniano, siendo la ingresión desde el Océano Atlántico.

Durante el Neógeno se implementa un volcanismo de intraplaca relacionado con un punto caliente (Kay *et al.*, 1993).

3.2. ESTRUCTURA

Las diversas unidades litológicas aflorantes en la comarca se comportaron de manera diferente ante las sucesivas etapas de actividad tectónica que las afectaron. Así, en los sectores donde afloraba el basamento metamórfico junto a la secuencia volcánica jurásica, la deformación fue esencialmente rígida, desarrollándose bloques limitados por fallas, mientras que la cobertura mesozoica-cenozoica dispuesta sobre los mismos respondió en forma distinta frente a los esfuerzos actuantes (figura 5).

Los bloques de basamento pre-cretácico, de comportamiento rígido, se reconocen tanto al norte como al sur del río Chubut, formando altos estructurales. Así, el bloque Los Altares (Cortés, 1990b) (foto 7) localizado en los alrededores de la localidad homónima, presenta fracturas regionales de dirección noroeste que lo separan de los bloques La Rueda (Cortés, 1990b), cuyo extremo norte se ve en el límite sur de la Hoja, y del bloque La Potranca situado fuera de los límites de este trabajo. Los extremos norte y sur de estos segmentos están afectados por fracturas menores tal que se van desarrollando bloques menores que se hunden hacia el noroeste y sureste (Cortés, 1990b). Similares características estructurales presenta el bloque jurásico aflorante entre la sierra Chiquichán y el cerro Degollado que denominaremos Bloque Pichaud (segmentado en tres tramos) y que fue estudiado en detalle por Panza (1979). Este autor describió como rasgo importante la Falla Pichaud, con pequeñas variaciones en el rum-

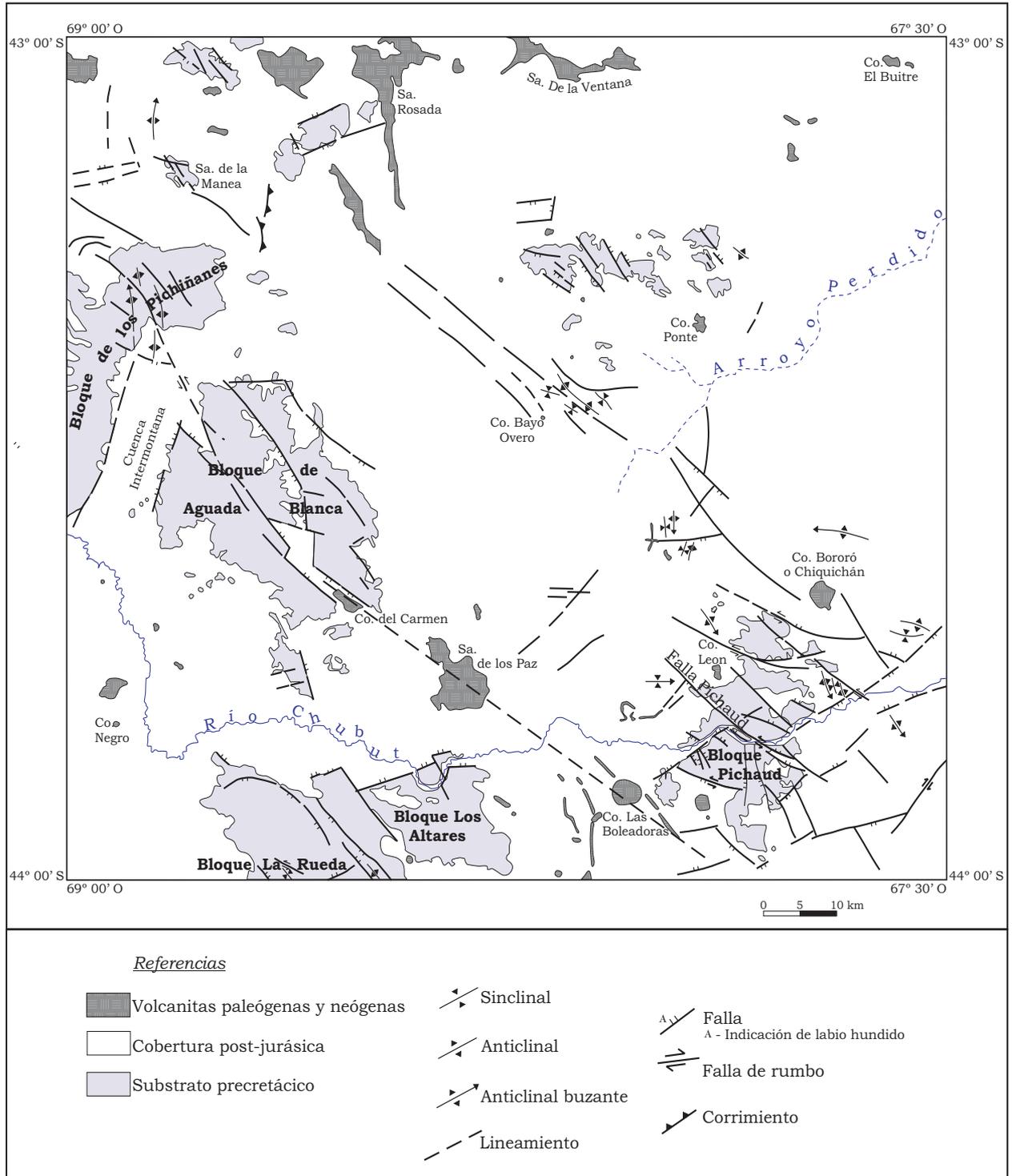


Figura 5. Esquema tectónico de la Hoja Los Altares.

bo de orientación NO y distinto comportamiento a lo largo de su trazado. Así, en el tramo entre el sur del cerro León y la estancia Cañadón Carbón presenta desplazamiento vertical quedando el bloque elevado al nordeste, en cambio al sureste de la estancia mencionada, en el valle del río Chubut, el bloque elevado es el situado al suroeste. Por otra parte, mencionó la falla que controló el río Chubut, al norte del cerro

Degollado, cuyo rumbo es NE y de características tensionales quedando el bloque elevado al sur. A su vez, este bloque se pone en contacto con las sedimentitas chubutenses por medio de otra falla de rumbo NE con desplazamiento vertical, ubicándose estas últimas en el labio bajo.

El Bloque de Aguada Blanca (Proserpio, 1987), ubicado al noroeste de la sierra de los Paz, tiene tam-

bién una fracturación NO, en donde en el labio hundido, situado generalmente al sudoeste, se preservan las sedimentitas chubutenses. El bloque más elevado es el oriental, descendiendo en altura los ubicados hacia el oeste, hacia la depresión intermontana. Proserpio (1987) sugirió que un sistema de fracturas nordeste limita el borde occidental de este bloque, estando actualmente cubierto por sedimentos. En cuanto al Bloque de los Pichiñanes, descrito en detalle por este mismo autor, se caracteriza también por un sistema de fallas de rumbo N40°-50°O que lo segmentó en distintos tramos; en la parte más austral, adyacente al río Chubut, presenta en su margen este una reactivación del fallamiento tensional (N20°-30°E) que dió lugar a la cuenca intermontana, observándose en el interior del bloque el sistema de fallas N65°O combinado con fallas tensionales de dirección este-oeste, siendo los desplazamientos horizontales del orden de los 600 m aproximadamente.

El bloque jurásico aflorante entre los cerros Parva y Ponte tiene sus límites cubiertos por depósitos cretácicos y actuales, no habiendo tenido una reactivación importante luego de la sedimentación del Grupo Chubut.

Por otra parte, la deformación de la cobertura sedimentaria mesozoica-cenozoica se visualiza fundamentalmente a través de estructura de plegamiento, que acompaña de manera pasiva el movimiento de los bloques rígidos ante los esfuerzos actuantes. Los pliegues (anticlinales y sinclinales) existentes se caracterizan por tener magnitudes pequeñas y presentar flancos con una muy suave inclinación, dificultándose su observación en el campo. En menor medida, también esta cobertura se ve afectada por fallas que son muy poco visibles, resaltadas por el emplazamiento de venas y venillas de sílice, yeso y baritina y nódulos silíceos rellenos botroidalmente por ópalo rojizo (Panza, 1979).

A lo largo de lineamientos y fracturas de rumbo NO y también NE se han emplazado diques y cuerpos alcalinos básicos cenozoicos. Como ejemplo puede citarse el dique de rumbo N45°O que atraviesa la ruta provincial 27; también existe una lineación en esta misma dirección de la sierra Negra (límite sur de la Hoja), cerro Las Boleadoras, sierra de Los Paz y cerro del Carmen. Estos lineamientos también se observan en la parte norte del arroyo Perdido. Cortés (1988) destacó un rasgo lineal dado por la concentración de estos cuerpos básicos en una franja de rumbo NE, conteniendo a los cerros Chiquichán, El Portezuelo, Sombrero y la meseta basáltica del Canquel, al sur de la Hoja.

Los basaltos mesetiformes no presentan deformación y su efusión estuvo vinculada a una fracturación profunda en el basamento debido a la alineación en sentido meridional que tiene el sector sur de la sierra Rosada. Sin embargo, en muchas coladas puede observarse a partir de las imágenes satelitales una dirección de plegamiento, probablemente consecuente con la estructura, de rumbo general ONO-ESE abierto hacia el Norte y curvándose en este sentido que presenta sus ejes de rumbo NO-SE.

Sobre la base del análisis estadístico de fracturación efectuado por Figari y Courtade (1993), se comprobó para la región abarcada por este trabajo y zonas aledañas la presencia de cubetas extensionales o transtensionales, con forma de hemigraben, dispuestas en dirección NO-SE y asociadas a umbrales transversales en base a la obtención de datos de distintas direcciones de fallas. Así, identificaron un conjunto de fallas predominante en dirección NO-SE que relacionaron con la formación de estas cuencas, otro OSO-ENE vinculado a límites internos de las mismas, y por último una dirección subordinada en sentido meridional, la cual se generó posteriormente a las dos mencionadas anteriormente, habiendo provenido los esfuerzos en dirección este-oeste en el último caso.

A continuación (figura 6) presentamos el análisis estadístico de la deformación frágil de la Hoja Los Altares:

En el mismo podemos observar una dirección preferencial de lineamiento que coincide con la regional (NO-SE), a la que se le suma la segunda dirección en importancia que resulta ortogonal (SO-NE) y que responde probablemente a fracturas de alivio. La tercera dirección de deformación frágil tiene un rumbo NNO-SSE; esta forma parte del set de fallas con desplazamiento de rumbo. Finalmente, dos juegos de direcciones separadas a 45° entre ellas y a 60° de la dirección principal indicarían las direcciones preferenciales de los sets en-echelón que pueden observarse en la Hoja.

En resumen, la estructura de la Hoja Los Altares responde a un sistema de tectónica de bloques que afecta fundamentalmente al basamento sobre el que se derraman los grandes volúmenes lávicos y piroclásticos jurásicos, controlando la depositación de las sedimentitas del Jurásico superior y Cretácico. Puede verificarse una evolución policíclica donde dominan tectónicas extensivas acompañadas por fenómenos compresivos e inversiones tectónicas.

El Jurásico inferior a medio presenta una serie de fallas inversas de bajo ángulo que responden a un

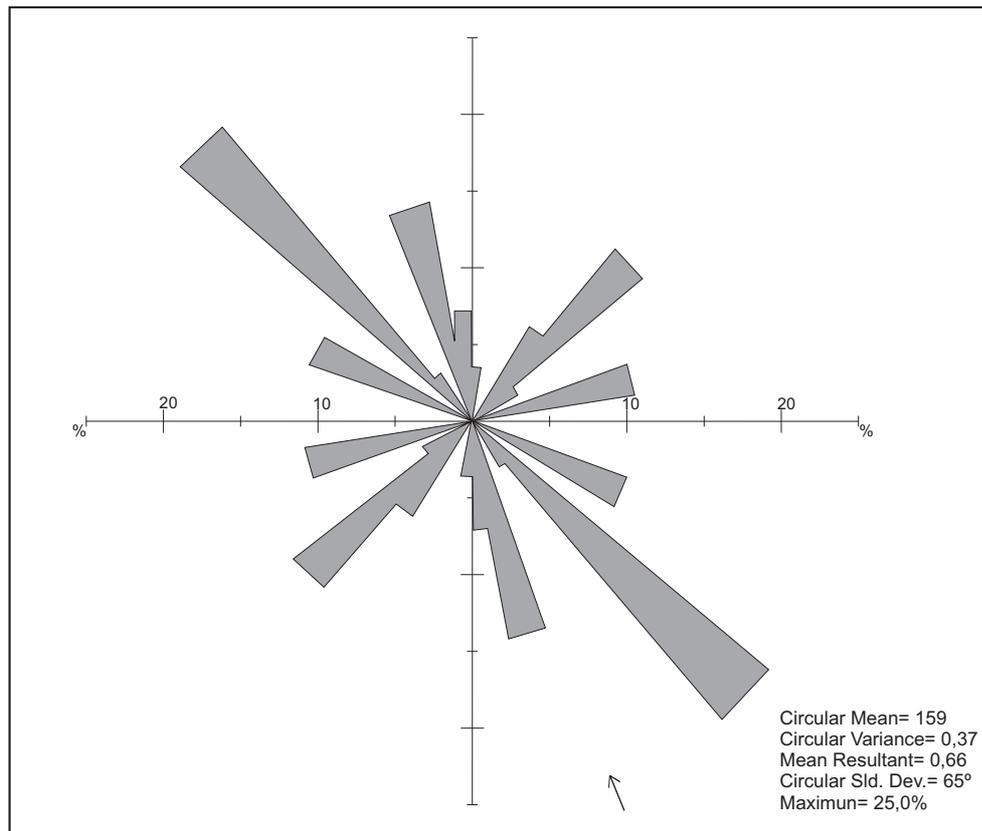


Figura 6. Direcciones preferenciales de deformación frágil de la Hoja Los Altares.

sistema compresivo, mientras que el superior (Formación Cañadón Asfalto) está vinculado a fallas directas producidas por una tectónica extensiva.

Una nueva etapa compresiva se verifica en los suaves plegamientos homoclinales con buzamiento al norte e importante longitud de onda que se observan en el Grupo Chubut y en las secuencias suprayacentes.

3.3. EVOLUCIÓN TECTÓNICA

La superposición de varias fases térmicas y dinámicas dieron como producto el basamento compuesto por metamorfitas y plutonitas (Formaciones Cushamen y Mamil Choique). Estas rocas, junto a otros afloramientos de Chubut y Río Negro que conforman una faja de dirección nor-noroeste, han sido interpretadas como una faja móvil de naturaleza orogénica (Cortés, 1988) del Proterozoico superior-Paleozoico inferior, donde el magmatismo neopaleozoico (Formación Lipetrén) se emplazó a través de un sistema de fallas transcurrentes dextrales de igual dirección bajo un régimen estructural extensional que anticiparía el desmembramiento

de Gondwana (Rapela *et al.*, 1991). Más tarde, fueron denudadas estas rocas como resultado de movimientos diastróficos e importante erosión.

A partir del Triásico superior-Jurásico inferior comenzó el desarrollo de un rifting vinculado a la apertura del Océano Atlántico. Así, en la etapa inicial se produjo el desarrollo del gran plateau ignimbrítico de la Formación Marifil, que en la Hoja sólo conforma asomos aislados en su sector sudoriental mientras que hacia el este presenta una amplia distribución areal. A su vez, este ciclo extensional jurásico, que provoca adelgazamiento de la corteza, está relacionado en una primera etapa con volcanismo y formación de depocentros liásicos (Formaciones El Córdoba, Los Mártires y Osta Arena) en la región que se disponen en forma discordante sobre el basamento meta-intrusivo. Luego, la rotación de estas cubetas falladas da paso al desarrollo de los depósitos volcanoclásticos y efusiones volcánicas del Grupo Lonco Trapial, que en el Jurásico medio a superior son cubiertos en relación de discordancia angular debido a la continuidad del fallamiento (de orientación predominante NO-SE) y rotación de bloques, por las efusiones basálticas y

paquetes sedimentarios lacustres de la Formación Cañadón Asfalto.

Durante el Cretácico, la reactivación de estas fallas principales de rumbo noroeste u otras secundarias da paso a la discordancia angular en la base de los depósitos cretácicos chubutenses. Así, la sedimentación de la Formación Los Adobes presenta un marcado control tectónico, que no es tan evidente en las Formaciones Cerro Barcino y Puesto Manuel Arce que se depositaron posteriormente. En el Cretácico superior el relleno de la cuenca se completa, en el rincón nordeste de la Hoja, con la depositación de sedimentitas fluviales y marinas (Formaciones Puntudo Chico y La Colonia) producto de la ingesión marina de la cuenca del Colorado, y sedimentitas marinas danianas (Formación Salamanca), en el sector sureste de la región, provenientes de la ingesión desde la cuenca del Golfo San Jorge; estas últimas son cubiertas durante el Paleoceno superior por los depósitos continentales fluviales de la Formación Río Chico que asoman en la comarca sólo en el cerro Bororó o Chiquichán.

En el lapso Eoceno-Mioceno se produce una actividad volcánica en un ambiente de intraplaca continental que da origen en un principio, y quizás como respuesta a nuevos esfuerzos extensivos que reactivaron fracturas previas, a los cuerpos básicos intrusivos y efusivos de las Formaciones El Buitre - El Canquel, y luego a las piroclastitas del Grupo Sarmiento y coladas basálticas del Basalto Sierra Rosada, teniendo este último similitud con un volcanismo asociado a un punto caliente (Kay *et al.*, 1993).

La deformación compresiva reactiva algunas fallas preexistentes, invirtiéndolas o desplazándolas lateralmente, y por otra parte genera nuevas fallas inversas con diferente orientación espacial.

4. GEOMORFOLOGÍA

Los principales rasgos geomórficos tienen como agentes dominantes la acción del agua y los fenómenos volcánicos cenozoicos que dejan su impronta en mesetas, cuerpos y necks. Un elevado porcentaje de la superficie presenta rasgos mesetiformes mientras que el resto está ocupado por serranías generalmente bajas (las alturas máximas de la Hoja corresponden a la sierra de los Pichiñanes con picos que no superan los 1100 m s.n.m.) y áreas de piedemonte.

De gran importancia en la Hoja son las geoformas fluviales asociadas al cauce y paleocauce (de mucho mayor desarrollo que el actual) del río Chubut y su escasamente desarrollada red de drenaje. El río Chubut, de carácter permanente, atraviesa la Hoja de oeste a este constituyendo el nivel de base local. Otro curso importante es el arroyo Perdido, de carácter temporario, que desagua en la cuenca del Bajo de la Tierra Colorada ubicada al nordeste de la comarca.

En rasgos generales, se identifica en el paisaje las siguientes geoformas: *planicies estructurales basálticas* (sierras Rosada, de la Ventana y otras) que se reconocen principalmente en el sector norte de la comarca, *deslizamientos rotacionales* que bordean las geoformas mencionadas anteriormente, *planicie estructural volcánica* (lavas, ignimbritas, tobas) y *peneplanicie degradada* elaborados sobre el basamento pre-cretácico, *paisaje de diques* y *chimeneas volcánicas* que involucra rocas básicas del Paleoceno-Eoceno, *paisaje en sedimentitas con control estructural* estando su generación favorecida por la presencia de bancos resistentes (conglomerados, areniscas) presentes en algunos de los depósitos del Grupo Chubut, *áreas con bad-lands* que se originan en depósitos friables del Grupo Chubut y de las formaciones Puntudo Chico, La Colonia, Salamanca, y parte del Grupo Sarmiento del Paleógeno, *paisaje de inversión de relieve* (*paleocauce*) representado por los depósitos clásticos gruesos de la Formación Valenzuela del Pleistoceno, *niveles de terrazas fluviales del río Chubut* y *pedimentos, abanicos aluviales, depósitos coluviales y aluviales, planicies aluviales y playas* que se desarrollan en todo el ámbito de la Hoja.

DESCRIPCIÓN DE LAS GEOFORMAS PRESENTES EN LA REGIÓN

-Planicie estructural basáltica: Este rasgo está formado como consecuencia de los sucesivos derrames de coladas basálticas cenozoicas, dispuestas subhorizontalmente sobre las sedimentitas cretácico-paleógenas, que coronan la parte superior de las sierras Rosada, de la Ventana y cerro Guadal, en el límite norte de la Hoja. Cabe mencionar que se encuentran erosionadas debido a procesos de remoción en masa, quedando en algunas partes sólo remanentes de estas planicies.

Estas sierras o mesetas están conformadas por depósitos sedimentarios-piroclásticos cretácicos

(Grupo Chubut y las Formaciones Puntudo Chico y La Colonia), paleógenos (Grupo Sarmiento) y los basaltos neógenos con los que culmina la parte superior de las mismas.

-Deslizamientos rotacionales: Estos asentamientos se desarrollan a modo de una faja continua que bordea las bardas basálticas, cubriendo y/o enmascarando a distintas unidades del Cretácico (Grupo Chubut y las Formaciones Puntudo Chico y La Colonia) y a depósitos del Paleógeno (Formaciones Salamanca, Río Chico y Grupo Sarmiento).

En estos deslizamientos rotacionales participan bloques basálticos de dimensiones variables que se desprenden de los bordes de las mesetas y cerros mediante superficies de deslizamientos (fallas), desplazándose e inclinándose hacia abajo y atrás con respecto a la pendiente sobre la que se desarrolla el movimiento. También participan rocas sedimentarias de las distintas unidades que pueden llegar a guardar la relación infrayacente original con las rocas basálticas. La generación de estas geoformas se ve favorecida por la existencia de sedimentos finos, poco consolidados, que infrayacen a las rocas basálticas y que son sublavados cuando el agua penetra a través del basalto favoreciendo la rotura y deslizamiento de las rocas.

-Planicie estructural volcánica: Bajo esta denominación se caracteriza el relieve donde afloran las piroclásticas y volcanitas jurásicas y rocas del basamento meta-intrusivo del Precámbrico-Paleozoico, constituyendo lomadas bajas limitadas por fallas como la sierra La Manea y las ubicadas al norte de la sierra de La Cicutá y al sur de la sierra de la Ventana. En cuanto a los bloques La Rueda (Cortés, 1990b), Los Altares (Cortés, 1990b), Pichaud (Panza, 1979) y el ubicado al noroeste de la sierra de Los Paz, así como en la sierra de los Pichiñanes, constituyen un paisaje de peneplanicie degradada, caracterizándose por tener una superficie casi "plana", de lomadas suaves cóncavo-convexas sucesivas, habiendo alcanzado la red hidrográfica el perfil de equilibrio.

La presencia de fracturas y diaclasas en las volcanitas jurásicas, resistentes a la erosión, ejercen un fuerte control estructural en la red de drenaje donde el diseño es rectangular-angular.

-Paisaje en sedimentitas con control estructural: Se identifica en una amplia extensión de la

Hoja, estando conformado por planicies estructurales de poca extensión y escasa altura relativa que se desarrollan en distintos niveles como consecuencia del arrasamiento de los depósitos sedimentarios y piroclásticos estratificados integrantes del Grupo Chubut principalmente. La generación de estas planicies está controlada por la presencia de bancos superiores duros y resistentes (conglomerados, areniscas y tobas compactas), dispuestos en forma horizontal o levemente inclinados, protegiendo a las capas friables infrayacentes, dando como resultado la presencia de mesas y mesillas. Esta alternancia de bancos resistentes y débiles favorece en algunos casos la remoción en masa, bajo la forma de deslizamientos rotacionales y caída de bloques y detritos.

El diseño de la red de drenaje es dendrítico con poco ajuste estructural. El perfil de los valles es suave y tendido con desarrollo de planicies aluviales en los principales colectores de régimen efímero.

-Paisaje de bad-lands: Este paisaje se visualiza al sur y este de las sierras de la Ventana y Rosada respectivamente, donde afloran depósitos sedimentarios y piroclásticos del Grupo Chubut y de las formaciones senonianas Puntudo Chico y La Colonia. El relieve se caracteriza por tener suaves lomadas, redondeadas, de poca altura relativa y cubiertas, en general, por su propio detrito dando un paisaje de bad-lands; estas lomadas se encuentran totalmente desprovistas de vegetación. En sectores, es común la formación de superficies de erosión (pedimentos) sobre estos depósitos. El drenaje es de diseño centrípeto estando pobremente integrado.

-Paisaje de inversión de relieve (paleocauce): Se trata de un paleocauce de forma elongada formado por inversión de relieve que se observa en el rincón sudoeste de la comarca. Se compone de depósitos epiclásticos gruesos, que se extienden con una dirección noroeste-sureste y una altura del orden de los 450 m, conformando el primer nivel de agradación en la comarca. Estos depósitos representarían un antiguo cauce del río Chubut (Cortés, 1988) que drenaba sus aguas hacia la depresión de la Gran Laguna Salada (ubicada al sureste de la Hoja), ya que se extienden desde el codo de este río hacia la laguna mencionada (com. verbal. Panza en Cortés, 1988).

-Pedimentos (Niveles I, II, III e indiferenciados): En el sector oriental de la Hoja

se identificaron tres niveles de pedimentos que han sido elaborados con relación al Bajo de la Tierra Colorada, siendo los más elevados topográficamente los más antiguos (Nivel I) y los más modernos (Nivel III) los más bajos. Como pedimentos indiferenciados se incluyeron los desarrollados en las pendientes de las planicies de depósitos aluviales, en las partes distales de los depósitos de remoción en masa que contornean las bardas basálticas así como en las márgenes de elevaciones de terrenos sedimentarios.

En sentido amplio, estas superficies de erosión de diversas dimensiones y ubicadas en distintos niveles se observan en todo el ámbito de la comarca, desarrollándose sobre depósitos sedimentarios-piroclásticos del Cretácico y Paleógeno. Estas geoformas son casi planas, inclinando suavemente y están cubiertas por una delgada capa de sedimentos.

-Abanicos aluviales, depósitos coluviales y aluviales: Con esta denominación se agruparon los conos aluviales y bajadas así como las geoformas producidas por la acumulación de coluvio que se distinguen en todo el ámbito de la comarca.

-Planicies aluviales: Esta geoforma se identifica a lo largo y ancho del curso del río Chubut que atraviesa la comarca de oeste a este, llevando agua en forma permanente. También se identifica en los arroyos Perdido y Mirasol Chico cuyos cursos de agua son efímeros, teniendo agua en la estación de lluvias (invierno) generalmente; el primero presenta en planta forma de "U" amplia, cruzando el centro-norte de la comarca, mientras que el segundo separa la sierra de La Colonia de la de Los Tehuelches. Estas geoformas también llegan a individualizarse en cursos efímeros de dimensiones menores.

La planicie de inundación del río Chubut presenta un ancho máximo del orden de los 4000 m al sur del establecimiento Craig; por el contrario, tiene un ancho mínimo entre 250 y 500 m en los alrededores de Los Altares y la estancia El Tamarisco. Este río es de diseño meandriforme, identificándose en su planicie aluvial meandros abandonados. En cuanto a la sección transversal del valle, es variable de acuerdo con las distintas características litológicas de las rocas que atraviesa. Cuando lo hace por rocas de la secuencia volcánica jurásica el valle es angosto, con paredones abruptos y altos, siendo la planicie aluvial angosta. En cambio, cuando cruza las rocas friables del Grupo Chubut el ancho del va-

lle es mayor con el desarrollo de una amplia planicie aluvial en el que el río divaga libremente.

En ciertos tramos el curso del río Chubut está controlado por fallas regionales como ocurre cuando atraviesa los bloques Los Altares y Pichaud.

-Playas: Presentan una superficie llana con suaves inclinaciones hacia el centro o parte más profunda de la depresión, teniendo la red de drenaje diseño centrípeto. Cuando están rellenas por cuerpos de agua, éstos son de carácter temporario, generándose en épocas de lluvias; pueden estar ocupados por barreales de poca profundidad. Como ejemplo se citan los situados al sur de la ruta provincial N° 40 y al norte de la sierra Chiquichán.

Panza (1979) interpretó el origen de los bajos sin salida, presentes en las zonas donde predominan rocas friables con intercalaciones de bancos mas resistentes plegados en suaves anticlinales y sinclinales, como el resultado de la combinación de control estructural (principalmente plegamiento) y litológico. En general estas depresiones se encuentran alargadas en el sentido de los ejes del plegamiento, en donde el núcleo del anticlinal ha sido erosionado y los flancos, de poca inclinación, forman el borde del bajo. Este autor consideró que el proceso de sublavado pudo haber actuado en el comienzo de la formación del bajo, produciendo el hundimiento del estrato resistente que formaba el techo del anticlinal. En menor medida, estas geoformas se alinean según líneas estructurales.

Dados los fuertes vientos imperantes en la región, el proceso de deflación, asociado a meteorización física y química, lavaje en manto, acción fluvial y otros factores, es posiblemente el agente principal en la remoción del material suelto y la elaboración de bajos. El conjunto de estos factores ayuda a la destrucción de la roca base y por ende al ensanchamiento y profundización de los bajos.

-Terrazas fluviales del río Chubut (Niveles I, II, III, IV y V): Se identifican en ambas márgenes del río Chubut, representando superficies topográficas que señalan niveles anteriores de fondo de valle. La totalidad de los cinco niveles diferenciados se ven en el límite oeste de la Hoja, sobre la margen derecha de este río.

-Escarpas de erosión: Se denominaron así a los escalones que separan los distintos niveles de terrazas del río Chubut. Escarpas de erosión activas, mucho más destacadas, hay en el borde de las mesetas basálticas.

-Paisaje de diques y chimeneas volcánicas: Bajo esta denominación se incluyen los diques de composición básica alcalina y de forma alargada en planta que atraviesan a los depósitos pertenecientes al Grupo Chubut principalmente. Se observan en el área de Cabeza de Buey, tanto al norte como al sur del río Chubut. Estos cuerpos se ponen de manifiesto debido a la erosión diferencial. En algunos sectores llegan a formar pequeños “devil walls”.

También forman parte de este paisaje los cerros aislados, formados por rocas básicas alcalinas de carácter intrusivo-extrusivo tales como El Buitre, Parva, Ponte, León, El Indio, del Carmen, Bastatini, Las Boleadoras, Degollado y las sierras Chiquichán, Chata y de Los Paz entre otros.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Como respuesta a eventos térmicos y dinámicos sobre un ambiente de plataforma estable quedó constituido parte del basamento de la comarca representado en este caso por las calizas cristalinas del Miembro El Escorial (Formación Cushamen). Durante el Paleozoico se emplazó un ciclo magmático donde el plutonismo fue representado en un principio por cuerpos de naturaleza diorítica-tonalítica (Formación Mamil Choique), dando lugar más tarde a intrusivos hipabisales (Formación Lipetrén) graníticos (luego cataclizados), granófiros y pórfidos ácidos que terminó con la generación de diques y venas de pegmatita que afectaron tanto a las rocas plutónicas como a las hipabisales. Este último magmatismo neopaleozoico se emplazó a través de un sistema de fallas transcurrentes dextrales, de dirección NO-SE, en un régimen estructural extensional que anticiparía el desmembramiento de Gondwana (Rapela *et al.*, 1991). Otra interpretación es que representarían un emplazamiento de intraplaca o la etapa póstuma de los eventos magmáticos del ciclo orogénico paleozoico (López de Luchi *et al.*, 2000). En cuanto a las dos primeras unidades (Formaciones Cushamen y Mamil Choique), fueron interpretadas como resultado del evento colisional Tacónico entre Laurentia y Gondwana, cuyos productos sincolisionales estaban representados por las rocas metamórficas y migmatitas, derivadas de la anatexis local de un protolito de grauvacas, pelitas y areniscas cuarzosas, incluyendo además a los granitoides sintectónicos de Mamil Choique (Dalla Salda *et al.*, 1994).

A partir del Triásico superior-Jurásico inferior y hasta finales del Cretácico la región estuvo relacio-

nada con la apertura del Atlántico, imperando un régimen extensivo con atenuamiento cortical que produjo el desarrollo del gran plateau ignimbrítico de la Formación Marifil, que en la Hoja sólo conforma asomos aislados en el sector sudoriental. Durante el Liásico este ciclo extensivo dio paso a la formación de depocentros donde se acumularon los depósitos volcánicos y volcanoclásticos de las formaciones Los Mártires, El Córdoba y Osta Arena. Por otra parte, el proceso de subducción imperante en el margen occidental del continente desarrolló un arco volcánico que quedó manifestado por las lavas e ignimbritas predominantemente mesosilíceas del Grupo Lonco Trapial (Jurásico medio). En base al estudio petrológico del Jurásico volcánico del Chubut central se interpretó a este cinturón volcánico, por su edad, composición química y paleogeografía, como el brazo oriental del “Arco Magmático Jurásico”, representando las rocas básicas de Tepuel y Tecka y las sedimentitas jurásicas inferiores, localizadas hacia el oeste del mismo (fuera de los límites de la Hoja), la extensión de intraarco (Page y Page, 1993).

En el Jurásico medio y parte del superior, como respuesta a la progresiva fracturación y rotación de bloques, se desarrolló el rift de Cañadón Asfalto (Figari y Courtade, 1993) con inicio de volcanismo basáltico y depositación en los bajos tectónicos de las sedimentitas lacustres de la Formación Cañadón Asfalto.

A fines del Jurásico y como consecuencia de la Fase Araucánica final, nuevos esfuerzos extensivos deformaron y reactivaron principalmente las fracturas preexistentes, estructurando la secuencia jurásica de manera que se formaron depresiones tectónicas de variadas dimensiones que controlaron la depositación de las sedimentitas y piroclastitas pertenecientes al Grupo Chubut, de edad cretácica.

Al final del Cretácico y como resultado de la Fase Principal de los Movimientos Patagónicos, la región estuvo sometida a esfuerzos compresivos que reactivaron fracturas del basamento preexistente ocasionando suaves pliegues y flexuras a la cobertura cretácica sedimentaria. En las nuevas depresiones originadas se depositaron, durante el Campaniano hasta el Daniano, las sedimentitas fluviales de la Formación Puntudo Chico y las epiclastitas basales de origen lacustre de la Formación La Colonia, que pasa hacia arriba a representar un ambiente marino marginal cuya ingresión provino de la cuenca del Colorado. Ambas unidades están representadas en el cuadrante nororiental de la Hoja. En el Daniano superior la ingresión marina atlántica

pero proveniente de la cuenca del Golfo San Jorge (quizás relacionada a la acción de la fase Patagónica Final) dio origen a los depósitos de la Formación Salamanca. Estas intrusiones representarían episodios de mar alto en un margen continental pasivo (Ramos, 1999). Con la regresión, en el Paleoceno superior, se instaló un ambiente terrestre fluvial depositándose las sedimentitas de la Formación Río Chico.

Principalmente durante el Eoceno y posiblemente como respuesta al accionar de la Fase Mapúchica (González Díaz, 1979) del ciclo Ándico, actuaron esfuerzos extensivos que pudieron haber reactivado fracturas preexistentes permitiendo el emplazamiento de cuerpos intrusivos y extrusivos de carácter alcalino conocidos con el nombre de Formaciones El Buitre - El Canquel. Este volcanismo se encuadró dentro de un ambiente de intraplaca continental y como consecuencia al desplazamiento tangencial entre las placas Farallón y Sudamericana (Alric, 1996). A fines de esta época aumenta la actividad volcánica, siendo en un principio piroclástica (Grupo Sarmiento) y luego de tipo lávica, ya que el aumento de volcanismo de intraplaca como consecuencia de la Fase Incaica - ciclo Ándico - (Steinmann, 1929) dio lugar a la emisión de las coladas del Basalto Sierra Rosada. Estas fueron atribuidas a la existencia de un punto caliente o hot-spot sobre la base de sus características petrológicas y geoquímicas (Kay *et al.*, 1999). La disminución de esta actividad volcánica estaría relacionada con la Fase Pehuénchica - ciclo Ándico - (Yrigoyen, 1976).

A partir del Oligoceno tardío se depositaron las "Arcosas, Cuarzitas y Coquinas" de ambiente de transición marino somero a fluvial que asoman en el cerro Bororó o Chiquichán, las que se relacionan a la transgresión marina conocida con el nombre de "Patagónica" (Panza, 1979), resultante de un ascenso eustático global iniciado en esos momentos (Malumián, 1999). En esta misma localidad son cubiertas por un basalto olivínico denominado Formación Chiquichán que representó un episodio básico post oligoceno, casi con seguridad mioceno.

A fines del Neógeno y en el Pleistoceno se produjeron reactivaciones originándose como consecuencia períodos de erosión y posterior agradación. Así, en el Plioceno superior se formaron extensas planicies aluviales pedemontanas como consecuencia de la erosión del relieve serrano, denominadas Formación Pampa Sastre, que asoman en el extremo sur de la sierra de La Colonia, en el límite nordeste de la Hoja. Durante el Pleistoceno (Fase Diaguítica, Yrigoyen, 1976) se depositaron los sedimentos de la Formación Valenzuela relacionados con

un antiguo cauce del río Chubut. También en esta época, y extendiéndose al Holoceno, comenzaron a actuar procesos de remoción en masa relacionados con la destrucción de las mesetas basálticas, procesos de pedimentación con relación al bajo de la Tierra Colorada y al río Chubut, y erosión fluvial con el desarrollo de terrazas fluviales a lo largo de dicho río. En el Holoceno actúan en la comarca procesos de remoción en masa y erosión fluvial.

6. RECURSOS MINERALES

INTRODUCCIÓN

La Hoja Los Altares presenta interesantes posibilidades mineras tanto en minería de metalíferos como de no metalíferos e incluso materiales de aplicación.

Los recursos metalíferos más importantes y conocidos son los de uranio. Son yacimientos sedimentarios (Los Adobes) o asociados a volcanismo subaéreo (Laguna Colorada); todos tienen edad cretácica y se localizan en el Grupo Chubut. Fueron explotados varios prospectos (Los Adobes y minas próximas) y otros se encuentran en exploración y evaluación.

Otros recursos metalíferos conocidos son cobre, molibdeno y manganeso, pero es la probabilidad de hallazgo de mineralización aurífera la que demanda mayor atención. El volcanismo andesítico jurásico de Lonco Trapial presenta prospectos de minería de oro en sectores próximos; la génesis de estos depósitos es epitermal posiblemente de baja sulfuración. Se considera de importancia una evaluación de las anomalías en el ámbito de la Hoja.

Dentro de los minerales industriales, son conocidas las minas de baritina asociadas al basamento metamórfico. El caolín y las arcillas son dignas de una evaluación debido a la alta calidad que presentan; se distribuyen en el valle inferior del río Chubut y se vinculan con la Formación Marifil. También se conocen fluorita y calizas cristalinas, además de arenas y gravas fluviales. Se menciona la existencia de hermosas geodas de tamaño variado asociadas al volcanismo jurásico, que posibilitan una extracción artesanal.

DEPÓSITOS METALÍFEROS

Cobre

En una amplia superficie de la Hoja Los Altares es frecuente observar indicios de mineralización de

óxidos de cobre asociados a volcanitas jurásicas, probablemente como una fase póstuma de alteración hidrotermal sobre sulfuros primarios. Esta mineralización se localiza en venillas producidas por brecha hidrotermal y rara vez poseen un espesor que las torne interesantes desde un punto de vista económico; sin embargo son buenas guías para la prospección de minerales primarios, incluyendo sulfuros y oro.

Hay dos antiguos pedidos de cateo a 350 m al nordeste del puesto Mancucci que se denominaron minas La Quebrada y Sandrita. El mineral portador es celadonita con cuarzo.

Proserpio (1987) mencionó tres rajos pequeños sobre una vena de carbonatos y minerales oxidados de cobre de tipo stockwork sobre el que se realizó un muestreo orientativo determinando malaquita, cuprita, tenorita y cobre nativo, además de sulfuros relícticos. Indicó que las rocas de caja son las andesitas del Grupo Lonco Trapial.

Las minas más próximas informadas se encuentran en las proximidades de Paso de Indios (Cateo Olte y Antonio III) donde la mineralización se presenta vetiforme, diseminada y, a veces, en stockwork.

Manganeso

Hay un cateo registrado en la ladera oeste del cerro Crique denominado mina Florencia. La mineralización se encuentra en arcillas limosas del Grupo Chubut y forma un banco sub-horizontal de 0,5 m de potencia; el mineral portador es pirolusita (Pesce, 1977).

Molibdeno

En los testigos de la mina de uranio Cerro Solo se determinaron cantidades importantes de este metal, que se presenta como jordisita e ilsemannita con leyes que promedian 0,2% junto con anomalías de renio (CNEA, 1998). Se sugiere una prospección detallada para evaluar estos recursos.

Oro

En el área que abarca la Hoja es bien conocida la vinculación de anomalías de oro con las volcanitas del Grupo Lonco Trapial. El oro suele presentarse en vetas, generalmente acompañado por plata y cobre y con menor frecuencia por plomo y zinc.

Las minas más próximas se encuentran en los distritos Cerro Risquero, Telsen y Paso de Indios. Dada la similitud de las características morfogénicas y la amplitud areal del fenómeno se considera de importancia una evaluación del recurso en el sector. A la fecha se han enviado a analizar muestras de volcanitas afectadas por alteración hidrotermal; está pendiente la entrega de los resultados.

Estos yacimientos son epitermales probablemente de baja sulfuración con distintas profundidades de emplazamiento.

Uranio

Los yacimientos localizados en la Hoja Los Altares fueron incluidos por Fuente y Gayone (1999) en el distrito uranífero Pichiñán. Dentro de éste los más conocidos son Los Adobes, Cerro Solo y Cerro Cóndor (inmediatamente al O de la Hoja, 43°25' S y 69°04' O), aunque cabe destacar que toda el área presenta anomalías radimétricas.

Litológicamente se localizan en las facies conglomerádicas, areniscosas y pelíticas del Miembro Arroyo del Pajarito de la Formación Los Adobes del Grupo Chubut. En el caso de Los Adobes y Cerro Solo, la mineralización se ubica en las areniscas conglomerádicas limitadas por dos niveles tobáceos finos, y en Cerro Cóndor se concentra en la fracción psamo-psefítica que adquiere geometría lenticular.

Morfológicamente la mineralización se ubica en bolsones tabulares de 80 m x 100 m con espesores de hasta 10 metros. En Cerro Solo la mineralización se ubica entre 60 y 120 m de profundidad.

Las especies uraníferas incluyen autunita, meta-autunita, fosfuranilita, schroeckeringerita, uranofano y carnotita con textura de relleno en el yacimiento Los Adobes. Hay vanadatos y silicatos de uranio hexavalente (tyuyamunita, carnotita, uranofano, ranquilita, etc.) en Cerro Cóndor, que indican un paleoambiente formacional árido y con alta tasa de evaporación, mientras que en Cerro Solo se hallan uraninita, uranopilita y coffinita.

Genéticamente estos yacimientos responden al modelo de Dahlkamp (1993) "epigenéticos - supergénicos hospedados en sedimentos continentales", en este caso areniscas cretácicas con yacencia tabular a lenticular. Para Los Adobes y Cerro Cóndor el ambiente de formación es de oxidación, mientras que para Cerro Solo es reductor actuando la materia orgánica como medio complejante.

El distrito fue objeto de prospección aérea por parte de la CNEA a partir de 1960. La malla cubrió cerca de 20.000 km²; allí se reconocieron las anomalías de Cerro Chivo, Los Adobes, Cerro Cóndor y Lagunitas Puesto Alvear, entre las más importantes. A partir de la exploración de campo se dio inicio al yacimiento Los Adobes.

En 1971 se realizó un relevamiento aeroradimétrico en las proximidades de Los Adobes, donde surgió Cerro Solo. Desde 1972 hasta la finalización de los trabajos de exploración de la CNEA se perforaron en el distrito 163.226 metros.

El sistema de explotación siempre fue a cielo abierto, en el caso de Los Adobes mediante escalones de 2 m de potencia cada uno (Navarra, 1976), y en Cerro Cóndor escarificado y topado con extracción selectiva (Gallucci, 1980).

Los Adobes produjo mineral con una ley media de 1,41% de U₃O₈ (Navarra, 1976) y Cerro Cóndor 0,92% de U₃O₈ (Gallucci, 1980). Cerro Solo no fue explotado; la ley promedio alcanza el 0,5% de U (Fuente y Gayone, 1999).

Las minas e instalaciones se encuentran a la fecha sin actividad; sin embargo las anomalías existen. En cuanto a las pilas de lixiviación tapadas mediante cantos rodados a pocos metros del cauce del río Chubut (foto 22), ameritan la necesidad de un monitoreo ambiental periódico.

Otras manifestaciones de uranio en la Hoja Los Altares corresponden al yacimiento Laguna Colorada, que a diferencia de los anteriores se asocia genéticamente a volcanismo subaéreo; y a la manifestación Bardas Coloradas que se localiza en el Miembro Cerro Castaño del Grupo Chubut y fuera mapeada por Gayone y Bianchi (1988). En las proximidades de El Mirasol fueron reconocidas las anomalías El Mirasol Norte y El Mirasol Sur en la Formación Puesto Manuel Arce (CNEA, 1998).

MINERALES INDUSTRIALES

Áridos

Panza (1979) mencionó la extracción de arenas y gravas fluviales de las terrazas II y III en las proximidades de la estancia Crestef como préstamo para la pavimentación de la ruta nacional 25. En las proximidades de la localidad de Paso de Indios se han observado pequeñas extracciones artesanales de gravas.

Baritina

Las mineralizaciones de baritina constituyen, luego del uranio, la especie minera más extraída de la Hoja. Las mismas se restringen a los afloramientos del basamento (Formación Mamil Choique) en el límite oeste y su explotación culminó a fines de 1999, debido a cambios en la demanda.

El distrito es conocido como “La Baritina” e incluye las minas Piedras Blancas, La Intermedia y El Mapuche. Las labores son superficiales (foto 23) y subterráneas, contándose más de 60 m de galerías que alcanzan los 14 m de profundidad (Proserpio, 1987); muchas de ellas se encuentran derrumbadas o tapadas y algunos están inundadas.

La baritina se presenta en vetas y en stockwork; el rumbo general es este-oeste con control estructural (probable dirección de falla). La potencia máxima de las vetas no supera los 2 m y la corrida llega a un kilómetro. Las reservas alcanzarían las 10.800 t (Proserpio, 1987).

Estudios petrográficos realizados en el sector mineralizado muestran una roca de caja volcánica cruzada por venillas de baritina. Las venillas tienen carácter post-cinemático, con un ancho de 0,6 cm; se observan venillas secundarias ortogonales de alivio. La textura es de tipo corte y relleno y los minerales que se encuentran en ellas son baritina y carbonatos.

Los cristales de baritina superan los 2 mm, y se encuentran débilmente alterados a material arcilloso. Los carbonatos están límpidos y se hallan en cristales euhedrales de más de un milímetro; algunos presentan mayor grado de alteración debido probablemente a su diferente composición química.

La vena está compuesta de un 60% de carbonatos y un 40% de baritina; esta última se ubica en el centro de la misma indicando su paragénesis posterior a los carbonatos donde también pueden observarse numerosos opacos.

La génesis de la mineralización respondería a un sistema extensivo hidrotermal; las venillas ortogonales tienen una composición igual a la de las vetas primarias pero con menos baritina. La roca de caja corresponde a una andesita propilitizada que fuera afectada por una fuerte alteración hidrotermal.

En el flanco sur de la sierra de Los Tehuelches, Pesce (1977) mencionó un banco conglomerádico perteneciente a la Formación Puntudo Chico que presenta pequeños bolsones mineralizados asociados a caolines.

Cabe mencionar que en el estudio petrográfico de una muestra de la Formación Los Mártires, ex-

CUADRO - RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES. HOJA 4369-IV- LOS ALTARES.

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y	1:100.000					
1	Uranio	Los Adobes	Sierra de los Pichiñanes	43° 21' S	68° 46' O	4369-28	Sedimentitas	Grupo Chubut	Cretácico inferior	Aut - Maut - Fos - Scho - Uran - Car	Cielo abierto - escalones
2	Uranio	Cerro Solo	Sierra de los Pichiñanes	43° 23' S	68° 46' O	4369-28	Sedimentitas	Grupo Chubut	Cretácico inferior	Urn - Urp - Coff	Cielo abierto - escalones
3	Baritina	Piedra Blanca 1 y 2	Sierra de los Pichiñanes	43° 27' S	68° 58' O	4369-28	Granitoides, migmatitas	Formación Mamil Choique	Paleozoico inferior	Ba - Crb	Trincheras
4	Uranio	Bardas Coloradas	SO Estancia Las Golondrinas	43° 52' S	68° 46' O	4369-34	Piroclastitas	Grupo Chubut	Cretácico inferior		
5	Sal	San Eduardo	SO Estancia Las Golondrinas	43° 55' S	68° 49' O	4369-34	Evaporitas		Recente		
6	Mármol	Altura, Don Daniel, Don Walter, Rafaelita	El Escorial	43° 06' S	68° 31' 30" O	4369-22	Calizas cristalinas	Formación Cushamen	Proterozoico superior		
7	Uranio	La Quebrada	S Estancia Bella Vista	43° 53' S	68° 37' O	4369-34	Piroclastitas	Grupo Chubut	Cretácico inferior		
8	Uranio	Laguna Colorada	SE Laguna La Salina	43° 58' S	68° 44' O	4369-34	Piroclastitas	Grupo Chubut	Cretácico inferior	Bol - Scho - Uran	
9	Baritina	Marí Marí	NE El Mirasol	43° 11' S	67° 36' O	4369-24				Ba	

Abreviaturas: Aut: autunita; Ba: baritina; Bol: boltwoodita; Car: carnotita; Coff: coffinita; Crb: carbonato; Fos: fosfuranilita; Maut: meta-autunita; Scho: schroeckingerita; Uran: uranofano; Urn: uraninita;



Foto 22. Cobertura de las pilas de lixiviación del yacimiento Los Adobes, sobre las márgenes del río Chubut.



Foto 23. Mineralización hidrotermal de baritina vinculada a metamorfitas del basamento y volcanitas jurásicas. Extremo sur de la sierra de los Pichifanes.

traída sobre el inicio de la huella que se dirige hacia la estancia Aguada del Toro, se identificó baritina en rocas andesíticas (Fernández, 2000), cuyos asomos se presentan bastante fracturados y son de color violáceo con textura porfírica. La baritina se encuentra diseminada en secciones anhedrales, teniendo en algunos casos estructura en tablas. Se infiere que podrían corresponder a baritina original los sectores de la roca que aparecen diseminados y reemplazados por cuarzo granular enturbiado por óxidos.

Calizas cristalinas

Forman parte del Miembro El Escorial de la Formación Cushamen, y afloran en tres cuerpos elongados de rumbo norte-sur y corridas de 600, 2.000 y 500 m (Proserpio, 1987). Fueron explotadas sólo esporádicamente y se estimó una reserva del orden de 5,2 Mt (Proserpio, 1987).

Caolín y arcillas

En la Hoja Los Altares Pesce (1977) mencionó manifestaciones en el flanco sur de la sierra de los Tehuelches, asociadas a mineralización de baritina. En arcillas bentoníticas de la Formación La Colonia se realizaron análisis de difracción de rayos X, que dieron como resultado 70% montmorillonita, 20% caolinita y 10% de illita. La extensión y facilidad de extracción del recurso lo torna interesante desde el punto de vista económico.

Sin duda las concentraciones de caolines son numerosas y se distribuyen a lo largo del curso del río Chubut inferior. Han sido bien estudiadas hasta las proximidades del Dique Ameghino (Domínguez y Cravero, 1999), localizándose en la Formación Marifil. Arcillas caolínicas se alojan en la Formación Salamanca como depósitos sedimentarios por retrabajo de los caolines in situ de la Formación Marifil, por lo que se encuentran en afloramientos situados encima de esta última unidad. Esta característica se da en áreas vecinas, pero no en el área de la Hoja.

Un dato importante es la excelente calidad de las arcillas conocidas, tanto para moldeo como para papel, y las grandes reservas en los sectores reconocidos.

Fluorita

La fluorita tiene una amplísima distribución en el norte de la Patagonia (provincias de Río Negro y Chubut) asociada al Macizo de Somuncurá; tanto es así que Aliotta (1999) consideró que los depósitos

de este mineral constituyen una “provincia” fluorítica con características propias. Sin embargo en el área de la Hoja aparece en forma esporádica. Al noroeste del establecimiento Mancucci hay dos cateos solicitados que reciben el nombre de minas Argentina y Eugenia; según Pesce (1977), estos yacimientos tienen un control estructural dado por una falla subhorizontal. El mineral se distribuye en venas que no se continúan en profundidad.

En general los yacimientos están genéticamente vinculados con la Formación Marifil, escasamente representada en la Hoja, pero existen numerosas excepciones (mineralización hospedada en metamorfitas, migmatitas, granitoides y hasta en conglomerados del Grupo Chubut). Están controlados estructuralmente coincidiendo con las direcciones regionales y presentan texturas de relleno (crustificadas, en escarapela y coliformes); es normal observar una estratificación subhorizontal con respecto a las paredes de la veta.

Las venas son mineralógicamente simples; presentan fluorita, calcedonia y cuarzo. Los colores, tamaños y formas de las fluoritas son completamente variables.

Estudios compilados por Aliotta (1999) indican que la temperatura de formación de la fluorita, determinada sobre la base de inclusiones fluidas, se aproxima a los 200°C, mientras que la salinidad fue de un 2% en peso equivalente de NaCl, las condiciones de eH responden a un ambiente oxidante y la profundidad de emplazamiento no más de 1000 metros.

El modelo genético responde a yacimientos epitermales asociados con el complejo efusivo mesozoico.

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

La Hoja Los Altares presenta varios sitios que merecen ser citados debido al interés científico, didáctico y/o turístico que representan.

Los Altares

Paraje del cual deriva la denominación de la Hoja. Geoformas de erosión sobre las piroclásticas cretácicas del Grupo Chubut originan una serie de columnas y paredones verticales coronados por cornisas volantes y numerosas veces afectados por derrumbamiento, que presentan un notable atractivo paisajístico. Estos pilares tienen una distribución areal del orden de los 10 km² y se observan fundamental-

mente en la margen izquierda del río Chubut, al N-NO de Los Altares.

Las exposiciones están muy bien representadas sobre la ruta Nacional N° 25 en el tramo que se localiza al oeste de los Altares (foto 10). En esta area las columnas alternan estratos de distintas gamas de amarillos rojizos y los paredones alcanzan una importante altura; llama particularmente la atención “el barco” que se encuentra sobre la ruta 25 a unos 8 km al oeste de Los Altares.

Los Altares revisten también interés estratigráfico por las buenas exposiciones de volcanitas jurásicas sobre las que se depositaron sedimentitas cretácicas en relación de discordancia angular.

Valle del río Chubut en Cañadón Carbón

Sector de interés estratigráfico por observarse buenas exposiciones de la sucesión volcánica jurásica (foto 4), así como de la secuencia epi-piroclástica del Grupo Chubut.

Cerro Bororó o Chiquichán

En este lugar se presenta la mejor exposición y el mayor espesor de las sedimentitas marinas danianas de la Formación Cerro Bororó (Andreis et al., 1973) o Formación Salamanca de acuerdo con la nomenclatura utilizada en este informe. También posee interés paleontológico por la presencia de restos de troncos fósiles así como de conchillas marinas.

En este sitio además se encuentran los únicos asomos de sedimentitas continentales de la Formación Río Chico y rocas básicas de la Formación Chiquichán.

Paraje Barrio Chino

Denominación dada por los pobladores de El Mirasol debido a que en este lugar se observan una serie de pilares, en forma de “casas chinas”, originados por agentes erosivos sobre las sedimentitas de las Formaciones Bayo Overo y Salamanca, presentando de esta manera interés estratigráfico, geomorfológico y también turístico.

Arroyo Mirasol Chico

Tiene interés paleontológico por ser una importante localidad fosilífera, cuna del *Carnotaurus*

Sastrei (Bonaparte, 1985) del Cretácico superior hallado en la parte inferior de depósitos pertenecientes a la Formación La Colonia, en el faldeo sur de la sierra homónima (foto 24).

También se han encontrado en esta misma unidad peces de agua dulce, tortugas, cocodrilos y plesiosaurios marinos, así como plantas y tetrápodos continentales.

Además, tiene interés estratigráfico por encontrarse bien representado el perfil de las unidades sedimentarias del Cretácico superior, observándose el pasaje, mediante relación de discordancia angular de bajo ángulo, entre el Grupo Chubut y las Formaciones Puntudo Chico y La Colonia suprayacentes.

Recientemente fue hallado un importante yacimiento fosilífero en capas de la Formación La Colonia, en la ladera norte de la sierra de los Tehuelches, por el equipo de paleontólogos del Museo Egidio Feruglio de Trelew (Chubut).

El Buitre

Área de interés estratigráfico donde se encuentran los afloramientos de la formación homónima. Aquí fue definido el perfil tipo que ejemplifica la presencia de rocas básicas paleógenas, de afinidades alcalinas, que constituyen diques, coladas y cuerpos intrusivos. Estos cuerpos cubren e intruyen a rocas sedimentarias cretácicas y/o danianas (fotos 16, 18 y 19), siendo reconocidos en todo el ámbito del Chubut extraandino. Dentro de la Hoja son similares y más accesibles los afloramientos de Cabeza de Buey.

También este sitio tiene interés paleontológico por el hallazgo del primer mamífero docodonte conocido en Sudamérica (Pascual *et al.*, 2000) en sedimentitas de la Formación La Colonia.

El Pueblito

Esta área presenta interés estratigráfico por las buenas exposiciones de los paquetes de la unidad Bayo Overo e interés geomorfológico y paisajístico dado que los asomos tienen forma de “antiguas casonas”.

El Escorial

Reviste interés desde el punto de vista minero y científico, ya que en esta localidad asoman tres fajas alargadas de calizas cristalinas contenidas den-



Foto 24. Vista panorámica de la sierra de la Colonia y del cerro El Buitre (derecha). Foto tomada desde la sierra de los Tehuelches.

tro del basamento metaintrusivo de la Formación Mamil Choique (foto 1).

Los Adobes

Este lugar presenta alto interés minero debido a que mineral de uranio alojado en el miembro inferior de la Formación Los Adobes fue explotado en el pasado por la Comisión Nacional de Energía Atómica. Dicha actividad se encuentra actualmente desactivada aunque el recurso sigue existiendo, comprobándose anomalías radimétricas tanto en sectores cercanos como más alejados.

Sierra de los Pichiñanes

Presenta interés estratigráfico por las exposiciones del basamento cristalino, de edad precámbrica-paleozoica, y su relación con las volcanitas jurásicas y sedimentitas cretácicas suprayacentes que lo cubren discordantemente. En el área pueden observarse extensos afloramientos de anatexitas con distintos grados de evolución (fotos 2 y 3).

También posee interés minero debido a que se localizan en estas rocas varios yacimientos de baritina (foto 23), entre ellos el yacimiento La Baritina, que fue explotado mediante labores subterráneas terminando de producirse su cierre a mediados de 1999.

BIBLIOGRAFÍA

- ALIOTTA, G., 1999. Yacimientos de fluorita de Río Negro y Chubut. En Recursos Minerales de la República Argentina, Editor: E. Zappettini. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales N° 35: 1239-1247.
- ALRIC, V.I., 1996. Los Basaltos portadores de Xenolitos aflorantes en las localidades Paso de Indios y Cerro Cóndor, Departamento de Paso de Indios, provincia de Chubut. Universidad Nacional de la Patagonia "San Juan Bosco". Tesis Doctoral.
- ALRIC, V.I., M.J. HALLER, G. FÉRAUD, H. BERTRAND y M. ZUBIA, 1996. Cronología Ar⁴⁰-Ar³⁹ del volcanismo jurásico de la Patagonia Extraandina. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 243-250
- AMEGHINO, C., 1890. Exploraciones geológicas en la Patagonia. Instituto Geográfico Argentino, Boletín N° 11.
- ANDREIS, R.R., 1977. Geología del área Cañadón Hondo, Depto. Escalante, provincia del Chubut, República Argentina. Obra del Centenario del Museo de La Plata 4: 77-102.
- ANDREIS, R.R. y G. CLADERA, 1998. Sistemas Fluviales Entrelazados Neocretácicos en la Patagonia Septentrional, Argentina: Facies, Ciclicidad y Paleocorrientes. 7° Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 99-101.
- ANDREIS, R.R. y L.H. DALLA SALDA, 1973. Paleocorrientes en el Cretácico inferior de las manifestaciones uraníferas Pichiñán y Los Adobes (Sierra Pichiñanes Provincia de Chubut). Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista 4 (1-2): 33-48.
- ANDREIS, R.R., M.M. MAZZONI y L.A. SPALLETTI, 1973. Geología y sedimentología del cerro Bororó, prov. del Chubut. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 21-55.
- ANDREIS, R.R., M.M. MAZZONI y L.A. SPALLETTI, 1975. Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, provincia de Chubut, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 30 (1): 85-103.
- ANSELMINI, G., J.L. PANZA, J.M. CORTÉS y D. RAGONA, 2000. Descripción Geológica de la Hoja 4569-II "El Sombrero" (escala 1:250.000), provincia del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 271: 1-87.
- ANZULOVICH, J.C. y M.P. RASO, 1961. Informe de la Comisión de Apoyo Terrestre, Seccional Austral, x/60-v/61. Comisión Nacional de Energía Atómica. Informe inédito.
- ARCHANGELSKY, S., 1973. Palinología del Paleoceno de Chubut. I. Descripciones sistemáticas. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana 10 (4): 339-399.
- ARCHANGELSKY, S., 1976a. Palinología del Paleoceno de Chubut. II. Diagramas Polínicos. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana 13 (1): 43-55.
- ARCHANGELSKY, S., 1976b. Palinología del Paleoceno de Chubut. III. Análisis Numérico. 1. Introducción y matrices de similitud. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana 13 (3-4): 169-184.
- ARCHANGELSKY, S. y E. ROMERO, 1974. Polen de Gimnospermas (Coníferas) del Cretácico superior y Paleoceno de Patagonia. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana 6 (2): 119-126.
- ARCHANGELSKY, S. y M.C. ZAMALOA, 1986. Nuevas descripciones palinológicas de las Formaciones Salamanca y Bororó, Paleoceno de Chubut (República Argentina). Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana 23 (1-2): 35-46.
- ARCHANGELSKY, S., B. PETRIELLA y E. ROMERO, 1969. Nota sobre bosque petrificado del cerro Bororó (Terciario inferior), provincia del Chubut. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana 6 (2): 119-126.
- ARDOLINO, A., 1981. El Vulcanismo Cenozoico del borde suroriental de la meseta de Somún Curá, provincia del Chubut. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 7-23.
- ARDOLINO, A., 1983. Informe geológico de la Hoja 43f "Sierra de los Chacays" (escala 1:100.000), provincia del Chubut. Dirección Nacional de Geología y Minería. Informe inédito.
- ARDOLINO, A., 1987. Descripción geológica de la Hoja 42f "Sierra de Apas" (escala 1:200.000), provincia del Chubut. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 203: 1-91.
- ARDOLINO, A. y D. DELPINO, 1987. Senoniano (continental-marino). Comarca Nordpatagónica provincia del Chubut, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 193-196.
- ARDOLINO, A. y M. FRANCHI, 1993. El vulcanismo cenozoico de la Meseta de Somún Curá - Provincias de Río Negro y Chubut. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 225-235.
- ARDOLINO, A. y M. FRANCHI, 1996. Hoja Geológica 4366-I "Telsen" (1:250.000), provincia del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 215: 1-110.

- ARDOLINO, A. y P.D. GONZÁLEZ, 1996. Marco Geológico de la zona de Bajada Moreno, provincia del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino, Informe inédito N° 3075: 6 p.
- ARDOLINO, A., A. BUSTEROS, R. CUCCHI, M. FRANCHI, H. LEMA y M. REMESAL, 1995. Cuerpos alcalinos básicos paleógenos del sur de Somún Curá (Argentina) y su marco estratigráfico. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial N° 3, Paleógeno de América del Sur: 7-22.
- ARDOLINO, A., M. FRANCHI, M. REMESAL y F. SALANI, 1999. La Sedimentación y el Volcanismo terciario en la Patagonia Extraandina. En Geología Argentina, Editor: Roberto Caminos. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales N° 29, 18 (2): 579-612.
- ARDOLINO, A., A. LIZUAÍN y F. SALANI, (en preparación). Hoja Geológica 4169-II "Gan Gan" (1:250.000), provincia del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino.
- AÜER, V., 1956. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Parte I: The ice and Interglacial ages. Annales Acad. Scientiarum Fennicae, Serie A, Geologica-Geographica, N° 45, Helsinki.
- BARCAT, C., J.S. CORTIÑAS, V.A. NEVISTIC, N.H. STACH y H.E. ZUCCHI, 1984. Geología de la región comprendida entre los lagos Musters-Colhué Huapí y la sierra Cuadrada, Depto. Sarmiento y Paso de Indios, prov. del Chubut. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 263-282.
- BARCAT, C., J.S. CORTIÑAS, V.A. NEVISTIC y H.E. ZUCCHI, 1989. Cuenca Golfo San Jorge. En Cuenclas Sedimentarias Argentina, Editores: G.A. Chebli y L.A. Spaletti. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 6: 319-345.
- BERTELS, A., 1973. Bioestratigrafía del cerro Bororó, prov. del Chubut, República Argentina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 71-91.
- BERTRAND, H., G. FÉRAUD, M. HALLER, B. LUIS, M. MARTÍNEZ, V. ALRIC y M. FORNARI, 1999. The Mesozoic Silicic Large Igneous Province Patagonia: Chronology and origin evidenced by ^{40}Ar - ^{39}Ar Dating and Sr-Nd Isotopes. II South American Symposium on Isotope Geology, Actas: 167-169.
- BLASCO, G., R. LEVY y F. NULLO, 1978. Los amonites de la Formación Osta Arena (Liásico) y su posición estratigráfica, Pampa de Agnia, prov. del Chubut. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 407-429.
- BOCCHINO, R.A., 1967. Luisiella inexcitata gen. et sp. nov. (Piscies, clupeiformes, Dussumierridae) del Jurásico superior de la provincia del Chubut. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana 4 (2): 91-100.
- BONAPARTE, J., 1985. A horned Cretaceous carnosaur from Patagonia. National Geographic Winter, 149-151.
- BORDAS, A.F., 1942. Peces del Cretáceo del río Chubut. Physis 29: 313-318.
- BORDAS, A.F., 1943. Contribución al conocimiento de las bentonitas argentina. Revista Minera (Sociedad Argentina de Minería y Geología), 14: 1-2.
- CABALERI, N.G. y C. ARMELLA, 1999. Facies lacustres de la Formación Cañadón Asfalto (Calloviano-Oxfordiano), en la quebrada Las Chacritas, Cerro Cóndor, provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 54 (4): 375-388.
- CAGNONI, M.C., E. LINARES, M.J. HALLER y H.A. OSTERA, 1997. Caracterización geoquímica de la Formación Cushamen (Volkheimer, 1964) en el área de Río Chico, Provincia de Río Negro, Argentina. Proveniencia y marco tectónico. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 2, Sesión Temática 6: 1229-1235.
- CAMINOS, R. y E.J. LLAMBÍAS, 1984. El basamento cristalino, en Geología y Recursos Naturales de la prov. de Río Negro. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1 (2): 7-63.
- CERREDO, M.E., M.G. LÓPEZ DE LUCHI, H. OSTERA, M. CAGNONI y E. LINARES, 2000. Amphibolic Tonalites in the southwestern corner of the North Patagonian Massif: Geochemistry, Age and Tectonic Setting. 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 712-716.
- CHAFFEE, R.G., 1952. The Deseadan vertebrate fauna of the Scarritt Pocket, Patagonia. American Museum Bulletin 98 (6): 507-562, New York.
- CHEBLI, G.A., 1973. Geología y estratigrafía de la región central del Chubut, al sur del río homónimo, entre Sa. de Cañadón Grande, Sa. Cuadrada, Sa. del Guanaco e inmediaciones de la Sa. Negra, Depto. de Paso de Indios, prov. del Chubut, Argentina. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Tesis doctoral: 89 p.
- CHEBLI, G.A., 1974. Levantamiento geológico zona entre el meridiano de 67°W, Gran Laguna Salada, Meseta del Curioso, Sierra Negra, Cerro Bororó y alrededores de Las Plumas (Departamento Mártires). Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe inédito: 43 p.
- CHEBLI, G.A. y J.C. SCIUTTO, 1977. Levantamiento geológico de la zona comprendida entre sierra y meseta Cuadrada, Garayalde y curso inferior del río Chico (Dptos. Paso de Indios, Mártires, Escalante y Florentino Ameghino, prov. del Chubut). Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe inédito: 60 p.

- CHEBLI, G.A. y A.A. SERRAIOTTO, 1974. Nuevas localidades del paleoceno marino en la región central de la provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 29 (3): 311-318.
- CHEBLI, G.A., C. NAKAYAMA, J.C. SCIUTTO y A.A. SERRAIOTTO, 1976. Estratigrafía del Grupo Chubut en la región central de la provincia homónima. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 375-392.
- CHEBLI, G.A., C. NAKAYAMA y J.C. SCIUTTO, 1979. Mapa geológico de la provincia del Chubut. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 639-656.
- CLADERA, G., A. CONSTANTINI, P. RICH y T. RICH, 2000. Estudio tafonómico preliminar en depósitos de "sheetflood" en el Miembro Cerro Castaño de la Formación Cerro Barcino (Cenomaniano), Chubut, Argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana 37, 21R.
- CNEA, 1998. CAE-UAG Un proyecto para la producción de uranio y molibdeno en la Patagonia. Cerro Solo. Paso de Indios. Provincia del Chubut. República Argentina. Comisión Nacional de Energía Atómica, Informe Interno: 7p.
- CODIGNOTTO, J., 1977. Descripción Geológica de la Hoja 45d "Los Altares" (escala 1:200.000), prov. del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino. Informe inédito preliminar: 42 p.
- CODIGNOTTO, J., F. NULLO, J. PANZA y C. PROSERPIO, 1978. Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, provincia del Chubut, Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 471-480.
- COIRA, B., F.E. NULLO, C.A. PROSERPIO y V.A. RAMOS, 1975. Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (provincias de Río Negro y del Chubut). Asociación Geológica Argentina, Revista 3, 4: 361-383.
- CORBELLA, H. y E. LINARES, 1999. Sr-Nd Isotope Analyses and $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ ages of the Sierra de los Chacays' gabbros, Northpatagonian Massif, Argentina. II South American Symposium on Isotope Geology, Actas: 187-191.
- CORTÉS, J.M., 1981. El sustrato precretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 36 (3): 217-235.
- CORTÉS, J.M., 1982. Intrusivo granítico en volcanitas jurásicas del Chubut central. Asociación Geológica Argentina, Revista 37 (2): 252-255.
- CORTÉS, J.M., 1987. Estratigrafía del Cretácico entre el arroyo de Las Víboras y la sierra del Guanaco, región central del Chubut, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas, Proyecto 242, Resúmenes: 28-32.
- CORTÉS, J.M., 1988. Descripción geológica de la Hoja 46d "Meseta del Canquel" (escala 1:200.000), provincia del Chubut. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Tesis doctoral: 179p.
- CORTÉS, J.M., 1990a. Estratigrafía de las sucesiones volcano-sedimentarias jurásicas del Chubut central, entre Paso de Indios y El Sombrero. Asociación Geológica Argentina, Revista 45 (1-2): 69-84.
- CORTÉS, J.M., 1990b. Reactivación tectónica jurásico-cretácica en el Chubut Central, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 315-317.
- CORTÉS, J.M. y A.M. BALDONI, 1984. Plantas fósiles jurásicas al sur del río Chubut medio. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 432-443.
- CORTIÑAS, J.S., 1996. La Cuenca Somuncurá-Cañadón Asfalto: Sus Límites, Ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas I: 147-163.
- DAHLKAMPS, F., 1993. Uranium ore deposits. Berlin, New York, Springer-Verlag p. 460.
- DALLASALDA, L.H., R. VARELA, C. CINGOLANI y E. ARAGÓN, 1994. The Rio Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of North Patagonia. Journal of South American Earth Sciences, 7 (3-4): 377-386.
- DALLASALDA, L.H., R. VARELA y C. CINGOLANI, 1999. El Basamento Pre-Gondwánico del Centro-Oeste del Macizo Nordpatagónico. En Geología Argentina, Editor: Roberto Caminos. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales N° 29, 5 (1): 107-112.
- DEL CORRO, G., 1974. Un nuevo saurópodo del Cretácico superior *Chubutisaurus insignis* gen et sp. nov. (Saurischia-Chubutisauridae nov.) del Cretácico superior (Chubutiano) Chubut, Argentina. 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 2: 229-240.
- DOERING, A., 1882. Informe oficial de la Comisión Científica agregada al estado mayor general de la expedición al río Negro (Patagonia), 2, Geología.
- DOMÍNGUEZ, E. y CRAVERO, F., 1999. Los recursos de caolín de Chubut y Santa Cruz. En Recursos Minerales de la República Argentina, Editor: E. Zappettini. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales N° 35: 1265-1272.
- ECHEVARRÍA, A., 1984a. Estudio micropaleontológico (ostrácodos) de las muestras 245, Cañadón Trapaluco y Bajada Moreno. Departamento Investigaciones de Base del Servicio Geológico Nacional. Informe inédito.

- ECHEVARRÍA, A., 1984b. Estudio micropaleontológico (ostrácodos) de las muestras Carhué Niyeo, Puesto Almonacid, P.J. 1 y Bajada Moreno. Departamento Investigaciones de Base del Servicio Geológico Nacional. Informe inédito.
- ECHEVARRÍA, A., 1986. Presencia de *Copytus* (ostracoda, crustacea) en el Cretácico superior de Chubut, Argentina. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 3.
- FERELLO, R., 1965. Resultados de una rápida gira en la zona al Norte del curso medio del río Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito.
- FERNÁNDEZ, M., 2000. Descripción petrográfica de muestras correspondientes a la Hoja Geológica 4369 IV "Los Altares" (1:250000), provincia del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino, Informe inédito N° 3372: 20p.
- FERUGLIO, E., 1949-50. Descripción geológica de la patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 3 Tomos, Buenos Aires.
- FIGARI, E.G. y S.F. COURTADE, 1993. Evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 66-77.
- FIGARI, E.G., S.F. COURTADE y L.A. CONSTANTINI, 1996. Stratigraphy and Tectonics of Cañadón Asfalto Basin, Lows Gastre and Gan Gan, North of Chubut Province, Argentina. GeoResearch Forum Vols. 1-2, Switzerland.
- FLORES, M.A., 1948. Investigaciones geológicas en el valle del río Chubut medio, entre los cerros Cóndor y Pavada (Territorio Nacional del Chubut). Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito.
- FLORES, M.A., 1956-57. Perfiles en el Chubutiano y observaciones geológicas en la parte central y norte del Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito (en dos partes).
- FORSYTHE, R., 1982. The late Paleozoic to early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation. Journal of Geological Society, 139: 671-682.
- FRANCHI, M., M. HALLER, O. LAPIDO, R. PAGE y A. PESCE, 1975. Geología de la región nororiental de la provincia del Chubut, República Argentina. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 125-139.
- FRANCHI, M., J.L. PANZA y R.R. de BARRIO, 1989. Depósitos triásicos y jurásicos de la Patagonia Extraandina. En Cuencas Sedimentarias Argentina, Editores: G.A. Chebli y L.A. Spaletti. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 6: 347-378.
- FRENGUELLI, J., 1949. Los estratos con *Estheria* en el Chubut (Patagonia). Asociación Geológica Argentina, Revista 4 (1): 11-24.
- FUENTE, A. y M. GAYONE, 1999. Distrito uranífero Pichiñán, yacimientos Los Adobes, Cerro Cóndor y Cerro Solo, Chubut. En Recursos Minerales de la República Argentina, Editor: E. Zappettini. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales N° 35: 1255-1259.
- GALLUCCI, A., 1980. Informe sobre la explotación del Yacimiento Cerro Cóndor, departamento de Paso de Indios, Chubut. Comisión Nacional de Energía Atómica. Informe interno.
- GAMERRO, J.C., 1974. Megaspores del Cretácico de Patagonia II, Megaspores petrificadas de la Formación La Amarga, Cretácico inferior, provincia de Neuquén. 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Resúmenes, p. 18.
- GASPARINI, Z. y DE LA FUENTE, M., 2000. Tortugas y plesiosaurios de la Formación La Colonia (Cretácico superior) de Patagonia, Argentina. Revista Española de Paleontología 15: 23-35.
- GASPARINI, Z., S. CASADÍO, M. FERNÁNDEZ y L. SALGADO, 2001. Marine reptiles from the Late Cretaceous of northern Patagonia. Journal of South American Earth Sciences, 14 (1): 51-60.
- GAYONE, M.R. y N.M. de BIANCHI, 1988. Informe fotogeológico "Laguna Colorada". Comisión de Energía Atómica. Gerencia de Exploración. Departamento Regional Patagonia, Informe inédito: 11p.
- GEUNA, S.E., H. VIZÁN y R. SOMOZA, 1993. Paleomagnetismo de la Formación Cañadón Asfalto en el curso medio del río Chubut: implicancias tectónicas. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 429-435.
- GEUNA, S.E., R. SOMOZA, H. VIZÁN, E. FIGARI y C.A. RINALDI, 1999. Paleomagnetismo de unidades del Jurásico Superior-Cretácico Inferior de la cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto (Chubut): Evidencia de bloques rotados. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 314-317.
- GEUNA, S.E., R. SOMOZA, H. VIZÁN, E. FIGARI y C.A. RINALDI, 2000. Paleomagnetism of Jurassic and Cretaceous rocks in central Patagonia: a key to constrain the timing of rotations during the breakup of southwestern Gondwana?. Earth and Planetary Science Letters 181: 145-160.
- GIACOSA, R.E. y M.J. MÁRQUEZ, 1999. El Jurásico y Cretácico de la Patagonia y Antártida. En Geología Argentina, Editor: Roberto Caminos. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales N° 29, 17 (2): 444-459.

- GONZÁLEZ, P. y A. ARDOLINO, 1996. Geología de la Formación La Colonia en el área de su localidad tipo (Sierra de La Colonia), provincia del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino, Informe inédito N° 3082: 13 p.
- GONZÁLEZ BONORINO, G., 1991. Late Paleozoic orogeny in the northwestern Gondwana continental margin, western Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 4 (1-2): 131-144.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E. F., 1979. La edad de la Formación Ventana en el área al norte y al oeste del lago Nahuel Huapí. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 34 (2): 113-124.
- GRADSTEIN, F.M. y J. OGG, 1996. A Phanerozoic time scale. *Episodes* 9 (1-2): 3-5.
- GUST, D.A., K.T. BIDDLE, D.W. PHELPS y M.A. ULIANA, 1985. Associated Middle to Late Jurassic Volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics* 116 (3-4): 223-253.
- HERBST, R., 1966. La flora del Grupo Pampa de Agnia, Chubut, Patagonia. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana* 4 (9): 337-349.
- IHERING H.V., 1903. Les Mollusques des Terrains Crétaciques supérieurs de l'Argentine orientale. *Anales Museo Nacional Buenos Aires, Serie 3, Tomo 2*: 193-229.
- KAY, S.M., A.A. ARDOLINO, M. FRANCHI y V.A. RAMOS, 1993. El origen de la Meseta de Somún Curá: Distribución y Geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 236-248.
- KAY, S.M., A.A. ARDOLINO, M.L. GORRING y V.A. RAMOS, 1999. The Patagonian Somuncura Large Igneous Province: Interaction of a late Oligocene Hotspot-Like Anomaly with a Subducted Slab. *Journal of Petrology* (submitted).
- LAPIDO, O.R. y R.F.N. PAGE, 1978. Relaciones estratigráficas y estructura de Bajo de la Tierra Colorado, prov. del Chubut. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 299-313.
- LEMA, H. y J.M. CORTÉS J.M., 1987. El vulcanismo eoceno del flanco oriental de la meseta del Canquel, Chubut, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 188-191.
- LESTA, P.J., 1968. Estratigrafía de la cuenca del golfo de San Jorge. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 251-289.
- LESTA, P.J., 1969. Algunas nuevas comprobaciones en la geología de la Patagonia (comunicación). 4° Jornada Geológica Argentina, Actas 2: 187-194.
- LESTA, P. y R. FERELLO, 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En *Geología Regional Argentina*, Editor: A.F. Leanza. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 601-653.
- LESTA, P., R. FERELLO y G. CHEBLI, 1980. Chubut extraandino. En *Geología Regional Argentina*, Editor: J.C. Turner. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 2: 1307-1387.
- LEVY DE CAMINOS, R., 1984. Estudio de la megafauna correspondiente a la Hoja 43f - Chubut. Departamento de Investigaciones de Base del Servicio Geológico Nacional. Informe inédito.
- LINARES, E., 1977. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie B, N° 4*.
- LINARES, E. y R.R. GONZÁLEZ, 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie B (Didáctica y Complementaria), N° 19*: 628p.
- LÓPEZ DE LUCHI, M., H. OSTERA, M. CERREDO, E. LINARES, M. HALLER y M. CAGNONI, 1999. Unravelling the ages of the crystalline basement at Sierra de Mamil Choique, Río Negro. Argentine. II South American Symposium on Isotope Geology, Actas: 322-326.
- LÓPEZ DE LUCHI, M., H. OSTERA, M. CERREDO, M. CAGNONI y E. LINARES, 2000. Permian magmatism in Sierra de Mamil Choique, North Patagonian Massif. Argentina. 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 750-754.
- LOSKE, W., M. MÁRQUEZ, R. GIACOSA, H. PEZZUCHI y M. FERNÁNDEZ, 2000. U/Pb Geochronology of the pre-Permian basement rocks in the Macizo del Deseado, Santa Cruz Province, Argentine Patagonia. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: p. 102.
- MALUMIÁN, N., 1983. Foraminíferos cretácicos de la Hoja 43f, Chubut. Departamento Investigaciones de Base del Servicio Geológico Nacional. Informe inédito.
- MALUMIÁN, N., 1999. La Sedimentación y el Volcanismo terciario en la Patagonia Extraandina. En *Geología Argentina*, Editor: Roberto Caminos. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales N° 29, 18 (1): 557-612.
- MALUMIÁN, N. y C. NÁÑEZ, 1998. El género *Transversigerina* y la edad de la Transgresión Patagoniana. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 285-290.
- MALUMIÁN, N., C. NÁÑEZ y A. CARAMÉS, 1991. Unilocular foraminifera of reticular surface from Argentina. *Micropaleontology*, 37 (4): 394-406.
- MALVICINI, L. y E. LLAMBÍAS, 1974a. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 185-202.

- MALVICINI, L. y E. LLAMBÍAS, 1974b. Metalogénesis del manganeso en el Macizo Nordpatagónico. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 203-221.
- MANASSERO, M., P.E. ZALBA, R.R. ANDREIS, M. MOROSI, 2000. Petrology of continental pyroclastic and epiclastic sequences in the Chubut Group (Cretaceous): Los Altares-Las Plumas area, Chubut, Patagonia Argentina. *Revista Geológica de Chile*, 27 (1): 13-26.
- MÁRQUEZ, M. y R. GIACOSA, 2000. La evolución precenozoica del margen occidental de Gondwana en la Patagonia: episodios en el Paleozoico e interpretaciones alternativas para el Mesozoico. 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 755-759.
- MARSHALL, L.G., R.L. CIFELLI, R.E. DRAKE y G.H. CURTIS, 1986. Vertebrate Paleontology, Geology, and Geochronology of the Tapera de López and Scarritt Pocket, Chubut Province, Argentina. *Journal of Paleontology*, 60 (4): 920-951.
- MASIUK, V., 1991. Bioestratigrafía de la Formación Cañadón Asfalto. Perfil: "Sud-Oeste Puesto Curumil". Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe inédito N° 10140: 36 p.
- MAZZONI, M.M., 1985. La Formación Sarmiento y el Vulcanismo Paleógeno. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 40 (1-2): 60-68.
- MUSACCHIO, E.A., 1972. Estratigrafía del Paleozoico superior y el Mesozoico en la sierra de Agnia a la altura del paralelo 44° en la prov. del Chubut. Universidad de La Plata. Tesis inédita.
- MUSACCHIO, E.A., 1995. Estratigrafía y micropaleontología del Jurásico y el Cretácico en la comarca del valle medio del río Chubut, Argentina. 6° Congreso de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 179-187.
- MUSACCHIO, E.A. y G. CHEBLI, 1975. Ostrácodos no marinos y carófitas el cretácico inferior en provincias de Chubut y Neuquén. 1. Ostrácodos y carófitas del Grupo Chubut. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana* 12 (1): 70-96.
- MUSACCHIO, E.A., C. BERÓS y I. PUJANA, 1990. Microfósiles continentales del Jurásico y el Cretácico en Chubut y su contribución a la Bioestratigrafía de la Cuenca del Golfo de San Jorge, Argentina. En *Bioestratigrafía de los Sistemas Regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, Editor: W. Volkheimer, Tomo II: 355-371.
- NAKAYAMA, C., 1972a. Informe geológico preliminar de la región comprendida entre la sierra de Taquetrén y los cerros Los Chivos y Negro de Marrauf, provincia del Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe inédito: 66 p.
- NAKAYAMA, C., 1972b. Informe geológico preliminar de la región comprendida entre Lagunita Salada y Carhue Niyeo, al norte y arroyo Perdido y sierra Rosada, al sur, provincia del Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe inédito: 55 p.
- NAKAYAMA, C., 1974. Informe geológico preliminar del área comprendida por el codo sur del arroyo Perdido hasta el río Chubut, provincia del Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe inédito: 49 p.
- NAKAYAMA, C., 1975. Informe geológico preliminar del área que comprende sierra de los Chacays, cañadón Trapaluco, cerro Ponte y parte del curso inferior del arroyo Perdido. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito.
- NÁÑEZ, C., 1984. Informe micropaleontológico de muestras de la Hoja 43f – Chubut. Departamento Investigaciones de Base del Servicio Geológico Nacional. Informe inédito.
- NAVARRA, F. 1976. Informe sobre la explotación del Yacimiento Los Adobes. Comisión Nacional de Energía Atómica. Informe interno.
- NULLO, F., 1974. Reubicación estratigráfica de la Formación El Córdoba, Pampa de Agnia, provincia del Chubut. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 29 (3): 377-378.
- NULLO, F., 1978. Descripción geológica de la Hoja 41a "Lipetrén" (1:200.000), provincia de Río Negro. *Servicio Geológico Nacional, Boletín* N° 158: 1-88.
- NULLO, F., 1983. Descripción geológica de la Hoja 45c "Pampa de Agnia" (escala 1:200.000), prov. del Chubut. *Servicio Geológico Nacional, Boletín* N° 199: 1-94.
- NULLO, F. Y C. PROSERPIO, 1975. La Formación Taquetrén del cañadón del Zaino y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo con la flora, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 30 (2): 133-150.
- NUÑEZ, E., E.W. de BACHMANN, I. RAVAZZOLI, A. BRITOS, M. FRANCHI, A. LIZUAIN y E. SEPÚLVEDA, 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del macizo de Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, Actas 4: 247-266.
- PAGE, R.N. y S. PAGE, 1993. Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut central. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 48 (1): 41-58.
- PAGE, R., A. ARDOLINO, R.E. de BARRIO, M. FRANCHI, A. LIZUAÍN, S. PAGE y D. SILVA NIETO, 1999. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico del Macizo del Somún Curá, provincias de Río Negro y Chubut. En *Geología Argentina*, Editor: Roberto Caminos. *Servicio Geológico Minero Argentino, Anales* N° 29, 17 (3): 460-488.

- PANZA, J.L., 1979. Descripción geológica de la Hoja 45e "Las Plumas" (escala 1:100.000), provincia del Chubut. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Informe inédito: 141 p.
- PANZA, J.L., 1981. Descripción geológica de las Hojas 46e "Gran Laguna Salada" y 47f "Meseta Cuadrada" (escala 1:100.000), provincia del Chubut. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Informe inédito: 241 p.
- PASCUAL, R. y O. ODREMAN RIVAS, 1971. Evolución de las comunidades de los vertebrados del Terciario Argentino. Los aspectos paleozoogeográficos y paleoclimáticos relacionados. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana 7 (3-4): 372-412.
- PASCUAL, R., F.J. GOIN, P. GONZÁLEZ, A. ARDOLINO y P.F. PUERTA, 2000. A highly derived docodont from the Patagonian Late Cretaceous: evolutionary implications for Gondwanan mammals. *Geodiversitas* 22 (3): 395-412.
- PESCE, A., 1977. Descripción Geológica de la Hoja 44f "Cerro Ponte" (escala 1:100.000), prov. del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Informe inédito: 56 p.
- PESCE, A., 1978. Estratigrafía del arroyo Perdido en su tramo medio e inferior, provincia del Chubut. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 315-333.
- PETRIELLA, B., 1972. Estudio de maderas petrificadas del Terciario inferior del área central de Chubut (cerro Bororó). *Revista Museo La Plata (N.S.) Paleontología* 6 (41): 159-254.
- PETRIELLA, B. y S. ARCHANGELSKY, 1975. Vegetación y ambiente en el Paleoceno de Chubut. 1° Congreso Argentino Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1: 257-269.
- PIATNITZKY, A., 1933. Informe preliminar sobre reconocimiento geológico en la región del río Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito.
- PIATNITZKY, A., 1935. Estudio geológico en la región del río Chubut y del río Genoa. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito.
- PIATNITZKY, A., 1936. Informe preliminar sobre el estudio geológico de la región situada al norte de los lagos Colhué Huapí y Musters. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito.
- PÖTHE DE BALDIS, E.D., 1974. Informe palinológico sobre unas muestras de Cañadón Asfalto. Servicio Nacional de Minería y Geología. Informe inédito.
- PÖTHE DE BALDIS, E.D., 1978. Estudio palinológico de muestras pertenecientes a las Hojas Geológicas 46e "Gran Laguna Salada" y 45e "Las Plumas" (escala 1:100.000), provincia del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino. Informe inédito.
- PROSERPIO, C.A., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 42d "Gastre" (1:200.000), provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 159: 1-75.
- PROSERPIO, C.A., 1987. Descripción Geológica de la Hoja 44e, Valle General Racedo (1:200.000), provincia del Chubut. Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín N° 201: 1-102.
- RAMOS, V.A., 1999. Rasgos Estructurales del Territorio Argentino. En *Geología Argentina*, Editor: Roberto Caminos. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales N° 29, 24 (1): 715-759.
- RAPELA, W.R., 1999. Las rocas ígneas Gondwánicas. En *Geología Argentina*, Editor: Roberto Caminos. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales N° 29, 14 (2): 364-372.
- RAPELA, C.W. y R.J. PANKHURST, 1993. El volcanismo riolítico del nordeste de la Patagonia: un evento mesojurásico de corta duración y origen profundo. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 179-188.
- RAPELA, C.W., C.F. DÍAS, J.R. FRANCESE, G. ALONSO y A.R. BENVENUTO, 1991. El Batolito de la Patagonia central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Revista Geológica de Chile* 18 (2): 121-138.
- RAVAZZOLI, I.A. y F.L. SESANA, 1977. Descripción geológica de la Hoja 41c "Río Chico" (1:200.000), provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 148: 1-77.
- ROBBIANO, J.A., 1971. Contribución al conocimiento estratigráfico de la Sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, provincia del Chubut, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 26 (1): 41-56.
- ROSSI DE GARCÍA, E. y C. PROSERPIO, 1978. Ostrácodos del Cretácico superior de Patagonia. Chubut. República Argentina. 2° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1° Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 2: 15-34.
- RUSSO, A. y M. FLORES, 1972. Patagonia austral extraandina. En *Geología Regional Argentina*, Editor: A.F. Leanza. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 707-725.
- SACOMANI, L., 1993. La secuencia volcánica jurásica en el valle del río Chubut, entre Las Plumas y Cabeza de Buey. Servicio Geológico Nacional, Informe inédito N° 2393: 44p.
- SACOMANI, L. y J.L. PANZA, 1999. Descripción geológica de la Hoja 4366-II "Las Plumas" (1:250.000), provincia del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino. Informe inédito.

- SESANA, F.L., 1968. Rasgos petrológicos de la comarca de Río Chico, Río Negro. 3° Jornada Geológica Argentina, Actas 3: 99-105.
- SILVANIETO, D., F. SALANI y N. CABALLERI (en preparación). Hoja Geológica 4369-27 "Cerro Cóndor" (1:100.000), provincia del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino.
- SIMPSON, G.G., 1933. Stratigraphic nomenclature of the early Tertiary of Patagonia. American Museum of Natural History, Novitates 644: 13p., New York.
- SIMPSON, G.G., 1941. The Eocene of Patagonia. American Museum of Natural History, Novitates 1120: 15p., New York.
- SPALLETTI, L.A., 1980. Paleoambientes Sedimentarios, en secuencias silicoclásticas. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie B (Didáctica y Complementaria), N° 8: 1-175.
- SPALLETTI, L.A. y M.M. MAZZONI, 1977. Sedimentología del Grupo Sarmiento en un perfil ubicado al sureste del lago Colhué Huapí, provincia del Chubut. Obra del Centenario del Museo La Plata 4: 261-283.
- SPALLETTI, L.A. y M.M. MAZZONI, 1979. Estratigrafía de la Formación Sarmiento en la barranca sur del lago Colhué Huapí, provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 34 (4): 271-281.
- STEINMANN, G., 1929. Geologie von Peru. Karl Winter de., Heidelberg, 448 p.
- STIPANICIC, P.N., F. RODRIGO, O. BAULÍES y C. MARTÍNEZ, 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Asociación Geológica Argentina, Revista 23 (2): 67-98.
- STOREY, B.C. y T. ALABASTER, 1991. Tectonomagmatic controls or Gondwana break-up models: evidence from the proto-pacific margin of Antarctica. Tectonics, 10: 1274-1288.
- SUERO, T., 1946. Reconocimiento de la zona comprendida entre el Arroyo Genoa y el río Chubut (Dpto. Tehuelches, Paso de Indios y Languiño), Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito.
- TASCH, P. y W. VOLKHEIMER, 1970. Jurassic Conchostracans from Patagonia. Univ. Kansas, Paleont. Contr., Paper 50, Kansas.
- TURNER, J.C.M., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 44d Colán Conhué (1:200.000), provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 197: 1-78.
- ULIANA, M.A. y K.T. BIDDLE, 1987. Permian to Late Cenozoic evolution of northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity, and depositional trends. En: McKenzie, G.D. (Ed.) Gondwana Six: Structure, Tectonics, and Geophysics. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 40: 271-286.
- ULIANA, M.A., K.T. BIDDLE, D. PHELPS y D. GUST, 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. Asociación Geológica Argentina, Revista 40 (3-4): 231-253.
- VOLKHEIMER, W., 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 72°. Asociación Geológica Argentina, Revista 19 (2): 85-107.
- VOLKHEIMER, W., 1972. Estudio palinológico de un carbón calloviano del Neuquén y consideraciones sobre los paleoclimas jurásicos de la Argentina. Revista Museo de La Plata (n.s.) Sección Paleontología 6: 101-157.
- WICHMANN, R., 1927. Resultado de un viaje de estudios geológicos en los territorios del Río Negro y Chubut. Dirección de Minería y Geología, Publicación 33: 1-59.
- WINDHAUSEN, A., 1921. Sobre un viaje de reconocimiento geológico en la parte nordeste del territorio del Chubut, con referencia especial a la cuestión de la provisión de agua a Pto. Madryn. Dirección General Minería, Geología e Hidrogeología, Serie B (Geología), Boletín N° 24: 1-72.
- YRIGOYEN, M.R., 1976. Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua. 1° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 169-190.
- ZAMALOA, M.C. y ANDREIS, R.R., 1995. Asociación Palinológica del Paleoceno Temprano (Formación Salamanca) en Ea. Laguna Manantiales, Santa Cruz, Argentina. 6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 301-305.

Trabajo presentado: abril de 2001.

Actualizado: marzo de 2004.