

# Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

**1:250.000**

## Hoja Geológica 4972-IV Tres Lagos



Piedra Clavada, característico pilar de areniscas marinas que le da nombre al paraje y a la formación homónima. En segundo plano el valle del río Shehuen o Chalfá.

### Provincia de Santa Cruz

Julio Cobos, Gabriela Anselmi y José Luis Panza

*Estructura:* Raúl Giacosa  
*Geomorfología:* Leonardo Darío Escosteguy

*Supervisión:* José Luis Panza y Mario Franchi



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 4972–IV

**Tres Lagos**

Provincia de Santa Cruz

Julio Cobos, Gabriela Anselmi y José L. Panza

*Estructura:* Raúl Giacosa

*Geomorfología:* Leonardo D. Escosteguy

*Supervisión:* José L. Panza y Mario Franchi

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

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

## **SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO**

---

Presidente: Ing. Jorge Mayoral

Secretario Ejecutivo: Lic. Pedro Alcántara

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

---

Director: Lic. Roberto F. Page

### **DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL**

---

Director: Lic. José E. Mendía

## **SEGEMAR**

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

#### **Referencia bibliográfica**

COBOS J., G. ANSELMÍ, J. L. PANZA, R. GIACOSA y L. D. ESCOSTEGUY, 2009. Hoja Geológica 4972-IV, Tres Lagos. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 340, 94p. Buenos Aires.

#### **Ejemplo cita particular**

ESCOSTEGUY, L. D., 2009. Geomorfología. En: Hoja Geológica 4972-IV, Tres Lagos. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 340: 77-84. Buenos Aires.

## CONTENIDO

<b>RESUMEN</b>	.....	1
<b>ABSTRACT</b>	.....	2
<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	.....	3
Ubicación de la Hoja y área que abarca	.....	3
Naturaleza del trabajo	.....	3
Investigaciones anteriores	.....	4
<b>2. ESTRATIGRAFÍA</b>	.....	5
Relaciones generales	.....	5
2.1. Mesozoico	.....	5
2.1.1. Cretácico	.....	5
2.1.1.1. Cretácico inferior	.....	5
Formación Río Mayer	.....	5
2.1.1.2. Cretácico superior	.....	9
Formación Kachaike	.....	9
Formación Piedra Clavada	.....	12
Formación Mata Amarilla	.....	18
Formación Cardiel	.....	23
Formación Chorrillo	.....	25
2.2. Cenozoico	.....	27
2.2.1. Paleógeno	.....	27
2.2.1.1. Eoceno	.....	27
Formación Man Aike	.....	27
Basalto María Elena	.....	31
2.2.1.2. Oligoceno	.....	34
Formación Río Leona	.....	34
Basalto El Matrero	.....	36
2.2.2. Paleógeno - Neógeno	.....	38
2.2.2.1. Oligoceno superior - Mioceno inferior	.....	38
Formación Centinela	.....	38
2.2.3. Neógeno	.....	41
2.2.3.1. Mioceno	.....	41
2.2.3.1.1. Mioceno inferior a medio	.....	41
Formación Santa Cruz	.....	41
Basalto Cóndor Cliff	.....	45

2.2.3.1.2.	Mioceno medio a superior .....	47
	Depósitos de agradación (Nivel I) .....	47
2.2.3.1.3.	Mioceno superior .....	48
	Basalto Strobel .....	48
	Depósitos de agradación (Nivel II) .....	51
2.2.3.2.	Mioceno - Plioceno .....	52
2.2.3.2.1.	Mioceno superior - Plioceno inferior .....	52
	Basalto La Siberia .....	52
2.2.3.3.	Plioceno .....	55
2.2.3.3.1.	Plioceno inferior .....	55
	Depósitos de agradación (Nivel III).....	55
	Basalto Las Tunas .....	57
	Depósitos aluviales aterrazados del río Shehuen (Niveles I y II) .....	58
2.2.3.3.2.	Plioceno superior .....	59
	Depósitos aluviales aterrazados del río Shehuen (Nivel III) .....	59
2.2.4.	Neógeno superior - Cuaternario .....	59
2.2.4.1.	Plioceno superior - Pleistoceno inferior .....	59
	Basalto Laguna Barrosa .....	59
2.2.5.	Cuaternario .....	62
2.2.5.1.	Pleistoceno .....	62
	Depósitos aluviales aterrazados del río Shehuen (Niveles IV y V) .....	62
	Depósitos glaciarios.....	62
	Depósitos de morenas (estadio Inicialglacial) .....	63
	Depósitos glaciocfluviales (estadio Inicialglacial) .....	63
	Depósitos de morenas (estadio Daniglacial) .....	64
	Depósitos glaciocfluviales (estadio Daniglacial) .....	64
	Depósitos de morenas (estadio Gotiglacial).....	64
	Depósitos glaciocfluviales (estadio Gotiglacial).....	66
	Depósitos aluviales aterrazados del río Shuehuen (Nivel VI) .....	67
	Depósitos que cubren niveles de pedimentos (Niveles I, II, III).....	67
2.2.5.2.	Pleistoceno - Holoceno .....	67
	Depósitos de antiguas playas y cordones litorales lacustres .....	67
	Depósitos aluviales aterrazados del río Shehuen (Nivel VII) .....	67
2.2.5.3.	Holoceno .....	68
	Material de derrumbes y deslizamientos .....	68
	Depósitos de planicies aluviales.....	68
	Sedimentos finos de bajos y lagunas .....	68
	Depósitos eólicos .....	68
	Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados .....	69

<b>3. ESTRUCTURA</b>	69
3.1. Marco tectónico regional	69
3.2. Descripción de las estructuras	70
Estructuras de superficie	70
Estructuras de subsuelo	71
3.3. Tectónica de la Hoja	71
<b>4. GEOMORFOLOGÍA</b>	75
4.1. Geoformas y paisajes derivados de procesos exógenos	76
Geoformas y paisajes derivados principalmente del proceso fluvial	76
Terrazas y planicies aluviales	76
Paisajes labrados en sedimentitas cretácicas y cenozoicas	76
Pedimentos	77
Planicies estructurales con cubierta de gravas	77
Geoformas derivadas de procesos glaciares	78
Geoformas derivadas del proceso eólico	79
Geoformas derivadas de procesos de remoción en masa	79
4.2. Geoformas y paisajes derivados de procesos endógenos	81
Paisaje volcánico	81
<b>5. HISTORIA GEOLÓGICA</b>	82
<b>6. RECURSOS MINERALES</b>	83
6.1. Depósitos de minerales industriales	84
Carbón	84
6.2. Petróleo	84
<b>7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO</b>	84
Piedra Clavada	84
Cerros Castillo y Pari Aike	85
Pirámide de la Formación Santa Cruz	85
Lago Viedma	85
Lago Cardiel	85
Mesetas La Siberia y de San Adolfo	85
Zona de la sierra del Bagual	85
Área de la estancia María Elena	85
Estancia La Vega	86
Cerro Moro	86
<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	87



## RESUMEN

La Hoja Tres Lagos está ubicada en el oeste de la provincia de Santa Cruz, en el ámbito geológico de la Meseta Patagónica Austral.

Presenta un único núcleo poblacional importante, Tres Lagos, que le da el nombre a la Hoja, situado en la margen sur del río Shehuen o Chalfá.

La unidad estratigráfica más antigua aflorante es una secuencia sedimentaria cretácica integrada por pelitas y areniscas marinas fosilíferas de la Formación Río Mayer, del Albiano, que es seguida concordantemente por areniscas amarillentas, de ambiente litoral a marino, correspondientes a las formaciones Kachaike y Piedra Clavada del Cenomaniano-Turoniano.

Durante el Turoniano-Santoniano se depositaron pelitas y areniscas, de ambiente marino y continental, pertenecientes a la Formación Mata Amarilla. Luego, hacia finales del Cretácico se produjo una continentalización de la cuenca, depositándose en un principio las epiclastitas y piroclastitas de la Formación Cardiel, desarrolladas en la mitad norte del área, y luego las sedimentitas de la Formación Chorrillo, aflorantes en el sector sudoeste de la Hoja.

Durante el Terciario se generó una nueva ingresión, acumulándose en el Eoceno medio a superior las areniscas infralitorales fosilíferas de la Formación Man Aike. A su vez, en este mismo período ocurrió el primer evento efusivo, de reducida extensión, que originó el Basalto María Elena, aflorante en los alrededores de la estancia homónima. Seguidamente, el retiro del mar dio lugar al establecimiento de un sistema fluvial de baja energía con planicies de inundación, depositándose las areniscas y pelitas con niveles carbonosos de la Formación Río Leona, del Oligoceno inferior. Siguió a continuación otro evento volcánico, también de escasa distribución areal, que originó el Basalto El Matrero.

En el Oligoceno superior-Mioceno inferior se instauró un ambiente marino somero donde se depositaron las areniscas y coquinas de la Formación Centinela. Estas son seguidas transicionalmente por las epi y piroclastitas continentales de la Formación Santa Cruz, del Mioceno inferior-medio. Además, en este período se manifestó un episodio volcánico, el Basalto Cóndor Cliff.

Durante el lapso Mioceno medio-Plioceno inferior se desarrollaron distintos niveles de agradación (Niveles I a III), como respuesta a la fase principal de ascenso de la Cordillera de los Andes, la Fase Quéchuica, acaecida en el Mioceno medio.

Casi al mismo tiempo, entre el Mioceno superior y el Plioceno inferior, se sucedieron varios acontecimientos efusivos básicos; en un principio se derramó el Basalto Strobel, luego el Basalto La Siberia, y finalmente el Basalto Las Tunas.

Como respuesta a probables causas tectónicas, durante el lapso Plioceno a Pleistoceno-Holoceno, se desarrollaron al menos siete niveles de terrazas en el río Shehuen o Chalfá, que actuó como nivel de base local. También, se constituyó una sucesión de distintos niveles de pedimentos.

La última actividad volcánica en la comarca se manifestó en el Plioceno superior-Pleistoceno inferior con el Basalto Laguna Barrosa. Es importante referirse a los distintos eventos glaciares que acontecieron durante el Pleistoceno, que dejaron como evidencia sus características geoformas. De esta manera se diferenciaron distintos depósitos morénicos y glaciares, que marcaron los sucesivos avances de la masa de hielo.

Por último, en el Holoceno se desarrollaron depósitos producto de la geodinámica reciente, que incluyen acumulaciones de deslizamientos rotacionales en torno a las bardas basálticas, formación de bajos, acumulaciones de pequeños depósitos eólicos, aluvios y coluvios que imprimen a la región su característica geomorfológica actual.

En cuanto a la estructura, el área abarcada por esta Hoja corresponde al sector externo de la Faja Plegada y Corrida de la Cordillera Patagónica Austral. Se caracteriza por la presencia de amplios pliegues de orientación aproximadamente norte-sur, cuyos flancos inclinan muy suavemente. Estos pliegues se relacionan con la deformación compresiva andina que ha invertido fallas preexistentes mesozoicas que afectaban el basamento, no expuesto en la comarca.

Si bien dentro de la Hoja no hay producción minera, desde la década del 50 se han realizado trabajos de exploración de carbón y petróleo, hasta el momento con resultados no favorables.

## ABSTRACT

The geological sheet Tres Lagos is located in the west of the province of Santa Cruz, in the geological environment of the Meseta Patagónica Austral.

It presents only one important population nucleus, Tres Lagos, which gives its name to the sheet, located on the south margin of the Shehuen or Chalfía river.

The oldest exposed stratigraphic unit is a Cretaceous sedimentary sequence, integrated by pelites and marine fossiliferous sandstones of the Río Mayer Formation, of the Albian stage, which is conformably followed by yellowish sandstones, of littoral and marine environment, corresponding to the Kachaíke and Piedra Clavada formations of the Cenomanian-Turonian stage.

During the Turonian-Santonian, some pelites and sandstones, of marine and continental environment, belonging to the Mata Amarilla Formation, were deposited. Then, towards the end of the Cretaceous there was a continentalization of the basin, with an early deposition of epiclastic and pyroclastic rocks of the Cardiel Formation, developed in the northern half of the area, and then, the sedimentary rocks of the Chorrillo Formation, which crop out in the southwestern sector of the sheet.

During the middle to upper Eocene there was a new ingression with the accumulation of infralittoral fossiliferous sandstones of the Man Aike Formation. Besides, in this same period the first effusive event of reduced extension took place and it originated the Basalto María Elena, which crops out in the surrounding areas of the homonymous ranch. Immediately after this, the regression of the sea gave rise to a low-energy fluvial system with flooding plains, with a deposition of sandstones and pelites with carbonous levels of the Río Leona Formation (Lower Oligocene). Then, there was another volcanic event, also of limited areal distribution, which originated the Basalto El Matrero.

In the Upper Oligocene-Lower Miocene a superficial marine environment was established, where the sandstones and coquinas of the Centinela Formation were deposited. These are transitionally followed by the continental epiclastic and pyroclastic rocks of the Santa Cruz Formation, of the Lower-Middle Miocene. Besides, in this period a volcanic

episode, the Basalto Condor Cliff, became manifested.

During the Middle Miocene-Lower Pliocene there were different levels of aggradation (Levels I to III), as a response to the main phase of ascent of the Andes Ranges, the Quechuica Phase, which took place in the Middle Miocene.

Almost at the same time, between the Upper Miocene and the Lower Pliocene, there were several basic effusive events; first, the Basalto Strobel was spilled; then, the Basalto La Siberia; and finally, the Basalto Las Tunas.

As a response to probable tectonic causes, during the Pliocene to Pleistocene-Holocene, at least seven levels of terraces in the Shehuen or Chalfía river were developed, and this acted as a local base level. Also, a succession of different pediment levels was constituted.

The last volcanic activity in this area became evident in the Upper Pliocene - Lower Pleistocene with the Basalto Laguna Barrosa. It is worth mentioning the different glacial events that took place during the Pleistocene and left their typical geofoms as evidence. In this way, the different morenic and glacifluvial deposits became differentiated and they marked the successive encroachments of the ice mass.

Finally, in the Holocene some deposits resulting from the recent geodynamics were developed, and these included the rotational slides around the basalt fences, endoreic low lands formation, accumulations of small eolian deposits, alluviums and colluviums that imprint their current geomorphological characteristics to the region.

Regarding its structure, the area included in this sheet corresponds to the external sector of the Fold and Thrust Belt of the Cordillera Patagónica Austral. It is characterized by the presence of large folds, of north-south orientation, whose flanks are slightly inclined. These folds are related to the Andean compressive deformation, which has inverted the preexisting Mesozoic faults that affected the basement, not exposed in the area.

Even though there is no mining production within the sheet, since the 50's there have been some coal and petroleum exploration works but, up to now, without any favorable results.

## 1. INTRODUCCIÓN

## NATURALEZA DEL TRABAJO

### UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja Geológica 4972-IV, Tres Lagos, está ubicada en el sector suroccidental de la provincia de Santa Cruz, en gran parte dentro del departamento Lago Argentino y en menor proporción en los departamentos Río Chico y Corpen Aike. Ocupa un área de aproximadamente 12.080 km<sup>2</sup> y está limitada por los paralelos 49° y 50° de latitud sur y los meridianos 70°30' y 72° de longitud oeste (Figura 1). El único centro poblado importante es la localidad que le da nombre a la Hoja y que está emplazado en la margen sur del río Shehuen o Chalfá (Figura 2).

La Hoja Tres Lagos comprende a las siguientes Hojas a escala 1:200.000 de la antigua subdivisión del mapa Geológico - Económico de la República Argentina: 56 c, Sierra del Bagual, y 56 d, Cerro Moro, y las mitades occidentales de 57 c, Tres Lagos, y 57 d, Laguna Grande.

La Hoja se efectuó de acuerdo con las normas vigentes para la realización y presentación de Hojas Geológicas del Mapa Geológico - Económico de la República Argentina a escala 1:250.000 del Instituto de Geología y Recursos Minerales (IGRM), dependiente del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR).

Para la confección del mapa e informe geológico final se hicieron trabajos de campo entre mayo de 2001 y diciembre de 2002.

Los cortes petrográficos de las rocas ígneas fueron estudiados por la Lic. Liliana Sacomani.

Durante el trabajo de campo se dispuso de fotografías aéreas a escala 1:40.000, imágenes satelitales a escala 1:50.000, 1:100.000 y 1:250.000 y mapas topográficos a escala 1:100.000 y 1:250.000 del Instituto Geográfico Militar.

El levantamiento fue de carácter expeditivo; se realizó el muestreo sistemático de las distintas unidades y se confeccionaron perfiles de detalle.

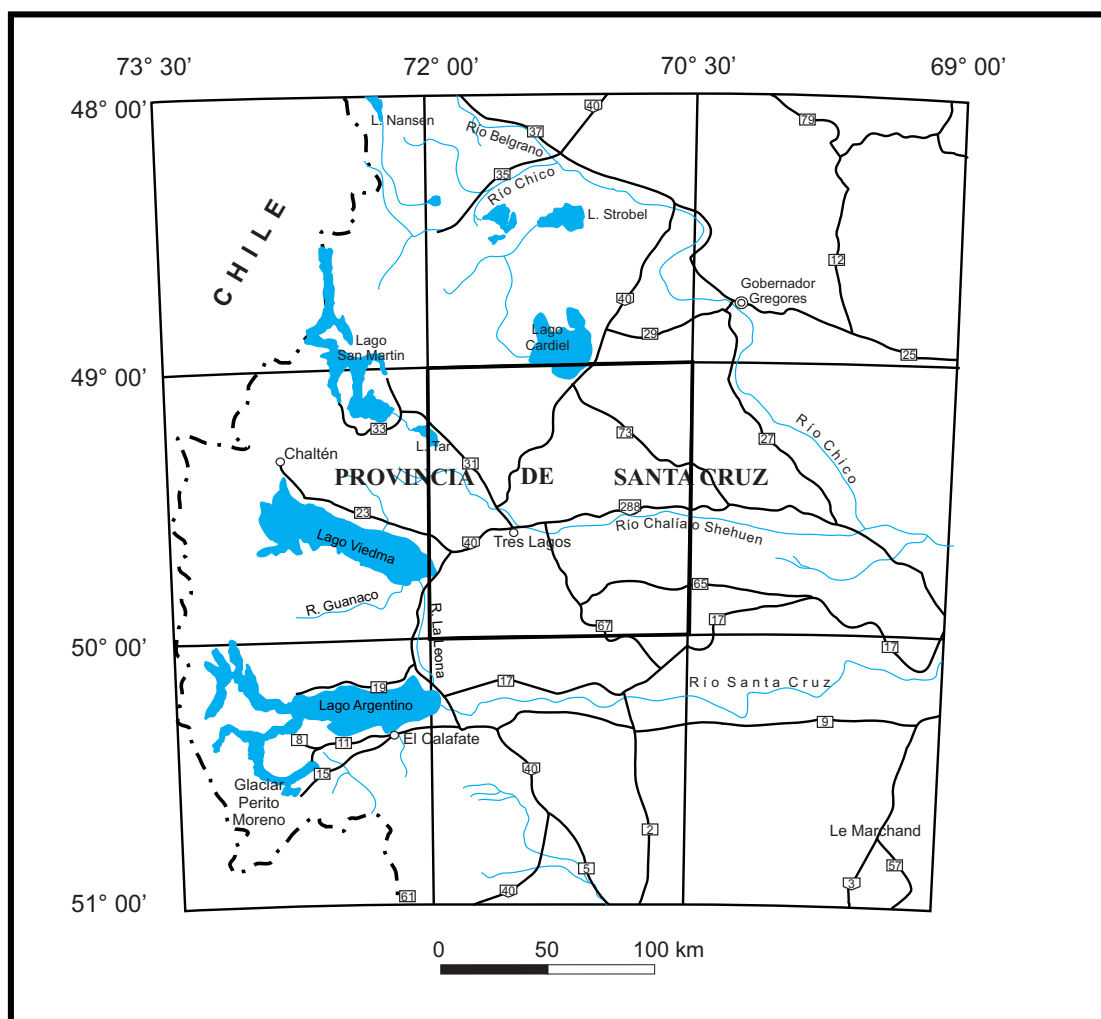


Figura 1. Mapa de ubicación de la Hoja Tres Lagos.



**Figura 2.** Vista panorámica de la localidad de Tres Lagos, único núcleo poblacional de la comarca, que le da nombre a la Hoja.

Los recorridos se hicieron en vehículo automotor de doble tracción y, en algunos lugares inaccesibles, a lomo de caballo.

#### INVESTIGACIONES ANTERIORES

Referencias aisladas sobre la región existen en las obras de Darwin (1846), Hatcher (1897, 1900, 1903) y Bonarelli y Nágera (1921).

Caldenius (1932) realizó el estudio más importante sobre las glaciaciones cuaternarias. Uno de los primeros y más importantes trabajos en la comarca fue el de Roll (1937), en la zona ubicada al sur del río Shehuen.

Piatnitzky (1938) y Feruglio (1938) hicieron las primeras observaciones estratigráficas y tectónicas con fines de exploración petrolera en distintos sectores del área de trabajo. También Feruglio (1949-1950), en la "Descripción Geológica de la Patagonia", efectuó algunas descripciones detalladas sobre la comarca.

Cabe destacar que la geología estructural de la zona cuenta con las importantes contribuciones que hicieron Ferello (1955), quien estudió las estructuras plegadas al norte de la localidad de Tres Lagos, y de Casas (1957), quien investigó sobre los anticlinales de la zona de Mata Amarilla y Tres Lagos.

Otros geólogos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales que trabajaron en la zona fueron Ugarte (1956, 1958) y Turic (1968).

Leanza (1972), Russo y Flores (1972), Riccardi y Rolleri (1980), Nullo *et al.* (1999) y Malumíán (1999) aportaron datos de síntesis regional de la comarca y alrededores.

También merecen mencionarse los estudios llevados a cabo por geólogos de Yacimientos Carboníferos Fiscales, quienes elaboraron mapas expeditivos a escala 1:100.000, 1:200.000 y 1:500.000 (Sarris y Fernández, 1957; Galante, 1957; Sarris, 1977; Carrizo, 1977, 1983; Cabrera y Pereyra, 1980-1981; Álvarez Rojo, 1986).

Análisis geoquímicos, radimétricos y tectónicos fueron realizados sobre basaltos cenozoicos por Gorring *et al.* (1995).

Kielbowicz de Stach (1983), Medina (1987), Poiré *et al.* (2001, 2002, 2004) y Goin *et al.* (2002), entre otros, efectuaron estudios paleontológicos y/o sedimentológicos.

Entre los relevamientos hechos por el Servicio Geológico, en la comarca y áreas vecinas, se contó con las Hojas 58b, Lago Argentino (Furque, 1973) y 55b, Meseta de la Muerte (Ramos, 1978), ambas a escala 1:200.000 y la Hoja 4969 - I, Gobernador Gregores (Panza y Marín, 1998) a escala 1:250.000.

## 2. ESTRATIGRAFÍA

### RELACIONES GENERALES

La Hoja 4972-IV, Tres Lagos, está ubicada en el sector suroccidental de la provincia de Santa Cruz, en el ámbito de la Meseta Patagónica Austral.

Las rocas más antiguas, del Albiano, representadas por las pelitas oscuras con concreciones portadoras de amonites de la Formación Río Mayer, fueron seguidas transicionalmente por las epiclastitas con niveles fosilíferos, de ambiente litoral a marino, de las formaciones Kachaike y Piedra Clavada, de edad cenomaniana-turoniana temprana. Hacia finales del Turoniano esta secuencia adquirió características más continentales, de manera tal que se desarrollaron, concordantemente sobre la última unidad, las sedimentitas continentales y marinas de la Formación Mata Amarilla, para finalmente depositarse, en el Santoniano tardío, las rocas piro y epiclásticas continentales de la Formación Cardiel, cuya relación estratigráfica con las unidades infrayacentes mencionadas es de aparente concordancia, aunque el cambio neto de ambiente podría sugerir una discordancia. Al término del Cretácico se formaron, en el sudoeste de la comarca, depósitos continentales de extensas planicies de inundación (Formación Chorrillo).

Mediando discordancia, sobre la sucesión cretácica se dispusieron sedimentitas con una abundante fauna de invertebrados, que indican la primera ingresión marina terciaria en la región, y que se conocen como Formación Man Aike, de edad eocena media-superior. Simultáneamente se produjo un episodio efusivo que dio origen al Basalto María Elena de escasa distribución areal.

En el Oligoceno temprano, el retiro de este mar generó amplias planicies de inundación con cauces fluviales de baja energía donde se depositaron las epiclastitas con niveles carbonosos de la Formación Río Leona, cuya relación con las capas sedimentarias cretácicas y paleógenas es de discordancia.

El vulcanismo, en esta época, quedó registrado con el derrame del Basalto El Matrero, de escasa extensión, y de edad oligocena.

Areniscas y coquinas, denominadas Formación Centinela, se depositaron en aparente concordancia sobre las pelitas continentales de la Formación Río Leona. Estas sedimentitas marinas, producto de una nueva ingresión marina atlántica terciaria (Oligoceno superior-Mioceno inferior), fueron seguidas en forma transicional y concordante por bancos piro y

epiclásticos continentales de la Formación Santa Cruz, del Mioceno inferior tardío a medio. En esta época la actividad volcánica se puso de manifiesto a través del Basalto Cóndor Cliff y con la presencia de elementos piroclásticos en la Formación Santa Cruz.

Durante el Mioceno superior-Plioceno inferior la actividad volcánica se hizo más intensa, formándose extensas planicies basálticas. Así, se desarrolló en un comienzo el Basalto Strobel, que cubrió e intruyó principalmente a las sedimentitas continentales de las formaciones Cardiel y Río Leona.

En el Mioceno superior-Plioceno inferior más bajo se derramaron las coladas que integran el Basalto La Siberia cubriendo en relación discordante a diferentes unidades marinas y continentales del Cretácico y Terciario. Posteriormente, en el Plioceno inferior, las rocas correspondientes al Basalto Las Tunas se identifican en parte del sector norte de la Hoja.

El último evento basáltico de la comarca está representado por el Basalto Laguna Barrosa (Plioceno superior-Pleistoceno inferior).

El Neógeno se completa con episodios vinculados a la formación de diferentes niveles de depósitos de agradación pedemontana y de terrazas fluviales.

En el transcurso del Pleistoceno se desarrollaron nuevos niveles de terrazas fluviales, unidades glaciales, estas últimas representadas por depósitos glaciales y morenas correspondientes a los estadios Inicioglacial, Daniglacial y Gotiglacial, como así también diferentes niveles de depósitos que cubren superficies de pedimentos y de antiguas playas y cordones litorales.

Al Holoceno se asignan depósitos de planicies aluviales, eólicos y de bajos y lagunas.

### 2.1. MESOZOICO

#### 2.1.1. CRETÁCICO

##### 2.1.1.1. Cretácico inferior

#### **Formación Río Mayer (1)**

*Pelitas y concreciones de areniscas calcáreas fosilíferas*

#### *Antecedentes*

A fines del siglo XIX, Hatcher (1897) utilizó el nombre *Mayer River beds* para describir los bancos de pizarras negras, muy duras, portadoras de abundantes amonites, aunque no lo suficientemente bien preservados para su identificación, aflorantes

en la margen derecha del curso inferior del río Mayer (al noroeste de la Hoja).

Stolley (1912, en Feruglio, 1949-1950) propuso la denominación de *Meseta Schiefer* para las capas marinas del cerro Meseta, al oriente del lago San Martín. Posteriormente, otros autores como Bonarelli y Nágera (1921), Piatnitzky (1938) y Feruglio (1938) efectuaron estudios en la cuenca oriental del lago mencionado. Así, los primeros refirieron estas capas a la Serie Infracretácea, confeccionaron un mapa geológico e hicieron una detallada investigación de los fósiles marinos encontrados. Por otra parte, Piatnitzky (1938) incluyó la unidad dentro de la Serie sedimentaria marina del Títoniano y Cretáceo, realizando además la descripción de algunos fósiles cretácicos, y Feruglio (1938) la incorporó dentro del Complejo Títoniano y Cretáceo, caracterizándola con el levantamiento de diversos perfiles estratigráficos.

Al norte de la comarca, Ugarte (1956) agrupó bajo el nombre de Formación Cerro Cóndor a las pelitas aflorantes al sur del cerro homónimo, en la margen izquierda del río Cardiel. Posteriormente, Ramos (1982) prefirió llamarlas Formación Río Mayer debido a la similitud litológica y cercanía a la localidad tipo.

Flores (1961, en Leanza, 1972) englobó los bancos de lutitas negras y areniscas de color gris claro seguidas por tobas que asoman en el área del lago San Martín, en la cabecera del arroyo de la Mina y en la sierra Baya, bajo el nombre de Formación Lago San Martín, dividiéndola en dos miembros: el inferior, Miembro La Federica, constituido principalmente por lutitas negras con intercalaciones de psamitas, y el superior, Miembro Sierra Baya, conformado por areniscas y tobas litoideas con algunas intercalaciones de lutitas oscuras. Este autor consideró que la Formación Lago San Martín estaba limitada en su base y techo por las formaciones Springhill y Piedra Clavada, respectivamente.

En la comarca, el nombre de Formación Lago San Martín fue empleado por Turic (1968) y Leanza (1970). El primer autor confeccionó un plano geológico de compilación del área situada entre los lagos Argentino y Cardiel, mientras que Leanza describió los afloramientos pelíticos presentes al sudeste de la estancia La Vega, efectuando el estudio de los fósiles colectados por él y previamente por Roller y Lesta.

La denominación original de Hatcher fue rescatada y formalizada por Riccardi (1971), creándose así la Formación Río Mayer. En este trabajo se emplea dicho nombre, dado que los afloramientos se ajustan a la litología de la localidad tipo, en la margen derecha del río Mayer.

### Distribución areal

La Formación Río Mayer asoma al sudeste de la estancia La Vega, en la margen derecha del valle La Vega del Barón de Soria, en un único afloramiento.

### Litología

Esta unidad está integrada por pelitas de color gris y gris oscuro, con pátinas limoníticas y laminación paralela. Son frecuentes las intercalaciones de niveles con concreciones de areniscas calcáreas finas a muy finas, de colores castaño claro y gris claro. Estas concreciones tienen formas elipsoidales (Figura 3) o redondeadas, tipo bochones, que en su interior contienen amonites y otros invertebrados marinos, así como pequeños restos de troncos silicificados.

Debido al material fino que compone la unidad, los afloramientos se presentan muy cubiertos, con gran cantidad de placas de yeso sobre la ladera.

Al sudeste de la estancia La Vega se levantó un perfil, observándose de arriba hacia abajo la siguiente sucesión:

Formación Piedra Clavada	
6,40 m	Areniscas, de color castaño claro amarillento
38,20 m	Cubierto
Formación Río Mayer	
1,00 m	Pelitas de color gris azulado, fragmentosas, muy cubiertas. En la parte superior se halla un nivel de concreciones elipsoidales de areniscas calcáreas muy finas de color castaño verdoso, que forman un banco discontinuo, de longitud variable (30 m a 1 m). Estas concreciones se caracterizan por contener en su interior, principalmente en la zona central, fragmentos o fósiles enteros de invertebrados marinos (bivalvos, amonites y gasterópodos) y en menor medida restos pequeños de troncos silicificados.
0,60 a 0,40 m	Dos niveles de concreciones más continuos lateralmente que el mencionado arriba. Son de areniscas calcáreas finas a muy finas, de color castaño, que en su interior contienen escasos fragmentos de bivalvos y gasterópodos. El espesor de estos bancos es variable (Figura 4).
2,50 m	Pelitas con fisilidad, de color gris y con pátinas limoníticas. Por debajo aflora nuevamente un nivel con concreciones



**Figura 3.** Afloramiento de la Formación Río Mayer, en el sudeste de la estancia La Vega, donde se observan pelitas grisáceas con concreciones elipsoidales de areniscas calcáreas fosilíferas.

elipsoidales, cuyos ejes mayor y menor son de 80 cm y 30 cm, respectivamente; son semejantes a las observadas en los niveles superiores y también tienen en su interior escasos restos de fósiles (bivalvos, amonites). Este nivel se acuña lateralmente.

- 1,30 m Pelitas de color gris, con fisilidad y con pátinas limoníticas. En la sección inferior asoma un nivel con concreciones con formas de bochones (del orden de los 50 cm), separadas aproximadamente 75 cm unas de otras. La composición es similar a las descritas anteriormente; en su interior tienen gran cantidad de invertebrados marinos (amonites, bivalvos) ya sea fragmentados o enteros; también se observaron restos de troncos silicificados.
- 16,80 m Arcilitas limosas fragmentosas de color morado, cubiertas. En la mitad de este espesor aparece un nivel con concreciones aisladas que constituyen bochones de 80 cm o presentan forma discoidal, cuyo eje mayor es de 50 cm. Las mismas tienen gran cantidad de fósiles en su parte central.

Según Arbe (2002), la Formación Río Mayer disminuye su espesor desde el sur hacia el norte de la cuenca; llega a tener 150 m en el lago Argentino, 100 m en la zona del lago San Martín y decenas de metros en el área del río Roble.

En la comarca, el espesor es del orden de los 22 metros; en tanto que al oeste del lago Cardiel (inmediatamente al norte de la Hoja) es superior a los 250 m (Ramos, 1982) aunque el mismo es aparente dada la deformación tectónica que presentan los bancos.

#### *Paleontología*

La Formación Río Mayer es portadora de una abundante y rica fauna fósil consistente en invertebrados marinos.

La localidad fosilífera de estancia La Vega fue estudiada por Leanza (1970), quien dio a conocer las siguientes especies:

Amonites:

*Hypopylloceras lestai* Leanza

*Calliscaphites andinus* Leanza

*Paraleptoceras singulare* Leanza

*Puzosia vegaensis* Leanza



**Figura 4.** Pelitas grisáceas y areniscas calcáreas amonitíferas de la Formación Río Mayer, aflorantes al sudeste de la estancia La Vega.

*Parasilesites desmoceratoides* (Stolley)  
*Hamiticeras* (?) sp. indet.  
*Mortoniceras*

Otros moluscos:

*Aucellina radiatostriata* Bonarelli  
*Mimetostreon bonarellii* (Leanza)  
*Trochus* n. sp.

Posteriormente, diversos autores ampliaron la investigación de la fauna fósil de esta localidad. Así, Nullo *et al.* (1981a) mencionaron *Labeceratidae* (Leanza, 1970), *Parasilesites*, *Puzosia* (*l.s.*), etc. y numerosos ejemplares de *Borissiakoceras*. Por su parte, Leanza (1985) dio a conocer un nuevo mortonicerátido, *Mortoniceras* (*Neokentroceras*) *tarensis*, proveniente de la parte superior de la Formación Río Mayer en la zona de *Puzosia vegaensis*. Medina y Rinaldi (1986) presentaron una descripción sistemática de especies de ammonoideos y citaron: *Partschiceras* (*Phyllopachyceras*) sp., *Anagaudryceras pulchrum*, *Labeceras plasticum*, *L.p. crassum*, *L. singulare*, *L. vegaensis*, *L. tabulatum*, *L. sp. 1*, *L. sp. 2*, *Myloceras nautiloides*, *M. andinus*, *M. cf. rotundum*, *M. cf. serotinum*,

?*Falciferella* sp., *Puzosia vegaensis*, *Eomarshallites espinosum* y *E. hybridum*.

De esta localidad, pero provenientes de un nivel fosilífero inferior, Riccardi *et al.* (1987) ilustraron y describieron *Koloceras talenkanum*, junto a *Anagaudryceras pulchrum*, *Labeceras* spp., *Parasilesites desmoceratoides*, *Myloceras* spp., *Puzosia vegaensis*, *Nucula* sp., *Maccoyella* sp., *Aucellina* sp. cf. *A. gryphaeoides*, *Entolium* sp., *Eriphyla* sp. cf. *E. lotenensis*, *Panopea* sp., *Austroneilo?* sp. y *Semisolarium* sp. De un nivel fosilífero superior citaron: *Labeceras* spp., *Myloceras* spp., *Koloceras talenkanum*, *Puzosia vegaensis*, *Rotularia* sp., *Euspira* sp., *Semisolarium*, *Acmaea* sp., cf. *Vanikoropsis stuarti*, cf., *Napulus* sp., *Cultrigera* sp., *Arrhoges* (*Latiala*) sp., *Perissoptera* sp., *Eriptycha* sp., *Tornatellaea* sp., *Aucellina* sp. cf. *A. gryphaeoides*, *Maccoyella* sp. y *Panopea* sp.

Medina *et al.* (1994) mencionaron la existencia de las especies *Diploceras bouchardianus*, *D. cf. cristatum* e *Hysteroceras multicostata* en asomos ubicados 7 km al este de la estancia La Vega y en el arroyo Milodon (sur del lago Viedma). Más tarde, Medina y Martinioni (1999) dieron a conocer el pri-

mer registro en la Patagonia de los géneros *Hysterocheras* Hyatt y *Dipoloceras* Hyatt y describieron e ilustraron *Hysterocheras leanzai*, *Dipoloceras elegans* y *D. cristatum*, presentes en un pequeño afloramiento ubicado 7 km al este de la estancia La Vega.

Una síntesis del contenido de la megafauna de la Formación Río Mayer, con la ubicación de las principales localidades fosilíferas dentro de la Cuenca Austral, puede consultarse en Aguirre-Urreta (2002).

Cabe mencionar que trabajos de micropaleontología fueron efectuados por Malumián y Nández (1983) en la alta cuenca del río Roble y por Bertels (1990) en la cuenca del lago San Martín, ambos sitios fuera de la Hoja.

#### *Ambiente de depositación*

Las pelitas de la Formación Río Mayer caracterizan un ambiente marino en facies de plataforma estable, de baja energía.

Según Ramos (1982), esta unidad correspondería a facies de poca profundidad debido a la ausencia de turbiditas y rocas grauváquicas, lo que permitiría restringir el ambiente por encima del talud continental, no lejano a la costa como lo denotan las asociaciones microflorísticas.

#### *Relaciones estratigráficas*

En la Hoja no se observa la base de la Formación Río Mayer, aunque al oeste-suroeste se apoya en relación de paraconcordancia sobre las vulcanitas del Complejo El Quemado o en concordancia o paraconcordancia sobre las epiclastitas de la Formación Springhill (Kraemer y Riccardi, 1997).

Esta unidad pasa transicionalmente a las areniscas de la Formación Piedra Clavada.

#### *Edad*

De acuerdo con la asociación de amonites, Leanza (1970) le dio una edad albiana, tentativamente superior, a los asomos de la estancia La Vega. Más tarde, la edad albiana superior fue ratificada por Riccardi (1984), Leanza (1985) y Medina y Rinaldi (1986), entre otros. Por otra parte, Nullo *et al.* (1981a) asignaron estos niveles al Albiano medio y superior, llegando probablemente al Cenomaniano basal por la existencia de *Borissiakoceras* en el último nivel ammonitífero de la Formación.

En la misma localidad, Aguirre-Urreta y Riccardi (1988) consideraron a la unidad de edad albiana tardía temprana teniendo en cuenta la presencia de los géneros *Labeceras* y *Myloceras*, los cuales son conocidos en las zonas de *D. cristatum*, *H. Binum* y *M. inflatum* de Madagascar y en la zona V albiana de Sudáfrica. Medina y Martinioni (1999) también dieron una edad albiana tardía temprana para la parte inferior de la Zona de *Puzosia vegaensis* que se prolonga hasta los niveles basales de la Formación Piedra Clavada en la estancia La Vega.

Sobre la base de estos estudios, se le asigna a estas sedimentitas marinas una edad albiana superior baja.

#### 2.1.1.2. Cretácico superior

##### **Formación Kachaike (2)**

*Areniscas, areniscas fosilíferas y pelitas*

##### *Antecedentes*

En el mapeo de la región del lago San Martín, las capas de esta unidad fueron reconocidas por Bonarelli y Nágera (1921), quienes describieron un banco fosilífero calcáreo arenoso tobáceo, con enormes concreciones calcáreas, aflorante al pie mismo de la cumbre barrancosa del cerro Meseta. Estos autores lo refirieron a la Serie Cretácea, realizando un detallado estudio fosilífero. Dicho banco había sido ubicado anteriormente por Stolley (en Bonarelli y Nágera, 1921) en la base de su *Meseta Sandstein*, por encima de las capas que serían las más altas de *Meseta Schiefer*.

Piatnitzky (1935) incluyó estas sedimentitas marinas, que se disponen sobre las margas arcillosas con restos de fósiles albianos, dentro de la Serie Supracretácica y extendió los asomos desde los cañadones de la Mina y Calafate hasta la barranca situada frente al cerro Kachaike. Posteriormente, este autor (Piatnitzky, 1938) las comprendió dentro de su Serie sedimentaria marina del Titoniano y Cretáceo e hizo referencia a un banco de arenisca de color gris claro, tobáceo y calcáreo, portadora de *Aucellina coquandiana* d'Orb., *Sanmartinoceras patagonicum* Bon., fósiles del Albiano superior o Cenomaniano, sobre el que se disponía sin mediar discordancia un complejo de areniscas amarillentas con intercalaciones de arcillas y margas blandas portadoras de invertebrados marinos del Cretácico superior.

Leanza (1970), siguiendo la estratigrafía de Flores (en Leanza, 1970), denominó a estas sedimentitas epi y piroclásticas bajo el nombre de Miembro Sierra Baya de la Formación San Martín. Riccardi (1971) fue quien formalizó, bajo el nombre de Formación Kachaike, en la cuenca del lago San Martín, a las psamitas dispuestas sobre los paquetes pelíticos de la Formación Río Mayer.

Más tarde, Riccardi y Rolleri (1980) equipararon la Formación Kachaike con la Formación Piedra Clavada, mientras que Nullo *et al.* (1981a) emplearon la denominación de Arenisca de la Meseta (Stolley, 1912) en su trabajo del Cretácico de la Cuenca Austral. Por su parte, Arbe (1989, 2002) consideró a la Formación Kachaike separada de la Formación Piedra Clavada, criterio que es seguido en este trabajo.

#### *Distribución areal*

Los bancos de la Formación Kachaike se distribuyen en el faldeo austral de la meseta El Moro (Figura 5), extendiéndose hacia el oeste, fuera de los límites de la Hoja, conformando una amplia estructura sinclinal.

#### *Litología*

La Formación Kachaike se compone principalmente de bancos psamíticos, a veces con aporte

tobáceo, de color amarillento, con intercalaciones de pelitas. La diferencia entre esta unidad y la infrayacente, Formación Río Mayer, es que en esta última predominan las pelitas oscuras sobre los bancos areniscosos.

En el faldeo de la meseta El Moro se observaron como mínimo seis gruesos paquetes de areniscas, con bastante continuidad lateral, entre los que se intercalan bancos de pelitas laminadas de color gris a gris oscuro. El tamaño de grano de estas areniscas varía de fino a grueso, siendo en algunos casos friables y en otros consolidadas; la coloración es amarillenta y en ocasiones verdosa a gris verdosa (Figura 6). Presentan estratificación entrecruzada. Algunos bancos son fosilíferos, con presencia de bivalvos, amonites y ostreas.

Piatnitzky (1938) citó una potencia del orden de 235 m para estos afloramientos ubicados al norte del cerro Kachaike.

#### *Paleontología*

Varios autores realizaron estudios paleontológicos de los invertebrados marinos de la Formación Kachaike en localidades ubicadas inmediatamente al oeste y norte de la Hoja, los que se enumeran a continuación:

En Chorrillo del Medio, Riccardi *et al.* (1987) describieron el amonite *Tropaeum* sp.. Bonarelli y



**Figura 5.** Vista general de los afloramientos de la Formación Kachaike en el faldeo sur de la meseta El Moro. La parte superior de la meseta está integrada por coladas del Basalto Strobel.



**Figura 6.** Bancos de areniscas amarillentas de la Formación Kachaiké localizados inmediatamente al oeste de la Hoja, en el faldeo austral de la meseta El Moro. En segundo plano se observa el cerro Kachaiké y por detrás el lago Tar.

Nágera (1921), para el nivel fosilífero calcáreo arenoso que descansa sobre la serie arcillosa ubicado al pie de la cumbre del cerro Meseta, determinaron un fragmento de tallo de *Equisetites* (*Calamitopsis*) sp., varios ejemplares de *Exogyra* sp., así como los bivalvos *Avicula* (*Oxytoma*) *raricosta* Bonarelli y Nágera., *Astarte Eriphila* cf. *corrugata*, *Nucula* cf. *cecileana*, *Aucellina coquandiana*, *Cardium* sp., *Lima* (*Radula*) sp., *Cucullaea* (*Idonearca*) *harttii* y *Arca* sp.; el belemnite *Neohibolites ultimus?* y los amonites *Sanmartinoceras patagonicum*, *Kossmaticeras meseticum* y *Scaphites compressus*.

En el valle del arroyo de la Mina (estancia La Federica), Piatnitzky (1938) citó, de un horizonte referido al Cenomaniano, las siguientes especies: *Avicula* (*Oxytoma*) aff. *tardensis*, *Inoceramus steinmanni*, *Trigonia* cf. *windhauseniana*, *Tapes* (?) *patagonica*, *Panopaea* sp. y *Sanmartinoceras patagonicum*. Feruglio (1938) describió *Trigonia feruglioi*, *Tapes* (?) *patagonica*, *Inoceramus*, *Avicula* (*Oxytoma*) aff. *tardensis*, *Ostrea* o *Exogyra* y los amonoideos *Sanmartinoceras patagonicum* y *Actaeonella patagonica*. En esta misma localidad Medina (1987) y Riccardi *et al.* (1987) indicaron la presencia de *Pterotrigonia* (*R.*) *feruglioi*.

En el arroyo Calafate, Piatnitzky (1938) indicó la existencia, en capas de areniscas calcáreas de color verdoso referidas al Albiano, de *Gryphaea* cfr.

*corbiensis*, *Neohibolites* cfr. *semicanaliculatus*, *Gaudryceras desmoceratoides* y *Beudanticeras*. En otro nivel superior, también del Albiano, identificó *Gryphaea* cfr. *corbiensis*, *Eriphyla* sp., *Avicula* (*Oxytoma*) aff. *tardensis*, *Neohibolites* cfr. *semicanaliculatus* y fragmentos de amonites. En la cabecera de este arroyo, este autor señaló fósiles del Albiano-Cenomaniano, como *Avicula* (*Oxytoma*) aff. *tardensis*, *Pecten* (*Camptonectes*) *pueyrrydonensis*, *Pecten argentinus* (?) y moldes de amonites. Leanza (1970) halló, en la sección superior arenosa de esta área, la especie *Beudanticeras rollerii* Leanza.

En el puesto Bajo Comisión, Medina (1987) señaló la presencia de *Iotrigonia rolli*, del Albiano.

En el zanjón ubicado al nor-noroeste del cerro Kachaiké, inmediatamente al oeste de la Hoja, Piatnitzky (1938) mencionó *Cleoniceras argentinum* en capas del Albiano; *Panopaea* sp. y *Kossmaticeras* (?) en bancos del Cenomaniano o Turoniano y *Exogyra guaranítica*, *Actaeonella patagonica*, *Potamides patagonensis* en gruesos bancos del Turoniano superior o Senoniano inferior. Para el valle del arroyo Kachaiké (al norte de la estancia homónima) describió abundantes moldes de bivalvos, escamas ganoides, dientes de tiburón y los fósiles *Exogyra guaranítica*, *Modiola* cfr. *araucana*, *Pleuromya* sp. (o *Panopaea* ?) y *Potamides patagonensis*; además, en un banco de toba identificó placas de tortugas.

Por su parte, Feruglio (1938), en su perfil ubicado al nor-noroeste del cerro Kachaike, también señaló a *Cleoniceras argentinum* del Albiano superior, además de restos de *Aucellina andina* y *Gryphaea* cf. *corbiensis*. A 139 m sobre el banco con *Cleoniceras argentinum* identificó una capa con abundantes fósiles referibles a los citados por Piatnitzky (1938) para sus capas del Turoniano superior o Senoniano inferior. Tanto en este perfil como en el de la meseta situada al norte del cerro Kachaike mencionó restos de madera petrificada.

#### *Ambiente de depositación*

El ambiente de sedimentación es de tipo litoral a marino. A juzgar por Arbe (1989), la Formación Kachaike conforma tres ciclos deltaicos con facies de planicie deltaica, frente deltaico que denota acción combinada de olas y mareas y planicie costera dispuesta con facies de bahía-pantano y playas marginales. Al presentar arreglos sedimentarios progradantes engrana hacia la cuenca, hacia el este-sudeste, con la facies de pelitas negras de la parte superior de la Formación Río Mayer de la estancia La Vega (Arbe, 1989).

#### *Relaciones estratigráficas*

La base de la unidad no está expuesta en la comarca. Sin embargo, al oeste de la Hoja se ve que el pasaje de la Formación Río Mayer, infrayacente, a la Formación Kachaike es de tipo concordante y gradual (Bonarelli y Nágera, 1921; Feruglio, 1938; Piatnitzky, 1938).

Es cubierta, en aparente concordancia, por los paquetes continentales de la Formación Cardiel; esta relación pudo observarse al norte del cerro Kachaike, localizado inmediatamente al oeste de la Hoja.

#### *Edad y correlaciones*

Bonarelli y Nágera (1921) asignaron tentativamente estas capas al Albiano superior como también al Cenomaniano más inferior. Piatnitzky (1938) reconoció fósiles del Albiano hasta el Turoniano superior o Senoniano inferior, en los asomos que se hallan en la barranca situada al norte del cerro Kachaike (ubicado inmediatamente al oeste de la Hoja).

Feruglio (1938) ubicó en el Senoniano inferior a los paquetes denominados por él Estratos de

Kachaike, cuya base la fijó en el banco con *Actaeonella*; si se incorpora a esta unidad el horizonte con *Sanmartinoceras patagonicum* del arroyo de la Mina, el conjunto abarcaría como mínimo el Turoniano-Senoniano inferior.

Riccardi y Rolleri (1980) le dieron a la Formación Piedra Clavada-Kachaike una edad comprendida entre el Albiano y el Coniaciano, más probablemente cenomaniana (turoniana).

Riccardi (1984) sugirió diferenciar una Zona de *Sanmartinoceras patagonicum* referible al Albiano inferior de la Zona de Asociación de *Aioloceras argentinum*, debido a la presencia de *Sanmartinoceras patagonicum* Bonarelli procedente de un nivel situado inmediatamente sobre la base de la Formación Kachaike.

En el esquema estratigráfico propuesto por Arbe (2002), la Formación Kachaike forma parte del Ciclo Lago San Martín, Subciclo Kachaike-Piedra Clavada de edad aptiana tardía – turoniana temprana (107,5 Ma – 93 Ma / 91,5 Ma).

Para las localidades Puesto Bajo Comisión y estancia La Federica, Medina (1987) le dio a la unidad una edad albiana sobre la base del estudio de las trigonias.

Teniendo en cuenta estos estudios paleontológicos y las relaciones estratigráficas de estas sedimentitas marinas, se les asigna en este trabajo una edad cenomaniana a turoniana inferior.

Arbe (2002) correlacionó esta formación con el Miembro Cerro Pelado de la Formación Piedra Clavada de Ramos (1982).

### **Formación Piedra Clavada (3)**

*Areniscas, areniscas fosilíferas; pelitas subordinadas*

#### *Antecedentes*

Estas areniscas fueron observadas en el valle del río Shehuen por Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938; Feruglio, 1949-1950), designándolas con el nombre de Estratos o Areniscas de Piedra Clavada. Este autor describió la unidad como areniscas con *Actaeonella patagonica*, *Exogyra guaranítica*, *Potamides patagonensis*, *Trigonia wilckensi* y madera petrificada.

Inicialmente, los asomos del valle medio y superior del río Shehuen o Chalfá fueron reconocidos por Carlos Ameghino y dados a conocer por Florentino Ameghino (en Feruglio, 1938) con el nombre de Shehueniano. Cabe aclarar que la unidad correspon-

de a la parte inferior del Shehueniano, mientras que la parte superior incumbe a la Formación Mata Amarilla. Más tarde, Bonarelli y Nágera (1921) detallaron un asomo localizado en las cercanías de una casa de negocio de la familia Perna, unos 6 km al O-SO de Piedra Clavada, donde observaron areniscas amarillentas gruesas portadoras de invertebrados marinos; identificaron estos estratos con los shehuenianos de Par Aik (Pari Aike), dándoles una edad senoniana.

Piatnitzky (1935; 1938) describió y levantó perfiles de esta unidad, que incluyó en el Cretácico superior, extendiéndola desde el área oriental de las cuencas de los lagos San Martín y Viedma hasta el este de Mata Amarilla. Roll (1937) empleó la denominación de “facies de las capas shehuenianas” para designar estas sedimentitas y las de la Formación Mata Amarilla en el mapeo que realizó en la región comprendida entre los ríos Shehuen o Chalfía y Santa Cruz. Por otra parte, Feruglio (1938) consideró que estos estratos con *Exogyra guaranítica* del valle medio y superior del río Shehuen pertenecen al Senoniano. Sarris y Fernández (1957), bajo el nombre de Senoniano, describieron estas epiclastitas en su trabajo de exploración de las áreas de los lagos Strobel y San Martín, y los ríos Chico y Chalfía.

Luego, Ferello (1955) y Casas (1957) emplearon el nombre de Serie de Piedra Clavada, representante de la parte inferior del Shehuense (en el sentido de Ameghino), para la región de Piedra Clavada, laguna Amenida y alrededores.

A pesar de que la denominación de Formación Piedra Clavada fue usada por Turic (1968), la definición formal de la unidad fue hecha por Leanza (1972) y Russo y Flores (1972). Su localidad tipo se ubica en el paraje homónimo, en la orilla norte del río Shehuen o Chalfía. Este nombre fue luego empleado por Sarris (1977) en su trabajo de evaluación carbonífera de la zona del lago Cardiel-Piedra Clavada-valle del río Pari Aike y por Álvarez Rojo (1980).

Estudios paleontológicos y/o sedimentológicos fueron realizados por Kielbowicz de Stach (1983), Medina (1987) y Poiré *et al.* (2001; 2002; 2004), entre otros.

#### *Distribución areal*

Los afloramientos de la Formación Piedra Clavada se observan fundamentalmente en la mitad occidental de la Hoja, desde la zona del lago Tar hasta la localidad de Tres Lagos (Figura 7); sus mejores ex-

posiciones se encuentran en el curso superior del río Shehuen. El paraje Piedra Clavada, ubicado unos tres kilómetros al nordeste de Tres Lagos, es donde está descrito el perfil tipo de la formación (Figura 8).

También se los identifica al sudeste y este de la sierra del Bagual, en el faldeo sur de la meseta del Bagual Chico, al noroeste de la estancia Olimpia y en la margen izquierda del arroyo Los Paisanos; asomos menores se disponen en el faldeo norte del cerro Índice y al nordeste del lago Viedma.

#### *Litología*

La Formación Piedra Clavada está compuesta predominantemente por significativos bancos de areniscas, de coloración amarillenta, castaña y gris verdosa, y tamaño de grano entre mediano y grueso, con marcada estratificación entrecruzada. Presentan intercalaciones de bancos poco potentes de arcilitas y de sabulitas-conglomerados finos. Asimismo, se han observado niveles de tobas y tufitas finas grises, los que aumentan su participación hacia el norte (Russo y Flores, 1972; Ramos, 1982).

Se caracteriza por tener niveles portadores de invertebrados marinos, como ostras, trigonias, gasterópodos, *Eriphyla* y *Panopea* entre otros; escamas de peces y placas de tortugas, así como troncos silicificados y restos vegetales carbonizados.

Al sudoeste de Tres Lagos (frente a la estación de servicio de Tres Lagos, ex ACA) afloran (Figura 9), de abajo hacia arriba, después de un tramo cubierto de 15 m, bancos tabulares de areniscas de grano grueso a sabulítico (2,25 m), con oquedades, de color amarillento blanquecino, con concreciones de 10-15 cm de colores rojizos que se alinean siguiendo la estratificación horizontal y/o diagonal de las capas. Luego de un tramo cubierto (4,10 m) vuelven a aflorar areniscas gruesas a sabulíticas por sectores con estratificación entrecruzada, de color amarillento grisáceo, presentando intercalaciones de bancos lenticulares (1,46 m de largo x 0,15 m de espesor) de arenisca de grano más fino y más consolidadas, de coloración rojiza; en la base, sobre un contacto ondulado, se observan restos de troncos silicificados. Por encima se disponen 0,50 m de areniscas medianas, de color castaño amarillento, que sobresalen formando un cornisón; presentan oquedades y restos de briznas vegetales. Continúa un tramo bastante cubierto de areniscas finas (4,5 m) y luego unos 6 m de areniscas gruesas, macizas, de color castaño claro, con intercalaciones de bancos lenticulares con



**Figura 7.** Bancos de areniscas amarillentas de la Formación Piedra Clavada en su localidad tipo, paraje Piedra Clavada, al este de Tres Lagos, en la margen norte del río Shehuen.

estratificación entrecruzada, con algunos fragmentos dispersos de bivalvos. El metro y medio superior de esta sección porta escasos y pequeños restos de troncos.

Hacia arriba asoman areniscas y limolitas friables muy cubiertas (5 m) y areniscas finas que sobresalen a manera de cornisa (1,35 m); estas últimas son de color castaño y tienen estratificación entrecruzada. Son seguidas, luego de 6 m cubiertos, por un paquete de 2,4 m de areniscas gruesas a medianas de color blanquecino (Figura 10), en bancos de 20 cm de espesor y con laminación paralela. Siguen, con un espesor de 4 m, limolitas friables, muy cubiertas y por encima areniscas cuarzosas (1,30 m), de grano mediano a grueso, con estratificación entrecruzada sólo en la mitad superior; en la mitad de esta sección se intercala un banco de unos 0,7 m de arenisca de color más oscuro y más silicificada. Le suceden (0,95 m) areniscas cuarzo-líticas, color amarillento blanquecino, de grano mediano, con líticos dispersos de hasta 2 mm, con estratificación entrecruzada tabular planar.

Continúan dos bancos tabulares, que sobresalen formando un cornisón, de areniscas medianas, amarillentas blanquecinas; el banco inferior (1 m) es macizo, mientras que el superior (1,30 m) tiene estratificación entrecruzada tabular planar. Por enci-

ma se observa un tramo de 5 m con grandes bloques sueltos de areniscas, situándose luego un banco de arenisca fina (0,15 m), consolidada, de color amarillento, portadora de improntas de invertebrados marinos.

Culmina el perfil de la unidad con un banco de 0,40 m de arenisca, de grano mediano a fino, silicificada, con gran cantidad de invertebrados marinos; el color es castaño oscuro y presenta lajosidad. Por encima se disponen pelitas, con un espesor de 24 m, correspondientes a la unidad suprayacente, la Formación Mata Amarilla. Estas pelitas, con fisilidad, son de color gris oscuro a claro, con pátinas de óxido de Fe; son seguidas por bancos de areniscas.

El espesor de la unidad varía desde más de 60 m frente a Tres Lagos (Nullo *et al.*, 1981) a cerca de 390 m en el lago Cardiel (Ramos, 1982).

#### *Paleontología*

Bonarelli y Nágera (1921) identificaron, al oeste-sudoeste de Piedra Clavada, *Ostrea guaranítica* Ih., *Trigonia* gr. *aliformis* Park., *Corbula* (*i.*) *sehuena* Ih. (var.?) y *Potamides* (*Pirenella*) *patagonensis* Ih. En la región de Tres Lagos, Feruglio (1938) registró, además de los fósiles mencionados anteriormente, *Trigonia wilckensi* Fer.,



**Figura 8.** La Piedra Clavada, característico pilar de areniscas marinas que le da nombre al paraje y a la formación homónima.



**Figura 9.** Afloramientos de la Formación Piedra Clavada en las inmediaciones de Tres Lagos. En primer plano se observa la estación de servicio de YPF; a la izquierda y en segundo plano se encuentra el paraje de Piedra Clavada.

*Eryphyla ? sheuena* Ih., *Exogyra guaranítica* Ih. y *Actaeonella patagonica*, mientras que Piatnitzky (1938) mencionó *Protocardia shehuenensis* Fer., *Venus parva* Wilck., *Tapes wilkensi* ? y *Panopaea* sp.

Casas (1957) registró, en los bancos de la localidad de Piedra Clavada y próximos a la estancia La Escondida, *Corbula sheuena* Ih. y *Potamides patagonensis* Ih.; las especies *Exogyra* y *Lahillia luisa* Wilck. fueron halladas en la segunda localidad.

En la estancia La Vega, Medina (1987) describió, en facies de arenisca verdosa amarillenta de la Formación Piedra Clavada, la presencia de *Pterotrigonia* (*R.*) *feruglioi* y *Megatrigonia piatnitzki*. Estas trigonias están asociadas con los ammonioideos *Labceras* spp., *Myloceras* spp., *Puzosia vegaensis*, *Mortoniceras* (*Neokentroceras*) *tarense* H. Leanza (1986).

Poiré *et al.* (2001) dieron a conocer una abundante y variada asociación de trazas fósiles, de los asomos del área de Tres Lagos-Piedra Clavada, citando *Arenicolites*, *Bergaueria*, *Chondrites*, *Cochlichmus*, *Curvolithus*, *Cylindrichnus*, *Diplocraterion*, *Gastrochenolites*, *Gyrochorte*, *Monocraterion*, *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Phycodes*, *Planolites*, *Rhizocorallium*, *Skolithos*, *Teichichnus*, *Teredolites*, *Thalassinoides*, *Trypanites* y trazas verticales en forma de Y. En otro trabajo Poiré *et al.* (2002) también señalaron, para esta misma área, la existencia de invertebrados correspondientes a *Corbula*, *Eriphyla*, *Modiolus*, *Panopea* y *Potamides*, más naticidos, ostreidos indeterminados y diversos trigónidos. Entre los vertebrados citaron escamas de peces actinopterigios, como *Lepidotes*, y placas fragmentarias de caparazón de tortugas de la familia *Chelidae*. Por otra parte, Poiré *et al.* (2004) reconocieron niveles de troncos transportados de gimnospermas y dos niveles de hojas de pteridófitas y gimnospermas, acompañadas de angiospermas en el nivel inferior e improntas de angiospermas junto a gimnospermas y pteridófitas en el nivel superior.

#### *Ambiente de depositación*

La Formación Piedra Clavada corresponde a un ambiente nerítico costanero, de alta energía, con varias oscilaciones de la línea de costa que determinan por lo menos tres subciclos de sedimentación (Ramos, 1982), hasta el retiro definitivo del mar. La continentalización de la secuencia no se produce en forma uniforme, sino que es más rápida hacia el norte y el oeste.

Poiré *et al.* (2002), sobre la base de los perfiles descriptos en los alrededores de Piedra Clavada-Tres Lagos, diferenciaron una sección inferior de neto corte fluvio-deltaico, dominado por avenidas fluviales así como por mareas, y una sección superior de plataforma con dominio de mareas que varía de depósitos de playa, barras mareales, tempestitas distales y bancos de coquinas, a grandes barras de mareas netamente submareales. Ambas secciones se encuentran separadas por una superficie de endurecimiento con marcada bioturbación dada por trazas de organismos perforantes sobre el techo de la sección inferior.

### *Relaciones estratigráficas*

Se dispone concordantemente sobre las pelitas grises oscuras de la Formación Río Mayer, mediante un pasaje transicional.

Está cubierta concordantemente, en los alrededores de la localidad tipo, por los depósitos también marinos de la Formación Mata Amarilla, mientras que al sur de la meseta del Bagual Chico lo es por los paquetes continentales de la Formación Cardiel. En relación discordante infrayace a las sedimentitas

marinas de la Formación Man Aike. Por último, cubren a la Formación Piedra Clavada coladas basálticas mio-pliocenas, al norte de la estancia La Isabelita, en la meseta de San Adolfo y en la meseta Escorial, y plio-pleistocenas al oeste de la estancia La Adriana, en discordancia erosiva.

### *Edad*

En un principio esta unidad fue atribuida al Senoniano. Así, Bonarelli y Nágera (1921) le dieron esta edad, no descartando que la serie completa abarque el Cenomaniano hasta el Senoniano. Roll (1937), Feruglio (1938) y Piatnitzky (1938), de acuerdo con los estudios efectuados en los alrededores de Piedra Clavada y Mata Amarilla, también la atribuyeron al Senoniano; Feruglio (1938) no descartó que el Shehueniano en su conjunto alcance quizás parte del Turoniano y del Daniano. Por su parte, Turic (1968) sugirió que a pesar que la unidad es referida al Senoniano alto, cabe la posibilidad que pertenezca al Coniaciano o inclusive al Turoniano-Cenomaniano.

Para los afloramientos de la zona del lago Cardiel, Ramos (1982) ubicó en el Aptiano superior y Albiano a los miembros Cerro Pelado y Karken, respectiva-



**Figura 10.** Areniscas medianas a gruesas, de color blanquecino amarillento, pertenecientes a la Formación Piedra Clavada, aflorantes en el faldeo situado al este de la estación de servicio de Tres Lagos.

mente de la Formación Piedra Clavada. Kielbowicz de Stach (1983) también dio una edad aptiana-albiana para los niveles portadores de microinvertebrados marinos de la región mencionada.

Arbe (2002), en su trabajo de estratigrafía y evolución del Cretácico de Santa Cruz, asignó al Subciclo Kachaike-Piedra Clavada, del cual la Formación Piedra Clavada forma parte, al Aptiano tardío (Albiano basal)-Turoniano temprano (107,5 Ma – 93 Ma).

Sobre la base de las faunas de amonites descritas por diversos autores en niveles de las formaciones Piedra Clavada y Mata Amarilla entre los lagos Cardiel, Viedma y en el valle del río Shehuen, Riccardi (2002) ubicó la unidad en el (?Albiano superior-) Cenomaniano (-Coniaciano).

Teniendo en cuenta estos antecedentes, más la disposición de la unidad sobre las pelitas oscuras de la Formación Río Mayer, que en la comarca tienen edad albiana superior alta, se le asigna a la Formación Piedra Clavada una edad cenomaniana, alcanzando quizás el Turoniano inferior.

#### **Formación Mata Amarilla (4 - 4a)**

*Arcilitas, limolitas, areniscas y areniscas coquinoideas; conglomerados subordinados*

##### *Antecedentes*

Florentino Ameghino (1902, 1906) dio a conocer las observaciones efectuadas por su hermano Carlos, a fines del siglo XIX, en el alto valle del río Shehuen, describiendo intercalaciones marinas con dientes de selacios y fragmentos de *Exogyra guaranítica*, *Corbula ? sehuena* y *Potamides patagonensis* que conforman el Shehueniano.

Roll (1937) empleó la denominación de “facies de las capas shehuenianas” para estas sedimentitas en el mapeo que realizó en la región comprendida entre los ríos Shehuen o Chalfía y Santa Cruz, levantando diversos perfiles. Luego, fue descrita por Piatnitzky (1938) en los alrededores del cerro Bagual, Piedra Clavada, Mata Amarilla (estancia La Soriana) y valle de Pari Aike, pero sin asignársele ningún nombre.

Feruglio (1938) la distinguió como el Horizonte B de la secuencia del Cretácico superior, y luego (en Fossa Mancini *et al.*, 1938; Feruglio 1949-1950) la nominó como Estratos de Mata Amarilla. Ferello (1955) empleó la denominación de Serie de Mata Amarilla para los asomos situados al sur y oeste de la sierra del Bagual. Este mismo nombre fue usado

por Casas (1957) en su trabajo de levantamiento estructural de la zona de Mata Amarilla, laguna Amenida, Tres Lagos y parte sur de la meseta Bagual Chico. Sarris y Fernández (1957) incluyeron a estos depósitos dentro del Senoniano.

Leanza (1969) señaló la presencia de amonites en los Estratos de Mata Amarilla del cerro Índice. Luego, Leanza (1972) y Russo y Flores (1972) fueron quienes describieron y efectuaron la adecuación formacional de la unidad; ubicaron la localidad tipo a unos 15 km al este de Piedra Clavada, sobre la margen sur del río Shehuen o Chalfía. Posteriormente, Sarris (1977), Carrizo (1977), Álvarez Rojo (1980, 1986) y Cabrera y Pereyra (1980-1981), en sus estudios de exploración carbonífera en la comarca, emplearon este nombre formacional.

En el perfil del cerro Índice, Nullo *et al.* (1981b) detallaron los afloramientos de la formación.

El aporte de nuevos datos sobre la taxonomía de vertebrados fósiles y paleoambientes de la unidad fueron recientemente dados a conocer por Goin *et al.* (2002), para los afloramientos ubicados entre 3 y 20 km al sur del casco de la estancia La Soriana (ex Mata Amarilla).

##### *Distribución areal*

Asomos de la Formación Mata Amarilla se identifican en la margen sur del río Chalfía o Shehuen, en la gran depresión ocupada por la laguna Amenida, en la margen oriental del arroyo de los Paisanos y en las inmediaciones de la laguna Chica. Por otra parte, buenos afloramientos se observan en la sierra del Bagual y alrededores (Figura 11). Además, en la margen norte del río Shehuen asoma entre las estancias La Merced y Punta Piedra.

##### *Litología*

La formación está compuesta por areniscas arcillosas friables, más raramente consolidadas, de coloración amarillenta y gris oscura, a las que se asocian limolitas y arcilitas grises, amarillentas y negruzcas. Hacia la parte superior de la unidad el tamaño de grano de las areniscas es mayor, presentan estratificación entrecruzada y comienzan a aparecer horizontes fosilíferos, que se hacen más potentes y habituales hacia arriba. En algunas localidades, las arcilitas son portadoras de materia carbonosa.



**Figura 11.** Areniscas amarillentas de la Formación Piedra Clavada (primer plano) seguidas por pelitas bandeadas y areniscas, también amarillentas, de la Formación Mata Amarilla (segundo plano). Afloramientos sobre la ruta nacional 40, al nor-noroeste de Tres Lagos.

La unidad es esencialmente pelítica en sus asomos occidentales y australes, mientras que predomina netamente el material arenoso hacia el este (Nullo *et al.*, 1981a). El espesor máximo es de 350 m al SSE de Tres Lagos.

Algunos asomos, como los localizados en los alrededores de la laguna Aménida, se encuentran muy enmascarados por derrubio actual por lo que han sido mapeados como Formación Mata Amarilla cubierta (4a).

Al este de Tres Lagos se levantó un perfil (Figura 12) donde se observó una parte inferior pelítica de coloración grisácea a negra, castaña a castaña morada, con pátinas de óxidos de hierro, que alcanza una potencia de 30 metros. Estas pelitas están bastante cubiertas; sobre la superficie se ven fragmentos y astillas de troncos petrificados, los primeros de color castaño y las astillas de color blanquecino. La parte superior es predominantemente psamítica, con escasas intercalaciones pelíticas, de coloración amarillenta a amarillenta grisácea, con tamaño de grano mediano a grueso y a veces fino; el espesor es

del orden de los 80 metros. En general estas areniscas se presentan en bancos tabulares con estratificación entrecruzada y lenticulares con estratificación entrecruzada en artesa; en algunos casos son portadoras de invertebrados marinos, generalmente fragmentados, y en menor medida de restos de troncos silicificados, llegando a medir uno de los ejemplares observados un metro de diámetro por 3,5 m de largo (Figura 13). En dos bancos de areniscas se identificaron trazas fósiles, dispuestas aleatoriamente y rellenas por areniscas de grano más grueso que el que las engloba.

Al sudeste de la laguna Amenida asoman pelitas macizas, de colores blanquecinos, grisáceos a negros y hasta rosados, con intercalaciones de hasta 4 m de areniscas blanquecinas, de grano fino a mediano, con estratificación entrecruzada. Uno de los niveles pelíticos inferiores es portador de nódulos de carbón. Sobre el faldeo, se advierten grandes restos sueltos de troncos petrificados. Esta sección, que alcanza casi 36 m de espesor, está cubierta por conglomerados pliocenos pertenecientes al Nivel de Agradación III.



**Figura 12.** Asomos de la Formación Mata Amarilla, donde se observa una sección inferior pelítica y una sección superior areniscosa. Cañadón al este de la localidad de Tres Lagos.



**Figura 13.** Tronco petrificado en areniscas de la Formación Mata Amarilla. Cañadón al este de la localidad de Tres Lagos.

Bancos de areniscas friables, de color amarillo oro, de grano fino a mediano, con estratificación entrecruzada tangencial y en artesa, se observan al sur de la estancia El Matrero; estos asomos son pequeños y están muy cubiertos por depósitos de remoción en masa, por lo que no están identificados en el mapa.

Buenos afloramientos se encuentran en la sierra del Bagual, conformando la sección inferior lomadas suaves, redondeadas, constituidas por pelitas y/o areniscas friables de colores grisáceos, blanquecinos hasta amarillentos (Figura 14). Por encima se reconocen bancos de areniscas de grano mediano a fino, amarillentos, y areniscas coquinoideas amarillentas hasta anaranjadas, que se parten en lascas, con gran cantidad de invertebrados marinos. Esta sección tiene intercalaciones de arcilitas de colores grisáceos a negros y hasta morado oscuro.

En la ladera norte del cerro Castillo, al este de la estancia Pari Aike, Feruglio (1949-1950) observó unos 77 m de espesor de arcilitas en parte arenosas, de color gris, y areniscas blanquecinas amarillentas, a veces con lentes conglomerádicas. Por arriba se dispone un banco de arenisca portadora de *Exogyra guaranítica*, seguido por arcilitas y por un banco de

arenisca con lentes de conglomerados y con lentes de *Exogyra guaranítica* que forma un pilar de unos 30-35 m que resalta en el paisaje.

En el cerro Índice, Nullo *et al.* (1981 b) hallaron arcilitas pardo claras y areniscas subordinadas, con laminación paralela en la base y estratificación diagonal en la parte media y superior. Dichos asomos no pudieron ser corroborados debido a la cubierta de deslizamientos rotacionales existentes en la zona.

### Paleontología

La Formación Mata Amarilla contiene numerosos niveles con invertebrados marinos fósiles sobre todo hacia la parte basal, mientras que en sus términos superiores aparecen troncos petrificados y huesos de dinosaurios.

Piatnitzky (1938) citó las especies *Corbula ? shehuena*, *Exogyra guaranítica* Ih., *Modiola araucana* d'Orb., *Potamides patagonensis* Ih., *Trigonia windhauseniana* Wilck., *Protocardia shehuenensis* Fer., *Natica shehuena*, *Nerinea* sp. y *Trigonia windhauseniana* Wilck. en sedimentitas aflorantes en el arroyo Pari Aike y en las laderas sur y oriental de la sierra del Bagual. En esta última localidad, además reconoció impresiones de *Gleichenites sanmartini*, asociada a Lauráceas y Umbellales y a algunos Helechos.

Feruglio (1938) también mencionó la existencia de *Exogyra guaranítica*, *Exogyra*, *Potamides patagonensis* y *Eriphyla (?) shehuena*, así como restos de troncos y huesos de dinosaurios en el área de Mata Amarilla, al este de Tres Lagos y del arroyo Pari Aike. Según este autor (Feruglio, 1949-1950) algunos bancos de areniscas coquinoideas portadoras de estos fósiles actúan localmente como capas guía, dada la extensión que tienen. Además, detalló un afloramiento en Pari Aike con troncos en posición de vida y también restos de gasterópodos pulmonados.

Elementos florísticos fueron hallados por Frenguelli (1953) en areniscas y tobas amarillentas del cerro Bagual, mencionando improntas de hojas de Lauráceas, Mirtáceas y Bignoniáceas, entre otras, junto a restos de moluscos. Flora de este área había sido descrita anteriormente por Berry (en Frenguelli, 1953).

Nullo *et al.* (1981a) citaron la presencia de amonites de los géneros *Placenticeras* y *Peroniceras*, este último proveniente de asomos del cerro Índice. En muestras procedentes de esta misma localidad, Malumián y Náñez (2002) identifica-

ron foraminíferos de la asociación de *Spiroplectammia-Textularia*, asociada con esos amonites.

En la zona de Mata Amarilla fueron recolectados por Goin *et al.* (2002) fragmentos y placas dentarias completas de peces pulmonados similares a *Ceratodus iheringi*; escamas ganoideas de osteictios; numerosas placas de caparazón de tortugas características de los pleurodiros de la familia Chelidae, por las que se pudo reconocer por lo menos dos especies, *Phrynops tuberculatus* y *Chelus fimbriatus*; pocos fragmentos de placas rostrales de cocodrilos referibles a *Crocodylomorpha* indet.; fragmentos de huesos de dinosaurio *Loncosaurus argentinus* y otros saurópodos indeterminados, así como el diente de un terópodo carcarodontosaurio; entre los invertebrados se coleccionaron escasos gasterópodos del género dulceacuícola cf. *Potamides* en la base y parte media del perfil; por último, se hallaron numerosas hojas fósiles.

En el área de Tres Lagos, Poiré *et al.* (2004) reconocieron un nivel representado por troncos petrificados en posición de vida y otros niveles con hojas de angiospermas, pequeños tallos ramificados y tocones inclinados de coníferas.

### Ambiente de depositación

La Formación Mata Amarilla corresponde a un régimen mixto marino-continental en una región costera. Nullo *et al.* (1981 b) indicaron un ambiente de aguas someras, restringidas y cercanas a la costa para los afloramientos del cerro Índice.

Malumián y Náñez (2002) concluyeron que los foraminíferos identificados son típicos de ambientes hiposalinos, según la morfología y características de conjunto que forman parte (Asociación "*Spiroplectammia-Textularia*") y que acompaña la regresión del Cretácico tardío.

Sobre la base del estudio de los afloramientos del sur del río Shehuen, Goin *et al.* (2002) consideraron a las pelitas macizas como pertenecientes a planicies aluviales distales o llanuras de interfluvio. Estas llanuras habrían estado surcadas por cursos fluviales de baja a moderada energía, existiendo en la planicie de inundación cuerpos palustres y/o lacustres debido a la presencia de niveles carbonosos. De acuerdo con estos autores, la presencia de peces dipnoos, cocodrilos y tortugas acuáticas continentales serían indicativas de ambientes de agua dulce, climas húmedos y templado-cálidos con vegetación circundante.



**Figura 14.** Afloramientos de la Formación Mata Amarilla, entre depósitos de desizamientos rotacionales, en el faldeo sur de la sierra del Bagual.

### *Relaciones estratigráficas*

Las sedimentitas que integran esta unidad se apoyan, en aparente concordancia, a veces con pasaje neto y otras transicional, sobre los depósitos también marinos de la Formación Piedra Clavada. En su techo son cubiertas, también concordantemente, por sedimentitas continentales de la Formación Cardiel, cuyos términos basales las reemplazan lateralmente. En relación discordante son cubiertas por la Formación Man Aike, basaltos eocenos, niveles de agradación, depósitos glaciarios y glacifluviales y mantos lávicos pleistocenos.

Cabe mencionar que para Arbe (2002), la Formación Mata Amarilla se dispone mediante discordancia sobre la Formación Piedra Clavada, la cual posee característicos niveles de exposición subaérea.

### *Edad y correlaciones*

La presencia de *Placenticeras* sp. en la Formación Mata Amarilla manifiesta una edad santoniana superior-campaniana inferior (Nullo *et al.*, 1981a y b), teniendo, por lo menos en parte, una edad coniaciana por el hallazgo, en cerro Índice, del género *Peroniceras* (Nullo *et al.*, 1981a; Riccardi y Rolleri, 1980).

Nullo *et al.* (1999), en su cuadro cronoestratigráfico del Jurásico y Cretácico de la Cuenca Austral, asignaron la unidad al lapso Turoniano alto-Santoniano bajo, algo similar al Subciclo Mata Amarilla de Arbe (2002), integrado en parte por la Formación Mata Amarilla, que se extiende desde el Cenomaniano tardío-Turoniano temprano hasta el Santoniano temprano.

Recientemente, Goin *et al.* (2002) recolectaron gran cantidad de fósiles; sin embargo, no pudieron acotar la edad de la unidad debido a que no es coincidente la información cronológica aportada por los dinosaurios terópodos, los invertebrados y las tortugas. No obstante, el hallazgo de dientes de carcarodontosaurios podría referirse al Cenomaniano, ya que conciernen a un grupo de terópodos localizados en unidades referidas a esta edad.

Teniendo en cuenta estos estudios mencionados y las relaciones estratigráficas de la Formación Mata Amarilla en la comarca, por encima de las sedimentitas de la Formación Piedra Clavada del Cenomaniano-Turoniano inferior y debajo de la Formación Cardiel del Santoniano superior, se le da una edad turoniana superior-santoniana inferior.

De acuerdo con Russo y Flores (1972), los afloramientos de Mata Amarilla, al alejarse de la localidad tipo, modifican su litología. Es así que las intercalaciones marinas son más abundantes hacia el sur siendo la unidad reemplazada por la Formación Campo Bola (Russo y Flores, 1972) y luego por los depósitos marinos distales de la parte superior de Palermo Aike (Russo y Flores, 1972). En cambio, hacia el norte engrana con sedimentitas y piroclastitas continentales y hacia el oeste con epiclastitas, también continentales, de la Formación Chorrillo. Además, Arbe (2002) consideró que los depósitos de la Formación Mata Amarilla engranan hacia el sector suroccidental de la cuenca con la Formación Puesto El Álamo (Nullo *et al.*, 1981a).

### **Formación Cardiel (5)**

*Tobas, areniscas tobáceas y, en menor proporción, areniscas y conglomerados; arcilitas*

#### *Antecedentes*

Entre los primeros autores que se refirieron a estas sedimentitas epi y piroclásticas en la comarca y zonas aledañas podemos citar a Piatnitzky (1935, 1938), Feruglio (1938, 1949-1950), Ugarte (1956), Galante (1957), Casas (1957, 1959), Sarris y Fernández (1957) y Sarris (1977). El primero de ellos describió la unidad, en un principio, bajo la denominación de *Guaranitic Beds* (de Hatcher, 1897) mientras que en su posterior trabajo no le dio nombre.

Feruglio (1938) designó a estos depósitos con restos de dicotiledóneas, madera fósil y huesos de dinosaurios como Estratos con Dinosaurios en la región de Kachaike o constituyendo el Horizonte C de la secuencia del Cretácico superior en los asomos de los lagos San Martín y Cardiel. En el trabajo de Fossa Mancini *et al.* (1938), así como en su obra de 1949-1950, también empleó el nombre de Chubutense y Chubutiano.

Estas sedimentitas corresponderían al Chubutiano de Ugarte (1956), Galante (1957) y Casas (1957, 1959) y a parte del Senoniano de Sarris y Fernández (1957).

Posteriormente, estos depósitos fueron agrupados bajo el nombre de Formación Cardiel por Russo y Flores (1972), considerando su localidad tipo la margen sudoeste del lago homónimo. Según Russo *et al.* (1980), la unidad sería contemporánea con la Formación Mata Amarilla. Por su parte, Riccardi y Roller (1980) equipararon estos depósitos con la

Formación Pari Aike, que para Flores (1961, en Leanza, 1972) forma una sola unidad con la infrayacente Formación Mata Amarilla, pasando en transición.

Sarris (1977), Carrizo (1983) y Álvarez Rojo (1986) emplearon el nombre de Formación Cardiel en sus trabajos de exploración geológica carbonífera en la Hoja, al igual que Ramos (1982) en su estudio de la región del lago Cardiel, donde estas sedimentitas son descritas detalladamente.

#### *Distribución areal*

La Formación Cardiel se dispone fundamentalmente entre el lago Cardiel y el valle del río Shehuen, más precisamente en las inmediaciones del lago mencionado (Figura 15), en la gran depresión del Guadal Grande y laguna El Salitral, en los faldeos de la meseta del Bagual Chico, en los alrededores de la estancia La Lucía-laguna La Cantera y en el extremo noroeste de la comarca, en ambos márgenes del río Tar.

#### *Litología*

La formación está compuesta por abundantes tobas y cineritas de coloración blanquecina y amarillenta y en menor proporción por psamitas y conglomerados de colores morados a rojizos (Figura 16).

Los afloramientos, en el faldeo norte de la meseta del Bagual Chico, presentan coloración rosada a naranja pálido, encontrándose muy cubiertos. Se observan fundamentalmente tobas finas rosadas, blanquecinas y amarillentas y areniscas muy finas, de color castaño, que sobresalen formando pequeñas cornisas. El espesor de esta sección es del orden de los 45 a 50 metros.

En la zona del lago Cardiel fue descrita una sección basal en la que alternan pelitas verdes, amarillentas, grises y rosadas, con algunas tobas cineríticas blanquecinas. Por encima siguen fangolitas rojizas macizas o bandeadas con cineritas blancas, culminando la secuencia con tobas blanquecinas y amarillentas con erosión en forma de tubos de órgano. En esta región alcanza una potencia no mayor a 270 m (Ramos, 1982), semejante (270-300 m) a la observada por Piatnitzky (1938) al norte del cerro Kachaike, donde reconoció, de base a techo, un espesor de 25 a 30 m de arcilitas y areniscas de color gris a gris verdoso, con yeso y algunas intercalaciones delgadas de carbón, seguidas por 100 m de areniscas ferruginosas grisáceas con alternancia de arcilitas



**Figura 15.** Afloramientos de epi y piroclastitas pertenecientes a la Formación Cardiel en las inmediaciones de la estancia San José, al suroeste del lago Cardiel.



**Figura 16.** Bancos continentales de la Formación Cardiel en el área de la estancia La Bernarda.

oscuras. Sobre éstas se disponen tobas (3,4 m), identificándose en los primeros 30 cm impresiones de plantas, y 130 m de arcilitas y areniscas grises y rojizas.

### *Paleontología*

El contenido fosilífero de la Formación Cardiel incluye restos de dinosaurios, fragmentos de hojas, microflora y troncos silicificados.

### *Ambiente de depositación*

Son depósitos propios de un ambiente continental como producto de la acumulación de material piroclástico fino y sedimentos epiclásticos en un medio subáctico de baja energía, del tipo de llanuras aluviales distales con lagunas dispersas. A juzgar por Ramos (1982), el rápido retiro del mar habría dejado estas amplias planicies con escaso relieve.

### *Relaciones estratigráficas*

La Formación Cardiel se superpone en aparente relación de concordancia sobre la Formación Piedra Clavada, si bien el cambio neto sugiere (Ramos, 1982) una brusca modificación del ambiente, debido quizás a un rápido retiro del mar. Inmediatamente al oeste de la Hoja, en la meseta El Moro, cubre a los depósitos marinos de la Formación Kachaika.

En el faldeo occidental del río Tar, en la zona del cerro Moro y al sur de la meseta del Bagual Chico, estos depósitos son cubiertos en relación discordante por las sedimentitas marinas de la Formación Man Aike y por las epiclastitas continentales de la Formación Río Leona. Al norte de la laguna El Salitral y en la zona del río Tar son cubiertos en igual relación por la Formación Centinela. Por último, diversos mantos basálticos del Mioceno-Plioceno se disponen sobre la unidad.

### *Edad y correlaciones*

En la región del lago Cardiel, Ramos (1982) le asignó una edad cenomaniana. Entre Mata Amarilla y el lago Argentino, la edad estaría comprendida entre el Coniaciano y el Maastrichtiano (Riccardi y Rolleri, 1980), lapso similar al abarcado por el Subciclo Regresivo Anita de Arbe (2002), que va del Santoniano tardío al Maastrichtiano y del cual la Formación Cardiel es parte integrante. Teniendo en cuenta estos últimos trabajos y las relaciones estratigráficas, se ubica tentativamente a la Formación Cardiel en el Santoniano superior.

Según Arbe (2002), las sedimentitas de la Formación Cardiel serían parcialmente contemporáneas con las facies cuspidales de la Formación Cerro Fortaleza (Arbe, 1984, en Arbe, 1989).

## **Formación Chorrillo (6)**

*Arcilitas y areniscas; areniscas coquinoideas*

### *Antecedentes*

Estas epiclastitas fueron reconocidas por Feruglio (1938) en su trabajo sobre el Cretácico superior en la parte sur de la cuenca del lago Argentino. Luego, empleó el nombre de Estratos del Chorrillo (Feruglio, en Fossa Mancini *et al.*, 1938; Feruglio 1949-1950) para describir estas arcilitas y areniscas abigarradas con huesos de Dinosaurios y raros fósiles marinos, y de Estratos con Dinosaurios para los afloramientos de la zona del río La Leona (Feruglio, 1949-1950).

Furque y Camacho (1972) y Furque (1973) le dieron el nombre de Formación Chorrillo, detallaron los asomos ubicados tanto al sur como al norte del lago Argentino e indicaron que la importancia de los afloramientos se incrementa en dirección al lago Viedma.

Nulló *et al.* (1981a) reconocieron y mapearon la unidad en la región comprendida al sur y norte por los lagos Argentino y San Martín, respectivamente (inmediatamente al oeste de la Hoja).

En el trabajo de síntesis de Riccardi y Rolleri (1980), se menciona que los depósitos denominados Estratos del Chorrillo o Formación Chorrillo de la región del lago Argentino son equivalentes a las sedimentitas incluidas en la Formación Pari Aike. Así, diversos autores, como Kraemer y Riccardi (1997) y Novas *et al.* (2002) utilizaron este nombre para la unidad.

Los asomos de la Hoja son citados por Piatnitzky (1935) en el área de Reserva Indígena (sur del cerro Índice) como la serie continental blanda. En este mismo lugar y en las márgenes del río La Leona, Roll (1937) los describió y denominó como Estratos con Dinosaurios.

Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938) llamó Estratos de Pari Aiken, en la zona del río Shehuen, a las sedimentitas continentales que se hallan por encima de los Estratos de Mata Amarilla y por debajo de los Estratos de Man Aike. Años más tarde, Turic (1968) empleó el nombre de Formación Chorrillo en su trabajo de recopilación del área situada entre los lagos Argentino y Cardiel. Igual denominación usaron Russo *et al.* (1980), Panza y Nulló (1994) y Panza *et al.* (2003).

### *Distribución areal*

Los afloramientos de la Formación Chorrillo se encuentran restringidos al cuadrante sudoeste de la Hoja, asomando en los faldeos del cerro Índice, naciente del arroyo de los Paisanos, en las inmediaciones del cerro Cuadrado.

### *Litología*

La unidad está conformada por sedimentitas epiclásticas, principalmente por estratos arcillosos y arenosos. Los afloramientos presentan un bandeo clarooscuro, con una coloración general blanquecino-grisácea con intercalaciones castañas. Hacia arriba este último color es el dominante (Figura 17).

Al norte de la estancia La Blanca y sudeste del cerro Índice se observó un espesor de 36,50 m de bancos, algunos lenticulares, de areniscas conglomerádicas, friables, con matriz arenosa mediana a gruesa. En el tercio inferior de esta sección se intercalan areniscas blanquecinas (0,45 m), de grano fino, con una costra de alteración de coloración naranja y «bochones» de carbón. Hacia arriba continúa 1,00 m de areniscas cuarzosas, de grano mediano, con estratificación entrecruzada, observándose dispersos algunos clastos líticos de hasta 1 centímetro. Luego de un tramo cubierto de unos 2,50 m, afloran capas discontinuas de areniscas-areniscas sabulíticas, friables, de color blanco-amarillento (0,60 m). Por encima se disponen alternadamente arcilitas y areniscas (36,50 m); las primeras, de color castaño y gris verdoso, predominan sobre las areniscas que son de grano fino a mediano, de color blanquecino a blanquecino-grisáceo y castaño claro; algunos de estos últimos bancos se acúan lateralmente, mientras que uno de la sección basal se separa formando bloques (de 15 cm por 15 cm). Continúa el perfil con 45 m de arcilitas fragmentosas, de color gris oscuro a negro, bastante cubiertas, en las que se intercala un banco de 1,50 m de areniscas friables, de color blanquecino. Por encima se disponen areniscas coquinoideas (2,50-3,00 m) pertenecientes a la Formación Centinela. Éstas son de grano grueso y color amarillento, con bioclastos de ostreas situados aleatoriamente, encontrándose algunos enteros y otros rotos. Hacia arriba sigue con areniscas friables, de grano fino a mediano, de color amarillento, con escasos restos de ostreas y también de troncos. Se observaron aisladamente clastos de composición basáltica con tamaños promedio entre 20 y



Figura 17. Vista general de las epiclastitas de la Formación Chorrillo en el sector comprendido entre las estancias Cerro Índice y La Blanca.

30 cm aunque algunos alcanzan dimensiones de 1 m de diámetro. Todo este conjunto es tapizado por una cobertura de rodados (0,20-0,10 m) correspondiente a los depósitos de agradación del Nivel III.

En esta localidad el espesor es del orden de los 130 metros. Furque (1973), al sudoeste de la Hoja, estimó una potencia de 180 metros.

Nulló *et al.* (1981a) mencionaron que el espesor es variable, teniendo algo más de 100 m en su localidad tipo (nacientes del arroyo Chorrillo Malo, sur del lago Argentino), hasta desaparecer al este de El Calafate, mientras que alcanza los 300 m de potencia en el cerro Fortaleza (inmediatamente al oeste de la comarca).

### *Paleontología*

Esta unidad es portadora de restos de troncos silicificados y de restos de dinosaurios. Una abundante y variada fauna de esqueletos completos o huesos aislados fue descubierta por Novas *et al.* (2002) en el cerro Los Hornos, al sudeste del lago Viedma. Estos autores también identificaron placas de cocodrilos y tortugas, diente de dipnoo, abundantes troncos silicificados e impresiones mal conservadas de hojas cícadas y coníferas indeterminadas.

Al sudoeste de El Calafate (al sudoeste de la Hoja) fueron halladas diversas piezas de un titanosáurido semejante a *Aeolosaurus rionegrinus* (Powell, 1986, en Bonaparte *et al.*, 2002). Arbe (2002) mencionó que es común encontrar restos de *Antartosaurus* sp. en esta unidad.

Restos de moluscos y microfitorplancton fueron reconocidos por Oviedo (en Novas *et al.*, 2002) en niveles superiores aflorantes en el área del cerro Fortaleza. Feruglio (1949-1950) también citó escasos moluscos marinos al sur de La Anita (sur del lago Argentino).

### *Ambiente de depositación*

Según Arbe (1989), la formación representa depósitos continentales de extensas planicies de inundación, producto del estilo agradacional desarrollado en períodos de ascenso del nivel del mar. Por su parte, Novas *et al.* (2002) también relacionaron la depositación de estas sedimentitas con frecuentes variaciones del nivel del mar, produciéndose la acumulación en una planicie costera con dominio fluvial, dado que se encuentran interpuestas entre secuencias marinas.

### *Relaciones estratigráficas*

La Formación Chorrillo está cubierta, en relación discordante, por sedimentitas continentales y marinas de las formaciones Río Leona y Centinela, respectivamente; por basaltos plio – pleistocenos, así como por depósitos de agradación.

### *Edad*

Hacia el oeste de la comarca, teniendo en cuenta sus relaciones estratigráficas, por encima de la Formación Anita y por debajo de la Formación Calafate, se la sitúa en el Cretácico superior más alto, posiblemente en el Campaniano superior o Maastrichtiano (Nulló *et al.*, 1981a).

Furque (1973) le dio una edad maastrichtiana superior. Nulló *et al.* (1999) la ubicaron en el Maastrichtiano sobre la base del hallazgo de restos de *Antartosaurus* sp. y Novas *et al.* (2002) le dieron una posible edad coniaciana-santoniana por su contenido fosilífero y relaciones estratigráficas.

Por lo expuesto, se le asigna a la Formación Chorrillo una edad campaniana – maastrichtiana.

## 2.2. CENOZOICO

### 2.2.1. PALEÓGENO

#### 2.2.1.1. Eoceno

#### **Formación Man Aike (7)**

*Areniscas, coquinas, conglomerados y pelitas*

#### *Antecedentes*

En la Formación Man Aike se reunieron los primeros depósitos marinos paleógenos aflorantes en los valles de los ríos La Leona y Shehuen. Fueron estudiados por Feruglio (1938) en la región del lago Argentino, lago Viedma y valle del río Shehuen, denominándolos Horizonte de Man Aike. En forma conjunta, fueron descriptos por Piatnitzky (1938) como Horizonte de Man Aike u Horizonte de la estancia Man Aike y por Feruglio (1938; 1949-1950) quien los reconoció como Estratos o areniscas de Man Aike.

Con anterioridad, Roll (1937) se refirió a estas sedimentitas como Estratos del Cerro Castillo, destacando que son portadoras de una rica fauna marina, especialmente en el perfil tipo, en el cerro homónimo, ubicado al NE de la estancia Pari Aike. Este

autor mencionó que previamente Piatnitzky las había reconocido en esta área, extendiéndose “*en el amplio trecho comprendido entre Mata Amarilla y el lago Viedma hasta el lago Argentino*”.

La denominación de Formación Man Aike fue utilizada en los trabajos de síntesis regional de la Cordillera Patagónica y Patagonia Extraandina austral por Leanza (1972), Russo y Flores (1972), Riccardi y Roller (1980), Russo *et al.* (1980) y Malumián (1999). Furque (1973) también la empleó en su estudio de la geología del lago Argentino.

Para el área que ocupa la Hoja fue reconocida, además de Roll (1937), Piatnitzky (1938) y Feruglio (1938, en Fossa Mancini, 1938; Feruglio, 1949-1950), por Sarris y Fernández (1957), Casas (1959), Turic (1968), Carrizo (1977, 1983), Sarris (1977), Álvarez Rojo (1980, 1986) y Cabrera y Pereyra (1980-1981).

Algunos autores (e.g. Furque, 1973) ubicaron la localidad tipo de la Formación Man Aike en el cerro Fortaleza (al oeste de la Hoja) mientras que otros (e.g. Leanza, 1972; Russo *et al.*, 1980) lo hicieron en el cerro Castillo. En este informe se considera que el perfil tipo correspondería a este último lugar, debido a que en un principio fueron descritas aquí detalladamente por Roll (1937), además de presentar un buen desarrollo.

El estudio del contenido paleontológico fue realizado por Malumián y Náñez (1989), Malumián (1993; 1994), Concheyro (1991), Caramés y Malumián (1999), Concheyro y Angelozzi (2002) y Camacho *et al.* (1998, 2000 b), entre otros.

### *Distribución areal*

Estas epiclastitas marinas se distribuyen al pie del cerro Moro, al norte de la laguna El Salitral, en el faldeo oriental de la sierra del Bagual y al sudeste de la meseta del Bagual Chico y de la estancia Punta Piedra. En la margen sur del río Chalía o Shehuen asoman al este de la estancia Pari Aike (Figura 18), al noroeste de la estancia Mank Aike y en la sección La Luchita-cañadón del Puesto.

### *Litología*

La Formación Man Aike se compone de areniscas de grano mediano a grueso, glauconíticas, de colores amarillentos, verdosos y hasta rojizos, caracterizadas por estructuras entrecruzadas muy notorias. En parte son conglomerádicas, o bien tienen intercalaciones de lentes y capas de conglomerados finos a

medianos de igual coloración, los que son mucho más abundantes hacia la base de la formación.

En el cerro Castillo (Figura 19) se observaron gruesos bancos de areniscas consolidadas, de grano mediano a grueso, de coloración castaño clara, amarillo-verdosa, en algunos casos con estratificación entrecruzada y en otros estratificación horizontal. Algunos bancos son portadores de ostreas, otros pelecípodos, gasterópodos y braquiópodos, que pueden aparecer en trozos o enteros; también se hallaron dientes de selacios sueltos en el detrito. Se intercalan lentes conglomerádicos, así como bancos de arcilitas, a veces arenosas, de color pardo grisáceo. Otra característica de estos asomos es que tienen concreciones cementadas por óxido de hierro, que le otorga al conjunto un color castaño oscuro.

En la ladera oriental de la sierra del Bagual se observó un espesor reducido de la formación, alrededor de 6 metros, por encima de las epiclastitas de la Formación Mata Amarilla. Afloran areniscas castañas amarillentas de grano mediano a grueso, con estratificación entrecruzada y coquinas gruesas a conglomerádicas también estratificadas y portadoras de Ostreas y otros invertebrados marinos.

Al noroeste de la estancia Mank Aike afloran, hacia la base de la unidad, sabulitas y conglomerados finos de color castaño claro amarillento, de carácter friable. En esta sección se intercala un banco fosilífero con ostreas en buen estado de preservación dispuestas horizontalmente en la base del banco. El resto del perfil se compone de areniscas de grano fino a grueso, con predominio de la fracción mediana, de colores castaño amarillento, rojizo y a veces grisáceo rojizo; algunos bancos se caracterizan por presentar concreciones duras, castaño rojizas, con dimensiones de 13×7 cm, 10×9 cm y 5×3 cm; el interior de las mismas está conformado por material pelítico o arenoso, de grano más fino que el banco que las contiene. El espesor es de aproximadamente 50 metros (Figura 20). En este sector se observan gran cantidad de dientes de selacios dispersos. Por encima se disponen las epiclastitas continentales de la Formación Río Leona.

Al este del cerro Moro se observaron asomos bastante cubiertos y discontinuos de pelitas amarillentas verdosas, que son seguidas por areniscas de color pardo rojizo, de grano mediano a grueso, predominantemente silíceas, con restos de invertebrados marinos de color castaño oscuro a negro.

La variación de espesores es manifiesta de sur a norte, pasando de 135 m en un perfil ubicado unos 12 km al sur de la estancia La Meseta, a 113,6 m en el cerro Fortaleza (inmediatamente al oeste de la



**Figura 18.** Bancos de areniscas castaño amarillentas de la Formación Man Aike, que conforman un “planchón” que se extiende desde el oeste de la estancia El Matrero hacia el cerro Castillo.

Hoja), 86 m en el perfil del cerro Castillo (Roll, 1937) y unos 60 m en el sector norte de la estancia Mank Aike. En el cerro Moro alcanza 30 m de potencia (Carrizo, 1983).

#### *Paleontología*

Contiene una abundante fauna de bivalvos, gasterópodos y braquiópodos marinos, además de dientes de selacios y fragmentos de huesos de dinosaurios.

El conocimiento de la megafauna de invertebrados de la Formación Man Aike, en los valles del Shehuen y Pari Aike, se dio a conocer a partir de los trabajos de Roll (1937), Feruglio (1938, 1949-1950) y Piatnitzky (1938), entre otros, quienes citaron *Bouchardia conspicua*, *Terebratella insignis*, *Alectryonia herminii*, *Venericardia* sp., *Panopaea inferior*, *Lima* sp., *Perna leona*, *Ostrea groeberi*, *Trigonia* sp., *Pecten* sp., *Panopaea pastorei*, *Turritella* sp., *Natica cerrería*, *Glycimeris* sp., *Cardium* sp., *Struthiolaria* sp., *Cucullaea* sp., *Calyptraea* sp., *Dentalium* sp., equínidos y dientes de selacios.

En los asomos del cerro Moro, Feruglio (1949-1950) reconoció *Bouchardia* cf. *conspicua*, *Modiola araucana* y *Panopaea pastorei*.

Nuevos reconocimientos paleontológicos fueron efectuados por Camacho *et al.* (1998, 2000a y b), quienes citaron, en sedimentitas del cerro Castillo, la presencia de *Bouchardia zitelli* Ih., *Pleuromeris elegantoides* Ih., *Dentalium* cf. *giganteum* Sow., *Sigapatella americana* Ortm., *Calyptraea* sp., *Struthiolarella* aff. *S. fueguina* (Ihering), *Nuculana* sp., *Lucina* sp., *Venericardia elegantoides* (Ortm.), *Chione* sp., *Panopea* sp., *Tegula* (*Agathistoma?*) *pariaikana* Reichler, *Calliostoma cordilleranum* Reichler y *Dentalium* cf. *D. giganteum* Sow. En las epiclastitas aflorantes en la ladera oriental de la sierra del Bagual registraron (Camacho *et al.*, 1998, 2000 b) las siguientes especies: *Crassostrea groeberi* Fer., *Chlamys* aff. *praenuncius* (Ih.), “*Myochlamys*” cf. *praenuncius* Ih. y *Venericardia* (*Venericor*) sp., entre otros fósiles.

En los asomos ubicados unos 6 km al norte de la estancia Mank Aike, Camacho *et al.* (2002b) describieron *Calyptraea* sp. A, *Turritella* sp., *Valdesia* sp., *Trophon* sp., *Crassostrea groeberi* (Fer.), *Ostrea torresi* Phil. y *Venericardia* sp.

El estudio de los foraminíferos de la unidad en la Hoja y áreas vecinas fue llevado a cabo por Malumián y Nández (1989), Malumián (1993, 1994) y Caramés y Malumián (1999), entre otros. Los pri-



**Figura 19.** En primer plano se observa un pilar de areniscas amarillentas de la Formación Man Aike que conforma parte del cerro Castillo, desde donde fue tomada la foto con vista hacia el sur, al cerro Pari Aike. Este último es una conspicua chimenea volcánica correspondiente al Basalto Cóndor Cliff.

meros autores hallaron, en testigos del sondeo YCF.SEC-7 (49° 27'S, 70° 29'O), al norte de Tres Lagos, las siguientes especies: *Anomalinoidea* ex gr. *pinguiligabrus*, *Cibicides* ex gr. *juliense*, *Heterolepa perlucida* (Nuttall), *Florilus* sp., *Uvigerina* sp., *K. Severini*; las características: *C. vortex*, *C. westi* Howe, *G. crassa*, *Corrugatella* sp. nov., *Cribrorotalia* sp. nov., *B. patagonica*, *Cushmanina tasmanica* (Quilty).

El estudio nanoflorístico fue realizado por Concheyro (1991) en sedimentitas procedentes del mismo sondeo YCF.SEC-7, donde halló *Braarudosphaera bigelowi*, *Zighrablithus bijugatus*, *Pemma* cf. *P. serratum*, *Transversopontis obliquipons*, *T. Pulcher*, *Neococcolithes dubius*, ? *Pontosphaera* sp. Una síntesis de la nanoflora de esta unidad del subsuelo de la provincia de Santa Cruz fue dada a conocer por Concheyro y Angelozzi (2002).

#### *Ambiente de depositación*

Los depósitos de esta unidad son propios de un ambiente marino infralitoral, cercano a la costa, como lo sugiere la abundante fauna de invertebrados.

Malumián (1990) concluyó que las pelitas con foraminíferos revelarían un ambiente somero de comunicación oceánica restringida, señalando algunas especies preferencias por fondos fangosos. Por otra parte, indicó que el alto índice de diversidad de estos microfósiles sugeriría un transporte desde áreas de pleno ambiente marino abierto a áreas de estuario con un alto porcentaje de registro de conchillas transportadas en ambientes subtidales.

#### *Relaciones estratigráficas*

La formación se apoya en discordancia sobre distintas unidades del Cretácico. En el cerro Moro y en la meseta del Bagual Chico se dispone sobre las epi y piroclastitas continentales de la Formación Cardiel aunque para Feruglio (1949-1950) el contacto con esta última unidad (= Formación Pari Aike) sería de aparente concordancia. Asimismo, se apoya sobre los depósitos marinos de las formaciones Piedra Clavada y Mata Amarilla en la meseta del Bagual Chico y en el sector norte de la estancia Mank Aike respectivamente.

Está cubierta en discordancia paralela o de bajo ángulo (Russo y Flores, 1972) por la Formación Río Leona. En el cerro Castillo (este de la estancia Pari Aike) se dispone por debajo de las epiclastitas mari-



**Figura 20.** Aspecto general de las sedimentitas de la Formación Man Aike localizados al norte de la estancia Mank Aike.

nas que fueron asignadas tentativamente a la Formación Centinela.

Por otra parte, está cubierta discordantemente por coladas basálticas cenozoicas (Basaltos El Matrero, Cóndor Cliff y Laguna Barrosa) y por depósitos plioceno-cuaternarios de diversa génesis, como de remoción en masa, de agradación, de cobertura de niveles de terrazas y fluvio-glaciales.

### *Edad*

La Formación Man Aike fue adjudicada, por su abundante fauna, al lapso Maastrichtiano-Paleoceno (Riccardi y Rolleri, 1980), Daniano-Paleoceno (Russo *et al.*, 1980) y Eoceno tardío-Oligoceno temprano (Masiuk, 1975, en Russo *et al.*, 1980).

Sin embargo, las recientes investigaciones permitieron acotar la edad al Eoceno. Así, los estudios de foraminíferos y nanofósiles calcáreos dieron una edad eocena media a tardía temprana (Malumián, 1994, 1999; Concheyro, 1991; Caramés y Malumián, 1999; Concheyro y Angelozzi, 2002); la fauna de moluscos también indica una edad eocena media (Camacho *et al.*, 1998, 2000b), contando con la presencia de la especie *Venericardia (Venericor) sp.* que es un excelente fósil guía del Eoceno mundial.

Teniendo en cuenta estos antecedentes se asigna la edad de la Formación Man Aike al Eoceno medio a superior bajo.

Feruglio (1938, 1949-1950), sobre la base del conocimiento de la fauna, paralelizó los bancos más altos de los Estratos de Calafate (o Formación Calafate) con los del Horizonte de Man Aike (o Formación Man Aike).

### **Basalto María Elena (8)**

*Basaltos olivínicos, aglomerados volcánicos, lapillitas y tobas*

### *Antecedentes*

El mapa elaborado por Roll (1937), es el primer antecedente de este episodio volcánico básico; en el mismo, los basaltos fueron tratados en forma genérica y asignados con dudas al Neógeno y al Cuaternario para toda el área comprendida al sur del río Shehuen.

En un informe preliminar de la Hoja Tres Lagos, Cobos y Panza (2001) denominaron Basalto María Elena a los puntuales derrames lávicos desarrollados al sur de la estancia homónima.

Panza y Franchi (2002), en su trabajo de síntesis del vulcanismo cenozoico de Santa Cruz, descri-

bieron los basaltos del ciclo eoceno, del que esta unidad forma parte.

### *Distribución areal*

El único afloramiento de esta unidad en la comarca se encuentra a unos 30 km al sudeste de Tres Lagos, inmediatamente al sur de la estancia María Elena.

### *Litología*

Durante los trabajos de campo, se reconoció en el cañadón de la estancia María Elena, unos 200 m al sur del casco, un potente manto basáltico acompañado por un conjunto de rocas piroclásticas, mayormente aglomerados volcánicos, lapillitas y escasas tobas.

La secuencia, que está coronada por las lavas, se encuentra fracturada, con una inclinación al noroeste que varía entre 12° a más de 20°.

Estos basaltos forman un espeso manto de unos 7 a 10 m de potencia; forman una abrupta barda subvertical, en la que se observa diaclasamiento horizontal y una incipiente disyunción columnar (Figura 21).

La roca tipo es un basalto gris oscuro a negro, macizo, compacto, en general poco porfirico, en el que se destacan algunos fenocristales de feldespato de hasta 6 mm y otros de olivina más pequeños (2 mm) con alteración en óxido de hierro, en una base afanítica de grano fino con pequeñísimas vesículas.

Debajo de las lavas hay un importante espesor de depósitos piroclásticos gruesos, fundamentalmente aglomerados volcánicos y lapillitas (Figura 22).

El espesor de conjunto de la secuencia volcánica es superior a los 60 m, alcanzando quizás a los 80 metros. Los estratos más gruesos, aglomerados, son de 3 a 5 m de potencia individual, mientras que las variedades de grano más fino forman paquetes de 5 a 10 m, y están constituidas por sucesiones bien estratificadas de capas de 0,20 a 0,50 m cada una.

En conjunto, las piroclásticas tienen una coloración predominantemente grisácea oscura, llegando a tonos negruzcos, pero en ocasiones algunas capas son castañas a rojizas debido a una fuerte impregnación por óxidos de hierro. Petrográficamente, los aglomerados están formados por grandes bombas y bloques basálticos cuyo tamaño máximo alcanza a los 0,40 a 0,50 m, si bien el tamaño promedio en las capas más gruesas es de 5 a 10 centímetros. Como

fragmentos accidentales se han reconocido algunos escasos clastos de areniscas líticas castañas, de vulcanitas y de tobas de composición más ácida.

Intercalados, hay algunos delgados bancos de sabulitas o conglomerados finos, tufíticos, constituidos por clastos bien redondeados de basalto, de 1 a 2 cm, muy bien seleccionados y casi sin cementar, por lo que estas rocas son friables. Debido a la composición monolitológica, son estratos gris oscuro a casi negros (si bien vistos desde lejos son de color gris mediano).

En muchas ocasiones, parte de estas piroclásticas y en particular las de grano más fino, están cementadas por material carbonático bajo la forma de pátinas o masas botrioidales, características de la actividad póstuma dentro del ciclo volcánico.

### *Ambiente*

El magmatismo basáltico que dio origen al conjunto de unidades volcánicas del ciclo eoceno está vinculado, de acuerdo con Ramos y Kay (1992), a la colisión de la dorsal Aluk-Farallón con la placa Sudamericana. La colisión habría causado la formación de una ventana astenosférica, la que habría posibilitado la fusión de importantes volúmenes de material del manto, que se confirma por las características geoquímicas de los basaltos eocenos, cuyos elementos traza, por otra parte, revelan semejanzas con los basaltos de islas oceánicas (Panza y Franchi, 2002).

### *Relaciones estratigráficas*

En la comarca no se observa la base de los basaltos eocenos. En otras localidades de la Cuenca Austral y del Macizo del Deseado cubren en discordancia (o bien intruyen como diques o *necks*) a diferentes unidades estratigráficas, fundamentalmente del Cretácico o Paleógeno más bajo.

Con respecto a su techo, están cubiertos en discordancia por el Basalto El Matrero. Al este del lago Cardiel (fuera del área de trabajo) están cubiertos en discordancia erosiva por la Formación Centinela (Piatnitzky, 1938; Ramos, 1982).

### *Edad y correlaciones*

En el mapa geológico de la provincia de Santa Cruz, Panza *et al.* (2003) agruparon a estos basaltos en el ciclo eoceno.

Ante la falta de dataciones radimétricas y teniendo en cuenta las características generales de



**Figura 21.** Potente manto basáltico del ciclo Eoceno, Basalto María Elena, al sur de la estancia homónima.



**Figura 22.** Detalle de los aglomerados volcánicos gruesos, en la estancia María Elena.

estas lavas y su posición estratigráfica, se las asigna tentativamente al Eoceno medio a superior.

El Basalto María Elena sería sincrónico con las efusiones del Basalto Posadas en el lago Cardiel (Riggi, 1957); con los mantos basálticos determinados por Russo y Flores (1972) en el subsuelo del río Shehuen, entre Mata Amarilla y Laguna Grande, y posteriormente denominados por Russo *et al.* (1980) Basalto Chalfía; con los basaltos del sector de la meseta del lago Buenos Aires (Argentina – Chile) cuya edad fue definida por Charrier *et al.* (1978, 1979) y Ramos *et al.* (1982); y con el Basalto Cerro del Doce (Panza, 1982) del ámbito del Macizo del Deseado.

### 2.2.1.2. Oligoceno

#### **Formación Río Leona (9)**

*Arcilitas, limolitas, limoarcilitas, areniscas y conglomerados*

##### *Antecedentes*

Estas capas originadas en ambiente continental, interpuestas entre las formaciones marinas Man Aike y Centinela, fueron denominadas por Roll (1937) Estratos del Río Leona, por presentar sus mejores afloramientos al este del curso inferior del río La Leona. Este autor describió tanto los asomos situados al sudoeste de la Hoja como los que se localizan en los alrededores de la estancia La Meseta y al norte de la estancia Mank Aike. Esta nominación también fue usada por Feruglio (1938; 1948-1950 y en Fossa Mancini *et al.*, 1938) en su estudio de la región comprendida entre los lagos Cardiel y Argentino y por Ugarte (1958) en su análisis geológico del Anticlinal Shehuen. Afloramientos ubicados al sur del lago Cardiel fueron detallados por Casas (1959).

Furque y Camacho (1972) formalizaron estos depósitos con el nombre de Formación Río Leona en la región del lago Argentino. Leanza (1972), Russo y Flores (1972), Russo *et al.* (1980) y Riccardi y Roller (1980), en sus trabajos de geología regional, también utilizaron tal denominación.

Posteriormente, las tareas de exploración carbonífera realizadas en la comarca y áreas vecinas por Sarris (1977) y Carrizo (1983), permitieron reconocer la unidad en la cuenca del lago Cardiel, alrededores de la estancia San Miguel y en el cerro Moro; Cabrera y Pereyra (1980-1981) la hallaron al norte del cerro Mank Aike y Álvarez Rojo (1980, 1986) la encontraron tanto en las localidades ya mencionados

como en la meseta del Bagual Chico y en Punta Piedras (sudeste de la estancia Punta Piedra).

Al sudeste de la Hoja fueron mapeadas y descritas por Furque (1973), mientras que al norte, en la región del lago Cardiel, por Ramos (1982).

##### *Distribución areal*

La Formación Río Leona se distribuye al oestenoeste de la estancia La Meseta y en la margen sur del río Chalfía, en el sector comprendido entre los cañadones del Puesto y Mank Aike. En la mitad norte de la Hoja se identifica un pequeño asomo al sur-sudeste de la estancia Punta Piedra, aflorando además al este de la estancia Olimpia, en los faldeos de la meseta del Bagual Chico, al norte de la laguna El Salitral, al sudeste del lago Cardiel, y por último en la margen izquierda del río Tar (Figura 23), al sur de la meseta de Cardiel Chico.

##### *Litología*

Estos depósitos continentales consisten en arcilitas, limolitas y limoarcilitas de colores oscuros, y areniscas y conglomerados. Una característica de esta unidad es que las pelitas son, en algunos casos, portadoras de materia carbonosa así como de verdaderos niveles de carbón.

Al este del curso inferior del río La Leona, inmediatamente al sudoeste de la Hoja, se encuentra la localidad tipo, donde Roll (1937) describió, en la base de la unidad, un conglomerado basal, con un espesor de 40 m, en el que se ven intercalaciones de lentes de areniscas y a su vez areniscas con bancos y lentes de conglomerados e intercalaciones de pelitas. Estas últimas predominan en la parte superior del perfil, son de colores grises, violáceos y verdes; tienen restos de plantas que dan lugar a veces a la formación de bancos de arcilla negra lignitífera y también pueden tener concreciones de óxido de manganeso.

El conglomerado basal no fue observado en los asomos cercanos a la estancia La Meseta, pero sí al norte de la Hoja, en la estancia La Bernarda, donde en la base asoma un conglomerado de 3 m de espesor, de coloración gris castaña. Continúa la secuencia con bancos tabulares (de 60 cm de potencia) de areniscas medianas a gruesas, de color castaño amarillento, que hacia arriba aumentan su espesor y tienen intercalaciones de algunos bancos conglomerádicos (del orden de los 30 cm). Siguen 2,5 m de un conglomerado clasto-sostén de color grisáceo, se-



**Figura 23.** Asomos de las epiclastitas continentales de la Formación Río Leona en el faldeo occidental de la meseta La Siberia, en la margen izquierda del río Tar.

guido por 2 m de areniscas medianas castañas amarillentas. Este conjunto está cubierto por un conglomerado matriz-sostén de color grisáceo, correspondiente a los depósitos de morenas del estadio Daniglacial.

A pesar de que en el área de la sierra del Bagual Chico los afloramientos se encuentran muy cubiertos, de abajo hacia arriba aparecen arcilitas y areniscas friables que pasan a areniscas más gruesas y sabulitas, para luego volver a manifestarse arcilitas y limolitas. En cuanto al pequeño asomo localizado al sudeste de la estancia Punta Piedra, se compone de limo-arcilitas con contenido de carbón.

Al norte de la estancia Mank Aike se identificó, por encima de las epiclastitas de la formación homónima, un espesor de aproximadamente 8 m de la unidad. Estos asomos se encuentran muy cubiertos configurando lomadas redondeadas de coloración general grisácea. Están compuestos por areniscas friables, de color amarillento grisáceo pálido, de grano grueso, presentando en forma aislada clastos tamaño sábulo. Los clastos corresponden a líticos y en baja proporción a cuarzo. Se intercalan delgados bancos de pelitas, de 2 a 5 cm de potencia, de color verde grisáceo y con fisilidad; algunos de estos bancos no tienen continuidad lateral, conformando lentes de 1,5 a 5 cm de largo por 3 cm promedio de espesor, con una pátina de óxido de hierro, de color naranja, en la base. En esta sección se ob-

servaron pequeñas “manchas” de color negro correspondientes a carbón.

Los asomos de la región noroeste e inmediaciones del cerro Moro han sido caracterizados mediante diversos perfiles estratigráficos efectuados por geólogos de YCF (Sarris, 1977; Carrizo, 1983; Álvarez Rojo, 1986), quienes mencionaron arcilitas de colores grisáceos y verdosos con intercalaciones de limolitas y areniscas friables, finas a medianas, con restos de plantas carbonizadas y troncos silicificados. Hacia la parte superior refirieron varios niveles de arcilitas pardas, carbonosas y con fisilidad. Aparecen intercaladas venas de vitrita. Un nivel de carbón en el bajo de la Laguna (norte del cerro Moro-oriente de la estancia San Miguel) alcanza 8,50 metros de potencia (Álvarez Rojo, 1986).

El espesor de la Formación Río Leona disminuye desde el SO al NE, teniendo más de 200 m al este del río La Leona (región al sudoeste de la Hoja) y más de 100 m en los alrededores de la estancia La Meseta y norte de la estancia Mank Aike (Roll, 1937). En el cerro Moro tiene más de 75 m (Piatnitzky, 1938) o entre 80 y 120 m (Álvarez Rojo, 1986).

#### *Ambiente de depositación*

Previo a la ingesión marina patagónica, se depositaron estas epiclastitas de origen continental,

representando depósitos de tipo fluvial de baja energía con extensas llanuras de inundación. Para Ramos (1982), caracterizan pantanos y lagunas costaneras en un paisaje de relieve bajo.

La existencia de niveles carbonosos se asociaría a la migración del canal fluvial principal y avulsión del sistema, al crecimiento y abandono de los *crevasse splay*s, según Nullo y Combina (2002).

### *Paleontología*

En la Formación Río Leona se han encontrado restos de plantas, así como restos de troncos y tallos carbonizados. Roll (1937) citó restos de Dicotyledonea (*Nothofagus?*) en arcillas lignitíferas aflorantes al sudoeste de la Hoja. La presencia de *Fagus* y restos de madera petrificada en niveles carbonosos desarrollados al sur del lago Argentino, fue indicada por Manassero *et al.* (1990).

Pelecípodos de agua dulce y restos de cangrejos se hallaron en rocas pelíticas aflorantes en el cerro Puntudo, inmediatamente al norte de la Hoja (Ramos, 1982).

Resultados de estudios micropaleontológicos de perforaciones, que atraviesan esta formación, fueron dados a conocer por Náñez (1988) en el este de Santa Cruz.

### *Relaciones estratigráficas*

Estas epiclastitas continentales se disponen en relación de discordancia sobre los depósitos marinos paleógenos de la Formación Man Aike y pasan hacia arriba, en aparente concordancia (con contacto transicional) a las sedimentitas, también marinas, de la Formación Centinela. También cubren, en relación discordante, a depósitos marinos y continentales cretácicos de las formaciones Piedra Clavada, Mata Amarilla y Cardiel y subyacen, en igual relación, a los basaltos Strobel, La Siberia y Laguna Barrosa, y a depósitos de terrazas del río Shehuen y de agradación pedemontana.

### *Edad y correlaciones*

De acuerdo con las relaciones estratigráficas, la edad de esta unidad fue considerada como eocena superior a oligocena inferior por distintos autores (Malumián, 1990; Malumián y Caramés, 1997; Caramés y Malumián, 1999).

En la Hoja se dispone sobre las epiclastitas marinas de la Formación Man Aike del Eoceno medio-superior y por debajo de la Formación Centinela del Oligoceno superior–Mioceno inferior, por lo que su edad, sobre la base de estas relaciones estratigráficas y de los antecedentes previos, es asignada al Oligoceno inferior.

La Formación Río Leona sería contemporánea o parcialmente sincrónica con la efusión del Basalto Posadas (Ramos, 1982; Camacho *et al.*, 1998) del Paleoceno-Eoceno.

## **Basalto El Matrero (10)**

### *Basaltos olivínicos*

### *Antecedentes*

Es ampliamente conocida en el área de la cuenca del Golfo San Jorge y norte de la provincia de Santa Cruz, la presencia de rocas volcánicas de composición basáltica alcalina de edad oligocena, asociadas a cuerpos intrusivos hipabisales diabásicos o tescheníticos.

Distintos autores se refirieron en forma genérica a estos mantos lávicos. Roll (1937) llamó a los basaltos de la zona Rocas eruptivas básicas y las ubicó en el período comprendido entre el Plioceno y el Cuaternario; Turic (1968) realizó una compilación de los levantamientos geológicos realizados por Yacimientos Petrolíferos Fiscales en la comarca, y englobó a todos los basaltos del área bajo la denominación de Basaltos Cuaternarios.

Bajo la denominación de Basalto El Matrero, Cobos y Panza (2001) agruparon a un conjunto de vulcanitas básicas que afloran principalmente en el faldeo oriental del cerro Castillo e inmediatamente al sur de las estancias El Matrero y María Elena.

Panza y Franchi (2002) describieron el Basalto El Matrero en la localidad homónima, basados en el informe inédito de Cobos y Panza (2001), adscribiéndolos al ciclo efusivo oligoceno.

### *Distribución areal*

Estos basaltos afloran únicamente a unos 25 km al sudeste de Tres Lagos, entre la estancia María Elena y los faldeos del cerro Pari Aike y ocupan una superficie de unos 14 km<sup>2</sup>.

### *Litología*

Entre las estancias María Elena y El Matrero, las coladas de esta unidad conforman barrancas

elevadas, abruptas y subverticales, visibles desde grandes distancias. En ese frente de erosión en activo retroceso son muy frecuentes los fenómenos de remoción en masa. En esas barrancas es posible reconocer estructuras prismáticas del tipo de disyunción columnar, que prevalece sobre el lajamiento horizontal.

Buenas exposiciones de esta unidad se observan en un cañadón ubicado al sur de la estancia María Elena, y también al oeste y sur de la estancia El Matrero (Figura 24), donde alcanzan potencias entre 7 y 10 metros. Los espesores máximos de estos derrames lávicos posiblemente no superen los 15 m y es probable que la mayor parte de los afloramientos estén formados por un solo manto, no descartándose que en algún caso haya varias coladas superpuestas.

Las coladas del Basalto El Matrero incluyen una sección inferior, la de mayor espesor, constituida por un basalto gris verdoso a pardo, predominantemente macizo a microvesicular. Las vesículas (menores a 3 cm), de forma subsférica, se disponen horizontalmente formando hiladas de hasta 0,80 m de largo y 2 a 3 cm de ancho. La sección superior, por lo común más alterada, casi siempre tiene vesículas o amígdalas, cavidades de forma elíptica que por lo general no alcanzan un centímetro. En su interior pueden tener crecimiento de cristales de calcita o de zeolitas con una disposición radial.

La roca que tipifica este ciclo lávico es un basalto olivínico (a basanita), melanocrático, compacto, con fenocristales alterados de olivina y otros más pequeños de plagioclasas, en una base afanítica.

Al suroeste de la estancia María Elena, se han reconocido bocas de emisión correspondientes a tres conos volcánicos, posiblemente del tipo de los conos de escorias. Son de dimensiones más bien pequeñas y se encuentran bastante desmantelados por la erosión.

#### *Ambiente*

Estas rocas son el producto de efusiones de una asociación básica alcalina correspondientes a períodos de distensión, relacionadas con una fracturación profunda de la litosfera. No se cuenta aún con análisis de rocas de este ciclo que permitan esclarecer sus características geoquímicas.

#### *Relaciones estratigráficas*

Estos basaltos cubren en relación discordante al Basalto María Elena en la estancia homónima y a sedimentitas marinas paleógenas de la Formación Man Aike, al este del cerro Pari Aike.

En la estancia María Elena están cubiertos en igual relación por el Basalto Cóndor Cliff, de edad miocena inferior a media.



**Figura 24.** Afloramientos del Basalto El Matrero, en la laguna situada al sur de la estancia del mismo nombre.

## Edad y correlaciones

Sobre la base de las relaciones estratigráficas y de sus características estructurales, se considera que las coladas de este ciclo efusivo corresponderían al Oligoceno inferior alto a superior bajo.

El Basalto El Matrero sería sincrónico con el Basalto Alma Gaucha, descrito por Panza (1982) en la zona central del Macizo del Deseado. El mencionado autor efectuó una datación radimétrica por el método K/Ar sobre roca total, que dio una edad de  $30 \pm 3$  Ma (Oligoceno inferior a superior). Asimismo, sería equiparable con el Basalto Sandín, aflorante en el valle del río Deseado, datado por Ton-That *et al.* (1999) por el método  $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$  con edades de  $23,96 \pm 0,07$  y  $24,26 \pm 0,07$  Ma (Oligoceno superior).

Estos derrames lávicos estarían incluidos en la Fase Efusiva Terciaria del esquema de Ferello (1969), con una edad fundamentalmente oligocena y casi siempre prepatagониense. Coincide con el período de actividad basáltica alcalina postulado para la Patagonia Extraandina en el Oligoceno, entre 29 y 25 Ma, por Marshall y Pascual (1977) y Baker *et al.* (1981) y confirmado por Ramos *et al.* (1982).

Panza *et al.* (2003) reconocieron estos basaltos y los ubicaron en el Oligoceno inferior a superior, en el mapa geológico de la provincia de Santa Cruz.

### 2.2.2. PALEÓGENO-NEÓGENO

#### 2.2.2.1. Oligoceno superior – Mioceno inferior

##### **Formación Centinela (11)**

*Areniscas, coquinas y areniscas coquinoideas*

##### *Antecedentes*

Depósitos de una nueva ingesión marina atlántica terciaria, de enorme desarrollo en la cuenca del Golfo San Jorge, en la zona costera de la provincia de Santa Cruz y en la vertiente oriental de la cordillera en esta misma provincia se produjeron en la transición del Paleógeno al Neógeno.

La nomenclatura de estas sedimentitas, así como su ubicación cronológica, han sido motivo de controversias ya desde del siglo XIX, denominándose en un principio informalmente bajo el nombre de Patagoniano. Una reseña de los antecedentes se hizo en la obra de Feruglio (1949-1950), quien utilizó el término Patagониense, al que subdividió

en los pisos Juliense, Leonense y Superpatagониense. Este autor, al comparar el Patagониense del este de la cordillera Patagónica (cuenca del lago Argentino) con el de la costa, señaló que los fósiles de los horizontes aflorantes en el lago Argentino son comunes a los tres pisos citados en la zona costera, aunque puntualizó que en la cuenca del lago Argentino no se ha encontrado una representación típica del Superpatagониense, aunque la presencia de *Ostrea orbigny* equivale por lo menos a la zona de transición del Leonense al Superpatagониense.

Zambrano y Urien (1970) denominaron a esta unidad Formación Patagonia. No obstante, cabe aquí destacar que Simpson (1933) ya mencionó el mismo nombre en un cuadro estratigráfico situado al final de su obra.

Posteriormente, estas epiclastitas marinas fueron caracterizadas en la vertiente oriental de la cordillera Patagónica como Formación Centinela por Furque y Camacho (1972) y por Furque (1973), quienes ubicaron la localidad tipo unos 16 km al sur de la localidad de El Calafate; igual nominación fue seguida por Riccardi y Roller (1980). En cambio, en la costa atlántica fueron incluidas en las formaciones San Julián y Monte León por Bertels (1970) o Formación Patagonia (Russo y Flores, 1972; Russo *et al.*, 1980).

Según Bertels (1970), las formaciones San Julián y Monte León están superpuestas, y se diferencian a causa que en la segunda los bancos arcillosos cuentan con aporte piroclástico y llegan a conformar a veces verdaderos bancos tobáceos. Nández (1988), sobre la base de la disimilitud entre las asociaciones de foraminíferos sugirió una relación discordante entre ambas.

Inmediatamente al este de la Hoja, estas rocas fueron denominadas como Formación Monte León (Panza *et al.*, 2004), en tanto que al norte y suroeste de la misma como Formación Centinela (Ramos, 1982; Furque y Camacho, 1972; Furque, 1973). Ambas unidades son equivalentes en ambiente y edad y no ha podido ser diferenciado el pasaje entre ellas, porque estas sedimentitas no son demasiado abundantes y se disponen en forma esporádica y están muy cubiertas. Además, considerando que los afloramientos de la Hoja corresponderían a las facies más occidentales de la Cuenca Austral, se optó en este informe por usar el nombre de Formación Centinela.

En esta comarca, la unidad fue reconocida y estudiada por Roll (1937) al sur del río Shehuen; por Feruglio (1938; 1949-1950) en el área comprendida

entre los ríos Shehuen y Santa Cruz, Shehuen y Río Chico (de Santa Cruz) y al SE de la extremidad sur del lago Cardiel, y por Piatnitzky (1938) en la cuenca de este lago, así como en los alrededores del cerro Moro y de la sierra del Bagual.

Ferello (1955), la describió en la barranca de la sierra del Bagual, mientras que Ugarte (1958) lo hizo al norte y sur de Punta Piedra. La unidad también fue registrada por Ugarte (1956), Galante (1957), Sarris y Fernández (1957), Sarris (1977), Carrizo (1977; 1983), Cabrera y Pereyra (1980-1981) y Álvarez Rojo (1986) en sus tareas de exploración carbonífera de la zona.

### *Distribución areal*

Los asomos de esta formación se localizan desde el sur y el este del lago Cardiel hacia el nordeste del cerro Moro, en la barranca ubicada entre las estancias El Amanecer-El Pastoso y la situada al norte de la estancia Yatel Aike, entre la margen sur del río Shehuen y la estancia Mank Aike y al oeste y alrededores de la estancia Los Petisos. En la mitad occidental de la Hoja aflora en el borde oeste de la meseta La Siberia, margen derecha del río Tar, sudoeste de la laguna Chica e inmediaciones de la estancia La Meseta.

Tentativamente se ha asignado a esta unidad un pequeño asomo situado en la parte superior del cerro Castillo.

### *Litología*

La Formación Centinela está conformada predominantemente por areniscas de grano fino a mediano, casi siempre friables y más raramente consolidadas, de color castaño amarillento a verdoso; por bancos de coquinas y de areniscas coquinoideas, en general de poco espesor, de color castaño y frecuentemente bien consolidados.

Al sur de la estancia La Meseta aflora un espesor de 5,5 m de areniscas finas de coloración castaño-amarillento, donde se observan aisladamente fragmentos de conchillas de uno a dos milímetros. Hacia arriba continúa un banco de coquina (80 cm), de color gris blanquecino, compuesto por fragmentos triturados de ostreas del orden de los 3 milímetros. Siguen areniscas finas (80 cm), castaño-amarillentas y areniscas, con tamaño de grano un poco más grueso, que se caracterizan por presentar, cerca de la base, un nivel con ostreas enteras dispuestas horizontalmente, además de fragmentos de ostreas (1-2 cm)

en todo su espesor (1,20 m). Hacia arriba continúan areniscas similares (1 m) pero con trozos aislados de conchillas aunque en la mitad superior hay ostreas enteras (Figura 25). Por encima aflora nuevamente un banco lenticular de coquina, de color gris amarillento, que forma un resalto; tiene estratificación sigmoidal; su espesor, en la parte más ancha, alcanza una potencia de 1,20 metros. Por encima hay areniscas, de 50 cm de espesor, con ostreas enteras en posición horizontal, siguiendo con areniscas coquinoideas de grano fino. Continúa un tramo cubierto con restos sueltos de ostreas.

Al sur de la estancia Cerro Bagual, en un bloque deslizado adyacente a la barranca basáltica de la sierra homónima, por debajo del basalto se observan asomos de psamitas castañas-verdosas, de grano mediano, que alcanzan los 11 m de potencia. Los 4 m inferiores se encuentran muy cubiertos, con restos sueltos de ostreas. El espesor restante, carente de fósiles, está bien expuesto.

Varios de los afloramientos se encuentran bastante cubiertos, identificándose la unidad principalmente por la coloración general castaño-verdosa y la presencia de ostreas sueltas, como sucede en el borde oeste de la meseta La Siberia, en la margen derecha del río Tar, sobre la barranca situada al sur del lago Cardiel-oeste estancia La Primera Argentina, sur de la estancia La Siberia (Figura 26), en la margen sur del río Chalfía-norte de la estancia Man Aike y en la parte superior del cerro Castillo.

Restos de fragmentos de moluscos se observaron en los deslizamientos que rodean la estancia San Adolfo, sobre la meseta La Siberia.

El espesor de estos depósitos marinos es variable. Se midieron 230-240 m al SE de la extremidad austral del lago Cardiel (Feruglio, 1949-1950); 170 m en la extremidad este del lago Argentino (Feruglio, 1949-1950); 225-350 en el río Lista y 375 m en lago Posadas (Riccardi y Rolleri, 1980).

### *Paleontología*

Es muy característico de esta unidad la presencia de ostreas, reconociéndose además gasterópodos, braquiópodos, equinodermos, decápodos, pelecípodos, terebratulidos, balánidos, briozoarios y corales.

En su obra, Feruglio (1949-1950) realizó una síntesis de la lista de la megafauna de esta ingresión marina en la Patagonia. Así, para la región del lago Cardiel mencionó la presencia de *Ostrea hatcheri*, *Ostrea orbigny*, *Magellania patagonica*, *Nucula oxyrrhyncha*, *Tellina auca*, *Gibbula laevis*,



**Figura 25.** Afloramientos de la Formación Centinela al sur de la estancia La Meseta. Se observan areniscas castaño amarillentas portadoras de ostreas, seguidas por un banco de coquina, gris amarillento, que forma un resalto.



**Figura 26.** Lomadas de la Formación Centinela, semicubierta, identificada por la gran cantidad de restos sueltos de ostreas y por la coloración general castaño verdosa a amarillenta. Sur de la estancia La Siberia, sobre la ruta provincial 73.

*Natica subtenuis*, *Turritella* sp., *T. iheringi*, *T. ambulacrum*, *Hemithyris*, *Cardita inaequalis*, *Martesia patagonica*, *Trophon patagonicus*, *Terebratella dorsata*, *T. venter*, *Dosinia meridionalis*, *Hinnites patagonicus*, *Perna quadrisulcata*, *Modiola* cf. *ameghinoi*, *Gibbula cuevensis*, *Calyptraea corrugata* y *Struthiolaria ornata*. Más recientemente, una reseña de la megafauna en la provincia de Santa Cruz fue formalizada por del Río (2002).

Bertels (1975, 1980), Boltovskoy (1979), Malumián y Nández (1989, 1991, 1998, 2002) y Nández (1990, 1991), entre otros, efectuaron el estudio de los foraminíferos de la unidad en el territorio de Santa Cruz. Estudios palinológicos fueron llevados a cabo por Barreda y Palamarczuk (2000 a y b).

Diferentes géneros y especies de ostrácodos fueron identificados por Echevarría (1991, 1998) en areniscas provenientes del sudeste del lago Cardiel (estancia San Miguel), siendo las especies más abundantes *Wichmannella deliae*, *Australicythere* sp., *Aurila magallanica*, *Urocythereis bertelsae* y *Henryhowella beckeriae*.

#### *Ambiente de depositación*

Los depósitos de la Formación Centinela indican un ambiente marino somero, de áreas neríticas y litorales, tal como lo revela la presencia de abundantes restos de organismos marinos dispersos en las sedimentitas o bien constituyendo bancos de coquinas, la existencia de glauconita, etc. Los depósitos pelíticos con fósiles marinos corresponderían a facies relativamente más profundas.

El estudio de los microfósiles de la unidad avala un ambiente marino de poca profundidad, con alto contenido de magnesio y menor de bario, con energía moderadamente alta, velocidad de sedimentación relativamente alta y con temperatura igual o un poco superior a la actual para la misma latitud (Echevarría, 1991, 1998).

#### *Relaciones estratigráficas*

La Formación Centinela se dispone en forma aparentemente concordante sobre las pelitas continentales de la Formación Río Leona. Cubre en relación discordante a las epiclastitas, también continentales, de las formaciones Cardiel y Chorrillo.

Con respecto a su techo, pasa en forma transicional y concordante a los depósitos continentales miocenos de la Formación Santa Cruz. Por otra

parte, es cubierta discordantemente por depósitos de niveles de agradación, de terrazas fluviales, de pedimentos y por las coladas del Basalto Laguna Barrosa. Además, se encuentra enmascarada por depósitos de remoción en masa.

#### *Edad*

Echevarría (1991, 1998) asignó estos depósitos al Oligoceno, teniendo en cuenta el estudio de la microfauna del área del lago Cardiel; Barreda y Palamarczuk (2000b) al Mioceno temprano por la asociación palinológica identificada en los perfiles de la Formación Monte León en la costa de la provincia de Santa Cruz; Malumián y Nández (1998, 2002) acotaron la edad de la transgresión patagoniana al lapso Oligoceno cuspidal-Mioceno temprano, basándose en el estudio de foraminíferos.

Casadío *et al.* (2000 a) sugirieron, apoyándose en una datación  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sobre una toba que dio  $46 \pm 2$  Ma, una edad eocena para la parte inferior de la Formación Centinela, al sur de El Calafate, aunque por el hallazgo de nuevas evidencias (Casadío *et al.*, 2000 b) discreparon con esta edad refiriendo la base de la unidad al Oligoceno.

Por otra parte, una datación radimétrica  $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$  sobre plagioclasa de una muestra proveniente del tope de la Formación Monte León en la localidad homónima, dio una edad de  $19,33 \pm 0,18$  Ma, Mioceno inferior (Fleagle *et al.*, 1995).

Teniendo en cuenta estos datos y la relación con las unidades infra y suprayacentes, disponiéndose sobre las epiclastitas del Oligoceno inferior de la Formación Río Leona y por debajo de las piroclastitas de la Formación Santa Cruz del Mioceno inferior alto a medio, se le da a la Formación Centinela una edad comprendida entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior.

### 2.2.3. NEÓGENO

#### 2.2.3.1. Mioceno

##### 2.2.3.1.1. Mioceno inferior a medio

#### **Formación Santa Cruz (12)**

*Areniscas, areniscas tobáceas, pelitas tobáceas, tobas y conglomerados*

#### *Antecedentes*

Esta unidad fue motivo de estudio desde mediados del siglo XIX, destacándose los trabajos de

Darwin (1846), F. Ameghino (1889, 1898) y Hatcher (1897, 1900).

Esta formación, que presenta una importante y variada fauna de vertebrados, fue denominada por Hatcher (1897) *Santa Cruz Beds*. Roll (1937) usó el término Santacruciano y Feruglio (1949-1950) Santacrusense.

Para el área que abarca la Hoja, además de los trabajos detallados de Hatcher, fue reconocida por Roll (1937), Piatnitzky (1938), Ugarte (1956) y Álvarez Rojo (1986) como Santacruciano.

Zambrano y Urien (1970) fueron quienes acuñaron el nombre de Formación Santa Cruz. Igual denominación fue usada por diferentes autores, entre ellos, De Giusto *et al.* (1982), Ramos (1982), de Barrio (1984, 1989), de Barrio *et al.* (1984), Panza y Marín (1998), Giacosa *et al.* (1997), Panza y Cobos (2001), Cobos y Panza (2003) y Escosteguy *et al.* (2003).

#### Distribución areal

Estas epiclastitas y piroclastitas afloran en el cuadrante nordeste de la Hoja, desde su borde oriental hasta la ruta nacional 40. Por otra parte, se extienden desde la margen sur del río Shehuen a lo largo de la barranca donde se localizan las estancias Mank Aike - La Luchita (Figura 27). Por último, asoman en los alrededores de la estancia La Meseta (Figura 28) y sobre la meseta basáltica al sur de la estancia La Blanca (Figura 29).

#### Litología

En la constitución de esta unidad predominan las areniscas finas a medianas y las pelitas, muy friables, con alguna capa conglomerádica intercalada. Estas rocas contienen abundante material piroclástico fino, por lo que casi siempre son variedades tufíticas; también se desarrollan tobas. Pobremente estratificadas, se caracterizan por la formación de paisajes tipo *badlands* y en ocasiones por la erosión en forma de tubos de órgano.

Al N-NE de la estancia Mank Aike afloran (por encima de areniscas friables portadoras de ostras de la Formación Centinela y luego de un tramo cubierto), areniscas consolidadas de grano fino a mediano. Sigue un tramo tapado para luego volver a aparecer areniscas de grano fino a mediano, con aporte tobáceo, de color gris a verde grisáceo, con intercalaciones delgadas de niveles limolíticos de 1 cm de espesor. Continúa un banco de forma lenticular de conglomerado clasto-sostén, con tamaño de clastos entre 3 y 5 centímetros.

Por encima se dispone un conglomerado matriz-sostén, donde los clastos pueden llegar a los 30 cm aunque la mayoría tiene tamaño similar al anterior; la matriz es arenosa gruesa. El espesor de esta sección es del orden de los 30 metros.

En otra sección parcial de esta unidad, ubicada un kilómetro al nordeste de la estancia mencionada, afloran unos 15 m de areniscas muy finas y pelitas verde grisáceas muy cubiertas, seguidas por areniscas gruesas (2,30 m), castaño anaranjadas, con estratificación entrecruzada poco marcada. Por encima afloran areniscas tobáceas blanquecinas (70 cm), de grano fino, y pelitas tobáceas (2 m) castaño claro-verdoso, sobre las que se disponen areniscas gruesas a sabulíticas (1 m) con estratificación entrecruzada. Estas últimas presentan intercalaciones de lentes pelíticos de 3 cm de espesor. Hacia arriba, luego de un tramo cubierto de 2 m, afloran arcilitas tobáceas (40 cm) de color amarillo verdoso.

Al sur de la estancia La Meseta (Figura 28) y por encima de areniscas fosilíferas friables de la Formación Centinela, se pasa a un tramo bastante cubierto, de 1,40 m, de areniscas castaño-verdosas, friables, con tamaño de grano mediano a grueso por sectores. Por encima se disponen 1,50 m de tobas muy finas, con marcada fisilidad y de color blanquecino, seguidas por areniscas tobáceas finas (4,50 m), de color amarillento blanquecino, que se erosionan dando formas redondeadas tipo "bochones". Hacia arriba asoman nuevamente tobas finas de un metro de potencia. Continúa un tramo cubierto de aproximadamente 9 m para luego volver a aflorar areniscas tobáceas, compactas, de grano fino y color castaño claro; conforman un banco que se acuña lateralmente siendo el espesor máximo de 2 m, presentan estructura interna de laminación paralela que en parte se entrecruza. Sigue con areniscas (3,5 m), de color castaño verdoso, de grano mediano y con estratificación entrecruzada.

Sobre la meseta basáltica ubicada al sur de la estancia La Blanca (Figura 29) se observaron, desde abajo hacia arriba, areniscas amarillentas, de grano fino, de unos 2 m de espesor, con estratificación entrecruzada. Se erosionan dando formas redondeadas tipo "bochones". Siguen unos 60 cm de arcilitas verdosas y arcilitas tobáceas blanquecinas-grisáceas con fisilidad (30 cm). Se presenta un tramo cubierto de 1,5 m, volviendo a aflorar unos 30 cm de areniscas finas de color verde oscuro por encima de las cuales y bastante cubiertas vuelven a asomar pelitas de coloración amarillenta a amarillento-verdosa. Continúa un banco de 60 cm de areniscas verdosas,



**Figura 27.** Aspecto general de la Formación Santa Cruz en la zona de La Pirámide, al este de la estancia Mank Aike.



**Figura 28.** Afloramientos de la Formación Santa Cruz al sur de la estancia La Meseta.



**Figura 29.** Vista general de las sedimentitas continentales, blanquecino-verdosas, de la Formación Santa Cruz al sur de la estancia La Blanca.

friables, de grano fino a mediano; este banco lateralmente se adelgaza y vuelve a engrosar. Después de un tramo cubierto de unos 12 m afloran areniscas, de color verde claro a verde amarillento, de grano mediano, con algunos clastos tamaño sábulo, seguidas por tobas arenosas finas de coloración blanquecina y bastante cubiertas. Continúa un tramo cubierto (5 m), observándose en la parte superior de la lomada una carpeta de rodados con tamaños de hasta 15 centímetros.

En cuanto a su espesor, alcanza a más de 500 m en la cuenca del lago Argentino (Furque, 1973) y a más de 300 a 400 m en las mesetas Strobel y de la Muerte, al norte de la Hoja (Ramos, 1982).

Russo *et al.* (1980) dieron espesores del orden de los 200 m para la zona costanera, que se engrosan a más de 800 m en perforaciones cerca de la cordillera.

### *Paleontología*

A pesar de que no se observaron fósiles en la región, estas epi y piroclastitas son portadoras de una rica y variada fauna de vertebrados que, en un principio, fue dada a conocer por los trabajos pioneros de los hermanos Carlos y Florentino Ameghino. Una reseña de los antecedentes paleontológicos de estos terrenos continentales fue efectuada por Simpson (1940) y Feruglio (1949-1950).

Posteriormente, Marshall (1976) realizó un resumen de la historia de las expediciones

paleontológicas en esta unidad en la provincia de Santa Cruz, localizando los sitios donde los ejemplares fueron colectados y haciendo mención a la ubicación actual de estas colecciones.

Más recientemente, el análisis bioestratigráfico y paleoecológico de estas capas en la costa atlántica, entre el río Gallegos y el río Coyle, fue efectuado por Tauber (1997a y b).

Marshall (1976) mencionó una referencia de Hatcher (1903) en la que a unas 30 millas de la cordillera, aguas arriba del codo del río Shehuen (entre las estancias La Vega y Los Cerros), observó un área de *badlands* atribuible a esta unidad. Se consigna este dato, aunque se hace hincapié en la gran distancia entre ese sitio y los afloramientos reconocidos de la unidad en la comarca y la relativa imprecisión de la ubicación geográfica aportada por Hatcher (1903).

### *Ambiente de depositación*

La Formación Santa Cruz es una unidad típicamente continental, propia de un ambiente de planicie aluvial, probablemente en un régimen fluvial meandriforme, con predominio de la facies de llanura aluvial distal sobre la facies de canales fluviales.

La presencia de materiales piroclásticos es indicativa de un vulcanismo contemporáneo en áreas ubicadas en la cordillera Patagónica, la cual, al estar en proceso de levantamiento, era a su vez el área de aporte de los materiales clásticos.

### Relaciones estratigráficas

La Formación Santa Cruz se dispone concordantemente sobre las epiclastitas marinas de la Formación Centinela. En cuanto a su techo, es cubierta discordantemente por el Basalto Laguna Barrosa y por depósitos de agradación, de cobertura de pedimentos y de remoción en masa.

### Edad

La asociación de vertebrados fósiles encontrada en numerosas localidades corresponde a géneros característicos de la Edad Mamífero Santacrucense, a la que Marshall *et al.* (1986) le otorgaron una edad comprendida entre los 18 a 15 Ma, sobre la base de dataciones radimétricas y/o estudios magnetoestratigráficos realizados sobre tobas y areniscas tobáceas de las localidades Monte León, Rincón del Buque y Karaiken, situadas fuera de los límites de la Hoja. Por otra parte, Flynn y Swisher (1995, en Flynn *et al.*, 2002), considerando datos geocronológicos adicionales, restringieron esta edad a 17,5-16,3 Ma.

Recientemente, Fleagle *et al.* (1995) dieron a conocer nuevas dataciones radimétricas  $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$  sobre tobas de los parajes Monte León y Monte Observación, ambos en la costa atlántica de la provincia de Santa Cruz. Estas dataciones arrojaron los siguientes valores:  $16,18 \pm 0,61$  (sobre plagioclasa),  $16,16 \pm 0,27$  (sobre plagioclasa),  $16,42 \pm 0,23$  (sobre plagioclasa),  $16,56 \pm 0,11$  (sobre plagioclasa),  $16,8 \pm 0,23$  (sobre biotita),  $16,59 \pm 0,59$  (sobre plagioclasa) y  $16,34 \pm 0,35$  (sobre plagioclasa), comprendiendo el lapso Mioceno inferior alto-Mioceno medio.

Con estos datos que acotan la edad de la unidad y sumado a que en la zona se dispone por encima de las sedimentitas marinas de la Formación Centinela, del Oligoceno superior-Mioceno inferior, se le da a la Formación Santa Cruz una edad miocena inferior alta – miocena media.

### Basalto Cóndor Cliff (13)

#### Basaltos olivínicos

#### Antecedentes

En la Patagonia Extraandina, el vulcanismo del ciclo Mioceno inferior a medio se encuentra circunscripto a la parte centro-occidental del Macizo del Deseado y a la parte centro norte de la Cuenca Austral.

Roll (1937) denominó Rocas eruptivas básicas a todos los basaltos ubicados al sur del río Shehuen y los ubicó entre el Neógeno y el Cuaternario. Turic (1968) englobó a todos los basaltos del área bajo el nombre de Basaltos Cuaternarios.

Panza y Franchi (2002) describieron el Basalto Cóndor Cliff en la localidad homónima, basados en un informe inédito de Cobos y Panza (2001), quienes le dieron la denominación formacional.

#### Distribución areal

Los basaltos de esta unidad conforman una angosta faja, que se extiende desde los cerros Castillo y Pari Aike (en las cercanías de la estancia Pari Aike) hasta el extremo sur de la Hoja, continuando fuera de la zona de trabajo hasta la localidad de Cóndor Cliff, en la margen norte del río Santa Cruz. También se asignan tentativamente a este ciclo los pequeños asomos ubicados en las inmediaciones de la estancia El Lucero y los situados al suroeste de la estancia La Betty.

#### Litología

Los basaltos de este ciclo efusivo se localizan al sur de la gran depresión en la que se encuentra la laguna Amenida (Figura 30). Forman abruptas barrancas subverticales en las que se observa una conspicua disyunción columnar y es también notable una estructura subhorizontal (diaclasamiento) que separa a la roca en lajas de 10 a 30 cm de espesor. Características semejantes presenta en su localidad tipo, Cóndor Cliff, ubicada al sur de la zona en estudio.

El espesor de la unidad es de 15 a 20 m, y está dado por la superposición de dos coladas.

La superior y de mayor espesor (hasta 10 - 12 m) forma una pared continua muy escarpada y visible desde gran distancia, en la que son frecuentes los fenómenos de remoción en masa.

Cada una de las coladas está compuesta por una sección inferior (la principal) que es maciza a microvesicular, marcadamente diaclasada tanto vertical como horizontalmente, y una sección superior de aproximadamente 1,5 m de espesor en que el basalto es muy vesicular y de color negruzco morado. Por su parte, en los 30 cm superiores la vulcanita es escoriácea y de coloración rojiza por oxidación.

La roca que compone la sección principal es un basalto melanocrático, macizo o microvesicular, salvo en algunos sectores donde se observan escasas vesículas (o amígdalas) que no superan el centíme-



**Figura 30.** Vista general de los afloramientos del Basalto Cónдор Cliff al sur del cerro Pari Aike. En primer plano se observan deslizamientos rotacionales; en segundo plano, coladas del Basalto Cónдор Cliff y al fondo chimeneas volcánicas correspondientes al mismo ciclo efusivo.

tro de diámetro. Son basaltos medianamente porfíricos, con fenocristales de minerales máficos (olivina) de hasta 15 mm, y otros más pequeños de plagioclasas blanquecinas euhedrales, de 5 mm de longitud máxima, en una base afanítica de grano fino.

Las variedades vesiculares, por su parte, se caracterizan por presentar cavidades subsféricas o elípticas de 2 a 10 mm de diámetro, ocasionalmente rellenas o recubiertas por material blanquecino terroso.

Entre las estructuras más destacables de esta unidad se encuentran chimeneas volcánicas, *necks* y diques.

El cerro Pari Aike (véase Figura 19), con una altura de 854 m, es una chimenea volcánica de un aparato actualmente desmantelado, de grandes dimensiones; es un cuerpo de forma oval en planta, con un diámetro mayor NE-SO de 1200 m y uno menor de 800 metros. Sus laderas son muy escarpadas, casi verticales, y con disyunción vertical columnar muy marcada. En afloramientos ubicados al sur se descubrieron otros cinco conos, posiblemente del tipo de los conos piroclásticos o de escorias.

Cabe mencionar que Roll (1938) describió, en el faldeo septentrional del cerro Castillo, un dique rectilíneo de unos 4 km de largo de rumbo este-oeste, el cuál no pudo ser observado.

También se atribuye (con dudas) a este ciclo efusivo los basaltos que afloran en la estancia El Lucero (Figura 31). Se trata de un paredón vertical de aproximadamente 2 km de extensión y una altura de 25 m en su parte mejor expuesta. Se advierten al menos dos coladas de un basalto olivínico de color gris oscuro a negro cuya base se encuentra cubierta por los depósitos aluviales del río Shehuen. En éstas se distingue una única sección, maciza y bastante homogénea, solo interrumpida por escasos sectores con amígdalas de variadas dimensiones rellenas por un material pulverulento blanquecino. Son basaltos poco porfíricos, con algunos fenocristales de olivina algo alterados a clorita y otros de plagioclasa blanquecina, en una base afanítica.

#### *Ambiente*

Las lavas básicas alcalinas correspondientes al ciclo efusivo mioceno (inferior a medio) fueron producidas por erupciones de tipo central y no fisural, ya que se conservan algunas de las bocas de emisión. Se asocian a períodos de distensión de la corteza después de otros de fuerte compresión, y son debidos a fisuración cortical profunda.



**Figura 31.** Importante paredón de vulcanitas atribuido, con dudas, al Basalto Cándor Cliff. Margen norte del río Shehuen, en inmediaciones de la estancia El Lucero.

### *Relaciones estratigráficas*

El Basalto Cándor Cliff cubre en discordancia al Basalto El Matrero al sur de la estancia María Elena, y en igual relación a la Formación Centinela en el cerro Castillo.

Con respecto a su techo, es cubierto en discordancia por las lavas del Basalto Laguna Barrosa.

### *Edad y correlaciones*

Panza y Nullo (1994) y Panza *et al.* (2003) reconocieron estos basaltos y los ubicaron en el Mioceno, en el mapa Geológico de la provincia de Santa Cruz.

La posición topográfica, las relaciones estratigráficas y las características de estas lavas corroboran la edad antes mencionada, por lo que se asigna esta unidad al Mioceno inferior a medio.

El Basalto Cándor Cliff sería correlacionable con el Basalto de las Lagunas Sin Fondo (Cobos y Panza, 2003), al que Gorrington *et al.* (1997) le realizaron una datación en su localidad tipo, dando un valor de  $11,1 \pm 0,2$  Ma.

También sería equivalente con el Basalto Gregores (Marín, 1984; Sacomani, 1984; Panza y Marín, 1998); con el Basalto El Pedrero (Panza,

2001) y con los afloramientos de la meseta de Tamel Aike y cerro Horquetas, datados por Gorrington *et al.* (1997) con valores de  $12,42 \pm 0,36$  Ma y  $11,72 \pm 0,08$  Ma, respectivamente.

Asimismo, se ubica en este episodio al llamado Filón El Turbio (Oviedo, 1982; Massabie, 1990), aflorante al oeste de la comarca, en inmediaciones de la desembocadura del arroyo El Turbio en el río La Leona.

Es probable que la generación de estas coladas esté temporalmente relacionada con el magmatismo responsable del emplazamiento de los stocks del Granito Fitz Roy (Nullo *et al.*, 1978) de edad miocena inferior ( $18 \pm 3$  Ma, K/Ar sobre roca total) y de las dioritas cuarcíferas del cerro Payne (Chile), para las que Halpern (1973) obtuvo valores de edades (Rb/Sr sobre biotita y K/Ar sobre roca total) que varían entre  $12 \pm 2$  y  $13 \pm 1$  Ma, respectivamente.

#### *2.2.3.1.2. Mioceno medio a superior*

#### **Depósitos de agradación (Nivel I) (14)**

*Gravas medianas a gruesas con matriz arenosa*

Los depósitos de agradación de la Patagonia son conocidos en la literatura geológica desde fines del

siglo XIX bajo la denominación de Rodados Patagónicos o Rodados Tehuelches y aún hoy su génesis sigue siendo motivo de controvertidas opiniones.

Actualmente estos niveles, conformados fundamentalmente por material psefítico, son considerados el producto de la coalescencia de abanicos aluviales producidos por sucesivos episodios de agradación pedemontana, que se desarrollaron con posterioridad a la fase principal de ascenso de la Cordillera de los Andes, la Fase Quéchuica, acaecida en el Mioceno medio (Ramos, 1982).

Los depósitos más antiguos, del Nivel I (Cobos y Panza, 2001), serían equivalentes a la Formación La Ensenada, nombre propuesto por Ramos (1982) para los que se hallan en el área situada al norte y nordeste del lago Cardiel, y utilizado por Panza y Marín (1998) para los que se desarrollan en el área de Gobernador Gregores, y por Panza y Cobos (2001) para los del sector sur occidental de la Hoja Destacamento La María. Igual denominación usaron Malumián y Panza (2000) y Cobos y Panza (2003) para los depósitos de agradación del Nivel I (Formación Cordillera Chica), de la zona de Río Turbio y del área ubicada al norte del río Deseado, respectivamente. También serían equivalentes a la Formación Cordón Alto (Panza y de Barrio, 1989; Panza e Irigoyen, 1995), que conforma las mesetas más elevadas al oeste de puerto San Julián.

En la Hoja, el afloramiento más conspicuo se dispone en la pampa Alta, a partir de las estancias La Betty y El Cordero, siguiendo sin solución de continuidad hacia el este, aún fuera de los límites del presente trabajo. Esta unidad se encuentra profundamente disectada por el arroyo El Cordero y los cañadones Yaten Guajen y Mercerá. Su cota al oeste de la Bajada de los Orientales es de 973 m s.n.m y algo menor a 500 m s.n.m en el extremo sudoriental de la zona de trabajo.

Al norte del río Shehuen fueron reconocidos en la zona de la estancia La Nueva, a más de 750 m s.n.m., donde la meseta está bastante disectada por los cursos que siguen la pendiente regional hacia el este, y al norte de la estancia San Antonio, a más de 700 metros sobre el nivel del mar.

Los depósitos de agradación del Nivel I constituyen un manto psefítico continuo, con espesores que varían entre 1 y 7 metros. Consisten en un conglomerado polimíctico poco consolidado, de gravas medianas a gruesas en una matriz arenosa. Los rodados son subangulosos a subredondeados y de formas obladas, proladas o discoidales, con dimensio-

nes que van entre 1 y 8 cm y en casos excepcionales llegan a 30-40 centímetros. La litología de los clastos es variada, los más abundantes son de vulcanitas mesosilícicas y ácidas, y en menor proporción hay de ignimbritas, tobas, escasas rocas graníticas muy alteradas y clastos de cuarzo.

Constituyen depósitos tabulares con suave pendiente regional hacia el este, cuyos valores son menores a 1° debido a que acompañan la disposición horizontal o subhorizontal de las sedimentitas cenozoicas que los subyacen.

Esta unidad cubre en discordancia erosiva a la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior alto a medio), y subyace al Basalto La Siberia (Mioceno superior- Plioceno inferior) y al Basalto Laguna Barrosa (Plioceno superior- Pleistoceno). Asimismo, en su localidad tipo de la estancia La Ensenada, ubicada al nordeste del lago Cardiel, este nivel de rodados es cubierto por las lavas del Basalto Strobel que tienen una edad de  $8,6 \pm 0,6$  Ma (Ramos, 1982).

Panza y Nullo (1994) fecharon a los depósitos del Nivel I de agradación, del área que aquí se describe, en el Mioceno superior. Por su parte, Wenzens (2000) ubicó a estos niveles, a los que denominó "Meseta I", entre los 3,5 y 7 Ma.

Teniendo en cuenta lo expuesto, se asigna a los depósitos del Nivel I al Mioceno medio alto a superior bajo.

### 2.2.3.1.3. *Mioceno superior*

#### **Basalto Strobel (15)**

*Basaltos olivínicos alcalinos*

#### *Antecedentes*

La denominación de Basalto Strobel fue propuesta por Ramos (1978, 1982) para las lavas de la meseta homónima situada al norte de la comarca. También fue utilizada por Marín (1982, 1984) para las que se hallan en el área de Gobernador Gregores, y por Panza (1986) para los basaltos que coronan las mesetas situadas al oeste de La Manchuria.

Desde el punto de vista geoquímico y tectónico, fueron analizados por Ramos y Kay (1992), al norte de la comarca, y por Gorrington *et al.* (1997), quienes además aportaron varias dataciones radimétricas.

#### *Distribución areal*

Corresponden a este episodio volcánico básico las coladas que constituyen la parte superior de las

altas mesetas situadas al oeste-suroeste del lago Cardiel. También fueron asignados a este ciclo los basaltos de la sierra del Bagual (Figura 32), de las mesetas del Bagual Chico y Campo Las Piedras y los situados al oeste de la estancia La Isabelita.

### *Litología*

La roca característica de este ciclo lávico es un basalto olivínico gris oscuro a negro, casi siempre poco a medianamente porfírico y de tamaño de grano algo grueso, con fenocristales y microcristales del grupo de la olivina y otros más escasos de plagioclasas. En ocasiones, se visualizan pequeños nódulos de olivina de hasta 3 centímetros.

Afloramientos representativos de esta unidad se hallan al sur de la estancia La Rosada (Figura 33), donde se observa un conjunto de coladas basálticas, con un espesor total de aproximadamente 7 m; individualmente oscilan entre 0,45 y 2 metros. Estos mantos lávicos presentan disyunción vertical, casi siempre bien desarrollada. El color predominante es el gris con tonalidades moradas.

Las coladas del Basalto Strobel incluyen una sección superior de poco espesor, muy vesicular, con escasas y dispersas amígdalas de formas elipsoidales

y en menor medida redondeadas, rellenas por material silíceo. En general, las vesículas no tienen orientación, aunque ocasionalmente se agrupan formando hiladas horizontales, onduladas y subparalelas entre sí, lo que indica la fluidalidad de la colada; estas hiladas se diferencian por la variación del tamaño de las oquedades. Asimismo, se observan xenolitos rectangulares y redondeados constituidos por material silíceo. La sección central es maciza, pudiendo llegar a ser algo vesicular. Al igual que la sección superior, se reconocen hiladas de vesículas redondeadas o bien canaliculos horizontales. Completa el perfil vertical una sección inferior, microvesicular (menor de 1 mm) en su base; hacia arriba, se ven vesículas aisladas de mayores dimensiones, con dos modas predominantes, 0,5 a 1 milímetro y 1 a 2 milímetros.

Al noroeste de la estancia San José se presentan 3 flujos con un espesor total de 15 metros; tienen características semejantes a las descritas anteriormente, aunque la colada superior posee bloques subangulosos a subredondeados.

En el centro de la comarca estas lavas constituyen la estrecha planicie estructural, alargada en sentido este-oeste, de la meseta del Bagual Chico, que tiene una longitud de unos 25 km, con un ancho que



**Figura 32.** Conjunto de coladas del Basalto Strobel al este de la estancia La Providencia, en la sierra del Bagual.



**Figura 33.** Coladas superpuestas del Basalto Strobel en la meseta La Siberia, ubicada al sur de la estancia La Rosada.

nunca supera los dos kilómetros. En el faldeo norte se observan al menos 6 coladas con una potencia total de 24 m, individualmente varían entre 3 y 5 metros; en estas unidades de flujo se distingue una sección superior vesicular, que puede llegar a ser alveolar, y en ocasiones, rellenas por material silíceo o carbonático blanquecino. Forman amígdalas predominantemente redondeadas u ovoidales, con diámetros de hasta 2 milímetros. Esta sección está caracterizada por una marcada disyunción vertical y una superficie de color castaño rojizo, generada por óxidos de hierro. La parte central es predominantemente maciza, pero con vesículas alineadas o bien canalículos que se disponen también en forma horizontal formando franjas verticales. La parte inferior es maciza y con una marcada disyunción subhorizontal que produce lajas de 5 a 30 cm de espesor. Las lavas que componen estos afloramientos son de color gris claro a gris oscuro.

Se han conservado los centros de emisión de estas lavas, tratándose de *necks* volcánicos actualmente muy desmantelados por la erosión. Algunos de ellos son accidentes orográficos destacados, como el cerro Moro, que se asigna con algunas dudas a este ciclo efusivo.

Estas chimeneas se distinguen nítidamente en el paisaje debido a sus formas puntiagudas y muy escarpadas, en ocasiones muestran una marcada disyunción vertical prismática.

En algunos sectores de los *necks*, en particular en sus bordes, pueden observarse brechas volcánicas de color castaño a rojizo y aspecto bastante alterado, formadas por bloques de basaltos de hasta 20 cm de diámetro. En las vecindades de los aparatos volcánicos es característica la existencia de grandes cantidades de material piroclástico, principalmente bombas y bloques de todo tamaño.

En algunos afloramientos, como en el extremo oriental de la meseta del Bagual Chico, además de las coladas, pueden reconocerse estructuras diqueiformes subverticales que han sido los canales de alimentación por los que han salido las lavas. El material que los constituye es similar al de los derrames lávicos, pero ligeramente menos vesicular.

Estas extensas planicies basálticas presentan una superficie relativamente uniforme cubierta de bloques con abundante material arenoso fino intersticial entre los mismos. El borde es una abrupta y continua barranca subvertical, casi siempre muy

escarpada, y visible desde grandes distancias. En buena parte de su perímetro se observan fenómenos de remoción en masa (asentamientos), en general poco modelados por la erosión posterior.

### *Ambiente*

Se trata de efusiones lávicas básico-alcalinas producidas por erupciones del tipo central y no fisural, ya que se conservan algunas de las bocas de emisión. El origen de estas lavas está vinculado con la formación de una ventana astenosférica originada como consecuencia de la colisión de la dorsal oceánica de Chile con la zona de subducción en el margen pacífico, ocurrida entre 12 y 6 Ma (Ramos y Kay, 1992; Gorrington *et al.*, 1997).

### *Relaciones estratigráficas*

El Basalto Strobel cubre en discordancia a distintas unidades mesozoicas y cenozoicas: a la Formación Cardiel (Cretácico superior), al norte de la estancia San José y en la meseta del Bagual Chico; a la Formación Centinela (Oligoceno superior-Mioceno inferior), al este de la estancia La Bernarda y el Basalto La Siberia (Mioceno superior- Plioceno inferior), en la meseta homónima, o bien intruye como diques y *necks* a la Formación Río Leona (Oligoceno inferior), en el cerro Moro.

### *Edad y correlaciones*

Para la localidad tipo y alrededores del lago Cardiel, Ramos (1982) realizó dataciones radimétricas por el método K/Ar sobre roca total, y obtuvo valores que oscilan entre  $8,6 \pm 0,6$  y  $6 \pm 1$  Ma, correspondientes al Mioceno superior.

Estos valores son totalmente coincidentes con los del Basalto Belgrano y equivalentes, que los ubican entre el Mioceno superior y el Plioceno más bajo (Ramos *et al.*, 1982). Cabe consignar que la emisión de estas lavas básicas sería sincrónica con la fase magmática responsable del emplazamiento, en el sector cordillerano, del stock del Granito San Lorenzo, de  $8,8 \pm 6,1$  Ma (Ramos *et al.*, 1982).

Gorrington *et al.* (1997) efectuaron dataciones por el método  $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$  en la meseta La Siberia (en el sector noroccidental de la Hoja), dando valores de  $6,2 \pm 0,1$ ,  $11,2 \pm 0,2$  y  $11,3 \pm 0,5$  Ma.

Sobre la base de las relaciones estratigráficas, las características de las lavas y las dataciones antes mencionadas, se asigna este ciclo basáltico al

Mioceno superior, no descartándose la posibilidad de que algunas efusiones pudieran corresponder al Mioceno medio.

### **Depósitos de agradación (Nivel II) (16)**

#### *Gravas medianas a gruesas con arenas finas*

Los depósitos de agradación del Nivel II serían equivalentes a los de la Formación Pampa de la Compañía, descriptos por Panza y de Barrio (1987) al oeste de Puerto San Julián y por Panza e Irigoyen (1995) en la Hoja San Julián. Corresponderían al Nivel Fortaleza-La Barrancosa de Feruglio (1949-1950).

Esta unidad se extiende, como una faja irregular, desde desde la estancia La Siberia hasta unos 8 km al este de la laguna Norio (al sur del lago Cardiel), con cotas cercanas a los 500 m y pendiente regional hacia el noreste. Por otra parte, en la margen sur del río Shehuen se identificaron dos remanentes inmediatamente al norte de la estancia Mank Aike, donde se hallan a una cota de más de 550 m, y otro pequeño asomo al norte de la sección La Luchita, que es asignado con dudas a este nivel de agradación pedemontana.

Los niveles que se encuentran al norte del cerro Mank Aike fueron mencionados por Wenzens (2000) como *Level I* y al pequeño remanente al norte de la sección La Luchita lo denominó T<sup>1</sup> (nivel de terrazas I) otorgando a ambos una edad mínima de 3 Ma.

Estos depósitos consisten en un agregado inconsolidado de gravas medianas a gruesas en una matriz arenosa fina de color grisácea.

Los rodados son subredondeados a redondeados y de formas proladas o discoidales. Los clastos presentan una moda de 2 y otra de 7 cm de diámetro y en algunos casos individuales pueden llegar a 15 centímetros. Son en su mayoría rocas duras de origen volcánico o granítico, generalmente muy silicificadas.

Al oeste del cerro Cordon, junto a la ruta nacional 40, se observó un conglomerado grueso (Figura 34), de color castaño a grisáceo, que podría corresponder a facies proximales propias de borde de cuenca. Se trata de un depósito pefítico matriz sostén, conformado por clastos distribuidos aleatoriamente, de variadas dimensiones, predominando los comprendidos entre 3 y 5 cm, aunque también se hallan grandes bloques graníticos y de basaltos que alcanzan diámetros cercanos a un metro, en una matriz de arenas medianas a gruesas. Su espesor, de difícil medición, se estima entre 3 y 5 metros. Otros relictos de erosión separados



**Figura 34.** Conglomerado polimítico correspondiente al Nivel II de agradación pedemontana, al oeste del cerro Cordón.

del asomo principal, se ven en la ladera sur del cerro Cordón y al oeste de la estancia La Lucía.

Teniendo en cuenta sus relaciones estratigráficas, ya que se encuentran por encima de las sedimentitas cenozoicas de las formaciones Río Leona, Centinela y Santa Cruz, y por debajo del Basalto La Siberia (Mioceno superior-Plioceno inferior), y además, considerando que su desarrollo es posterior a los depósitos del Nivel I, su edad es asignada al Mioceno superior.

### 2.2.3.2. Mioceno - Plioceno

#### 2.2.3.2.1. Mioceno superior – Plioceno inferior

#### **Basalto La Siberia (17)**

*Basaltos olivínicos*

#### *Antecedentes*

Roll (1937) englobó a todos los basaltos del área bajo la denominación de Rocas eruptivas básicas, y los asignó al período comprendido entre el Plioceno y el Cuaternario.

Turic (1968) compiló los trabajos realizados por geólogos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, confeccionando un mapa a escala 1: 200.000 de la comarca. En el mismo ubicó en el Cuaternario a todas las rocas efusivas de la zona..

Panza y Franchi (2002) describieron el Basalto La Siberia, basados en un informe inédito de Cobos y Panza (2001), que fueron quienes originalmente identificaron esta unidad.

#### *Distribución areal*

Las coladas de este ciclo efusivo forman la elevada meseta La Siberia (ubicada en el extremo austral de la Hoja) y además cubren una extensa superficie entre las estancias La Meseta y La Betty.

El Basalto La Siberia, en el sector norte, forma la meseta de San Adolfo y cubre una importante superficie en las inmediaciones de la estancia La Isabelita y al norte del cerro Cordón (Figura 35).

#### *Litología*

Bajo el nombre de Basalto La Siberia se describe a un extenso campo lávico basáltico con alturas



**Figura 35.** Coladas del Basalto La Siberia, de edad miocena superior a pliocena inferior, al norte de la estancia San José. Al fondo, el lago Cardiel.

que en las principales bocas de emisión superan los 1000 m sobre el nivel del mar (Figura 36). La superficie de la meseta La Siberia (ubicada en el extremo austral de la Hoja) es muy irregular y recortada, con numerosos bajos sin salida de variables dimensiones y casi siempre ocupados por lagunas.

Estos basaltos, en la mayor parte de los casos, conforman bardas elevadas y continuas, en cuyo frente de erosión, en activo retroceso, son muy comunes los fenómenos de remoción en masa, observándose numerosos ejemplos de deslizamientos que ocultan el contacto con las sedimentitas infrayacentes. Este proceso es muy notorio desde la estancia La Sarita a la estancia La Siberia (ubicada al oeste de la laguna La Cautera). En las inmediaciones de esta última estancia (Figura 37), se advierte una extensa y escarpada meseta constituida por dos coladas cuyo espesor individual alcanza unos 7 metros; la unidad inferior es maciza a microvesicular y en ocasiones se ven hiladas de vesículas redondeadas o elípticas dispuestas en forma subhorizontal. La parte basal de la colada superior presenta características semejantes al flujo inferior. El espesor restante (aproximadamente 3 metros) es muy

vesicular y en algunos casos hasta amigdaloides, tiene un marcado diaclasamiento horizontal que da lugar a la formación de lajas cuyos espesores varían entre 30 cm y un metro. Se observa también una disyunción vertical incipiente.

La roca representativa de este ciclo lávico es un basalto olivínico gris oscuro a negro con manchas marrones y rojizas de óxidos de hierro. Presenta escasos microfenocristales de olivina frescos, que en casos pueden llegar a 2 mm, con una alteración parcial a hematita y/o iddingsita y abundante pasta hialoofítica a intragranular subordinada, con islotes de agregados arcillosos o bien carbonáticos.

En todos los casos se conservan las bocas de emisión de estos basaltos olivínicos, representadas por conos de escorias casi siempre del tipo aportillado y en ocasiones doblemente aportillados, que son formas prominentes en el relieve local (como por ejemplo el cerro Pirámide, de 1046 m de altura sobre el nivel del mar). Se han identificado alrededor de 60 conos volcánicos, algunos de dimensiones destacables.

En la zona de la estancia San Adolfo hay muchos conos del tipo de los piroclásticos o de escorias, de forma oval a circular en planta, con diáme-



**Figura 36.** Centro efusivo correspondiente al Basalto La Siberia en el borde occidental de la meseta de San Adolfo.



**Figura 37.** Coladas del Basalto La Siberia en las inmediaciones de la estancia homónima. Se observa una sección inferior maciza y una superior con el típico lajamiento subhorizontal.

tros que en algunos casos superan los mil metros y una altura sobre el relieve de las coladas que los rodean que, de acuerdo con los mapas topográficos, puede superar los 200 metros.

### *Ambiente*

Se trata de efusiones lávicas básico-alcalinas producidas por erupciones de tipo central y no fisural, ya que se conservan algunas de las bocas de emisión. Se asocian a períodos de distensión de la corteza después de otros de fuerte compresión, y son debidos a la fisuración cortical profunda.

### *Relaciones estratigráficas*

Los basaltos correspondientes a este ciclo mioplioceno cubren en discordancia a varias unidades más antiguas, como las formaciones Piedra Clavada, Centinela y Santa Cruz; al Basalto Cóndor Cliff y a los depósitos agradacionales correspondientes al llamado nivel superior o Nivel I. No se derramaron sobre las superficies aterrazadas inferiores más modernas, ni están encauzados en los valles fluviales.

Son cubiertos, en las inmediaciones de la laguna Azul, por las lavas correspondientes al Basalto Laguna Barrosa (Plioceno superior-Pleistoceno inferior).

### *Edad y correlaciones*

Si bien no se dispone de dataciones radimétricas de los basaltos de la localidad tipo, se considera que forman parte de un importante episodio basáltico alcalino atribuido al Mioceno superior-Plioceno inferior, ocurrido en la zona central y occidental de la provincia de Santa Cruz (Panza y Franchi, 2002). Las unidades comprendidas en este ciclo tienen características y relaciones geológicas muy similares a las del Basalto La Siberia. Así, esta unidad puede asimilarse a las efusiones del Basalto Cerro Tejedor, definido por Sacomani (1984) para el paraje La Manchuria (al norte de Gobernador Gregores), y atribuido por Panza (1986) al Plioceno y al que Panza y Cobos (2001) reubicaron en el Mioceno superior más alto-Plioceno inferior más bajo.

Asimismo, la emisión de estas lavas básicas sería sincrónica con las del Basalto Cerro Mojón, datado en la localidad tipo por Gorring *et al.* (1997) por el método  $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$ , con un valor de  $5,6 \pm 0,17$  Ma.

En el Mapa Geológico de la provincia de Santa Cruz, Panza *et al.* (2003) ubicaron a estas lavas en el ciclo plioceno inferior.

### 2.2.3.3. Plioceno

#### 2.2.3.3.1. Plioceno inferior

#### **Depósitos de agradación (Nivel III) (18)**

*Gravas medianas a gruesas con matriz arenosa fina a mediana*

Los depósitos de agradación del Nivel III serían equivalentes a la Formación Mata Grande (Panza, 1995; Panza y Marín, 1998), y a los desarrollados al este de la comarca, entre la estancia Los Sauces y el cañadón Toro.

Esta unidad alcanza su mayor expresión al sur del río Chalfía o Shehuen, desde la estancia La Luchita (600 m s.n.m.) hasta las inmediaciones de la estancia Los Petisos (475 m s.n.m.), constituyendo una superficie continua y homogénea, que prosigue hacia el este algo desmembrada (Figura 38), hasta el límite oriental de la Hoja, donde su cota es cercana a los 300 m sobre el nivel del mar.

Al sur de la estancia María Mabel, el Nivel III abarca un área de 25 km<sup>2</sup> y cubre en forma discordante a las formaciones Mata Amarilla, Chorrillo y Centinela.

Son numerosos los remanentes de esta unidad desde la margen oriental del cañadón de los Paisanos hasta la laguna Amenida. Un nuevo afloramiento se extiende desde el sudeste de la estancia La Soriana hasta la zona en que el cañadón Man Aike desemboca en el río Shehuen.

Al norte del río Shehuen o Chalfía el afloramiento más representativo de este nivel se extiende desde el sur de la laguna El Salitral hasta la laguna Las Yeguas. Finalmente, al sur del lago Cardiel un delgado manto de esta unidad cubre al Basalto La Siberia.

Los depósitos del Nivel III consisten en un agregado casi totalmente suelto de gravas de granulometría mediana a gruesa, sueltas o apenas cementadas por carbonatos, en una matriz arenosa fina a mediana de color gris amarillenta. Los rodados son subangulosos a redondeados, de origen volcánico o granítico y sus formas, proladas y discoidales.

A pesar de la dificultad para determinar los verdaderos espesores de este nivel, debido al enmasca-



**Figura 38.** Vista general de los depósitos de agradación del Nivel III que cubren a sedimentitas miocenas de la Formación Santa Cruz, al sudeste de la estancia Mank Aike.

ramiento generado por la erosión al formar taludes y a la remoción en masa que impide ver el contacto con el sustrato, se estima que los mismos oscilarían entre 1 y 4 metros.

Por sus relaciones estratigráficas, por encima del Basalto La Siberia (Mioceno superior-Plioceno inferior) y cubierto por el Basalto Laguna Barrosa (Plioceno superior – Pleistoceno inferior) se ubica a estos depósitos en el Plioceno inferior más alto.

Al sur del río Shehuen este nivel fue mencionado por Wenzens (2000) como *Level II*, y le asignó una edad mínima de 3 Ma.

## **Basalto Las Tunas (19)**

*Basaltos olivínicos*

### *Antecedentes*

Ramos (1982) propuso la denominación de Basalto Las Tunas para abarcar una serie de coladas que cubren a la Formación Cardiel en la pampa de las Tunas, localidad ubicada al norte de los límites de la Hoja Tres Lagos.

Ugarte (1956) fue el primero en diferenciar dos niveles basálticos al oeste del lago Cardiel. Al que está emplazado a menor altura topográfica, cubriendo terrenos cretácicos y supracretácicos, que correspondería al Basalto Las Tunas, lo asignó al Pleistoceno.

### *Distribución areal*

Esta unidad aflora exclusivamente al norte del río Shehuen. Sus principales exposiciones se localizan en la zona de la estancia La Criolla, en las inmediaciones de la estancia La Sarita, en la meseta basáltica que se encuentra al norte de la sierra del Bagual, y al este y norte del cerro Cordón (Figura 39).

### *Litología*

Ramos (1982) describió esta unidad en la localidad tipo y mencionó que se derrama únicamente en depresiones topográficas, quedando numerosas áreas emergidas sin cubrir por sus flujos lávicos. Una presentación semejante, con espesores que generalmente no superan los 2 metros, se observa en la zona de la estancia La Criolla, donde cubre a la Formación Cardiel, y al norte del cerro Cordón, donde se deposita alternativamente sobre la Formación Cardiel o sobre los depósitos de agradación pedemontana del Nivel II.

Características diferentes adquieren estos basaltos en las inmediaciones de la estancia La Sarita, en el cerro Cordón y al norte de la sierra del Bagual, donde coronan y ahogan sedimentitas cretácicas configurando un relieve positivo, circunstancia que denota una importante inversión de relieve.

El campo lávico situado al suroeste de la estancia La Sarita está conformado aparentemente por una sola colada de color castaño grisáceo de 2,5 m de potencia. Los afloramientos tienen disyunción vertical y diaclasamiento horizontal muy marcados, que da como resultado la formación de grandes bloques, en general angulosos.

En el extremo nororiental de la meseta ubicada al norte de la sierra del Bagual, esta unidad alcanza unos 3 m de espesor con variaciones laterales. Este derrame basáltico de color castaño grisáceo está constituido por una sola colada, que generalmente se presenta en forma de bloques subangulosos, cuyo eje mayor no supera los 0,80 metros. Se trata de un basalto muy vesicular de color gris oscuro, porfírico, con fenocristales de olivina (entre 1 y 3 mm) en una pasta afanítica.

Unos 6 km al este de la estancia La Sarita, el máximo espesor de la unidad alcanza a 6 metros.

En la mayoría de los lugares observados se trata de una sola colada, cuya sección superior es vesicular, de aspecto poco alterado y de color castaño grisáceo. Posee numerosas cavidades subesféricas que pueden variar entre 5 mm y 3 cm de diámetro, en algunos casos, rellenas por calcita. La sección inferior es microvesicular (las cavidades son menores a 2 mm), en algunos casos estas vesículas se disponen formando hiladas subhorizontales que pueden alcanzar 0,80 m de longitud. En ocasiones, predomina la disyunción columnar sobre el diaclasamiento horizontal, pero en general se presenta formado bloques subangulosos.

La composición de estas rocas varía de términos basálticos a basandesíticos, ambos olivínicos, de acuerdo con Sacomani (1978, en Ramos 1982).

Los estudios realizados por Sacomani para el presente trabajo, determinaron que se trata de un basalto olivínico de grano fino, afanítico, con escasos fenocristales de olivinas algo alterados, algunas tablillas desordenadas de andesina básica (labradorita), entre las que se disponen gránulos de clinopiroxeno y 10 % de minerales opacos.

En el área relevada, el Basalto Las Tunas se ubica siempre topográficamente por debajo del Basalto Strobel, aunque con diferencias de cota mucho menores que las mencionadas por Ramos (1982) al norte de esta comarca.



**Figura 39.** Colada del Basalto Las Tunas en las inmediaciones de la sección de la estancia Oasis, al oeste del cerro Cordón.

Son escasos los centros de emisión observados en los basaltos de este ciclo efusivo: el más conspicuo lo constituye el cerro Cordón, ubicado a 740 m sobre el nivel del mar.

#### *Ambiente*

Este episodio volcánico corresponde a los basaltos de post *plateau* del esquema de Gorrington *et al.* (1997), conforme al modelo de generación del magmatismo en el retroarco andino por la formación de una ventana astenosférica. Se formaron por corrientes astenosféricas residuales una vez cesado el proceso magmático mayor del Mioceno superior (Panza y Franchi, 2002).

El ambiente de formación es similar al del Basalto Strobel, aunque la cantidad de material extruido es considerablemente menor, hecho que indica una disminución de la actividad magmática.

#### *Relaciones estratigráficas*

El Basalto Las Tunas aflora únicamente en el sector norte de la comarca, donde se halla en forma discordante sobre diferentes unidades cretácicas y terciarias.

En la zona de la estancia La Sarita suprayace a las sedimentitas marino-continentales de la Formación Piedra Clavada. Asimismo, mantiene la misma relación

con la Formación Cardiel en las cercanías de la estancia La Criolla y en la zona del cerro Cordón; al norte y al oeste del mismo cerro, cubre a depósitos de agradación de los Niveles II y III, respectivamente.

#### *Edad y correlaciones*

Ramos (1982) determinó que las efusiones del Basalto Las Tunas tienen una edad de  $5 \pm 1$  Ma y, las de una unidad equivalente, el Basalto La Cueva,  $4 \pm 1$  Ma. También sería correlacionable con el Basalto Olnie (Ramos, 1982). De este último, Gorrington *et al.* (1997) realizaron una datación radimétrica en su localidad tipo por el método  $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$ , que dio una edad de  $3,79 \pm 0,13$  Ma (Plioceno inferior).

Tomando en consideración las características generales de las lavas, su posición topográfica, las relaciones estratigráficas y las edades consignadas, se asigna el Basalto Las Tunas al Plioceno inferior.

#### **Depósitos aluviales aterrazados del río Shehuen (Niveles I y II) (20 y 21)**

*Gravas con matriz arenosa y arenas gruesas a muy gruesas*

El sistema de terrazas fluviales del río Shehuen está conformado por siete niveles que se disponen entre los

400 y 175 m sobre el nivel del mar. Este escalonamiento es un claro indicador de las ocasiones en que el río alteró sus condiciones de equilibrio. Aquí se describen los depósitos correspondientes a los primeros dos niveles.

El Nivel I (el más antiguo) es una extensa y homogénea planicie que se eleva a más de 200 m sobre la planicie actual del río, ocupando en el ámbito de la Hoja un área de aproximadamente 400 km<sup>2</sup>. Se encuentra separado de los depósitos correspondientes al Nivel II, por un escalón de 100 metros. Esta unidad se observa únicamente al norte del río Chalia o Shehuen, desde las inmediaciones de la estancia Bagual Chico (390 m s.n.m.) hasta la estancia El Pastoso (275 m s.n.m.) ubicada en el límite oriental del área levantada, continuando hacia el este en la Hoja Laguna Grande.

Estos depósitos cubren en discordancia a sedimentitas marinas y continentales de las formaciones Man Aike, Río Leona y Centinela y al Nivel III de agradación pedemontana.

Litológicamente están compuestos por gravas redondeadas a subredondeadas de vulcanitas, piroclastitas y en menor proporción de granitos, en una matriz de arena gruesa de color gris amarillento. Intercalan arenas gruesas a muy gruesas. Constituyen bancos que exhiben un arreglo granodecreciente, siendo común la presencia de estratificación entrecruzada.

Los depósitos del Nivel II, representados fundamentalmente en la margen izquierda del río, forman una dilatada planicie que se extiende desde el norte del paraje de Piedra Clavada, donde se localizan a una altura de 340 m s.n.m., hasta el extremo oriental de la Hoja, cuya cota es de 225 m s.n.m., continuando muchos kilómetros hacia el este. En la margen derecha se observan pequeños remanentes en la pampa de Cardozo e inmediatamente al sur de la localidad de Tres Lagos.

Los depósitos de terrazas fluviales del Nivel II cubren en discordancia a diferentes unidades geológicas. Al norte del paraje de Piedra Clavada y al este de la estancia La Pampa, se depositan sobre sedimentitas marinas y continentales de las formaciones Piedra Clavada y Mata Amarilla respectivamente. Asimismo, entre las estancias Punta Piedra y El Lucero suprayacen a sedimentitas cenozoicas de la Formación Man Aike y Río Leona y al Basalto La Siberia.

Las características litológicas y los espesores de este nivel son semejantes a las ya descriptas para el Nivel I.

Se encuentran separados de los depósitos del nivel inferior (Nivel III) por un escalón de unos 15 a 20 metros.

Sobre la base de las relaciones estratigráficas y ante la falta de argumentos más precisos, se es-

tima que los depósitos que integran las terrazas fluviales I y II del río Shehuen fueron desarrollados durante el Plioceno inferior, no descartándose una edad mayor.

#### 2.2.3.3.2. *Plioceno superior*

### **Depósitos aluviales aterrizados del río Shehuen (Nivel III) (22)**

#### *Gravas arenosas y arenas medianas*

Los depósitos que forman las terrazas del Nivel III, asignados tentativamente al Plioceno superior, están representados en ambas márgenes del río Shehuen y abarcan superficies ostensiblemente menores que las de los niveles más antiguos. En la margen izquierda del río, al sur del puesto El Galpón, ocupan una angosta faja de forma irregular de cerca de 20 km<sup>2</sup> de superficie y en la derecha, en la pampa de Cardozo, comprenden un área de aproximadamente 25 km<sup>2</sup>. En ambos casos presentan un relieve llano con una suave pendiente regional hacia el este.

Es un depósito inconsolidado integrado por rodados bastante sueltos, en una matriz de arenas medianas con una disposición granodecreciente. Composicionalmente están constituidos por clastos redondeados de variada procedencia (principalmente vulcanitas y menor proporción de granitos), cuyos diámetros oscilan entre 1 y 5 centímetros.

Se encuentran separadas de las del Nivel IV por una pequeña escarpa, con valores cercanos a los 15 metros.

### 2.2.4. NEÓGENO SUPERIOR - CUATERNARIO

#### 2.2.4.1. Plioceno superior - Pleistoceno inferior

### **Basalto Laguna Barrosa (23)**

#### *Basaltos olivínicos*

#### *Antecedentes*

Los primeros autores que trabajaron al sur del río Shehuen o Chalia se han referido a estas lavas muy someramente. Así, Roll (1937) englobó a todos los basaltos y los denominó Rocas eruptivas básicas, considerando que su edad estaba comprendida entre el Plioceno y el Cuaternario. Por su parte, Turic (1968) realizó una compilación de levantamientos y

bosquejos geológicos de la comarca a escala 1:200.000, y los incluyó en el Cuaternario.

En un informe preliminar de la Hoja Tres Lagos, Cobos y Panza (2001) designaron como Basalto Laguna Barrosa a los importantes derrames lávicos desarrollados en la meseta ubicada entre los ríos Shehuen y Santa Cruz.

Panza y Franchi (2002), en un trabajo de síntesis del magmatismo basáltico cenozoico extraandino de la provincia de Santa Cruz, describieron los basaltos de esta unidad, enmarcándolos al ciclo efusivo del Plioceno superior-Pleistoceno.

Dataciones radimétricas de esta unidad fueron aportadas por Wenzens (2000).

#### *Distribución areal*

Las lavas del Basalto Laguna Barrosa están ampliamente distribuidas al sur del río Shehuen. Sus mejores exposiciones se observan desde la meseta Escorial hasta las nacientes del arroyo Pari Aike, pero también tiene buenos afloramientos al oeste de la estancia La Luchita, al sur de la estancia Mank Aike y en la pampa Alta.

Al norte del río Shehuen afloran únicamente en el sector sur de la sierra del Bagual Chico.

#### *Litología*

Se incluye en esta unidad a un conjunto de coladas de basaltos olivínicos de muy variable desarrollo areal, pero siempre de espesor muy reducido. Además de numerosas coladas aisladas, pueden reconocerse algunos campos lávicos que cubren más de 200 km<sup>2</sup> de superficie, como el que se localiza al sur de la localidad de Tres Lagos.

Las lavas de este ciclo efusivo se encuentran bien expuestas en el borde oeste de la laguna Barrosa (Figura 40), donde se observa un paredón vertical de 8 m de potencia, constituido por al menos dos coladas. Las mismas se caracterizan por presentar una sección superior muy vesicular a amigdaloides, de un basalto casi siempre fresco. Estas cavidades subsféricas u ovoidales, en ocasiones forman canalículos que pueden alcanzar de 6 a 7 cm de longitud. La sección media o central suele ser la de mayor espesor, en general es maciza, a veces microvesicular a poco vesicular. Las vesículas se disponen a manera de hiladas subhorizontales y paralelas entre sí. Suele presentar lajamiento horizontal, lo que permite que se formen bloques, y a veces lajas finas. Completa el perfil una sección inferior, a

veces muy lajosa, maciza a microvesicular, en la que solamente los 15-20 cm inferiores pueden ser escoriáceos y de aspecto muy alterado.

En el faldeo sur de la meseta del Bagual Chico, unos 5 km al oeste de la estancia La Escondida, se advierte un derrame basáltico que ocupa un área de unos 5 km<sup>2</sup>, que corresponde al Basalto Laguna Barrosa. Este campo lávico con forma de abanico, presenta una superficie bastante plana y potencias que varían entre 3 y 4 m, se halla cubierto por pequeños bloques con abundante material arenoso fino intersticial. La parte distal está compuesta por dos coladas separadas por un resalto, con unos 2 m de potencia individual. Hacia los laterales se observa una sola, bastante delgada.

Al norte de la boca de emisión del cerro Mank Aike se pueden diferenciar claramente tres coladas de una potencia individual de 4 a 5 m, encontrándose su base cubierta.

Al sudeste de la estancia La Adriana las lavas conforman dos niveles bien diferenciados, con marcada disyunción columnar y diaclasamiento vertical subordinado. El nivel basal, de 12 m de potencia, está constituido por dos coladas de espesores semejantes. La sección inferior de la colada, de un espesor de 1,20 m, es maciza con muy escasas vesículas (menores a 0,5 cm) orientadas siguiendo las líneas de fluidalidad. La sección superior, de aproximadamente 5 m, tiene vesículas redondeadas (menores a 2 mm) y elípticas (hasta 10 cm x 0,5 cm), orientadas con las líneas de flujo, que van desde horizontales a verticales. Es un basalto con olivino, casi afírico, con aislados fenocristales de feldespatos (menor a 3 cm).

Al sur de la estancia La Margarita, en la margen occidental del cañadón de los Paisanos, hay un pequeño afloramiento de este basalto cubriendo sedimentitas cretácicas de la Formación Piedra Clavada, y a su vez, parcialmente sepultado por depósitos glaciares correspondientes al estadio Inicialglacial.

Cuando las coladas son de poco espesor (0,5 a 1,5 m), o bien en las partes distales de las mismas, no se reconoce ninguna diferenciación; y en todo el espesor se observa una estructura muy vesicular, en ocasiones amigdaloides, con relleno arcilloso blanquecino.

La roca característica de esta unidad es un basalto olivínico gris oscuro a negro, microporfírico, que en ocasiones presenta fenocristales de olivina (de 2 a 10 mm) y en algunas oportunidades pequeños nódulos de forma ovoidal, en una base afanítica. Se observan asimismo pequeños prismas euhedrales de plagioclasas frescas, augita titanada y vidrio volcánico.



**Figura 40.** Coladas del Basalto Laguna Barrosa en su localidad tipo, ubicada al norte de la estancia El Cordero.

En las cercanías de los centros de emisión se encuentran abundantes escorias de color rojo a morado, sumamente vesiculares y livianas, con elevado grado de alteración.

Numerosas coladas, siempre únicas y en general de muy reducidas dimensiones, se han reconocido en la pampa Alta cubriendo los depósitos del Nivel I de agradación; fluyen hacia las partes más bajas, siguiendo los faldeos y/o los valles de algunos cañadones.

De acuerdo con lo expuesto, el curso de las coladas del Basalto Laguna Barrosa estuvo controlado por el relieve previo. Las emisiones lávicas cubrieron las partes bajas, aprovechando los valles de cursos de agua preexistentes. El sepultamiento del relieve no fue total, quedando como remanentes aislados algunas ventanas lávicas, como las que se advierten al oeste y suroeste de la estancia El Amor.

Se han conservado perfectamente las bocas de emisión. Son típicos conos de escorias, algunos de ellos del tipo aportillado. De los numerosos conos reconocidos sólo tienen nombre el cerro Mank Aike (844 m) y el cerro Los Orientales (973 m).

Panza y Franchi (2002) asignaron las coladas del Basalto Laguna Barrosa a la variedad petrográfica denominada basalto del tipo I (Sacomani, 1984).

Las características de las lavas, y en particular la presencia de una sección central maciza o microvesicular, la forma típicamente esferulítica y

regular de las vesículas, así como la falta de una superficie sumamente escabrosa cubierta por fragmentos de escoria ásperos y cortantes, permiten considerarlas del tipo pahoehoe (Mac Donald, 1953).

Otro rasgo típico de este tipo es la gran extensión alcanzada por las coladas, sin mayores cambios en sus características desde la boca de emisión hasta sus extremos distales, lo que sugiere que se trataba de lavas muy poco viscosas y ricas en volátiles.

#### *Ambiente*

Ramos y Kay (1992) y Gorrington *et al.* (1997) interpretaron a este vulcanismo como producto de discretos porcentajes de fusión originados por la decreciente acción de la astenósfera sobre la corteza continental, a través de la ventana astenosférica originada como consecuencia de la subducción de segmentos de la dorsal de Chile a partir de los 14 Ma (Panza y Franchi, 2002).

#### *Relaciones estratigráficas*

Las coladas del Basalto Laguna Barrosa cubren en relación de discordancia a diferentes unidades geológicas, entre ellas, las formaciones Mata Amarilla, Cardiel, Man Aike, Río Leona, Centinela y Santa Cruz; los basaltos Cóndor Cliff y La Siberia; los ni-

veles I y III de agradación, y los depósitos aluviales aterrizados del Nivel I del río Shehuen.

### *Edad y correlaciones*

Panza y Nullo (1994) y Panza *et al.* (2003) reunieron tentativamente todas las lavas modernas de la provincia de Santa Cruz dentro del ciclo Plioceno superior – Pleistoceno inferior.

Wenzens (2000) dio a conocer varias dataciones radimétricas de estas lavas, realizadas por el método K/Ar, provenientes del cerro Mank Aike ( $2,53 \pm 0,14$  Ma); del norte y nordeste de la estancia Los Petisos ( $2,2 \pm 0,9$  Ma y  $2,8 \pm 1,4$  Ma, respectivamente); del cerro Los Orientales ( $2,48 \pm 0,12$  Ma y  $3,10 \pm 0,15$  Ma); del sur de la estancia El Amor ( $3,00 \pm 0,18$  Ma), y del noroeste de la estancia La Urbana ( $2,25 \pm 0,27$  Ma), todas ubicadas al sur del río Shehuen.

Teniendo en cuenta los valores de las dataciones radimétricas, las relaciones estratigráficas, y el buen estado de conservación de lavas y aparatos de emisión, se asigna este episodio lávico al Plioceno superior-Pleistoceno inferior.

Cronológicamente, estos basaltos serían equivalentes a las rocas del Basalto La Angelita, descrito por Panza (1982, 1986) en sectores del Macizo del Deseado ubicados inmediatamente al nordeste de Gobernador Gregores, y al Basalto Cerro Piedras (Cobos y Panza, 2003), cuyas características geológicas y petrológicas son en un todo similares a las del Basalto Laguna Barrosa.

## 2.2.5. CUATERNARIO

### 2.2.5.1. Pleistoceno

#### **Depósitos aluviales aterrizados del río Shehuen (Niveles IV y V) (24 y 25)**

*Gravas arenosas y arenas finas a medianas*

Los depósitos del Nivel IV son los de menor desarrollo del sistema de terrazas fluviales del río Shehuen o Chalfía. En la margen izquierda, al norte del paraje Piedra Clavada, se ha reconocido un pequeño relicto de unos 5 km<sup>2</sup> de superficie, a una cota levemente superior a los 300 m sobre el nivel del mar. También se asigna a este nivel, con dudas, el pequeño remanente que se observa en la pampa Chica al oeste de la localidad de Tres Lagos.

Las mejores exposiciones de los depósitos que integran las terrazas fluviales del Nivel V se localizan

al norte del río Shehuen. Ocupan una faja de más de 25 km de largo con un ancho medio que supera los 3 km, extendiéndose desde el paraje Piedra Clavada hasta la estancia La Merced, a una altura de 280 m sobre el nivel del mar. Por otra parte, dos depósitos de menores dimensiones se observan al oeste y noroeste de Tres Lagos.

Los depósitos que forman estos niveles de terrazas IV y V están constituidos por un agregado poco consolidado de gravas y arenas finas a medianas. El espesor de estas unidades es difícil de determinar debido al enmascaramiento de su contacto con las unidades infrayacentes, pero se estiman valores entre 10 y 18 metros. Al igual que todas las terrazas de este sistema, presentan una suave pendiente regional hacia el este.

Estos depósitos carecen de evidencias estratigráficas que permitan determinar fehacientemente su edad. Sin embargo, como responden genéticamente al mismo sistema, se puede asegurar que son más modernos que el Nivel III, que fue ubicado en el Plioceno superior, por lo que se asignan al Pleistoceno más bajo.

### DEPÓSITOS GLACIARIOS (26 AL 31)

Una importante superficie del sector occidental de la Hoja Tres Lagos se encuentra cubierta por material de génesis glacial, el que se dispone por encima de unidades cretácicas y terciarias. En ella se distinguen dos zonas en las que se reconocen claramente estos depósitos. La primera de ellas, ubicada al noroeste de la comarca, corresponde a la cuenca de los lagos San Martín-Tar y se extiende desde el lago Tar hasta la localidad de Tres Lagos, comprendiendo a los valles La Vega del Barón de Soria y al del río Shehuen o Chalfía. La segunda se halla al suroeste y se vincula a la cuenca del lago Viedma, disponiéndose en torno del mismo hasta las inmediaciones de la pampa de Cardozo. También se atribuyen a esta cuenca los depósitos que se observan desde la meseta Escorial hasta el cañadón del Puesto.

Las pocas investigaciones realizadas sobre estos depósitos en la comarca son de carácter general. La más importante es sin duda la efectuada por Caldenius (1932), quien al delinear a grandes rasgos el alcance de las glaciaciones pleistocenas en toda la Patagonia, estableció cuatro períodos glaciarios a partir de la disposición y ubicación de los arcos morénicos. Los denominó Iniciglacial, Daniglacial, Gotiglacial y Finiglacial, basándose en la cronología determinada para la península Escandinava.

En la zona, también hicieron estudios Quensel (1910), Bonarelli y Nágera (1921), Feruglio (1949-1950), Wenzens *et al.* (1996), Wenzens (1999, 2000) y Rabassa y Coronato (2002), estos últimos en una síntesis de las glaciaciones en la provincia de Santa Cruz.

En este trabajo se ha diferenciado el material de origen glacial en depósitos de morenas y depósitos glacifluviales.

### **Depósitos de morenas (estadio Inicioglacial) (26)**

*Till, gravas arenosas, limos, arcillas y escasos bloques*

Los depósitos más importantes de este estadio se disponen en forma de arcos en torno del lago Viedma. En el sector norte, se extienden desde el límite occidental de la Hoja hasta la pampa de Cardozo, cubriendo en parte a sedimentitas cretácicas de la Formación Piedra Clavada. Las crestas más altas de este inmenso murallón morénico alcanzan más de 300 m sobre la superficie del lago, a una cota que supera los 550 m sobre el nivel del mar. Al sur del lago, las morenas se presentan formando lomadas alargadas y redondeadas que se desarrollan desde el cerro Cuadrado hasta la ruta nacional 40 en la zona de la estancia La Margarita. Los depósitos de esta unidad también rodean al cerro Índice o Bandera y continúan hacia el norte ocupando fundamentalmente la margen derecha del arroyo de los Paisanos.

Las acumulaciones más orientales de este estadio son las morenas frontales que se encuentran sobre la meseta ubicada al sur y este de Tres Lagos, desde la meseta Escorial hasta el sur de la estancia La Soriana, y un pequeño remanente que se halla al norte de la laguna Amenida.

Cabe mencionar que en la margen sur del valle del río Shehuen o Chalfía, al este y al oeste de la estancia La Soriana (ex Mata Amarilla) hay pequeños remanentes de morenas muy erosionadas, que corresponderían a este estadio y que no han sido mapeados por razones de escala.

En lo que corresponde a la cuenca de los lagos San Martín-Tar, ubicada al noroeste de la comarca, se observan morenas laterales desde el extremo suroeste de la meseta de San Adolfo hasta las inmediaciones de la laguna del Barón; las mismas se hallan a una altura cercana a los 600 m sobre el nivel del mar, cubriendo sedimentitas cretácicas de la Formación Piedra Clavada. Asimismo, se las divide en ambos márgenes del río Chalfía o Shehuen, al norte

de la meseta de Campo las Piedras, con cotas cercanas a los 500 m sobre el nivel del mar.

Los depósitos que forman las morenas del estadio Inicioglacial (morenas frontales y laterales), en todos los casos están constituidos por till y gravas arenosas asociadas a lentes de arena, limos y muy escasa proporción de arcillas.

Los bloques erráticos son escasos sobre la superficie de las morenas, destacándose claramente por sus dimensiones (5,5 x 3 x 2,5 m) un bloque de aglomerado volcánico que se halla en la cañada de la Vega, al norte de la estancia La Blanca. Bloques de menores dimensiones, de composición granítica, se localizan en la margen derecha del cañadón de los Paisanos (al norte de la estancia María Mabel), y al sur de la estancia La Margarita, en donde se encuentran a una cota que supera los 550 m sobre el nivel del mar. En todos los casos observados los bloques no presentan rasgos de la acción glaciaria.

Esta unidad de origen glaciario se desarrolla sobre sedimentitas cretácicas de las formaciones Piedra Clavada, Mata Amarilla y Chorrillo y sobre el Basalto Laguna Barrosa.

### **Depósitos glacifluviales (estadio Inicioglacial) (27)**

*Gravas, arenas finas a medianas y limos*

Los depósitos glacifluviales son el producto de la acción combinada y sucesiva del hielo y el agua de fusión. Los más representativos de este estadio fueron identificados en la meseta ubicada en la margen derecha del río Shehuen, desde las inmediaciones de la ruta provincial 65 hasta el cañadón del Puesto, al este de la sección La Luchita. Forman una planicie suavemente ondulada que ocupa una superficie de más de 115 km<sup>2</sup>, con pendiente regional hacia el este. Otros pequeños asomos se observan al nordeste del cerro Cuadrado y al norte de la estancia La Blanca.

Se trata de acumulaciones poco consolidadas compuestas por gravas, arenas finas a medianas y limos, siendo los colores de conjunto más frecuentes el gris y el amarillo. Litológicamente están conformados por material de distinta génesis, predominando los de naturaleza granítica y volcánica.

Estos depósitos en todos los casos cubren a sedimentitas cretácicas; al sur de la estancia La Soriana a la Formación Mata Amarilla, en el extremo suroeste de la Hoja a la Formación Chorrillo y en el sector noroeste a la Formación Piedra Clavada.

### **Depósitos de morenas (estadio Daniglacial) (28)**

*Till, arenas, limos y bloques erráticos*

En la cuenca del lago Viedma, los depósitos de morenas del estadio Daniglacial alcanzan su mayor desarrollo al norte del lago, donde ocupan una superficie de casi 200 km<sup>2</sup>. Las crestas más elevadas de esta unidad se encuentran a más de 200 m sobre la superficie del lago. Es de destacar que una gran parte de la topografía morénica primitiva de este depósito ha sido borrada por la acción glaciifluvial y postglacial posterior.

Otro depósito de menores dimensiones se desarrolla desde el oeste del cerro Índice hasta las inmediaciones de la estancia La Margarita; forma lomadas irregulares con cotas que fluctúan entre los 300 y 400 m s.n.m., coronadas por algunos bloques erráticos de enormes dimensiones de naturaleza granítica.

En lo que respecta a la cuenca del lago San Martín, estos depósitos se hallan bien expuestos en la margen izquierda del valle la Vega del Barón de Soria, desde el norte del lago Tar hasta la estancia Los Cerros; en la zona del río Meseta, y en el curso superior del río Shehuen que bordea la meseta Campo las Piedras.

En la margen derecha del río Tar, al norte de la estancia La Bernarda, coronando las lomadas de origen glacial se encuentra un extenso campo de bloques erráticos, en los que predominan los de composición riolítica. Se destaca un bloque de arenisca silicificada en el que se observa la estratificación, cuyas dimensiones son 4,70 m de largo, 4 m de ancho y 3,50 de alto, y su volumen de más de 60 m<sup>3</sup> (Figura 41).

Las morenas están formadas generalmente por till. Esta unidad consiste en un manto de gravas y arenas de distinta granulometría y tonalidad gris amarillenta, a los que se asocian limos en proporción subordinada. Estos depósitos caóticos están integrados por materiales de muy distinta procedencia.

Los depósitos se disponen sobre las sedimentitas cretácicas de la Formación Piedra Clavada.

### **Depósitos glaciifluviales (estadio Daniglacial) (29)**

*Gravas, arenas y limos*

Esta unidad representa el segundo estadio de los depósitos glaciifluviales del sistema glacial de la comarca. Son identificados en ambas márgenes del río Shehuen, desde la localidad de Tres Lagos hasta las inmediaciones de la estancia Los Cerros. También

al norte del cerro Índice, desde el puesto El Podrido hasta el arroyo de los Paisanos. En ambos casos cubren a sedimentitas cretácicas de la Formación Piedra Clavada.

Estos depósitos están conformados por gravas de variado origen y granulometría, con arenas y limos subordinados, presentando un color de conjunto gris amarillento. Dentro de una gran variedad litológica, son dominantes los clastos de naturaleza granítica, a los que se subordinan los de vulcanitas y metamorfitas.

### **Depósitos de morenas (estadio Gotiglacial) (30)**

*Gravas, arenas, limos y bloques erráticos*

Constituyen el arco morénico más interno que se ha reconocido en la zona del lago Viedma.

Su principal afloramiento, bien definido pero algo desdibujado por la erosión, se dispone desde la estancia La Silesia hasta el límite oriental de la pampa El Podrido. Alcanza un ancho máximo de 12,5 km y una altura de 80 m sobre la superficie del lago.

Sobre los depósitos morénicos, y como testimonio de un proceso de deglaciación posterior, suelen observarse bloques erráticos de enormes dimensiones, provenientes de la región cordillerana.

Es digno de mención, en la pampa El Podrido, un enorme bloque de brecha volcánica (Figura 42) (7x3x2,20 m) conformada por clastos con escaso grado de redondeamiento, de color verdoso y cubierto por una pátina marrón rojiza. Está rodeado por depósitos glaciifluviales correspondientes al mismo estadio; en la cara ubicada hacia el noroeste presenta una superficie con estrías de 1 cm de ancho por 2 o 3 mm de profundidad y una longitud de 1,20 m (Figura 43), las que en su parte inferior están dispuestas entre sí en forma paralela y en la parte superior se separan formando un abanico.

Depósitos con características semejantes a los descritos para la zona del lago Viedma se localizan a lo largo del valle La Vega del Barón de Soria, desde la zona del río Tar hasta las inmediaciones de la laguna del Barón. En la margen izquierda se sitúan los afloramientos más importantes y otros pequeños remanentes ahogados por los depósitos glaciifluviales correspondientes al mismo estadio. Desde el lago Tar hasta la estancia Los Cerros cubren a sedimentitas cretácicas de las formaciones Piedra Clavada y Cardiel.

Son acumulaciones de till con alto porcentaje de limos, con un color de conjunto gris claro amarillento.



**Figura 41.** Bloque errático correspondiente a los depósitos morénicos del estadio Daniglacial, al sur de la meseta El Moro. A la izquierda, al fondo, el cerro Kachaike, fuera de los límites de la Hoja.



**Figura 42.** Bloque errático correspondiente a los depósitos morénicos del estadio Daniglacial, sepultado en parte por los depósitos glaciafluviales del estadio Gotiglacial, en la pampa El Podrido.



**Figura 43.** Detalle del bloque errático ubicado en la pampa El Podrido, en el que se observa un conjunto de estrías paralelas entre sí.

Inmediatamente al oeste del límite de la Hoja, en el río La Leona, Caldenius (1932) determinó que la morena Gotiglacial presenta un espesor de 9 m y está constituida fundamentalmente por limos y cubierta por 3 m de pedregullo que asigna a depósitos glaci-fluviales.

### **Depósitos glaci-fluviales (estadio Gotiglacial) (31)**

*Gravas, arenas, limos y arcillas*

Son los depósitos de origen glacial más jóvenes diferenciados en la comarca. Se hallan bien representados en el antiguo valle de desagüe del lago Viedma, desde el noroeste del cerro Índice hasta el arroyo de los Paisanos en la ruta nacional 40. Constituyen una faja irregular de más de 25 km de extensión y un ancho entre 1 y 5 km, cuya altura sobre el espejo de agua del lago varía entre 50 a 80 metros. En esta zona cubren a las sedimentitas de la Formación Piedra Clavada.

En lo que correspondería a la cuenca de los lagos San Martín-Tar, se han reconocido estos depósitos fundamentalmente en la margen izquierda del valle la Vega del Barón de Soria, desde la estancia La Bernarda hasta la laguna del Barón. Presentan una morfología superficial caracterizada por lomadas

suavemente onduladas, que se extienden por más de 30 km con un ancho máximo de 6 kilómetros.

Conforman acumulaciones mantiformes que raramente superan los 3 a 4 m de espesor, destacándose su falta de compactación.

Litológicamente están integrados por clastos de rocas graníticas y subordinadamente volcánicas y metamórficas. La matriz está compuesta por arenas finas a medianas.

### ***Edad de los depósitos glaciarios***

Al oeste de la comarca, en la desembocadura del arroyo Cangrejo, coladas basálticas se interstratifican con niveles de till. Mercer *et al.* (1975) dataron estas lavas por el método K/Ar, obteniendo edades de 3 Ma, Plioceno medio a tardío.

Al sur de la estancia La Margarita, en la margen izquierda del arroyo de los Paisanos, los depósitos morénicos cubren al Basalto Laguna Barrosa atribuido en el presente trabajo al Plioceno superior - Pleistoceno inferior. Tomando en cuenta la relación descrita y considerando que esos depósitos morénicos serían los más antiguos de la comarca, se los asigna con dudas al Pleistoceno.

El carácter expeditivo de este levantamiento geológico no permitió esclarecer si en la zona hay

glaciaciones pre-cuaternarias, pero se contempla la posibilidad que algunos de los denominados en este trabajo “depósitos de morenas del estadio Inicial”, fundamentalmente los ubicados al este de Tres Lagos, tengan una edad mayor que la considerada.

Los resultados alcanzados por los últimos estudios, sugieren el desarrollo de glaciaciones pedemontanas de edad pre-pleistocena (Rabassa y Coronato, 2002).

### **Depósitos aluviales aterrazados del río Shehuen (Nivel VI) (32)**

*Gravas arenosas, arenas medianas a finas subordinadas, limos y arcillas*

Este nivel, asignado al Pleistoceno, se desarrolla en ambos márgenes del río Shehuen o Chalfá, donde se eleva a cotas cercanas a los 250 m sobre el nivel del mar. En la margen izquierda se lo puede observar entre el paraje Piedra Clavada y la estancia Bajada de los Orientales, y en la derecha entre la estancia La Soriana (ex Mata Amarilla) y el cañadón del Puesto.

Otros pequeños afloramientos pueden hallarse en la zona de la sección Las Adelas, en la estancia Los Cerros y al norte de la pampa de Cardozo. Por otra parte, se correlacionan con este nivel los depósitos de terrazas ubicados en el valle La Vega del Barón de Soria y un pequeño remanente situado en la margen derecha del arroyo de los Paisanos, a unos 7 km al oeste de Tres Lagos.

Se los puede describir como el producto de acumulación de rodados medianos, ligados por una matriz arenosa mediana, a veces fina a limosa y escasas arcillas de color castaño amarillenta.

Estos depósitos presentan superficies homogéneas y pendiente regional hacia el este.

### **Depósitos que cubren niveles de pedimentos (Niveles I, II, III) (33, 34 y 35)**

*Gravas con matriz arenosa, limos y arcillas*

Son depósitos poco consolidados que ocupan frecuentemente los flancos en los relieves mesetiformes. Estas superficies de erosión y transporte habrían sido labradas por procesos fluviales en climas semiáridos.

Estas unidades que cubren niveles de pedimentos se encuentran únicamente en el sector noreste de la Hoja, conformando asomos delgados y tabulares, subhorizontales o con poca pendiente. Sus espesores raramente superan los 5 m y están com-

puestas por gravas (rodados entre 2 y 10 cm) en una matriz de arenas finas, limos y arcillas. Suelen presentar lentes de conglomerados polimícticos (piroclásticas y vulcanitas de variada naturaleza) en una matriz de psamitas y pelitas de colores grises, castaños y amarillos. Cubren a sucesivos niveles de pedimentación de distintas características morfológicas, dimensiones y alturas relativas, que se han generado sobre distintas unidades aflorantes en la comarca.

Se reconocen tres niveles, con pendiente entre 15° y 3° desde su zona apical a la distal. Los ubicados más alto topográficamente corresponden a los más antiguos; de esta manera se identifica el Nivel I (el más elevado), Nivel II (intermedio) y Nivel III (el más bajo). Los depósitos de estos niveles se hallan sobre planos elaborados en sedimentitas epiclásticas y piroclásticas de unidades cretácicas y cenozoicas.

Se los asigna tentativamente al Pleistoceno superior.

#### 2.2.5.2. Pleistoceno - Holoceno

### **Depósitos de antiguas playas y cordones litorales lacustres (36)**

*Gravas finas con matriz arenosa fina a mediana, limos y arcillas*

Son depósitos escasamente consolidados constituidos mayoritariamente por gravas finas, en una matriz de arenas finas a medianas, limos y arcillas, de colores claros, entre ellos gris y castaño.

La mejor exposición de estos depósitos se encuentra en el borde oriental de la laguna Amenida, donde se disponen con rumbo N-S y alcanzan una extensión de más de 5 kilómetros. También es destacable el cordón litoral ubicado al este del lago Cardiel, cuya orientación es NE-SO.

Ocupan áreas relativamente reducidas, con espesores menores a 2 m, y cubren a unidades cretácicas y cenozoicas. Se los asigna tentativamente al Pleistoceno superior-Holoceno.

### **Depósitos aluviales aterrazados del río Shehuen (Nivel VII) (37)**

*Gravas arenosas, arenas finas a medianas subordinadas, escasos limos y arcillas*

Los depósitos que forman las terrazas del Nivel VII del río Shehuen o Chalfá, asignadas al Pleistoceno-Holoceno, son los más modernos de

este sistema. Están en contacto directo con la actual planicie aluvial del río, ocupando superficies muy pequeñas y con espesores que no superan los 5 metros.

En la localidad de Tres Lagos, estos depósitos se presentan en ambos márgenes del río, abarcando áreas reducidas en las que se observan algunos escalones de escasa magnitud.

En la zona de la estancia Punta Piedra y al este de la estancia El Lucero, los depósitos de este nivel se elevan alrededor de 11 m directamente sobre la planicie aluvial del río.

Estas acumulaciones inconsolidadas están integradas por gravas finas a medianas en una matriz de arenas finas a medianas subordinadas, con algunas lentes de granulometría gruesa y escasos limos y arcillas. Los clastos que las constituyen son de variada procedencia, de formas redondeadas y con diámetros que rara vez superan los 8 centímetros.

#### 2.2.5.3. Holoceno

#### **Material de derrumbes y deslizamientos (38)**

##### *Bloques*

Son acumulaciones de materiales sueltos que cubren los faldeos de las principales mesetas basálticas; son producto de la destrucción mecánica de las barrancas, y se disponen como orla al pie de las mismas.

Grietas y diaclasas permiten la percolación de grandes volúmenes de agua que socavan el terreno subyacente, provocando por gravitación el deslizamiento rotacional de grandes bloques, estimándose un desplazamiento vertical de entre 400 y 500 m en las mesetas Campo Las Piedras, La Siberia, sierra del Bagual y en la zona de la estancia La Isabelita. Hacia las partes distales los rasgos se suavizan, formando lomadas redondeadas por remodelado de los asentamientos más antiguos.

En el sector oeste de la Hoja abarcan extensas áreas cuyos espesores en general no son muy importantes.

Estos depósitos están constituidos por fragmentos angulosos a subangulosos de basaltos de tamaño variable, estimándose una media de 50 cm, pudiéndose encontrar bloques que superan el metro de diámetro. Suelen estar mezclados con material proveniente de las sedimentitas cretácicas y cenozoicas que las subyacen.

#### **Depósitos de planicies aluviales (39)**

##### *Gravas, arenas finas a gruesas, limos y arcillas*

Esta unidad está constituida por material detrítico transportado por los cursos fluviales, conformando rellenos de cauce y planicies de inundación.

Los principales depósitos son los del río Shehuen, valle la Vega del Barón de Soria y arroyo de los Paisanos. También abarcan importantes áreas al oeste del cerro Moro, en la zona de la laguna Amenida y en el curso del arroyo El Cordero. Los correspondientes al río Shehuen presentan extensas y amplias acumulaciones de material suelto de distinta procedencia y granulometría; las gravas provienen de los niveles de agradación y de los depósitos de origen glaciario situados al oeste; la matriz es predominantemente arenosa pero también hay limos y arcillas. Con respecto al ancho de la planicie, alcanza valores máximos de hasta 10 km y mínimos de 300 a 500 metros.

No se han podido observar los espesores totales de esta unidad, pero en algunos lugares en los que la base no se encuentra expuesta, se midieron entre 4 y 5 metros.

#### **Sedimentos finos de bajos y lagunas (40)**

##### *Limos, arcillas y arenas*

Son depósitos que rellenan bajos sin salida o lagunas temporarias. En estas depresiones se acumulan sedimentos finos a muy finos (limos, limos arcillosos, arcillas) de color castaño y gris, pudiendo haber participación arenosa; rara vez se observan delgadas capas salinas de coloraciones blanquecinas. Ocasionalmente se presentan clastos de mayor tamaño y son frecuentes las mezclas con sedimentos eólicos.

De los escasos depósitos existentes en la Hoja se destacan los del guadal de Saldivia y los de las lagunas Amenida y El Salitral.

#### **Depósitos eólicos (41)**

##### *Arenas finas a medianas*

Los vientos del oeste, que son los predominantes en la Patagonia, provocan la deflación de psamitas y pelitas de los bajos, sedimentos que se acumulan en el extremo oriental de estas depresiones.

En el ámbito de la Hoja Geológica Tres Lagos, estas acumulaciones eólicas se observan únicamente en la zona del hotel Punta del Lago, ubicado en el margen oriental del lago Viedma. Estos depósitos se

disponen con sentido oeste-este, adoptando la forma de una faja cuya extensión supera los 10 km y su ancho es de aproximadamente un kilómetro. Esta unidad está constituida por arenas finas a medianas, de color castaño amarillento.

### **Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados (42)**

*Arenas finas a medianas, limos y arcillas subordinadas; rodados dispersos*

Son acumulaciones detríticas modernas que conforman capas delgadas constituidas por material proveniente de la destrucción de las distintas unidades estratigráficas aflorantes en la comarca.

Estos depósitos están compuestos por arenas finas a medianas y variables proporciones de limos y arcillas, pudiéndose encontrar rodados redondeados a subredondeados de granitos, vulcanitas, tobas silicificadas y materiales silíceos. Los colores son predominantemente claros (gris claro y castaño claro).

Los depósitos más representativos se hallan al sur y suroeste del cerro Pari Aike, en las márgenes del lago Viedma y al sur de la estancia La Lucia.

## **3. ESTRUCTURA**

Las observaciones estructurales de superficie más relevantes en el ámbito de la Hoja Tres Lagos corresponden a Ferello (1955), quien determinó sendas estructuras plegadas al norte de la localidad de Tres Lagos, y a Casas (1957), que investigó los anticlinales de la zona de Mata Amarilla y río Shehuen. Ambos autores presentaron detallados mapas y cortes estructurales en escala 1:10.000 y 1:25.000, basados en la nivelación de bancos guía. La pormenorizada nivelación permitió interpretar la presencia de sutiles estructuras plegadas. Los estudios fueron posteriores a las primeras observaciones geológicas de carácter stratigráfico y estructural con fines de exploración petrolera, realizadas por Feruglio (1938), Piatnitzky (1938) y Roll (1937).

Teniendo en cuenta la escasa expresión morfotectónica de la región, fue de gran utilidad la información proporcionada por algunas líneas sísmicas así como por datos de sondeos exploratorios.

### **3.1. MARCO TECTÓNICO REGIONAL**

La zona de estudio (Figura 44A) se ubica en el sector preandino de la Cordillera Patagónica Austral

y, desde el punto de vista de la zonación estructural (Kraemer, 1991), corresponde al sector externo de la Faja Plegada y Corrida (FPC), caracterizada por amplios pliegues de orientación aproximadamente norte-sur, con longitudes de onda del orden de 10 a 15 km y flancos muy tendidos del orden de 5° y 10° de inclinación (Figura 44B). Estos pliegues están asociados a la inversión tectónica de fallas normales jurásicas, por lo que la tectónica característica de la Faja Plegada y Corrida Externa (FPCE) puede caracterizarse como de piel gruesa o con participación de basamento estructural (tipo *thick-skinned*).

Al igual que la Faja Plegada y Corrida Interna (FPCI), el ancho de la FPCE varía sustancialmente a la altura de los lagos San Martín, Viedma y Argentino (Figura 44A).

Con el objeto de interpretar la estructura es importante señalar las unidades tectonoestratigráficas presentes en la región (Biddle *et al.*, 1986; Kraemer *et al.*, 2002). Es posible reconocer cuatro unidades principales: a) el basamento *pre-rift*; b) la tectosecuencia de *rift* o *syn-rift*; c) la tectosecuencia de subsidencia termal (Figura 45) y d) la tectosecuencia de antepaís.

El basamento *pre-rift* está formado por las sedimentitas y metasedimentitas del Paleozoico superior (Formación Bahía de la Lancha) afectadas por deformación dúctil del Neopaleozoico (Giacosa y Márquez, 2002). Estas rocas afloran en cercanías del borde noroeste de la Hoja y, en el ámbito de la misma fueron reconocidas en el subsuelo, al norte de Tres Lagos, a una profundidad de 758 m bajo el nivel del mar.

La tectosecuencia de *syn-rift* (Triásico superior - Jurásico inferior a medio) está constituida por rocas volcanoclásticas y sedimentarias continentales (Complejo El Quemado y equivalentes) depositadas en grábenes y hemigrábenes formados durante el evento extensional que hacia el suroeste dio lugar a la cuenca de Rocas Verdes.

La tectosecuencia de subsidencia termal (o de *syn-rift* tardío o *post rift*) está representada por los depósitos de ambiente litoral, plataforma y marino profundo del Jurásico superior al Cretácico superior, que en el área de estudio incluye a las formaciones Río Mayer, Springhill, Piedra Clavada y Mata Amarilla.

A partir del Cretácico superior tardío y durante el Terciario las rocas se depositaron en una cuenca con un control tectónico asociado al levantamiento de los Andes Patagónicos Australes. La Formación Santa Cruz es la unidad más representativa de esta etapa.

En el ámbito de la Hoja Tres Lagos afloran rocas pertenecientes a las últimas dos tectosecuencias.

### 3.2. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS

#### Estructuras de superficie

La zona con mejor expresión estructural se encuentra en los alrededores de la localidad de Tres Lagos, especialmente al norte de la misma; el res-

to de la Hoja tiene una morfología mesetiforme y los depósitos cretácicos están cubiertos por depósitos psefíticos y coladas basálticas. La estructura regional puede ser definida como de suaves pliegues de rumbo general N-S que están asociados a la inversión tectónica de hemigrábenes; el grado de inversión tectónica varía de moderado al oeste, a bajo hacia el este. De esta manera, y como se muestra en el corte estructural B-B' (Figura 46), sólo las estructuras plegadas del sector oeste están situadas por encima del nivel del mar. La esca-

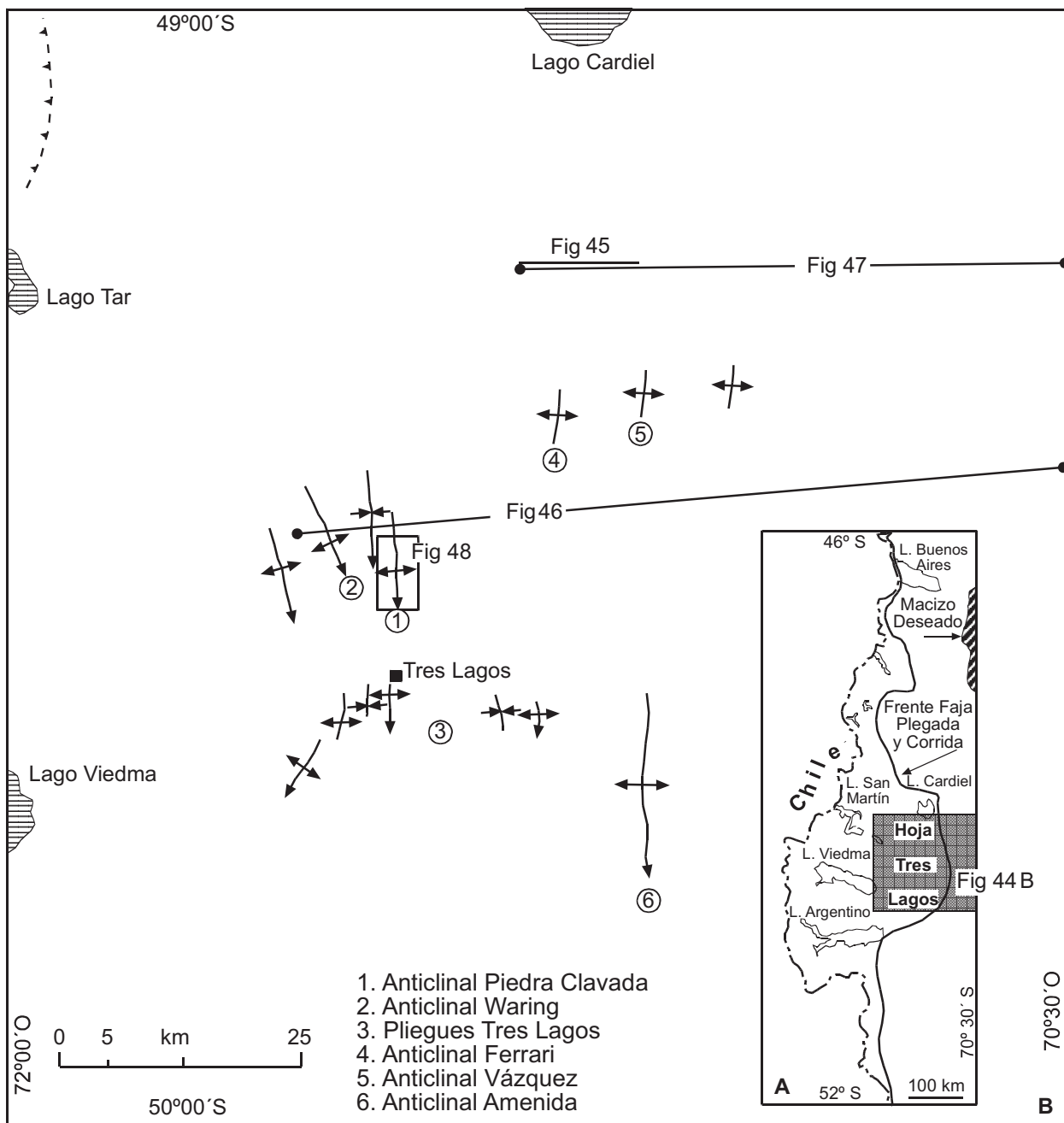


Figura 44. A) Zonación estructural de los Andes Patagónicos y sectores preandinos; B) Principales estructuras en la Hoja 4972-IV, Tres Lagos.

sa inversión tectónica permite reconocer las características sismoestratigráficas originales del límite basamento/*syn-rift*; las de relleno de *syn-rift*, las secuencias tardías y de *post rift* (Figuras 46 y 47).

Al norte de Tres Lagos y sobre el río Chaliá o Shehuen, Ferello (1955) identificó varios pliegues de rumbo N-S a NNO (Figura 44B) en términos de la formaciones Río Mayer, Piedra Clavada y Mata Amarilla; estas estructuras están “fossilizadas” por las coladas horizontales del Basalto Strobel. La cartografía del “Anticlinal Piedra Clavada” (Figura 48) muestra un pliegue asimétrico con inclinaciones de 2° y hasta 10° y un conjunto de fallas con rumbo paralelo a la traza axial y otras de disposición ortogonal, que Ferello (1955) denominó fallas longitudinales y transversales respectivamente. La mayoría son fallas normales con rechazos de entre 18 y 50 m con inclinaciones de 70°-80° (Figura 49 A y B); valores de 25° a 35° de inclinación en los estratos están influenciados por las fallas. Sus planos presentan espejos de fallas bien desarrollados y abundantes fracturas de extensión con rellenos de calcita y sílice opalina. Resulta muy interesante la descripción de una estructura de rumbo aproximadamente norte-sur e inclinación al oeste catalogada por el autor como falla pivotante; la parte norte es una falla inversa que inclina 45° al O, en tanto que al sur es una falla normal con inclinación de 80° O. Esta estructura podría interpretarse como una falla normal de inclinación variable al oeste con inversión positiva en el sector de menor inclinación.

Hacia el oeste se ubica el “Anticlinal Waring” (Figura 44B) de forma ligeramente asimétrica en su flanco oeste y que, de manera similar al anterior, está afectado por fallas normales longitudi-

nales y transversales a la traza axial, cuyos rechazos alcanzan los 30 metros.

Los estudios de Casas (1957) pusieron de relieve la presencia de varias estructuras plegadas levemente asimétricas, a las que denominó anticlinales Vázquez y Ferrari, ubicados ambos al norte del río Shehuen, en tanto que al sur del mismo identificó el anticlinal Amenida y varias estructuras en proximidades de Tres Lagos (Figura 44B). Las principales fallas son normales y dispuestas muchas de ellas de manera transversal a los ejes de los pliegues. Se observa una mayor curvatura de los pliegues en los términos de la Formación Piedra Clavada que en los de la Formación Mata Amarilla.

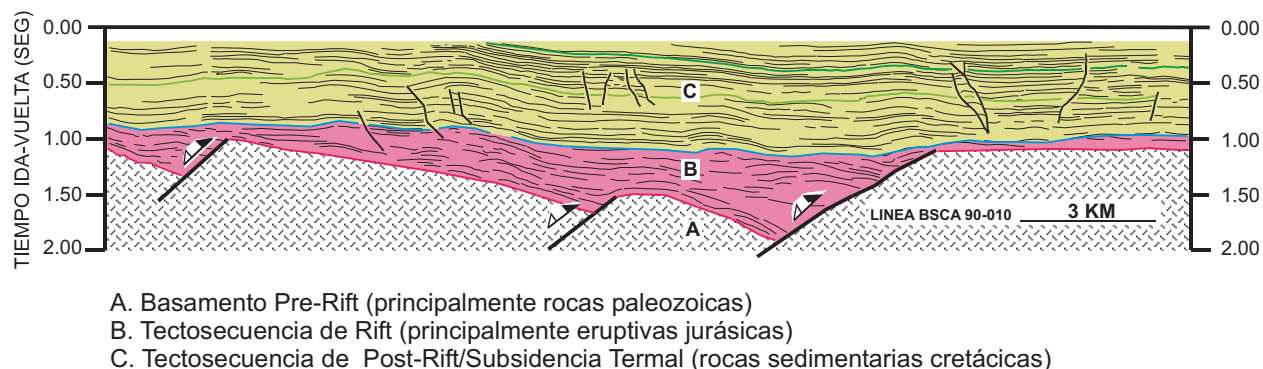
### Estructuras de subsuelo

Los cortes estructurales basados en información sísmica ponen de manifiesto las características tectonoestratigráficas originales muy poco modificadas por la inversión tectónica.

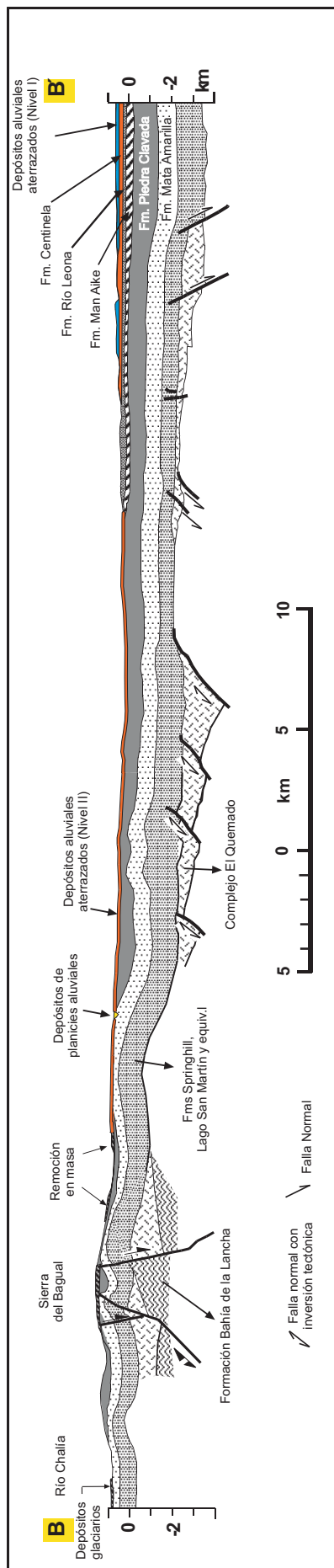
Se observa un conjunto de hemigrábenes limitados por fallas que inclinan al oeste y la inversión tectónica que produce en el bloque de techo y sobre los depósitos del *post rift*, suaves pliegues con geometrías concéntricas y *kink*. Hacia el este, fallas normales de alto ángulo no muestran evidencias de inversión tectónica (Figura 46). Otros sectores muestran inversión tectónica de dos fallas normales de inclinación opuesta que habrían limitado un *horst* de grandes dimensiones (Figura 47).

### 3.3. TECTÓNICA DE LA HOJA

En el área de estudio es posible reconocer secuencias de rocas estratificadas que evidencian



**Figura 45.** Unidades tectonoestratigráficas (superficie y subsuelo) interpretadas de un tramo de la sección sísmica BSCA 90-010 (Bridas SAPIC). Ubicación en figura 44 B.



**Figura 46.** Corte estructural regional basado en interpretación de las líneas sísmicas 90-010 y 90-008 (Bridas SAPIC) y de un sondeo exploratorio. Ubicación en figura 44 B.

la influencia de las tres fases tectónicas mayores que particularizaron el desarrollo de la Cuenca Austral (o Magallánica): a) la fase de *syn-rift* definida por una sucesión de rocas volcánicas y volcanoclásticas no marinas, restringidas a grábenes y hemigrábenes aislados del Triásico a Jurásico medio - superior y regionalmente asociada al evento extensional que dio lugar a la formación de la cuenca marginal de Rocas Verdes (Dalziel, 1981); b) una fase de *post-rift* del Jurásico superior - Cretácico superior, caracterizada por subsidencia termal, y c) una fase de cuenca de antepaís con secuencias sedimentarias del Cretácico superior alto - Terciario, depositadas en cuencas gobernadas por subsidencia tectónica asociada a la formación de la faja plegada y corrida ándica.

Casi la totalidad del área de la Hoja Tres Lagos se encuentra influenciada por la deformación compresiva andina, manifiesta como inversión tectónica positiva de fallas normales mesozoicas. Esta influencia trasciende el límite oriental de la Hoja y puede reconocerse inversión tectónica hacia el este del meridiano de 70° O en la zona de La Pampa (Sylwan *et al.*, 1996). En la estructura anticlinal de La Pampa se ha inferido que la actividad extensional fue activa hasta la depositación de la Formación Río Mayer, en tanto que la inversión positiva de la falla La Pampa tendría una edad post miocena media, dado el nivel de paralelismo estructural de la base de la Formación Patagonia y los estratos cretácicos.

En la Cordillera Patagónica Austral, al igual que en otros sectores de los Andes, los estudios regionales ponen de manifiesto dos episodios principales de deformación compresiva regional (Kraemer *et al.*, 2002). Un evento del Eoceno y otro de edad miocena tardía-pleocena temprana acotados temporalmente entre intrusivos básicos deformados del Mioceno inferior a medio y basaltos pliocenos indeformados.

En la zona de Piedra Clavada-Tres Lagos, la época de formación de los pliegues estaría “fossilizada” por los derrames basálticos de la meseta de la sierra del Bagual, asignados al Basalto Strobel del Mioceno superior. Similar relación fue apuntada en la cercanías del lago Cardiel, en el borde norte de la Hoja por Ramos (1982), quién basado en edades isotópicas acotó la edad de la mayor deformación y levantamiento con anterioridad a los  $8,6 \pm 0,6$  Ma (Mioceno superior).



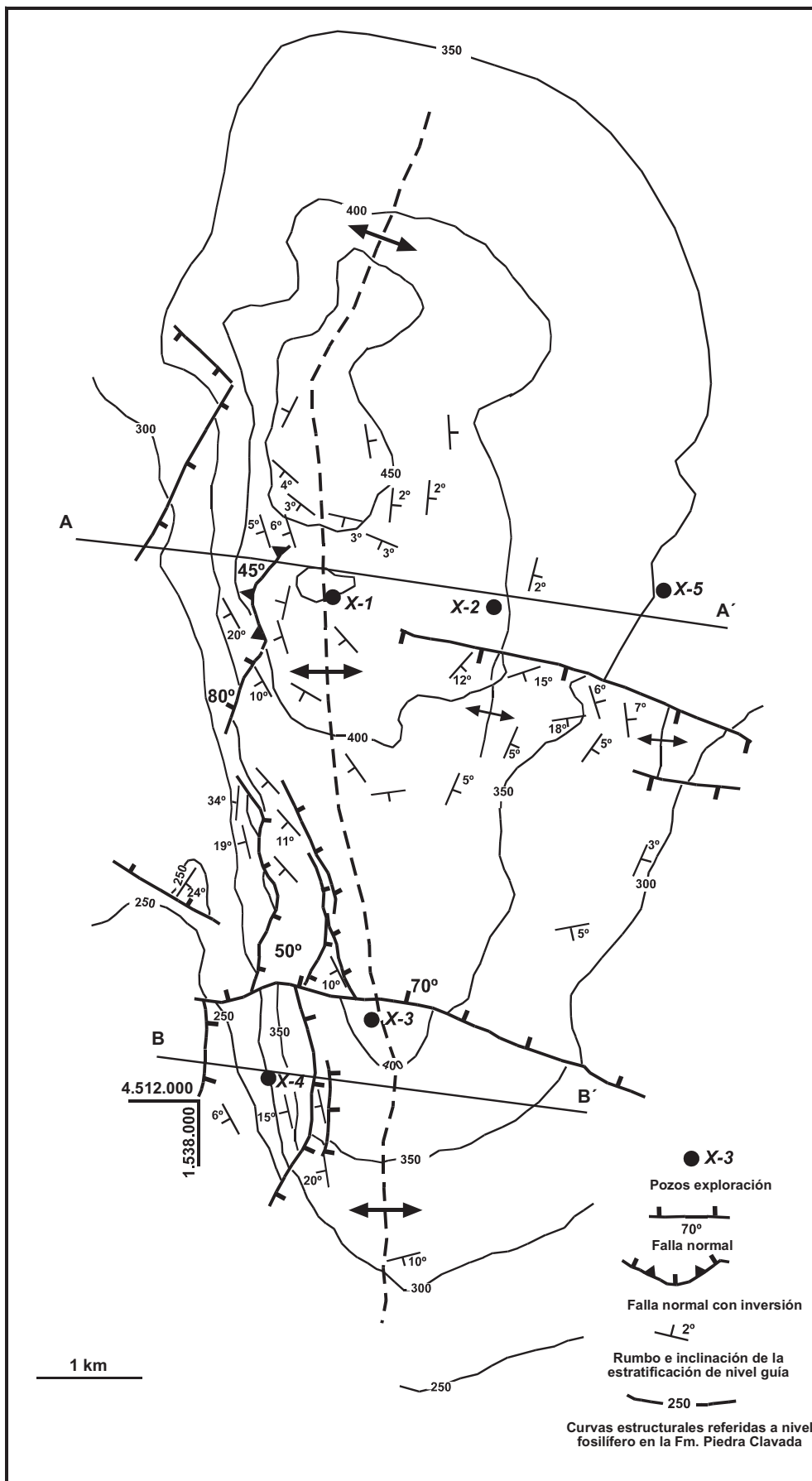
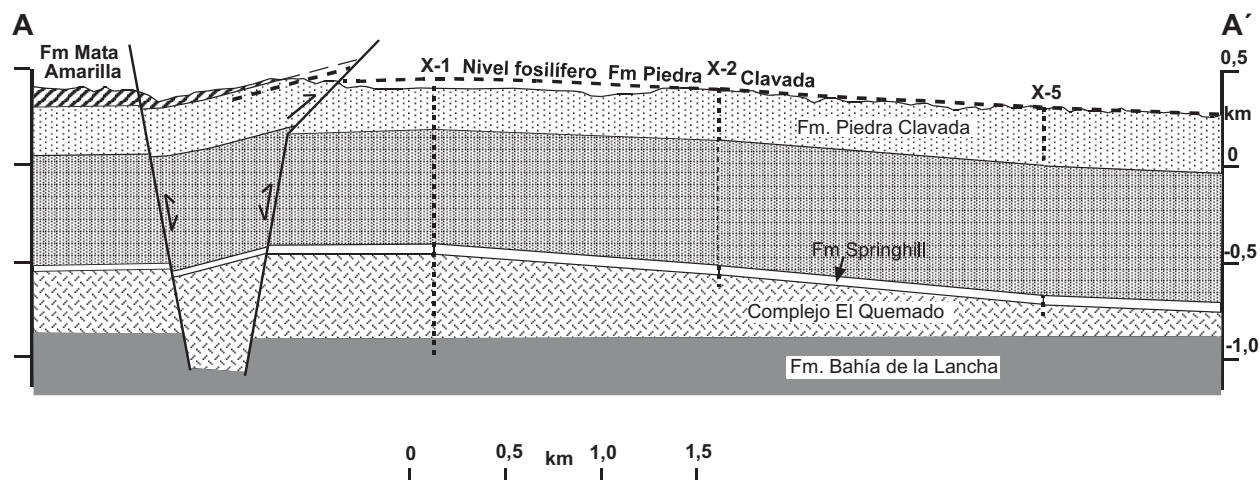


Figura 48. Mapa estructural del Anticlinal Piedra Clavada, tomado de Ferello (1955). Ubicación en figura 44 B.

## A) Sección estructural tramo medio del Anticlinal Piedra Clavada



## B) Sección estructural extremo sur del Anticlinal Piedra Clavada

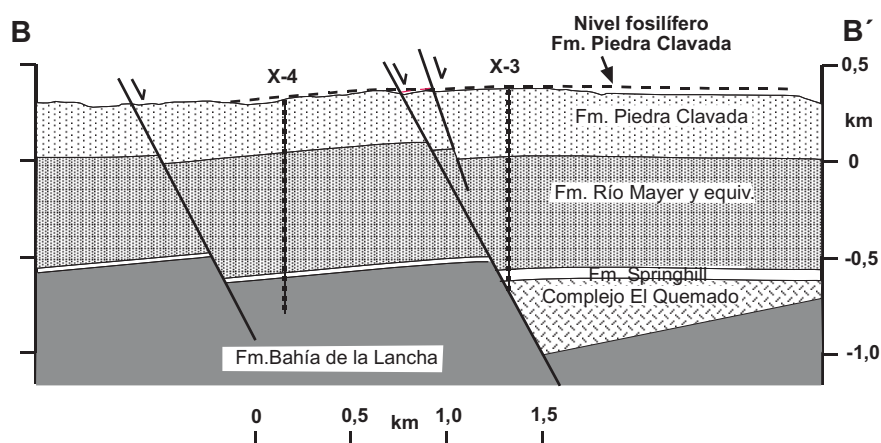


Figura 49. Cortes estructurales del "Anticlinal Piedra Clavada" basados en información de superficie tomada de Ferello (1955) y datos de sondeos exploratorios. A) Sección AA' tramo medio. B) Sección BB' tramo sur. Ubicación en figura 48.

#### 4. GEOMORFOLOGÍA

Desde el punto de vista geomorfológico, el área que abarca la Hoja Tres Lagos representa sin duda alguna de las características típicas de la Patagonia Extrandina. Se destaca un relieve mesetiforme muy marcado en el cual se desarrolla una estepa arbustiva de ambiente semiárido.

El paisaje actual fue modelado por el accionar de los procesos fluvial, glacial y de remoción en masa, como así también por una importante actividad volcánica de gran extensión areal y temporal, con un evidente control estructural y litológico que influyó en la generación de las geformas.

Regionalmente, la comarca se puede dividir en tres unidades geomorfológicas (Figura 50).

La primera unidad corresponde a un paisaje de origen glaciario ubicado en el sector más occidental de la Hoja. Está formado por depósitos glaciarios y post glaciarios, donde se observan extensos cordones de morenas terminales, tanto laterales como frontales, como así también planicies glaciocósmicas.

En la segunda unidad predominan los procesos volcánicos, y se caracteriza por grandes extensiones de sucesivas coladas basálticas cenozoicas. Éstas originaron planicies lávicas, de las cuales sobresalen un gran número de conos volcánicos que componen las mayores elevaciones de la comarca.

La tercera unidad presenta un relieve mesetiforme conformado por extensas planicies estructurales de gravas y varios niveles de terrazas fluviales del río Chalfía o Shehuen.

Cada una de estas unidades está constituida por paisajes simples y compuestos que derivan de procesos endógenos y exógenos (Figura 51).

#### 4.1. GEOFORMAS Y PAISAJES DERIVADOS DE PROCESOS EXÓGENOS

##### *Geoformas y paisajes derivados principalmente del proceso fluvial*

##### Terrazas y planicies aluviales

El río Chalfía o Shehuen, de régimen permanente, forma parte de la cuenca más importante del área en estudio, y presenta un valle desproporcionado labrado durante períodos de mayor aporte, durante el Pleistoceno.

A lo largo de su curso se pueden diferenciar dos tramos. El primero se extiende desde su cabecera, que se localiza al norte de la meseta Campo Las Piedras. En él existe un control litológico muy importante, dado por depósitos glaciarios (morenas marginales) y coladas lávicas, y se observa un hábito en general meandriforme, con un rumbo norteesudeste. El segundo tramo se desarrolla hacia el este del primero, con un hábito en general sinuoso, drenando de oeste-este por una extensa planicie aluvial que tiene un ancho variable, mostrando su mayor amplitud, de 9 km, en las cercanías de la estancia La Pampa.

Este río ha desplegado un sistema de terrazas fluviales constituido por siete niveles, claro indicador de las ocasiones que alteró sus condiciones de equilibrio.

En la margen norte del río Chalfía o Shehuen se encuentran las terrazas más extensas y antiguas de esta cuenca. Corresponden a los niveles I y II, y poseen una altura de 400 y 340 m s.n.m., en sus sectores más occidentales. Las terrazas del Nivel II se hallan muy disectadas en la margen sur por un gran desarrollo de arroyos temporarios, generados por erosión retrocedente (carcavamiento), que en general tienen rumbo norte-sur.

Las terrazas de los niveles III, IV, V, VI y VII están representadas en ambas márgenes del río, abarcando superficies considerablemente menores que las anteriores. Las terrazas del Nivel III tienen

una cota de 315 m sobre el nivel del mar. Las terrazas del Nivel IV, que presentan menor extensión areal, se encuentran a una cota levemente superior a los 300 m s.n.m., y se las ve en la pampa Chica, al oeste de la localidad de Tres Lagos.

En el paraje de Piedra Clavada se han observado las terrazas de los niveles V y VI, con cotas de 280 y 250 m s.n.m., respectivamente.

Las terrazas del Nivel VII se ubican a 11 m por encima de la planicie aluvial y a 250 metros sobre el nivel del mar. Su altura no supera los 5 metros.

En el sector suroccidental de la Hoja ingresa, desde el oeste, el río La Leona (un pequeño recodo) de régimen permanente y de hábito meandriforme. Actualmente este curso, en cuanto a su caudal, es uno de los más importantes de la región. Nace al sudeste del lago Viedma y desemboca más al sur en el lago Argentino, fuera de la Hoja. Al nordeste de este curso se puede distinguir un extenso paleocanal de hábito meandriforme que fue un antiguo cauce del río La Leona.

La red de drenaje que se desarrolló sobre el paisaje volcánico tiene un diseño anárquico, constituido por un gran número de pequeños cursos temporarios. Las características litológicas de las vulcanitas y las geoformas asociadas controlan el escurrimiento de las aguas superficiales.

Muchos de los cursos que circulan sobre los campos lávicos localizados al sur de la Hoja, han erosionado a las sucesivas coladas hasta llegar a formaciones sedimentarias subyacentes. La combinación de las particularidades litológicas y estructurales de estas formaciones han facilitado el desarrollo de valles con pendientes empinadas y en algunos sectores se han formado cañones. Es muy común encontrar en este paisaje pequeñas cuencas endorreicas generadas por la acción fluvial.

Las planicies lávicas que se ubican al norte, a diferencia de las del sur de la Hoja, presentan una red fluvial muy controlada por la alta dureza de las vulcanitas, que no permitió la profundización de los cursos temporarios, por lo cual se produjo un diseño en general dendrítico.

##### Paisajes labrados en sedimentitas cretácicas y cenozoicas

Los paisajes labrados por la erosión hídrica en sedimentitas cretácicas y cenozoicas son muy frecuentes en la provincia de Santa Cruz. En la comarca están ampliamente distribuidos, ya que los afloramientos de las unidades sedimentarias son numerosos en todos los sectores.

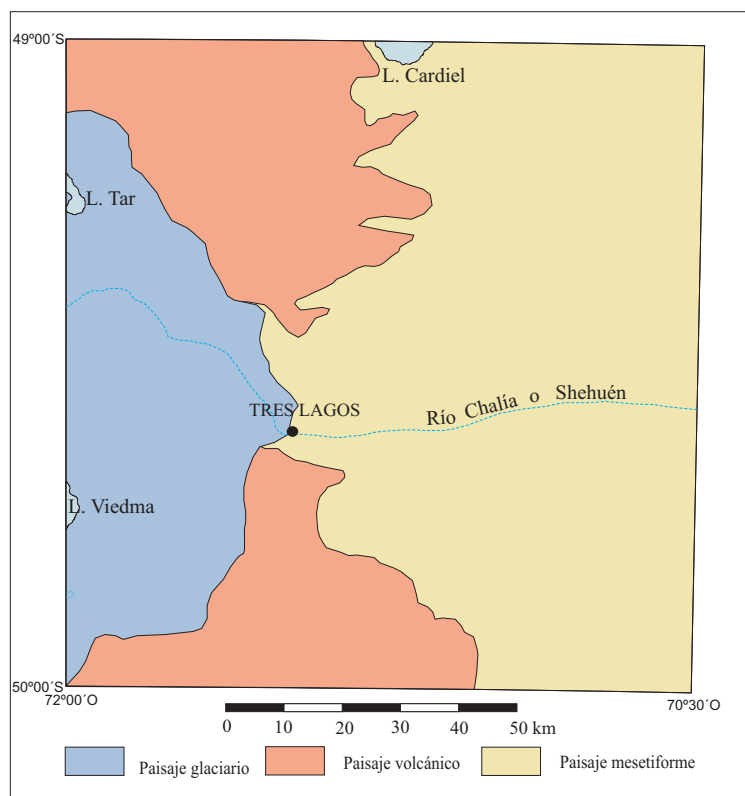


Figura 50. Esquema de unidades geomorfológicas.

Estos paisajes no alcanzan gran extensión superficial a pesar de que las unidades involucradas tienen, en líneas generales, bajo grado de consolidación y baja resistencia a ser erosionadas por la acción fluvial. Esto se debe, principalmente, a que a estas rocas se encuentran protegidas por extensos mantos lávicos y/o depósitos de gravas que las cubren. Esta última cubierta posee un alto poder de infiltración de aguas que impide el normal escurrimiento superficial.

Básicamente, los paisajes labrados en sedimentitas cretácicas y cenozoicas tienen una superficie sumamente ondulada e irregular, con lomadas de formas redondeadas, y con una escasa cobertura vegetal. Se observan también bancos más resistentes de areniscas o conglomerados. En algunos sectores conforman *badlands*, principalmente en los afloramientos de las sedimentitas de las formaciones Mata Amarilla (Figura 14) y Santa Cruz.

La erosión hídrica tiene un mayor control estructural en las sedimentitas cretácicas; esto se debe a que éstas, a diferencia de las sedimentitas cenozoicas, han sufrido una mayor deformación a causa de la tectónica regional. Esta característica se puede apreciar, por ejemplo, en los alrededores de la localidad de Tres Lagos, y especialmente al norte de la misma.

### Pedimentos

Los pedimentos son superficies poligénicas, originadas por más de un agente exógeno, aunque generalmente la acción fluvial es el proceso predominante.

En el esquema geomorfológico se han diferenciado tres niveles de pedimentos ubicados principalmente en los alrededores de las estancias La Mauricia y San Miguel, al nordeste de la Hoja.

Estos pedimentos aparecen fundamentalmente en sedimentitas cenozoicas de las formaciones Santa Cruz y Centinela, cuyas características litológicas y estructurales favorecen la erosión y posterior transporte del material. En algunos sectores también afectan a sedimentitas friables del Cretácico.

Los pedimentos de la comarca no alcanzan grandes extensiones. Se encuentran desarrollados en flancos de relieves mesetiformes e inclinan en dirección al valle del río Chalia o Shehuén, con pendientes que varían entre 3° y 15°.

### Planicies estructurales con cubierta de gravas

Desde el punto de vista paisajístico, la Patagonia Extraandina se caracteriza por tener extensas planicies estructurales de gravas, conocidas en la literatura geológica bajo la denominación de “Rodados

Patagónicos” o “Rodados Tehuelches”; la génesis de estos depósitos aún hoy sigue siendo motivo de controvertidas opiniones.

Ramos (1982) consideró que estas planicies son el producto de la coalescencia de abanicos aluviales generados por sucesivos episodios de agradación pedemontana, desarrollados con posterioridad a la fase principal de ascenso de la Cordillera de los Andes (Fase Quéchuica) acaecida en el Mioceno medio.

Estas planicies estructurales están desarrolladas en depósitos de agradación de forma tabular de 1 a 7 m de espesor, constituidos fundamentalmente por material psefítico. Presentan una suave pendiente regional hacia el este y nordeste con valores menores a 1°, su extensión y cota varía regionalmente.

En la comarca, se han diferenciado tres niveles de este tipo de planicies estructurales con cubierta de gravas.

El Nivel I, el más alto y extenso de la comarca, se ubica en la pampa Alta, a partir de las estancias La Betty y El Cordero prolongándose hacia el este. Su cota máxima se encuentra al oeste de la Bajada de los Orientales y es de 973 m s.n.m., mientras que la mínima, en el extremo sudoriental de la Hoja, es de 500 m sobre el nivel del mar. Este nivel está muy disectado por la acción fluvial. Otro de menor extensión se localiza al norte del río Chalcía o Shehuen, en cercanías de la estancia La Nueva, con una cota de 750 m sobre el nivel del mar.

El Nivel II también está representado en ambas márgenes de río Chalcía. Al norte se desarrolló desde la estancia La Siberia hasta la laguna Norio, con cotas cercanas a los 500 m, con pendiente regional hacia el nordeste. Otros tramos aparecen en la ladera sur del cerro Cordón y al oeste de la estancia La Lucía. Al sur se lo localiza inmediatamente al norte de la estancia Mank Aike.

El Nivel III alcanza su mayor extensión al sur del río Chalcía, desde la estancia La Luchita (600 m s.n.m.) hasta las inmediaciones de la estancia Los Petisos (475 m s.n.m.) al este (Figura 38).

Remanentes del Nivel III se observan al sur de la estancia María Mabel, desde el cañadón de Los Paisanos hasta la laguna Amenida y sudeste de la estancia La Soriana hasta la zona en que el cañadón Mank Aike desemboca en el río Chalcía o Shehuen. Al norte de la Hoja se los ubica al sur de la laguna del Salitral y del lago Cardiel.

### ***Geoformas derivadas de procesos glaciarios***

Los grandes mantos de hielo que se encontraban en la Cordillera Patagónica, fundamentalmente

durante el Pleistoceno, se extendieron en forma de gigantescos lóbulos hacia la Patagonia Extraandina, y generaron importantes geoformas de erosión y depositación. Estas últimas son las que predominan en la comarca en estudio.

En general las morenas forman lomadas alargadas y redondeadas, constituidas por depósitos de till, con predominio de la fracción media a gruesa, agregándose grandes bloques y una matriz principalmente arenosa.

En el oeste de la Hoja se observan importantes geoformas depositacionales. Son morenas marginales, que presentan una geometría cordoniforme y buena preservación, posiblemente porque en la región existe un clima semiárido y frío que no permite la rápida erosión de las mismas.

Morenas laterales y frontales se disponen en forma concéntrica a partir del lago Viedma hacia el este. Estos enormes y extensos arcos morénicos son el resultado de períodos de avance y retroceso de los glaciares, y su tamaño evidencia la enorme magnitud de las masas de hielo que actuaron en el desarrollo del paisaje actual.

Otros importantes cordones morénicos marginales se localizan a partir del lago Tar, con predominio de extensas morenas laterales que se disponen a lo largo de los valles La Vega del Barón de Soria y del río Chalcía.

Caldenius (1932) fue el primero en realizar un esquema regional de las glaciaciones cuaternarias de toda la Patagonia. Delineó a grandes rasgos el alcance de las glaciaciones y estableció cuatro períodos glaciarios a partir de la disposición y ubicación de los arcos morénicos. Los denominó Inicialglacial, Daniglacial, Gotiglacial y Finiglacial, basándose en la cronología determinada para la península Escandinava.

En este trabajo se han diferenciado los tres primeros estadios glaciarios (Figura 51).

Cronológicamente el estadio Inicialglacial es el más antiguo y está representado en la comarca por las morenas más externas y de mayor tamaño. Este estadio evidencia el mayor avance de los hielos hacia el este.

Los signos de esta glaciación se extienden de oeste a este, desde el lago Viedma hasta la meseta Escorial, con una cota máxima que supera los 550 m s.n.m. y 300 m sobre el nivel del lago Viedma. Otras morenas, principalmente laterales, se disponen en las márgenes del valle La Vega del Barón de Soria y al norte de la meseta Campo las Piedras. Estas morenas están ligadas a la glaciación de la cuenca del lago San Martín y lago Tar y presentan en algunos sectores una cota de 600 m sobre el nivel del mar.

Las morenas del estadio Daniglacial alcanzan su mayor desarrollo al norte del lago Viedma, donde ocupan una superficie de casi 200 km<sup>2</sup>, a una cota aproximada de 400 m sobre el nivel de mar.

Otras morenas laterales muy extensas de este estadio se encuentran bien expuestas a lo largo de la margen izquierda del valle la Vega del Barón de Soria, desde el norte del lago Tar hasta la estancia Los Cerros, alcanzan aproximadamente 50 km de longitud. Morenas de menores dimensiones se hallan en las cercanías del lago Tar y en ambos márgenes del valle La Vega del Barón de Soria.

El arco morénico interno, más cercano al lago Viedma, está constituido principalmente por morenas terminales del estadio Gotiglacial. Estas geoformas se hallan muy erosionadas por la acción fluvial y en menor grado por la acción eólica. Alcanzan una cota de 80 m por encima del lago. En las márgenes del río La Leona, Caldenius (1932) determinó que este arco morénico presenta 9 m de altura y destacó una importante participación de limo en sus depósitos.

En este trabajo se han diferenciado planicies glacifluviales siguiendo el mismo criterio geocronológico de las morenas terminales. Por lo tanto, las más jóvenes se localizan cerca de las márgenes de los lagos Viedma y Tar, mientras que las más antiguas lo hacen hacia el este.

En general todas las planicies glacifluviales poseen una litología y estructura intrínseca similar entre sí y todas han sufrido algún grado de disección por la acción fluvial.

Al sur del río Chaliá o Shehuen se emplaza la planicie glacifluvial más extensa de la Hoja, que corresponde al estadio Inicialglacial. Presenta un relieve suavemente ondulado con pendiente regional hacia el este. Otras planicies de menores dimensiones se encuentran al nordeste del cerro Cuadrado y en la cañada de la Vega.

Planicies glacifluviales del estadio Gotiglacial, relacionadas a diferentes lenguas glaciarias provenientes de la cordillera, se pueden diferenciar al nordeste de la comarca. Las que se ubican a lo largo del valle La Vega del Barón de Soria fueron generadas por las aguas provenientes de la glaciación que se ubicó en la cuenca de los lagos San Martín y Tar. Otras del mismo período glaciario se localizan desde el noroeste del cerro Índice o Bandera hasta el arroyo de los Paisanos y corresponden a la cuenca del lago Viedma.

Bloques erráticos de diferentes tamaños y litologías se advierten en todos los depósitos

glaciarios. Muchos de ellos presentan estrías (Figuras 42 y 43). Se han observado grandes bloques de riolitas y de arenisca silicificada (Figura 41) al norte de la estancia La Bernarda.

En cuanto a las geoformas de erosión, los lagos Viedma, San Martín (este último fuera de la Hoja) y Tar forman parte de grandes artesas glaciarias. Sus dimensiones evidencian el enorme volumen de la masa de hielo transportada por estos valles durante el Pleistoceno.

### *Geoformas derivadas del proceso eólico*

En esta región patagónica el viento es un agente modelador muy importante.

Los vientos, que presentan una dirección predominante de oeste a este, generan deflación de material fino, principalmente en las playas al este de los lagos y en los bajos.

Los depósitos eólicos más extensos de la comarca se localizan a partir de la costa oriental del lago Viedma, formando médanos que se extienden desde el hotel Punta del Lago hacia el este, por más de 10 km, con un ancho de aproximadamente un kilómetro.

Se han observado formas de acumulaciones menores, tales como dunas vinculadas a planicies y terrazas aluviales, que comúnmente se encuentran al reparo de la vegetación.

### *Geoformas derivadas de procesos de remoción en masa*

En el ámbito de la Hoja, los deslizamientos son las principales geoformas derivadas de los procesos de remoción de masa.

Predominan los deslizamientos rotacionales y multirrotacionales. Es muy común encontrarlos en los bordes de mantos o planicies lávicas constituidas por sucesivas coladas basálticas que suprayacen a sedimentitas friables. Movilizan grandes volúmenes de masas y generan depósitos que abarcan gran extensión superficial, principalmente en el área del paisaje volcánico.

Los procesos de remoción en masa en el paisaje volcánico se hallan favorecidos por las condiciones litológicas y morfológicas, así como también por la participación de las precipitaciones nivales y su derretimiento.

En algunos bordes de las planicies estructurales lávicas, se observa que los movimientos gravitacionales comienzan con una primera etapa de

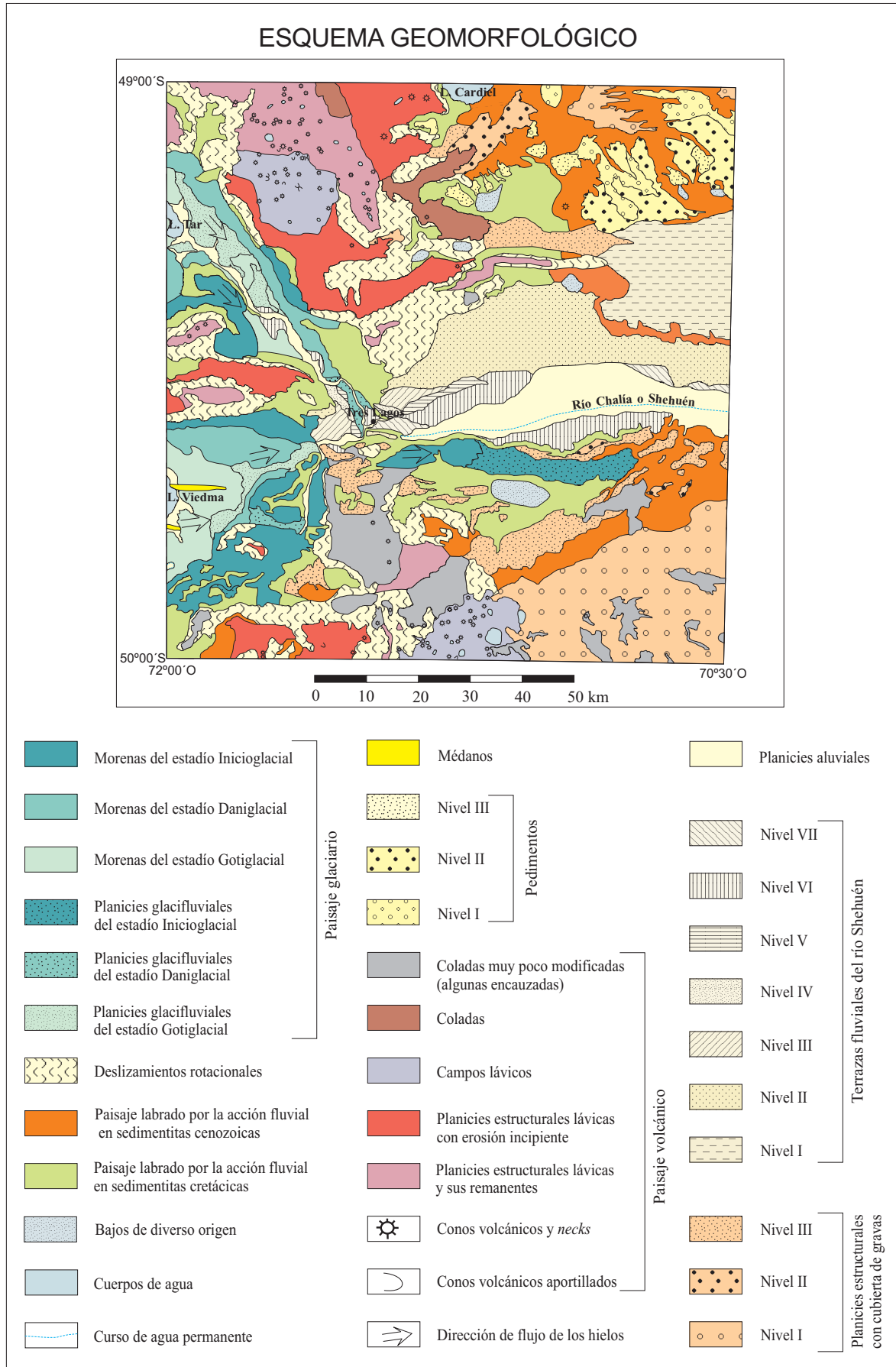


Figura 51. Esquema geomorfológico de la Hoja 4972-IV, Tres Lagos.

caída o deslizamientos y una segunda etapa que corresponde a un flujo distal. Un ejemplo se visualiza al este de la estancia La Sarita y al sur de la meseta de Cardiel Chico.

En los alrededores de la sierra del Bagual hay muy buenos modelos de deslizamientos multirrotacionales, en los que se distingue la zona de arranque, la corona, la escarpa principal, constituida por pendientes abruptas y empinadas, las escarpas secundarias, el ápice y el tope.

Otros tipos de asentamientos se localizan en las márgenes de las planicies estructurales de gravas, cuyos depósitos están constituidos principalmente por sedimentitas cenozoicas y rodados. Un ejemplo es el de la bajada de Los Orientales.

#### 4.2. GEOFORMAS Y PAISAJES DERIVADOS DE PROCESOS ENDÓGENOS

##### Paisaje volcánico

El paisaje volcánico actual ha sido generado por una intensa actividad volcánica que se desarrolló durante el Cenozoico. Las sucesivas coladas basálticas han generado un relieve mesetiforme que se destaca notablemente en la región.

En el esquema geomorfológico de la Hoja se han diferenciado varias geoformas derivadas del vulcanismo, sobre la base de las características morfológicas del relieve.

La meseta La Siberia, ubicada al norte del río Shehuen, es una planicie estructural lávica que está constituida por extensas y sucesivas coladas basálticas de gran volumen, aglomerados y brechas, cuya morfología contrasta con el resto por su monótono paisaje tabular. También resaltan sobre su superficie una gran cantidad de conos volcánicos.

Las mesetas de San Adolfo, Campo Las Piedras y del Bagual Chico, entre otras, son también planicies estructurales lávicas muy similares a la meseta La Siberia, pero presentan una erosión incipiente, generada fundamentalmente por la acción hídrica y por procesos de remoción en masa. Planicies estructurales lávicas muy disectadas se observan al suroeste de la Hoja, en los alrededores del cerro Cuadrado.

En general todos los bordes de las planicies estructurales muestran una abrupta barranca subvertical, que corresponde a una escarpa de erosión en activo retroceso debido a procesos fundamentalmente de remoción en masa, deslizamientos rotacionales. Estos procesos son activados funda-

mentalmente por la acción de las aguas. La altura de las barrancas varía con la potencia de las unidades basálticas.

En algunos sectores de la comarca se ven mesillas, montes testigo y pedestales (*butte*), como remanentes de erosión que testimonian el desarrollo de planicies estructurales lávicas de mayor extensión en el pasado.

En la meseta Escorial, en el cerro Pari Aike y en algunos sectores del sudeste de la comarca se distinguen coladas más jóvenes, del Plio-Pleistoceno, que sobresalen del resto del paisaje volcánico por su menor degradación. Es muy común que conserven gran parte de sus rasgos primarios.

Campos lávicos se han observado en las mesetas de San Adolfo y La Siberia, que involucran grandes extensiones de coladas volcánicas y gran número de conos volcánicos.

La existencia de bajos de diferentes tamaños es muy común en las planicies lávicas. Algunos de ellos generan cuerpos de aguas permanentes. La mayoría de estos bajos se formaron por colapso, a partir del sublavado de las sedimentitas que infrayacen al basalto, pero no se descarta que en algunos casos correspondan a ventanas lávicas.

Numerosos conos volcánicos y *necks* aparecen en la comarca. Algunos conos están aportillados o doblemente aportillados (Figura 52). Son geoformas que derivan de erupciones que poseen una boca central. Muchos de estos conos presentan cráteres de formas circular o elíptica.

Los conos volcánicos de mayor tamaño sobresalen de los campos volcánicos y planicies estructurales lávicas emplazados al norte de la meseta de San Adolfo. Estas geoformas están constituidas por lavas y/o piroclastos, principalmente bombas y bloques.

El cerro Colorado (1294 m s.n.m.), ubicado al oeste de la meseta La Siberia, al nordeste de la Hoja, es el aparato volcánico más importante del área. Otros conos volcánicos de importancia sobresalen de la meseta Campo Las Piedras con cotas de 1065 y 1108 m sobre el nivel del mar. Claros ejemplos de conos volcánicos aportillados se observan al sudeste de la estancia La Blanca y en la zona de la estancia San Adolfo (Figura 52).

El cerro Pirámide (1046 m s.n.m.) es un importante cono volcánico aportillado que se localiza al sur de la laguna Azul, en el sector austral de la Hoja.

En la comarca hay numerosos *necks*, que son geoformas que se conservan debido a su mayor resistencia a la meteorización y erosión que las rocas circundantes.

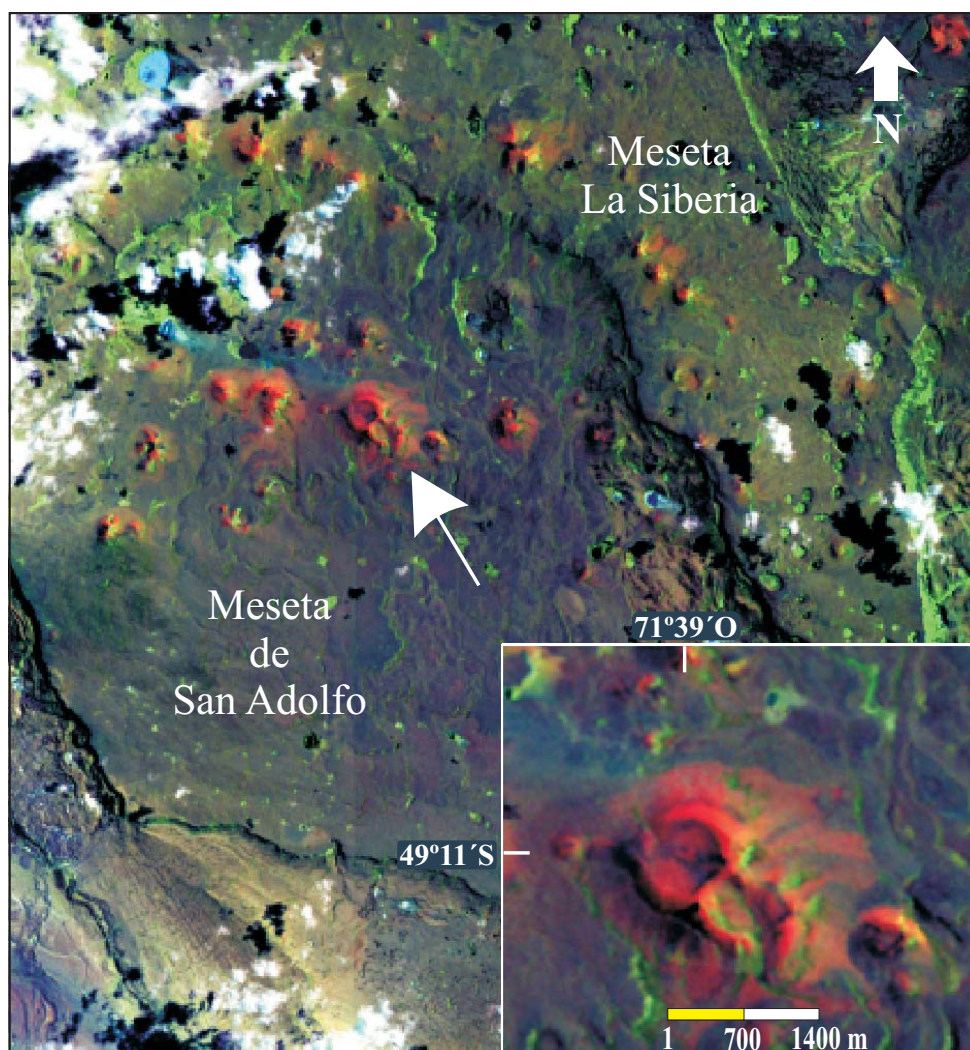


Figura 52. Conos volcánicos aportillados.

El cerro Moro (643 m s.n.m.), sito al nordeste de la meseta del Bagual Chico, es un *neck* que se distingue claramente del paisaje circundante debido a su forma puntiaguda. Actualmente está muy desmantelado por la erosión y meteorización.

El cerro Pari Aike (854 m s.n.m.), cuyo diámetro mayor alcanza 1200 m, es otro *neck*, que en planta tiene forma oval, de laderas escarpadas, casi verticales y con disyunción vertical muy marcada.

## 5. HISTORIA GEOLÓGICA

La Hoja Geológica Tres Lagos está ubicada en la región occidental de la Cuenca Austral o de Magallanes, correspondiente a la Meseta Patagónica.

Durante el Jurásico superior, como consecuencia de la apertura del océano Atlántico, se produjeron una serie de eventos volcánicos (Complejo El Quemado) que constituyen el basamento tect-

nico de la Cuenca Austral. A partir de este proceso que dio lugar al vulcanismo, se desarrolló una cuenca marginal conjuntamente con una intensa extensión dando lugar a la formación de hemigrábenes que dislocaron la corteza continental (Nullo *et al.*, 1999). Las depresiones generadas, que inicialmente poseían una conformación estructural aproximada norte-sur, fueron colmatadas por sedimentitas epiclásticas continentales y posteriormente marinas, con intercalaciones volcánicas y volcanoclásticas. En estas condiciones se depositaron las sedimentitas clásticas transgresivas de la Formación Springhill (no aflorante en la comarca). Con el establecimiento del régimen marino, la actividad volcánica lentamente empezó a cesar y las pilas sedimentarias comenzaron a espesarse, iniciándose una clásica etapa de hundimiento termal que ocupó desde el Valanginiense tardío hasta el Hauteriviense temprano en toda la superficie de la cuenca (Nullo *et al.*, 1999).

Durante el Albiano se depositaron en esta cuenca pelitas y areniscas marinas con abundante fauna, Formación Río Mayer, seguidas por areniscas amarillentas, de ambiente litoral a marino, correspondientes a las formaciones Kachaike y Piedra Clavada del Cenomaniano-Turoniano.

El importante ascenso del mar acaecido a principio del Turoniano, sumado al incremento de la subsidencia tectónica, permitió un aumento en el espacio de acomodación sedimentaria, depositándose importantes espesores de pelitas de ambiente marino-continental de la Formación Mata Amarilla, correspondiente al Turoniano superior-Santoniano inferior.

En el Santoniano tardío, un marcado período regresivo produjo la definitiva continentalización de la cuenca, depositándose las epiclastitas y piroclastitas de la Formación Cardiel, desarrolladas en la mitad norte del área de trabajo, y luego, durante el Campaniano-Maastrichtiano, los estratos arcillosos y arenosos de la Formación Chorrillo, al suroeste de la comarca.

En el Eoceno medio-superior se originó una ingresión caracterizada por un mar somero interno, con restringida comunicación con el océano abierto y de circulación estuarina (Malumián, 1999), representada en la comarca por la Formación Man Aike.

También durante el Eoceno, y como consecuencia de movimientos distensivos en la Cordillera de los Andes, se produjo el derrame de lavas correspondiente al Basalto María Elena, primer ciclo efusivo basáltico presente en la comarca.

Posteriormente, se instaló en el Oligoceno inferior un sistema fluvial de baja energía, con amplias planicies fluviales (depósitos de la Formación Río Leona).

Tras un breve período erosivo, se desarrolló el ciclo básico alcalino del Basalto El Matrero, asignado al Oligoceno inferior a superior.

La Fase Incaica (Primer Movimiento del Ciclo Ándico) pudo ser la responsable de un nuevo y progresivo hundimiento del continente durante el Oligoceno superior. Como consecuencia de ello, hubo un ingreso de un mar somero, evidenciado por los depósitos de la Formación Centinela.

Movimientos epirogénicos, quizás vinculados con la Fase Pehuénchica, causaron la regresión del mar y la consecuente continentalización de la comarca durante el Mioceno inferior, dando lugar a la depositación de las rocas epi y piroclásticas de la Formación Santa Cruz.

Durante el Mioceno inferior-medio y como efecto de alivios tensionales producidos por fracturación cortical profunda, se derramaron las lavas del Basalto Cóndor Cliff.

A partir del Mioceno medio alto, como respuesta a uno de los episodios principales del levantamiento de la Cordillera de los Andes (Fase Quéchuica), se depositaron las gravas correspondientes al Nivel I de agradación pedemontana.

Seguidamente, en el Mioceno más alto al Plioceno inferior, se derramaron las lavas básicas del Basalto Strobel y del Basalto La Siberia y se depositaron las pefitas de los Niveles II y III de agradación pedemontana.

Desde las postrimerías del Plioceno inferior hasta el Pleistoceno, como resultado de un lento pero continuo ascenso del continente, se formaron varios niveles de terrazas correspondientes al río Shehuen y valle La Vega del Barón de Soria. Paralelamente, en el Plioceno inferior, se derramaban lavas basálticas, Basalto Las Tunas, al norte de la comarca, y en el Plioceno superior-Pleistoceno, las del Basalto Laguna Barrosa, fundamentalmente al sur del río Shehuen.

Los cambios climáticos que acaecieron a fines del Pleistoceno quedaron muy bien representados en el oeste de la región por depósitos glaciales (morénicos y glacifluviales), pertenecientes a los estadios Inicial, Daniglacial y Gotiglacial.

A fines del Pleistoceno, y posiblemente inicio del Holoceno, se registró el nivel más moderno de terrazas fluviales del río Shehuen, los depósitos que cubren superficies de pedimentación y los cordones litorales y lacustres.

Desde el Holoceno, los procesos de acción fluvial, eólica y de remoción en masa están representados por depósitos de planicies aluviales en cauces actuales, depósitos finos de bajos y lagunas, depósitos eólicos, y deslizamientos en los faldeos de las principales mesetas basálticas.

## 6. RECURSOS MINERALES

En el ámbito de la Hoja Tres Lagos no hay antecedentes de explotación minera de ninguna naturaleza. Han sido objeto de exploración pequeñas manifestaciones de carbón y petróleo, hasta el momento sin interés económico.

En cuanto a las rocas de aplicación, existen algunas pequeñas canteras a lo largo de las rutas nacionales 40 y 288. De las mismas se obtienen arenas y cantos rodados provenientes de depósitos de agradación y/o de depósitos aluviales aterrizados, que son utilizados como préstamo para desarrollos viales.

## 6.1. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

### Carbón

Borrello (1956) realizó un exhaustivo trabajo de síntesis de los combustibles sólidos minerales en la provincia de Santa Cruz. Además, son numerosos los trabajos inéditos efectuados por geólogos de Yacimientos Carboníferos Fiscales, entre ellos Ugarte (1956), Galante (1957), Sarris (1977), Sarris y Fernández (1957), Carrizo (1977) y Cabrera y Pereyra (1980-1981). Posteriormente, la misma empresa desarrolló un proyecto de exploración de los carbones de la Cuenca Austral en la provincia, cuyos resultados aparecen en el informe de ENADIMSA (1987).

Los hallazgos de carbón en rocas cretácicas pertenecientes a la sucesión marino-continental de las formaciones Piedra Clavada y Mata Amarilla están situados en las localidades de Tres Lagos, Mata Amarilla, cerro Bagual, valle del Pari Aike y las estancias María Elena y La Isabelita. Se trata de niveles de arcilitas carbonosas y arcilitas con restos de vegetales carbonizados. Son depósitos de una heterogénea calidad, ya que tienen un elevado contenido de cenizas (70 %), lo que hace suponer que se trata de una arcilla con escaso contenido carbonoso.

Las acumulaciones de material carbonoso ocurren localmente y en general, a grandes profundidades, con espesores donde no se ha podido identificar un nivel con las características suficientes para formar un "manto carbonoso". Según Sarris (1977), se descartaría la posibilidad de que estas formaciones resulten de interés en el subsuelo del área, debido a la escasa extensión de las manifestaciones carbonosas, los reducidos espesores y el alto contenido en cenizas.

Los afloramientos carbonosos del Paleógeno están contenidos fundamentalmente en bancos sedimentarios continentales de la Formación Río Leona.

En las perforaciones realizadas por YCF se encontraron manifestaciones de este mineral a gran profundidad. Se trata al menos de 3 niveles de arcillas carbonosas, pardas a negras, de espesores que en algunos casos superan los 5 m, con abundantes venas de vitrita y carbón arcilloso intercalado, sobre todo en la parte superior (Sarris, 1977).

La mayor depositación de materia carbonosa ocurrió en áreas deprimidas, donde existía un ambiente favorable para la formación del carbón.

Las exposiciones más importantes se presentan al sudeste del lago Cardiel, donde se destacan las de la zona de las estancias La Primera Argentina (ex Monserrat), San José, San Miguel y El Amanecer, y las de el cerro Moro y el Guadal Grande.

Álvarez Rojo (1986) recomendó un estudio más exhaustivo de los depósitos ubicados al sur-sudeste del lago Cardiel, debido a la potencialidad de los mismos. Menciona un nivel de carbón en el Bajo de la Laguna (norte del cerro Moro-oriente estancia San Miguel) que alcanza los 8,50 m de potencia. Se desconoce si a la fecha se han llevado a cabo esas investigaciones.

## 6.2. PETRÓLEO

### Petróleo

Yacimientos Petrolíferos Fiscales, entre los años 1960 y 1976, ejecutó perforaciones hasta alcanzar algunas estructuras de interés en el subsuelo de la comarca, pero las mismas no fueron exitosas. Se efectuaron en el lago Tar, sur del lago Cardiel, norte de Piedra Clavada, río Shehuen, cañadón de los Paisanos, valle del Pari Aike y laguna Barrosa.

Los pozos fueron de carácter exploratorio y estratigráfico. Entre ellos, caben citar los pozos SCSTa (lago Tar) x-1, CS (Cardiel sur) x-1, EA (El Amanecer) x-1 y x-2, LL (Las Lagunas) x-1, W (Waring) es-1, AC (Anticlinal Chalfía) x-1, MA (Mata Amarilla) 1, Ba (Laguna Barrosa) es-1 y x-1, RS (Río Shehuen) 1, LR (La Ruta) x-1, AD (La Adriana) y CPA (Pari Aike) x-1.

Nuevas exploraciones se iniciaron hacia fines del año 2002 en el sector oriental de la comarca, pero hasta ahora sus resultados no fueron dados a conocer.

## 7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

La Hoja Tres Lagos se reconocieron varios sitios que, por sus características geológicas, merecen ser citados debido al interés científico, didáctico y/o turístico que representan.

### Piedra Clavada

Paraje del cual deriva el nombre de la formación homónima, situado al nordeste de la localidad de Tres Lagos. Se caracteriza por las buenas exposiciones que presentan aquí las areniscas marino-continentales fosilíferas del Cenomaniano (Figura 7).

Además del interés estratigráfico, es importante destacar que en este sitio se observa una geoforma de erosión en estas sedimentitas marinas, que originó un “pilar” vertical de singular atractivo paisajístico (Figura 8). En el pasado funcionó aquí un hotel que actualmente está en ruinas.

### **Cerros Castillo y Pari Aike**

El cerro Castillo tiene un importante valor estratigráfico y paleontológico por ser la localidad tipo de las sedimentitas eocenas de la Formación Man Aike. Estas epiclastitas tienen una buena exposición, además de ser portadoras de una rica fauna marina de bivalvos, braquiópodos, dientes de selacios, etc.

En cuanto al cerro Pari Aike (Figura 19), es una chimenea volcánica de un aparato de grandes dimensiones, actualmente desmantelado, correspondiente al Basalto Cóndor Cliff (Mioceno inferior-medio) que es reconocido desde esta área hacia el sur-suroeste, a lo largo del arroyo Pari Aike hasta el límite austral de la Hoja.

### **Pirámide de la Formación Santa Cruz**

El sector ubicado al nordeste de la estancia Mank Aike fue elegido por ser de interés estratigráfico y geomorfológico. Se destaca por los asomos de epiclastitas y piroclastitas continentales de la Formación Santa Cruz, que adoptaron particularmente aquí la figura de “pirámide” como geoforma de erosión (Figura 27).

### **Lago Viedma**

Este sitio es de gran interés geomorfológico y didáctico porque el lago Viedma está rodeado por depósitos glaciares (morénicos y glaci-fluviales) que evidencian el avance que tuvieron las grandes masas de hielo que cubrieron esta superficie en el Pleistoceno. El relieve es bajo, de suaves lomadas, destacándose en el paisaje aislados y grandes bloques erráticos (Figura 42) en los que, en algunos casos, se llegan a observar estrías glaciares (Figura 43).

### **Lago Cardiel**

Este magnífico lago da nombre a las epiclastitas continentales santonianas que aquí presentan buenas exposiciones. Por lo tanto, se lo considera como sitio de interés estratigráfico y además

turístico, dada la belleza paisajística del lugar (Figura 15). En esta zona existen sitios donde es posible hospedarse, como en las estancias La Primera Argentina y La Siberia.

### **Mesetas La Siberia y de San Adolfo**

Apilamientos basálticos neógenos, dispuestos subhorizontalmente, conforman estas extensas mesetas y otras menores que caracterizan parte del relieve del sector noroccidental de la Hoja. En la parte superior poseen suaves ondulaciones y numerosos conos volcánicos de variadas dimensiones y formas que interrumpen la continuidad de la superficie; a pesar de ser escasos los conos de tipo aportillado, son los más notorios.

La meseta La Siberia, la más alta topográficamente, está formada por los derrames lávicos del Basalto Strobel, mientras que la de San Adolfo lo es por el Basalto La Siberia.

### **Zona de la sierra del Bagual**

Este sector muestra un buen desarrollo de las epiclastitas marino-continentales de las formaciones Piedra Clavada y Mata Amarilla, ambas del Cretácico superior (Figura 11).

Particularmente, aquí se tiene la mejor expresión estructural de la comarca ya que estas sedimentitas están corridas y plegadas originándose anticlinales y sinclinales cuyos flancos tienen inclinaciones suaves.

Asimismo, en las partes superiores de los faldeos oriental y occidental de la sierra del Bagual se identificaron pequeños asomos de sedimentitas marinas terciarias.

### **Área de la estancia María Elena**

Este punto es de interés estratigráfico por observarse buenas exposiciones de una parte de la sucesión volcánica terciaria.

La estancia María Elena es donde se encuentra la localidad tipo del basalto de igual nombre, de edad eocena (Figura 21). La efusión de basaltos acaecida durante el Oligoceno dio paso a la formación del Basalto El Matrero (Figura 24), cuyo nombre proviene de la estancia situada al noroeste de la estancia María Elena. Hacia el sur, durante el Mioceno se derramaron los Basaltos Cóndor Cliff (Figura 30) y más recientemente, en el Plioceno-Pleistoceno, los mantos lávicos del Basalto Laguna Barrosa (Figura 40).

### **Estancia La Vega**

Esta estancia da nombre a una importante localidad fosilífera ubicada al sudeste de la misma. Allí afloran las pelitas grisáceas y areniscas calcáreas de la Formación Río Mayer (Figuras 3 y 4), caracterizando un ambiente marino de plataforma estable.

El estudio de la asociación de amonites principalmente y otros moluscos ha permitido acotar la edad de estas capas al Albiano superior bajo, por lo

que se lo considera como sitio de interés paleontológico y estratigráfico.

### **Cerro Moro**

Se trata de un sitio de interés científico y didáctico. El cerro es un conspicuo *neck* asignado al ciclo efusivo basáltico del Mioceno superior. Presenta una notable disyunción columnar e intruye a las sedimentitas de la Formación Río Leona.

**BIBLIOGRAFÍA**

- AGUIRRE-URRETA, M.B., 2002. Invertebrados del Cretácico Inferior. En: Haller, M. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (2)6: 439-459. Buenos Aires.
- AGUIRRE-URRETA, M.B. y A.C. RICCARDI, 1988. Albian heteromorph ammonoids from Southern Patagonia, Argentina. *Journal of Paleontology*, 62 (4): 598-614.
- ÁLVAREZ ROJO, G., 1980. Recopilación de datos de subsuelo de la cuenca Austral, análisis y relación con depósitos de materia carbonosa. Yacimientos Carboníferos Fiscales, informe inédito N° 1139, 107 pp.
- ÁLVAREZ ROJO, G., 1986. Informe sobre información geológica carbonífera del área sudeste del lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Carboníferos Fiscales, informe inédito N° 1188: 1-18.
- AMEGHINO, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias*, 6: 1-1028. Córdoba.
- AMEGHINO, F., 1898. Sinopsis geológico-paleontológica. Segundo Censo de la República Argentina, Tomo 1: 111-225. Buenos Aires.
- AMEGHINO, F., 1902. Cuadro sinóptico de las formaciones sedimentarias terciarias y cretáceas de la Argentina en relación con el desarrollo y descendencia de los mamíferos. *Anales del Museo Nacional de Buenos Aires*, 8. Buenos Aires.
- AMEGHINO, F., 1906. Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie avec un parallèle entre leurs faunes mammalogiques et celles de l'ancien continent. *Anales del Museo Nacional de Buenos Aires*, 15 (3) 8: 1-568. Buenos Aires.
- ARBE, H.A., 1989. Estratigrafía, discontinuidades y evolución sedimentaria del Cretácico en la Cuenca Austral, provincia de Santa Cruz. En: Spalletti, L. y G. Chebli (Eds.), Cuenas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica N° 6: 419-442.
- ARBE, H.A., 2002. Análisis estratigráfico del Cretácico de la cuenca Austral. En: Haller, M. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino Geología, Relatorio (1)8: 103-128. Buenos Aires.
- BAKER, E.P., W.J. REA, J. SKARMETA, R. CAMINOS y D.C. REX, 1981. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian plateau around latitude 46° S. *Philosophical Transactions Royal Society London*, A 303: 105-149.
- BARREDA, V.D. y S. PALAMARCZUK, 2000a. Palinomorfos continentales y marinos de la Formación Monte León en su área tipo, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 37 (1): 3-12. Buenos Aires.
- BARREDA, V.D. y S. PALAMARCZUK, 2000b. Estudio palinoestratigráfico integrado del entorno Oligoceno Tardío-Mioceno en secciones de la costa patagónica y plataforma continental Argentina. En: Aceñolaza, F.G. y R. Herbst (Eds.), El Neógeno de Argentina. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 14: 103-138. Tucumán.
- BERTELS, A., 1970. Sobre el "Piso Patagoniano" y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia Austral (República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (4): 495-501. Buenos Aires.
- BERTELS, A., 1975. Bioestratigrafía del Paleógeno en la República Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 7 (3): 429-450.
- BERTELS, A., 1980. Estratigrafía y foraminíferos (Protozoa) bentónicos de la Formación Monte León (Oligoceno) en su área tipo, Provincia de Santa Cruz, República Argentina. 2° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1<sup>er</sup> Congreso Latinoamericano de Paleontología, 2: 213-273.
- BERTELS, A., 1990. Foraminíferos bentónicos y caracterización paleoambiental de la Formación Río Mayer (Hauteriviano-Barremiano) en lago San Martín, República Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 22 (2): 239-293.
- BIDDLE, K., M. ULIANA, R. MITCHUM, M. FITZGERALD y R. WRIGHT, 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. En: Allen, P. and P. Homewood (Eds.), Foreland Basins. International Association of Sedimentologist, Special Publication, 8: 41-61. London.
- BOLTOVSKOY, E., 1979. Paleooceanografía del Atlántico sudoccidental desde el Mioceno, según estudios foraminiferológicos. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 16 (3-4): 357-389. Buenos Aires.
- BONAPARTE, J.F., A.M. BÁEZ, A.L. CIONE y J.L. PANZA, 2002. Vertebrados mesozoicos. En: Haller, M. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (2) 4: 421-432. Buenos Aires.
- BONARELLI, G. y J.J. NÁGERA, 1921. Observaciones geológicas en las inmediaciones del lago San Martín, territorio de Santa Cruz. *Boletín de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Serie B (Geología)*, 27: 1-39. Buenos Aires.

- BORRELLO, A.V., 1956. Combustibles sólidos minerales. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Ciencias Geológicas 5: 26-665. Buenos Aires.
- CABRERA, O. y J.A. PEREYRA, 1980-1981. Informe geológico al este del cerro "Pari Aike", provincia de Santa Cruz. Yacimientos Carboníferos Fiscales, informe inédito N° 1157, 21 pp.
- CALDENIUS, C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Dirección Nacional de Minas y Geología, Publicación 95: 1-152. Buenos Aires.
- CAMACHO, H.H., J.O. CHIESA y S.G. PARMA, 1998. Relaciones estratigráficas entre las formaciones terciarias en el occidente de la Provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (2): 273-281. Buenos Aires.
- CAMACHO, H.H., J.O. CHIESA, S.G. PARMA y C.J. del RÍO, 2000a. Invertebrados marinos eocenos de los cerros Palique y Castillo, sudoeste de la provincia de Santa Cruz, Argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana, 37 (1): 59-73. Buenos Aires.
- CAMACHO, H.H., J.O. CHIESA, S.G. PARMA y V. REICHLER, 2000b. Invertebrados marinos de la Formación Man Aike (Eoceno Medio), provincia de Santa Cruz, Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 64: 187-208. Buenos Aires.
- CARAMÉS, A. y N. MALUMIÁN, 1999. Foraminíferos danianos de la perforación SC-1, provincia de Santa Cruz, Cuenca Austral, Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Simposio Paleógeno de América del Sur, Anales 33: 33-50. Buenos Aires.
- CARRIZO, R.N., 1977. Informe geológico parcial zona Tres Lagos-Valle Pari Aiken. Provincia de Santa Cruz. Yacimientos Carboníferos Fiscales, informe inédito N° 1057, 18 pp.
- CARRIZO, R.N., 1983. Informe salida de reconocimiento a la zona del lago Cardiel. Cuenca Austral. Provincia de Santa Cruz. Yacimientos Carboníferos Fiscales, informe inédito N° 1179, 13 pp.
- CASADÍO, S., R.M. FELDMANN y K.A. FOLAND, 2000a.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age and oxygen isotope temperature of the Centinela Formation, southwestern Argentina: An Eocene age for crustacean-rich "Patagonian" beds. Journal of South American Earth Sciences, 13 (1-2): 123-132.
- CASADÍO, S., G.R. GUERSTEIN, S. MARENSSI, S. SANTILLANA, R. FELDMANN, A. PARRAS y C. MONTALVO, 2000b. Evidencias para una edad oligocena de la Formación Centinela, suroeste de Santa Cruz, Argentina. Reunión Anual de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina (Mar del Plata), Ameghiniana 37, Suplemento Resúmenes: 71R. Buenos Aires.
- CASAS, J.H., 1957. Estudio geológico de los anticlinales Ferrari y Vázquez al norte del río Shehuen y zona Mata Amarilla-Tres Lagos al sud del mismo río (provincia de Santa Cruz). Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe inédito N° 0300, 36 pp.
- CASAS, J.H., 1959. Estudio geológico del lago Cardiel, Dto. Río Chico, provincia Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe inédito.
- CHARRIER, R., E. LINARES, H. NIEMEYER y J. SKARMETA, 1978. Edades potasio-argón de vulcanitas Mesozoicas y Cenozoicas del sector Chileno de la Meseta Buenos Aires, Chile y su significado geológico. 7° Congreso Geológico Argentino, 2 (5): 23-41. Buenos Aires.
- CHARRIER, R., E. LINARES, H. NIEMEYER y J. SKARMETA, 1979. K/Ar ages of basalt flows of meseta Buenos Aires in southern Chile and their relation to the southeast Pacific triple junction. Geology, 7: 436-439.
- COBOS, J.C. y J.L. PANZA, 2001. Hoja Geológica 4972-IV, Tres Lagos (escala 1:250.000), provincia de Santa Cruz. Mapa e informe preliminar. Servicio Geológico Minero Argentino, Informe inédito. Buenos Aires.
- COBOS, J.C. y J.L. PANZA, 2003. Hoja Geológica 4769-IV, El Pluma (escala 1:250.000), provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 319: 1-89. Buenos Aires.
- CONCHEYRO, A., 1991. Nanofósiles calcáreos de la Formación Man Aike (Eoceno, sudeste del lago Cardiel) Santa Cruz, Argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana, 28 (3-4): 385-399. Buenos Aires.
- CONCHEYRO, A. y G.N. ANGELOZZI, 2002. Nanofósiles calcáreos. En: Haller, M. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (2)10: 519-531. Buenos Aires.
- DALZIEL, I., 1981. Back-arc extension in the southern Andes: a review and critical reappraisal. Philosophical Transactions Royal Society, A, 300: 319-335.
- DARWIN, C., 1846. Geological observations on South America. En: Escuti, A., 1906. Anexo Anales Universidad de Chile, Santiago.
- de BARRIO, R.E., 1984. Descripción geológica de la Hoja 53c, Laguna Olín (Resumidero) escala 1:200.000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, informe inédito, 31 pp. Buenos Aires.
- de BARRIO, R.E., 1989. Aspectos geológicos y geoquímicos de la Formación Chon Aike (Grupo Bahía Laura), Jurásico medio a superior, en el noroeste de la provincia de Santa Cruz. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Tesis doctoral N° 528, 174 pp. La Plata.

- de BARRIO, R.E., G. SCILLATO YANÉ y M. BOND, 1984. La Formación Santa Cruz en el borde occidental del Macizo del Deseado (provincia de Santa Cruz) y su contenido paleontológico. 9° Congreso Geológico Argentino, 4: 539-556. Buenos Aires.
- DE GIUSTO, J.M., P. CRIADO ROQUÉ y C. DI PERSIA, 1982. Descripción geológica de las Hojas 51c, Mesa San Pedro y 51d, Koluel Kaike (escala 1:200.000), provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, informe inédito, 183 pp. Buenos Aires.
- DEL RÍO, C.J., 2002. Moluscos del Terciario Marino. En: Haller, M. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (2)9: 495-517. Buenos Aires.
- ECHEVARRÍA, A.E., 1991. Ostrácodos del Oligoceno del sudeste del lago Cardiel, Santa Cruz, Argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana, 28 (3-4): 267-285. Buenos Aires.
- ECHEVARRÍA, A.E., 1998. Ostrácodos marinos del Paleógeno del sud-sudeste del Lago Cardiel, Santa Cruz, Argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana. Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica, Publicación Especial 5: 109-127. Buenos Aires.
- ENADIMSA-Tecnoproyectos, 1987. Informe final del proyecto de exploración de los yacimientos de carbón de la Cuenca Austral. I, II/I-IV, III/I-II y Anexos. Yacimientos Carboníferos Fiscales, Tomo II, informe inédito.
- ESCOSTEGUY, L., C. DAL MOLÍN, M. FRANCHI, S. GEUNA y O. LAPIDO, 2003. Hoja Geológica 4772-II, Lago Buenos Aires (escala 1:250.000), provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 339: 1-80. Buenos Aires.
- FERELLO, R., 1955. Acerca de las estructuras N° I y II al Norte de la localidad de Tres Lagos (Provincia Patagonia). Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe inédito N° 0684, 36 pp.
- FERELLO, R., 1969. Intento de sistematización geocronológica de las rocas eruptivas básicas en sectores del Chubut y Santa Cruz norte. 4<sup>as</sup> Jornadas Geológicas Argentinas, 1:293-310. Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1938. El Cretáceo superior del lago San Martín y de las regiones adyacentes. *Physis*, 12: 293-342. Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1949-1950. Descripción Geológica de la Patagonia, 3 Tomos. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires.
- FLEAGLE, J.G., T.M. BOWN, C. SWISHER y G. BUCKLEY, 1995. Age of the Pinturas and Santa Cruz Formations. 6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía: 129-135.
- FLYNN, J.J., M.J. NOVACEK, H.E. DODSON, D. FRASSINETTI, M.C. MCKENNA, M.A. NORELL, K.E. SEARS, C.C. SWISHER III y A.R. WYSS, 2002. A new fossil mammal assemblage from the southern Chilean Andes: implications for geology, geochronology and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, 15 (3): 285-302.
- FOSSA MANCINI, E., E. FERUGLIO y J.C. YUSSEN DE CAMPANA, 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 171: 31-95. Buenos Aires.
- FRENGUELLI, J., 1953. Recientes progresos en el conocimiento de la geología y la paleografía de Patagonia basado sobre el estudio de sus plantas fósiles. *Revista del Museo de la Universidad Nacional de Eva Perón (Nueva Serie) 4*, Sección Geológica: 321-341. La Plata.
- FURQUE, G., 1973. Descripción geológica de la Hoja 58b, Lago Argentino (1:200.000), provincia de Santa Cruz. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín N° 140: 1-52. Buenos Aires.
- FURQUE, G. y H.H. CAMACHO, 1972. El Cretácico superior y Terciario de la región austral del lago Argentino (Provincia de Santa Cruz). 4<sup>as</sup> Jornadas Geológicas Argentinas, 3: 61-76. Buenos Aires.
- GALANTE, O.A., 1957. Informe parcial sobre reconocimientos geológicos efectuados al sur del lago Cardiel, Santa Cruz. Yacimientos Carboníferos Fiscales, informe inédito N° 867, 2 pp.
- GIACOSA, R., M. FRANCHI y A. GENINI, 1997. Hojas Geológicas 4772-III Lago Belgrano y 4772-IV Lago Posadas (escala 1: 250.000), provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, informe inédito, 95 pp. Buenos Aires.
- GIACOSA, R. y M. MÁRQUEZ, 2002. El basamento paleozoico de la cordillera Patagónica. En: Haller, M. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (1)3: 45-56. Buenos Aires.
- GOIN, F.J., D.G. POIRÉ, M.S. DE LA FUENTE, A.L. CIONE, F.E. NOVAS, E.S. BELLOSI, A. AMBROSIO, O. FERRER, N.D. CANESSA, A. CARLONI, J. FERIGOLO, A.M. RIBEIRO, M.S. SALES VIANA, M.A. REGUERO, M.G. VUCETICH, S. MARENSSI, M.F. de LIMA FILHO y S. AGOSTINHO, 2002. Paleontología y Geología de los sedimentos del Cretácico superior aflorantes al sur del río Shehuen (Mata Amarilla, Provincia de Santa Cruz, Argentina). 15° Congreso Geológico Argentino CD-ROM, Artículo N° 379, 6 pp. Buenos Aires.

- GORRING, M.L., S.M. KAY, P.K. ZEITLER, V.A. RAMOS, J.L. PANZA, D. RUBIOLO y M.I. FERNÁNDEZ, 1997. Neogene Patagonia plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16 (1): 1-17.
- HALPERN, M., 1973. Regional geochronology of Chile, south of 50° latitude. *Geological Society of America, Bulletin* 84: 2407-2422.
- HATCHER, J.B., 1897. On the Geology of Southern Patagonia. *American Journal Science, Series 4*, 4 (23): 321-354.
- HATCHER, J.B., 1900. Sedimentary rocks of Southern Patagonia. *American Journal Science, Series 4*, 9 (50): 85-108.
- HATCHER, J.B., 1903. Narrative of the expeditions and geography of southern Patagonia. Report Princeton University Expedition to Patagonia, 1: 1-314.
- KIELBOWICZ DE STACH, A.A., 1983. Informe paleontológico sobre perfiles de la Cuenca Austral, entre los lagos Cardiel y Argentino, provincia de Santa Cruz. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe inédito N° 7158*, 53 pp.
- KRAEMER, P.E., 1991. Estructura y evolución de los Andes Patagónicos entre los 40° 40' y 50° 40' de latitud sur. Provincia de Santa Cruz, Argentina. Universidad Nacional de Córdoba, Tesis doctoral, inédito. Córdoba.
- KRAEMER, P.E. y A.C. RICCARDI, 1997. Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma (49° 40' - 50° 10' lat. S), Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (3): 333-360. Buenos Aires.
- KRAEMER, P.E., V. PLOSKIEWICKZ y V.A. RAMOS, 2002. Estructura de la cordillera Patagónica austral entre los 46° y 52° S. En: Haller, M. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (1)22: 353-364. Buenos Aires.
- LEANZA, A.F., 1969. Sobre el descubrimiento del piso Coniaciano en Patagonia Austral y descripción de una nueva especie de ammonites (*Perinoceras santacruzense*). *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 47: 5-20. Córdoba.
- LEANZA, A.F., 1970. Ammonites nuevos o poco conocidos del Aptiano, Albiano y Cenomaniano de los Andes Australes con notas acerca de su posición estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (2): 197-261. Buenos Aires.
- LEANZA, A.F., 1972. Andes Patagónicos Australes. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 689-706. Córdoba.
- LEANZA, H.A., 1985. Un nuevo *Mortonicerátido* (Cephalopoda-Ammonoidea) del Albiano superior de Santa Cruz, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 22 (3-4): 249-254. Buenos Aires.
- MACDONALD, G.A., 1953. Pahoehoe, aa and block lava. *American Journal of Science*, 251: 169-191.
- MALUMIÁN, N., 1990. Foraminíferos de la Formación Man Aike (Eoceno, sudeste lago Cardiel, provincia de Santa Cruz, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(3-4): 365-385. Buenos Aires.
- MALUMIÁN, N., 1993. El Eoceno medio marino del cono sur: paleogeografía y foraminíferos. 12° Congreso Geológico Argentino, 2: 142-147. Mendoza.
- MALUMIÁN, N., 1994. Foraminíferos nuevos o característicos del Eoceno medio de Cuenca Austral: significado paleozoogeográfico. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 31 (2): 139-151. Buenos Aires.
- MALUMIÁN, N., 1999. La sedimentación y el volcanismo terciarios en la Patagonia extraandina. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino, *Anales* 29 (18): 557-612. Buenos Aires.
- MALUMIÁN, N. y A. CARAMÉS, 1997. Upper Campanian-Paleogene from the Río Turbio coal measures in southern Argentina: micropaleontology and the Paleocene/Eocene boundary. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (2): 189-201.
- MALUMIÁN, N. y C. NÁÑEZ, 1983. Foraminíferos de ambiente anóxico de la Formación Río Mayer (Cretácico inferior), provincia de Santa Cruz. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 20 (3-4): 367-393. Buenos Aires.
- MALUMIÁN, N. y C. NÁÑEZ, 1989. Asociaciones de foraminíferos del Terciario medio de Cuenca Austral: sus relaciones con eventos eustáticos globales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (2): 257-264. Buenos Aires.
- MALUMIÁN, N. y C. NÁÑEZ, 1991. Paleogeografía del Terciario medio del cono sur: Avance de aguas antárticas. 6° Congreso Geológico Chileno, *Resúmenes expandidos*: 847-851.
- MALUMIÁN, N. y C. NÁÑEZ, 1998. El género *Transversigerina* y la edad de la transgresión patagónica. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, 1: 285-290. San Miguel de Tucumán.
- MALUMIÁN, N. y C. NÁÑEZ, 2002. Los foraminíferos: su significado geológico y paleoambiental. En: Haller, M. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (2)8: 481-494. Buenos Aires.

- MALUMIÁN, N. y J.L. PANZA, 2000. Hoja Geológica 5172-III, Yacimiento Río Turbio (escala 1:250.000), provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 247: 1-108. Buenos Aires.
- MANASSERO, M., A. IÑÍGUEZ RODRÍGUEZ y O. DECASTELLI, 1990. Estratigrafía y argilofacies del Cretácico superior y Terciario inferior en la cuenca Austral Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45 (1-2): 37-46. Buenos Aires.
- MARÍN, G., 1982. Informe preliminar de la descripción geológica de la Hoja 55c, Gobernador Gregores (escala 1:200.000), provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, informe inédito preliminar, 17 pp. Buenos Aires.
- MARÍN, G., 1984. Descripción Geológica de la Hoja 55c, Gobernador Gregores (escala 1:200.000), provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, informe inédito, 48 pp. Buenos Aires.
- MARSHALL, L.G., 1976. Fossil localities for Santacrucian (Early Miocene) Mammals, Santa Cruz Province, Southern Patagonia, Argentina. Journal of Paleontology, 50 (6): 1129-1142.
- MARSHALL, L.G., R. PASCUAL, G.H. CURTIS y R.E. DRAKE, 1977. South American geochronology: Radiometric time scale for Middle to late Tertiary Mammal-bearing Horizons in Patagonia. Science, 195:1325-1328.
- MARSHALL, L.G., R.E. DRAKE, G.H. CURTIS, R.F. BUTLER, K.M. FLANAGAN y C.W. NAESER, 1986. Geochronology of type Santacrucian (Middle Tertiary) Land Mammal Age, Patagonia, Argentina. Journal of Geology, 94 (4): 449-457.
- MASSABIE, A. C., 1990. La faja de corrimientos Río Turbio-La Leona y estructuras menores asociadas. Valle del río La Leona, Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45 (1-2): 29-36. Buenos Aires.
- MEDINA, F., 1987. Megatrigoniinae del Albiano del lago Cardiel, provincia de Santa Cruz y *Trigonia hyriiformis* Wilckens del Cretácico Antártico (Bivalvia). Instituto Antártico Argentino, Contribuciones 356: 1-15. Buenos Aires.
- MEDINA, F. y D. MARTINIONI, 1999. Los géneros *Hysteroceas* Hyatt y *Dipoloceras* Hyatt (Ammonoidea) en el Albiano Superior de Patagonia, Argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana, 36 (4): 411-418. Buenos Aires.
- MEDINA, F. y C.A. RINALDI, 1986. Ammonoideos del Albiano superior en la Formación Río Mayer de la Estancia La Vega, provincia de Santa Cruz. Instituto Antártico Argentino, Contribuciones 324: 1-35. Buenos Aires.
- MEDINA, F., M.B. AGUIRRE-URRETA y D. MARTINIONI, 1994. La Familia Brancoceratidae (Ammonoidea) en el Albiano superior de la Cuenca Austral. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana, 31 (4): 396-397. Buenos Aires.
- MERCER, J.H., R.J. FLECK, E.A. MANKINEN y W. SANDER, 1975. Southern Patagonia: glacial events between 4 m.y. and 1 m.y. ago. En: Suggate, R.P. y M.M. Cresswell (Eds.), Quaternary Studies. Royal Society of New Zealand, Bulletin 13: 223-230.
- NÁÑEZ C., 1988. Paleocología de los foraminíferos del Terciario medio de la región oriental de la provincia de Santa Cruz. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, Tesis doctoral inédita. Buenos Aires.
- NÁÑEZ C., 1990. Foraminíferos y bioestratigrafía del Terciario medio de Santa Cruz oriental. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (4): 493-517. Buenos Aires.
- NÁÑEZ C., 1991. Foraminíferos uniloculares de las formaciones San Julián y Monte León (Eoceno superior-Mioceno inferior), Provincia de Santa Cruz, Argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana, 28 (1-2): 179-195. Buenos Aires.
- NOVAS, F.E., E.S. BELLOSI y A. AMBROSIO, 2002. Los «Estratos con Dinosaurios» del Lago Viedma y río La Leona (Cretácico, Santa Cruz): Sedimentología y contenido fosilífero. 15° Congreso Geológico Argentino CD-ROM, Artículo N° 315, 7 pp. Buenos Aires.
- NULLO, F. y A.M. COMBINA, 2002. Sedimentitas terciarias continentales. En: Haller, M. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (1)16: 245-258. Buenos Aires.
- NULLO, F.E., C. PROSERPIO y V.A. RAMOS, 1978. Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del Hielo continental Patagónico, Argentina y Chile. 7° Congreso Geológico Argentino, 1: 455-470.
- NULLO, F., C. PROSERPIO y G. BLASCO, 1981a. El Cretácico de la Cuenca Austral entre el lago San Martín y Río Turbio. En: Volkheimer, W. y E. Musacchio (Eds.), Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 1: 181-220.
- NULLO, F., C. PROSERPIO y G. BLASCO, 1981b. Estratigrafía del Cretácico superior en el cerro Índice y alrededores, provincia de Santa Cruz. 8° Congreso Geológico Argentino, 3: 373-387. Buenos Aires.
- NULLO, F., J.L. PANZA y G. BLASCO, 1999. Jurásico y Cretácico de la cuenca Austral. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29 (17): 528-535. Buenos Aires.

- OVIEDO, E., 1982. Geología del Valle del río La Leona, provincia de Santa Cruz. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Tesis de Licenciatura, inédito. Buenos Aires.
- PANZA, J.L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53e, Gobernador Moyano y 54e, Cerro Vanguardia (escala 1:200.000), provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, informe inédito, 197 pp. Buenos Aires.
- PANZA, J.L., 1986. Descripción geológica de la Hoja 54d, La Manchuria (escala 1:200.000), provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, informe inédito, 141 pp. Buenos Aires.
- PANZA, J.L., 1995. Hoja Geológica 4969-II Tres Cerros (escala 1:250.000), provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 213: 1-103. Buenos Aires.
- PANZA, J.L., 2001. Hoja Geológica 4769-IV, Monumento Natural Bosques Petrificados (escala 1:250.000), provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 258:1-110. Buenos Aires.
- PANZA, J.L. y J.C. COBOS, 2001. Hoja Geológica 4769-I, Destacamento La María (escala 1:250.000), provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 296:1-115. Buenos Aires.
- PANZA, J.L. y R. de BARRIO, 1987. Informe preliminar del levantamiento geológico de las Hojas 56f, Cordón Alto y 56g, Puerto San Julián, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional de Minería y Geología, informe inédito, 122 pp. Buenos Aires.
- PANZA, J.L. y R. de BARRIO, 1989. Descripción geológica de las Hojas 56f, Cordón Alto y 56g, Puerto San Julián, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, informe inédito, 155 pp. Buenos Aires.
- PANZA, J.L. y M. FRANCHI, 2002. Magmatismo basáltico cenozoico extrandino. En: Haller, M. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (1)14: 201-236. Buenos Aires.
- PANZA, J.L. y M.V. IRIGOYEN, 1995. Hoja Geológica 4969-IV, Puerto San Julián (escala 1: 250.000), provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 211: 1-77. Buenos Aires.
- PANZA, J.L. y G. MARÍN, 1998. Hoja Geológica 4969-I, Gobernador Gregores (escala 1: 250.000), provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 239: 1-104. Buenos Aires.
- PANZA, J.L. y F.E. NULLO, 1994. Mapa Geológico de la provincia de Santa Cruz, escala 1:750.000. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Buenos Aires.
- PANZA, J.L., L. SACOMANI y J.C. COBOS, 2003. Mapa Geológico de la provincia de Santa Cruz, escala 1:750.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.
- PANZA, J.L., L. SACOMANI y J.C. COBOS, 2004. Hoja Geológica 4969-III, Laguna Grande (escala 1:250.000), provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino. Trabajo inédito. Buenos Aires.
- PIATNITZKY, A., 1935. Informe geológico sobre los alrededores de Mata Amarilla (Valle del río Shehuen-territorio Santa Cruz). Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe inédito N° 1619, 32 pp. Buenos Aires.
- PIATNITZKY, A., 1938. Observaciones geológicas en el oeste de Santa Cruz (Patagonia). Boletín de Informaciones Petroleras, 165: 45-85. Buenos Aires.
- POIRÉ, D.G., A. CARLONI, O. FERRER y N.D. CANESA, 2001. Características icnológicas de la Formación Piedra Clavada (Cretácico), Tres Lagos, Cuenca Austral, Argentina. 4° Reunión Argentina de Icnología y Segunda Reunión de Icnología del Mercosur, Resúmenes: 65.
- POIRÉ, D.G., N.D. CANESSA, A. CARLONI y O. FERRER, 2002. La Formación Piedra Clavada en el área de Tres Lagos, provincia de Santa Cruz, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino CD-ROM, Artículo N° 427, 6 pp. Buenos Aires.
- POIRÉ, D.G., A. ZAMUNER, F. GOIN, A. IGLESIAS, N. CANESSA, C. LARRIESTRA, A. VARELA, L. CALVO MARCILLESE y F. LARRIESTRA, 2004. Ambientes sedimentarios relacionados a las taflofloras de las Formaciones Piedra Clavada y Mata Amarilla (Cretácico), Tres Lagos, Cuenca Austral, Argentina. 10° Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 141-142.
- QUENSEL, P.D., 1910. Geologisch-Petrographische studien der patagonischen cordillera. Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala. H.J. Sjgren (Ed.): 11: 1-114.
- RABASSA, J. y A. CORONATO, 2002. Glaciaciones del Cenozoico tardío. En: Haller, M. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (1)19: 303-315. Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1978. Descripción geológica de la Hoja 55b, Meseta de la Muerte (escala 1:200.000), provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, informe inédito, 87 pp. Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1982. Geología de la región del lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37 (1): 23-49. Buenos Aires.

- RAMOS, V.A. y S. M. KAY, 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collision. *Tectonophysics*, 205: 261-282.
- RAMOS, V.A., H. NIEMEYER, J. SKARMETA y J. MUÑOZ, 1982. Magmatic Evolution of the Austral Patagonian Andes. *Earth - Science Reviews*, 18: 411-443.
- RICCARDI, A.C., 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía La Lancha, lago San Martín, Santa Cruz. *Revista Museo La Plata (n.s.), Geología*, 7: 245-318. La Plata.
- RICCARDI, A.C., 1984. Las asociaciones de amonitas del Jurásico y Cretácico de la Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, 4: 559-595. Buenos Aires.
- RICCARDI, A.C., 2002. Invertebrados del Cretácico Superior. En: Haller, M. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (2)7: 461-479. Buenos Aires.
- RICCARDI, A.C. y E.O. ROLLERI, 1980. Cordillera Patagónica Austral. En: Turner, J.C. (Ed.), 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2: 1173-1306. Córdoba.
- RICCARDI, A.C., M.B. AGUIRRE-URRETA y F.A. MEDINA, 1987. Aconoceratidae (Ammonitina) from the Hauterivian-Albian of Southern Patagonia. *Palaeontographica A* 196: 105-185.
- RIGGI, J.C., 1957. Resumen geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 12 (2): 65-97. Buenos Aires.
- ROLL, A., 1937. Estudio geológico de la zona entre el río Shehuen y el río Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe inédito N° 1804 y 1805, 115 pp. Buenos Aires.
- RUSSO, A. y M. FLORES, 1972. Patagonia Austral Extraandina. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 707-725. Córdoba.
- RUSSO, A., M. FLORES y H.D. BENEDETTO, 1980. Patagonia Austral Extraandina. En: Turner, J.C. (Ed.), 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2: 1431-1462. Córdoba.
- SACOMANI, L., 1984. Ciclos basálticos cenozoicos del sector centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, informe preliminar inédito, 5 pp. Buenos Aires.
- SARRIS, M., 1977. Exploración carbonífera en la zona norte de la Cuenca Austral, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Carboníferos Fiscales, informe inédito N° 1058, 40 pp.
- SARRIS, M y C. FERNÁNDEZ, 1957. Exploración carbonífera de la zona entre lago Strobel, lago San Martín, río Chico y río Chalfá, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Carboníferos Fiscales, informe inédito N° 837, 13 pp.
- SIMPSON, G.G., 1933. Stratigraphic nomenclature of the early Tertiary of central Patagonia. *American Museum Novitates* 644: 1-13. New York.
- SIMPSON, G.G., 1940. Review of the Mammal-bearing Tertiary of South America. *Proceedings American Philosophical Society*, 83 (5): 649-709.
- STOLLEY, E., 1912. Über einige Cephalopoden aus der unteren Kreide Patagoniens. *Arkiv für Zoologi* 7 (23): 1-18.
- SYLWAN, C.A., A.G. PLEIMLING y M. MILLER, 1996. La Formación Piedra Clavada. Nuevo exploratorio en la cuenca Austral, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino, 1: 111-121. Buenos Aires.
- TAUBER, A.A., 1997a. Bioestratigrafía de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior) en el extremo sudeste de la Patagonia. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 34 (4): 413-426. Buenos Aires.
- TAUBER, A.A., 1997b. Paleocología de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior) en el extremo sudeste de la Patagonia. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 34 (4): 517-529. Buenos Aires.
- TON-THAT, T., B. SINGER, M. SINGER y J. RABASSA, 1999. Dataciones de lavas basálticas por Ar-Ar y geología glacial de la región del lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Argentina. Asociación Geológica Argentina*, 54 (4): 333-352. Buenos Aires.
- TURIC, M.A., 1968. Plano compilación de levantamientos y bosquejos geológicos de compilación del área comprendida entre el lago Argentino y el lago Cardiel. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe inédito N° 2071.
- UGARTE, F.R., 1956. Relevamiento geológico expeditivo de la zona del lago Cardiel. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe inédito N° 823: 1-15.
- UGARTE, F.R., 1958. Estudio geológico del Anticlinal Shehuen, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe inédito N° 2079: 1-47.
- WENZENS, G., 1999. Fluctuations of outlet and valley glaciers in the Southern Andes (Argentina) during the past 13,000 years. *Quaternary Research*, 51: 238-247.
- WENZENS, G., 2000. Evidences of Pliocene and early Quaternary glaciations east of lago Viedma (Patagonia, Argentina). *Zentralblatt Geologie and Paläontologie, Teil I. Heft 7/8*: 1027-1040.

WENZENS, G., E. WENZENS y G. SCHELLMAN, 1996. Numbers and types of the piedmont glaciations east of the Central Southern Patagonian Icefield. Zentralblatt Geologie und Paläontologie, I: 779-790.

ZAMBRANO, J. y C. URIEN, 1970. Geological outline of the basins in Southern Argentina and their continuation off the Atlantic shore. Journal of Geophysical Research, 754(8): 1363-1396.

Recibido en noviembre de 2004

Validado en marzo de 2005