

Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 4769-I El Pluma



Terrazas fluviales del cañadón El Pluma en estancia Maremma.

Provincia de Santa Cruz

Julio Carlos Cobos y José Luis Panza

Recursos Minerales: Mario A. Zubia
Petróleo y gas: Eduardo G. Figari
Guillermo Cardinali
Mónica Lucero
Marcelo Borderas



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 4769–I
El Pluma**

Provincia de Santa Cruz

Julio Carlos Cobos y José Luis Panza

Recursos Minerales

Depósitos metalíferos: Mario A. Zubia
Petróleo y gas: Eduardo G. Figari*
Guillermo Cardinali*
Mónica Lucero*
Marcelo Borderas*

*Departamento Reservorios-Exploración, División Regional Sur, REPSOL-YPF, ARGENTINA

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

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

Boletín N° 319
Buenos Aires–2003

SECRETARIO DE MINERÍA

Jorge Mayoral

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Secretario Ejecutivo: Pedro Alcántara

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Roberto F. Page

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

José E. Mendía

SEGEMAR

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

Referencia bibliográfica

COBOS, J. C. y J. L. PANZA, 2003. Hoja Geológica 4769-I,
El Pluma. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Re-
cursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Bole-
tín 319, 89 p. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

Es propiedad del SEGEMAR • Prohibida su reproducción

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
Ubicación de la Hoja y área que abarca	3
Naturaleza del trabajo	3
Investigaciones anteriores	4
2. ESTRATIGRAFÍA	4
2.1. Mesozoico	5
2.1.1. Jurásico	5
2.1.1.1. Dogger	5
Formación Bajo Pobre	5
2.1.1.2. Dogger - Malm	7
Grupo Bahía Laura	7
Formación Chon Aike	9
Formación La Matilde	16
2.1.2. Cretácico	18
2.1.2.1. Inferior - superior	18
Grupo Chubut	18
Formación Castillo	19
Formación Bajo Barreal	22
Formación Laguna Palacios	25
Relaciones estratigráficas del Grupo Chubut	25
Ambiente de depositación del Grupo Chubut	28
Edad del Grupo Chubut	28
2.2. Cenozoico	28
2.2.1. Paleógeno	28
2.2.1.1. Paleoceno	28
Formación Salamanca	28
Formación Río Chico	31
2.2.1.2. Eoceno	32
Basalto Cerro del Doce	32
2.2.1.3. Oligoceno	36
Formación (Grupo) Sarmiento	36
Basalto Alma Gaucha	37
2.2.2. Paleógeno - Neógeno	39
2.2.2.1. Oligoceno superior - Mioceno inferior	39

	Formación Monte León	39
2.2.3.	Neógeno	41
2.2.3.1.	Mioceno	41
2.2.3.1.1.	Mioceno inferior	41
	Formación Santa Cruz	41
2.2.3.1.2.	Mioceno medio	44
	Basalto de las Lagunas Sin Fondo	44
2.2.3.1.3.	Mioceno medio y superior	47
	Depósitos de agradación (Niveles I, II y III)	47
2.2.3.1.4.	Mioceno superior	47
	Depósitos de agradación (Niveles IV y V)	47
	Depósitos de terrazas fluviales del cañadón Salado y otros (Nivel I)	49
2.2.3.2.	Mioceno superior - Plioceno inferior	49
	Basalto Cerro Tejedor	49
2.2.3.3.	Plioceno	50
2.2.3.3.1.	Plioceno inferior	50
	Depósitos de terrazas fluviales del cañadón Salado y otros (Niveles II y III)	50
2.2.3.3.2.	Plioceno inferior a superior	51
	Depósitos de terrazas fluviales del río Senguerr (Niveles I, II y III)	51
	Depósitos de terrazas fluviales del río Deseado y del cañadón El Pluma (Niveles I, II y III)	51
2.2.3.3.3.	Plioceno superior	52
	Basalto Cerro Piedras	52
2.2.4.	Neógeno superior - Cuaternario	53
2.2.4.1.	Plioceno superior - Pleistoceno inferior	53
	Depósitos de terrazas fluviales del río Senguerr (Niveles IV y V)	53
	Depósitos de terrazas fluviales del río Deseado y del cañadón El Pluma (Niveles IV y V)	54
2.2.5.	Cuaternario	54
2.2.5.1.	Pleistoceno	54
	Depósitos de morena frontal (Estadio Inicialglacial)	54
	Depósitos glaciafluviales (Estadio Inicialglacial)	54
	Depósitos de morena frontal (Estadio Daniglacial)	55
	Depósitos glaciafluviales (Estadio Daniglacial)	55
	Depósitos de terrazas fluviales del río Senguerr (Nivel VI)	55
	Depósitos de terrazas fluviales del río Deseado y del cañadón El Pluma (Nivel VI)	56
	Depósitos que cubren niveles de pedimentos	56

	Depósitos de antiguas playas y cordones litorales lacustres	56
2.2.5.2.	Holoceno	56
	Depósitos de planicies aluviales	56
	Material de derrumbes y deslizamientos	57
	Sedimentos finos de bajos y lagunas	57
	Depósitos eólicos	57
	Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados	57
3.	TECTÓNICA	57
	Fases diastróficas	57
	Descripción de la estructura	58
	a- Cuenca del Golfo San Jorge	58
	Interpretación de la estructura	59
	b- Macizo del Deseado	59
	Interpretación de la estructura	60
4.	GEOMORFOLOGÍA	61
	Fisiografía	62
	Procesos geomórficos y formas resultantes	62
	1- Relieve modelado por la acción fluvial	63
	2- Relieve volcánico (modificado por acción subaérea)	67
	3- Relieve mesetiforme	68
	4- Relieve glaciario	69
5.	HISTORIA GEOLÓGICA	69
	Ciclo Patagónico	69
	Ciclo Ándico	70
6.	RECURSOS MINERALES	70
	Depósitos de minerales metalíferos	71
	Oro - Plata	71
	Petróleo y Gas	75
	Los sistemas petroleros del oeste de la cuenca del Golfo San Jorge	75
	Introducción	75
	Estructura	75
	Los elementos esenciales	78
	Los procesos	80
	Los sistemas petroleros	80
	Conclusiones	82

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO 82

BIBLIOGRAFÍA 84

RESUMEN

La Hoja Geológica 4769 –I El Pluma se encuentra ubicada en la zona centro- norte de la provincia de Santa Cruz, abarcando parte de las provincias geológicas del Macizo del Deseado y de la Cuenca del Golfo San Jorge.

No existen poblaciones en el área y su principal actividad económica corresponde a la cría de ganado ovino.

Los basaltos, andesitas y aglomerados de la Formación Bajo Pobre son las rocas más antiguas aflorantes en la comarca. Sobre éstas se depositaron las lavas y piroclastitas del Grupo Bahía Laura (Dogger superior – Malm inferior) integrado por las Formaciones Chon Aike (ignimbritas y lavas ácidas) y La Matilde (tobas y tufitas) coetáneas e interdigitadas.

A continuación se depositaron las sedimentitas y piroclastitas cretácicas del Grupo Chubut (Albiano – Maastrichtiano), conformado por las Formaciones Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios; este grupo alcanza gran desarrollo en superficie y subsuelo en la cuenca del Golfo San Jorge.

El Paleógeno se inicia con los depósitos de las Formaciones Salamanca (marina) y Río Chico (continental), ambas pertenecientes al Paleoceno; a continuación las efusiones basálticas correspondientes a los Basaltos Cerro del Doce y Alma Gaucha, que anteceden y preceden respectivamente a las tobas y cineritas de la Formación (Grupo) Sarmiento.

El comienzo del Neógeno está representado por las sedimentitas de las Formaciones Monte León (marina) y Santa Cruz (continental), ambas correspondientes al Mioceno inferior.

El Terciario se completa con el desarrollo de varios sistemas de terrazas fluviales y niveles de

agradación, solamente interrumpidos por los ciclos efusivos correspondientes al Mioceno medio (Basalto de Las Lagunas Sin Fondo), Mioceno superior – Plioceno inferior (Basalto Cerro Tejedor) y Plioceno superior (Basalto Cerro Piedras).

En el Pleistoceno se han diferenciado unidades fluviales y glaciarias, estas últimas representadas por depósitos de morena frontal y glacifluviales de los estadios Inicialglacial y Daniglacial.

Al Holoceno se asignan depósitos fluviales, eólicos, de bajos y lagunas y de remoción en masa.

La estructura de la comarca presenta dos zonas bien diferenciadas: en el ámbito del Macizo del Deseado se observa una estructura de fallamiento en bloques que responde a dos sistemas de fracturación denominados El Tranquilo y Bajo Grande. El movimiento diferencial de los bloques de basamento produjo el plegamiento de arrastre en la cobertura sedimentaria.

En la Cuenca del Golfo San Jorge, a las estructuras extensivas preexistentes se le superpuso una tectónica compresiva que generó fallas inversas de alto ángulo, con orientación noreste y sudoeste. En el sector occidental prevalece el plegamiento extensivo poco modificado por la tectónica cenozoica.

Como modeladora del paisaje predomina la acción fluvial, pero también adquieren importancia la actividad volcánica, la acción glaciaria y la remoción en masa.

Si bien dentro de la Hoja no hay producción minera, existen zonas que presentan un contenido auroargentífero anómalo. Entre las estructuras que han despertado mayores expectativas se encuentran las denominadas El Pluma, Cerro Saavedra y Cerro Negro.

ABSTRACT

The study area is located in North-Central Santa Cruz Province, embracing two geological provinces: Deseado Massif and Golfo San Jorge Basin.

This is a scarcely populated area and the main economic activity is sheep breeding.

The oldest rocks outcropping in the region are basalts, andesites and agglomerates referred to Bajo Pobre Formation. This unit is covered by lavas and piroclastites of Bahía Laura Group (Upper Dogger – Lower Malm), integrated by two Formations, contemporary and interfingering: Chon Aike (ignimbrites and silicic lavas) and La Matilde (tuffs and tuffites).

During Late Cretaceous (Albian – Maastrichtian) continental sedimentites of Chubut Group were deposited. This unit comprises Castillo, Bajo Barreal and Laguna Palacios Formations, and is widely developed in outcrop and subsurface in Golfo San Jorge Basin.

At the beginning of the Paleogene a marine transgression took place represented by Salamanca Formation. Subsequent continental deposits are referred to as Río Chico Formation. Both units are Paleocene in age.

Paleogene volcanic effusions are represented by Cerro del Doce and Alma Gaucha Basalts; the former precedes and the latter covers tuffs and ashes of Sarmiento Formation (Group).

The beginning of Neogene is represented by sedimentites of Monte León (marine) and Santa Cruz (continental) Formations, both of which belong to the Lower Miocene.

During the Neogene different fluvial terrace systems and gradation levels were developed, sporadically interrupted by effusive cycles: Basalto de Las Lagunas Sin Fondo (Middle Miocene), Basalto Cerro Tejedor (Upper Miocene–Lower Pliocene) and Basalto Cerro Piedras (Upper Pliocene).

Some fluvial and glacial units were deposited in the Pleistocene; the latter are represented by terminal moraine and glacifluvial sediments assigned to the Inicialglacial and Daniglacial stages.

Fluvial, eolian, lacustrine and mass wasting deposits are assigned to Holocene.

The study area exhibits two zones with very different structural styles. Within Deseado Massif, two fracture systems named El Tranquilo and Bajo Grande produced a widespread block faulting structure, with drag folds affecting the sedimentary cover. Within Golfo San Jorge Basin, compressive tectonics superimposed to preexisting extensive structures generating high angle reverse faults with Northeast – Southwest direction. In the occidental sector prevails the extensive folding, scarcely modified by Cenozoic tectonic.

Fluvial action predominates in landscape modeling, but volcanic activity, glacial action and mass wasting are also important.

Although there is no mining activity inside the study area, there are zones with anomalous gold and silver contents, as El Pluma, Cerro Saavedra and Cerro Negro.

1. INTRODUCCIÓN

NATURALEZA DEL TRABAJO

UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja Geológica 4769- I EL PLUMA se encuentra ubicada en la zona centro norte de la provincia de Santa Cruz, abarcando parte de los departamentos Deseado y Lago Buenos Aires.

Ocupa un área de aproximadamente 12.380 Km² y está delimitada por los paralelos 46° y 47° de latitud sur y los meridianos 69° y 70° 30' de longitud oeste (Figura 1).

Comprende a las siguientes hojas a escala 1: 200.000 de la antigua subdivisión del mapa Geológico – Económico de la República Argentina: 50 c Los Monos y 51 c Meseta de San Pedro completas y las mitades orientales de 50 b El Pluma y 51 b Perito Moreno.

La presente Hoja Geológica se confeccionó de acuerdo a 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 final de la Hoja Geológica El Pluma se realizaron dos campañas: en abril y octubre de 1999 con un tiempo efectivo de 50 días.

Durante el trabajo de campo se dispuso de fotografías aéreas a escala 1:60.000, imágenes satelitales a escala 1:100.000 y 1:250.000 y mapas topográficos a escala 1:100.000 y 1:250.000 del Instituto de Geográfico Militar.

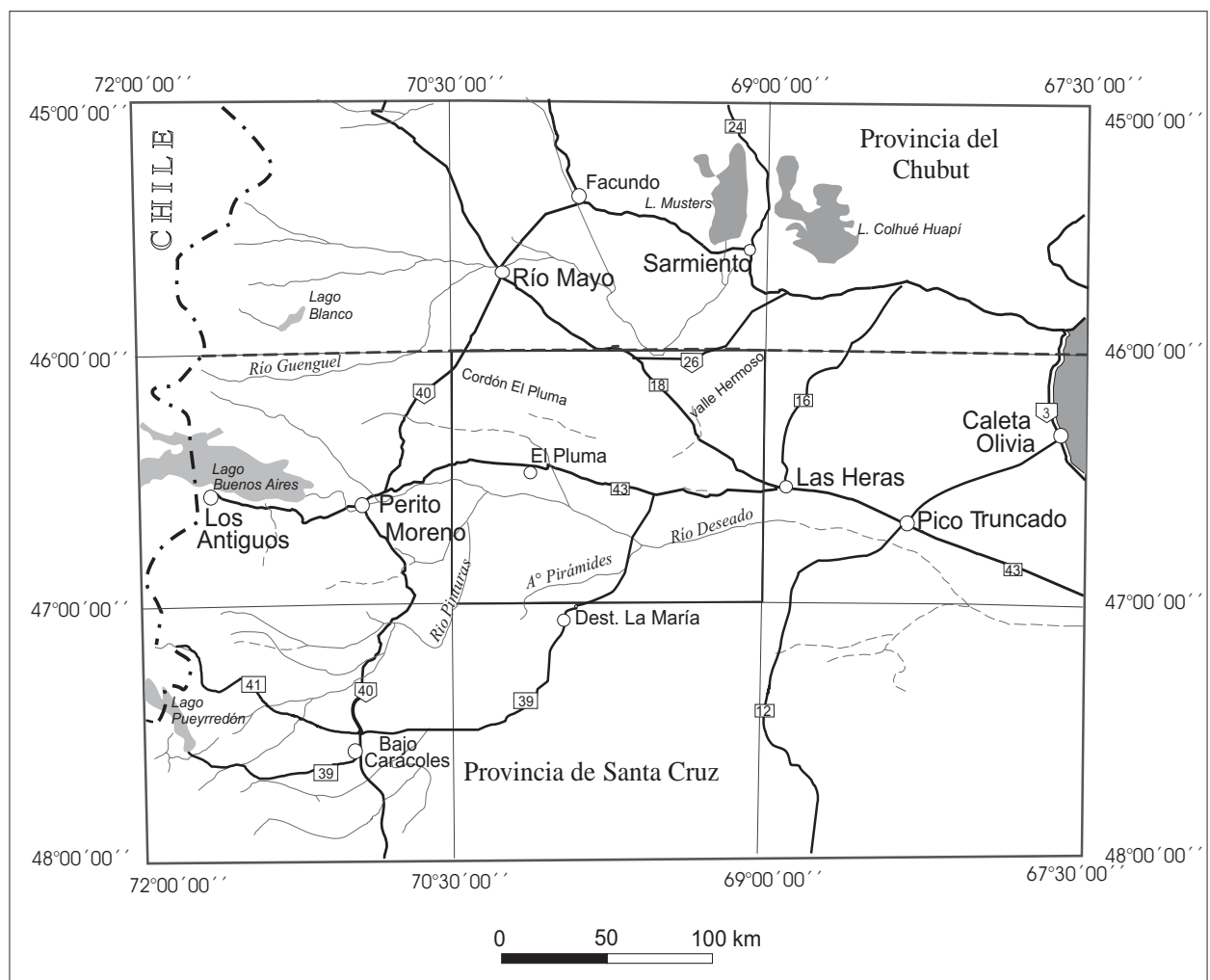


Figura 1. Mapa de ubicación.

El levantamiento fue de carácter expeditivo, realizándose el muestreo sistemático de las distintas unidades y confeccionándose algunos perfiles de detalle.

Los recorridos fueron realizados con un vehículo automotor de doble tracción y, en los lugares inaccesibles, a lomo de caballo.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

Las primeras informaciones aisladas de la región se remontan a fines del siglo XIX cuando Carlos Ameghino coleccionó una flora fósil más tarde remitida a Carlos Spegazzini (1898, en De Giusto *et al.*, 1982).

Windhausen (1929), en su trabajo de Geología Argentina, hizo algunas referencias generales de la zona.

Roll (1938) realizó uno de los trabajos más completos al sur del río Deseado y Feruglio (1949-1950) en su trabajo general "Descripción Geológica de la Patagonia" efectuó algunas descripciones detalladas sobre la comarca. Palma *et al.* (1966) realizaron trabajos de detalle en el cerro Wenceslao. Echevarría (1991) efectuó trabajos sobre ostrácodos del Oligoceno, en la zona de la estancia La Lucha.

Yacimientos Petrolíferos Fiscales realizó distintos estudios durante los que se elaboraron mapas expeditivos a escala 1: 50.000 y 1: 100.000, efectuados por Biondi (1929), Brandmayr (1932), Flores (1955), Hechem y Homovc (1989), Chelotti *et al.* (1996) y Figari *et al.* (1998 y 1999).

Entre los levantamientos de hojas geológicas realizados en el área por el Servicio Geológico Nacional se encuentran los de la Hoja 51c Meseta de San Pedro (De Giusto *et al.* 1982) a escala 1:100.000 y el mapa preliminar de la Hoja 51b Perito Moreno (Lapido, 1980). A escala 1: 250.000, en áreas vecinas se relevaron las Hojas Geológicas 4769-III Destacamento La María (Panza y Cobos, 1998) y 4769 IV Monumento Natural Bosques Petrificados (Panza, 1998).

2. ESTRATIGRAFÍA

RELACIONES GENERALES

La Hoja 4769 – I El Pluma está ubicada en el sector centro –norte de la provincia de Santa Cruz, abarcando parte de las provincias geológicas del Macizo del Deseado y de la Cuenca del Golfo San Jorge. La zona sur de la Hoja se caracteriza por su comportamiento temporalmente positivo y rígido, en

marcado contraste con la subsidencia de la mayor parte de la comarca, que forma parte de la cuenca pericratónica del Golfo San Jorge.

Durante el Mesozoico y Cenozoico, su evolución está íntimamente relacionada con el desarrollo del orógeno de la Cordillera Patagónica Austral y la evolución de la dorsal meso-atlántica.

Las rocas más antiguas aflorantes en la comarca son los basaltos, andesitas y aglomerados volcánicos de la Formación Bajo Pobre, del Dogger inferior.

A continuación se deposita el Grupo Bahía Laura, importante complejo lávico-piroclástico asignado al Dogger superior – Malm inferior. Este Grupo está conformado por las Formaciones Chon Aike (ignimbritas y lavas ácidas) y La Matilde (tobas, tufitas y delgados mantos de ignimbritas).

Como consecuencia de movimientos diastróficos, se produce el desplazamiento del sustrato dando lugar a la formación de cuencas alargadas en el sentido meridiano, donde se depositaron (en el área de trabajo), en discordancia angular, las sedimentitas y piroclastitas cretácicas del Grupo Chubut, integrado por las Formaciones Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios.

Las sedimentitas marinas de la Formación Salamanca (Daniano superior) ocuparon pequeños y aislados sectores, donde se depositaron en discordancia angular (localmente puede ser de tipo erosiva), sobre la Formación Bajo Barreal.

Con la continentalización de la región, se depositan los sedimentos de la Formación Río Chico, constituida por tobas, areniscas y arcilitas.

En el Eoceno los derrames de lava del Basalto Cerro del Doce cubren una importante superficie de la Hoja, fundamentalmente al sur del río Deseado.

En algunos sectores afloran tobas finas y bentonitas de la Formación (o Grupo) Sarmiento, ubicadas en el Oligoceno (Deseadense).

Nuevas efusiones basálticas, correspondientes al Basalto Alma Gaucha, se producen durante el Oligoceno inferior a medio, cubriendo en discordancia erosiva a la Formación Laguna Palacios.

Las sedimentitas marinas de la Formación Monte León (Oligoceno superior – Mioceno inferior) se apoyan en discordancia localmente erosiva sobre algunas de las unidades geológicas antes citadas, y son cubiertas por las sedimentitas continentales de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior).

Durante el Neógeno se reconocen los ciclos efusivos correspondientes a los Basaltos de las Lagunas Sin Fondo, Cerro Tejedor y Cerro Piedras; también se desarrollaron diferentes niveles de depósitos

de agradación pedemontana y de terrazas fluviales.

En el transcurso del Pleistoceno se desarrollan nuevos niveles de terrazas fluviales, depósitos que cubren superficies de pedimentos y unidades glaciares, estas últimas representadas por depósitos glacifluviales y morenas frontales correspondientes a los estadios Iniciglacial y Daniglacial.

Al Holoceno se asignan los depósitos de planicies aluviales, de bajos y lagunas, eólicos y de antiplayas y cordones litorales.

2.1. MESOZOICO

2.1.1. JURÁSICO

2.1.1.1. Dogger

Formación Bajo Pobre (1)

Basaltos, andesitas, aglomerados volcánicos

Antecedentes

Unidad formada por basaltos, andesitas y aglomerados volcánicos básicos, presentando tobas en forma subordinada.

Fue considerada por Di Persia (1956) y De Giusto (1956) como la parte superior de la "Serie de Roca Blanca" del Liásico y posteriormente fue mapeada por Di Persia (1957) como "Serie de Roca Blanca Superior Aglomerádica".

Turic (1969) y Pezzi (1970a) utilizaron la denominación de Formación Bajo Pobre, pero la primera mención publicada le corresponde a Lesta y Ferello (1972), que la incluyeron provisoriamente en el Grupo Bahía Laura del Dogger, tal como lo sugiriera con dudas Di Persia (1957).

Posteriormente De Giusto *et al.* (1980) retiran esta Formación del Grupo Bahía Laura, sobre la base de una neta discordancia que la separa de las unidades de ese Grupo y la consideraron concordante con la Formación Roca Blanca (liásica).

Panza (1982, 1986, 1995 a, 1998) estudió esta Formación regionalmente determinando que es una unidad independiente, desvinculada tanto de los episodios liásicos como de los que dieron origen al Grupo Bahía Laura, criterio que se mantiene.

Distribución areal

Los principales afloramientos están ubicados en el cuarto surdeste de la Hoja. El más importante, en cuanto a la superficie que ocupa, se encuentra en el

sector del cerro Bayo Saavedra continuándose hacia el norte hasta las cercanías de la estancia San José. Los afloramientos de mejor exposición vertical se hallan en ambos márgenes del río Pinturas, entre las estancias La Rosalía y Aguas Vivas. También se puede observar esta unidad al sur de la estancia La María. Asomos más reducidos se encuentran al este de las estancias Los Tordos, Aguas Vivas, La Rosalía y Cerro Negro.

Litología

Los afloramientos de la Formación Bajo Pobre en el sector comprendido entre las estancias Aguas Vivas y La Rosalía constituyen la mejor exposición vertical, como así también los asomos más septentrionales de esta unidad. Se los observa en ambos márgenes del río Pinturas por una extensión de aproximadamente 10 kilómetros.

La secuencia se inicia con un aglomerado volcánico (foto 1) muy alterado de color gris verdoso, formado por grandes clastos entre los que predominan andesitas porfíricas de formas redondeadas o subredondeadas, con tonalidades que varían entre violáceas, moradas y verdosas; en algunos casos su eje mayor puede alcanzar hasta un metro, siendo el tamaño más abundante entre 20 y 30 cm conformando más del 60 % del aglomerado. También presentan feldespatos de hábito prismático, escasos mafitos, algo de biotita y en forma subordinada cristales de cuarzo.

La base del aglomerado es predominantemente tobácea, lapillítica, de color gris oscuro con presencia de óxidos de hierro. A continuación afloran grandes paredones verticales de andesitas de color negro verdoso con una marcada disyunción vertical; estas paredes superan los 20 m de potencia. En el cañadón que se encuentra al sur de la estancia Aguas Vivas, desde las cercanías del puesto del Medio hasta la desembocadura en el río Pinturas, afloran aglomerados y andesitas con las características ya descritas (foto 3).

Otros afloramientos de la Formación Bajo Pobre se encuentran en el sector que va desde las inmediaciones de la estancia San José hasta el cerro Bayo Saavedra; en esta zona forman lomadas bajas y redondeadas de tonalidades oscuras entre las que dominan el morado y el verdoso formando relieves muy desgastados. Estas lomadas están constituidas por basaltos melanocráticos, macizos, de grano fino y siempre muy alterados, observándose también olivinas. La base es prácticamente afanítica o escasamente porfírica con pequeños cristales de



Foto 1. Aglomerado volcánico de la Formación Bajo Pobre, al sur de la estancia Aguas Vivas, en las cercanías del puesto del Medio.



Foto 2. Toma efectuada al oeste de la estancia San José. En primer plano basaltos y andesitas de la Formación Bajo Pobre, en segundo plano piroclastitas cretácicas de la Formación Laguna Palacios.

feldespatos y otros félicos muy alterados y pigmentados por óxidos de hierro; en cuanto a los máficos pueden alcanzar hasta un centímetro.

Hacia el sur y el este del cerro Bayo Saavedra hay zonas de características semejantes a la descrita pero que cubren una superficie menor.

Inmediatamente al sur de la estancia La María, en la margen derecha del río Deseado, afloran aglomerados y brechas volcánicas basálticas de color gris oscuro que se encuentran atravesadas por un dique subvertical basáltico de unos cuatro metros de potencia, que se asignan también a esta unidad.

El espesor de la Formación Bajo Pobre es muy difícil de determinar debido a que no se pudo observar el contacto con unidades infrayacentes. Panza y Cobos (1998) estimaron 150 m para el sector noreste de la Hoja Destacamento La María (localidad tipo de la Formación), ubicada inmediatamente al sur de la comarca.

Ambiente de depositación

Estos depósitos, de importante distribución regional, tienen espesores relativamente uniformes por lo que se los interpreta como un relicto de un extenso plateau volcánico producto de erupciones de tipo fisural y con aisladas chimeneas volcánicas.

Su estructura vesicular y en ocasiones en bochones podría indicar un rápido enfriamiento en un ambiente subácuo.

Los depósitos aglomerádicos y sedimentarios se habrían formado por procesos explosivos asociados y por erosión y redeposición de los materiales constituyentes de las coladas y conos volcánicos.

Este episodio volcánico, de gran importancia en la evolución geológica del Macizo del Deseado, estaría relacionado a fracturación profunda por procesos de rifting, preanunciando el futuro desmembramiento del continente de Gondwana y la apertura del Océano Atlántico.

Relaciones estratigráficas

En el ámbito de la Hoja no se observa aflorar la base de la unidad. Para áreas situadas más al sur De Giusto (1956) y Di Persia (1956, 1957), este último con alguna reserva, consideran a las Formaciones Bajo Pobre y Roca Blanca (Liásico) concordantes.

Turic (1969) menciona que debido a la composición tan radicalmente antagónica de estas Formaciones podría existir una desvinculación temporal no

muy prolongada, con acción de procesos erosivos.

Panza (1982, 1995a, 1998) admite una relación de discordancia erosiva y aún de discordancia angular pequeña con las rocas liásicas.

En su techo la Formación Bajo Pobre está separada por una discordancia erosiva de las Formaciones La Matilde o Chon Aike, ambas del Grupo Bahía Laura.

En otras localidades, como al sudeste de la desembocadura del río Pinturas en el río Deseado, la Formación Bajo Pobre está cubierta por piroclastitas cretácicas de la Formación Laguna Palacios (foto 2).

En las inmediaciones del cerro Bayo Saavedra se depositan sobre Bajo Pobre el Grupo Bahía Laura o basaltos eocenos.

Edad

La edad de la Formación surge en forma indirecta (Panza, 1982, 1995a, 1998) por estar limitada por dos unidades litoestratigráficas temporalmente bien ubicadas, como son la Formación Roca Blanca (Toarciano, quizás Aaleniano) y el Grupo Bahía Laura (post Bayociano).

Alric *et al.* (1995) realizaron una datación radimétrica de una andesita en la localidad tipo, dando una edad de 152,7 a 154,7 Ma. (Calloviano).

Para el presente trabajo se realizó una datación sobre andesita al sur de la estancia Aguas Vivas, por el método K–Ar sobre roca total, dando una edad de 287 ± 26 Ma., valor que no concuerda con las relaciones apuntadas anteriormente.

2.1.1.2 Dogger – Malm

GRUPO BAHÍA LAURA

Es el evento más importante del registro geológico en el ámbito del Macizo del Deseado, de gran espesor y enorme extensión areal, constituido fundamentalmente por ignimbritas, tobas y lavas ácidas.

El Grupo Bahía Laura (Lesta y Ferello 1972) está integrado por dos unidades: la Formación Chon Aike, la más ampliamente desarrollada, constituida por una potente secuencia de ignimbritas de composición riolítica y en forma subordinada aglomerados y brechas volcánicas, escasas tobas y una fase lávica absolutamente minoritaria representada por domos riolíticos y riodacíticos; y la Formación La Matilde, integrada fundamentalmente por tobas, tufitas y mantos de ignimbritas de escasa potencia, de composición ácida.



Foto 3. Vista general de los aglomerados volcánicos y andesitas de la Formación Bajo Pobre, en las cercanías de la desembocadura del río Pinturas.



Foto 4. Aglomerados volcánicos de la Formación Chon Aike sobre la margen derecha del río Deseado, al este del cañadon Botello.

Estas dos Formaciones engranan lateralmente, interdigitándose.

Antecedentes

Afloramientos de este grupo son mencionados en la provincia de Santa Cruz desde mediados del siglo XIX, siendo muy variadas las opiniones y posiciones respecto a su estratigrafía y edad.

Ameghino (1906) dió detalles de esta unidad en buena parte de la Patagonia y le asignó con dudas una edad precretácica, tal vez jurásica.

A partir del descubrimiento del filópodo *Estheria mangalensis* en una perforación realizada en Puerto San Julián, Delhaes (1913) consideró a toda esta sucesión de edad rética, o por lo menos Triásico superior, opinión a la que se adhieren Wichmann (1922) y Windhausen (1924, 1931), y que es vigorizada por Frenguelli (1933) a partir de la flora encontrada en la estancia Malacara.

Varios son los autores que pusieron en duda la edad triásica de esta Formación, y en particular Gothan (1925), quién se inclinó por una edad más reciente.

Roll (1938) reconoció la gran discordancia angular que separa a esta unidad del Chubutiano del Cretácico superior, sospechando una edad jurásica para los niveles tobíferos que contienen los restos de araucarias.

Feruglio (1949) propuso la denominación de Complejo de Bahía Laura asignándolo mayoritariamente al Jurásico superior – Wealdense .

Stipanovic (en Stipanovic y Reig, 1955, 1956) subdividió a la “Serie” o “Complejo Porfírico” en tres unidades , a las que denominó de abajo hacia arriba “Chon – Aikense”, “Matildense” y “Baqueroense”.

En los años subsiguientes, geólogos de Y.P.F - entre ellos De Giusto (1956, 1957) y Di Persia (1955, 1956), siguieron utilizando la denominación de “Serie” o “Complejo Porfírico”, descartando totalmente la edad triásica a raíz del descubrimiento de los depósitos liásicos de Roca Blanca .

Archangelsky (1967) formalizó los términos Chonaikense y Matildense propuestos por Stipanovic (en Stipanovic y Reig, 1955, 1956), correlacionándolos con la “Serie Porfírica” y “Serie Tobífera” de los geólogos de Y.P.F. y aceptó un engranaje lateral entre ambos.

Pezzi (1970b) mantuvo el esquema que considera a Chon Aike y La Matilde como variaciones dentro de un mismo episodio efusivo – piroclástico – sedimentario, el Grupo Bahía Laura. Pero definió la

Formación Los Pirineos para designar a un conjunto de “tobas ignimbríticas y tobas finas” que serían sincrónicas con las tobas de la Formación La Matilde y las vulcanitas de la Formación Chon Aike de la costa atlántica.

Lesta y Ferello (1972) publicaron el término de Grupo Bahía Laura, sosteniendo la coetaneidad de las Formaciones Chon Aike y La Matilde y su interstratificación. También incluyeron provisoriamente a la Formación Bajo Pobre en la parte basal del Grupo.

De Giusto *et al.* (1980) mantuvieron al Grupo Bahía Laura como un único episodio, pero incluyeron en el mismo a la Formación Los Pirineos (Pezzi, 1970a).

Sacomani (1981) estableció que las Formaciones Chon Aike y Los Pirineos son idénticas y consideró válido, siguiendo un criterio de prioridad, utilizar el primer término.

Estas conclusiones fueron reafirmadas por Mazzoni *et al.* (1981), Panza (1982, 1984, 1986) y Sruoga y Palma (1984). Idéntico criterio adoptaron de Barrio (1984, 1989, 1993), Panza y de Barrio (1989), Franchi *et al.* (1989), Panza (1995 a, b, 1998) y Panza y Cobos (1998).

En los últimos años, algunos autores (Rapela y Kay, 1988; Pankhurst *et al.*, 1993) han comenzado a usar la denominación de Complejo Chon Aike en sentido amplio, tratando de reflejar la variada naturaleza de las rocas constituyentes del Grupo Bahía Laura.

Formación Chon Aike (2)

Ignimbritas, aglomerados volcánicos, lavas totalmente subordinadas y escasamente aflorantes y tobas riolíticas a riodacíticas. Escasas tufitas y pórfiros riolíticos. Filones epitermales de cuarzo.

Antecedentes

La Formación Chon Aike fue definida por Stipanovic y Reig (1956).

En el siglo XIX, Darwin (1846) mencionó la presencia de “pórfidos rojos” en las cercanías de la localidad de Puerto Deseado.

En el área de la Hoja estas rocas fueron incluidas sin discriminación en la “Serie Porfírica” por Roll (1938), el trabajo más importante al sur del curso medio del río Deseado. Idéntica denominación usaron Flores (1955), Di Persia (1957, 1958, 1959) y Bianchi (1960).

Archangelsky (1967) formalizó los términos Chonaikense y Matildense, a los que posteriores referencias en comarcas occidentales le confirieron carácter regional.

Pezzi (1970b), De Giusto *et al.* (1982), de Barrio (1984, 1989, 1993), de Barrio *et al.*, (1984), Nullo y Panza (1991) y Fernández *et al.* (1996) se refirieron a la unidad como Formación Chon Aike.

Al sur de esta Hoja, de Barrio (1989, 1993) efectuó el estudio más completo de esta unidad en el Macizo del Deseado.

Distribución areal

La Formación Chon Aike aflora desde el río Deseado, al oeste de la estancia Aguas Vivas (asomos más septentrionales de la unidad, foto 4), hasta el sector sudoeste de la Hoja, donde alcanza su mayor desarrollo.

Litología

Esta unidad está formada fundamentalmente por ignimbritas ácidas dispuestas en forma de mantos compactos y espesos que suelen formar paredones y crestas que oscilan entre 2 y 15 m de altura, pudiendo excepcionalmente llegar a 35 metros (fotos 6, 9 y 11).

Se encuentran asociadas con espesos bancos de aglomerados volcánicos (fotos 4 y 5), escasas tobas vítreas o cristalinas, lapillitas, tufitas y muy escasas lavas dacíticas o riolíticas en forma de domos. Suelen presentar cavidades orientadas de acuerdo a la pseudofluidalidad dada por la disposición paralela de los fiammes alterados y las laminillas de biotita, propiedad que es más fácil de visualizar en muestra de mano. El paisaje tiene una predominancia de colores rojos, morados y en ocasiones grises oscuros.

Esta Formación presenta en muchos casos lomadas suaves, con asomos rocosos poco sobresalientes y de formas redondeadas.

Los afloramientos de la Formación Chon Aike se encuentran restringidos al sector sudoeste de la comarca. Hacia el sur, en el ámbito de la Hoja Destacamento La María, alcanzan su mayor expresión areal y se van acuñando hacia el norte, donde desaparecen en las cercanías del río Deseado. Existen algunos pequeños asomos en el sector de la desembocadura del cañadón Botello.

En el cañadón de los Pumas, situado al oeste de la estancia La Mariana, la Formación Chon Aike presenta en su parte inferior potentes bancos de aglomerados volcánicos de color rojizo a gris amarillento, con clastos subredondeados y bloques de riolitas y andesitas de hasta un metro de

diámetro en una base tobácea impregnada por óxidos de hierro (foto 5); se le superponen espesos mantos de ignimbritas porfíricas que pueden alcanzar entre 15 y 20 m de potencia (foto 6). En muestra de mano las ignimbritas presentan una coloración gris verdosa a rojiza, variando de acuerdo a la concentración de óxidos. Son abundantes los clastos de cuarzo, feldespatos, láminas euhedrales de biotita y numerosos fiammes y fragmentos pumíceos deformados. El estudio microscópico corroboró la presencia de los componentes esenciales antes mencionados y determinó que se trata de una textura porfiroclástica, con presencia de abundante material vítreo, en muchos casos desvitrificado principalmente en arcilla. La biotita se encuentra en parte desferritizada y la pasta está constituida por trizas y clastos de pómez con deformación moderada a intensa con una textura eutaxítica.

Al este de la estancia Los Tordos (zona de cateo "Eureka") se observa una serie de lomadas constituídas por filones hidrotermales de cuarzo con rumbo general N50° O y un buzamiento de 65° al sur, con una extensión cercana a los 3 kilómetros. En su parte cuspidal presentan crestones que en algunos casos alcanzan 200 m de corrida, 7 m de alto y una potencia variable entre 1 y 8 metros (fotos 7 y 8).

La veta, que se encuentra encajada en tobas de la Formación Chon Aike, presenta sectores de grano fino de cuarzo, calcedonia, ópalo y en algunos casos una pátina de óxido de manganeso; otras zonas tienen un marcado brechamiento (menos frecuentes). En ambos casos la coloración es gris, castaña y a veces rosada.

En la zona de la estancia La Unión (foto 9), al oeste del río Pinturas, se reconocieron espesos mantos de ignimbritas dacíticas que forman abruptos y muy escarpados afloramientos de colores rojizos a morados, con espesores entre 2 y 15 m superando en muchos casos los 25 ó 30 metros. En muestra de mano las ignimbritas presentan un color rosado claro, tienen fenocristales quebrados de cuarzo, feldespato y biotita en una pasta afanítica. Se observa una pseudofluidalidad bastante marcada, dada por la presencia de fiammes orientados de tonalidades más claras o bien rojizos, dependiendo de la cantidad de óxidos presentes.

Contiene algunos fragmentos de riolitas que pueden alcanzar 2 ó 3 centímetros. Al microscopio se determinó que se trata de ignimbritas dacíticas con litoclastos de riolitas y en menor proporción de esquistos y cuarcitas.



Foto 5. Vista de detalle de los aglomerados volcánicos jurásicos de la Formación Chon Aike, en el cañadon de los Pumas.



Foto 6. Aspecto general de las ignimbritas de la Formación Chon Aike en el cañadon de los Pumas, ubicado al sudoeste de la Hoja.



Foto 7. Formación Chon Aike. Crestones silicificados con rumbo NO-SE correspondientes a la veta Eureka, ubicada al oeste del cerro Negro.



Foto 8. Formación Chon Aike. Bifurcaciones en "Y" y lazo sigmoide en la corrida de la veta Eureka, ubicada al oeste del cerro Negro.

El cerro Bayo Saavedra (foto 10) en su parte cuspidal presenta crestos constituidos por ignimbritas silicificadas de la Formación Chon Aike con un rumbo general este - oeste y otras zonas en que las tobas tienen una importante alteración caolínica con la presencia de óxidos de hierro, lo que les confiere una coloración rojiza.

Las ignimbritas y tobas que constituyen los afloramientos de la parte superior del cerro Negro presentan una fuerte alteración silíceica constituida por cuarzo y fundamentalmente por calcedonia de coloración gris y castaño. En las laderas del cerro (principal zona de labores) se observa una importante alteración caolínica de coloración amarillenta a blanquecina.

Los escasos afloramientos vetiformes observados presentan una disposición subhorizontal y un rumbo general noroeste – sudeste.

En cuanto al espesor de la unidad, De Giusto *et al.* (1982) lo estimaron en 700 m en la zona de la estancia Pirámides. Panza y Cobos (1998) consideraron para la Hoja Destacamento La María una potencia entre 330 y 500 m, con marcadas variaciones locales, estimación que se continúa sosteniendo en el presente trabajo.

Paleontología

Debido a las características litológicas de la Formación Chon Aike, es escasa la probabilidad de encontrar niveles que puedan preservar restos fósiles.

Pezzi (1970a) recolectó una flora fósil en buen estado de conservación en las cercanías de la estancia Bajo Pellegrini (al sur de la comarca relevada). Este caso excepcional se dió en intercalaciones de tobas litocristalinas de coloración verdosa. Dicho autor le asignó a esta flora un carácter no específico ya que contradecían sus observaciones estratigráficas.

Nuevas improntas de hojas con buena preservación fueron recolectadas por de Barrio (de Barrio *et al.*, 1982). La flora fósil estaba constituida por los géneros *Pseudoctenis*, *Pterophyllum* y *Dictyozamites*.

Ambiente

La Formación Chon Aike constituye un enorme plateau ignimbrítico a nivel regional, cubriendo totalmente el relieve previo.

Su génesis corresponde al emplazamiento de enormes volúmenes de materiales ácidos (riolitas de

alta sílice, potásicas) extruídas como flujos piroclásticos de enorme fluidez y moderada a alta temperatura (Franchi *et al.*, 1989).

La química de estas rocas indica (de Barrio, 1989, 1993; Franchi *et al.*, 1989) que se trata de rocas subalcalinas y dentro de éstas pertenecen a la serie calcoalcalina, correspondiendo a magmas peraluminosos ricos en potasio y con bajos tenores de titanio.

Relaciones estratigráficas

Con respecto a su base, se encuentra en una marcada discordancia angular con la Formación Bajo Pobre.

Una nueva discordancia angular se observa en su techo, que la separa de las sedimentitas del Grupo Chubut, el Basalto Cerro del Doce y el Basalto Cerro Tejedor.

Edad

Si bien a sido muy escaso el material fosilífero encontrado en la Formación Chon Aike en la comarca, es importante el que ha proporcionado el Grupo Bahía Laura (fundamentalmente la Formación La Matilde) en diferentes localidades del Macizo del Deseado.

Dicha unidad es del Mesojurásico superior a Suprajurásico inferior (Bathoniano – Calloviano) en base a los restos fósiles, de acuerdo con Stipanovic y Reig (1955, 1956) y Stipanovic y Bonetti (1970). La relación de parcial engranaje con la Formación La Matilde le otorga a la Formación Chon Aike la misma edad, confirmada por la flora fósil descrita por de Barrio *et al.* (1982).

Edad coincidente con dataciones radimétricas realizadas sobre ignimbritas riolíticas por Cazeneuve (1965), quién le asignó 160,7 Ma y Baker *et al.* (1981) 155±15 Ma.

Estudios realizados sobre riolitas e ignimbritas en el Gran Bajo de San Julián por Spalletti *et al.* (1982) la ubican en el lapso Bathoniano – Oxfordiano (dos de las dataciones dieron edad kimmeridgiana). Panza y de Barrio (1989) estiman que serían edades mínimas.

Una recta isocrona realizada por de Barrio *et al.* (1989) sobre nueve muestras de ignimbritas riolíticas al sur de la comarca, determinó un valor de 161 ± 5 Ma., recalculada por de Barrio (1993) a 162 ± 11 Ma.

Pankhurst *et al.* (1993), sobre un análisis de catorce muestras por el método de Rb-Sr sobre roca total, obtienen una isocrona de 168 ± 2 Ma.



Foto 9. Potentes mantos de ignimbritas de la Formación Chon Aike, en los que se observa su forma de erosión y el diaclasamiento. Toma efectuada en la estancia La Unión.



Foto 10. Vista general del cerro Bayo Saavedra, constituido por tobas e ignimbritas muy silicificadas de la Formación Chon Aike.



Foto 11. Panorámica del río Pinturas, en la que se observan abruptos paredones de ignimbritas de la Formación Chon Aike. Toma realizada en las cercanías de la estancia Los Tordos.

Arribas *et al.* (1996, en Schalamuk *et al.*, 1997) en análisis de muestras (K – Ar sobre biotitas) en la zona de la estancia La Josefina, obtuvieron edades de 148,9 a $153,2 \pm 3,6$ Ma.

Formación La Matilde (3)

Tobas, chonitas, lapillitas y tufitas; delgadas intercalaciones de ignimbritas ácidas

Antecedentes

Stipanovic y Reig (1956) usaron el término “Matildense” para un importante conjunto litológico constituido por tobas y tufitas subordinadas y con intercalación de mantos ignimbriticos de composición ácida. Archangelsky (1967) lo adaptó al Código de Nomenclatura Estratigráfica denominándolo Formación La Matilde. Igual denominación usaron, entre otros, Lesta y Ferello (1972), De Giusto *et al.* (1980), Panza (1982, 1984, 1986, 1995 a y b, 1998) y Panza y Cobos (1998).

Distribución areal

La Formación La Matilde aflora en una zona muy restringida al sudoeste de la Hoja. Ocupa una angosta faja de 12 km de ancho que va desde el río Deseado hasta el extremo sur del área de trabajo, encontrándose como asomos dispersos dentro de la Formación Chon Aike, con la cual se interdigita.

Entre los sectores más destacados en que aflora esta unidad podemos mencionar la zona de la estancia San José, noroeste y sur del cerro Bayo Saavedra y en la estancia Las Margaritas.

Litología

En general se presenta formando suaves lomadas redondeadas de colores claros (amarillo, blanco, castaño, gris, rosa y verde). Estas lomadas generalmente se encuentran cubiertas por lajas, trozos de rocas y materiales modernos, sólo interrumpidos por bancos resistentes de tobas y tufitas que generan en el terreno resaltes de escasa magnitud (entre 0,40 y 0,70 m de espesor).

Dentro de una litología bastante homogénea dominan las tobas finas primarias o retrabajadas, las que se presentan formando bancos tabulares delgados (entre 0,20 y 0,60 m) laminados o estratificados, de colores amarillo, blanco, gris o verdes en superficies meteorizadas. La impreg-

nación por óxidos de hierro les confiere tonalidades rojizas o castañas. Pueden presentarse intercalaciones tufíticas que forman estratos de poco espesor (0,10 a 0,30 m) que en ocasiones constituyen paquetes de hasta 1,5 – 2 m; estas tufitas en general son macizas o laminadas y la fracción detrítica está constituida por arenas de grano mediano a grueso con estratificación entrecruzada.

Las tobas vítreas o cristalinas pueden contener abundantes láminas de biotita euhedral, pequeños fragmentos de pómez y cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa. En caso de encontrarse silicificadas, por lo tanto bien consolidadas, llegan a mostrar fractura concoide. Las variedades vítreas son bastante porfíricas y de grano bastante grueso, a diferencia de las chonitas vítreas que suelen ser afíricas.

En la zona de la estancia Las Margaritas (foto 12), al noreste del cañadón del Infierno, se encuentra uno de los afloramientos más característicos y de mayor extensión areal de la Formación la Matilde en la zona de trabajo. Se presenta formando lomadas muy suaves en la que se observan bancos tabulares (entre 0,20 y 0,50 m) de tobas finas de colores amarillos, blanquecinos, castaños, rosados y rojizos, bien estratificadas. Son tobas choníticas muy vesiculares, compuestas por polvo vítreo impregnado por óxido de hierro, en el que destacan algunas trizas, fragmentos de pómez con desvitrificación arcillosa, cristaloclastos entre 0,2 y 2 mm de cuarzo y en menor medida de feldespato, biotita y litoclastos volcánicos (con pasta esferulítica y criptocristalina). La porosidad es buena y presenta algunas secciones huecas.

En los niveles superiores aparecen bancos de ignimbritas ácidas por encima de la secuencia tobácea, con espesores de 2 a 6 m, de coloración castaño rosadas que se tornan más oscuras en las superficies meteorizadas.

Al noroeste del cerro Bayo Saavedra aparecen afloramientos de tobas matildenses, por una longitud de 3 km bastantes cubiertos por material moderno. Son tobas finas y tufitas de colores claros (blanco, gris, amarillo, rosado y verde) con alteración arcillosa, con niveles abundantes de yeso en rosetas y bancos de material carbonoso. Los bancos de tobas constituyen la roca alojante o de caja de vetas aflorantes y mineralizaciones con valores anómalos de Au, Ag y Hg.

En ninguna oportunidad se pudo observar la base de esta Formación, por lo que se hace muy difícil



Foto 12. Vista panorámica de la zona ubicada al norte de la estancia Las Margaritas. En primer plano, tobas y tufitas de la Formación La Matilde; en segundo plano, suaves lomadas de la Formación Chon Aike y al fondo la cordillera patagónica.

determinar su espesor. Para el perfil tipo en la estancia La Matilde, Stipanivic y Reig (1956) consiguieron un valor parcial de 175 m. Se estima que en la región la Formación La Matilde no superaría en ningún caso los 100 m de potencia.

Paleontología

Si bien no se encontraron fósiles en la zona de trabajo, esta Formación se caracteriza por los importantes hallazgos de flora y fauna en el Nesocratón del Deseado. Al sur de la comarca, en la estancia Bajo Pellegrini, de Barrio *et al.* (1982) mencionan el hallazgo de una flora fósil constituida por improntas de hojas en buen estado de preservación pertenecientes a los géneros *Dyctiozamites*, *Pseudoctenis* y *Pterophyllum*

Ambiente

Se trata de una secuencia netamente continental característica de un ambiente fluvial de baja energía, en partes palustre a lagunar; desarrollado en forma concomitante a un intenso vulcanismo producido en áreas más alejadas, cuyos productos piroclásticos eran depositados, bajo la acción subaérea de lluvias de cenizas y polvo volcánico, en la cuenca de sedimentación matildense.

La presencia de abundantes piroclastitas secundarias alternantes con las primarias, demuestra que en determinados lapsos se producía el retrabajamiento en medio áqueo de los materiales previamente acumulados, tal como reconocieran Mazzoni *et al.* (1981). La falta de aportes extracuencales, la escasez de rocas de granulometría gruesa y las estructuras sedimentarias halladas, demuestran que las corrientes áqueas fueron de baja energía y fluidez relativamente alta.

Los depósitos pelíticos laminados indican que hubo pequeños cuerpos de agua (lagunas o pantanos) diseminados en la planicie de inundación. Por su parte, en áreas de tierra firme se producía la sedimentación de las piroclastitas primarias, y era allí donde se encontraba una abundante vegetación de tipo arbóreo.

Probablemente, la región se encontró bajo condiciones de clima húmedo, como lo atestiguan los abundantes restos de vegetales y anuros.

Relaciones estratigráficas

La Formación La Matilde se deposita en marcada discordancia angular sobre la Formación Bajo

Pobre. Turic (1969) calculó la diferencia angular en unos 35° para la zona del cerro 1° de Abril (al sur de la comarca). Engrana lateralmente con las vulcanitas de la Formación Chon Aike.

En cuanto a su techo, se encuentra cubierta en discordancia angular por unidades postjurásicas, como el Basalto Cerro del Doce (Eoceno), depósitos de terrazas fluviales y modernos.

Edad

Los hallazgos paleontológicos en algunas localidades donde aflora la Formación La Matilde, especialmente la presencia del anuro *Notobatrachus degiustoi* Reig y la flora de *Otozamites sanctaerucis* Fer., permiten asignarle una edad mesojurásica superior a suprajurásica inferior. Stipanivic y Bonetti (1970) la reubicaron en el Calloviano inferior a medio, al situarla por debajo de los movimientos neocallovianos de la Fase Diastrófica San Jorge de Stipanivic y Rodrigo (1969).

Teniendo en cuenta la relación de parcial engranaje lateral con la Formación Chon Aike se le asigna la misma edad que a aquella, confirmada por la flora fósil descrita por de Barrio *et al.* (1982).

2. 1. 2. CRETÁCICO

2. 1. 2. 1. Inferior - Superior

GRUPO CHUBUT

Con la denominación de Grupo Chubut (Lesta, 1969) incluye a una importante secuencia de naturaleza piroclástica, constituida por tobas predominantemente finas, a las que se asocian areniscas tobáceas, conglomerados y subordinadamente intercalaciones de limolitas y arcilitas.

Es una unidad de gran importancia ya que su gran extensión areal y su notable potencia, lo convierten en una de las secuencias continentales de naturaleza piroclástica más importante del mundo. A esto se suma que sus sedimentos son portadores de hidrocarburos (foto 19, en pág. 24) y constituyen la cuenca petrolífera más importante del país. Aflora o se lo encuentra en el subsuelo en todo el ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge, en las provincias del Chubut y Santa Cruz.

Antecedentes

En 1898, F. Ameghino denominó a estos depósitos como Formación Chubutense.

Frenguelli (1933) hizo mención de estas rocas al sur del río Deseado. Para la sierra de San Bernardo, Feruglio (1929) usó el término de “Chubutiano”, reconociendo cuatro secciones en base a diferencias litológicas: la sección basal constituida por “Areniscas y Tobas Coloradas”, continuando “Tobas Verdes”, “Tobas Grises” y culminando con “Tobas Amarillas”. Idéntica denominación usó Roll (1938) dividiéndolo en “Chubutiano Medio”, “Chubutiano Superior α ” y Chubutiano Superior β ”. Feruglio (1949), al compilar la geología de la Patagonia, hizo una buena síntesis de lo conocido hasta el momento.

Ferello y Tealdi (1950) lo dividieron de abajo hacia arriba, en “Serie Matasiete”, “del Castillo”, “del Barreal” y “Tobas Amarillas”.

La clasificación litoestratigráfica de Formación Castillo y Formación Bajo Barreal fue realizada por Teruggi y Rossetto (1963).

Lesta y Ferello (1972) utilizaron por primera vez el término Grupo Chubut y también denominaron formalmente a las Formaciones Matasiete y Laguna Palacios. De estas últimas realizaron una concisa descripción Lesta *et al.* (1980).

En la región abarcada por la Hoja afloran las Formaciones Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios.

Formación Castillo (4)

Tobas líticas, tobas arenosas, areniscas tobáceas, areniscas cineríticas y conglomerados subordinados.

Antecedentes

Denominada de esta manera por Teruggi y Rossetto (1963), quienes modificaron la anterior Serie del Castillo de Ferello y Tealdi (1950). Roll (1938) la llamó Chubutiano medio y fue conocida también como Tobas verdes (Feruglio, 1939, 1949).

Distribución areal

Los afloramientos en el ámbito de la Hoja son muy escasos. Una de sus mejores exposiciones se observa en la margen derecha del río Pinturas, en la desembocadura en el río Deseado (foto 13). También aflora en el cerro Bayo (ó 431), en el paraje La Angostura, en el río Deseado, y en el codo del río Senguerr.

Litología

La Formación Castillo está constituida por una secuencia uniforme de tobas líticas y tobas finas de variados colores entre los que predominan castaños, amarillos y rosados. Estas rocas están en general bien estratificadas formando afloramientos muy notorios, presentando una alternancia de bancos resistentes con otros más friables, que dan la típica morfología de cornisas y mediascañas.

Asociados a las tobas hay estratos de areniscas y conglomerados casi siempre tufíticos, que forman paquetes de escasa potencia, que resaltan en el terreno debido a su mayor dureza.

Un importante afloramiento de la Formación Castillo se encuentra en la desembocadura del río Pinturas, sobre su margen derecha (foto 13). El nivel inferior está constituido por areniscas tobáceas de grano fino a mediano, a las que suceden tobas litificadas muy duras y compactas de colores violáceos. La sección media presenta tobas menos resistentes, de coloración semejante, y culmina la secuencia con tobas de color ladrillo a violáceo que alternan con areniscas tobáceas y tobas arenosas compactas de grano fino.

Al oeste de la Estancia San José (fotos 14 y 15) los afloramientos de la Formación Castillo presentan una alternancia de bancos resistentes, constituidos por tobas silicificadas de color castaño oscuro, con otros más friables integrados por areniscas tobáceas o cineríticas, dando lugar a la formación de resaltos o mediascañas

En la Angostura del río Deseado, la base del afloramiento está integrada por bancos espesos (hasta 3 m) de areniscas tobáceas de grano fino a mediano, que en ocasiones llegan a sabulitas y gravas finas, intercalados con estratos tabulares macizos de tobas líticas y vítreas (a veces silicificadas). El color del conjunto es blanquecino a amarillo castaño, pero con numerosos bancos rojizos, rosados y verdosos. Hacia la parte media y superior de la secuencia los estratos de areniscas y tufitas se hacen menos abundantes y más delgados.

Hacia el noroeste de La Angostura se encuentra el cerro Bayo o 431, con similares características litológicas a las descritas precedentemente.

Con respecto al espesor de esta Formación, Flores (1955) le asignó unos 200 m en la desembocadura del río Pinturas y unos 300 m en la Angostura del río Deseado. Por ser parciales los espesores que afloran en la Hoja, se estima que el mismo no debería superar los 350 metros.



Foto 13. Margen sur del río Deseado, al este de la estancia Aguas Vivas. A la derecha la Formación Castillo, a la izquierda formaciones Bajo Barreal y Laguna Palacios (todas del Grupo Chubut) cubiertas por basaltos eocenos.



Foto 14. Aspecto general de la Formación Castillo (Grupo Chubut); al fondo se observa el valle del río Deseado. Toma realizada al oeste de la estancia San José.



Foto 15. Vista de detalle de las tobas finas y bien estratificadas de la Formación Castillo, al oeste de la estancia San José.



Foto 16. En primer plano, la laguna del Guadal Grande y la chimenea volcánica del cerro Sombrero; en segundo plano, depósitos del Grupo Chubut (Formaciones Bajo Barreal y Laguna Palacios) cubiertos por basaltos eocenos.

Relaciones estratigráficas

En el codo del río Senguerr se observa un pasaje concordante, aparentemente gradual a la Formación Bajo Barreal, tal como fuera consignado por Roll (1938), Lesta *et al.* (1980) y Sciutto (1981) para la sierra de San Bernardo. Sin embargo, para el sector de la Angostura del río Deseado, Roll (1938) mencionó una posible discordancia entre ambas unidades.

Posteriormente, en base a estudios de sismoestratigrafía, Barcat *et al.* (1984, 1989) consideraron que la Formación Castillo forma parte de una secuencia deposicional distinta, separada de la Formación Bajo Barreal por una discordancia.

Formación Bajo Barreal (5)

Chonitas, arcilitas y limolitas tobáceas; escasas areniscas y conglomerados tobáceos.

Antecedentes

Fue denominada así por Teruggi y Rosseto (1963). Términos equivalentes son: Chubutiano Superior α de Roll (1938), Tobas Grises de Feruglio (1929, 1949) y Serie del Barreal de Ferello y Tealdi (1950).

Distribución areal

La Formación Bajo Barreal no aflora en el cuarto noroccidental de la Hoja, pero en el resto presenta excelentes exposiciones con una amplia distribución y desarrollo.

Litología

La Formación Bajo Barreal tiene gran desarrollo en toda la cuenca cerrada del Guadal Grande y Chico (foto 16). En todo el sector la litología es netamente tobácea, con predominio total de tobas y chonitas finas de coloración predominantemente gris blanquecina.

Hacia la estancia El Mirasol comienzan a intercalarse dentro de las tobas claras (gris rosadas y blanquecinas) una serie de delgados bancos tobáceos de grano más grueso y a su vez más consolidados, así como algunos estratos (muchas veces como lentes) de tufitas arenosas a sabulíticas. Estos niveles más resistentes y de colores más oscuros (castaños y rojizos) se destacan en la morfología local como cornisas.

En los alrededores de la estancia Pirámides (foto 17), la Formación Bajo Barreal se caracteriza por la

gran cantidad de niveles de areniscas gruesas, conglomerados y aglomerados, casi siempre con participación piroclástica, los que se intercalan en las tobas. Estos niveles de conglomerados gruesos, que en su conjunto dan un color gris rojizo a rosado, son facies psefíticas proximales propias de un borde de cuenca cercano, asociados a los bancos tobáceos producidos por lluvias de cenizas, como es característica de la Formación en el resto de la cuenca. En las cercanías de la estancia, los niveles psefíticos se hacen mucho más potentes y de un color morado anaranjado, formando cornisas muy destacadas en el relieve, a tal punto que desde lejos se confunden con mantos ignimbríticos. Se destaca nítidamente la denominada “Pirámide”, constituida por conglomerados y aglomerados cuyos fenoclastos tienen un diámetro que fluctúa entre 5 a 10 cm, observándose algunos bloques de hasta un metro, unidos por una matriz tobácea vítrea de color rojizo a rosada, que es la que le da la coloración a la roca. Los fragmentos, en general redondeados a subredondeados, son de ignimbritas y tobas ácidas silicificadas del Jurásico (foto 18).

De las observaciones realizadas surge que estos paquetes psefíticos no son un conglomerado basal del Grupo Chubut, ya que la unidad que apoya sobre el sustrato jurásico no es la más baja del Grupo (la Formación Castillo) sino la Formación Bajo Barreal. Por lo tanto no se considera válida la Formación Arroyo Pirámides (De Giusto *et al.*, 1982), unidad creada para estos conglomerados en la idea que eran la base del Grupo Chubut, a los que seguía en concordancia la Formación Castillo. Roll (1938) considera también a este paquete conglomerádico como la base del Chubutiano y le da un espesor máximo de 60 m, con variaciones muy grandes en muy corto trecho. Afirma que es seguido en concordancia por su “Chubutiano Superior α ”, es decir la actual Formación Bajo Barreal, observación que es correcta.

Pocos kilómetros al sur de la estancia empiezan a aparecer elementos jurásicos del Grupo Bahía Laura, a los que se superponen en discordancia los conglomerados de la Formación Bajo Barreal antedichos, conformando esta zona el borde austral de la Cuenca del Golfo San Jorge.

En el sector del bajo del Catamarqueño la unidad presenta su litología y morfología típicas. Suelen observarse resaltos constituidos por estratos más resistentes que se disponen como cornisas, por lo que los afloramientos suelen ser un poco más quebrados, como se observa en el cerro Pirámides.

El pase de la Formación Castillo a la Formación Bajo Barreal no es fácil de precisar en algunos luga-



Foto 17. Conglomerados y aglomerados de la Formación Bajo Barreal cubiertos por basaltos eocenos, al oeste de la estancia Pirámides.



Foto 18. Aspecto general de la Formación Bajo Barreal, en la zona de "La Pirámide", al oeste de la estancia Pirámides.



Foto 19. Areniscas con horizontes asfaltíferos de la Formación Bajo Barreal, en la margen sur del codo del río Senguerr.



Foto 20. Vista desde el noroeste del cerro Bayo o Ballena. Anticlinal asimétrico formado por sedimentitas del Grupo Chubut (Formaciones Bajo Barreal y Laguna Palacios).

res y en general está dado por la aparición de las tobas finas gris blanquecinas y por el marcado cambio en la dureza de las piroclastitas. Debido a esta dificultad, y por tratarse de unidades continentales que sufren cambios faciales aún en cortas distancias, los datos de espesor de la Formación son variables, oscilando entre 40 – 50 m en la zona del bajo del Guadal Grande (De Giusto *et al.*, 1982), 130 – 160 m en el cañadón Pirámides y 200 m en la Angostura de río Deseado. Un promedio de 150 m parece ser el valor más adecuado.

Formación Laguna Palacios (6)

Tobas, cineritas; tufitas subordinadas.

Antecedentes

Denominada así por Lesta y Ferello (1972), es equivalente al Chubutiano Superior β de Roll (1938), a las Tobas Amarillas (Feruglio 1929, 1949) y a la Serie Laguna Palacios (Flores, 1955).

Distribución areal

La Formación Laguna Palacios tiene sus principales afloramientos al sur del río Deseado desde el extremo este de la meseta de San Pedro hasta la línea imaginaria que se forma entre la meseta de la Horqueta y el cerro Redondo Castañón. Al norte del río Deseado aflora únicamente en el cerro Bayo o Ballena (foto 20) y en la zona de la estancia El Triunfo.

Litología

En todo su desarrollo la Formación Laguna Palacios es litológicamente muy uniforme, existiendo unas pocas variaciones faciales.

Tiene una presentación característica que facilita su reconocimiento en el terreno, aún en los casos en que la unidad aparezca muy cubierta por derrubio y/o escombros de basalto, como ocurre en los faldeos de las mesetas basálticas o en el borde de las depresiones sin salida.

Conforma una monótona sucesión en la que alternan bancos de cineritas gris blanquecinas con otros de tobas vítreas y vitrocrystalinas castaño claras, que se disponen formando paredones altos y abruptos, pudiendo presentar erosión en forma de tubos de órgano y columnar.

En ocasiones el tono del conjunto es homogéneo, presentando una coloración general gris blan-

quecina a amarillenta. En estos casos en algunas exposiciones puede asemejarse a la Formación Bajo Barreal, lo que hace dificultosa su identificación.

Los bancos cineríticos son blancos o gris claros, con espesores individuales de 0,50 a 0,60 m, pudiendo llegar hasta un metro, son friables y por lo general macizos.

Las tobas terrosas son macizas y resistentes a la erosión por lo que pueden formar cornisas, contrariamente a las cineritas que constituyen mediascañas (foto 21). Es habitual encontrar bancos tobáceos con espesores que oscilan entre 0,50 y un metro, que en ocasiones tienen clastos tobáceos dispersos de color similar al de la roca que los contiene.

Muchos de los estratos castaños son importantes niveles de paleosuelos caracterizados por presentar estructuras paleoedáficas prismáticas, otras biogénicas tubulares, probables rellenos de raíces o rastros de vermes. También se pueden encontrar algunos nidos de véspidos o de escarabeidos. Estos suelos fósiles pueden formarse a partir de tobas o tufitas. Cuando la Formación Laguna Palacios se ha depositado cerca del borde de cuenca, constituido por vulcanitas y rocas piroclásticas jurásicas, se pueden presentar intercalaciones de facies más gruesas con características epiclásticas, pero siempre con una importante participación de material tobáceo.

Los afloramientos mejor expuestos de esta Formación se encuentran en el bajo del Catamarqueño. Presentan una composición uniforme en todo su desarrollo, consistente en la típica alternancia rítmica de cineritas blancas y gris blanquecinas friables, con tobas más resistentes de tonos castaños y amarillentos que se destacan como pequeñas cornisas y la forma de erosión en tubos de órganos, así como la formación de altas bardas subverticales.

Con respecto a los espesores de la Formación Laguna Palacios, oscilan entre 100 y 180 m según los distintos autores. Así, Roll (1938) menciona 130 m para los bajos Grande y del Catamarqueño y De Giusto *et al.* (1982) 150 m como espesor promedio en el área, valor que se estima correcto.

Distintos autores postulan una relación de engranaje lateral con la Formación Bajo Barreal, y en particular con los niveles más altos de esa unidad (Sciutto, 1981; Barcat *et al.*, 1984).

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS DEL GRUPO CHUBUT

El Grupo Chubut se depositó sobre un relieve relativamente irregular constituido por vulcanitas



Foto 21. Aspecto general de las tobas y cineritas de la Formación Laguna Palacios, en la parte sur del bajo Grande.



Foto 22. Vista del flanco occidental de la pampa María Santísima. En la parte inferior, Formación Bajo Barreal, cubierta por las areniscas amarillentas de la Formación Salamanca, sobre las que se observan los depósitos de agradación del Nivel VI.



Foto 23. Vista desde el oeste de la laguna de los Flamencos. En la zona baja, alrededor de la laguna, la Formación Bajo Barreal; en segundo plano la Formación Laguna Palacios y al fondo a la derecha, la meseta de la Horqueta.

jurásicas, a las cuales cubrió en discordancia angular con sus sedimentitas y piroclastitas.

Las distintas unidades de este grupo van traslapando sobre el zócalo jurásico variando sus relaciones estratigráficas en los distintos afloramientos.

En la zona de la desembocadura del río Pinturas (unos 5 km al sudeste de la estancia Aguas Vivas), la Formación Castillo se apoya en discordancia angular sobre los basaltos de la Formación Bajo Pobre y las vulcanitas de la Formación Chon Aike.

En el resto de los afloramientos de esta unidad su base no se encuentra expuesta.

La Formación Bajo Barreal cubre en discordancia angular a la Formación Chon Aike en numerosos afloramientos situados en la zona sudoeste de la comarca y en forma concordante sobre la Formación Castillo en el codo del río Senguerr, en la zona del cerro Chenque y en el río Deseado.

Por su parte, la Formación Laguna Palacios se apoya sobre la Formación Bajo Barreal en una zona que se extiende entre la laguna de Los Flamencos (foto 23) y el Guadal Grande. Al norte de la estancia El Retiro cubre en discordancia angular a las vulcanitas de la Formación Chon Aike.

Distintas unidades post cretácicas cubren al Grupo Chubut: la Formación Salamanca en el anticlinal Perales y en la pampa de María Santísima (foto 22), la Formación Río Chico en distintos sectores de la comarca y en otros los depósitos modernos.

AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN DEL GRUPO CHUBUT

Se trata de una secuencia típicamente continental, característica de un ambiente fluvial en el que alternan períodos de alta y baja energía.

Durante toda la depositación hay un aporte casi ininterrumpido de material piroclástico fino, que es consecuencia de una actividad volcánica intensa y de gran duración en áreas alejadas.

Las areniscas y conglomerados representan depósitos de origen fluvial, tanto de canales (evidenciados por depósitos lenticulares con estratificación entrecruzada) como de probable planicie aluvial.

Los fenómenos piroclásticos sin duda sufrían interrupciones periódicas, lo cual queda demostrado por la existencia de numerosos niveles de paleosuelos.

Asimismo, en tales etapas de interrupción de la sedimentación piroclástica, se producía el retrabajamiento de los anteriores niveles tobáceos por agentes de escasa energía, con formación de depósitos intraformacionales.

EDAD DEL GRUPO CHUBUT

La escasez de fósiles dentro del Grupo Chubut, limitados a unos pocos restos vegetales y de vertebrados terrestres, dificulta la correcta asignación cronoestratigráfica de la unidad, Lesta *et al.* (1980) consideran que se depositó en un lapso que va desde el Valanginiano hasta parte del Campaniano.

Con respecto a la Formación Castillo, Volkheimer (1969) estima que no puede ser más antigua que Aptiano, y quizás no más que Cenomaniano. Por su fauna de dinosaurios sería de edad senoniana (Bonaparte y Gasparini, 1978). Barcat *et al.* (1984) la correlacionan con el miembro Cerro Barcino de la Formación Gorro Frigio, del río Chubut medio, y en consecuencia le otorgan una edad aptiana a quizás albiana. Posteriormente, Barcat *et al.* (1989) la colocan en el Albiano.

La Formación Bajo Barreal es asignada al Cretácico superior (Senoniano) en base a los restos de dinosaurios que ha proporcionado (Bonaparte y Gasparini, 1978).

Igual edad se asigna a la Formación Laguna Palacios, si bien cabe acotar que Barcat *et al.* (1989) la restringen al Maastrichtiano.

2. 2. CENOZOICO

2. 2. 1. PALEÓGENO

2. 2. 1. 1. Paleoceno

Formación Salamanca (7)

Areniscas finas a medianas, arcilitas, areniscas coquinoideas

Antecedentes

Se denomina de esta manera a los depósitos generados por la primera ingresión marina atlántica del Cenozoico en la cuenca del Golfo San Jorge.

En el ámbito del Macizo del Deseado forma depósitos de escaso espesor en facies netamente proximales, ya que éste se comporta como borde de cuenca.

Ihering (1903) propuso el nombre de "Salamancaneén", Windhausen lo llamó Salamanqueano y lo consideró una intercalación marina en los Estratos con Dinosaurios del Cretácico.

El primero en utilizar la denominación de Formación Salamanca fue Simpson (1933) y luego Zambrano y Urien (1970), pero quienes le dieron la

denominación formal a esta unidad litoestratigráfica fueron Lesta y Ferello (1972).

Distribución areal

En el ámbito de la Hoja los afloramientos más destacables se encuentran en el noreste, en la zona del anticlinal Perales (foto 24) y con menor expresión en el faldeo occidental de la pampa María Santísima (foto 22). Pequeños asomos se observan al este de la laguna de Janarez y al sur del río Deseado, en el faldeo noroccidental de la meseta de las Lagunas sin Fondo, en las cercanías de la estancia Don Pablo y de la estancia Lehmann.

Litología

En la zona comprendida entre el cerro Banderas y la laguna del Rastro se encuentra el anticlinal Perales, el cual fue erosionado quedando expuesto su núcleo constituido por piroclastitas cretácicas de la Formación Bajo Barreal, sobre las que se apoya la Formación Salamanca. En el flanco oriental del anticlinal aflora una faja de aproximadamente 80-90 m de esta unidad, en la que se pueden observar en su base, areniscas con estructuras direccionales (entrecruzadas) a veces conglomerádicas y detritos de conchas trituradas, unidos por un cemento calcáreo no demasiado abundante. Hacia los niveles superiores continúan areniscas glauconíticas de colores verde amarillentos, con frecuencia azulados, luego areniscas ocráceas finas; culmina la secuencia con areniscas friables de color verde con una gravilla silícea fina (foto 24). En el flanco occidental los afloramientos son más continuos, su ancho puede llegar a unos 900 m, con una inclinación que varía entre 10° y 15°. Está constituido por arcillas fragmentosas grises y ocráceas limonizadas; hacia la parte superior predominan los sedimentos arenosos con abundante gravilla silícea y concreciones de material ferruginoso.

Los afloramientos del flanco occidental de la pampa de María Santísima (foto 22) tienen espesores que oscilan entre 10 y 15 metros. Están compuestos por areniscas de grano mediano de color castaño amarillento a rojizo, en algunos casos muy consolidadas, y es frecuente la presencia de troncos silicificados.

Para el sector de las mesetas de las Lagunas Sin Fondo y San Pedro, Roll (1938) describe algunos afloramientos (dudosos) en sus faldeos compues-

tos por escasos metros de areniscas gruesas con estratificación entrecruzada, arcillitas y yeso, muchos de ellos deslizados y por lo tanto fuertemente inclinados. En el borde nororiental del bajo del Catamarqueño menciona arcillas grises y negras (banco negro), con tonalidades grises y castañas asociadas a tobas finas y areniscas, estos asomos están muy cubiertos por deslizamientos, Roll (1938) estimó espesores entre 30 y 40 metros.

De Giusto *et al.* (1982) mencionan un afloramiento en el borde sudoriental de la meseta Sirven, el cual no pudo ser observado. Al este de la estancia Lehmann se observó una secuencia granodreciente de unos 25 m de potencia constituida por arenas y arcillas de color verdoso, en partes blanquecino y muy cubiertos; en ella Spegazzini (1924) había descrito algunos restos vegetales fósiles.

Paleontología

Al sur del cerro Bayo, en el flanco oriental del anticlinal Perales, se observan numerosos restos conchiles triturados y restos de árboles silicificados (algunos de hasta un metro de diámetro). Biondi (1929) menciona para la misma zona fragmentos de huesos de dinosaurios y abundantes dientes de selacios. Brandmayr (1932) se refirió a la presencia de improntas de helechos y pequeños frústulos; también cita la presencia de fósiles marinos muy fragmentados, entre ellos: *Ostrea Ameghinoi*, *Pecten*, *Leda*, *Patella* y *Gryphaea*.

Ambiente de depositación

Esta secuencia es producto de un mar de escasa profundidad, en un relieve relativamente pando y con escasos desniveles.

El análisis de la mega y microfauna y los estudios sedimentológicos de la unidad en muchas localidades de la cuenca salamanquense, han permitido establecer que su depositación se produjo bajo condiciones predominantemente marinas neríticas infralitorales, alternando con otras transicionales y continentales.

La formación de las escasas coquinas aflorantes correspondería a un ambiente de aguas pandas en una zona de playa con circulación abierta; la fragmentación de los fósiles indica la cercanía a la zona de rompiente de olas.

La alternancia de psamitas glauconíticas con escasos bancos de arcillitas (ambos de coloración verdosa), corresponde a un ambiente de depositación marino cercano a la línea de rompiente.



Foto 24. Tronco petrificado en gravilla silícea de la Formación Salamanca. Flanco oriental del anticlinal Perales.



Foto 25. Aspecto general de la Formación Río Chico, al sudeste de la estancia El Guadal.

Relaciones estratigráficas

En la zona en estudio la Formación Salamanca se apoya sobre la Formación Bajo Barreal (foto 22). Se postula una relación de discordancia de bajo ángulo que localmente puede ser de tipo erosivo, situación similar a la observada en la provincia del Chubut para la misma cuenca (Panza, 1981).

Sobre su techo se deposita la Formación Río Chico en forma concordante o en discordancia erosiva. Se estima que los términos basales de la Formación Río Chico engranan lateralmente con los niveles superiores de la Formación Salamanca, relación sugerida por Chebli (en Lesta *et al.*, 1980), Spalletti (1980) y corroborada por Panza (1981).

Edad

De acuerdo a las evidencias dadas por la megafauna, la microfauna y los estudios palinológicos, se la asigna al Daniano superior.

Formación Río Chico (8)

Tobas, chonitas, areniscas finas a medianas, arcilitas

Antecedentes

Esta unidad continental de amplia distribución en la cuenca del Golfo San Jorge fue definida por Simpson (1933). Ameghino (1906) la llamó *Notostylopense* basal. Windhausen (1924, 1931) se refirió a la Formación como la sección superior de los Estratos con Dinosaurios. Al norte del río Deseadado, geólogos como Biondi (1929) y Brandmayr (1932) usaron el término de Pehuenche. Idéntica denominación usó Roll (1938) al sur del mismo río. Feruglio (1949) y Di Persia (1956) la llamaron Riochiquense. El término Formación Río Chico lo utilizaron Feruglio (1949) y De Giusto *et al.* (1982).

Distribución areal

Los principales afloramientos de esta Formación se encuentran en el sector oriental de la Hoja. Dentro de ellos podemos destacar los ubicados en la zona de la pampa María Santísima, en el anticlinal Perales (foto 26), en el cerro Guadal (fotos 25 y 27) y en la zona comprendida entre el cerro Pirámides y la estancia True Aike. Otros afloramientos de menores dimensiones se hallan en los cerros Clark, Wenceslao y Chapalala y al sur de la estancia Las Mesetas.

Dentro de los escasos afloramientos del sector occidental se destacan los ubicados al oeste de la estancia Vda. de González.

Litología

Estas sedimentitas continentales se encuentran en general muy cubiertas por material de acarreo, aflorando saltuariamente.

Asimismo, como ocurre generalmente con las unidades de origen continental, se observan grandes variaciones faciales, tanto vertical como horizontalmente, lo que hace más dificultosa su correlación. A pesar de ello es posible distinguir una sección inferior muy cubierta, constituida por arenas finas con intercalaciones de niveles arcillosos formando bancos tabulares varicolores, entre los que predominan los amarillos, grises, blanquecinos, rosados y algunos niveles verdosos y castaños. A estos se superponen tufitas y tobas (a veces choníticas) grises y blanquecinas; es frecuente la presencia de conglomerados intraformacionales tobáceos con concreciones tobáceas que raramente superan un centímetro de diámetro. El espesor estimado oscilaría entre 90 y 100 metros.

La sección superior, predominantemente tobácea, presenta salientes o cornisas producto de la alternancia de estratos de distinta competencia; sus colores pueden ser amarillentos, castaños y rojizos generados por la impregnación de óxidos de hierro. La potencia de la sección es mucho menor que la inferior, estimándose entre 22 y 28 metros.

En el faldeo meridional del cerro Pirámides se distinguen espesos bancos de arenisca gris, amarilla y colorada, sobre las tobas de la Formación Laguna Palacios (Roll, 1938); igual relación se observa en los afloramientos occidentales del bajo del Catamarqueño.

Al sur del cerro Guadal (fotos 26 y 27) la unidad está constituida por areniscas en parte conglomerádicas, con clastos tobáceos de un tamaño medio de 0,5 cm (en algunos casos pueden llegar a 2 centímetros), sobre las que se depositaron unos 3 m de arcilitas compactas de color predominantemente verdoso y en partes castaño. Estos afloramientos, de unos 25 m de espesor, presentan intercalados en forma regular tres bancos duros de areniscas medianas cuya potencia varía entre 1,5 y 2 m; en la zona se observan numerosos restos de madera silicificada y troncos de hasta 3 m de largo y 90 cm de diámetro. Flores (1955) describe al sur de la estancia Las Mesetas, entre los cañadones Piche y del Agua, afloramientos saltuarios de areniscas

tobáceas gris blanquecinas con intercalaciones de arcillas grises y negruzcas, algunos de los niveles con conglomerados tobáceos.

Los afloramientos más extensos en el ámbito de la Hoja están en el anticlinal Perales (foto 26) donde se manifiestan en ambos flancos de la estructura, siendo el occidental el de mayor superficie expuesta; los mismos se ajustan a las descripciones ya realizadas, pero se encuentran muy cubiertos generando un paisaje de bad lands.

Buenos afloramientos pero de escasas dimensiones se pueden observar en los cerros Chapalala y Clark.

Paleontología

En la Formación Río Chico, Simpson (1935) halló restos de cocodrilos, y Romero (1968, in Pascual y Odreman Rivas, 1973) algunos *Palmae*. Beros *et al.* (1988) citan la presencia de ostrácodos en las facies finas superiores de un perfil realizado en puerto Mazarredo.

En la zona, los únicos hallazgos se restringen a troncos silicificados, en algunos casos de más de un metro de diámetro y tres metros de largo.

Ambiente de depositación

Esta unidad de origen continental se ha depositado bajo un régimen de tipo fluvial, responsable de las variaciones litológicas en perfiles cercanos y las abundantes estructuras direccionales (estratificación entrecruzada) que se encuentran en las psamitas que la componen. Según Pascual y Odreman Rivas (1971) se trataría de un territorio bastante plano y con escasa pendiente; la presencia de pelitas indica un ambiente de lagunas o pantanos y posiblemente de llanura aluvial. Correspondería a una región de tipo sabana con vegetación arbustiva entre grupos de árboles, en condiciones climáticas subtropicales a templado cálidas.

Relaciones estratigráficas

En la zona del anticlinal Perales se apoya en forma concordante sobre la Formación Salamanca, y fue descripta la relación de interdigitación entre los niveles superiores de esta última y los basales de la Formación Río Chico.

En las cercanías de la laguna Sin Nombre se deposita en discordancia erosiva sobre la Formación Bajo Barreal y al sur del río Deseado lo hace sobre la Formación Laguna Palacios. Existen otros lugares

en los cuáles la base no está expuesta.

En cuanto a su techo, al sudeste del codo del río Senguerr está cubierta por la Formación Sarmiento en discordancia de tipo erosivo, la misma relación que tiene con la Formación Monte León al sur del cerro Guadal, en las cercanías de la estancia El Rastro y en el cerro Setenta.

En la zona de los cerros Wenceslao y Chapalala y al sur del río Deseado, la Formación Río Chico es cubierta en discordancia erosiva por el Basalto Cerro del Doce.

Edad

En base a criterios faunísticos, Pascual y Odreman Rivas (1971) y Marshall y Pascual (1977) ubican a esta Formación en el Paleoceno superior.

2. 2. 1. 2 Eoceno

Basalto Cerro del Doce (9)

Basaltos olivínicos y picríticos

Antecedentes

La denominación de Basalto Cerro del Doce corresponde a Panza (1982), quién incluyó en esta unidad a una serie de afloramientos de vulcanitas básicas alcalinas, en forma de coladas o necks, en un área situada al sudeste de la Hoja.

Distintos autores se refirieron en forma genérica a estos mantos lávicos:

Roll (1938) llamó a los basaltos de la zona “Rocas basálticas”, Di Persia (1958) los englobó como “Rocas Ígneas” asignándolas al Terciario más alto y fundamentalmente al Cuaternario. Roll (1938) consideró que los basaltos más antiguos eran de edad eocena y ocupaban áreas extremadamente reducidas.

De Giusto *et al.* (1982) englobaron todos los basaltos del área bajo la denominación de Formación Chapalala, a la que le asignaron una edad eocena-oligocena.

De Barrio (1985, 1989) menciona afloramientos de basaltos al oeste de la estancia La Renania (al sur del límite de la hoja) a los que denominó Formación Cerro Sombrero; Panza y Cobos (1998) los incluyeron en el Basalto Cerro del Doce.

Distribución areal

El ciclo efusivo eoceno se encuentra ampliamente distribuido al sur del río Deseado, desde el bajo del Catamarqueño hasta el río Pinturas.



Foto 26. Vista panorámica del anticlinal Perales, lugar donde están dispuestas las instalaciones petrolíferas del campamento de Y.P.F.. Fundamentalmente se observan afloramientos de sedimentitas y piroclastitas de la Formación Río Chico.



Foto 27. Afloramiento de la Formación Río Chico en el área del yacimiento El Guadal; al fondo se observan, de izquierda a derecha, los cerros Setenta, Romberg (fuera de la Hoja) y Wenceslao.

Los rasgos geográficos más notables de este episodio en la zona son los cerros Buitre, Sombrero (foto 16), Yique y Boina Negra y las mesetas del Guadal y de la Horqueta.

Al norte del río Deseado los afloramientos son saltuarios y de escasa extensión areal, por lo general situados a una distancia que no supera los 10 km desde el cauce. Son excepciones los pequeños asomos situados al este de las lagunas Sin Nombre y Guadal.

Litología

La mayor parte de los afloramientos son coladas lávicas bastantes desmembradas por procesos erosivos; es común observar asomos redondeados y discontinuos que forman bardas de escasa altura.

Estos basaltos presentan una marcada disyunción columnar generada a partir de un importante diaclasamiento vertical. Los afloramientos suelen estar cubiertos por bloques y lajas.

La roca tipo es un basalto melanocrático de grano medio a grueso muy alterado, que en ocasiones suele presentar vesículas o amígdulas rellenas por material carbonático; contiene fenocristales de olivina y abundante pasta de vidrio volcánico, en la que están dispersos microlitos de plagioclasa y de clinopiroxeno.

En el cerro Portugués, sobre un asomo de sedimentitas paleógenas de la Formación Río Chico, se observa un manto basáltico en el que se pueden distinguir claramente dos secciones: la inferior corresponde a un basalto de color gris oscuro, porfírico, con cristales de olivina y por lo general bastante alterado; hacia los niveles superiores se hace más vítreo y presenta en su parte superior vesículas, que pueden alcanzar hasta 3 cm, en muchos casos tapizadas por zeolitas. La sección superior tiene la apariencia de ser bastante más joven, pero de acuerdo a las dataciones realizadas, ambas corresponderían al Eoceno inferior.

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

Las chimeneas volcánicas presentan una gran variación de tamaño, desde escasos metros hasta dimensiones algo mayores a un kilómetro, como las que se encuentran en el borde occidental del bajo del Catamarqueño.

En la comarca, los diques asignados al ciclo efusivo eoceno son escasos, tratándose de cuerpos subverticales aislados, de dimensiones no demasiado importantes y pocos metros de espesor. Al este del cerro Clark se pueden observar dos diques, uno de

tipo anular que tiene un diámetro de aproximadamente un kilómetro y otro longitudinal de 1,5 km de longitud, que intruyen a la Formación Bajo Barreal; la roca que constituye estos cuerpos intrusivos es un basalto picrítico correspondiente al clan de los ultramáficos.

Debido al pobre estado de conservación de estos basaltos y al material cuaternario que enmascara esta unidad, se hace muy dificultoso determinar la cantidad de coladas; en general se estima que los asomos más pequeños están constituidos por una sola colada y en ocasiones estarían conformados por 2 o 3 mantos de 6 a 8 metros de espesor, como en el caso del cerro Portugués.

Ambiente

Las emisiones basálticas son producto de erupciones de tipo central debido a la fisuración cortical profunda en épocas de distensión, luego de un período compresivo a nivel regional.

Relaciones estratigráficas

El Basalto Cerro del Doce cubre en discordancia erosiva o intruye a unidades jurásicas, cretácicas y paleógenas.

En la zona del bajo del Catamarqueño cubre indistintamente a las Formaciones Laguna Palacios y Río Chico.

En las inmediaciones del Guadal Grande (foto 16) cubre a dos unidades del Grupo Chubut: Bajo Barreal y Laguna Palacios.

Edad

En el área tipo, situada a unos kilómetros al suroeste del límite austral de la Hoja, Panza (1982) denominó Basalto Cerro del Doce a todas las vulcanitas básicas asignadas al ciclo efusivo eoceno. Allí esta unidad tiene una antigüedad de 39 ± 5 Ma. (Eoceno superior, Bartoniano).

Una datación radimétrica efectuada por el método K-Ar sobre roca total, en una muestra obtenida en el pie oriental del cerro Portugués (estancia Tres Colores), dio una edad de 55 ± 2 Ma (Eoceno inferior bajo).

Tomando en consideración la continuidad de los afloramientos aquí descriptos con los basaltos eocenos de la región oriental de la Hoja Geológica Destacamento La María (Panza y Cobos, 1998), las similares características generales, la posición estratigráfica y las dataciones radimétricas efectuadas, se considera

que este ciclo efusivo eoceno se extendió también a esta región del Macizo del Deseado.

El Basalto Cerro Del Doce sería sincrónico con las efusiones del Basalto Posadas del lago Cardiel y la Cordillera Patagónica (Riggi, 1957), con los basaltos descritos por Charrier *et al.* (1978, 1979) y Ramos *et al.* (1982) en la Meseta del Lago Buenos Aires y con las basanitas del lago San Martín, datadas por Riccardi (1971), en 40 ± 6 y 46 ± 5 Ma.

2. 2. 1. 3. Oligoceno

Formación (Grupo) Sarmiento (10)

Tobas, cineritas, arcilitas tobáceas, escasos conglomerados y bentonitas

Antecedentes

Esta secuencia piroclástica es conocida tanto en superficie como en subsuelo en toda la faja centro oriental del Chubut y norte de Santa Cruz.

Distintos nombres se le asignaron a esta unidad, entre ellos podemos citar: Tobas con Mamíferos (Feruglio, 1949), Tobas Mamalíferas del Eoceno (Brandmayr, 1932), Tobas Mamalíferas del Terciario inferior (Roll, 1938). La denominación de Tobas Sarmiento la propuso Feruglio (1949).

Simpson (1933), en base a los profundos cambios faunísticos, dividió a la unidad en los pisos Casamayorense, Mustersense, Deseadense y Colhuéhuapense.

Numerosos paleontólogos trabajaron con la importante flora y fauna que contiene esta unidad continental, entre ellos Simpson (1941) y Pascual y Odreman Rivas (1973). El resultado fue la creación de cuatro zonas con faunas de mamíferos denominadas, desde la más antigua a la más joven, Zona de *Notostylops*, *Astrapotus*, *Pyrotherium* y *Colpodon*.

Se incluye en esta Formación a las tobas blanquecinas opalizadas de Koluel Kaike, denominadas "Argiles Fissilares" desde principios de siglo o "Tobas de Koluel Kaike" (Feruglio, 1949).

Spalletti y Mazzoni (1979) denominación a esta secuencia piroclástica como Formación (Grupo) Sarmiento.

Distribución areal

Esta unidad tiene escasos y pequeños afloramientos en el ámbito de la Hoja. Se la puede observar en el faldeo oriental de la pampa María Santísima, al oeste del cerro Bayo, en el cerro Bandera y

al sudoeste de la estancia Las Mesetas. Al sur del río Deseado, asoma en el extremo oriental de la meseta Schlecht (San Pedro) y al sur de la estancia Vda. de González.

Litología

Esta unidad está compuesta fundamentalmente por piroclastitas pelíticas (chonitas) de colores blanco, gris y amarillo muy pálido a las que se asocian en forma subordinada bentonitas cineríticas de colores gris verdosos, con intercalaciones de yeso y piroarenitas.

Si bien la coloración es uno de sus rasgos más notables, también se destaca por presentar formas de erosión en tubos de órgano.

Por lo general los afloramientos de esta Formación están muy cubiertos, lo que dificulta su reconocimiento.

En el cerro Banderas presenta una sección inferior, aparentemente en posición horizontal, de unos 45 m de espesor, constituida por tobas terrosas finas poco coherentes con intercalación de algunos bancos de tobas silicificadas, yeso en forma de rosetas o planchas, algunos nódulos silíceos y concreciones de limonitas. Este conjunto correspondería a lo denominado en la literatura geológica como Tobas de Koluel Kaike o "Argiles Fissilares". La sección superior, de aproximadamente 15 m, presenta bentonitas y cineritas de colores blanquecinos y concreciones de limonita o manchas de óxidos de manganeso. Otro afloramiento de características muy semejantes se observa en el ala opuesta del anticlinal.

En los faldeos septentrionales de la meseta de Schlecht (San Pedro) o de las lagunas Sin Fondo, Roll (1938) menciona la presencia de depósitos a los que asignó a las "Argiles Fissilares", con espesores de 55 a 60 metros, los que no han podido ser reconocidos.

Paleontología

Son numerosos los trabajos paleontológicos referentes a la abundante flora y fauna exhumada de la Formación (o Grupo) Sarmiento. En base a la fauna de mamíferos, Pascual y Odreman Rivas (1973) diferenciaron las Edades Provinciales Casamayorense, Mustersense, Deseadense y Colhuéhuapense.

Para la comarca son escasas las menciones de hallazgos paleontológicos, la mayoría de los fósiles se encuentran muy fragmentados y desgastados,

siendo las piezas más abundantes las mandíbulas y dientes. Bordas (1943) cita restos de la fauna de *Pyrotherium* (de edad Deseadense) para perfiles de la meseta Schlecht (de las Lagunas Sin Fondo) y valle del río Deseado, en tanto que Brandmayr (1932) halló escasos restos de mamíferos fragmentados en la zona del cerro Banderas y la estancia El Rastro.

Relaciones estratigráficas

Si bien la base de esta unidad normalmente se encuentra bastante cubierta, se considera que apoya sobre la Formación Río Chico con una suave discordancia erosiva (localmente puede tener una relación concordante).

Suele estar cubierta por la Formación Monte León (en la meseta de San Pedro), por depósitos de terrazas fluviales (al sudoeste de la estancia Las Mesetas y al sur de la estancia Vda. de González) o por depósitos de agradación, en todos los casos en una neta relación de discordancia erosiva.

Ambiente de depositación

Es una unidad netamente continental que de acuerdo a sus características composicionales tiene génesis piroclástica; su depositación se produce por una lluvia de cenizas luego del transporte eólico de los elementos que la componen.

La presencia de paleosuelos es una evidencia más de la depositación en condiciones subaéreas (Panza, 1998).

Los procesos fluviales, muy subordinados, están representados por muy escasas capas de areniscas.

Las bentonitas podrían indicar cuerpos de agua temporarios y de poca profundidad en los que se produjo la alteración del vidrio volcánico.

Pascual y Odreman Rivas (1971) interpretaron el ambiente de sedimentación de esta Formación como el de una llanura desarrollada bajo condiciones tropicales húmedas.

Edad

La misma ha sido fijada sobre la base de las faunas de mamíferos colectadas. En esta región sólo se hallaron fósiles que atestiguan una Edad Deseadense, del Oligoceno inferior (34 a 37 Ma, según Marshall y Pascual, 1977). Al este de la zona de estudio, en el valle del río Deseado, Bordas (1943) citó elementos de esa edad al igual que los colectados por Panza (1982, 1984) y estudiados por Pascual.

Basalto Alma Gaucha (11)

Basaltos olivínicos analcímicos y basanitas

Antecedentes

Todos los basaltos del área fueron descriptos por autores anteriores simplemente como Rocas Basálticas (Roll, 1938) o Rocas Ígneas (Di Persia, 1957, 1958) y asignados al Terciario alto (Plioceno, tal vez Mioceno superior) y sobre todo al Cuaternario.

De Giusto *et al.* (1982) crearon la Formación Chapalala para todos los basaltos de su área de trabajo, refiriéndolos en forma amplia al Eoceno – Oligoceno.

Para sectores ubicados al sur Panza (1982) usó la denominación de Basalto Alma Gaucha, para todas las vulcanitas básicas de naturaleza alcalina de edad fundamentalmente oligocena inferior. Poco más al oeste, de Barrio (1989) agrupó como Basalto Cerro Sombrero a algunas vulcanitas que podrían correlacionarse con las Formaciones Chapalala o Alma Gaucha. Para la Hoja Geológica Destacamento La María, ubicada inmediatamente al sur de la presente, Panza y Cobos (1998) usaron también la denominación de Basalto Alma Gaucha.

Distribución areal

El principal sector de los afloramientos de los basaltos oligocenos está a unos 2 km al sur de la meseta de las Lagunas Sin Fondo, ocupando una superficie de unos 65 km²; hacia el este se los ubica en los cerros de los Moleres, Centinela (foto 28) y en el zanjón del Tejido (foto 29). Un pequeño afloramiento en forma de dique se encuentra ligeramente al noreste de la laguna Guadalosa del Cerro Chenque.

Litología

El Basalto Alma Gaucha constituye una extensa meseta que alcanza su mayor expresión topográfica en el cerro Cojudo Blanco (1335 m s.n.m.), ubicado aproximadamente a unos 8 km al sur del área de trabajo.

La gran dureza de estos basaltos hace que conformen bardas elevadas que comúnmente están rodeadas por material deslizado y bloques caídos que enmascaran el contacto con las unidades infrayacentes. Debido a la mencionada dureza es común observar fenómenos de inversión de relieve con las unidades cretácicas, característica que se acentúa hacia el sur. Los afloramientos están constituidos



Foto 28. Sedimentitas y piroclastitas de la Formación Bajo Barreal, intruídas por diques y chimeneas volcánicas correspondientes al Basalto Alma Gaucha (Oligoceno), en la zona del cerro Centinela.



Foto 29. Dique basáltico del Basalto Alma Gaucha, en la zona del zanjón del Tejido, al este de la estancia Sierra Grande.

normalmente por una sola colada, ocasionalmente dos, que habitualmente no superan los 10 m de espesor.

Estos basaltos olivínicos, que en su sección inferior presentan su mayor espesor, son de color gris oscuro, macizos y presentan fenocristales de olivina, clinopiroxenos y una prevalencia del lajamiento horizontal sobre la disyunción columnar.

La sección superior de estas coladas casi siempre presenta vesículas o amígdulas, cavidades de forma subcircular que en general no superan un centímetro y pueden tener crecimiento de cristales de calcita o de zeolitas con una disposición radial.

Dentro de las estructuras intrusivas se pueden reconocer chimeneas volcánicas y diques, generalmente estos cuerpos son muy visibles pero de pequeñas dimensiones. Estructuras como la del cerro Moleres suelen alcanzar diámetros de 3 a 4 km y otras como la del cerro Centinela escasos metros; presentan alineaciones bastante definidas predominando las de rumbo NO-SE y subordinadamente NE-SO.

En el zanjón del Tejido hay varios diques longitudinales subverticales de varios kilómetros de corrida y anchos que oscilan entre 2 y 20 metros; los mismos se encuentran vinculados al neck del cerro Centinela y se destacan por presentar una excelente disyunción columnar prismática. Estudios petrográficos realizados sobre la roca que constituye el dique del zanjón del Tejido (foto 29) indican que se trata de un basalto olivínico analcímico, melanocrático, casi afríco (solo algún cristal fémico del grupo del olivino y augita titanada muy subordinada), de pasta afanítica y lajosa.

Ambiente

Son efusiones de una asociación básica alcalina correspondiente a períodos de distensión, relacionadas con una fracturación profunda de la litosfera.

Relaciones estratigráficas

El Basalto Alma Gaucha en su afloramiento principal, al sur de la meseta de las Lagunas Sin Fondo, cubre en relación discordante a la Formación Laguna Palacios. Hacia el este se presenta intruyendo, en forma de necks o diques, a la Formación Bajo Barreal (foto 28).

Edad

Su edad coincide con el período de actividad basáltica alcalina postulado para la Patagonia

extraandina en el Oligoceno, entre 34 y 35 Ma, por Marshall *et al.* (1977) y Baker *et al.* (1981), y confirmado por Ramos *et al.* (1982).

Dataciones radimétricas efectuadas por Panza (1982) sobre varias muestras del Basalto Alma Gaucha, por el método K – Ar sobre roca total, dieron una edad de 30 ± 3 Ma.

Teniendo en cuenta las dataciones y las relaciones estratigráficas se ha considerado este ciclo efusivo alcalino del Oligoceno medio a superior bajo (Panza y Cobos, 1998).

2. 2. 2. PALEÓGENO-NEÓGENO.

2. 2. 2. 1. Oligoceno superior – Mioceno inferior

Formación Monte León (12)

Arcilitas, tobas, coquinas, areniscas finas a medianas y conglomerados

Antecedentes

Desde fines del siglo pasado se conoce con la denominación informal de Patagoniano a un conjunto de sedimentitas marinas que son el resultado de una transgresión atlántica de gran desarrollo en las cuencas del Golfo San Jorge y Austral y que cubrió parte del Macizo del Deseado.

F. Ameghino (1898) dividió la Formación Patagónica en dos pisos, el inferior o Juliense en la zona del Gran Bajo de San Julián y el superior o Leonense, bien desarrollado en Monte León y Puerto Santa Cruz.

La nomenclatura y ubicación cronológica fue motivo de enormes controversias desde fines del siglo pasado; Feruglio (1949) realizó una síntesis de la misma y designó a estas capas con el nombre de Patagониense en el que reconoció tres secciones propuestas por otros autores anteriormente: Juliense, Leonense y Superpatagониense.

Bertels (1970) dividió a la unidad en Formación San Julián y Formación Monte León; la misma denominación usaron Zambrano y Urien (1970), Di Paola y Marchese (1973), Riggi (1978, 1979), Camacho (1974), Nández (1988), Panza e Irigoyen (1995), Panza (1998) y Panza y Cobos (1998), entre otros.

En la región del lago Argentino, Furque y Camacho (1972) propusieron el nombre de Formación Centinela, para sedimentitas marinas aflorantes al este de la Cordillera Patagónica, equivalentes en ambiente y edad a las del Patagoniano de la costa

atlántica. Igual denominación usaron Riccardi y Roller (1980) y Ramos (1982).

Marín (1984), de Barrio *et al.* (1982) y de Barrio (1984, 1989) también llamaron Formación Centinela a las sedimentitas distribuidas en la costa sur del lago Cardiel, hasta el sector sudoccidental de la Hoja Destacamento La María.

En trabajos anteriores en la comarca y áreas vecinas, Biondi (1929) en la zona de valle Hermoso y oeste de Las Heras, llamó a estos estratos, Patagónico y Brandmayr (1932), Roll (1938), Di Persia (1958, 1959) y Pezzi (1970 b) usaron la denominación de Patagoniano.

Distribución areal

Los afloramientos de mayor extensión de la Formación Monte León se encuentran en el sector noroeste de la Hoja, entre ellos los del cañadón Salado, cerro Cuadrado, estancia El Rastro (foto 30) y los de la barda que se extiende desde las cercanías de la estancia Zabala hasta el cerro Setenta. Sobre la margen izquierda del río Deseado hay escasos afloramientos, entre los que se destacan los de la cabaña Don Picho y la estancia La Lucha; también se lo observa en el paraje El Pluma, cercano a la desembocadura del cañadón que lleva el mismo nombre en el río Deseado.

Al sur del río, se lo observa desde el cerro Chapalala hasta las inmediaciones de la estancia Vda. de González y en los faldeos de las mesetas de las Lagunas Sin Fondo y San Pedro.

Litología

En la barranca sur del río Deseado, al oeste de la estancia Vda. de González, la Formación Monte León está constituida por areniscas y tobas arcillosas, pero en su parte inferior incluye varios estratos conglomerádicos intercalados. Estos bancos psefíticos tienen fenoclastos tamaño guija y guijarro (llegando incluso a bloques) de basaltos.

En los bordes de las terrazas fluviales de la margen norte del río Deseado, en la estancia La Lucha, la Formación Monte León alcanza unos 20 m de espesor, en los que predominan las arcilitas y areniscas finas a medianas, gris verdosas a castaño claras. Hacia los términos superiores aparecen estratos de areniscas coquinoides y calcarenitas, rematando la secuencia con una coquina gris castaño clara bien consolidada, que forma una cornisa de aproximadamente 7 m de espesor.

Estos afloramientos aledaños al río Deseado en general se encuentran cubiertos por regolito y rodados provenientes de la destrucción de las terrazas fluviales.

En la zona de las mesetas de las Lagunas Sin Fondo y San Pedro esta unidad se compone de una alternancia de bancos de areniscas castaño verdosas y gris amarillentas, con otros de tobas, arcilitas con yeso y tobas arcillosas finamente estratificadas de colores similares. En estos afloramientos, por lo general bastante cubiertos por material basáltico, suelen encontrarse fragmentos de ostras. Roll (1938) mencionó que a estas rocas se asociaban bancos ostreros que a veces constituían verdaderas coquinas.

Sobre la ruta nacional 43, en el paraje El Pluma, en un viejo corte generado por la construcción del camino, afloran aproximadamente 24 m de una secuencia granocreciente constituida por tobas finas y fragmentosas que pasan hacia los términos superiores a areniscas gruesas y sabulíticas gris amarillento con artesas.

Otro importante afloramiento se encuentra en la pendiente noroeste del cerro Cuadrado; tiene una potencia de aproximadamente 63 m y no se observa el contacto con la formación infrayacente. En la parte basal se presenta un banco de unos 4 m de espesor constituido por areniscas finas castaño amarillentas con estratificación entrecruzada e intercalaciones de delgados niveles arcillosos del mismo color; este banco tiene abundantes valvas de ostras trituradas. Continúan hacia arriba 55 m cubiertos por regolito y rodados provenientes de la unidad suprayacente (Nivel de agradación IV), donde se observan pequeños y aislados horizontes de tobas arcillosas gris amarillentas. Corona esta secuencia un banco consolidado de 2 a 4 m de potencia de psamitas finas a muy finas castaño claras con abundantes ostras enteras.

Los pequeños y aislados asomos de la zona de Aguada de la Bandera, como los muy extendidos del cañadón Salado, se presentan en general bastante cubiertos; semejante situación se observa en los afloramientos que se extienden desde la estancia M. Zabala hasta el cerro Setenta; en este último se observan en su ladera occidental algunos bancos resistentes de no más de 0,70 m de areniscas gris amarillentas con bivalvos, pectínidos y turritélidos.

Paleontología

Brandmayr (1932) menciona, en las cercanías de la estancia El Rastro, la presencia de restos mal

conservados de briozoos, equinodermos, *Ostrea d'Orbigny*, *Pecten* y *Balanus*.

Para esta zona, en el presente trabajo se reconocieren abundantes briozoos y los siguientes foraminíferos: *Cibicides* sp., *Anomalioides* sp. y Rotálidos indeterminados.

Roll (1938) describe, en la zona de las mesetas de San Pedro y de las Lagunas Sin Fondo, bancos basales que contienen gasterópodos, lamelibranquios y otro horizonte con grandes ostreas; también menciona en las cercanías de la estancia Lehmann, un banco con *Ostrea hatcheri* Ortm. y otro (superior) con *Ostrea d'Orbigny* Ih.

En la zona de la estancia La Lucha (ex Blanco) Echevarría (1991) menciona la presencia de ostrácodos en regular estado de conservación; se trata de valvas y caparzones de 40 individuos correspondientes a 23 géneros y 28 especies; entre los más representados están: *Aurilia* sp. , *Sundanella* sp. y *Urocythereis bertelsae* Kiebowica.

Malumián (1981) describe una zona con *Cribrorotalia beckeriae*, *Elphidium* cf. *lens* Galloway y Heminway, *Gutolina austriaca* d'Orbigny y *Cibicides* sp., todos foraminíferos de amplia distribución en unidades equiparables a la Formación Monte León.

Ambiente

La presencia de abundantes restos de organismos marinos dispersos en las sedimentitas constituyendo bancos de coquina permiten inferir que la Formación Monte León fue depositada en condiciones neríticas y litorales. La asociación microfaunística (Bertels, 1977) indica fondos pandos con profundidades que no superan los 50 m, pertenecientes a la plataforma interna.

Los bancos fósiles triturados y con mayor aporte clástico indicarían zona de rompiente de olas.

La existencia de bancos tobáceos, así como de material piroclástico como constituyente importante de las areniscas, es indicativo de la existencia de episodios volcánicos coetáneos en el ámbito cordillerano, cuyas cenizas habrían sido transportadas por los vientos hasta la cuenca marina.

Relaciones estratigráficas

La Formación Monte León se apoya en forma discordante sobre las sedimentitas y piroclásticas de las Formaciones Río Chico y Sarmiento y las rocas basálticas del ciclo efusivo eoceno.

Respecto a su techo, también se encuentra separada por una discordancia de tipo erosivo de los basaltos miocenos (mesetas de las Lagunas Sin Fondo y San Pedro), de distintos niveles de terrazas de los ríos Deseado, Senguerr y cañadón Salado, y de niveles de agradación.

Edad

La misma varía de acuerdo con los distintos autores; Eoceno superior (Camacho y Fernández, 1956), Oligoceno (Riggi, 1978; Malumián, 1978), Oligoceno superior (Windhausen, 1931; Bertels, 1970), pudiendo quizás alcanzar al Mioceno inferior, en base a estudios de mega y microfauna. En la actualidad la edad más aceptada es la de Oligoceno superior alto a Mioceno inferior más bajo.

2. 2. 3. NEÓGENO

2. 2. 3. 1. Mioceno

2. 2. 3. 1. 1. Inferior

Formación Santa Cruz (13)

Pelitas, areniscas finas a medianas, escasos conglomerados. Tobas y tufitas subordinadas

Antecedentes

Esta unidad fue motivo de estudio desde mediados del siglo pasado, destacándose los trabajos de Darwin (1846), 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 (1938) usó el término Santacruciano y Feruglio (1949) la llamó Santacrucesense.

Zambrano y Urien (1970) son quienes acuñan el nombre de Formación Santa Cruz. De Giusto *et al.* (1982) describieron estos afloramientos en el área de trabajo. Igual denominación fue usada por diferentes autores, entre ellos, Ramos (1982), de Barrio (1984, 1989), de Barrio *et al.* (1984), Panza (1986), Panza y Marin (1998), Giacosa y Franchi (1997) y Panza y Cobos (1998).

Distribución areal

Uno de los afloramientos más importantes, en cuanto a superficie y potencia, aparece en el bajo Slapelez, muy cubierto por asentamientos. Peque-



Foto 30. Zona de la estancia El Rastro. Potente afloramiento de areniscas con estratificación entrecruzada y niveles con ostras, correspondiente a la Formación Monte León.



Foto 31. Arenisca de la Formación Santa Cruz, con metamorfismo oftálico, cubiertas por basaltos mio-pliocenos. Toma realizada en la ruta provincial N°39, al sur de la estancia True Aike.

ños asomos se observan en el sector noroeste de la Hoja, en las cercanías de la estancia La Graciélita.

En la margen izquierda del cañadón Salado, sobre la huella de acceso a las estancias El Bagual y San José, se observan asomos de areniscas gruesas de color gris verdoso asignadas a la Formación Santa Cruz.

Al sur del río Deseado fueron reconocidos pequeños afloramientos, pero muy bien expuestos, en los alrededores de la estancia True Aike (fotos 31 y 32). En el sector sudoeste aflora en la zona de la estancia La Haydée, al sur de la estancia La Mariana y en las inmediaciones del puesto de la estancia Cerro Negro, en todos estos casos cubiertos por depósitos glacifluviales.

Litología

A unos 4 km al sur de las estancias True Aike (fotos 31 y 32) hay un pequeño afloramiento de cientos de metros de extensión, siguiendo la traza de la ruta provincial 39. En efecto, la construcción de esta fue la que permitió la observación de las rocas en cuestión; este afloramiento fue también descrito por De Giusto *et al.* (1982). Se trata de areniscas finas a medianas, hasta en casos gruesas (con alguna lente conglomerádica intercalada), muy friables. Composicionalmente son líticas y contienen abundante material piroclástico, por lo que casi siempre son variedades tuffíticas. Una característica muy notoria es la estratificación entrecruzada de tipo lenticular cóncavo o planar, en estratos agrupados de pequeña escala. Intercalados en las areniscas hay paquetes de bancos de tobas finas, en general de colores más claros y muy finamente estratificadas, en estratos delgados de 5 a 15 cm de espesor individual. El color del conjunto es predominantemente gris verdoso a gris azulado, pero se encuentran intercalaciones finas de tobas cineríticas castañas a gris violáceas. Debajo del contacto con los basaltos mio-pliocenos las tobas están afectadas por un metamorfismo oftálico (foto 31). Por este motivo los veinte centímetros superiores adquieren un color negro pasando hacia abajo a castaño oscuro y rojizo y con una estructura prismática notoria. Se observa también un marcado endurecimiento. El espesor de esta unidad no excede los 15 a 20 metros.

Unos 3 km al norte de la estancia True Aike se observa un pequeño remanente del manto basáltico mioceno-plioceno, que en sus laderas presenta asomos muy cubiertos de sedimentitas que se asignan a la Formación Santa Cruz.

Roll (1938) menciona, para el faldeo sudoeste de la meseta Sirven (meseta de San Pedro), la presencia de un pequeño afloramiento de areniscas con estratificación entrecruzada que asigna a la Formación Santa Cruz.

En las cercanías del cerro Slapelez, en la ladera sur del bajo, se observan afloramientos muy cubiertos por regolito y rodados provenientes de la Formación suprayacente. Los mismos están constituidos por areniscas medianas a gruesas poco consolidadas, con presencia de estructuras entrecruzadas y un color gris azulado con tonalidades verdosas.

Ambiente de depositación

La Formación Santa Cruz fue depositada en un ambiente continental de tipo fluvial, probablemente de tipo meandriforme con predominio de las facies de llanura aluvial distal sobre las facies de canales aluviales; paralelamente se producía el levantamiento principal de la Cordillera Patagónica lo que originó la importante participación piroclástica y el aporte de materiales clásticos.

Paleontología

La Formación Santa Cruz se caracteriza por su rico contenido en vertebrados fósiles, ya observados por Darwin (1846). Al sur de la Hoja, de Barrio (1984) menciona un cráneo de *Peltecoelus* sp. encontrado en los alrededores de la estancia La Marcelina, placas de coraza de Glyptodontida y restos de *Nesodon* sp. y *Astrapotherium* sp. en la estancia La Cañada.

Fleagle *et al.* (1987, 1990) en las cercanías de las estancias Ana María y Los Toldos (al sudeste de la comarca) describieron el hallazgo de primates Platyrrhinidos.

Relaciones estratigráficas

No se observa el contacto en su base. Se infiere, al sur del río Deseado, que apoyaría en discordancia erosiva sobre el Grupo Bahía Laura o el Basalto Alma Gaucha.

Con respecto a su techo, está cubierto en relación de discordancia erosiva por el Basalto Cerro Tejedor (foto 31), asignado al Mioceno-Plioceno. En otros sectores suele estar cubierta por depósitos glacifluviales, distintos niveles de terrazas fluviales o depósitos agradacionales.

Edad

La asociación de vertebrados fósiles encontrada en numerosas localidades corresponde a géneros característicos de la Edad-mamífero Santacrucense de Pascual *et al.* (1965), a la que se le asigna edad miocena inferior, confirmada por dataciones radimétricas efectuadas sobre tobas en la localidad tipo (Marshall y Pascual, 1977). La fauna de vertebrados estudiada por de Barrio *et al.* (1984), es asignada al piso Astrapothericulense de edad miocena inferior. Dataciones radimétricas realizadas en la parte inferior y media de la Formación Pinturas, equivalente a la sección basal de la Formación Santa Cruz, dieron como resultado edades comprendidas entre $17,76 \pm 0,02$ y $13,30 \pm 3,3$ Ma (Bown y Larriestra, 1990; Fleagle *et al.* 1995). Sobre la base de estos valores se la puede asignar (al menos para el sector extrandino) al Mioceno inferior, hasta la parte alta del Mioceno medio.

2.2.3.1.2. Mioceno medio

Basalto de las Lagunas Sin Fondo (14)

Basaltos olivínicos

Antecedentes

Estos basaltos fueron designados informalmente por Roll (1938) como Rocas basálticas y Di Persia (1957, 1958) los llamó Rocas Ígneas. Roll (1938) consideró a estos basaltos constituyentes de las planicies altas, como miocenos.

De Giusto *et al.* (1982) usaron el nombre de Formación Meseta de San Pedro para estos basaltos, atribuyéndolos al Pleistoceno.

Estos basaltos son equivalentes al Basalto El Pedrero (Panza, 1998) y al Basalto Gregores (Marín, 1984; Sacomani, 1984; Panza y Marín, 1998).

Fueron analizados desde el punto de vista geoquímico y tectónico por Gorrington *et al.* (1997), quienes también realizaron una datación radimétrica.

Distribución areal.

Este episodio volcánico básico constituye las altas planicies de las mesetas de las Lagunas Sin Fondo (Schlecht, fotos 33 y 34), San Pedro (Sirven) y algunos remanentes de erosión como las mesetas del Plantel (foto 38, en pág. 65) y Lehmann y el cerro Bonete.

Litología

Estas extensas planicies mesetiformes se caracterizan por presentar una superficie relativamente uniforme, cubierta por bloques con abundante material arenoso fino intersticial. Está recortada por numerosas depresiones cerradas ocupadas por profundas lagunas de aguas permanentes, origen del nombre de la meseta de las Lagunas Sin Fondo (foto 34).

El borde de estas mesetas es una abrupta y continua barda subvertical, casi siempre muy escarpada y visible desde grandes distancias (foto 33). Generalmente presenta una marcada disyunción columnar y su perímetro suele estar cubierto por asentamientos.

En general la unidad consta de varias coladas superpuestas, con un espesor individual que oscila entre 5 y 10 metros. El espesor del conjunto puede llegar a los 40 – 50 metros. En algunos casos, en cambio, se observa un único manto.

Se han conservado varios de los centros efusivos que dieron origen a estas lavas, tratándose de conos volcánicos en proceso de desmantelamiento. Las bocas de emisión que se observan en la meseta de las Lagunas Sin Fondo sobresalen alrededor de 100 m sobre el nivel general de la misma.

Una descripción tipo para una de las coladas incluye una sección superior de poco espesor (medio a un metro) que es muy vesicular, hasta amigdaloides, y de aspecto alterado. La sección central, la de mayor espesor (3 a 6 metros), es maciza, a veces microvesicular a poco vesicular y está caracterizada por una marcada disyunción vertical prismática. Completa el perfil una sección inferior a veces muy lajosa, maciza a microvesicular, en la que solamente los 15 cm inferiores pueden ser escoriáceos y de aspecto muy alterado.

La roca característica de este ciclo lávico es un basalto olivínico gris oscuro a negro, porfírico y de tamaño de cristales algo grueso; se encuentra formado por fenocristales de olivina frescos o algo alterados en una base afanítica negra y otros más escasos de plagioclasa. Algunas pocas cavidades, de forma circular o elíptica, se encuentran tapizadas o rellenas por material carbonático blanquecino.

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 (Panza y Cobos, 1998).



Foto 32. Detalle de las areniscas con estratificación entrecruzada de la Formación Santa Cruz, en la ruta provincial N°39, al sur de la estancia True Aike.



Foto 33. En primer plano, basaltos de la meseta de las Lagunas Sin Fondo; en segundo plano, piroclastitas de las Formaciones Bajo Barreal y Laguna Palacios, cubiertas por basaltos eocenos, en el bajo del Catamarqueño.



Foto 34. Vista panorámica de la laguna de Yerio, en la meseta de las Lagunas Sin Fondo. Bajo elaborado en un relieve basáltico.

Se asocian con períodos de distensión de la corteza después de otros de fuerte compresión, y son debidos a fisuración cortical profunda.

Relaciones estratigráficas

Los basaltos miocenos cubren en discordancia a diferentes unidades geológicas. En la meseta de las Lagunas Sin Fondo se apoyan, en la parte oriental sobre la Formación Monte León y en la occidental sobre la Formación Río Chico.

Edad

Para estos basaltos, en la localidad tipo, Gorrington *et al.* (1997) mencionan una datación radimétrica por el método Ar - Ar con una edad de $11,1 \pm 0,2$ Ma. La posición topográfica, las relaciones estratigráficas y las características de las lavas corroboran la edad antes mencionada, por lo que se asigna este ciclo basáltico al Mioceno medio. Cabe mencionar que existe otra datación radimétrica realizada en la misma zona, por el método K - Ar sobre roca total, que dio una edad de $1.8 \pm 0,1$ Ma.

2. 2. 3. 1. 3. Mioceno medio y superior

Depósitos de agradación (Niveles I , II y III) (15, 16 y 17)

Gravas con matriz arenosa y arenas medianas a gruesas

En el sector septentrional de la comarca se distinguen cinco niveles de depósitos de agradación pedemontana. Estos depósitos están constituidos por un manto psefítico con espesores que oscilan entre uno y 7 metros. En los escasos cortes existentes se pudo observar que estos mantos se disponen en la zona oeste sobre sedimentitas de la Formación Santa Cruz, y en la zona este sobre las de la Formación Monte León.

Presentan un relieve llano con una pendiente regional hacia el este cuyos valores son menores a 1° ; esto se debe a que acompañan la disposición horizontal o subhorizontal de las sedimentitas cenozoicas que los subyacen.

Estos depósitos son conocidos en la literatura geológica desde fines de siglo pasado bajo la denominación de Rodados Patagónicos o Rodados Tehuelches; aún hoy la génesis de los mismos sigue siendo motivo de controvertidas opiniones. Serían equi-

valentes a la Formación La Ensenada, nombre propuesto por Ramos (1982) para el área situada al norte y noreste del Lago Cardiel; mantienen idéntica denominación Panza y Marín (1998) para la zona de Gobernador Gregores y Panza y Cobos (1998) para el sector sur occidental de la Hoja Destacamento La María. También equivaldrían a los de la Formación Cordón Alto (Panza y de Barrio, 1989; Panza e Irigoyen, 1995), que conforman las mesetas más elevadas al oeste de Puerto San Julián y a los que Panza *et al.* (1994) mapearon en la gran meseta situada entre los ríos Santa Cruz y Shehuén.

Son remanentes del nivel I, la loma Kensel y el cerro Cuadrado. Fuera de la Hoja, por el norte, la meseta de Guenguel y la sierra del Carril.

La loma Kensel tiene una altura que supera los 800 m s.n.m. Sus depósitos tienen un espesor que varía entre 2 y 3 metros, están constituidos por un agregado suelto de gravas medianas a gruesas en una matriz arenosa y con algunos bloques que pueden alcanzar 50 cm de diámetro.

Entre los 800 y 700 m s.n.m adosado al anterior nivel y extendiéndose hacia el este, se encuentran los depósitos del Nivel II, que presentan forma y características litológicas semejantes pero una mayor extensión areal.

Entre los 700 y 650 m s.n.m. inmediatamente al este del anterior, se hallan los depósitos del Nivel III, circunscriptos por depósitos aluviales y coluviales que se disponen en forma de arco, desde la loma Kensel hasta el cañadón Salado, pasando por las estancias Las Mercedes y El Desierto. Un afloramiento de menores dimensiones, que también pertenece a este nivel, se extiende hacia el oeste del bajo Slapelez. Litológicamente está conformado por un agregado suelto de gravas medianas a gruesas en una matriz arenosa que presenta escasos bloques.

2. 2. 3. 1. 4. Mioceno superior

Depósitos de agradación (Niveles IV y V) (18,19)

Gravas medianas a gruesas con arenas y bloques

Los depósitos de agradación del Nivel IV están representados en ambos márgenes del cañadón Salado. En la izquierda, ocupan una faja que se extiende desde la estancia Sierra del Carril hasta el sistema de terrazas del mencionado cañadón, solo interrumpida por el Basalto Cerro Piedras. En la derecha, se desarrollan desde la estancia Pampa del Verdún hasta las inmediaciones del cerro Setenta.



Foto 35. En primer plano, depósitos de agradación del Nivel IV; en segundo plano, sedimentitas y piroclastitas de la Formación Río Chico y al fondo, el cerro Ballena y la meseta de las Lagunas Sin Fondo.



Foto 36. Cerro César Kaike, intrusivo volcánico con excelente disyunción columnar correspondiente al Mioceno superior - Plioceno inferior.

En la parte superior de la barda ubicada entre los cerros El Guadal y Setenta, se observó un afloramiento de unos 10 m de espesor constituido por gravas (algunas con fenoclastos de 15 cm) en una matriz arenosa que presenta una disposición granodecreciente (foto 35).

Los depósitos del Nivel V ocupan una vasta planicie, con pendiente regional hacia el este, que se extiende desde la zona de la estancia La Graciélita hasta las inmediaciones de la pampa de la Yegua Muerta, hacia el sur y desde el límite occidental de la Hoja hasta las proximidades de la estancia La Porteña, hacia el este.

Los Niveles IV y V tienen una conformación litológica semejante, en ellos predominan las gravas medianas, subordinadamente están las gruesas y hay escasa cantidad de bloques en una matriz de arenas medianas.

Edad de los depósitos de agradación (Niveles I, II, III, IV y V)

En el sector oeste de la Hoja estos depósitos cubren en discordancia erosiva a sedimentitas continentales de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior) mientras que en el sector este a sedimentitas marinas de la Formación Monte León (Oligoceno alto a Mioceno inferior bajo).

Se considera a estos depósitos psefíticos como producto de la coalescencia de abanicos aluviales producidos por sucesivos episodios de agradación pedemontana, como consecuencia de los levantamientos de la Cordillera de los Andes a partir del diastrofismo de la fase Quéchuica acaecido en el Mioceno medio (Ramos, 1982).

Son cubiertos en discordancia erosiva por el Basalto Cerro Piedras, asignado al Plioceno superior. Teniendo en cuenta los motivos expuestos se asigna a los depósitos de agradación (Niveles I, II y III), al Mioceno medio y superior; y los correspondientes a los Niveles (IV y V) al Mioceno superior; no obstante no se descarta la posibilidad que lleguen al Plioceno inferior.

Depósitos de terrazas fluviales del cañadón Salado y otros (Nivel I) (20)

Gravas, arenas medianas a gruesas y limos

Este sistema de terrazas está conformado por tres niveles. Aquí se describen los depósitos correspondientes al Nivel I, asignados al Mioceno superior.

Se encuentran en el cañadón Salado, en su margen derecha desde las cercanías de la estancia Pampa del Verdún hasta unos 2 Km al oeste de la estancia La Cholita, y en su margen izquierda en la parte oriental de Aguada de la Bandera.

Otros depósitos se observan en ambas márgenes del cañadón del Carril, desde la estancia La Graciélita (en cercanías de la ruta nacional 40) hasta el extremo oriental de la pampa de las Mesetas; forman una dilatada planicie, con pendiente hacia el este, que acompaña al cañadón Salado en todo su recorrido.

Estos depósitos están constituidos por gravas (fundamentalmente de vulcanitas), arenas medianas a gruesas y escasos limos con algunos niveles conglomerádicos.

2. 2. 3. 2. Mioceno superior - Plioceno inferior

Basalto Cerro Tejedor (21)

Basaltos olivínicos

Antecedentes

Estos basaltos fueron designados informalmente por Roll (1938) como Rocas basálticas y por Di Persia (1957, 1958) como Rocas Ígneas. Roll (1938) consideró a estos basaltos como miocenos.

De Giusto *et al.* (1982) usaron el nombre de Formación Meseta de San Pedro para estos basaltos, atribuyéndolos al Pleistoceno.

Con la denominación de Basalto Cerro Tejedor, Sacomani (1984) se refiere a los basaltos olivínicos que constituyen la meseta y el cerro homónimo, ubicado al oeste del paraje La Manchuria. Panza (1986), Panza y Marín (1998) y Panza y Cobos (1998) usaron la misma denominación.

Distribución areal.

El Basalto Cerro Tejedor aflora al sur de la estancia True Aike (foto 31) y de la meseta de las Lagunas Sin Fondo. Al norte del río Deseado lo hace en el cerro César Kaike, junto a la estancia La María (foto 36).

Litología

Al sur de la estancia True Aike (foto 31) el manto lávico está constituido por una sola colada con una potencia que varía entre 1 y 2 metros. Se presenta

como una planicie relativamente uniforme cubierta por abundante material intersticial entre los mismos. En ocasiones presenta una sección inferior escoriácea de 0,20 a 0,30 metros, constituida por un basalto muy vesicular de color violáceo muy alterado. El sector principal es por lo general macizo, presenta un lamamiento horizontal con lajas de hasta 10 cm de espesor y una incipiente disyunción columnar. La sección superior es por lo general muy vesicular a amigdaloides, de 0,30 a 0,50 metros.

La roca que lo compone es un basalto olivínico negro, bastante fresco, con vesículas esféricas o elípticas de 1 mm a 2 centímetros; es bastante porfírico, con grandes cristales de olivina de tres a ocho milímetros en una base afanítica.

En la margen norte del valle del río Deseado, en las inmediaciones de la estancia La María, se encuentra el cerro César Kaike, notable por su marcada disyunción columnar; la roca que lo compone es un basalto olivínico negro, afírico y masivo con abundante material opaco y prismas de clinopiroxenos subordinados. Se trata de un pequeño y aislado intrusivo que es ubicado en esta unidad con reservas, ya que su edad sería algo más antigua que la de las rocas de esta unidad debido a que se le efectuó una datación radimétrica y podría ser equivalente al Basalto Strobel (Mioceno superior).

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 (Panza y Cobos, 1998). 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

Donde mejor se pueden observar las relaciones estratigráficas es al sur de la estancia True Aike; en este lugar el Basalto Cerro Tejedor cubre en discordancia a diferentes unidades geológicas, como la Formación Chon Aike, el Basalto Cerro del Doce o la Formación Santa Cruz (foto 31). Al sur de la meseta de las Lagunas Sin Fondo no es posible observar sus relaciones debido al abundante material deslizado.

Edad y correlaciones

Ramos *et al.* (1982) consideran al Basalto Olnie como Plioceno, edad corroborada por Gorrington

et al. (1997) quien realizó una datación por el método Ar-Ar, en la localidad tipo, dando un valor de $3,79 \pm 0,13$ Ma.

Panza y Cobos (1998) ubican al Basalto del Cerro Tejedor entre el Mioceno superior y Plioceno inferior considerándolo contemporáneo con el Basalto Olnie y el Basalto Cerro Mojón. Criterio que se mantiene en este trabajo.

Tomando en consideración la posición topográfica, características generales de estas lavas y a las relaciones estratigráficas, se las asignan al Mioceno superior - Plioceno inferior.

Para el Basalto Cerro Mojón, en su borde austral, Panza (1982) realizó una datación por el método K-Ar, que dio $4,8 \pm 0,5$ Ma

Estos basaltos son equivalentes al Basalto Olnie (Ramos, 1982) y al Basalto Cerro Mojón (Panza, 1998).

2. 2. 3. 3. Plioceno

2. 2. 3. 3. 1 Inferior

Depósitos de terrazas fluviales del cañadón Salado y otros (Niveles II y III) (22, 23)

Gravas arenosas, arenas medianas y escasos limos

Los depósitos del Nivel II de este sistema están representados al sur del cañadón Salado, desde las cercanías del cañadón El Pluma hasta la estancia La Cholita y al este del mencionado cañadón, desde la pampa del Setenta hasta las cercanías de la estancia El Rastro. Al norte del bajo Slapelez, en las inmediaciones de la estancia La Estela también se lo observa en el escalonamiento que se presenta entre Aguada de la Bandera y el cerro Cuadrado, donde se hallan representados los tres niveles de terrazas de este sistema.

En el cañadón del Carril se presentan como pequeños depósitos que se disponen en forma intermitente y alternada en ambos márgenes, constituyendo el nivel más moderno de este cañadón.

Los depósitos del Nivel III son los más modernos y de mayor extensión areal de este sistema. Se encuentran fundamentalmente en el cañadón Salado, desde el cañadón El Pluma (foto 37, en pág. 65) hasta el cerro Bandera. También se los halla rodeando al cerro Cuadrado.

Los depósitos de los Niveles II y III están constituidos por gravas en una matriz arenosa, y por arenas medianas y limos en forma subordinada. La pendiente general de este sistema de terrazas es hacia el este.

Relaciones estratigráficas y edad de los depósitos fluviales del cañadón Salado.

Este sistema de terrazas es considerado el más antiguo de la comarca. Sus depósitos se disponen en discordancia erosiva a niveles de la Formaciones Bajo Barreal, Río Chico, Monte León y Santa Cruz.

Los depósitos correspondientes al Nivel I son cubiertos por las coladas del Basalto Cerro Piedras, asignado al Plioceno superior.

En base a las relaciones estratigráficas y ante la falta de argumentos más precisos, se estima que el Nivel I fue desarrollado durante el Mioceno superior y los Niveles II y III en el Plioceno inferior, no descartando una edad más elevada.

2. 2. 3. 3. 2. Plioceno inferior a superior

Depósitos de terrazas fluviales del río Senguerr (Niveles I, II y III) (24 , 25 y 26)

Gravas, gravas arenosas y arenas medianas a gruesas

Paralelamente a la formación de las terrazas fluviales del río Deseado, se producían al norte de la comarca las del río Senguerr.

Este sistema está conformado por seis niveles, claro indicador de las ocasiones en que el río alteró sus condiciones de equilibrio.

Los depósitos del Nivel I están representados únicamente en la zona centro-norte de la Hoja, a unos 7 km al noreste de la estancia La Estela. Este nivel de terrazas está constituido por gravas, a veces algo conglomerádicas, gravas arenosas y lentes de arenas gruesas, de color predominantemente amarillo o castaño amarillento.

Los depósitos del nivel II tienen su mayor expresión al oeste del Valle Hermoso (paleocauce del río Senguerr), y se observa un pequeño remanente en las cercanías de la estancia Yankobsky.

Litológicamente está compuesto por gravas en una matriz arenosa, con lentes de arena fundamentalmente medianas y muy subordinadamente gruesas.

El Nivel III ingresa desde el norte y se extiende hasta la cercanía del cañadón Salado. Exposiciones más reducidas se observan al sudoeste y sudeste de la pampa María Santísima.

Los depósitos de este nivel presentan similitud litológica con los descriptos para el nivel II.

El mayor desnivel se registra entre las terrazas I y III, con una diferencia de cota de 80 m (de 540 a 460 m), en una distancia no mayor de 8 kilómetros.

A partir de aquí la pendiente se hace más tendida hasta llegar al Nivel VI, con una altura de 430 m s.n.mar..

En Nivel I, fue labrado sobre depósitos pertenecientes al nivel más moderno del sistema de terrazas fluviales del cañadón Salado, por lo que se asigna con dudas al Plioceno inferior alto. Los Niveles II y III se ubican tentativamente en el Plioceno superior bajo.

Depósitos de terrazas fluviales del río Deseado y del cañadón El Pluma (Niveles I, II y III) (27, 28, 29)

Gravas con matriz arenosa y arenas medianas a muy gruesas

Los depósitos del Nivel I presentan su mayor expresión superficial al norte del río Deseado, desde la pampa de la Yegua Muerta (500 m s.n.m.) hasta las inmediaciones de la estancia Zabala (370 s.n.del mar). Este nivel se encuentra profundamente disectado por el cañadón El Pluma.

Al sur del río Deseado, los depósitos correspondientes a este nivel presentan su mayor desarrollo al norte de la meseta del Guadal Grande; hay un pequeño remanente en las cercanías de la laguna de Los Flamencos.

Estos depósitos están constituidos por gravas redondeadas a subredondeadas de vulcanitas y piroclastitas con escasa presencia de clastos graníticos; con una matriz conformada por arenas gruesas a muy gruesas de color gris amarillento, dispuestas en forma de bancos que exhiben un arreglo granodecreciente y en lo que es común la presencia de estratificación entrecruzada.

Los depósitos del Nivel II ocupan áreas notoriamente menores a los del nivel anterior. Se disponen en ambos márgenes del río Deseado; en la derecha los depósitos más extensos están localizados al norte de la laguna de los Flamencos y hay pequeños remanentes al oeste de la estancia Aguas Vivas; en la margen izquierda se localizan en la zona del cañadón Botello, en la pampa de la Yegua Muerta, en el cañadón El Pluma y al este de la laguna Sin Nombre.

Estas acumulaciones inconsolidadas están constituidas por gravas de características semejantes a las del Nivel I, con una matriz de arenas medianas a gruesas de color gris amarillento.

Las terrazas del Nivel III también están representadas en ambos márgenes del río Deseado. Al norte

del mismo ocupan una extensa franja que se extiende desde la pampa de la Yegua Muerta hasta el límite este de la Hoja. Al sur del río los depósitos son más pequeños y discontinuos, como los de la zona del cerro Chapalala y los de la pampa de Romberg.

Los depósitos están constituidos por rodados bastante sueltos, en una matriz de arenas medianas, de colores grises y amarillos, con una disposición granodecreciente.

Los tres niveles de terrazas descriptos presentan una superficie homogénea, con una suave pendiente regional hacia el este.

Relaciones estratigráficas y edad

Los depósitos del sistema de terrazas del río Deseado y cañadón El Pluma se disponen en discordancia sobre las tres unidades cretácicas del Grupo Chubut, los basaltos eocenos y los depósitos marinos de la Formación Monte León.

No se tiene en la comarca elementos suficientes como para fijar con precisión la edad de los tres primeros niveles de terrazas del sistema del río Deseado, por lo que se los ha colocado con dudas dentro del Plioceno (en el inferior el nivel más antiguo y en el superior los dos restantes).

Sin embargo, cabe aclarar que al sudeste de la Hoja Goring *et al.* (1997) dataron coladas del Basalto Cerro Mojón que cubren allí a los depósitos de terrazas más antiguos del río Deseado, con edades en el límite Mioceno superior – Plioceno.

La correlación regional de las terrazas en toda la cuenca del río Deseado permitirá precisar mejor la edad de las mismas, no descartándose por lo tanto que los niveles I a III aquí descriptos sean más antiguos.

2. 2. 3. 3. Plioceno superior

Basalto Cerro Piedras (30)

Basaltos olivínicos

Antecedentes

Los mapas elaborados por geólogos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales son los únicos antecedentes de este episodio volcánico básico; en ellos los basaltos son tratados en forma genérica para toda el área comprendida entre el río Deseado y el codo del río Senguerr.

Distribución areal

El afloramiento más importante es el del cerro Piedras, situado al este de la estancia que lleva el mismo nombre, entre los cañadones del Carril y Salado. Otro afloramiento de menores dimensiones es el del cerro Redondo Castañón, ubicado al sur del río Deseado.

Litología

El Basalto Cerro Piedras en su localidad tipo forma un manto lávico que ocupa un área de aproximadamente 45 km², siendo su longitud de 12,5 km con un ancho máximo de 8 km y mínimo de 1,2 kilómetros.

El emplazamiento del manto basáltico está controlado por el relieve previo, integrado por niveles de agradación y terrazas fluviales.

Su relieve, en general bastante llano, presenta lomadas y depresiones cubiertas por bloques y lajas de variadas dimensiones. Hacia el extremo sur presenta dos engolfamientos probablemente originados por procesos de inversión de relieve.

En el extremo sudeste la colada alcanza un espesor de 2 m, conformados por un basalto bastante fresco de color gris oscuro, microvesicular, que presenta cristales de olivina y plagioclasas euedrales en una pasta afanítica.

Al norte de la boca de emisión, junto a la laguna, se observa una única colada con un espesor de aproximadamente 5 metros. La sección superior, de unos 0,60 m de potencia, está bastante alterada y con abundantes vesículas subesféricas de 1-2 milímetros. La sección inferior está constituida por un basalto gris oscuro con tintes verdosos, masivo, casi afírico, con algunos pequeños cristales de olivina y feldespatos. El frente de esta colada presenta un lajamiento subhorizontal muy marcado y netamente predominante sobre la disyunción vertical prismática, la que se encuentra poco desarrollada.

Este manto lávico probablemente correspondiente a una sola colada, tiene su centro de emisión a 713 m s.n.m. y a unos 63 m sobre la altura media de la región circundante.

El cono de forma circular, en su centro y laderas se encuentra cubierto por escorias basálticas de color rojo ladrillo o morado dado por la oxidación y sumamente livianas debido a su gran vesicularidad.

En el cerro Redondo Castañón situado al sur del río Deseado, aflora un manto lávico muy regular y

bastante alterado en superficie, en el que se observan vesículas alineadas que forman canales (hasta 5 cm). Ocupa un área de forma elíptica de aproximadamente 14 km², con una longitud de 7 km y un ancho de 4 kilómetros.

El centro de emisión se encuentra a 914 m.s.n.m. (114 m desde su base) sobresaliendo netamente del relieve circundante. El cono se encuentra rodeado de escorias basálticas de colores rojizos. La roca tipo es un basalto melanocrático, microvesicular (con algunas amígdulas rellenas por carbonatos) y con una textura microporfírica; entre los componentes principales o esenciales se encuentran los del grupo del olivino (con una alteración moderada), cristales de plagioclasa y material vítreo.

Ambiente

Son efusiones de lavas básicas – alcalinas, de tipo central en las que aún se conserva su boca de emisión. Son características de períodos de distensión luego de otro fuertemente compresivo, relacionado con una fisuración profunda de la corteza.

Relaciones estratigráficas

El Basalto Cerro Piedras está en relación de discordancia angular sobre unidades mesozoicas y cenozoicas.

El afloramiento de mayor extensión, el del cerro Piedras, se apoya en discordancia sobre depósitos de agradación pedemontana (Niveles IV y V) y sobre el sistema de terrazas fluviales del cañadón Salado (Nivel I).

En el cerro Redondo Castañón cubre en discordancia a vulcanitas jurásicas, y a basaltos de edad eocena.

Edad

Panza *et al.* (1994) reunieron tentativamente todas las lavas modernas de la provincia de Santa Cruz dentro del ciclo plio – pleistoceno.

Estos basaltos en su localidad tipo (el cerro Piedras) se apoyan en discordancia sobre depósitos correspondientes al Plioceno superior.

El buen estado de conservación de sus lavas y aparatos de emisión, indicarían que se trata de pulsos modernos.

Ante la falta de dataciones radimétricas y teniendo en cuenta las relaciones estratigráficas y su

buen estado de conservación, se les asigna tentativamente una edad pliocena superior, no descartando que algunas emisiones puedan llegar al Pleistoceno inferior.

2.2.4. NEÓGENO SUPERIOR - CUATERNARIO

2.2.4.1. Plioceno superior – Pleistoceno inferior

Depósitos de terrazas fluviales del río Senguerr (Niveles IV y V) (31, 32)

Gravas arenosas y arenas finas a medianas

Estas terrazas asignados al Pleistoceno superior, como todas las del sistema, son cíclicas. En muchos casos aparecen solo en una margen del río, debido a que su homólogo fue eliminado por erosión o queda un pequeño remanente.

El Nivel IV es el de mayor extensión superficial del sistema, está muy bien representado en ambas márgenes del paleocauce del río Senguerr (Nivel VI). En la margen derecha los depósitos ingresan desde el norte del paraje Los Monos y se extienden hasta las inmediaciones del cerro Bayo. En la margen izquierda éstos rodean en su extremo sur a la pampa María Santísima.

Las terrazas del Nivel V, a diferencia del resto del sistema, presentan sus mejores depósitos en la margen izquierda del paleocauce del río Senguerr, extendiéndose desde el codo del río, adoptando una forma de arco alrededor de la pampa María Santísima.

En la margen derecha esta unidad se encuentra sumamente disminuida, formando una estrecha faja que ingresa desde el norte y se extiende unos kilómetros al este de la estancia La Ítala.

Los depósitos de estos niveles se encuentran escasamente consolidados y están conformados por gravas medianas en una matriz de arenas finas a medianas.

Ambos niveles presentan una superficie muy homogénea, con una pendiente regional hacia el este.

Los depósitos de terrazas correspondientes a los Niveles IV y V carecen de evidencias estratigráficas que permitan determinar su edad. Pero como responden genéticamente al mismo sistema, son más modernos que los Niveles I, II y III, que fueron asignados al Plioceno inferior alto y superior bajo, respectivamente, por los que se ubica tentativamente al

Nivel IV en el Plioceno superior alto y al Nivel V en el Pleistoceno bajo.

Depósitos de terrazas fluviales del río Deseado y del cañadón El Pluma (Niveles IV y V) (33, 34)

Gravas arenosas y arenas finas a medianas

Los depósitos de terrazas del Nivel IV, asignados al Pleistoceno superior, se encuentran representados en ambos márgenes del río Deseado, desde la estancia La Carmencita hasta la zona del Zanjón del Catamarqueño. Su depósito de mayor extensión se encuentra al sur del puesto de Cacique C. Vera, elevándose unos 350 metros sobre el nivel del mar.

Esta unidad está constituida por un agregado suelto de gravas, en una matriz de arenas finas a medianas, arcillas y limos, de color amarillo grisáceo.

Los depósitos del Nivel V presentan gran distribución areal, extendiéndose desde la estancia Aguas Vivas hasta el límite este del área relevada. Estos depósitos abarcan una superficie ostensiblemente mayor al norte del río Deseado. En esta zona, se puede observar una terraza de unos 380 km² de superficie, la de mayor tamaño del sistema del río Deseado y del cañadón El Pluma, que se inicia en las cercanías de la estancia La María y se extiende hasta el límite oriental de la Hoja. Esta terraza se encuentra disectada por el cañadón Vasco en las inmediaciones del cerro Ballena.

Otro depósito de menor expresión superficial se encuentra al oeste del cerro Chapalala.

Es difícil determinar su espesor debido al enmascaramiento de su contacto con la unidad infrayacente, pero se estima entre 10 y 15 metros.

Estos depósitos se hallan poco consolidados y están conformados por gravas y arenas; en estas últimas predomina la fracción fina, siendo subordinada la mediana. Presentan una pendiente regional hacia el este.

Los Niveles de terrazas IV y V carecen de evidencias estratigráficas que permitan determinar su edad. Sin embargo como responden genéticamente al mismo sistema, podemos asegurar que son más modernos que los Niveles I, II y III, que en la comarca fueron asignados tentativamente al Plioceno, por lo que el Nivel IV se ubicaría en la parte más alta del Plioceno y el V en la más baja del Pleistoceno.

2. 2. 5. CUATERNARIO

2. 2. 5. 1 Pleistoceno

Depósitos de morena frontal (Estadío Inicial) (35)

Till, gravas arenosas con escasos bloques

Los depósitos glaciares se presentan formando arcos en torno del lago Buenos Aires (al oeste del área de trabajo). El más externo de estos, denominado por Caldenius (1932) Inicial, marca el límite de avance del hielo hacia el este.

Esta unidad está representada desde la margen izquierda del cañadón Botello hasta las cercanías de la estancia La Carmencita (en la margen norte del río Deseado) y al sur del mismo, desde la zona de la estancia Aguas Vivas hasta los 46° 45' de latitud sur, en cercanías de la estancia T. Beitía, ocupando un área de aproximadamente 75 kilómetros cuadrados.

Estos depósitos se disponen en forma de un delgado manto, que en condiciones topográficas favorables puede llegar a 20 m de potencia. Están constituidos por material clástico poco seleccionado y de origen variado aunque con un predominio de los elementos locales; presenta una matriz arenosa, con limos y arcillas en forma subordinada y son escasos los bloques erráticos.

Depósitos glaciares (Estadío Inicial) (36)

Gravas y arenas, escasos limos

Caldenius (1932) manifestó la dificultad para poder discriminar entre los depósitos glaciares y los Rodados Patagónicos. Fidalgo y Riggi (1965), sobre la base de estudios sedimentológicos realizados en el área, llegaron a la conclusión que estas planicies glaciares tienen una menor extensión que la propuesta por el primer autor.

En este trabajo de índole regional se adopta un criterio semejante al del Fidalgo y Riggi (1965).

Se ha reconocido esta unidad en la parte occidental de la pampa de la Yegua Muerta. Al sur del río Deseado se encuentran remanentes aislados, entre los que podemos destacar los ubicados en las cercanías de la estancia La Haydée y los del sur de la estancia La Mariana.

Estos depósitos están constituidos por gravas de hasta 10 cm de diámetro, arenas finas a medianas y escasos limos, siendo los colores más frecuentes el gris y el amarillo.

Dentro de una gran variedad litológica entre los clastos son dominantes los de vulcanitas (hasta un 75 %) a las que se subordinan los de plutonitas y metamorfitas.

Depósitos de morena frontal (Estadio Daniglacial) (37)

Till con bloques de naturaleza piroclástica, arenas y limos

Los depósitos de morenas del estadio Daniglacial adquieren su mayor desarrollo en la parte superior de la cuenca del río Deseado (al oeste del área de trabajo), donde se encuentran representados por un doble arco, producto de las pulsaciones en el retiro del hielo. En el ámbito de la hoja esta unidad glaciaria cuenta con depósitos de menor superficie y altura topográfica que los del estadio Inicialglacial.

En el sur del río Deseado los depósitos más notables se encuentran al oeste del puesto del Medio y al sur del puesto la Primavera. Los depósitos más orientales de esta unidad, al norte del río Deseado, culminan en las proximidades del cañadón Botello (al oeste).

Esta unidad está constituida por un till con bloques de naturaleza piroclástica, arenas y limos. Estas morenas están disectadas por procesos de erosión y remoción en masa.

En la margen izquierda del río Deseado, Fidalgo y Riggi (1965) mencionan la presencia de bloques de sedimentitas piroclásticas del "Chubutiano", englobados en una matriz areno-limosa.

Depósitos glacifluviales (Estadio Daniglacial) (38)

Gravas, arenas y limos

Estos depósitos, que son el producto de la acción combinada y sucesiva del hielo y del agua de fusión, representan el segundo estadio de los depósitos glacifluviales del sistema glacial vinculado al valle del lago Buenos Aires.

Son acumulaciones de gravas de variado origen y granulometría, con arenas y limos subordinados en las que predominan los colores gris y amarillo.

Estos depósitos fueron identificados en ambos márgenes del cañadón Botello y al oeste de la estancia Aguas Vivas.

Edad y correlación de los depósitos glaciarios

Caldenius (1932) realizó estudios en los lagos Buenos Aires, Pueyrredón, Posadas y Ghio, correlacionando sus depósitos morénicos y glacifluviales. Posteriormente, Mörner y Sylwan (1989) confirmaron esta correlación.

Sylwan *et al.* (1991) realizaron estudios de magnetoestratigrafía sobre sedimentos finos proglaciarios en la zona del lago Pueyrredón y llegaron a la conclusión que el episodio Inicialglacial corresponde al Cron Matuyama. El Subcron Olduvai de polaridad normal (1,67 – 1,87 Ma.) parece ser el más probable.

Con respecto al estadio Daniglacial, Sylwan *et al.* (1991) obtuvieron un registro de polaridad reversa, la que se interpretó como correspondiente al Cron Matuyama, de edad mayor a 0,7 Ma.

En base a los estudios antes mencionados, se ubicó en el Pleistoceno a los depósitos de morenas frontales y glacifluviales correspondientes a los estadios Inicialglacial y Daniglacial.

Depósitos de terrazas fluviales del río Senguerr (Nivel VI) (39)

Gravas arenosas, arenas finas a gruesas subordinadas, escasos limos y arcillas

Los depósitos de este nivel son los más modernos del sistema de terrazas del río Senguerr. Existen depósitos más recientes en el actual curso del río, que por razones de escala no fueron incluidos en este trabajo.

Los depósitos del Nivel VI, los de mayor extensión areal del sistema, corresponden al paleocauce del río Senguerr (actual Valle Hermoso).

Ingresa desde el norte en la zona del paraje Los Monos, disponiéndose en forma de arco en torno a la pampa María Santísima y se extienden al naciente del límite oriental del área de trabajo.

No fue posible determinar el espesor de estos depósitos inconsolidados. Estos se hallan constituidos por gravas finas, redondeadas y de variada génesis (fundamentalmente de origen volcánico) en una matriz de arena fina con algunas lentes de granulometría mayor, siendo escasas las fracciones de limo y arcilla. Presentan generalmente colores gris, castaño o amarillo.

Depósitos de terrazas fluviales del río Deseado y del cañadón El Pluma (Nivel VI) (40)

Gravas arenosas, arenas finas a gruesas subordinadas, escasos limos y arcillas

Las terrazas del Nivel VI del río Deseado son las más modernas de este sistema, se encuentran en contacto directo con la planicie aluvial del río y ocupan superficies por lo general no muy extensas, con espesores que no superan los 5 metros. También corresponden a este nivel las terrazas del cañadón El Pluma.

Estos depósitos se presentan en ambas márgenes del río y sus afloramientos más conspicuos se encuentran al norte: en la zona del puesto de la Vda. de González, al este del cerro Bayo o Ballena y en la estancia Fuenterrabia. Al sur existen aislados depósitos de variada extensión superficial, que se encuentran representados desde el puesto de la estancia San José hasta el puesto del Cacique Vera y en la zona del arroyo de la Chacra.

Son depósitos inconsolidados, integrados por gravas finas, arenas predominantemente finas con algunas lentes de granulometría gruesa, y en forma subordinada limos y arcillas. Los clastos son de variada procedencia, redondeados y con diámetros que rara vez superan los 10 centímetros. En general esta unidad presenta colores claros entre los que predominan el gris y el amarillo.

Depósitos que cubren niveles de pedimentos (41)

Gravas con matriz arenosa, limos y arcillas

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

Estas unidades raramente superan los 5 m de espesor y están compuestas por gravas (rodados entre 2 y 10 cm) en una matriz de arenas finas, limos y arcillas. Suelen presentar lentes de conglomerados polimícticos (piroclastitas y vulcanitas de variada naturaleza) en una matriz de psamitas y pelitas con colores grises, castaños y amarillos.

Se reconocen hasta tres niveles, con pendiente entre 15° y 3° desde su zona apical a la distal.

En ámbito de la Hoja, estos depósitos se desarrollan sobre distintas unidades cretácicas y terciarias. Entre las unidades cretácicas fundamentalmente sobre la Formación Bajo Barreal y entre las terciarias, la Formación Río Chico.

Depósitos de antiguas playas y cordones litorales lacustres (42)

Arenas finas, limos y arcillas; cordones de grava fina con matriz arenosa mediana

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.

Los cordones litorales tienen un rumbo dominante N-S y se presentan fundamentalmente en el sector noreste de la Hoja, en la laguna del Guadal y al este de la estancia Las Mesetas. Al sur del río Deseado se los reconoció en la laguna del Guadal Grande.

Ocupan áreas relativamente reducidas y tienen escaso espesor, cubriendo unidades cretácicas y cenozoicas. Se asigna tentativamente estos depósitos al Pleistoceno superior, no descartando la posibilidad que ocupen parte del Holoceno.

2. 2. 5. 2. Holoceno

Depósitos de planicies aluviales (43)

Gravas, arenas finas a gruesas, limos y arcillas

Están constituidos por material detrítico transportado por cursos fluviales, conformando rellenos de cauces y planicies de inundación.

Los depósitos del río Deseado y del cañadón El Pluma presentan acumulaciones de material de distinta procedencia y granulometría; las gravas provienen fundamentalmente de los niveles de agradación y en menor proporción de los depósitos de origen glaciario situados al oeste. La matriz es predominantemente arenosa pero también se encuentran presentes limos y arcillas.

En la zona del arroyo Pirámides el aluvio está conformado por sedimentos inmaduros de origen local. La granulometría es variada y abarca desde bloques de basaltos eocenos hasta limos y arcillas de las Formaciones del Cretácico superior y Cenozoico.

Al norte del río Deseado los cañadones, arroyos y el río Senguerr presentan sedimentos sueltos de colores claros (amarillos, blancos, grises, etc.) conformados por gravas, arenas, limos y arcillas.

El máximo espesor observado, sin base visible, alcanza a los cuatro metros en el río Deseado; en otros cauces ocasionalmente llega a dos metros.

Material de derrumbes y deslizamientos (44)

Bloques

Comprende aquellas acumulaciones que cubren los faldeos de las principales mesetas basálticas, con espesores que en general no son muy importantes pero que abarcan extensas áreas.

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 tobáceo proveniente de las sedimentitas cretácicas y cenozoicas que las subyacen.

Grietas y diaclasas permiten la percolación de grandes volúmenes de agua que socavan el terreno infrastante, provocando por gravitación el deslizamiento rotacional de grandes bloques, estimándose un desplazamiento vertical entre 400 y 500 m en las mesetas de las Lagunas Sin Fondo y San Pedro. Hacia las partes distales los rasgos se suavizan por efecto de la acción fluvial, formando lomadas redondeadas.

Sedimentos finos de bajos y lagunas (45)

Limos y arcillas

Son depósitos que rellenan bajos sin salida o lagunas temporarias. Se encuentran en la zona gran cantidad de bajos y lagunas temporarias, constituyendo los llamados guadales o barreales. En estas depresiones se depositan sedimentos muy finos (limos, limos arcillosos y arcillas) de colores castaño claros a grises. Hacia las márgenes de las lagunas se encuentra una zona en la que hay dispersos abundantes rodados y bloques, los cuales a veces son llevados hacia la zona central por efecto de los fuertes vientos. En la margen oriental de muchos bajos este material se mezcla con otro de origen eólico aportado por los vientos dominantes del oeste. Estos depósitos están representados en toda la Hoja, siendo más frecuente en el sector norte de la misma.

Depósitos eólicos (46)

Arenas finas a medianas

En el ámbito de la Hoja Geológica El Pluma estos depósitos se observan únicamente al este de la laguna Sin Nombre, ocupando un área de aproximadamente 7 kilómetros cuadrados.

Son acumulaciones de arenas finas a medianas, de color castaño amarillento que forman médanos que no superan los dos metros de altura.

Se forman principalmente por la depositación del material transportado por los vientos del oeste, que son los predominantes en la Patagonia.

Los vientos provenientes del oeste provocan la deflación de las psamitas y pelitas de la parte oriental de las lagunas, material que posteriormente es depositado.

Las zonas cubiertas por rodados o con cascajo basáltico son una importante defensa contra la deflación.

Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados (47)

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

Son pequeñas acumulaciones detríticas modernas que conforman capas delgadas constituidas por material de distintas unidades estratigráficas.

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

Los depósitos más representativos se encuentran al norte del río Deseado.

3. TECTÓNICA

FASES DIASTRÓFICAS

La estructura de la comarca es el resultado de la acción de varias fases diastróficas.

Los movimientos correspondientes a la Fase Rioatuélica (límite Triásico – Jurásico) serían los que dan inicio en el Macizo del Deseado al ciclo Patagonídico, cuya actividad magmática se inicia en el Dogger con el derrame de los basaltos de la Formación Bajo Pobre y a continuación con el de las rocas del Grupo Bahía Laura, importante ciclo lávico – piroclástico del Mesojurásico superior al Suprajurásico inferior, que aflora en el sudoeste de la comarca y en el subsuelo de la Cuenca del Golfo San Jorge.

La compresión ejercida por los Movimientos Intraméricos de la Fase Araucánica o la Fase Catanlílica produce un fuerte desplazamiento del sustrato, que es fracturado generando una estructura de bloques elevados y hundidos que formaron subcuencas ocupadas por los depósitos del Grupo Las Heras en el subsuelo de la comarca.

Un nuevo episodio diastrófico correspondiente a la Fase Austríaca genera la discordancia entre los depósitos del Grupo Las Heras y los del Grupo Chubut (en subsuelo).

Los Movimientos Intersenonianos o Fase Patagónica Principal (compresivos), producen la reactivación de antiguas estructuras generando el plegamiento suave de la cobertura cretácica.

En el Paleógeno se produce un período de distensión, quizás vinculado con la Primera o Segunda Fase del Primer Movimiento del ciclo Andico, que genera efusiones basálticas durante el Eoceno (Basalto Cerro del Doce).

Un lento y progresivo descenso del continente se produjo, quizás por efecto de la Fase Incaica (Primer Movimiento del ciclo Andico), lo que permitió el ingreso de un mar somero durante el Oligoceno superior representado por la Formación Monte León. La regresión se vincularía con los movimientos epigénicos de la Fase Pehuénchica.

Durante el Mioceno se producen efusiones basálticas previas a la Fase Quéchuica, responsable del ascenso de la cordillera que generó material pefítico para la formación de depósitos de agradación.

DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

En el área abarcada por la Hoja Geológica El Pluma se observan marcados rasgos lineales entre los que prevalecen estructuras de fallamiento, siendo netamente subordinadas las de plegamiento.

Para la interpretación estructural se usaron fotografías aéreas, imágenes satelitarias y las principales estructuras determinadas en el campo.

Esta comarca forma parte de las provincias geológicas de la cuenca del Golfo San Jorge y del Macizo del Deseado, las cuales poseen estilo y comportamiento estructural diferente, motivo por el cual se procede a su tratamiento por separado.

a- Cuenca del Golfo San Jorge

Desde el punto de vista geotectónico se encuentra ubicada en la zona sur de la placa Sudamericana, al este del punto de convergencia con las placas de Nazca y Antártica.

Si bien el ambiente tectónico de la cuenca del Golfo San Jorge se extiende aproximadamente hasta el río Deseado, la cuenca continúa algunos kilómetros al sur.

La zona que media entre ambos límites presenta

depósitos influenciados por el ambiente tectónico del Macizo del Deseado.

Dentro de la cuenca se pueden distinguir tres sectores en base a su estilo tectónico: el oriental (fuera de la Hoja), el occidental donde predomina el estilo extensional y el central cuyas estructuras extensivas son afectadas por la compresión terciaria que genera fallas inversas de alto ángulo.

Estructuras de plegamiento

El anticlinal Perales constituye la estructura de mayor extensión areal de la comarca y se encuentra limitado al sur por el alto umbral de las lomas del Cuy, al este por el cordón del Rastro (ubicado inmediatamente al naciente del límite oriental de la Hoja), al oeste por el cerro Bandera y al norte por el valle Hermoso.

Es un anticlinal asimétrico de orientación NE-SO; el flanco oriental es el más abrupto con una pendiente de aproximadamente 40°, muy notoria en las sedimentitas de la Formación Salamanca, en tanto que el flanco occidental es más suave y tendido.

En su extremo septentrional, a la altura de la laguna del Guadal, la estructura inflexiona al noroeste reduciendo notablemente la pendiente de su flanco oriental.

Hacia el norte los niveles terrazados del valle Hermoso no permiten observar la posible prolongación del anticlinal.

En las inmediaciones del cerro Cuadrado se observa un suave anticlinal de rumbo NO-SE que afecta a las sedimentitas terciarias de la Formación Monte León.

En la margen norte de la Angostura del río Deseado, se encuentra el cerro Bayo o Ballena, que es un braquianticlinal asimétrico de orientación NNO-SSE con vergencia hacia el oeste, con su flanco sudoccidental abrupto y el nororiental más tendido. Esta zona constituiría el límite austral de la faja corrida y plegada, de amplio desarrollo en la provincia del Chubut.

Estructuras de fallamiento

Un importante sistema de fallas de tipo tensional se localizó en el faldeo austral de la pampa María Santísima, donde se pudieron determinar dos direcciones de fallamiento predominantes: N60°E y N50°O.

Por el sur, el valle Hermoso se encuentra limitado por fallas tensionales que presentan tres direcciones dominantes: N50°O al norte del bajo Slapelez, E-O en la zona de las estancias La Ítala y Las Mesetas y N75°E al norte del anticlinal Perales.

También se distinguieron dos direcciones principales de lineamientos, predominando los de orientación NO-SE, entre los que podemos mencionar los cañadones el Pluma y Vasco y los cerros Piedras, Chapalala, Wenceslao, Ballena y Setenta. Los lineamientos de orientación NE-SO se encuentran en el cerro Guadal (431) y en Aguada Bandera.

Probablemente la estructura del anticlinal Perales se continúe en la zona de la laguna de Janarez, donde se observa una falla inversa; en el bloque elevado hay sedimentitas y piroclastitas cretácicas de la Formación Bajo Barreal y en el bloque bajo sedimentitas paleógenas de la Formación Salamanca, las que presentan una importante inclinación hacia el este.

INTERPRETACIÓN DE LA ESTRUCTURA

En la cuenca del Golfo San Jorge, en la zona que abarca la Hoja Geológica El Pluma, a las estructuras distensivas preexistentes se le superpone una tectónica compresiva, que es la responsable de la deformación de los anticlinales y sinclinales. Esta se extiende desde la sierra de San Bernardo (fuera del área de trabajo) hacia el sur, fundamentalmente en subsuelo, hasta las estribaciones del Macizo del Deseado. Los anticlinales y sinclinales pueden ser asimétricos o simétricos y presentan un rumbo general norte – sur.

La cuenca posee un basamento eopaleozoico rígido y comportamiento frágil, que permite la propagación vertical de la deformación a través de la cubierta sedimentaria.

El estudio de secciones sísmicas permite inferir que la compresión terciaria produjo la inversión tectónica de antiguos depocentros modificando el estilo original. Esta tectónica compresiva generó fallas inversas de alto ángulo, con una orientación NE y SO, las que se hacen lítricas en profundidad.

Los bloques colgantes son de tipo cajón, con ejes submeridianos que presentan vergencia tanto este como oeste y fallas de tipo *back thrust* (Fígari *et al.*, 1999).

En el sector occidental de la Hoja prevalece el fallamiento extensivo poco modificado por la tectónica terciaria.

b- Macizo del Deseado

Presenta una estructura bastante sencilla, en la que los rasgos más sobresalientes corresponden al fallamiento y en forma subordinada al plegamiento.

Estructuras de fallamiento

El estudio de fotografías aéreas permite determinar con mayor facilidad estas estructuras; su observación en el campo es dificultosa debido a su poca relevancia y reducida expresión.

La observación pormenorizada del terreno permite encontrar evidencias de fallamiento tales como brechamiento, silicificación, espejos de fricción, venas de sílice y/ o baritina acompañando a la zona brechada.

Entre las estructuras más notorias de la comarca se encuentran un grupo de fallas tensionales ubicadas en la zona del Guadal Chico, que afectan a las Formaciones Bajo Barreal, Laguna Palacios y los basaltos eocenos. Al norte, una falla inversa con rumbo N64°E y labio hundido hacia el sudoeste se desarrolla desde las inmediaciones de la laguna de los Flamencos hasta el Guadal Grande. Hacia el sur, en las cercanías de la estancia Los Pinos, otra falla inversa de rumbo N39°E, con labio hundido hacia el noroeste afecta también a la Formación Chon Aike.

Otro importante sistema de fallamiento se encuentra localizado en el bajo del Catamarqueño. En su sector oeste se destacan dos importantes fallas inversas con rumbo N36°E y N25°E, con labio hundido hacia el naciente, las que afectan a las Formaciones Bajo Barreal, Laguna Palacios, Río Chico y a los basaltos eocenos. Al este de la depresión, en la zona de la meseta de las Lagunas Sin Fondo, otra falla inversa de rumbo N38°O con labio elevado hacia el poniente afecta a sedimentitas y piroclastitas cretácicas y basaltos eocenos.

En la zona occidental, en terrenos jurásicos del Grupo Bahía Laura, el curso del río Pinturas presenta una evidente adaptación a las estructuras con rumbo general norte - sur.

En el centro del Macizo del Deseado, Panza (1982, 1998) analizó detalladamente las estructuras de fallamiento, determinando siete direcciones principales y su orden temporal.

Estructuras de plegamiento

Por movimientos diferenciales de los bloques del basamento se produjeron pliegues de arrastre en

parte de la cobertura sedimentaria. Estas estructuras afectan fundamentalmente a las sedimentitas y piroclastitas cretácicas del Grupo Chubut.

Los ejes axiales de los principales anticlinales y sinclinales presentan predominantemente una orientación NO-SE.

En el sector del bajo del Catamarqueño, la secuencia tobácea aparece plegada en anticlinales con ejes de rumbo N55°O y N70°O y sinclinales cuyos ejes tienen rumbo N67°O y N77°O, afectando en ambos casos a las Formaciones Bajo Barreal y Laguna Palacios. Iguales relaciones presenta el anticlinal del Bajo Grande, cuya orientación es N20°E.

Otras importantes estructuras de plegamiento se observan en la zona de la laguna del Guadal Chico, al oeste de la misma hay anticlinales con rumbo N74°O afectando a la Formación Bajo Barreal, y al noroeste hay otros con orientación N45°E que involucran a la Formación Laguna Palacios.

Los anticlinales ubicados al este y noroeste de la estancia Los Pinos (Le-Aike) presentan sus ejes con rumbo N27°O y N50°E respectivamente, involucrando a sedimentitas de la Formación Bajo Barreal.

Otras áreas de plegamiento de las sedimentitas del Grupo Chubut se observan al este del cerro Buitre, al norte de la estancia Don Pablo y en la laguna Guadalosa.

En casi todos los casos se trata de pliegues de arrastre, braquianticlinales y braquisinclinales de escasas dimensiones y con inclinaciones muy suaves, cuyos valores oscilan entre 10° y 15°.

INTERPRETACIÓN DE LA ESTRUCTURA

Con el fin de reconocer los sistemas de fracturación actuantes en la comarca, se determinó la longitud y orientación de los rasgos lineales observados e inferidos, y el comportamiento de elementos estructurales secundarios, tales como: alineación de centros efusivos, pliegues de arrastre y el emplazamiento de vetas y diques; esto permitió caracterizar a la estructura de la comarca como del tipo de bloques limitados por fracturas.

Panza (1982), en el centro del Macizo del Deseado, reconoció la existencia de dos sistemas de fracturación principales. El primer sistema denominado El Tranquilo, más antiguo y de menor desarrollo, presenta un rumbo promedio N35°O y una conjugada de rumbo N60°E. El segundo sistema de fracturación corresponde al denominado Bajo Grande, con rumbo N64°O y conjugada de rumbo N35°E.

Para la Hoja Geológica Destacamento la María, Panza y Cobos (1998) obtienen valores semejantes con ligeras variaciones zonales.

Sobre la base del análisis de 200 estructuras en el ámbito de la Hoja se realizaron tres diagramas de fracturación con intervalos de 10°.

En el sector oeste (Fig. 2) el sistema El Tranquilo presenta su dirección principal con un rumbo N40°O. Este desplazamiento ligeramente hacia el oeste con respecto a su valor promedio, quizás corresponda a la influencia de la componente principal del sistema Bajo Grande que se encuentra enmascarada por la superposición de numerosas estructuras.

Con respecto a las conjugadas, la de mayor desarrollo corresponde al sistema Bajo Grande con un rumbo N32°E y la del sistema El Tranquilo con rumbo N 64°E, ambas con valores muy cercanos a los del centro del Macizo.

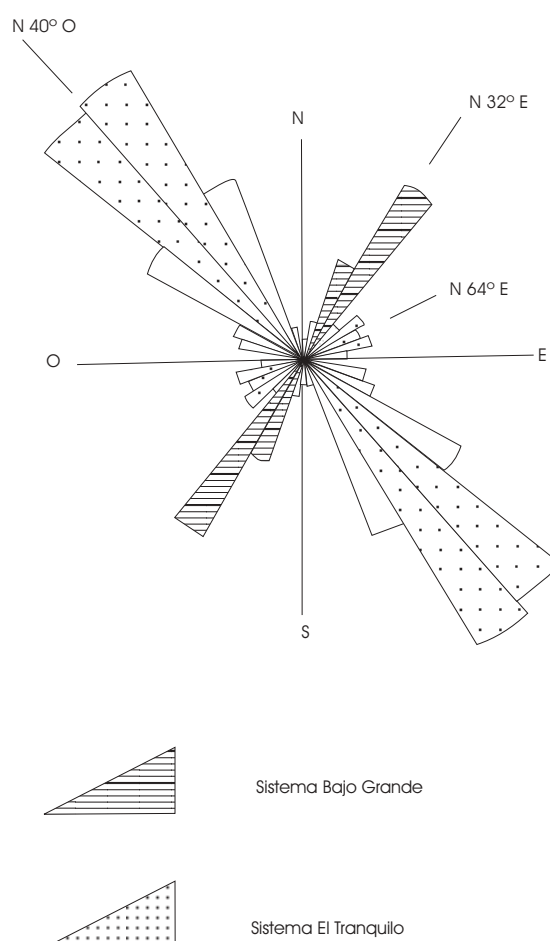


Fig. 2. Diagrama de fracturación de la Hoja 4769-I El Pluma, al sur del río Deseado. Sector sudoeste.

En la zona este (Fig. 3) el mayor desarrollo corresponde al sistema Bajo Grande cuyas componentes principal y conjugada presentan rumbo N55°O y N29°E respectivamente, valores levemente inferiores a los encontrados en el centro del Macizo del Deseado, pero superiores a los determinados por Panza y Marín (1998) para la zona septentrional de la Hoja Geológica Gobernador Gregores.

Con respecto al sistema el Tranquilo solamente se observa la componente principal con un rumbo N30°E, algo inferior al original.

El análisis de conjunto (Fig. 4) nos permite observar la marcada preponderancia de las estructuras del sector oeste en el resultado final.

La componente principal del sistema El Tranquilo (N40°O) alcanza valores superiores a los originales debido a la influencia del sistema Bajo Grande que queda totalmente enmascarado.

De las conjugadas, la de mayor desarrollo corresponde al sistema Bajo Grande con rumbo N30°E, y el sistema El Tranquilo con rumbo N61°E, ambos con valores semejantes a los originales.

Panza (1982, 1998) sugiere para la componente principal del sistema El Tranquilo un desplazamiento

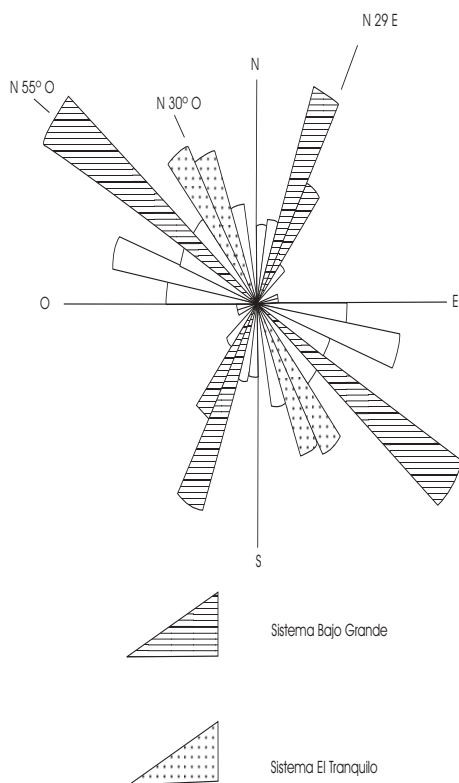


Fig. 3. Diagrama de fracturación de la Hoja 4769-I El Pluma, al sur del río Deseado. Sector sudeste.

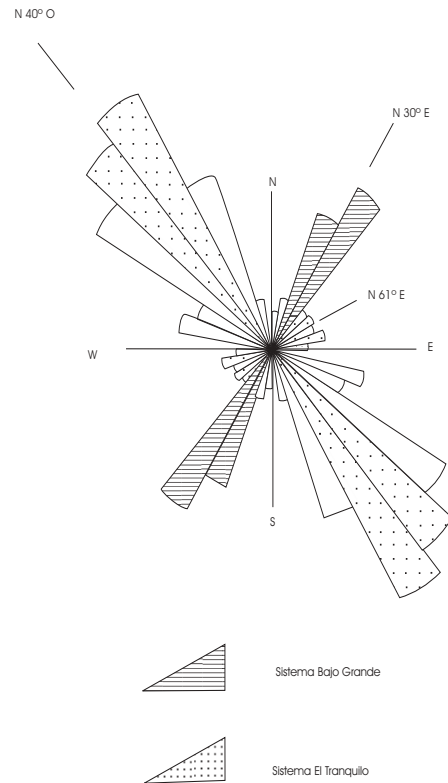


Fig. 4. Diagrama de fracturación de la Hoja 4769-I El Pluma. Total sector sur del río Deseado.

horizontal levógiro y quizás de tipo dextrógiro para su conjugada; asimismo hay una componente vertical no demasiado importante para ambas.

Ramos (1977) considera que el desplazamiento de rumbo en la orientación conjugada, significaría que la deformación en la comarca ha sido moderada a fuerte.

El sistema Bajo Grande presenta un desplazamiento horizontal levógiro para la componente principal, pero con marcado desplazamiento vertical, y dextrógiro para la conjugada con un desplazamiento vertical siempre presente (Panza y Cobos, 1998).

Coira *et al.*(1975) consideran las direcciones principal y conjugada de ambos sistemas como direcciones regmáticas de fracturación.

Estas estructuras afectan fundamentalmente a las rocas jurásicas del Grupo Bahía Laura, pero las reactivaciones posteriores al Oligoceno hacen que las fracturas regmáticas también puedan afectar a sedimentitas cretácicas y a basaltos y sedimentitas cenozoicas.

4. GEOMORFOLOGÍA

El relieve de la comarca es el resultado de la acción modeladora de distintos agentes geomórficos, destacándose claramente la acción

fluvial. Además ha sido muy importante en el sector meridional la actividad volcánica, principal responsable de su actual morfología. Como se trata de una región de clima semiárido, hay sectores en los cuales la erosión fluvial no ha sido tan intensa, teniendo mayor participación la acción eólica y la remoción en masa.

El río Deseado (de régimen intermitente) es el principal curso de agua que atraviesa la región; nace fuera de la comarca en las cercanías de la ciudad de Perito Moreno y en su camino hacia el océano Atlántico recibe los aportes del río Pinturas (de régimen permanente) de los cañadones Botello y El Pluma (foto 37) y también de los arroyos Pirámides y zanjón del Catamarqueño.

FISIOGRAFÍA

A los fines de su descripción fisiográfica, se tomó como referencia el río Deseado, subdividiendo el área en estudio en dos zonas, al norte y al sur del mismo.

ZONA NORTE:

En este sector se reconocen varios niveles mesetiformes cubiertos por mantos psefíticos de espesor variable, que se desarrollan entre los 840 y 570 m s.n.m., lo que indica los sucesivos levantamientos de la región y la consiguiente reactivación de los procesos erosivos.

Las mesetas presentan numerosas depresiones endorreicas, de variado tamaño y profundidad, destacándose netamente el bajo Slapelez. Generalmente estos bajos presentan un drenaje centrípeto pobremente desarrollado y están ocupados por cuerpos de agua de carácter transitorio.

Estos depósitos agradacionales presentan una pendiente regional hacia el este y se encuentran disectados por los cañadones El Pluma, del Carril y Salado.

Las lagunas más importantes de la región son: del Rastro, Sin Nombre, Janarez, Guadal y Guadalosa del cerro Bayo.

En este sector alcanzan un notable desarrollo las terrazas fluviales de los ríos Deseado, Senguerr y del cañadón Salado.

Las mayores elevaciones están representadas por la loma Kensel (840 m) y los cerros Cuadrado (738 m), Guadal (675 m), Setenta (672 m), Bayo o Ballena (596 m) y Wenceslao (569 m).

ZONA SUR:

En el sector occidental se encuentra la cuenca imbrífera del río Pinturas, que presenta un rumbo general norte - sur y desarrolla su curso sobre las volcanitas jurásicas de la Formación Chon Aike, elaborando un profundo valle de más de 100 m de desnivel relativo. Su principal afluente es el arroyo Telken, siendo muy escaso el aporte de los cañadones del Diablo y de Los Pumas.

Existen varias cuencas centrípetas, la mayoría desconectadas entre sí, entre las que se destacan las lagunas de los Flamencos, del Guadal Chico y del Guadal Grande.

Las principales alturas de este sector corresponden a los cerros Negro (1058 m), Negro El Retiro (847 m), Boina Negra (854 m), Yique (734 m) y El Portugués (720 m).

En el sector oriental se observan elevadas planicies mesetiformes cubiertas por mantos basálticos de importantes espesores, que protegen las unidades sedimentarias; normalmente estas planicies elevadas se encuentran rodeadas por una extensa superficie de rocas deslizadas que forman un relieve áspero e irregular.

Las mayores elevaciones de este sector la constituyen las mesetas de las Lagunas Sin Fondo (1126 m), del Plantel (1125 m) y Lehmann (1007 m) y los cerros Centinela (1101 m), Tres Picos (1028 m) y Bonete (1006 m).

La meseta de las Lagunas Sin Fondo, cubierta por basaltos miocenos, presenta depresiones profundas ocupadas por cuerpos de agua permanentes, como los de las lagunas Bramadora, de Yerio (foto 34) y otras de menores dimensiones, característica que también presenta la meseta de San Pedro.

En este relieve predominantemente volcánico hay bajos ocupados por guadales o lagunas, entre ellos las lagunas Guadalosa del Cerro Chenque, del Bonete (foto 38) y del Bajo Molerés.

Esta zona se caracteriza por la presencia de remanentes de planicies basálticas y paisajes de bad lands en sedimentitas cretácicas.

PROCESOS GEOMÓRFICOS Y FORMAS RESULTANTES

A los fines de una mejor comprensión de la geomorfología, se ha subdividido el área ocupada por la Hoja El Pluma en varios sectores de acuerdo a los procesos dominantes y a las formas resultantes.

Ellos son :

- 1- Relieve modelado por la acción fluvial
- 2 - Relieve volcánico
- 3 - Relieve mesetiforme
- 4 - Relieve glaciario

1 – Relieve modelado por la acción fluvial

a. Valles fluviales

Los depósitos aluviales más destacables son los que se encuentran en el valle del río Deseado, que atraviesa la Hoja con un rumbo general oeste – este. Desde el punto de vista geomorfológico, es un río desproporcionado en menos, como ocurre con casi todos los grandes ríos patagónicos, cuyos valles fueron en otro momento conductores de la gran masa de agua generada por el deshielo del englazamiento cordillerano.

El río Deseado presenta un régimen semipermanente que conduce agua únicamente en épocas de deshielo o precipitaciones extraordinarias. El aporte que recibe de su cuenca imbrífera se insume en las arenas del cauce y en algunos casos, reaparece aguas abajo.

Sus principales afluentes (en el área de la Hoja) son el río Pinturas y los cañadones Botello y El Pluma.

El río Deseado tiene un hábito meandriforme desarrollado en una planicie aluvial con un ancho que varía entre 750 y 6000 m (valores extremos), siendo su valor promedio de aproximadamente 3000 metros.

En la planicie aluvial se observan vestigios de canales de meandros abandonados, albardones semilunares y lagunas en collera (que también se observan en los cañadones Salado y del Carril).

Los únicos ríos de régimen permanente que hay en la Hoja son el Pinturas y el Senguerr. Este último ingresa formando un pequeño codo en el límite con la provincia del Chubut.

b. Terrazas fluviales del río Deseado y cañadón El Pluma

En su camino hacia el mar, el río Deseado atraviesa distintas unidades generando un sistema con seis niveles de terrazas fluviales. Se estima que los Niveles I al V fueron desarrollados en tiempos en que el lago Buenos Aires vertía sus aguas al Atlántico, correspondiendo el Nivel VI a épocas recientes.

Entre los cañadones Botello y El Pluma, los distintos niveles presentan una disposición bastante si-

métrica y geoméricamente serían terrazas cíclicas (pares). Estas características son más difíciles de observar al este del cerro Chapalala, donde en muchos casos en la margen sur del río los depósitos han sido erosionados y por lo general presentan superficies ostensiblemente menores.

Este sistema de terrazas fluviales presenta una suave pendiente regional hacia el este.

c. Terrazas fluviales del río Senguerr

Este río alóctono y de carácter permanente generó un sistema de terrazas constituido por seis niveles, claro indicador de las veces en que el río vio alteradas sus condiciones de equilibrio.

El Nivel VI (actual Valle Hermoso) corresponde al antiguo cauce del río Senguerr; en épocas modernas sufrió la captura, en la zona del paraje Los Monos, desviando sus aguas hacia la cuenca de Sarmiento (al norte de la comarca).

Las terrazas son cíclicas o pares y en muchos casos no tienen su homólogo debido a que han sido eliminados por procesos erosivos.

Su perfil transversal es escalonado, más suave y tendido en la margen derecha, donde se encuentran representados todos los niveles.

d. Terrazas fluviales del cañadón Salado y otros

De los tres sistemas de terrazas distinguidos en la comarca, el del cañadón Salado es el más antiguo. Este cañadón, que actualmente es surcado por un curso de agua intermitente, es acompañado en su recorrido desde la pampa del Verdún hacia el este, por amplias superficies planas cubiertas por aluvio y cuya altura decrece hacia el valle. Esas superficies constituyen los niveles de terrazas cíclicas que conforman el sistema.

En el cañadón del Carril, la planicie de inundación presenta numerosas lagunas desconectadas entre sí, debido a que su paleocauce se encuentra actualmente sepultado por gravas y arenas. El perfil transversal del valle es suave y están representados únicamente los niveles de terrazas I y III.

e. Bajos endorreicos y cordones litorales

Son numerosos los bajos diseminados en la comarca, la mayoría de los cuales no han sido mapeados por razones de escala.

Esta morfología tan común en la Patagonia extrandina, por lo general presenta formas

semicirculares o elípticas, cuando tiene pequeñas dimensiones, y formas irregulares, cuando su tamaño es mayor.

Su tamaño varía entre centenares de metros a unos 10 a 12 km y su profundidad puede llegar a 170 m (bajo Slápez), pero por lo general no superan los 25 metros.

Presentan un drenaje de tipo centrípeto con colectores efímeros e irregulares.

El bajo más importante situado al sur del río Desado es el de la laguna del Guadal Grande, que actúa como nivel de base local y está labrado en las sedimentitas cretácicas de la Formación Bajo Barreal.

Algunos bajos presentan en su margen oriental acumulaciones de materiales arenosos producto de la depositación de los materiales removidos por deflación de la playa del bajo.

Muchos cuerpos de agua actuales, que constituyen lagunas importantes de la zona, como las del Guadal Grande, Sin Nombre, Guadal y la que se encuentra al este de la estancia Las Mesetas, presentan en sus bordes (oriental y septentrional) depósitos que conforman antiguas playas y uno o dos cordones litorales psefíticos, que por lo general se disponen con un rumbo norte – sur y en algunos casos NO – SE.

f. Relieve múltiple fluvial con marcado control estructural en volcanitas

Ambiente de las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike.

Las ignimbritas de la Formación Chon Aike constituyen el paisaje más abrupto y quebrado de la comarca: sus potentes mantos resaltan en el relieve formando altos paredones de 10 a 35 m de altura, abruptas crestas y pináculos de paredes subverticales (fotos 9 y 11, en págs. 14 y 15).

Es muy común un marcado diaclasamiento vertical, con formación de anchas columnas prismáticas algo irregulares. No obstante, en algunos lugares se forman pequeñas bardas de poca altura o lomadas bajas, o asomos redondeados apenas aflorantes en el terreno; otras veces estas unidades están cubiertas por lajas o pequeños bloques sueltos.

Uno de los rasgos característicos de este paisaje es la presencia de innumerables cavidades y cuevas, algunas de gran tamaño. Las rocas contienen abundantes litoclastos tobáceos y fragmentos pumíceos, y la meteorización de los mismos trae apa-

rejada la formación de gran cantidad de huecos debido a la eliminación de los materiales originales.

La progresiva destrucción por meteorización y por acción eólica va aumentando el tamaño de las cavidades, que se disponen al principio en forma subparalela a la pseudofluidalidad de las ignimbritas, con formas alargadas. Posteriormente la separación de las rocas en lajas acentúa el proceso de formación de cavernas. Es también destacable la descamación esferoidal que hace que las paredes de éstas sean lisas y con superficies redondeadas.

La red de drenaje suele ser de diseño rectangular-angular debido al fuerte control estructural ejercido sobre los cursos de agua por diaclasas y fracturas. Este ajuste a la estructura es sobretodo marcado en los colectores troncales, todos de régimen efímero, salvo el río Pinturas que es permanente. Estos arroyos prácticamente no desarrollan planicie aluvial al labrar sus cauces en las ignimbritas chonaikenses; por el contrario, el valle suele ser muy angosto, llegándose a originar una estrecha garganta de paredes verticales abruptas y elevadas. En gran parte de su recorrido, los colectores están regulados por fallas y fracturas, por lo que se pueden clasificar como ríos subsecuentes, ajustados a la estructura (línea de falla) y en muchos casos son individualmente de tipo anastomosado.

El perfil transversal de los demás valles es en V tendida, y en el perfil longitudinal se observan algunos saltos y desniveles. Todos estos caracteres indican un estado de juventud avanzada dentro del ciclo geomórfico fluvial. Asimismo, la presencia de las ignimbritas ha permitido el desarrollo de terrazas estructurales en algunos valles.

En las áreas donde la red de drenaje está poco desarrollada, la presencia de depresiones sin salida determina un diseño centrípeto multicanal, con pocos colectores que drenan las aguas ocasionalmente hacia los bajos endorreicos.

En este ambiente hay también fenómenos de remoción en masa (deslizamientos, caída de rocas, etc.), si bien netamente subordinados a la acción fluvial; se desarrollan principalmente al pie de los altos paredones ignimbríticos.

Ambiente de la Formación La Matilde

Se caracteriza por un relieve relativamente ondulado, chato, con lomadas redondeadas (foto 12, en pág. 17) entre las que se destacan unos pocos estratos más resistentes; se encuentran casi siem-



Foto 37. Vista general del cañadon El Pluma al oeste de la estancia San José.



Foto 38. Laguna Bonete rodeada por escombros basálticos; al fondo, la meseta del Plantel.



Foto 39. Detalle de la Formación Monte León al este de la estancia El Yatel. Areniscas medianas a finas, con estratificación entrecruzada, cubiertas por un banco ostrero de 1,3 m de potencia.



Foto 40. El cerro Negro visto desde el este, con el aspecto general de la Formación Chon Aike (ignimbritas riolíticas en la cúspide y tobas en las laderas).

pre cubiertas por un pavimento de lajas y pequeños trozos de rocas, desprovistas de vegetación. La cobertura parcial de materiales modernos y otros en tránsito es muy abundante y se dispone por lo general en áreas entre elevaciones.

Cuando la cobertura cuaternaria es más espesa, el diseño de drenaje suele ser dendrítico. El perfil transversal de los valles es suave y tendido.

g. Planicies estructurales con áreas de bad-lands en sedimentitas cretácicas

El paisaje es de tipo mesetiforme o con lomadas redondeadas; se encuentran numerosas mesillas o pedestales (buttes) o pequeñas crestas homoclinales, que se producen por la presencia de un banco superior resistente (generalmente psamítico) que protege a las capas friables inferiores.

En los lugares en que las piroclastitas se encuentran protegidas en su techo por un manto basáltico, se desarrolla a veces una escarpa de erosión, cuyo frente suele ser bastante abrupto y continuo. Aquí se notan los efectos producidos por remoción en masa, principalmente bajo la forma de deslizamientos rotacionales y caída de bloques.

En las bardas altas de la Formación Laguna Palacios es común la erosión en forma de “tubos de órgano”, así como la erosión diferencial que remarca la alternancia de estratos cineríticos friables (que forman mediacañas) con otros tobáceos más consolidados que se destacan como pequeñas cornisas (foto 21, en pág. 26).

La escasa red de drenaje desarrollada en estas rocas presenta un diseño dendrítico, sin evidencias de ajuste a la estructura.

Un paisaje local de bad-lands o huaiquerías, con gran cantidad de huecos y sumideros, puede llegar a formarse en algunos de los afloramientos, fundamentalmente de la Formación Bajo Barreal.

h. Pedimentación con formación de áreas de bad-lands en sedimentitas cenozoicas

La importancia de la erosión fluvial en el modelado del paisaje se pone de manifiesto por la presencia de planicies de erosión y transporte. Estos pedimentos, actualmente muy disectados, presentan una suave pendiente hacia el nivel de base local como pueden ser los bajos endorreicos y los valles de los ríos. Las sedimentitas terciarias presentan una cubierta de rodados y arenas sueltas escasamente consolidadas y esencialmente planas.

En los reducidos afloramientos de la Formación Salamanca suelen observarse algunas coquinas, pero más frecuentemente areniscas coquinoides, las que se disponen en forma subhorizontal formando pequeñas mesetas o cornisas verticales cuyo frente está en continuo retroceso, generando la caída de bloques y más raramente deslizamientos.

El paisaje de bad-lands es característico para las sedimentitas de la Formación Río Chico (foto 27, en pág. 34) y las de la Formación (o Grupo) Sarmiento. Se lo observa en los faldeos de las mesetas o lomadas de forma redondeadas, generalmente muy cubiertas por regolito o depósitos modernos y casi sin ninguna cobertura vegetal.

Las coquinas y areniscas coquinoides de la Formación Monte León, debido a su gran consolidación y a su posición subhorizontal, forman pequeñas mesetas o cornisas de bordes verticales (foto 39). El frente de los afloramientos es una escarpa de erosión en activo retroceso por el proceso de remoción en masa (caída de bloques, raramente deslizamientos).

También estas sedimentitas (Formación Monte León) constituyen los faldeos de las mesetas y casi siempre se encuentran cubiertas por material procedente de la destrucción de los depósitos que las cubren.

En este ambiente, la incipiente red de drenaje presenta un diseño dendrítico bien desarrollado, sin evidencias de ajuste a la estructura.

2 – Relieve volcánico (modificado por acción subaérea)

a. Remanentes de planicies estructurales lávicas eoceno - oligocenas

Son remanentes de coladas que constituyen planicies estructurales, actualmente muy desmembradas por acción fluvial y procesos de remoción en masa. Se trata de lomadas redondeadas casi sin preservación de bardas o bien con escarpas de reducida altura. En muchos casos son dominantes las mesillas y pedestales (buttes), que se conservan como testimonio de la mayor extensión anterior de las planicies, características que se observan en el ambiente del Basalto Cerro del Doce.

En el ambiente del Basalto Alma Gaucha predominan las formas mesetiformes tabulares con una disposición subhorizontal, en las que se observan diques generalmente de dimensiones reducidas y chimeneas volcánicas de escasa dimensión, de forma cónica puntiaguda y en algu-

nos casos con una marcada disyunción columnar. Ambas estructuras sobresalen en forma de crestones debido a su mayor resistencia a la erosión con respecto a las piroclastitas en las que están alojadas.

b. Planicies estructurales lávicas mio-pliocenas

Las planicies estructurales constituidas por los basaltos del ciclo efusivo mio-plioceno están representadas únicamente en el sudeste de la comarca. Forman abruptas bardas que constituyen una escarpa de erosión en activo retroceso debido a lo friable del sustrato que provoca fenómenos de caída y deslizamiento de rocas. Los deslizamientos son de tipo rotacional e involucran masas rocosas de gran volumen que se desplazan largas distancias debido a lo empinado de la pendiente. Estos depósitos van siendo modelados por la acción fluvial, eliminando las formas angulosas a medida que nos alejamos del frente de la barda generando un paisaje de suaves lomadas y depresiones.

Estas mesetas visibles desde grandes distancias, se disponen en forma horizontal o subhorizontal. Presentan una superficie irregular recortada por numerosas depresiones cerradas y ocupadas por profundas lagunas de aguas permanentes, que dan origen al nombre de Meseta de las Lagunas Sin Fondo (foto 34). Las mesetas de mayor extensión areal son la de las Lagunas Sin Fondo y la de San Pedro. Otras de menores dimensiones, pero de características semejantes, son la meseta del Plantel (foto 38) y la de Lehmann.

Los únicos centros de emisión conservados de estas lavas se hallan en la meseta de las Lagunas Sin Fondo, uno de ellos en avanzado estado de desmantelamiento.

c. Paisaje de coladas poco modificadas

Bajo esta denominación se agrupó a los basaltos plio-pleistocenos de los cerros Piedras y Redondo Castañón y el basalto mio-plioceno ubicado al sur de la estancia True Aike.

Constituyen mantos basálticos de escasa extensión areal y de poco espesor, generalmente constituido por una sola colada que se ha depositado adaptándose al relieve previo, característica bien notoria en el cerro Piedras cuyas lavas se derramaron adaptándose al relieve preexistente, conformado por varios niveles de agradación pedemontana y terrazas fluviales.

Son erupciones de tipo central, que tienen su boca de emisión de forma circular con una depresión central o cráter que en el caso del cerro Piedras se eleva 65 m sobre el relieve circundante y en el cerro Redondo Castañón unos 110 metros. Estos conos piroclásticos y sus laderas se encuentran cubiertos por escoria basáltica, bloques y bombas de color rojo ladrillo a morado por oxidación.

3 - Relieve mesetiforme

Agradación pedemontana

Se desarrolla en el sector septentrional de la Hoja donde se pueden reconocer cinco niveles de mesetas ubicados entre los 840 y 570 m s.n.mar.

El nivel más elevado corresponde a la Loma Kensel, ubicada en la zona occidental de la comarca, que es un pequeño depósito de forma triangular que presenta una pendiente occidental de aproximadamente 80° hacia el bajo Kensel (ubicado fuera del límite de la Hoja) y la oriental de casi 3 grados.

Otro relicto de este nivel es el cerro Cuadrado, rodeado por las terrazas fluviales del cañadón Salado.

A continuación, entre los 800 y 700 m se presenta el Nivel II, que se extiende hacia el este, presentando características geomorfológicas semejantes pero con una pendiente más suave.

El Nivel III es el último de este conjunto de escalones que se desarrollan desde la Loma Kensel hacia el este, encontrándose ubicado entre los 700 y 650 m; un depósito de menores dimensiones perteneciente a este mismo nivel se desarrolla desde el bajo Slapelez hacia el oeste presentando características semejantes a los anteriores y una forma irregular.

El Nivel IV presenta algunas depresiones cerradas con un diseño de drenaje centrípeto, se encuentra profundamente disectada por el cañadón El Pluma y en menor grado por los cañadones Salado y del Carril.

Estos niveles de agradación constituyen planicies sumamente planas que presentan una pendiente regional hacia el este con un valor angular menor a 1°. Están cubiertas por un manto de grava de espesores variables pero que por lo general disminuye hacia los bajos y aumenta en la zona de divisorias. En estas mesetas es posible reconocer varios escalones de escaso desnivel topográfico que suelen ser discontinuos y desaparecer en un centenar de metros.

De las numerosas cuencas cerradas o bajos que presentan estos niveles gradacionales, los de mayor

dimensión se observan en las estancias cerro Blanco y El Rosillo, ubicadas en el nivel más bajo (Nivel V).

Estas planicies gradacionales ocuparon zonas estructural y topográficamente bajas y por procesos de inversión de relieve, hoy están elevadas. Los depósitos cretácicos y terciarios, que no fueron cubiertos por los rodados por ocupar zonas elevadas en el momento de la depositación, al carecer de la protección de ese manto psefítico fueron erosionados, provocando la formación de bajos en el sector norte de la comarca.

4 - Relieve glaciario

Caldenius (1932), en su estudio de las glaciaciones pleistocenas en el lago Buenos Aires (situado al oeste de la comarca), establece cuatro subpisos denominados Inicioglacial, Daniglacial, Gotiglacial y Finiglacial, de acuerdo a los períodos de avance y retroceso del hielo, los cuales están representados por una serie de arcos morénicos separados por depósitos glacifluviales o glacilacustres.

De los cuatro estadios propuestos por Caldenius (1932) únicamente los dos primeros están representados en la comarca.

La masa de hielo que fluía hacia el este, alcanzó en el área de la Hoja un ancho de más de 40 km desde el cordón El Pluma hasta la estancia T. Beitía.

Las geoformas de acumulación están representadas por las morenas frontales (del estadio Inicioglacial), que abarcan una mayor superficie y se extienden hasta aproximadamente 4 km al oeste de la estancia La Carmencita. Hacia el sur estos depósitos glaciarios alcanzan las estribaciones del Macizo del Deseado, representado por las vulcanitas jurásicas del Grupo Bahía Laura.

Los depósitos glacifluviales de este estadio ocupan la parte occidental de la pampa de la Yegua Muerta, siendo sus rasgos más destacables los conos de transición adosados a la morena frontal. Al sur del río Deseado se encuentran pequeños remanentes representados por mantos psefíticos entre los que se destacan los ubicados al este de la estancia Los Tordos y los de la zona de la estancia La Haydée.

Las morenas frontales del estadio Daniglacial están constituidas por un doble arco que converge hacia el noroeste (uno de ellos fuera del área de trabajo), separado por planicies fluvio-glaciales, lo que indicaría distintos pulsos en el retiro del hielo. Estas morenas frontales presentan geoformas de erosión de menor magnitud, tales como estrías y surcos.

En los depósitos fluvio-glaciales del estadio Daniglacial situados en la zona del cañadón Botello, se observan conos de transición de escasa amplitud y moderados aterrazamientos de sus materiales que pueden ser coincidentes con el retiro del hielo (Fidalgo y Riggi, 1965).

5. HISTORIA GEOLÓGICA

CICLO PATAGONÍDICO

En el ciclo Patagonídico (Triásico superior a Cretácico superior) se desarrolla una intensa actividad magmática en todo el Macizo del Deseado que sería el resultado de la fracturación profunda, con procesos de rifting, previos al desmembramiento de Gondwana.

Estos derrames de lavas basálticas, andesíticas y de aglomerados volcánicos afloran al sur del río Deseado y están representados por la Formación Bajo Pobre, asignada al Dogger inferior.

Posteriormente se produciría la depositación del complejo piroclástico – lávico – sedimentario que constituye el Grupo Bahía Laura, de gran magnitud en todo el ámbito del Macizo del Deseado, atribuido al Mesojurásico superior – Suprajurásico inferior y conformado por las Formaciones Chon Aike (ignimbrítico – lávica) y La Matilde (piroclástica – sedimentaria), las que se interdigitan entre sí.

Este evento ígneo representa la culminación de un extendido episodio de deformación extensional que da comienzo posiblemente en el Triásico tardío o Jurásico inferior, donde se empiezan a evidenciar signos de inestabilidad cortical previos a la ruptura de Gondwana (de Barrio, 1989).

Los últimos eventos de la etapa de prerift están representados por el ascenso de soluciones hidrotermales sobresaturadas en cuarzo y volátiles, que son los responsables de la mineralización auroargentífera presente en la Hoja.

Los Movimientos Intramálmicos o Fase Araucánica y la Fase Catanlífica, serían los responsables de la fracturación del Grupo Bahía Laura, generando una estructura de bloques sobre-elevados y hundidos que dieron lugar a la formación de subcuencas donde se depositaron las Formaciones Bajo Grande en el Macizo del Deseado (fuera de la Hoja) y el Grupo Las Heras en la Cuenca del Golfo San Jorge (en subsuelo).

La discordancia angular existente entre la anterior unidad y las sedimentitas y piroclastitas de la Formación Castillo sería ocasionada por un nuevo episodio diastrófico correspondiente a la Fase Austríaca o Miránica.

Los movimientos Intersenonianos (compresivos), o Fase Patagónica principal, motivaron la fracturación y el suave plegamiento del Grupo Chubut.

A fines del ciclo Patagónico, durante el Cretácico más alto, se depositaron las piroclastitas de las Formaciones Bajo Barreal (chonitas, arcilitas y areniscas tobáceas) y Laguna Palacios (tobas, cineritas y escasas tufitas), ambas pertenecientes también al Grupo Chubut.

El mencionado Grupo tiene una gran distribución (en superficie y subsuelo) en la cuenca del Golfo San Jorge y adquiere una gran importancia económica por ser portador de hidrocarburos (foto 19).

CICLO ÁNDICO

A fines del Cretácico y principios del Paleógeno un cambio en el nivel del mar (Malumian y Ramos, 1984) genera las condiciones para que se depositen las sedimentitas de la Formación Salamanca (Paleoceno inferior).

Un nuevo cambio eustático durante el Paleoceno superior hace que se produzca la continentalización de la comarca, representada por los depósitos fluviales y palustres de la Formación Río Chico.

Durante el Eoceno, y como consecuencia de movimientos distensivos en la Cordillera de Los Andes, se produce el derrame de lavas correspondiente al Basalto Cerro del Doce, primer ciclo efusivo basáltico presente en la comarca.

Posteriormente un episodio piroclástico desarrollado en el Oligoceno inferior dio lugar a la depositación de la Formación (o Grupo) Sarmiento, de edad Deseadense.

Tras un breve período erosivo, se tiene el ciclo básico alcalino del Basalto Alma Gaucha, asignado al Oligoceno inferior a medio.

La Fase Incaica (Primer Movimiento del Ciclo Ándico) podría ser la responsable de un nuevo y progresivo hundimiento del continente durante el Oligoceno superior. Como consecuencia de ello, se produce el ingreso de un ambiente marino somero evidenciado por los depósitos de la Formación Monte León.

Movimientos epirogénicos, quizás vinculados con la Fase Pehuénchica, causan la regresión del mar y la consecuente continentalización de la comarca du-

rante el Mioceno inferior, dando lugar a la depositación de las rocas epi y piroclásticas de la Formación Santa Cruz.

Durante el Mioceno medio y como efecto de alivios tensionales producidos por fracturación cortical profunda, se derraman las lavas del Basalto de las Lagunas Sin Fondo.

En el Mioceno medio a superior como respuesta a uno de los episodios principales del levantamiento de la Cordillera de los Andes, se depositan las gravas que constituyen los distintos niveles de agradación pedemontana y la formación del primer nivel de terrazas fluviales del Sistema Cañadón Salado y otros.

Durante el Mioceno más alto al Plioceno inferior se produce el derrame de las lavas básicas del Basalto Cerro Tejedor.

Desde las postrimerías del Plioceno inferior hasta el Pleistoceno bajo, como resultado de un lento pero continuo ascenso del continente, se formaron varios niveles de terrazas correspondientes a los ríos Salado, Senguerr y Deseado. También en el Plioceno medio a superior se produjo el derrame de las lavas del Basalto Cerro Piedras, que se depositaron al sur de la comarca sobre los basaltos eocenos y al norte cubriendo a depósitos agradacionales y terrazas fluviales.

Los cambios climáticos que se produjeron a fines del Pleistoceno quedaron muy bien representados en el oeste de la región por depósitos glaciales (morenas frontales) y glaciafluviales, pertenecientes a los estadios Inicialglacial y Daniglacial,

En el Pleistoceno superior se registran los niveles más modernos de terrazas fluviales correspondientes a los ríos Senguerr y Deseado, los depósitos que cubren superficies de pedimentación y los cordones litorales y lacustres.

En 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

Los recursos minerales de la Hoja El Pluma consisten en manifestaciones de metales preciosos, hasta la fecha en período de exploración, y extracción de petróleo de yacimientos de hidrocarburos pertenecientes al extremo sudoccidental de la cuenca del Golfo San Jorge. La síntesis de las ocurrencias mineras en el ámbito de la Hoja se volcaron en el cuadro 1 (en pág. 74).

DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

Dentro de la superficie cubierta por la Hoja no existe producción minera. Sin embargo, durante la última década se desarrolló en ella una actividad exploratoria de mediana intensidad llevada a cabo por empresas internacionales y dirigida a metales preciosos. Ella deviene como consecuencia del descubrimiento del distrito minero Cerro Vanguardia en el marco de la Hoja Geológica Tres Cerros, y por la extensión de las unidades encajonantes de su mineralización a la comarca aquí descrita. Como resultado de esa actividad, parte importante del sector sudoeste de la Hoja está cubierta, a la fecha, por derechos mineros de diversa índole que recaen en empresas privadas (Dirección Provincial de Minería, Provincia de Santa Cruz, 1999).

ORO - PLATA

Se presentan en el área un número importante de manifestaciones de actividad hidrotermal (silicificación, caolinización, filonación cuarcífera) relacionadas al volcanismo jurásico. Ellas poseen contenidos auroargentíferos anómalos y quizás con exploraciones más profundas puedan alumbrarse verdaderos yacimientos de rendimiento económico. Se describirán sucintamente las estructuras que, en este contexto, han despertado mayores expectativas exploratorias.

El Pluma y El Pluma Sur: En la ladera oriental del valle del río Pinturas y unos 2.500 m al sur de la desembocadura de éste en el río Deseado, aflora un enjambre de vetas y vetillas parcialmente anastomosadas, en una superficie de aproximadamente 2 kilómetros cuadrados. Este área, alargada en sentido paralelo al valle citado, presenta dos sectores de afloramientos vetiformes más conspicuos a los cuales se los ha denominado con los nombres del epígrafe en forma transitoria. Minera Andes denomina “El Pluma Oeste” al área en su conjunto. Las vetas poseen longitudes no mayores de 300 m y los espesores varían entre 0,10 y 1,50 metros. El relleno de las mismas está constituido esencialmente por cuarzo con textura “en peine”. El bandeamiento es poco frecuente al igual que el brechamiento y no se observan reemplazos laminares. Oquedades en el cuarzo son habituales. Las limonitas jarosíticas son importantes en las vetas y toda el área muestra efectos de argilización y limonitización sobre la roca de campo, constituida por tobas e ignimbritas de la For-

mación Chon Aike. Dado lo abrupto del relieve en el sector, algunas de las vetas pueden ser seguidas por más de 50 m en la dirección de su “descuelgue”. Minera Andes Inc. (tomado de: www.minandes.com), la concesionaria del área, informa la obtención de resultados analíticos importantes en muestreos superficiales (2,03 a 13,58 g Au/t y 67,9 a 483,5 g Ag/t), como asimismo del hallazgo de abundantes anomalías auríferas mayores a 100 ppb en sondeos realizados sobre un amplio sector con el objetivo no logrado de ubicar sitios con mineralización diseminada. Además, considera la posibilidad de que este área de exploración represente el extremo noroeste del sistema vetiforme aflorante en el área Huevos Verdes, que se describe más abajo, y del cual está separado por una delgada aunque extensa cobertura de basaltos eocenos.

La Sorpresa: En el área, de unos 300 m por 150 m, afloran cinco o seis venillas de cuarzo dispersas con crecimiento de cristales a manera de “dientes de perro”. Las venillas son de reducidas dimensiones (no mayores a 20 m de corrida y de hasta 0,30 m de espesor máximo) y poseen un azimut de 325°. La roca de caja está constituida por andesitas o basaltos de la Formación Bajo Pobre. Minera Andes Inc. (tomado de: www.minandes.com) informa haber tenido dos intersecciones de 1,50 m cada una, con valores de 10,2 y 5,2 g Au/t respectivamente, en el único pozo perforado en el área.

Huevos Verdes norte, centro y sur (fig. 5): Los tres sectores mencionados en el epígrafe constituyen sucesivas ventanas erosivas en un relieve basáltico eoceno e incluyen un sistema de vetas silíceas subparalelas, que se extiende por algo más de 2 km en dirección NNO (325°). Las vetas son de potencia irregular, cuyo máximo en superficie no supera los 2,5 metros.

La textura dominante del cuarzo y calcedonia que rellenan las vetas es “en peine”, aunque también son frecuentes los sectores acocardados y macizos. Por tramos se observan boxworks limonitizados, aunque la presencia de sulfuros no pudo ser constatada. Irregularmente se encuentran sobre las vetas minerales oxidados de manganeso, incluso mostrando las clásicas limonitas iridiscentes, y esporádica hematita.

Es notorio por su intensidad y amplitud el desarrollo de halos de alteración arcillosa en la roca de caja de las vetas, constituida aparentemente por elementos tobáceos de la Formación Chon Aike.

En el área, explorada por Minera Andes Inc., se han efectuado numerosas trincheras y 41 sondeos con recuperación de detritos. El metraje total perforado supera los 5.000 metros. El programa de sondeos permitió a la empresa establecer la continuidad de las vetas por debajo de la cobertura basáltica y determinar extensos sectores con mineralización potencialmente minable hasta, al menos, 120 m de profundidad. El mejor registro que presentan las planillas analíticas es de 5,4 m de espesor real conteniendo 15,92 g Au/t y 1.634 g Ag/t. Valores frecuentes oscilan entre 1 y 7 g/t para oro y 50 y 700 g/t para plata en espesores de 1 a 3 metros (tomado de: www.minandes.com).

Cerro Saavedra oeste: Los geólogos de Minera Andes Inc. (tomado de: www.minandes.com) describen una estructura en graben con mineralización en vetas aflorantes y mineralización diseminada en tobas de disposición subhorizontal, pertenecientes a la Formación La Matilde, que constituyen la roca de caja de aquellas. El pequeño depocentro ha sido delimitado por mapeo de detalle, perforaciones y sondeos geofísicos.

En el afloramiento, en rápida visión, ha podido ser constatada una zona de falla con relleno silíceo, de unos 150 m de corrida, con azimut de 310° e inclinación 46° al NE. Muestra espesores promedio cercanos a 1,5 m aunque existen ensanchamientos de hasta 5 metros. La zona de falla es cortada por una brecha de 2-3 m de espesor máximo aflorante, con clastos tobáceos y cemento calcedónico, que ha sido descrita como producto del relleno de una diatrema por Minera Andes Inc. La empresa exploradora ha realizado numerosas perforaciones y trincheras en el área. En varias de éstas últimas pueden observarse, intercalados en el conjunto de tobas y tufitas con alteración arcillosa que gobiernan el área, niveles con abundante yeso y bancos de material carbonoso de pocos decímetros de espesor.

Varios de los sondeos han arrojado valores anómalos en oro, destacándose un valor puntual de 61,53 g Au/t y 1.647 g Ag/t. Se han registrado también fuertes anomalías de Hg (> 450 ppb en un *background* de 20 ppb Hg para el área).

Cerro Saavedra centro: El área, ubicada sobre la cima del cerro Saavedra, cubre una superficie de algo más de 1 km² y muestra una intensa alteración caolínica con parches de coloración rojiza (teñido hematítico?) desarrollada sobre tobas ácidas jurásicas.

Esta unidad presenta aquí bancos de rumbo este-oeste e inclinación suave al norte. En la masa rocosa se observan pequeños, escasos y aislados asomos de tobas silicificadas que suelen presentar oquedades con paredes silíceas ("vugs"?). La empresa concesionaria, Minera Andes Inc. (tomado de: www.minandes.com), considera haber identificado una extensa área que muestra los niveles superiores de una alteración sulfato-ácida. Informa además que una perforación realizada en el área interceptó anomalías auríferas acompañadas de anomalías en elementos trazadores.

Veta Eureka: Aflora encajada en tobas ácidas de la Formación Chon Aike, conformando la cúspide de una extensa lomada alargada según el arrumbamiento estructural. Su longitud es superior a los 2.500 metros (foto 7). El azimut de la estructura es 310° y su inclinación 63° a 73° sur. Muestra espesores variables entre 1 y 7 m, con algunos engrosamientos circunscriptos que alcanzan hasta 20-25 metros.

La veta está esencialmente constituida por sílice (cuarzo cristalino, calcedonia y ópalo). No se observan sulfuros. Es esporádica y poco notoria la jarosita en nidos y pátinas de minerales oxidados de manganeso. Se advierten en el cuarzo texturas macizas, crustificadas y brechosas; no se aprecian texturas laminares de reemplazo.

Sobre la corrida de la veta se presentan excelentes ejemplos de bifurcaciones estructurales en "Y" y lazos sigmoides (foto 8).

Muy someras y escasas trincheras cortavetas restan como remanente de la actividad exploratoria. Se desconocen los resultados obtenidos en la misma. Newcrest Minera Argentina S.A., hasta 1996, realizó la exploración del área.

Cerro Negro: El área fue explorada por la empresa M.I.M. Argentina Exploraciones S.A. hasta fines de 1999. En su parte central presenta una muy fuerte alteración silícea, constituida casi exclusivamente por calcedonia masiva, que afecta a tobas ácidas chonaikenses produciendo sobre ellas un reemplazo metasomático total a parcial. La alteración constituye la cumbre del cerro Negro y sus adyacencias más próximas. Tiene un desarrollo areal de más de 2 km² y profundización, en sectores bien expuestos, de más de 30 metros. En las capas reemplazadas puede distinguirse aún su actitud subhorizontal original. Por debajo de esta caparazón silícea se observa una fuerte alteración

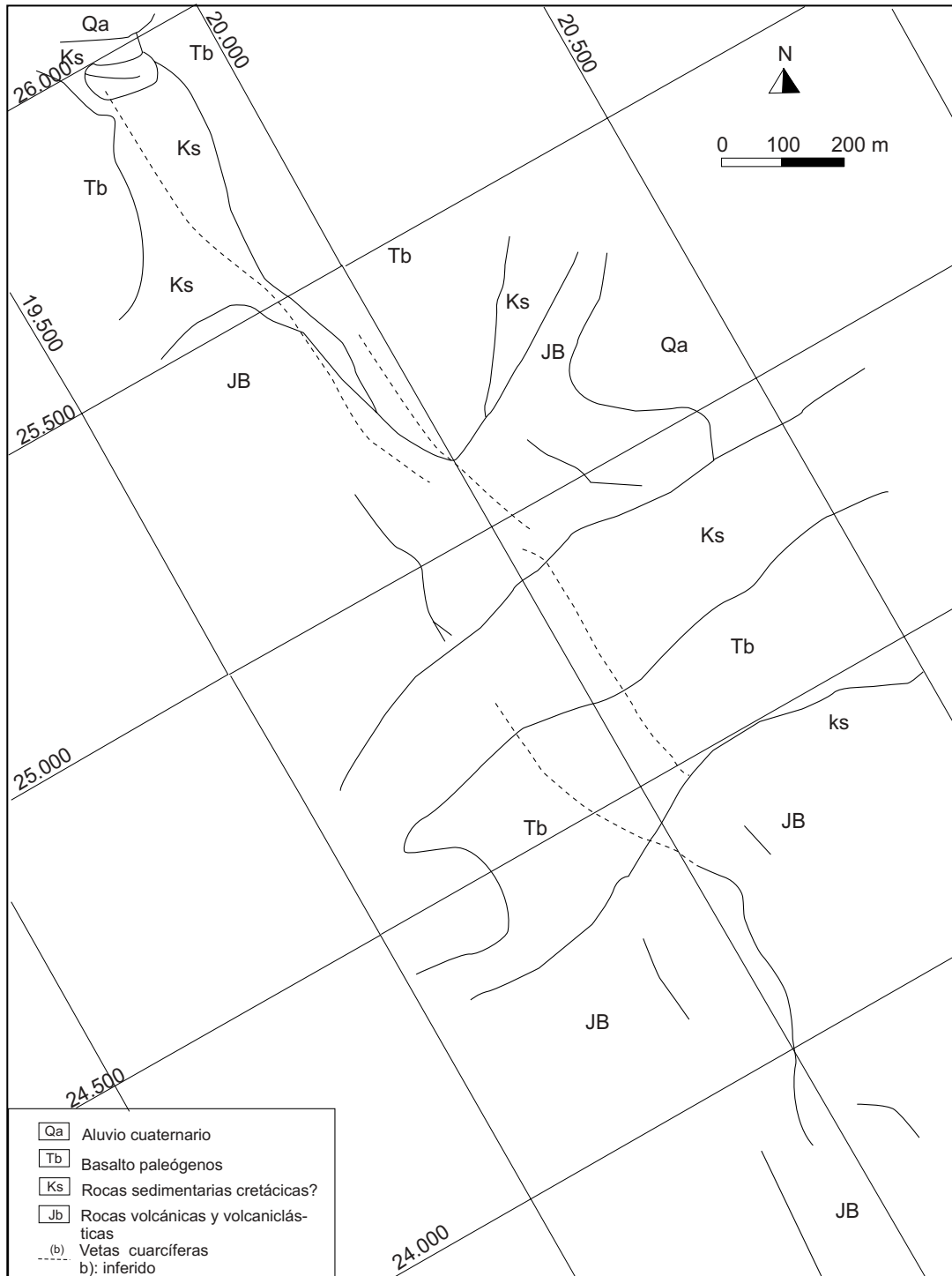


Figura 5: Geología de detalle del prospecto Huevos Verdes (adaptada de la Mina Andes Inc.)

caolínica que afecta las laderas del cerro. En la topografía deprimida circundante afloran algunas vetas, muy cubiertas por derrubio, con relleno de cuarzo/calcedonia y texturas macizas, brechosas y débilmente crustificadas. Sobre los muy cortos afloramientos vetiformes han podido medirse rumbos de 320° a 340°, inclinaciones 50° NE a subverticales y espesores entre 1 y 3 metros. Fre-

cuentemente, en forma lateral a las vetas, se desarrollan stockworks de pocos metros de espesor aflorante.

La concesionaria ha realizado mapeo y muestreo de superficie, exploración geofísica y aproximadamente 15.000 m de sondeos, la mayor parte con recuperación de detritos, pero no ha hecho público el resultado de sus investigaciones.

Cuadro 1: Resumen de Indicios y Ocurrencias Minerales de la HOJA 4769-I El Pluma

Nº INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
1	Oro-plata	El Pluma y El Pluma sur	El Pluma	2399087	4834600	4769-7	Tobas e ignimbritas ácidas	Formación Chon Aike	Jurásico medio a superior	Q; Au y Ag no visibles	Algunos sondeos cortos
2	Oro-plata	La Sorpresa	El Pluma	2401398	4837316	4769-7	Basandesitas	Formación Bajo Pobre	Jurásico medio a superior	Q; Au y Ag no visibles	Algunos sondeos
3	Oro-plata	Huevos Verdes norte, centro y sur	El Pluma	2400041	4831047	4769-13	Tobas e ignimbritas ácidas	Formación Chon Aike	Jurásico medio a superior	Q; Cld; Au y Ag no visibles	Trincheras, 5.000m de sondeos
4	Oro-plata	Cerro Saavedra oeste	El Pluma	2402236	4824721	4769-13	Tobas ácidas	Formación La Matilde	Jurásico medio a superior	Q; Cld; Oxmn; Au y Ag no visibles	Trincheras, algunos sondeos
5	Oro-plata	Cerro Saavedra centro	El Pluma	2405269	4822323	4769-13	Tobas ácidas	Formación Chon Aike	Jurásico medio a superior	Anomalías auríferas	Algunos sondeos
6	Oro-plata	Veta Eureka	El Pluma	2395939	4807648	4769-13	Tobas e ignimbritas ácidas	Formación Chon Aike	Jurásico medio a superior	Q; Cld; Op; Jar; Oxmn; Au y Ag no visibles	Trincheras
7	Oro-plata	Cerro Negro	El Pluma	2408360	4805106	4769-13	Tobas e ignimbritas ácidas	Formación Chon Aike	Jurásico medio a superior	Q; Cld; Au y Ag no visibles	15.000 m de sondeos
8	Petróleo y gas	Cuenca Golfo San Jorge. Yacimiento Perales	El Pluma	2427807	4880508	4769-3	Areniscas	Grupo Chubut	Albiano-Maastrichtiano		Perforaciones
9	Petróleo y gas	Cuenca Golfo San Jorge. Yacimiento Cerro Piedras	El Pluma	2488249	4878482	4769-2	Areniscas	Grupo Chubut	Albiano-Maastrichtiano		Perforaciones
10	Petróleo y gas	Cuenca Golfo San Jorge. Yacimiento Cerro Guadal	El Pluma	2474286	4853632	4769-9	Areniscas	Grupo Chubut	Albiano-Maastrichtiano		Perforaciones
11	Petróleo y gas	Cuenca Golfo San Jorge. Yacimiento Cerro Wenceslao	El Pluma	2498990	4844136	4769-9	Areniscas	Grupo Chubut	Albiano-Maastrichtiano		Perforaciones

Referencias: Ag: plata; Au: oro; Cld: calcedonia; Jar: jarosita; Op: ópalo; Oxmn: óxidos de manganeso; Q: cuarzo.

PETRÓLEO Y GAS

LOS SISTEMAS PETROLEROS DEL OESTE DE LA CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE

Introducción

La Cuenca del Golfo San Jorge, ubicada en la porción central de la Patagonia, es la más antigua y prolífica productora de hidrocarburos de Argentina. Es una cuenca de bordes irregulares elongada en dirección este - oeste, que se extiende entre los paralelos 45° y 47° sur y los meridianos 65° y 71° oeste, cubriendo porciones de las provincias del Chubut y Santa Cruz, continuando al este en la plataforma continental. Sobre una superficie estimada de 180.000 km², la tercera parte se ubica costa afuera. Las concesiones de exploración y explotación cubren un área de 40.530km² *onshore* y de 18.980km² *offshore*.

El primer pozo descubridor de hidrocarburos fue perforado en 1907 en las cercanías de Comodoro Rivadavia, y desde esa fecha más de 25.000 sondeos han sido perforados en la cuenca, de los cuales cerca de 1.650 son exploratorios *onshore* y sólo 25 *offshore*. La producción anual de petróleo en 1997 representó cerca del 37% de la del total del país. Es interesante destacar que aunque la parte más rica de la cuenca (oriental) se encuentra en un estado maduro, la curva de producción acumulada de petróleo no muestra una tendencia a la inflexión, sugiriendo que aún queda un importante potencial remanente por extraer.

Las reservas remanentes probadas más probables representan más de 210 MMm³ de petróleo y 34,7 MMMm³ de gas en niveles que se encuentran entre los 400 m hasta los 3.000 m de profundidad aproximadamente y cuya edad va desde el Cretácico inferior hasta el Paleoceno. El relleno sedimentario de la cuenca supera los 8.000 m de espesor en la parte central, alcanzando el sondeo exploratorio más profundo 5.160 mbbp. La columna estratigráfica posee todos los elementos esenciales para conformar sistemas petroleros (figura 6). Si bien existen potenciales rocas reservorios en casi todas las unidades estratigráficas presentes, los principales reservorios en la cuenca se encuentran en el Grupo Chubut, como depósitos de cursos fluviales entrelazados y meandriformes. La Formación Bajo Barreal (y sus equivalentes Comodoro Rivadavia y Cañadón Seco) ha sido la unidad productora por excelencia, seguida en importancia por la Formación Castillo (o Formación Mina El Carmen). Los

reservorios tienen un espesor promedio que varía entre los 2 y 10 m, una porosidad que varía entre 16 y 28 % y una permeabilidad que lo hace entre 50 y 200 milidarcies. En general todos los niveles tienen un alto porcentaje piroclástico y es frecuente la porosidad secundaria. La mayoría de las trampas son combinadas, pero hacia el oeste domina un estilo compresivo, con anticlinales de inversión tectónica, y en tanto que al este lo hace uno extensivo, con estructuras de tipo *rollover*. La principal roca generadora está representada por las pelitas negras lacustres de la Formación Pozo D-129, distribuidas homogéneamente en la mayor parte de la cuenca salvo en el sector occidental (donde se desarrolla gran parte de esta Hoja) donde es reemplazada en esta función por la Formación Pozo Anticlinal Aguada Bandera. Las vías migratorias son esencialmente verticales a través de fallas extensivas, pero en algunos casos se verifica migración lateral, donde la combinación de *carrier rocks* y sellos regionales lo permiten.

El oeste de la cuenca del Golfo constituye uno de los últimos desafíos de esta cuenca madura, ya que allí coexisten los dos sistemas petroleros identificados, nuevos plays, como es el caso del Terciario, o algunos ya conocidos pero poco investigados, como es el caso del Neocomiano. El objetivo de este trabajo es presentar un panorama del conocimiento de los sistemas petroleros en esta zona, habiéndose extraído la mayoría de los conceptos de un trabajo más regional (Figari *et al.*, 1999).

Estructura

Dentro de la cuenca, donde coexisten estructuras compresivas y extensivas, pueden diferenciarse tres sectores sobre la base de su estilo tectónico (figura 7). En el sector oriental, donde se encuentran los principales y más antiguos yacimientos explotados, domina un estilo extensional con fallas directas de orientación ONO-ESE. Más al occidente, en la parte media de la cuenca, el tren submeridiano de la faja plegada interrumpe abruptamente el estilo extensional. Se presenta como una faja deformada que trasciende el ámbito de la cuenca, observándose en ambos macizos afectando a pisos estructurales más antiguos (Figari y Courtade, 1993; Homovc *et al.*, 1996). Allí la compresión terciaria ha modificado el estilo original produciendo la inversión tectónica de antiguos depocentros. Las principales fallas son inversas y de orientación noroeste y norte, de alto

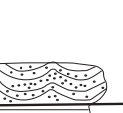
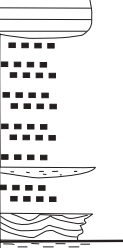
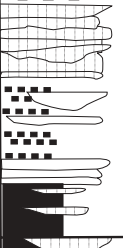




CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE COLUMNA ESTRATIGRÁFICA GENERALIZADA								
UNIDAD ESTRATIGRÁFICA		Espe- sores	LITOLOGÍA Y PALEOAMBIENTE		Roca Madre	Roca Reserv.	sello	
TERCIARIO		600- 1000 m		ESTUARINO				
CRETÁCICO SUPERIOR	Fm. BAJO BARREAL Mb. SUPERIOR = AC. EL TREBOL =MESETA ESPINOSA	700-1000 m		DELTAICO FLUVIAL				
		700-1000 m		FLUVIAL ENTRELAZADO FLUVIAL Y LACUSTRE				
CRETÁCICO INFERIOR	CHUBUTIANO	Fm. CASTILLO =MINA EL CARMEN	400-1500 m		FLUVIAL SINUOSO FLUVIAL Y LACUSTRE			
		Fm. MATASIETE + Fm. POZO D-129	900- 2500 m		FLUVIAL Y LACUSTRE LACUSTRE			
			NEOCOMIANO	Fm. POZO CERRO GUADAL	100- 1500 m		ESTUARINO LACUSTRE	
		Fm. POZO Ant. Aguada Bandera		LACUSTRE				
JURASICO COMPLEJO VOLCÁNICO SEDIMENTARIO				VOLCANICLASTICO				

Figura 6. Elementos esenciales de los sistemas petroleros dentro de la columna estratigráfica generalizada de la cuenca.

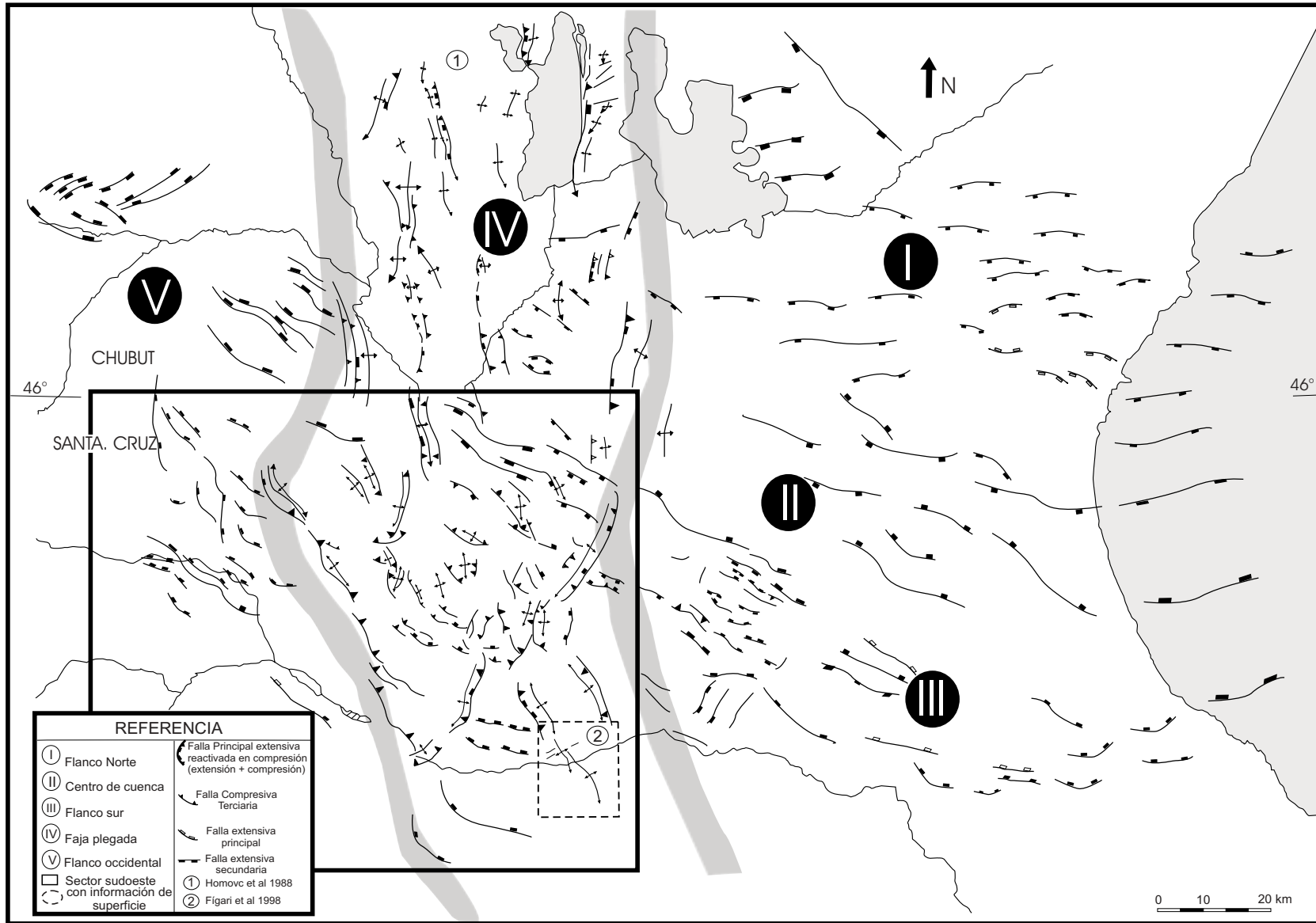


Figura 7. Esquema de las principales estructuras de la cuenca (información sísmica y de superficie al tope de la Formación Castillo).

ángulo en superficie pero haciéndose lítricas en profundidad. La profundidad de despegue calculada en cortes balanceados es cercana a los 14 kilómetros. Los pliegues relacionados en los bloques colgantes son de tipo cajón, con ejes submeridianos, presentando vergencia tanto al este como al oeste y fallas tipo *back thrust* (Anticlinal Perales, Anticlinal Grande, Lomas del Cuy, Las Mesetas, Guadal, Cerro Ballena, Los Manantiales y otros). Estos anticlinales se encuentran fragmentados por otro tren ONO-ESE, de carácter extensivo o con suave desplazamiento lateral, que favorece la migración de hidrocarburos y la compartimentación de la estructura mayor. Incluso, entre los grandes anticlinales, se preservan algunos lineamientos extensivos de mayor envergadura, con escasa reactivación tectónica (yacimientos Las Mesetas, Perales, etc.).

Por último, en el sector occidental, a pesar de tener una posición más cercana con respecto a la cadena andina, domina nuevamente un patrón de fallamiento extensivo de dirección ONO-ESE poco alterado por la compresión terciaria. Aquí la asimetría está invertida con respecto a la zona oriental; el borde meridional es más abrupto, el septentrional flexural y tendido. Es el ámbito de las cuencas neocomianas, donde si bien existen abundantes manifestaciones de hidrocarburos, los yacimientos allí desarrollados son de envergadura menor (Mata Magallanes, Río Mayo, El Pluma, Pampa Essoin, etc.).

En la zona de interferencia entre los dos ámbitos, es decir la porción más occidental de la faja plegada, se encuentran dos interesantes yacimientos actualmente en desarrollo: ellos son Cerro Piedra al sur y Los Monos al norte.

Los elementos esenciales

Existiendo una clara diferenciación en la distribución y características de los niveles generadores pertenecientes a las dos megasecuencias cretácicas, las mismas se describirán por separado. El resto de los elementos esenciales y procesos se describen integrados.

La roca madre:

Ciclo Neocomiano

Las pelitas lacustres de la Formación Pozo Anticlinal Aguada Bandera poseen los más altos

contenidos de materia orgánica, en algunos casos superando 2% de COT, picos S2 de pirólisis Rock-Eval de 10 mg HC /g roca e índices de hidrógeno (IH) de 400 mg HC/gCOT (Laffitte, 1994). En este sector de cuenca, las pelitas asociadas a la Formación Pozo Cerro Guadal y las asignadas al Complejo Volcánico Sedimentario registran una riqueza y/o calidad orgánica sustancialmente menores. El querógeno de la Formación Pozo Anticlinal Aguada Bandera es predominantemente amorfo, tipo (I)/II, asociado con abundantes restos algales del tipo *Celyphus rallus* (ambiente lacustre distal, columna estratificada de agua). La Formación Pozo Cerro Guadal presenta mayormente querógeno del tipo III debido al significativo aporte orgánico terrestre dado por el carácter progradacional de esta unidad. Mapas isocronopáquico de la Formación Pozo Anticlinal Aguada Bandera muestran importantes depocentros donde se emplazaron espesas columnas de pelitas negras (facies más favorables para la generación de hidrocarburos) durante el estadio de cuenca hambrienta (*starved basin stage*). En los bordes y altos intermedios, los niveles temporalmente equivalentes se presentan en facies proximales condensadas con potencialidad generadora baja a nula.

Ciclo Chubutiano

Dentro de este ciclo, los potenciales niveles generadores se encuentran exclusivamente en la Formación Pozo D-129, en la cual se diferencian varias secuencias (Hechem *et al.*, 1987). Espesores de centenas de metros de pelitas negras con altos contenidos orgánicos y gran extensión areal proveyeron una formidable fuente de hidrocarburos para la cuenca. Para el tiempo de la depositación de la unidad se acepta la presencia de un gran lago estratificado, relativamente somero, con fluctuaciones en los grados de hipersalinidad/alcalinidad, cambios faciales importantes asociados a bordes abruptos y drenaje de tipo centrípeto. En este lago se diferencian al menos cinco secciones interpretadas como el registro de distintos estadios de nivel alto y bajo (Gómez Omil *et al.*, 1990). En los depósitos de nivel alto (mayor expansión del lago), se depositan pelitas oscuras y calizas oolíticas, mientras que en los de nivel bajo hay concentración de clásticos gruesos y material piroclástico. En ese marco general, existe predominio de materia orgánica algal en las partes más profundas, en tanto que hacia los bordes (flancos norte y sur) hay mayor aporte terrestre y un ambiente menos

reductor. Hacia el oeste, debido al importante aporte piroclástico proveniente de un protoarco, se produce una pérdida gradual en el contenido y calidad de la materia orgánica.

Los estudios documentan valores de COT hasta 3% y tipos de querógeno (I)-II a II/III determinados mediante pirólisis Rock-Eval en muestras poco maduras, con picos S2 mayoritariamente en el rango 2-10 e índices de hidrógeno entre 200 y 500 mg HC/g COT. El análisis óptico del querógeno evidencia abundante material amorfo, con típicos rasgos generadores de hidrocarburos líquidos, ocasionalmente acompañado por algas identificables del tipo *Botryococcus*.

Los reservorios:

Los principales reservorios de la cuenca en cuanto a su distribución, espesor y producción pertenecen a la Formación Bajo Barreal. Esta unidad, que alcanza en total más de 2.000 m de espesor en el depocentro chubutiano y menos de 400 m en los bordes, fue depositada durante un estadio de sag. Durante este estadio de subsidencia termal, la actividad de las fallas decrece, la sedimentación se expande más allá de los límites tafrogénicos y el aporte piroclástico continúa pulsatoriamente. Los sistemas depositacionales, exclusivamente continentales, varían desde gruesos abanicos aluviales en los bordes, hasta ríos de alta sinuosidad, barreales y lagos someros en la parte central. Las geometrías de estos cuerpos clásticos gruesos identificadas en superficie responden a lóbulos y mantos, masivos o con estructuras de alto régimen en muchos casos con retrabajo de olas y en menor proporción lentes, con estructuras tractivas unidireccionales (Hechem *et al.*, 1990; Figari *et al.*, 1990). Dentro de este sistema, existe un gran aporte volcánico proveniente del oeste que controla en gran medida el arreglo de las secuencias.

Como reservorios para la Formación Mina El Carmen se destacan los cuerpos lenticulares depositados en ambientes fluviales de alta sinuosidad que suelen concentrarse en la sección superior y los complejos de clásticos gruesos que se concentran hacia la base, en zonas de quiebre de pendiente, interpretados como depósitos de *fan delta*. Otros reservorios disponibles se encuentran en la Formación Pozo Cerro Guadal y en las facies gruesas proximales de la Formación Pozo D-129. Recientemente hallazgos de gas en

reservorios terciarios han abierto un nuevo frente exploratorio en esta zona.

Sello:

Dentro de la Formación Mina El Carmen, depositada en un ambiente fluvial sinuoso de mediana a baja energía, la relación arena- arcilla es muy baja existiendo numerosos intervalos pelíticos que constituyen sellos locales para los cuerpos arenoso- lenticulares y con bajo grado de conectividad. Estas características se mantienen en forma constante en toda la cuenca, ya que corresponde a un momento de nivelación y baja pendiente.

Dentro de la Formación Bajo Barreal y equivalentes, las características de los sellos más efectivos varían considerablemente, dependiendo del ámbito en el que se encuentren. Por ejemplo, en el sector centro occidental (yacimientos Cañadón Escondida, Las Heras, Cerro Doce Grande, etc.) las arcilitas tobáceas de la sección media de la Formación Bajo Barreal (más de 150 m de espesor) proveen el principal sello, no existiendo acumulaciones de hidrocarburos importantes por arriba de las mismas. En la faja plegada no existe ese sello ya que ha sido parcial o totalmente erodado, dependiendo en parte de sellos menores o de las propias arenas con petróleos residuales (*tar sands*). Hacia el oeste, la discordancia de la base del Terciario va eliminando por erosión en forma paulatina la sección superior de la Formación Bajo Barreal, disminuyendo paralelamente su capacidad como sello.

La roca de sobrecarga:

Se considera dentro de esta categoría a toda la columna estratigráfica posterior a las Formaciones Pozo Anticlinal Aguada Bandera y Pozo D-129 para cada uno de los respectivos sistemas petroleros. Sin embargo, en el sector oriental, donde el espesor de la Formación Pozo D-129 es de la escala de miles de metros, es fundamental la influencia que cumplieron los niveles superiores de la unidad con respecto a la sobrecarga adicional que proveyeron a los niveles basales. Esto complica los modelados ya que, dentro de la misma Formación Pozo D-129, se produce un rango temporal muy amplio cuando se consideran los momentos de generación y expulsión en los extremos de la unidad, por lo cual resulta conveniente su diferenciación.

Los procesos

Las vías migratorias:

La migración más eficiente ha sido la vertical por medio del sistema extensivo de orientación ONO-ESE, que se desarrolló desde el Cretácico inferior hasta el Oligoceno y que en ambos flancos de la cuenca, e incluso dentro de la faja plegada controla la ocurrencia de hidrocarburos. La utilización de sísmica 3D permitió la visualización del complejo entramado de fallas sintéticas y antitéticas formados en los labios colgantes de estas fallas dentro de bloques de 3 o 4 km de largo por 1 o 2 km de ancho. Esto produjo un grado de compartimentación muy importante, donde cada uno de estos bloques resulta ser una unidad independiente para su llenado y preservación. En ese contexto, existen numerosos ejemplos donde el recurrente movimiento de estas fallas ha producido periódicos llenados de los reservorios apilados verticalmente, resultando entonces la coexistencia de petróleos pesados, biodegradados, provenientes de un llenado y degradación inicial, con petróleos livianos y petróleos de mezcla provenientes de pulsos de migración y biodegradación tardíos en la misma estructura (Villar *et al.*, 1996).

Con respecto al sistema de fracturas submeridiano, se considera que el pulso de inversión tectónica compresiva produjo principalmente la exhumación de gran parte de la Formación Pozo D-129 sacándola de la ventana de generación, la destrucción de las acumulaciones existentes en el área invertida, la remigración dentro de las nuevas estructuras y la generación de las fallas reversas como sellos y, sólo en algunos casos particulares, la creación de nuevas vías migratorias. El sector oriental se vio poco afectado por esta contracción, manifestándose sólo como basculamientos, pequeños desplazamientos laterales y algunos pliegues de arrastre asociados. De esta manera, la generación de petróleo y gas ha continuado hasta la actualidad solamente en los flancos.

Las trampas:

Existen tres órdenes o escalas de acumulaciones de hidrocarburos. En un primer orden o escala regional, los principales yacimientos se encuentran como una hemielipse (elipse si se considera el *offshore*) que se conoce como la "herradura" petrolera, cuya posición se relaciona con la ventana de generación de petróleo de la Formación Pozo D-129

y la presencia de vías migratorias verticales. Salen de este marco sólo algunos yacimientos de la faja plegada, condicionados por la deformación terciaria, y del sector occidental donde influye en gran medida la distribución de las cocinas neocomianas. En segundo orden, esto es decir a la escala de bloques o *compartimentos*, predominan los entrapamientos con fuerte contenido estructural sobre el estratigráfico en la mayor parte de la cuenca. Por último, dentro de estos bloques o compartimentos, la heterogeneidad estratigráfica produce una anisotropía adicional, resultando en general las zonas de mayor contenido de cuerpos arenosos de buenas condiciones petrofísicas, aislados lateralmente por drapes o intervalos pelíticos locales y con direcciones de drenaje transversal al rumbo del fallamiento, como aquellas de mayor grado de saturación y acumuladas (*sweet spots*).

Los sistemas petroleros

A partir de la independencia espacial y evolutiva de los niveles generadores de los ciclos Neocomiano y Chubutiano, así como del predominio de los cuerpos arenosos de la Formación Bajo Barreal como reservorios de importancia económica casi exclusivos para toda la cuenca, se pueden definir dos sistemas petroleros principales (Figari *et al.*, 1999) siguiendo la terminología de Magoon y Dow (1994): D-129-Bajo Barreal (!) y Anticlinal Aguada Bandera-Bajo Barreal (!). Acumulaciones menores en los reservorios D-129 (roca madre D-129) y en Cerro Guadal y Matasiete (roca madre Anticlinal Aguada Bandera), de acuerdo al conocimiento actual, no justifican su asignación a sistemas petroleros en sentido estricto.

El ámbito geográfico ocupado por los sistemas petroleros principales se muestra en la figura 8, donde también se ubica la Hoja en estudio: I) Zona centro oriental con petróleos generados por D-129; II) Zona occidental con petróleos provenientes de Aguada Bandera; III) Zona donde coexisten mezclas de petróleos de ambos intervalos. Respecto del área de los hidrocarburos acumulados en Mina El Carmen, ésta coincide con la del sistema D-129-Bajo Barreal.

En el borde oriental de la faja plegada, próximo a los ricos yacimientos de Los Perales-Las Mesetas, (situados dentro de la Hoja) se asume que la roca madre habría expulsado todo su potencial previo a la formación de la mayoría de las grandes estructuras compresivas. Esto sugiere que dicha deformación redistribuyó los hidrocarburos

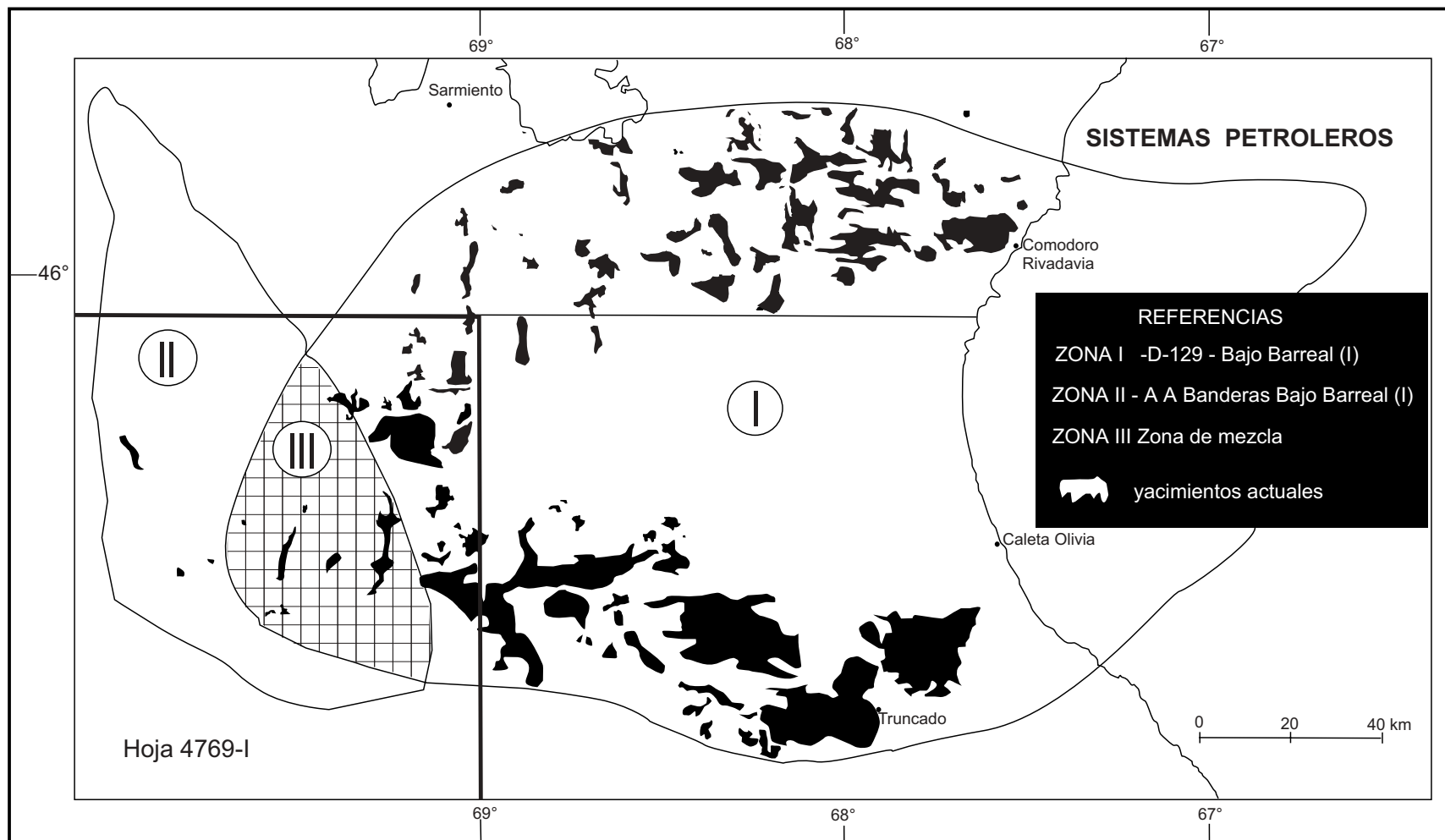


Figura 8. Mapa de ambientes geográficos de los sistemas petroleros de la cuenca del Golfo San Jorge.

entrampados en antiguas estructuras extensionales. En el sector occidental de la faja plegada, hacia donde se empobrece la calidad generadora de D-129 y crece la importancia del Neocomiano como roca madre, se observan numerosas evidencias de hidrocarburos pero sin detectarse acumulaciones comerciales. Al respecto, Laffitte y Hechem (1993) sugirieron que, debido a la elevada madurez del Neocomiano (en ventana de gas al inicio de la inversión tectónica) y a la intensidad de la inversión en el área, se habría producido una pérdida parcial a total de hidrocarburos hacia la superficie.

En el flanco occidental de la cuenca, para el sistema petrolero Anticlinal Aguada Bandera-Bajo Barreal, los datos analíticos y modelados térmicos evidencian contenido orgánico moderado, escaso volumen de roca generadora y madurez térmica temprana a media (Laffitte, 1994; Figari *et al.*, 1996; Sylwan *et al.*, 1998). Tomados en su conjunto, dichos parámetros podrían ser responsables, al menos parcialmente, de las escasas reservas detectadas hasta el momento. El mapeo de la madurez térmica de la roca generadora Aguada Bandera de los depocentros, con el agregado de las posibles vías de migración y las trampas, sugiere que cada uno de estos depocentros actúa como *sistemas petroleros independientes* (Ulmishek y Magoon, 1994) donde, si bien comparten columnas estratigráficas análogas, poseen una historia de subsidencia, generación y migración de hidrocarburos diferente, como así también deformación de distinta intensidad.

Conclusiones

- Dentro de la historia evolutiva de la Cuenca del Golfo San Jorge existen dos episodios extensionales mayores. El más antiguo provocó durante el Jurásico tardío - Neocomiano numerosos depocentros aislados de orientación predominante NO-SE, los cuales se concentran principalmente en el flanco occidental. El episodio más reciente (Barremiano-Aptiano) originó una gran cubeta de orientación O-E, con asimetría variable desde el occidente al oriente y con su depocentro principal ubicado en el sector oriental.

- Estos dos episodios generadores de espacio permitieron, durante estadios de cuenca hambrienta, la depositación de dos unidades con importantes secciones pelíticas lacustres con altos contenidos orgánicos.

- Controlados geográficamente por la extensión de cada una de las rocas madres disponibles y siendo

los niveles areno-conglomerádicos de la Formación Bajo Barreal el reservorio casi excluyente de la cuenca, se definen dos sistemas petroleros principales.

- El sistema petrolero D-129-Bajo Barreal (!) es, por mucho, el más importante en extensión y volumen de hidrocarburos generados. Se lo clasifica, de acuerdo con Demaison y Huizinga (1994), como un sistema sobrecargado, con drenaje vertical y de alta impedancia original (la reactivación de las fallas modificaría esta última definición). La generación habría comenzado hace cerca de 100 Ma y se aceptan distintos pulsos tectónicos y de biodegradación. El sistema petrolero Anticlinal Aguada Bandera-Bajo Barreal (!) se asocia con yacimientos de poca relevancia y se lo clasifica como de carga normal (SPI moderado), drenaje vertical y baja impedancia. En el sector más occidental este sistema no habría expulsado todo su potencial generador, existiendo varias zonas donde la roca madre aún se encuentra inmadura.

- El análisis de los petróleos muestra una singular mezcla de composiciones, atribuida a una historia compleja de procesos de carga, biodegradación, solubilización y recarga múltiple. Estos procesos fueron controlados por la entrada de la roca madre en la ventana de generación en distintos momentos, reactivación de las fallas extensionales, interconectividad de los cuerpos apilados verticalmente y efectividad de los sellos.

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Río Pinturas

Todo el curso del río Pinturas (foto 11) tiene importancia estratigráfica y paisajística, especialmente el sector comprendido entre la estancia La Rosalía y su desembocadura en el río Deseado. En esta zona se encuentran los afloramientos más septentrionales y de mejor exposición vertical de la Formación Bajo Pobre.

También es un área de interés minero, con afloramientos de la Formación Chon Aike y estructuras vetiformes de cuarzo con contenidos auroargentíferos anómalos.

Veta Eureka

Zona de interés científico – didáctico por la presencia de estructuras vetiformes silicificadas con texturas macizas, crustificadas y brechosas (fotos 7 y 8). Además, se observan excelentes ejemplos de bifurcaciones estructurales en “Y” y lazos sigmoides.

En cuanto a la actividad minera, se ha iniciado la etapa exploratoria pero se desconocen los resultados obtenidos.

Cerro Negro

En un lugar de interés científico – petrológico debido a la presencia, en la cúspide del cerro (foto 40), de una importante alteración silíceo que produjo el reemplazo metasomático en tobos e ignimbritas jurásicas de la Formación Chon Aike. También es posible observar texturas macizas, brechosas y crustificadas.

Tiene interés minero por presentar valores anómalos en oro y plata.

Se han realizado actividades exploratorias cuyos resultados aún se desconocen.

“ Pirámide” del Grupo Chubut

Situado al oeste de la estancia Pirámides, este sitio de interés estratigráfico y geomorfológico debido a la presencia de depósitos de conglomerados y aglomerados, que localmente adoptaron la forma de una pirámide (foto 18). Se encuentran cubriendo a las vulcanitas jurásicas y constituyen la parte inferior de la Formación Bajo Barreal.

Bajo del Catamarqueño

Es una zona de interés científico y didáctico debido a que la Formación Laguna Palacios presenta aquí una excelente exposición (la mejor de la Hoja), donde se puede observar claramente su relación con las Formaciones Bajo Barreal y Río Chico (foto 33). La secuencia sedimentaria está cubierta por derrames basálticos correspondientes al ciclo efusivo eoceno, en el oeste, y al mio-plioceno en el este.

Cerro César Kaike

Se trata de un sitio de interés científico y didáctico. Este cerro (foto 36) es un conspicuo neck asignado al ciclo efusivo basáltico del Mioceno. Presenta una notable disyunción columnar e intruye a la Formación Bajo Barreal.

Se encuentra ubicado en las inmediaciones de la estancia La María, en el valle del río Deseado.

Cerro Ballena

Es un sitio de interés científico por sus características tectónicas. Se trata (foto 20) de un braquianticlinal asimétrico con el flanco oriental tendido y con vergencia hacia el oeste, que presenta características tectónicas particulares y constituye el límite austral de la faja corrida y plegada de la cuenca del Golfo San Jorge.

Anticlinal Perales

Es un sitio de interés tectónico y económico. Se trata de un anticlinal asimétrico con orientación submeridiana (foto 26).

Además tiene interés económico, debido a que es un importante reservorio de hidrocarburos, actualmente en producción, de la zona occidental de la cuenca del Golfo San Jorge.

Codo del río Senguerr

Es un sitio de interés estratigráfico y geomorfológico, debido a que en esta zona se advierte la relación entre las Formaciones Castillo y Bajo Barreal (ambas correspondientes al Grupo Chubut).

También se observa la culminación austral de la sierra de San Bernardo, ubicada inmediatamente al norte del límite septentrional de la Hoja.

En este paraje el río Senguerr sufrió un fenómeno de captura, abandonando su anterior curso por el Valle Hermoso y conduciendo sus aguas hacia la cuenca de Sarmiento.

Bajo Slapelez

Se trata de un sitio de interés geomorfológico. Este bajo, ubicado al oeste del paraje Los Monos, es un buen ejemplo de inversión de relieve y de generación de bajos. Se forma por la acción combinada de erosión fluvial y fundamentalmente eólica. Esta depresión sin salida se encuentra topográficamente por debajo del Valle Hermoso.

BIBLIOGRAFÍA

- ALRIC, V., G. FÉRAUD, H. BERTRAND, M. HALLER, C. LABUDIA and M. ZUBIA, 1995. 40 Ar / 39 Ar dating of Patagonian Jurassic volcanism: new constraints of Gondwana break up. *Terra Nova* 7. Abstract, supplement 1: 353.
- AMEGHINO, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Actas Academia Nacional de Ciencias*, 6: 1 – 1028, Córdoba.
- AMEGHINO, F., 1898. Sinopsis geológico – paleontológico. Segundo Censo de la República Argentina, tomo 1: 111 – 225.
- 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 Museo Nacional Buenos Aires*, 15 (3) 8: 1 – 568.
- ARCHANGELSKY, S., 1967. Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. *Revista Museo La Plata (n. s.) Paleontología* 5: 3 – 171.
- BAKER, P. E., W. J. REA., J. SKARMETA., R. CAMINOS and 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.
- BARCAT, C., J. S. CORTIÑAS, V. A. NEVISTIC, N. H. STACH y H. E. ZUCCHI, 1984. Geología de la región comprendida entre los lagos Musters – Colhué Huapi y la sierra Cuadrada, Departamentos Sarmiento y Paso de Indios, provincia del Chubut. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 263 – 282.
- BARCAT, C., J. S. CORTIÑAS, V. A. NEVISTIC y H. E. ZUCCHI, 1989. Cuenca del Golfo San Jorge. Cuenca Sedimentarias Argentinas (G. Chebli y L. Spalletti, eds.). Universidad Nacional de Tucumán. Serie Correlación Geológica 6: 319 – 345.
- BEROS, C., O. CÉSARI y A. SIMEÓN, 1988. Geología y geomorfología del noreste de Santa Cruz. 1: Estratigrafía del prePlioceno. Universidad Nacional de la Patagonia, Comodoro Rivadavia, (inédito).
- BERTELS, A., 1970. Sobre el “Piso Patagoniano” y la representación de la época del Oligoceno en la Patagonia austral (República Argentina). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 25 (4): 495 – 501.
- BERTELS, A., 1977. Estratigrafía y micropaleontología de la Formación San Julián en su área tipo, provincia de Santa Cruz. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 14 (1-4): 233 – 293. Buenos Aires.
- BIANCHI, J. L., 1960. Informe geológico preliminar en la zona del río Pinturas (provincia de Santa Cruz), escala 1: 100.000. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 12 p., inédito.
- BIONDI, J. L., 1929. Informe del estudio geológico de la región meridional del Valle Hermoso y oeste de Las Heras, escala 1:50.000. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 17 p., inédito.
- BONAPARTE, J. F. y Z. B. DE GASPARINI, 1978. Los saurópodos de los Grupos Neuquén y Chubut, y sus relaciones cronológicas. 7° Congreso Geológico Argentino., Actas 2: 393 – 406.
- BORDAS, G., 1943. Contribución al conocimiento de las bentonitas argentinas. *Revista Minera*, Tomo 14 (1-2): 3-60. Buenos Aires.
- BOWN, T. M. and C. N. LARRIESTRA, 1990. Sedimentary paleoenvironments of fossil plathyrrine localities, Miocen Pinturas Formation, Santa Cruz province, Argentina. *Journal Human Evolution* 19: 87 – 119.
- BRANDMAYR, J., 1932. Informe preliminar sobre el anticlinal XV (Región meridional del Valle Hermoso), provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 13 p., inédito.
- CALDENIUS, C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Dirección Nacional de Minas y Geología, publicación 95: 1 – 152.
- CAMACHO, H., 1974. Bioestratigrafía de las Formaciones marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonia. *Academia Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Anales* 26: 39 – 57.
- CAMACHO, H. y J. FERNÁNDEZ, 1956. La transgresión patagonesa en la costa atlántica entre Comodoro Rivadavia y el curso inferior del río Chubut. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 11 (1): 23 – 45.
- CAZENEUVE, H., 1965. Datación de una toba de la Formación Chon Aike (provincia de Santa Cruz) por el método potasio – argón. *Ameghiniana, Revista Asociación Paleontológica Argentina*, 4 (5): 156 – 158.
- 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. *Actas 7° Congreso Geológico Argentino*, 2 (5): 23 – 41.
- CHARRIER, R., E. LINARES, H. NIEMEYER and 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.

- CHELOTTI, L. A., M. E. VIETTO, R. J. CALEGARI y P. R. BITSCHENE, 1996. Emplazamiento de cuerpos subvolcánicos de composición básica alcalina en el área Romberg – Wenceslao, Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 581 – 599.
- COIRA, B., F. NULLO, C. PROSERPIO y V. A. RAMOS, 1975. Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (provincias de Río Negro y Chubut). Asociación Geológica Argentina, Revista 30 (1): 361 – 383.
- 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), provincia de Santa Cruz . Servicio Geológico Nacional, 31 p. inédito.
- de BARRIO, R. E., 1985. Descripción geológica de la Hoja 52c, Bajo Caracoles, provincia de Santa Cruz (Informe preliminar). Servicio Geológico Nacional, 36 p., inédito.
- 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. Tesis doctoral 528 (inédita). Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 174 p.
- de BARRIO, R. E., 1993. El volcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 189 – 198.
- de BARRIO, R. E., O. G. ARRONDO, A. E. ARTABE y B. PETRIELLA, 1982. Estudio geológico y paleontológico de los alrededores de la estancia Bajo Pellegrini, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina, 37 (3): 285 – 299.
- 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, Actas 4: 539 – 556.
- DE GIUSTO, J. M., 1956. Informe geológico zona Roca Blanca– Baqueró. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 38 p., inédito.
- DE GIUSTO, J. M., 1957. Informe geológico zona “Aguada Alegre – Los Manantiales”. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 33 p., inédito.
- DE GIUSTO, J. M., P. CRIADO ROQUÉ y C. DI PERSIA, 1982. Descripción geológica de las Hojas 51c, Mesta San Pedro y 51d Koluel Kaike, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 183 p. inédito.
- DE GIUSTO, J. M., A. DI PERSIA y E. PEZZI, 1980. Nesocratón del Deseado. En 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional Ciencias Córdoba. Tomo 2: 1389 – 1430.
- DELHAES, G., 1913. Sobre la presencia del Rético en la costa patagónica. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 1 serie B (Geología): 5 – 10.
- DEMAISON, G. and B. J. HUIZINGA, 1994. Genetic classification of Petroleum Systems using three factors: charge, migration, and entrapment. En The petroleum system – from source to trap (Magoon, L. y W. Down Eds.) AAPG Memoir 60: pp. 73 - 89.
- DIPAOLA, E. y E. MARCHESE, 1973. Litoestratigrafía de la Formación Patagonia en el área tipo (Bajo de San Julián – desembocadura del río Santa Cruz). Provincia de Santa Cruz. República Argentina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 207 - 222.
- DI PERSIA, A., 1955. Informe previo al levantamiento geológico en escala 1: 100.000 de la zona norte de la provincia de Santa Cruz al sur del río Deseado. 2ª Campaña Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 36 p. inédito .
- DI PERSIA, A., 1956. Informe previo al levantamiento geológico en escala 1: 100.000 de la zona norte de la provincia de Santa Cruz al sur del río Deseado. 3ª Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 56 p. Inédito.
- DI PERSIA, A., 1957. Ibidem 4ª. Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 28 p., inédito.
- DI PERSIA, A., 1958. Ibidem 5ª. Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 27 p., inédito.
- DI PERSIA, A., 1959. Ibidem 6ª. Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 12 p., inédito.
- ECHAVARRÍA, A., 1991. Ostrácodos del Oligoceno del noroeste de la provincia de Santa Cruz. Ameghiniana, Revista Asociación paleontológica Argentina, 28 (1 – 2): 35 – 53.
- FERELLO, R. y O. L. TEALDI, 1950. Descripción del perfil general del flanco oriental del anticlinal de la sierra de San Bernardo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 37 p., inédito.
- FERNÁNDEZ, R., H. ECHEVESTE, L. ECHAVARRÍA e I. SCHALAMUK, 1996. Control volcánico y tectónico de la mineralización epitermal del área La Josefina, Macizo del Deseado, Santa Cruz , Argentina. Actas 13° Congreso Geológico Argentino, 3: 41 – 54.
- FERUGLIO, E., 1929. Apuntes sobre la constitución geológica de la región del Golfo San Jorge. Anales GAEA 3 (2): 395 – 488.
- FERUGLIO, E., 1949 – 1950. Descripción geológica de la Patagonia, 3 tomos. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.

- FIDALGO, F., 1973. consideraciones Sobre los bajos situados al norte de la provincia de Santa Cruz. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 5: 123 – 137.
- FIDALGO, F. y J. C. RIGGI, 1965. Los Rodados Patagónicos de la Meseta de Guenguel y alrededores (Santa Cruz). *Asociación Geológica Argentina*, Revista 20 (3): 273 – 325.
- FIGARI, E. G., M. S. CID DE LA PAZ and G. LAFFITTE, 1996. Neocomian halfgrabens in the Western San Jorge Basin, Argentina: Petroleum Systems, origin and tectonic inversión. II AAPG/SVG International Congress and Exhibition, Caracas, Venezuela AAPG Bull., 80 (8): 1289.
- FIGARI, E. y S. COURTADE, 1993. Evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto, provincia del Chubut, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas1: 66-77.
- FIGARI, E., S. F. COURTADE, R. CALEGARI, E. ARROYO y L. CONSTANTINI, 1998. Estructura y estratigrafía del cerro Ballena, faja plegada meridional de la Cuenca del Golfo San Jorge. 10° Congreso Latinoamericano y 6° Congreso Nacional de Geología Económica. Tomo 1(1): 18 – 23.
- FIGARI, E. G., J. J. HECHER y J. F. HOMOVC, 1990. Arquitectura deposicional de las “Areniscas Verdes” de la Formación Bajo Barreal, provincia del Chubut, Argentina. III Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 130-138.
- FIGARI, E., S. STRELKOV, G. LAFFITTE, R. CID DE LA PAZ, S. F. COURTADE, J. CELAYA, A. VOTTERO, P. LAFOURCADE, R. MARTÍNEZ y H. VILLAR, 1999. Los Sistemas Petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica, *Boletín de Informaciones Petroleras*, Año 16°: 55 – 90.
- FLEAGLE, J., 1990. New fossil platyrrhines from the Pinturas Pormation, southern Argentina. *Journal of Human Evolution*, 19: 61 – 85.
- FLEAGLE, J., T. BROWN and C. SWISHER, 1995. Age of the Pinturas and Santa Cruz Formations. 6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Actas: 129 – 135.
- FLEAGLE, J., D. W. POWERS, G. C. CONROY and J. P. WATTERS, 1987. New fossil platyrrhines from Santa Cruz province, Argentina. *Folia Primatologica*, 48:65 – 77.
- FLORES, M. A., 1955. Reconocimiento geológico del río Deseado entre el arroyo Pinturas y la estancia Los Manantiales (Santa Cruz). *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 31 p., inédito.
- FRANCHI, M. , J. L. PANZA y R. de BARRIO, 1989. Depósitos triásicos y jurásicos de la Patagonia Extraandina. *Cuencas Sedimentarias Argentinas* (G. Chebli y L. Spalletti, eds.), Serie Correlación Geológica 6: 347 – 378, Tucumán.
- FRENGUELLI, J., 1933. Situación estratigráfica y edad de la “Zona con Araucarias” al sur del curso inferior del río Deseado. *Boletín Informaciones Petroleras*, 112: 843 – 900.
- FURQUE, G. y H. H. CAMACHO, 1972. El Cretácico superior y Terciario de la región austral del lago Argentino, provincia de Santa Cruz. *Actas 4ª Jornadas Geológicas Argentinas*, 3: 61 – 75.
- GIACOSA, R. y M. FRANCHI, 1997. Hojas Geológicas 4772 – III Lago Belgrano y 4772 – IV Lago Posadas, escala 1: 250.000, provincia de Santa Cruz. *Servicio Geológico Minero Argentino*, 95 p., inédito.
- GÓMEZ OMIL, R., H. ARROYO, G. LAFFITTE y A. MELO, 1990. Anteproyecto exploratorio para el Sector Oriental del Flanco Sur. Y.P.F. S.A., p. 31 (informe inédito).
- GORRING, M. L., S. M. KAY, P. K. ZEITLER, V. A. RAMOS, J. L. PANZA, D. RUBIOLLO and M. I. FERNÁNDEZ, 1997. Neogene Patagonia plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16 (1): 1 – 17.
- GOTHAN, W., 1925. Sobre restos de plantas fósiles procedentes de la Patagonia. *Boletín Academia Nacional Ciencias Córdoba* 28: 197 – 212.
- 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*, Serie 4, 9 (50): 85 – 108.
- HECHEM, J., E. FIGARI y E. MUSACCHIO, 1987. Cuenca del Golfo San Jorge, hallazgo de la Formación Pozo D-129. I.A.P., *Petrotecnia*, 28 (11): 13-15.
- HECHEM, J. J. y J. F. HOMOVC, 1989. Estratigrafía del chubutiano aflorante al sur del curso medio del río Deseado. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 13 p., inédito.
- HECHEM, J. J., J. F. HOMOVC y E. G. FIGARI , 1990. Estratigrafía del Chubutiano (Cretácico) en la Sierra de San Bernardo, Cuenca del Golfo San Jorge, Chubut, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 173-176.
- HOMOVC, J., L. CONSTANTINI, R. FERREIRA and A. PELLÓN DE MIRANDA, 1996. Evolution of the Deseado Massif in Argentina and its relationship with the San Julian offshore area in the South Atlantic Ocean. A.A.P.G. Annual Meeting Abstracts: 66-67.

- IHERING, H. VON., 1903. Les Mollusques des Terrains Crétaciques supérieurs de l'Argentine orientale. Anales Museo Nacional Buenos Aires, Serie III, Tomo 2: 193 – 229.
- LAFFITTE, G., 1994. Training en modelado Genes 1D. Yacimientos Petrolíferos Fiscales S.A., p.12 (Informe inédito).
- LAFFITTE, G. and J. HECHER, 1993. Hydrocarbon generation and migration in the western Golfo de San Jorge Basin. In: Third Latin American Congress on Organic Geochemistry, extended abstracts: p. 69-71.
- LAPIDO, O. R., 1980. Mapa preliminar de la Hoja 51b, Perito Moreno, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, inédito.
- LESTA, P., 1969. Algunas nuevas comprobaciones en la geología de la Patagonia. Anales 4ª Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 187 – 194.
- LESTA, P. y R. FERELLO, 1972. Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En Geología Regional Argentina (Ed. Leanza). Academia Nacional Ciencias Córdoba: 601 – 653.
- LESTA, P., R. FERELLO y G. CHEBLI, 1980. Chubut Extraandino. En II Simposio de Geología Regional Argentina., Vol II: 1307-1387, Academia Nacional Ciencias, Córdoba.
- MAGOON, L. and W. DOW, 1994. The Petroleum System. En The Petroleum System-from source to trap (MAGOON, L. y W. DOW Eds.), AAPG Memoir 60: 3-24.
- MALUMIÁN, N., 1978. Esbozo paleoecológico de las asociaciones foraminíferológicas terciarias de la Argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana, 15 (1-2): 161 – 171.
- MALUMIÁN, N., 1981. Estudio micropaleontológico de muestras provenientes de la Hoja 53c, Laguna Olin, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 3 p., inédito.
- MALUMIÁN, N. and V. A. RAMOS, 1984. Magmatic intervals, transgression regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of southern South America. Earth and Planetary Science Letters, 67: 228 – 237.
- MARÍN, G., 1984. Descripción Geológica de la Hoja 55c, Gobernador Gregores, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 48 p., inédito.
- MARSHALL, L. G. y R. PASCUAL, 1977. Nuevos marsupiales Caenolestidae del "Piso Notohippidense" (SW de Santa Cruz, Patagonia) de Ameghino. Sus aportes a la cronología y evolución de las comunidades de mamíferos sudamericanos. Publicación Museo Municipal Ciencias Naturales "L. Scaglia", 2 (4): 91 – 122, Mar del Plata.
- MAZZONI, M. M., L. A. SPALLETTI, M. A. IÑIGUEZ RODRÍGUEZ y M. TERUGGI, 1981. El Grupo Bahía Laura en el Gran Bajo de San Julián, provincia de Santa Cruz. 8º Congreso Geológico Argentino Actas 3: 485 – 507.
- METHOL, E., 1967. Rasgos geomorfológicos de la Meseta de Somuncura, Río Negro. Consideraciones acerca de los orígenes de los "pequeños bajos sin salida". Asociación Geológica Argentina, Revista 22 (4): 295 – 311.
- MÖRNER, N. and C. SYLWAN, 1989. Magnetostratigraphy of the Patagonian moraine sequence at Lago Buenos Aires. Journal of South American Earth Sciences, 2: 385 – 389.
- NÁÑEZ, C., 1988. Paleoecología de los Foraminíferos del Terciario medio de la región oriental de la provincia de Santa Cruz, Argentina. Tesis Doctorado Universidad Nacional Buenos Aires, 85 p. (Inédito).
- NULLO, F. E. y J. L. PANZA, 1991. Los filones de cuarzo epitermales del Bajo Pobre, Departamento Deseado, Santa Cruz. Su potencialidad minera. Informe Dirección Nacional de Minería y Geología, 8 p., inédito.
- PALMA, M. A., C. SELVA y N. DAVIES, 1996. Interpretación geológica de superficie y análisis estructural de la región abarcada por el área Cerro Wenceslao, flanco sur de la cuenca del Golfo San Jorge. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 126 – 134.
- PANKHURST, R. J., P. SRUOGA y C. W. RAPELA, 1993. Estudio geocronológico Rb-Sr de los Complejos Chon Aike y El Quemado a los 47° 30' L. S. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 171 – 178.
- PANZA, J. L., 1981. Descripción geológica de las Hojas 46e, Gran Laguna Salada y 47f, Meseta Cuadrada, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, 227 p., inédito.
- PANZA, J. L., 1982. descripción geológica de las Hojas 53e, Gobernados Moyano y 54e, Cerro Vanguardia. Servicio Geológico Nacional, 197 p., inédito.
- PANZA, J. L., 1984. Descripción geológica de las Hojas 54f, Bajo de la Leona y 54g, Bahía Laura, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. 197 p., inédito.
- PANZA, J. L., 1986. Descripción geológica de la Hoja 54d, La Manchuria, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 141 p., inédito.
- PANZA, J. L., 1995a. Hoja geológica 4969 – II Tres Cerros escala 1: 250.000, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín 213: 1- 103.
- PANZA, J. L., 1995b. Hoja geológica 4966- I/II, Bahía Laura, escala : 250.000, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín 214: 1- 84.

- PANZA, J. L., 1998. Hoja geológica 4769 –IV, Monumento Natural Bosques Petrificados, escala 1: 250.000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero, Boletín 258: 1-145.
- PANZA, J. L. y J. C. COBOS, 1998. Hoja geológica 4769 –I, Destacamento La María, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 296:1-115.
- PANZA, J. L., J. C. COBOS y D. RAGONA, 1994. Mapa geológico de la provincia de Santa Cruz, escala 1: 750.000. Dirección Nacional del Servicio Geológico.
- 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, 156 p., inédito.
- PANZA, J. L. y M. V. IRIGOYEN, 1995. Hoja geológica 4969-IV, Puerto San Julián, escala 1: 250.000, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 21: 1- 77 p.
- 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 239: 1-104.
- PASCUAL, R. y O. ODREMAN RIVAS, 1971. Evolución de las comunidades de los vertebrados del Terciario argentino. Los aspectos paleozoogeográficos y paleoclimáticos relacionados. *Ameghiniana, Revista Asociación Paleontológica Argentina*, 7 (3- 4): 372 –402.
- PASCUAL, R. y O. ODREMAN RIVAS, 1973. Las unidades estratigráficas del Terciario portadoras de mamíferos, su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diastróficos. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 3: 293 – 338.
- PASCUAL, R., E. ORTEGA HINOJOSA, D. GONDAR y E. TONNI, 1965. Las edades del Cenozoico mamífero de Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. Comisión de Investigaciones Científicas Provincia de Buenos Aires, *Anales* 6: 165 –193.
- PEZZI, E. E., 1970a. Informe geológico preliminar zona Los Pirineos-Cañadón Largo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 49 p., inédito.
- PEZZI, E. E., 1970b. Informe geológico zonas Cerro Huemul y Estancia La Josefina, Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 21 p., inédito.
- RAMOS, E. y V. A. RAMOS, 1979. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. *Actas 7° Congreso Geológico Argentino*, 1: 771 – 786.
- RAMOS, V. A., 1977. Basement tectonics from Landsat imagery in mining exploration. *Geologic Mijnbouw*, 56 (3): 243 – 252.
- RAMOS, V. A., 1982. Geología de la región del lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. *Asociación Geológica Argentina Revista*, 37 (1): 23 – 49.
- RAMOS, V. A., 1983. Evolución geológica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. 2° Congreso Nacional de Geología Económica, *Actas* 1: 107 – 124.
- RAMOS, V. A., H. NIEMEYER, J. SKARMETA and J. MUÑOZ, 1982. Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes, *Earth – Science Reviews*, 18: 411 –443.
- RAPELA, C. W. and S. M. KAY, 1988. Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. *Episodes*, 11 (3): 175 –181.
- RICCARDI, A. C., 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo de La Plata, Geología*, 7: 245 –318.
- RICCARDI, A. C. y E. ROLLERI, 1980. Cordillera Patagónica Austral. 2° Simposio Geología Regional Argentina, *Academia Nacional Ciencias*, II: 1173 – 1306 Córdoba.
- RIGGI, J. C., 1957. Resumen geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, provincia de Santa Cruz. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 12 (2): 65 – 97.
- RIGGI, J. C., 1978. La importancia de los sedimentos piroclásticos y de la sílice biogénica en la estratigrafía de la Formación Patagonia. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 33 (2): 158 –171.
- RIGGI, J. C., 1979. Nuevo esquema estratigráfico de la Formación Patagonia. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 34 (1): 1 –11.
- ROLL, A., 1938. Estudio geológico de la zona al sur del curso medio del río Deseado. *Boletín Informaciones Petroleras*, reimpresión Tomo 15 (163): 17 –83.
- SACOMANI, L., 1981. Informe Preliminar de las observaciones petrológicas en localidades tipo de la secuencia volcánica jurásica (“Serie Porfírica”) en el ámbito del “Macizo del Deseado”, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 11 p., inédito.
- SACOMANI, L., 1984. Informe preliminar. Ciclos basálticos cenozoicos del sector centro – occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 5 p. inédito.
- SCHALAMUK, I., M. ZUBIA, A. GENINI and R. R. FERNÁNDEZ, 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews* 12: 173 –186, Elsevier.
- SCIUTTO, J. C., 1981. Geología del codo del río Senguerr, Chubut, Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 3: 203 –219.

- SIMPSON, G. G., 1933. Stratigraphic nomenclature of the early Tertiary of central Patagonia. *American Museum Novitates* 644: 1–13, New York.
- SIMPSON, G. G., 1935. Occurrence and relationships of the Rio Chico fauna of Patagonia. *American Museum Novitates* 818: 1–21, New York.
- SIMPSON, G. G., 1941. The Eocene of Patagonia. *American Museum Novitates* 1120: 1–16, New York.
- SPALLETTI, L., 1980. Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas. *Asociación Geológica Argentina, Serie B N° 8*, 175 p., Buenos Aires.
- SPALLETTI, L., A. IÑÍGUEZ RODRÍGUEZ y M. MAZZONI, 1982. Edades radiométricas de piroclásticas y vulcanitas del Grupo Bahía Laura, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 37 (4): 483–485.
- SPALLETTI, L. y M. MAZZONI, 1979. Estratigrafía de la Formación Sarmiento en la barranca sur del lago Colhue Huapi, provincia del Chubut. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 34 (4): 271–281.
- SPEGAZZINI, C., 1924. Coniferales fósiles patagónicas. *Anales Sociedad Científica Argentina* 98: 125–139.
- SRUOGA, P. y M. A. PALMA, 1984. La Formación Chon Aike en su área clásica de afloramientos. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 172–184.
- STIPANICIC, P. y M. BONETTI, 1970. Posiciones estratigráficas de las principales floras jurásicas argentinas. II Floras doggerianas y málmicas. Ameghiniana, *Revista Asociación Paleontológica Argentina*, 7 (2): 101–118.
- STIPANICIC, P. y A. O. REIG, 1955. Breve noticia sobre el hallazgo de anuros en el denominado “Complejo Porfirico de la Patagonia extraandina”, con consideraciones acerca de la composición geológica del mismo. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 10 (4): 215–233.
- STIPANICIC, P. y A. O. REIG, 1956. El “Complejo Porfirico de la Patagonia extraandina” y su fauna de anuros. *Acta Geológica Lilloana* 1: 185–297.
- STIPANICIC, P. y A. RODRIGO, 1969. El diastrofismo Eo y Mesocretácico en Argentina y Chile, con referencia a los movimientos jurásicos de la Patagonia. 4ª Jornadas Geológicas Argentinas, Acta 2: 337–352.
- SYLWAN, C. A., L. BERAZA y A. CASELLI, 1991. Magnetoestratigrafía de la secuencia morénica en el valle del lago Pueyrredón, provincia de Santa Cruz. *Revista Asociación Geológica Argentina, Actas* (3-4): 235–238.
- SYLWAN, C., H. J. VILLAR and W. G. DOW, 1998. Neocomian source beds, future exploration play in the South Flank of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. AAPG International Conference and Exhibition, Extended Abstract: 456-457.
- TERUGGI, M. E. y H. ROSETTO, 1963. Petrología del Chubutiano del codo del río Senguerr. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 354: 18–35.
- TURIC, M. A., 1969. Perfiles estratigráficos al sur del curso medio del río Deseado, entre Punta España y Meseta Baqueró, provincia de Santa Cruz. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 55 p., inédito.
- ULMISHEK, G. F. and L. B. MAGOON, 1994. The Petroleum System – concept and applications. Topic 1. 14th World Petroleum Congress, Topic 1: p. 1-9.
- VILLAR, H. J., C. SYLWAN, A. G. PLEIMLING, M. MILLER, J.R. CASTAÑO y W.G. DOW, 1996. Formación de petróleos pesados a partir de procesos de biodegradación y mezcla en el sistema petrolero Pozo D-129- Cañadón Seco, Flanco sur de la Cuenca del Golfo San Jorge, provincia de Santa Cruz, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas I: 223-242.
- VOLKHEIMER, W., 1969. Problemas del Grupo Chubut (Relato). *Revista Asociación Paleontológica Argentina*, 6(2): 172–180.
- WICHMANN, R., 1922. Observaciones geológicas en el Gran Bajo de San Julián y sus alrededores (Territorio de Santa Cruz). Dirección General de Minas, *Boletín* 30 B: 1–34.
- WINDHAUSEN, A., 1924. Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del Golfo San Jorge. *Boletín Academia Nacional Ciencias Córdoba*, 27: 167–320.
- WINDHAUSEN, A., 1931. Geología Argentina. Segunda Parte: Geología Histórica y regional del territorio argentino. Ed. Peuser, 646 p., Buenos Aires.
- ZAMBRANO, J. and C. URIEN, 1970. Geological outline of the basins in southern Argentina and their continuation on the Atlantic shore. *Journal of Geophysical Research*, 75 (8): 1363–1396.