

Subdivisión litofacial e interpretación del volcanismo jurásico (Grupo Bahía Laura) en el este del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz

Diego M. GUIDO

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) y FCNyM-UNLP.
Instituto de Recursos Minerales (INREMI), Calle 64 N° 3 (e/ 119 y 120) La Plata (1900). E-mail: diegoguido@yahoo.com*

RESUMEN. El Grupo Bahía Laura representa la unidad de mayor importancia de la provincia geológica Macizo del Deseado. Está constituido por un conjunto de rocas volcánicas ácidas de edad Jurásico medio a superior, que se distribuyen ampliamente en la provincia. El presente artículo describe la subdivisión litofacial del grupo surgida de los trabajos de mapeo en el sector oriental del Macizo del Deseado. Este criterio condujo a una clasificación en facies y subfacies volcánicas desde un punto de vista descriptivo y genético. De este modo, se han determinado la facies volcánicoclástica que comprende las subfacies piroclástica (de flujo, caída y surge) y la subfacies epiclástica, y la facies efusiva, que incluye las subfacies lávica y subvolcánica. Esta discriminación posibilitó la interpretación de los procesos que han actuado en la conformación de los depósitos volcánicos del sector estudiado, favoreciendo además la utilización del término “Complejo Bahía Laura”. El volcanismo ácido jurásico de la región oriental se asocia a un ciclo mayor explosivo-efusivo. En un principio se generaron alta proporción de depósitos de caída, posteriormente se originaron grandes volúmenes de ignimbritas, principalmente de alto grado, y la etapa final fue dominada por materiales lávicos y depósitos volcánicos retrabajados. Se identificaron además los principales centros de emisión (la caldera del cerro Torta y varios complejos de domos, domos, pórfiros y diques) de los materiales volcánicos en el área. Su distribución se ajusta a lineamientos ENE y NNO, poniendo en evidencia la importancia del mecanismo de erupción fisural, asociado a las fracturas extensionales del sistema El Tranquilo, en la extrusión de los materiales volcánicos.

Palabras clave: *Macizo del Deseado, Grupo Bahía Laura, Facies volcánicas, Jurásico*

ABSTRACT. *Litofacial subdivision and interpretation of the Jurassic volcanism (Bahía Laura Group) in the eastern Deseado Massif, Santa Cruz province.* The Bahía Laura Group represents the most important unit of the Deseado Massif geological province. It is composed by acid volcanic rocks of upper to middle Jurassic age, which are widely distributed in the province. This article describes a litofacial subdivision of the group, originated as a consequence of mapping activities on the eastern Deseado Massif area. These criteria conduce to a classification into volcanic facies and subfacies from a descriptive and genetic point of view. In that sense, a volcanoclastic facies, comprising the pyroclastic (flow, fall and surge) and epiclastic subfacies, and an effusive facies, including the lavic and subvolcanic subfacies, have been determined. This discrimination allowed the interpretation of the processes that acted in the eastern volcanic deposits conformation and favored the utilization of the term “Bahía Laura Complex”. The acid Jurassic volcanism of the eastern region can be associated with an explosive-effusive mayor cycle. In the beginning fall deposits were generated, lately huge volumes of ignimbrites, mainly high grade type, were formed, and the final stage was dominated by lavas and reworked volcanic deposits. The main emission centers (the Cerro Torta caldera and various dome complexes, domes, porphyries and dikes) of the volcanic materials from the area, were also identified. Their distribution matches to ENE and NNW lineaments, evidencing the importance of the fissural mechanism of eruption, associated with the El Tranquilo system extensional fractures, in the volcanic material extrusion.

Key words: *Deseado Massif, Bahía Laura Group, Volcanic facies, Jurassic*

Introducción

El Grupo Bahía Laura está representado por un conjunto de rocas volcánicas jurásicas de composición ácida que conforma el evento de mayor representatividad e importancia de la provincia geológica Macizo del Deseado. Estas volcanitas cubren una superficie cercana al 50% de la mencionada provincia y, en la última década, han adquirido especial importancia debido a su vinculación genética y espacial con mineralizaciones de tipo epitermal portadoras de metales preciosos (Au y Ag).

Las rocas del Grupo Bahía Laura han sido descritas desde principios de siglo XIX y desde entonces su nomenclatura, subdivisión, edad y génesis fue cuestión de debate. En la actualidad se utiliza el término “Grupo” (de Barrio *et al.* 1999), que comprende a las unidades formacionales Chon Aike (ignimbritas, tobas, brechas, aglomerados, lavas y cuerpos subvolcánicos) y La Matilde (depósitos interdigitados de tobas y tufitas, con ignimbritas intercaladas). Son principalmente rocas de composición riolítica, ricas en potasio, que pertenecen a la serie calcoalcalina y son de tipo peraluminoso (Pankhurst y Rapela

1995). Se considera que se han formado durante un período de alrededor de 25 Ma, en un ambiente extensional del Jurásico medio a superior (177,8 a 153,4 Ma, según Féraud *et al.* 1999 y Pankhurst *et al.* 2000), por un proceso de mezcla, asimilación y homogeneización de los fundidos de la corteza inferior con magmas básicos fraccionados vinculados genéticamente a la Formación Bajo Pobre (Riley *et al.* 2000). Esta última unidad está representada por lavas intermedias a básicas de la misma edad que las volcanitas ácidas.

Esta contribución es parte del trabajo de tesis doctoral de Guido (2002) y tiene como objetivos presentar el criterio litofacial empleado en la discriminación del Grupo Bahía Laura y mostrar la utilidad de dicha subdivisión en la interpretación del volcanismo jurásico. El trabajo realizado permitió identificar edificios volcánicos del Jurásico y proponer un modelo volcánico-sedimentario del Grupo Bahía Laura para el sector oriental del Macizo del Deseado.

Antecedentes del Grupo Bahía Laura

Estas rocas volcánicas ácidas se conocen desde las descripciones de Charles Darwin a fines del siglo XIX y fue Ameghino (1906) el primero que les asignó una posible edad jurásica. Sin embargo, desde el hallazgo de *Estheria mangaliensis* Jones en una perforación en Puerto San Julián (Delhaes 1913), este autor, junto con Wichmann (1922), Gothan (1925) y Windhausen (1931), consideraron durante años a las volcanitas de edad neotriásica. Posteriormente, Feruglio (1949) llegó a la conclusión que estas rocas eran mayoritariamente de edad jurásica superior y propuso el nombre “Complejo de Bahía Laura”. Este complejo fue dividido por Criado Roque (1953) y Di Persia (1954) en dos unidades: la “Serie Vulcanítica Inferior” o “Serie de Bahía Laura” y la “Serie Tobífera Superior” o “Serie de Malacara”, en discordancia sobre la anterior y con mayor proporción de materiales epiclásticos y restos florísticos. Stipanovic y Reig (1955, 1957) y Stipanovic (1957) también subdividieron al complejo en dos pisos: el Chonaikense y el Matildense, considerando las mismas diferencias en el retrabajamiento de los depósitos volcánicos.

En los años subsiguientes, los geólogos de la ex-empresa petrolera Y.P.F. aclararon el problema del contacto entre ambas unidades; postulando una relación de continuidad y considerando un único ciclo piroclástico-efusivo con tendencia a hacerse sedimentario hacia la parte cuspidal (Di Persia, 1956; 1957; 1958; 1959; De Giusto, 1956; 1958 y Bianchi, 1960).

Ugarte (1966), utilizó los términos Serie de Chon Aike para la facies volcánica y Serie de La Matilde para la facies sedimentaria y sostuvo la conveniencia de considerar dichas unidades como integrantes de una unidad-roca mayor para la que mantuvo el denominativo de Complejo Bahía Laura, de aplicación cuando no se distinguen dichos miembros. Al año siguiente, Archangelsky (1967) adecuó las series a la nomenclatura estratigráfica, denominándolas Formaciones Chon Aike y La Matilde. El término

Grupo Bahía Laura fue propuesto por Lesta y Ferello (1972), sosteniendo la coetaneidad e interstratificación entre ambas formaciones, pero incluyendo a las lavas intermedias a básicas de la Formación Bajo Pobre. Estas lavas, años más tarde, fueron excluidas del Grupo por presentar un contacto discordante (De Giusto *et al.* 1980).

Palma (1987), fue el primero que esbozó conceptos de facies volcánicas para estas rocas, en la región adyacente al curso inferior del Río Deseado. También Hechem y Homoc (1988) efectuaron una subdivisión litofacial en el área de Bajo Grande, integrando a la Formación Bajo Grande (Cretácico inferior) en el grupo por considerarla concordante.

Posteriormente, Rapela y Kay (1988); Kay *et al.* (1989) y Pankhurst y Rapela (1995) introdujeron los términos Grupo Chon Aike, provincia Chon Aike y provincia volcánica jurásica” respectivamente, para el conjunto de volcanitas jurásicas de toda la Patagonia extrandina y Pankhurst *et al.* (1993a) utilizó el término Complejo Chon Aike exclusivamente para las rocas volcánicas ácidas del Macizo del Deseado. Por otro lado, Pankhurst *et al.* (1998) propusieron que las volcanitas jurásicas de Patagonia junto con las del oeste de Antártida conformaban una de las mayores provincias ígneas silíceas (LIP) del mundo. Para el Macizo del Deseado se estimó una extensión de 100.000 km² y para todo el conjunto 235.000 km², con espesores mínimos de 500 m y máximos de 2.200 m (Féraud *et al.* 1999).

En los últimos años, los trabajos de Pankhurst *et al.* (1993b); Pankhurst y Rapela (1995); Pankhurst *et al.* (1998); Bertrand *et al.* (1999); Féraud *et al.* (1999) y Riley *et al.* (2000) abordaron el estudio geocronológico y geoquímico de las volcanitas del grupo y plantean la coetaneidad y cogénesis con las lavas intermedias a básicas de la Formación Bajo Pobre, explicando una génesis conjunta de ambas unidades. Por último, Echeveste *et al.* (2001) proponen volver a incluir a la Formación Bajo Pobre dentro del Grupo Bahía Laura.

Subdivisión litofacial del Grupo Bahía Laura

La subdivisión litofacial de las rocas volcánicas ácidas del sector oriental del Macizo del Deseado se ha realizado tomando en consideración los trabajos acerca de sucesiones volcánicas de Cas y Wright (1982) y McPhie *et al.* (1993), junto con los conceptos pioneros utilizados en esta provincia por Palma (1987) y Hechem y Homoc (1988).

Según Cas y Wright (1982), los terrenos volcánicos son los que poseen mayor variedad litológica, por lo tanto el concepto de facies (cuerpo de roca con caracteres únicos y distintivos que se vinculan con un conjunto único de condiciones de formación) es la forma más adecuada para documentar e interpretar las características de las unidades de roca de un complejo volcano-sedimentario como el del Grupo Bahía Laura. El empleo de la terminología facial va a depender en gran medida de las diferentes escalas de trabajo (vinculado al grado de detalle del estudio) y a la información geológica disponible.

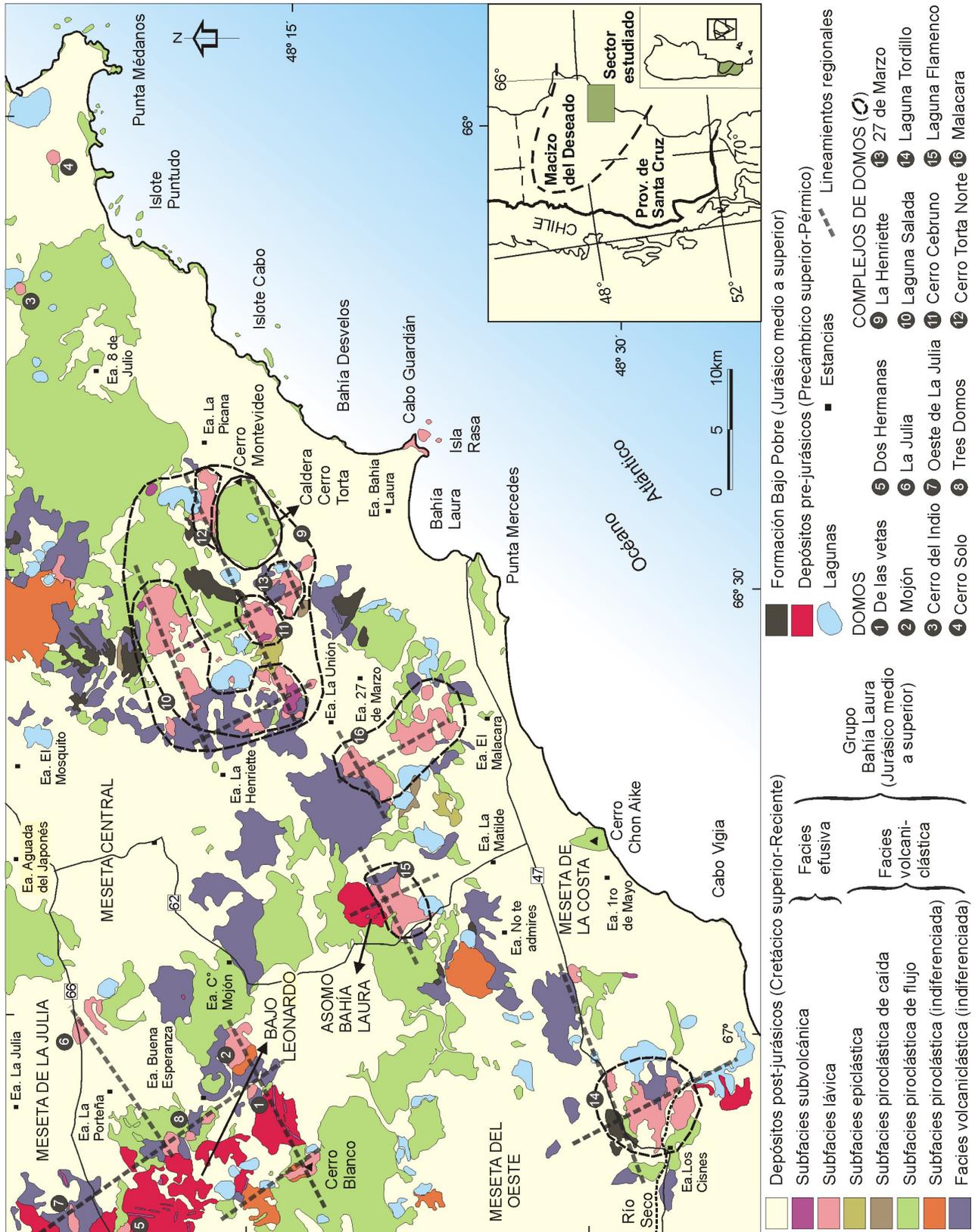


Figura 1: Mapa de facies del Grupo Bahía Laura en el sector oriental del Macizo del Deseado (modificado de Guido 2002).



Figura 2: Subdivisión litofacial propuesta para el volcanismo ácido jurásico del Macizo del Deseado.

La figura 1 muestra el mapa de facies del Grupo Bahía Laura realizado en un sector de 102 por 63 km del este del Macizo del Deseado. Este mapa es una simplificación de la cartografía detallada realizada a escala 1:50.000 y representada a 1:100.000 en Guido (2002). Durante las tareas de mapeo de campo se han utilizado términos descriptivos con ciertas connotaciones genéticas, tales como: ignimbritas (ricas en cristales, líticas, pumíceas), tobas, tobas estratificadas, tobas con estructuras sedimentarias, rocas volcanoclásticas, rocas fragmentarias, lapillitas, lavas afaníticas, lavas porfíricas, diques riolíticos, entre otros. Posteriormente, con toda la información de campo (geometría del depósito, depósitos asociados, contactos entre unidades, estructuras sedimentarias, descripción de muestra de mano) y el estudio petrográfico, se han podido interpretar gran parte de los asomos del Grupo Bahía Laura mediante términos litofaciales genéticos (Fig. 2), que han permitido interpretar el volcanismo ácido jurásico del sector estudiado.

Se han determinado dos facies (volcanoclástica y efusiva) y varias subfacies. La facies volcanoclástica comprende todos los depósitos volcánicos fragmentarios, indistintamente de su origen. Por lo tanto incluye tanto las rocas piroclásticas (depósitos producidos por erupciones explosivas) como las rocas volcánicas redepositadas o retrabajadas (rocas secundarias o tufitas). Las primeras se agrupan en tres subfacies: piroclástica de flujo, de caída y de surge u oleada piroclástica. En todos los casos, las rocas están compuestas por piroclastos, dentro de los cuales se pueden diferenciar fragmentos juveniles del magma (pómez y trizas vítreas), cristaloclastos (cristales, generalmente fragmentados, de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas y mafitos) y fragmentos líticos de variada composición. Esta subdivisión genética de las rocas piroclásticas en tres subfacies está sustentada en el modo de transporte y depositación de los materiales volcánicos fragmentarios. Las características generales que han sido tenidas en cuenta para tal discriminación en el sector estudiado, se resumen en la cuadro 1. Por otro lado, las rocas volcánicas retrabajadas o de segundo ciclo se han reunido en la subfacies epiclástica. Debido a que el conjunto de rocas volcanoclásticas se encuentran interestratificadas, tal como lo reconoce Mazzoni *et al.* (1981),

en ocasiones es casi imposible su diferenciación en las subfacies propuestas, de modo que se utiliza el término facies volcanoclástica en forma indiferenciada.

La facies efusiva incluye toda roca coherente, no fragmentaria, formada por enfriamiento y solidificación del magma, sin eventos explosivos asociados. Debido a que se trata de un magmatismo ácido, con altos contenidos en volátiles, la cámara magmática tiene que sufrir un importante proceso de pérdida de gases para perder explosividad y originar efusiones lávicas. Esto coincide con las observaciones de campo, en las cuales las rocas de las facies efusiva tienden a ser menos abundantes y póstumas respecto de los materiales piroclásticos (producidos por erupciones explosivas). Dentro de esta facies efusiva se han reconocido dos subfacies. Las rocas lávicas extrusivas, que alcanzaron la superficie en forma de coladas o cuerpos dómicos, se agrupan en la subfacies lávica. La subfacies subvolcánica incluye las rocas hipabisales, que no extruyeron en superficie y se consolidaron a poca profundidad. Estas son diques, criptodomas y cuerpos porfíricos de emplazamiento somero.

Por otra parte, al tratarse de rocas volcánicas del Jurásico, con relaciones estratigráficas complejas y afectadas además por procesos de alteración hidrotermal, erosión, meteorización y deformación, puede ser en ocasiones muy difícil distinguir rasgos que permitan definir su origen. Por ello, algunas rocas pueden quedar comprendidas indiscriminadamente dentro del Grupo Bahía Laura o subdivididas sólo en los términos faciales (facies efusiva y volcanoclástica indiferenciada).

Litofacies del sector oriental del Macizo del Deseado

Los asomos del Grupo Bahía Laura representan cerca del 45% (aproximadamente 1.600 km²) de los afloramientos de la superficie total cartografiada (Fig. 1). De todas, la facies volcanoclástica es la de mayor representación dentro de las rocas del complejo volcánico, alcanzando más del 90 % (1.480 km²) de los afloramientos. Los depósitos de la facies efusiva ocupan el resto, cubriendo un área de 120 km².

Cuadro 1: Resumen de las principales características utilizadas en la discriminación de los depósitos de la subfacies piroclástica del Grupo Bahía Laura en el sector oriental del Macizo del Deseado.

Subfacies	Piroclástica de flujo	Piroclástica de caída	Piroclástica de surge
Geometría del depósito	- Lenticular, a veces controlado por el paleorelieve. - Mantos potentes a muy potentes (entre uno y decenas de metros).	- Tabular, formando estratos. - Estratos poco potentes (en el orden de 1 metro).	- Formas lenticulares. - Poco espesor (en el orden de decenas de centímetros).
Grado de selección	- Mal seleccionado. - Frecuente gradación normal de líticos e inversa de pómez.	- Moderada a buena.	- Mal seleccionado, con capas individuales de moderada selección.
Estructura macro-mesos cópica	- Sin estructura, macizo. Ocasionales falsas laminaciones por acumulación de unidades de flujo o variaciones composicionales y/o de las condiciones de transporte y deposición del flujo (niveles con concentración de líticos o pómez).	- Estratos con estructura interna maciza, pero con ocasional laminación plana (niveles con variación granulométrica o mineralógica).	- Estructuras sedimentarias traccionales (estratificación entrecruzada de bajo ángulo, estratificación plana). - La base suele ser erosiva (canalizaciones).
Soldamiento	- Muy frecuente, con formación de fiammes y textura eutaxítica.	- No.	- No.
Evidencias térmicas	- Coloración rosada, producto de la oxidación de microlitos de magnetita. - Disyunción columnar en la parte central del flujo. - Presencia de esferulitas, litophysae o textura micropoiquilitica en la matriz. - Tubos de escape de gases. - Madera carbonizada.	- No.	- No.

Facies volcanoclástica - subfacies piroclástica de flujo

Son rocas de color rosa a gris, con escasas variedades moradas, verdes y castañas. La granulometría varía desde tobas hasta aglomerados, siendo más comunes los tamaños lapilli y su composición modal varía desde fenorilitas a fenodacitas. Los componentes más comunes son cristaloclastos, vitroclastos y litoclastos en una matriz generalmente desvitrificada y alterada, que frecuentemente corresponde a un mosaico fino de composición cuarzo-feldespática (textura felsítica), aunque pueden presentar texturas esferulíticas y micropoiquiliticas.

Los cristaloclastos son generalmente de cuarzo, sanidina y plagioclasas (frecuentemente fragmentados y engolfados por reacción con la pasta) y en menor medida láminas de biotita deformadas y orientadas paralelamente al flujo. Además, pueden encontrarse cristaloclastos de anfíboles y minerales accesorios como circón, magnetita y apatita. Los vitroclastos suelen hallarse como trizas vítreas, frecuentemente desvitrificadas a texturas esferulíticas y axiolíticas, y pómez. Es frecuente observar procesos de compactación en los vitroclastos, produciendo una textura eutaxítica, con pómez deformados que originan fiammes. Este proceso de soldamiento es un

rasgo característico en estas rocas. Los litoclastos son de variada composición (se han determinado volcanitas, tobas y rocas graníticas y metamórficas del Complejo Río Deseado).

Estas rocas forman lomadas bajas y redondeadas que están generalmente cubiertas por materiales regolíticos, lascas o bloques sueltos y que, ocasionalmente, forman asomos que se destacan en el paisaje. Muchas veces estas rocas presentan un aspecto liso y redondeado, producto de la descamación esferoidal y, por otra parte, son frecuentes en el paisaje los ahuecamientos, que se producen como resultado de la progresiva erosión, a partir de la meteorización de los fragmentos pumíceos.

En estos depósitos es común encontrar rasgos tales como madera carbonizada (Fig. 3a), escapes de gases (Fig. 3b) y otros, que evidencian su alta temperatura y que las diferencia claramente de otros depósitos volcanoclásticos.

De esta manera, los depósitos descriptos se incluyen dentro de la subfacies piroclástica de flujo. De los tres tipos de flujos piroclásticos definidos por Cas y Wright (1982): bloques y cenizas, depósitos de flujos escoriáceos y depósitos de flujo pumíceos o ignimbritas (Sparks *et al.* 1973), sólo se han observado ejemplos de estos últimos.

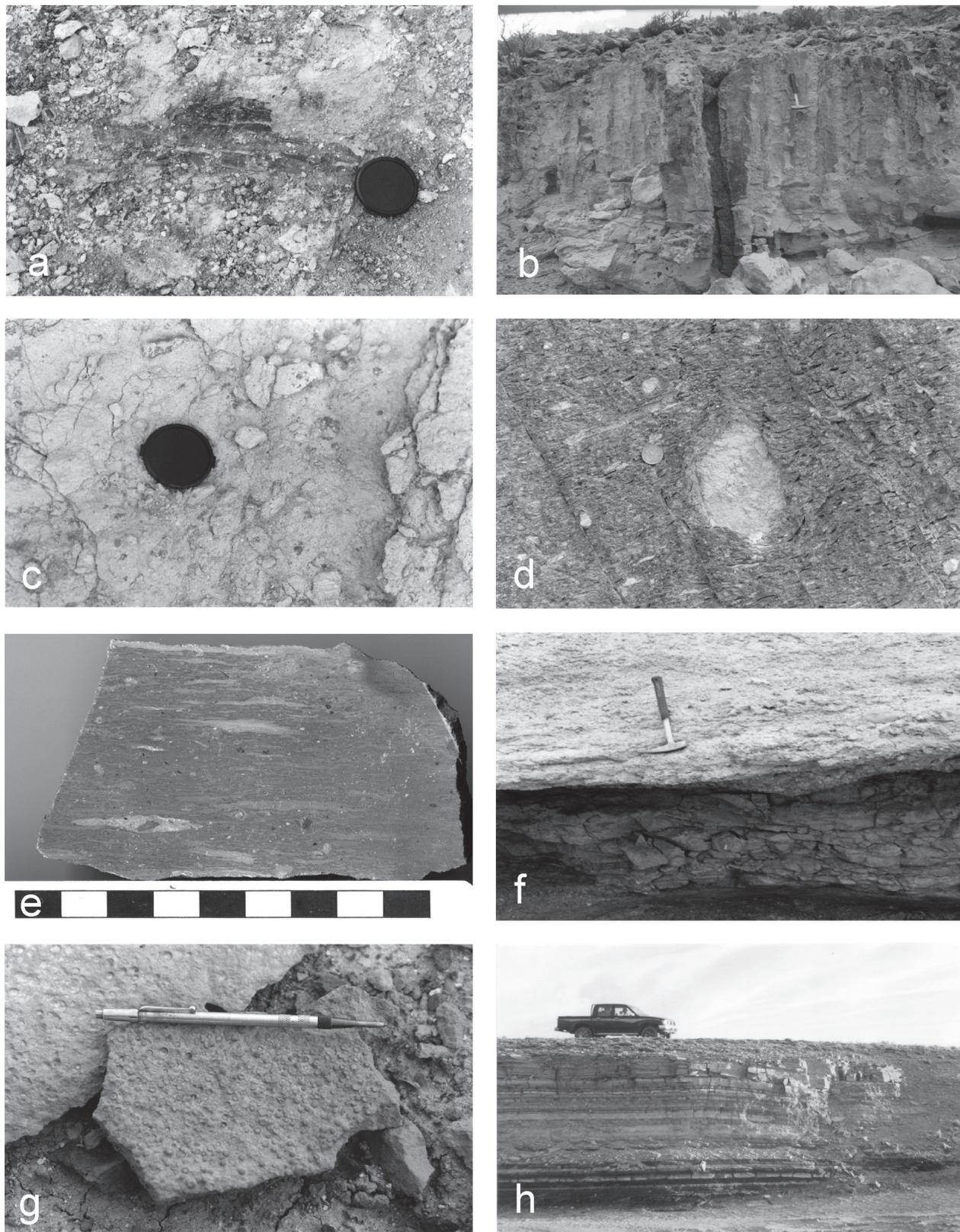


Figura 3: Fotografías de la facies volcániclastica: **a)** Tronco carbonizado en unidad piroclástica de flujo, estancia Cerro Moro. **b)** Tubos o pipes producidos por desgasificación postdeposicional del depósito ignimbítico, generando elutriación de partículas finas y concentrando las gruesas, estancia La Matilde. **c)** Ignimbrita pumicea no soldada, estancia Cerro Moro. **d)** Ignimbrita soldada con fiammes ricos en cristales, estancia Los Cisnes. **e)** Reo-ignimbrita, este de la Meseta del Oeste. **f)** Depósito de *surge*, norte de estancia La Matilde. **g)** Lapilli acrecional, estancia Buena Esperanza. **h)** Materiales tufíticos finos (lacustres), este de la estancia La Henriette.

El grado de soldamiento en estos depósitos es muy variable, se encuentran desde ignimbritas no soldadas con las trizas vítreas y pómez no compactados ni deformados (Fig. 3c) a rocas densamente soldadas, de aspecto macizo, con los pómez aplastados y deformados formando fiammes y las trizas vítreas aglutinadas y deformadas desarrollando una conspicua textura eutaxítica (Fig. 3d). Entre estos dos extremos están las ignimbritas parcialmente soldadas, en las cuales hay evidencias de una incipiente compactación y aglutinamiento de las trizas vítreas y un ligero aplastamiento de los pómez. En algunos casos, como por ejemplo en las ignimbritas ubicadas al este de la Meseta del Oeste, la textura eutaxítica y los fiammes están tan intensamente expresados que forman una marcada estructura lineal, similar al flujo de una lava. Esta textura podría estar sugiriendo un segundo flujo de la roca ignimbrítica durante el soldamiento, proceso que se denomina reomorfismo y la roca sería una reo-ignimbrita (Fig. 3e). Los productos de desvitrificación del vidrio volcánico (fracturación perlítica, esferulitas, lithophysae, textura micropoiquilítica) se encuentran presentes en estas ignimbritas soldadas.

En la zona estudiada se reconocieron varios asomos de ignimbritas. En Guido (2002) se describieron las unidades más relevantes, cuyas potencias varían entre los 2 y 15 metros de espesor. Estas son: las del sudoeste de la estancia La Porteña, sud-sudoeste del Cerro Blanco, oeste de la estancia Aguada del Japonés, oeste de estancia Cerro Mojón, norte y oeste del asomo Bahía Laura del basamento, sudeste de la estancia 27 de Marzo, los acantilados de punta Mercedes, el cerro Ordóñez o Chon Aike (área tipo de la Formación Chon Aike), las del este de la estancia Los Cisnes, este de la estancia La Henriette, las del Cerro Torta y las de las estancias 8 de Julio y La Picana (Fig. 1).

Facies volcanoclástica - subfacies piroclástica de surge

Las rocas de esta subfacies están muy poco representadas. Se han encontrado solo dos pequeños afloramientos en el sector estudiado. En inmediaciones de la estancia El Mosquito se presenta un delgado asomo de materiales de tamaño toba a lapilli, de color gris oscuro a verde. Tiene 40 cm de potencia, forma lenticular, es moderadamente a poco seleccionado y presenta laminación entrecruzada de bajo ángulo. En un cañadón, al norte de la estancia La Matilde, se encuentra otro depósito de similares características. Este asomo (Fig. 3f) muestra un perfil bien preservado de un depósito volcanoclástico, que comienza en su base con un nivel de 30 cm de materiales tobáceos de color morado, con forma lenticular, moderadamente seleccionados y con estructuras entrecruzadas de bajo ángulo. Este nivel apoya en forma discordante sobre materiales tufíticos y sobre este se apoyan 80 cm de una ignimbrita no soldada y materiales de caída.

Estos niveles de materiales piroclásticos presentan características mesoscópicas (base erosiva, espesor,

granulometría, selección, morfología y estructura interna) que permiten interpretarlos como depósitos de surge. Sin embargo, son depósitos subordinados, no representables a la escala del mapa y de poca representatividad en el área.

Facies volcanoclástica - subfacies piroclástica de caída

La litología más frecuente en este tipo de depósitos son las tobas, moderadamente a bien seleccionadas y formando bancos tabulares, delgados (en general no mayores de 50 cm) y macizos. Sin embargo, existen variedades choníticas y lapillíticas subordinadas. Al microscopio presentan un conjunto de cristaloclastos fragmentados muy angulosos de cuarzo, feldespatos potásico, plagioclasa, biotita y como minerales accesorios se encuentran circón y magnetita. Además hay litoclastos y trizas vítreas no deformadas, junto a pómez de relativo mayor tamaño. Estas rocas tienen una textura clasto soportada, con escasa matriz fina entre ellos.

Estos depósitos son interpretados como piroclásticos de caída y se presentan dispersos en varios sectores. En la margen derecha del río Seco y, a lo largo de la ruta provincial 47 que conduce a Bahía Laura, se encuentran importantes asomos de tobas y lapillitas de caída, intercaladas con escasos materiales retrabajados (tufitas). Otros sectores con materiales de caída son: las tobas lapillíticas ubicadas entre los afloramientos de la Formación Bajo Pobre al sudoeste de la estancia El Mosquito las tobas finas macizas y estratificadas al sur del complejo de domos Cerro Cebruno, los crestones de rocas tobáceas finas intensamente silicificadas y con venillas de cuarzo, ubicados al noreste de la estancia La Matilde y dos pequeños asomos de tobas estratificadas al oeste del afloramiento Bahía Laura.

En inmediaciones de la estancia Buena Esperanza se presentan tobas finas con lapillis acrecionales, clastos redondeados de tamaño lapilli formados por capas concéntricas de cenizas, con una lámina externa de menor granulometría (Fig. 3g). Estos materiales son escasos en el sector estudiado y se los interpreta como posibles productos de la interacción de la caída de cenizas con esporádicos episodios pluviales o de ambientes cargados de humedad.

Facies volcanoclástica - subfacies epiclástica

Este conjunto de rocas se encuentran mayormente ubicadas en sectores bajos y cubiertos, por ello los mejores asomos se observan en las márgenes de arroyos y en escarpas de fallas. Conforman estratos poco potentes de materiales arenosos a sabulíticos, encontrándose escasos conglomerados finos. Estas rocas son de colores claros, grises a castaño amarillento, aunque en ocasiones hay pelitas negras carbonosas. Están conformadas por cristaloclastos subredondeados a redondeados de cuarzo, feldespatos potásico, plagioclasa, biotita, fragmentos de

pómez, de rocas piroclásticas y volcánicas ácidas y básicas en una matriz arenosa a limosa.

Estas rocas fueron interpretadas como tufitas, materiales volcánicos retrabajados por procesos exógenos. Por lo tanto están compuestas por piroclastos, volcanoclastos o fragmentos de rocas volcánicas que han sido retransportados y redepositados por procesos epiclásticos. Los depósitos retrabajados se diferencian de los de primer ciclo por presentar una mayor tendencia al redondeamiento de sus componentes, una mayor variedad composicional (incluyendo por ejemplo una alta proporción de cristales de orígenes no volcánicos), una tendencia a presentar estructuras sedimentarias traccionales y mejor selección, aunque todo depende del agente de transporte y deposición actuante (Cas y Wright 1982).

Debido a la abundancia de materiales sueltos y la generación de pendientes abruptas producidas por los procesos agradacionales volcánicos y, teniendo en cuenta que el proceso efusivo jurásico del Grupo Bahía Laura ha durado alrededor de 25 Ma, los terrenos volcánicos del Macizo del Deseado estuvieron muy expuestos a la acción de los procesos erosivos, de transporte y deposición epiclásticos. Por ello, hay gran cantidad de depósitos volcánicos retrabajados, muchos de los cuales son muy similares texturalmente a los depósitos piroclásticos y se confunden con ellos. Muchos de estos materiales epiclásticos están interestratificados con rocas piroclásticas lo que dificulta su discriminación, utilizándose, por lo tanto, el término facies volcanoclastica en forma indiscriminada para agruparlos.

Este tipo de depósitos son muy frecuentes en el sector oriental del área estudiada, la mayoría de ellos han sido incluidos dentro de la Formación La Matilde por los autores que trabajaron en la zona (Panza *et al.* 1995). El sector con mayor proporción de este tipo litológico se encuentra entre la Meseta de la Costa y la Meseta Central, siendo muy conocidos los asomos de las estancias La Matilde y El Malacara, donde se encuentra la localidad tipo de la Formación.

También se han encontrado depósitos de rocas piroclásticas con abundantes intercalaciones tufíticas al este de la Meseta Oeste y todo a lo largo de la ruta provincial 47 en inmediaciones de la estancia Los Cisnes. Otros sectores con materiales retrabajados están en las inmediaciones de las estancias No Te Admires, Los Cisnes, Cerro Mojón y La Henriette, donde se han hallado potentes secuencias estratificadas y laminadas de materiales tufíticos finos, con niveles de pelitas negras (Fig. 3h). Además, en estos asomos se encuentran relictos de antiguos bosques de coníferas, en forma de piñas y restos de troncos petrificados.

Los depósitos tufíticos son interpretados como formados en un ambiente fluvial de baja energía a lacustre, donde se generan materiales finos con restos orgánicos (carbones) de la vegetación de la zona costera. El ambiente es de baja energía debido a la falta de aportes extra-cuencales, a la escasa presencia de rocas de granulometría gruesa y al tipo de estructuras sedimentarias halladas (Mazzoni *et al.* 1981).

Facies efusiva- subfacies lávica

Se han encontrado rocas porfíricas, afaníticas y vítreas dentro de esta subfacies. Son de colores rojizos a blanquecinos y presentan evidencias de flujo. Las rocas porfíricas presentan una composición modal fenoriotítica y fenodacítica, con fenocristales, subhedrales a euhedrales, de cuarzo, feldespatos potásico (sanidina), plagioclasa y biotita en una pasta vítrea a microlítica fluidal, generalmente alterada. Los fenocristales frecuentemente se encuentran orientados, engolfados y fracturados o quebrados, con una textura en rompecabeza (*jigsaw*). Como minerales accesorios se pueden encontrar apatita y escasos cristales de circón. Se reconocieron también xenolitos de volcanitas básicas en estas rocas; estos podrían vincularse a las lavas intermedias a básicas de la Formación Bajo Pobre que en este sector del Macizo del Deseado se encuentran intercaladas con las rocas ácidas (Guido 2002).

Las rocas afaníticas son leucocráticas y con escasos fenocristales de cuarzo. Presentan un importante bandeamiento de flujo en finas bandas subparalelas y alternantes, de colores rosados a blanquecinos (Fig. 4a). Estas bandas son muy continuas y en sectores se curvan, contorsionan y arremolinan.

Todas estas rocas presentan abundantes estructuras de desvitrificación, tales como esferulitas, lithophysae y textura felsítica y, en las variedades vítreas, texturas perlíticas (Fig. 4b).

Los regolitos de estas rocas se caracterizan por estar formados por pequeños clastos (en el orden de los pocos centímetros) equidimensionales y con formas cercanas a un cubo. En el caso de las rocas afaníticas, al ser más importante el bandeamiento de flujo, los regolitos son frecuentemente pequeñas lascas muy finas con inflexiones y repliegues y con las caras estriadas por acción del flujo.

El conjunto de características descriptas nos llevan a interpretar a estos depósitos como pertenecientes a la subfacies lávica. Las lavas del sector oriental del Macizo tienen una composición geoquímica riolítica, con un solo ejemplo de composición dacítica (Guido 2002), localizada en el complejo de domos Laguna Tordillo (Fig. 1).

Las rocas de esta subfacies se encuentran aflorando como coladas, coladas dómicas o posibles domos disectados (Cabo Guardián, norte del Cerro Torta e Isla Rasa), pero mayormente conforman cuerpos dómicos de flujo, tales como: De las vetas, Mojón, Cerro del Indio, Cerro Solo, Dos Hermanas, La Julia, el del oeste de La Julia y los Tres Domos (sur, centro y norte) en la estancia Buena Esperanza (Fig. 1). Estos domos en ocasiones se asocian formando complejos dómicos como el de la Laguna Tordillo, la Laguna Flamenco, el de Malacara o el de La Henriette, que comprende a su vez a los complejos de domos de la Laguna Salada, Cerro Cebruno, Cerro Torta Norte y 27 de Marzo (Fig. 1).

Los domos lávicos se destacan como altos en el paisaje, son asomos de formas curvas y suaves, sin salientes rocosas, con la parte superior plana y los bordes abruptos (Fig. 4c). Son cuerpos de escaso volumen, muy po-

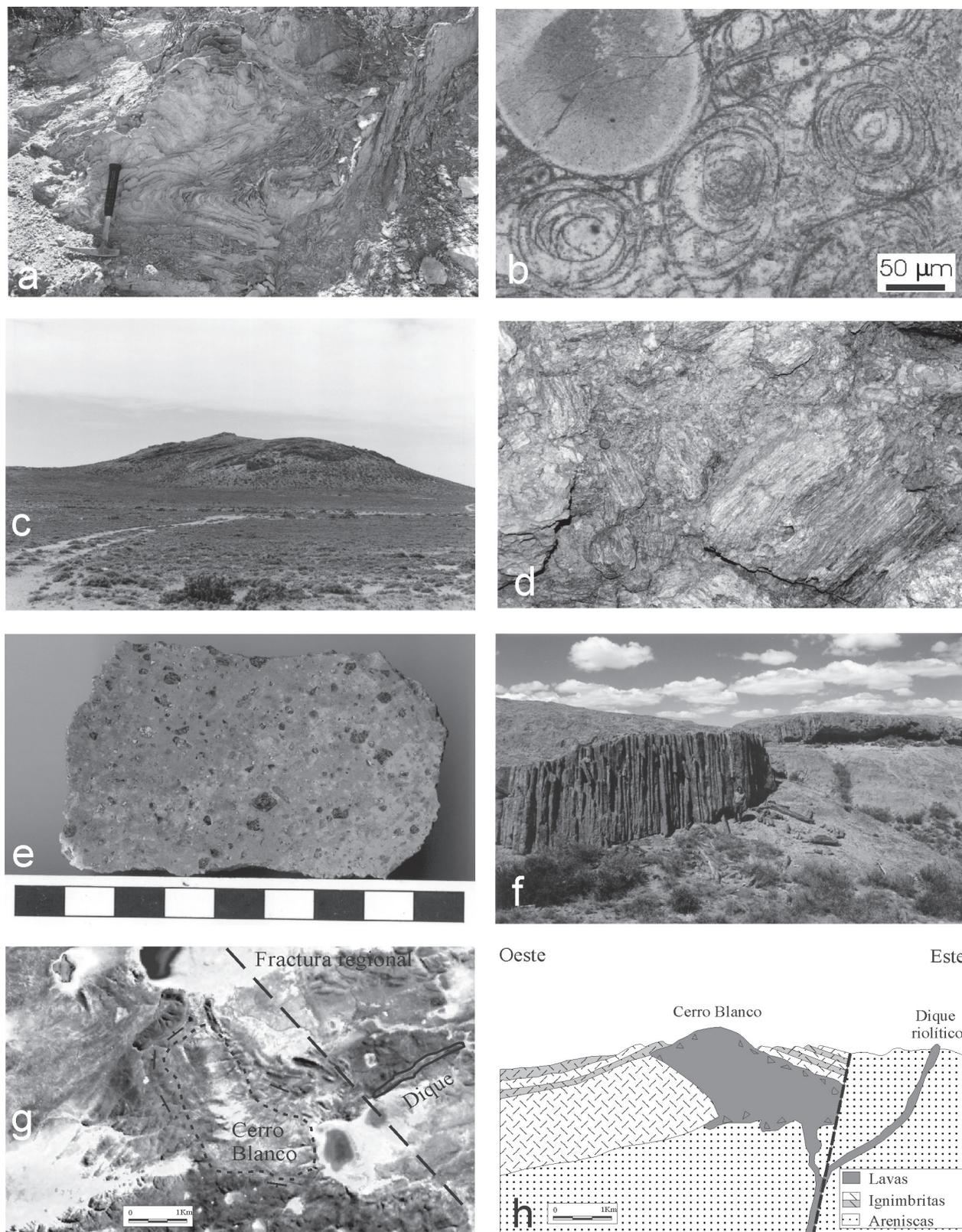


Figura 4: Fotografías de la facies efusiva: **a)** Detalle del bandeamiento de flujo presente en las lavas, complejo de domos Laguna Tordillo. **b)** Microfotografía de riolita con textura perlítica y esferulítica, criptodomo Cerro Blanco. **c)** Vista de un cuerpo dómico aislado del complejo de domos Laguna Flamenco. **d)** Autobrecha en lavas afáníticas del complejo de domos Laguna Tordillo. **e)** Pórfiro fenoríolítico San Jorge, muestra de mano. **f)** Disyunción columnar del pórfiro fenoríolítico San Jorge. **g)** y **h)** Criptodomo Cerro Blanco, imagen satelital y perfil interpretativo E-O (modificado de Guido 2002).

tentes y poco extendidos. Las coladas y coladas dómicas no son muy frecuentes, constituyen afloramientos bajos y muy meteorizados, están próximas a cuerpos dómicos y suelen presentar bandeamiento de flujo subhorizontal.

Otra característica de estos depósitos es el autobrechamiento, el cual se encuentra frecuentemente en la parte externa de los domos de flujo y en los bordes de las coladas. Estas rocas brechosas se reconocen por ser monomíticas, formadas por clastos angulosos de lava con evidencias de flujo (filetes de flujo u orientación de cristales) en diferentes direcciones en una matriz de la misma composición (Fig. 4d).

Facies efusiva - subfacies subvolcánica

Se han reconocido tres tipos de rocas en esta subfacies. El primer tipo comprende afloramientos filonianos de rocas leucocráticas de color rosado claro a blanco, con textura afanítica, evidencias de flujo paralelo a sus bordes y, en menor proporción, texturas porfíricas con fenocristales de cuarzo y feldespatos potásico. Estas rocas están intensamente alteradas y muy fragmentadas, por lo cual resulta muy difícil estudiarlas en detalle.

A este tipo litológico se lo interpretó como diques fenoriolíticos. Se presentan varios afloramientos, pero los mejores ejemplos de este tipo de roca subvolcánica se encuentran al oeste de la estancia Buena Esperanza, en el Bajo Leonardo. Allí, los diques intruyen rocas sedimentarias de la Formación La Golondrina (Pérmico superior), alcanzan hasta 5 km de longitud, espesores de hasta 20 metros y siguen rumbos N-S a NNE y E-O a ESE. Los diques del norte de la estancia No te Admires (en el asomo del Complejo Río Deseado denominado Bahía Laura) alcanzan 800 metros de longitud, 10 metros de ancho y tienen rumbos ENE y NNO. El dique del oeste de la estancia 1° de Mayo es un crestón de 15 metros de altura, formado por cinco cerros alineados según un rumbo NNE por lo que se lo denominó Dique Cinco Cerros; alcanzan un largo total de 1 km y potencias de hasta 20 metros. El dique del oeste de la Meseta de la Julia sobresale unos 5 a 10 metros en el paisaje; se trata de un cuerpo de 1,5 km de longitud y 10 metros de potencia que se ubica en una fractura regional de rumbo ENE y se podría vincular con un pequeño domo, alargado en esa misma dirección ENE (Domo del oeste de La Julia) y que se ubica unos 2 km hacia el OSO. Estos dos últimos intruyen a rocas de la facies volcánico-clástica.

El segundo tipo litológico se compone de rocas con textura porfírica, que presentan grandes fenocristales dispersos en una pasta microgranuda, la cual se encuentra frecuentemente muy alterada. Se discriminaron en dos tipos, en función de su composición modal. Las rocas fenoriolíticas tienen fenocristales de cuarzo muy redondeados y engolfados de hasta 8 mm, sanidina tabular de hasta 15 mm, escasas plagioclasas y algunas láminas pequeñas de biotita desferrizada. La pasta es microlítica a microgranuda, muy alterada y de composición similar; cristales de cuarzo, feldespatos y biotita (Fig. 4e). Las fenodacitas, en

cambio, muestran fenocristales de plagioclasa de hasta 8 mm de largo, biotita desferrizada, anfíboles muy alterados de hasta 4 mm de largo, en sección longitudinal, cristales de cuarzo y escasa sanidina. La pasta contiene abundantes microlitos de plagioclasa orientados y de anfíbol y biotita muy alterados.

Estas rocas se presentan formando un paisaje diferente respecto de las lavas. Generan formas erosivas redondeadas, que forman bloques rectangulares a cúbicos con descamación catafilar y, en sectores, desarrollo de disyunción columnar (Fig. 4f).

Estos materiales fueron interpretados por sus características texturales y de yacencia como cuerpos intrusivos subvolcánicos (pórfitos) emplazados a profundidades someras.

Se han reconocido siete pórfitos en el sector estudiado: los pórfitos fenodacíticos La Unión (al norte de la estancia homónima), Cebruno y Cebrunito (en el complejo de domos Cerro Cebruno) y Cerro Mojón (al noroeste de la estancia del mismo nombre); y los pórfitos fenoriolíticos Henriette (10 km al ENE de la estancia La Henriette), Montevideo (al noroeste de la estancia La Picana) y San Jorge (10 km al oeste del anterior). Estos cuerpos son, en general, circulares en planta, de pequeñas dimensiones (menos de 1 km de diámetro), alcanzando una longitud de 2 km en el pórfito La Unión.

El tercer tipo litológico se presenta en el Cerro Blanco. Es una lava porfírica que, por evidencias de campo, produjo deformación de las ignimbritas donde se intruyó (Figs. 4g y h). Este cuerpo de lavas porfíricas fue interpretado como un criptodomo, cuerpo intrusivo subsuperficial que no alcanza la superficie y deforma la roca de caja.

En resumen, las rocas de la subfacies subvolcánica conforman diques, pequeños cuerpos porfíricos someros y criptodomos. Sus afloramientos son aislados y de escasa significación areal (Fig. 1).

Edificios volcánicos jurásicos

Algunos autores han intentado dilucidar la ubicación y tipo de centros emisores de los materiales volcánicos del Grupo Bahía Laura del Macizo del Deseado: Sruoga y Palma (1984) estudiaron domos en el sector nororiental, Hechem y Homovc (1988) realizaron estudios locales en el área Bajo Grande, Fernández *et al.* (1996) y Echavarría (1997) infirieron calderas para las áreas Josefina y El Dorado-Montserrat respectivamente, Echeveste *et al.* (1999) definieron la extensión y posible fuente de flujos ignimbriticos en el sector central de las estancias La Josefina, La Valenciana y Flecha Negra y Echeveste *et al.* (2001) propusieron un centro volcánico para el área El Fénix-Cerro Huemul. Por otro lado, Sruoga (1994), mencionó una caldera para el ámbito de la Cordillera Patagónica Austral, que en Sruoga (2002) propuso como modelo eruptivo para la provincia Chon Aike. Sin embargo, hasta hoy, no se han podido ubicar con claridad los centros efusivos que han generado el conjunto de rocas volcánicas jurásicas.

Para realizar interpretaciones respecto de la fuente de los materiales volcánicos, tipo de volcanismo, distancia a los centros de emisión y paleodirecciones de transporte hacen falta estudios de gran detalle, sin embargo la subdivisión en litofacies genéticas proporciona algunas claves para interpretar más ajustadamente el evento volcánico. Es por ello que, como resultado de este estudio, se han hecho algunas inferencias sobre los procesos volcánicos actuantes, con especial hincapié en la determinación de los posibles centros de emisión del material volcánico que conforma el Grupo Bahía Laura en el este del Macizo del Deseado. En este sentido, se ha podido definir una estructura de caldera denominada Cerro Torta, el criptodomo Cerro Blanco y varios domos y complejos dómicos vinculados a grandes fracturas regionales de rumbos ENE y NNO; siendo los cruces de las mismas un sector muy favorable para su extrusión (Fig. 1).

Caldera Cerro Torta: Al este del área estudiada, en inmediaciones de la costa y a la altura del Islote Cabo, se presenta una estructura circular de 6,5 a 7 km de diámetro, claramente visible en la imagen satelital, que conforma en el campo un alto topográfico. A este afloramiento, que comprende un conjunto de cerros de baja altura limitados por un lineamiento circular, se lo denominó cerro Torta (Guido 2002) e incluye en su borde nororiental, sobre una fractura circular, al cerro Montevideo. El cerro Torta está constituido por dos mantos potentes de ignimbritas densamente soldadas. La unidad inferior es la más extendida y consiste en una ignimbrita cristaloclastica, castaño oscura a negra, con cristaloclastos de cuarzo, sanidina, plagioclasa y biotita, acompañados de fiammes negros en una matriz vítrea alterada, con textura perlítica y granofírica. La unidad superior es una ignimbrita rosada cristaloclastica, con cristaloclastos de cuarzo, sanidina y biotita, fiammes de color rosa y litoclastos, de hasta 6 cm de diámetro, de la ignimbrita inferior.

En el borde norte del cerro Torta se han encontrado una serie de pequeños domos lávicos (complejo de domos Cerro Torta Norte) a lo largo de 3,5 km sobre el lineamiento circular. Estos cuerpos se componen de lavas ácidas afíricas, con marcado bandeamiento de flujo subvertical. Hacia el norte de estos domos, se encuentran asomos de lavas, en continuidad con los domos, que afloran contra la costa sur de la laguna Montevideo; son topográficamente más bajos, poseen bandeamiento de flujo subhorizontal y composicionalmente son similares a los domos.

Se interpreta al cerro Torta (Fig. 5) como una antigua estructura de caldera. Debido a que el edificio volcánico se encuentra intensamente erosionado, solo algunos de los rasgos característicos de una caldera se han podido reconocer. Los potentes depósitos de ignimbritas que conforman el cerro Torta corresponderían a los depósitos de intracaldera, coincidiendo con la tendencia de estos depósitos a ser potentes, ricos en cristales e intensamente soldados. El lineamiento circular que lo limita es la fractura anular (*ring fault*) que constituiría el borde de la caldera, de esta fractura habrían salido la mayor parte de los

materiales ignimbríticos y lávicos del área. Las rocas de la subfacies lávica se asocian a esta fractura; los domos corresponderían a materiales póstumos que extruyen sobre el perímetro de la caldera y las coladas que fluyeron hacia el norte y nordeste serían coladas dómicas. Por último, los extensos mantos de ignimbritas que se extienden hasta 17 km al norte y 10 km al oeste del cerro Torta, corresponderían a los grandes volúmenes de materiales ignimbríticos de extracaldera.

Criptodomo Cerro Blanco: El cerro Blanco es un cuerpo lávico de unos 3 km de largo en sentido NNO, por 1,5 km de ancho y de composición fenoriodacítica; posee fenocristales de cuarzo, sanidina, plagioclasa y escasa biotita en una pasta totalmente desvitrificada. Alrededor de este cuerpo se presenta una estructura antiformal, de 4 por 3 km, constituida por mantos ignimbríticos. Se interpreta, por lo tanto, que este cuerpo dómico produjo durante su emplazamiento, la curvatura o endomamiento de los mantos ignimbríticos a su alrededor (Fig. 4g). Este criptodomo ha sido vinculado genéticamente por Guido (2002) con los diques riolíticos que asoman en el Bajo Leonardo (Fig. 4h).

Complejo de domos La Henriette (Fig. 6): Esta formado por cuatro complejos de domos menores y varios domos aislados, relacionados mediante un juego de fracturas de rumbos predominantes NNO y ENE (Fig. 1). Alcanza un diámetro aproximado de 15 a 20 km y comprende por el este al complejo de domos Cerro Torta Norte, alineado sobre el borde norte de la fractura anular de la caldera Cerro Torta. Al sudeste se presenta el complejo de domos 27 de Marzo formado por al menos siete domos circulares de dimensiones entre 300 y 600 metros de diámetro, reunidos en un asomo circular de 2,6 km de diámetro y asociado a una fractura NNO. Son lavas leucocráticas, afáníticas con escasos fenocristales de cuarzo y sanidina en una pasta fluidal desvitrificada.

Por el sur, se encuentra el complejo de domos Cerro Cebruno, que comprende un conjunto de por lo menos tres pequeños domos, de aproximadamente 500 metros de diámetro, los cuales se encuentran concentrados en la intersección de dos estructuras casi ortogonales, una falla sinistral ENE y una fractura NNO. El cerro Cebruno es el domo ácido de flujo más destacado de este complejo, tiene un diámetro de 600 metros y está compuesto de lavas afáníticas con escasos cristales de cuarzo en una pasta alterada de color rosado, con muy marcado bandeamiento de flujo subvertical. Además, forman parte de este complejo dos cuerpos de pórfiros fenodacíticos (Cebruno y Cebrunito).

Al oeste hay otro complejo de domos muy disectado (complejo de domos Laguna Salada). Se trata de una asociación de por lo menos 16 cuerpos dómicos ácidos subcirculares de diferentes diámetros, variando entre 300 y 1.200 metros, y tres cuerpos pórfíricos (La Unión, San Jorge y Laguna Salada). Todos estos cuerpos ígneos se relacionan mediante fracturas de rumbos ENE y NNO. En el conjunto, y en el norte del complejo, hay dos cuerpos

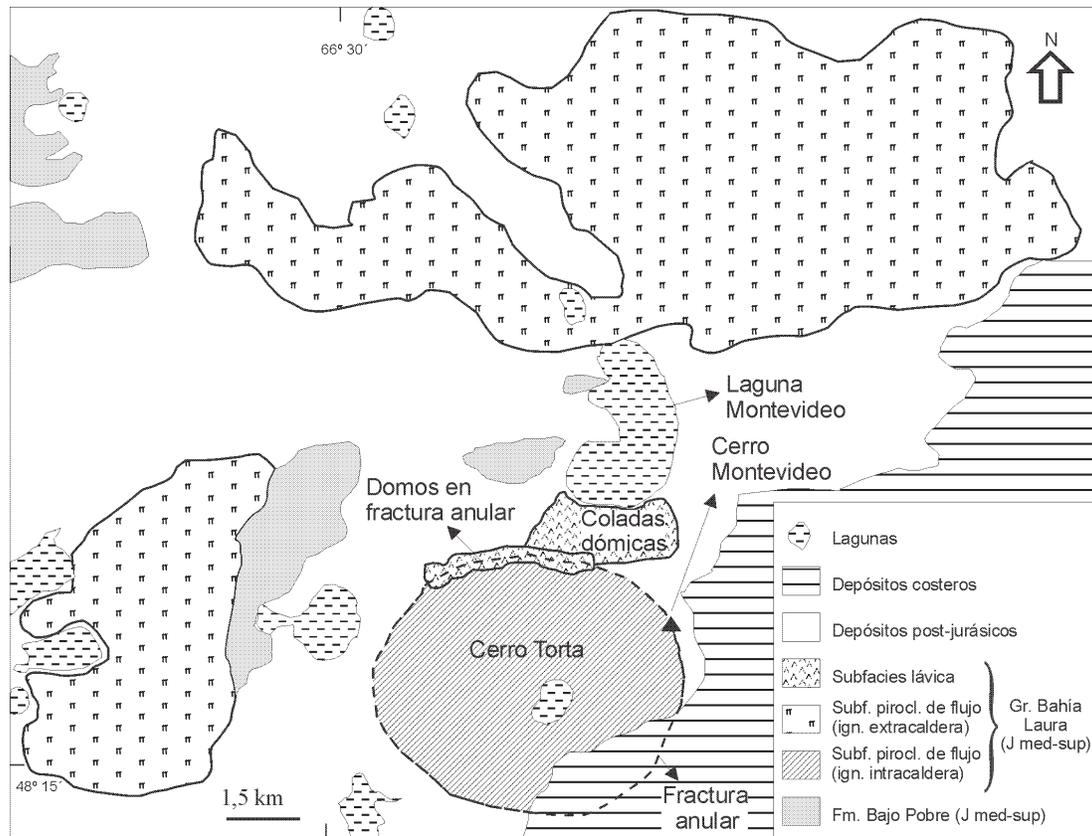


Figura 5: Esquema interpretativo de la caldera Cerro Torta, este del Macizo del Deseado.

de grandes dimensiones que se destacan y que se asocian a la misma fractura regional de rumbo ENE. El occidental tiene 2,5 por 1 km y en él se diferencian cinco cuerpos dómicos; el oriental alcanza dimensiones mayores, 3,5 por 5 km y no se pueden diferenciar domos menores. En estos domos es claro el control estructural y sus materiales parecen haber extruido de forma continua por dicha fractura, dando lugar también a coladas que han fluido pocos cientos de metros de forma perpendicular a la misma. En todos los casos se trata de rocas ácidas fenoriodacíticas a fenodacíticas con cristales de cuarzo, plagioclasas, sanidina y biotita en una pasta vítrea de textura perlítica y desvitrificada.

Complejo de domos Laguna Tordillo: Se trata de un cuerpo mayor, disectado en dos por el río Seco, y cuatro cuerpos menores. El mayor es un complejo de domos que está parcialmente cubierto al este por un manto de ignimbritas; posee un diámetro de 5 km y limita por el oeste a la laguna Tordillo. Los cuerpos menores son cuerpos dómicos aislados de hasta 1 km de diámetro. Estas lavas se caracterizan por ser rocas porfíricas fenodacíticas a fenoandesíticas, alteradas, de colores morados a rojizos, con algunos sectores verdosos y con bandeamiento de flujo. En los cortes petrográficos se observa una textura porfírica a glomeroporfírica con fenocristales de plagioclasas y piroxenos en una pasta de textura traquítica, formada por abundantes microlitos de plagioclasas y escasos

opacos. Este cuerpo fue interpretado, en un principio, como lavas de la Formación Bajo Pobre, determinando finalmente su inclusión en el Grupo Bahía Laura, en función de las características de campo y geoquímicas (dacitas según Guido, 2002). El cuerpo mayor se asocia a una fractura regional NNO y los cuatro domos menores son de composición fenoriodacítica y están vinculados a una gran estructura de rumbo ENE (Fig. 1).

Complejo de domos Laguna Flamencos: Este complejo de 4,5 km de largo por 2,5 km de ancho, elongado en sentido ENE, se encuentra ubicado al norte de la laguna Flamencos, en el borde sur del asomo Bahía Laura. Se trata de una gran cantidad de pequeños cuerpos dómicos amalgamados, que solo en sus extremos se los puede visualizar como individuos aislados, tales como el domo de la Lagunita (Fig. 4c), ubicado al noreste de la laguna Flamencos. Se caracterizan por presentar mayormente lavas afáníticas a levemente porfíricas de colores claros (rosado a gris) con importante bandeamiento de flujo. En corte delgado se observa cuarzo y sanidina en una pasta desvitrificada con textura felsítica. Este gran complejo dómico se encuentra ubicado en la intersección de una falla normal, de rumbo ENE, con varias fracturas y fallas de rumbo NNO asociadas. La fractura ENE puede tener alguna vinculación con la estructura regional que une los complejos Laguna Salada, Cerro Cebruno y Cerro Torta Norte. Al norte, en el asomo de basamento Bahía Laura,

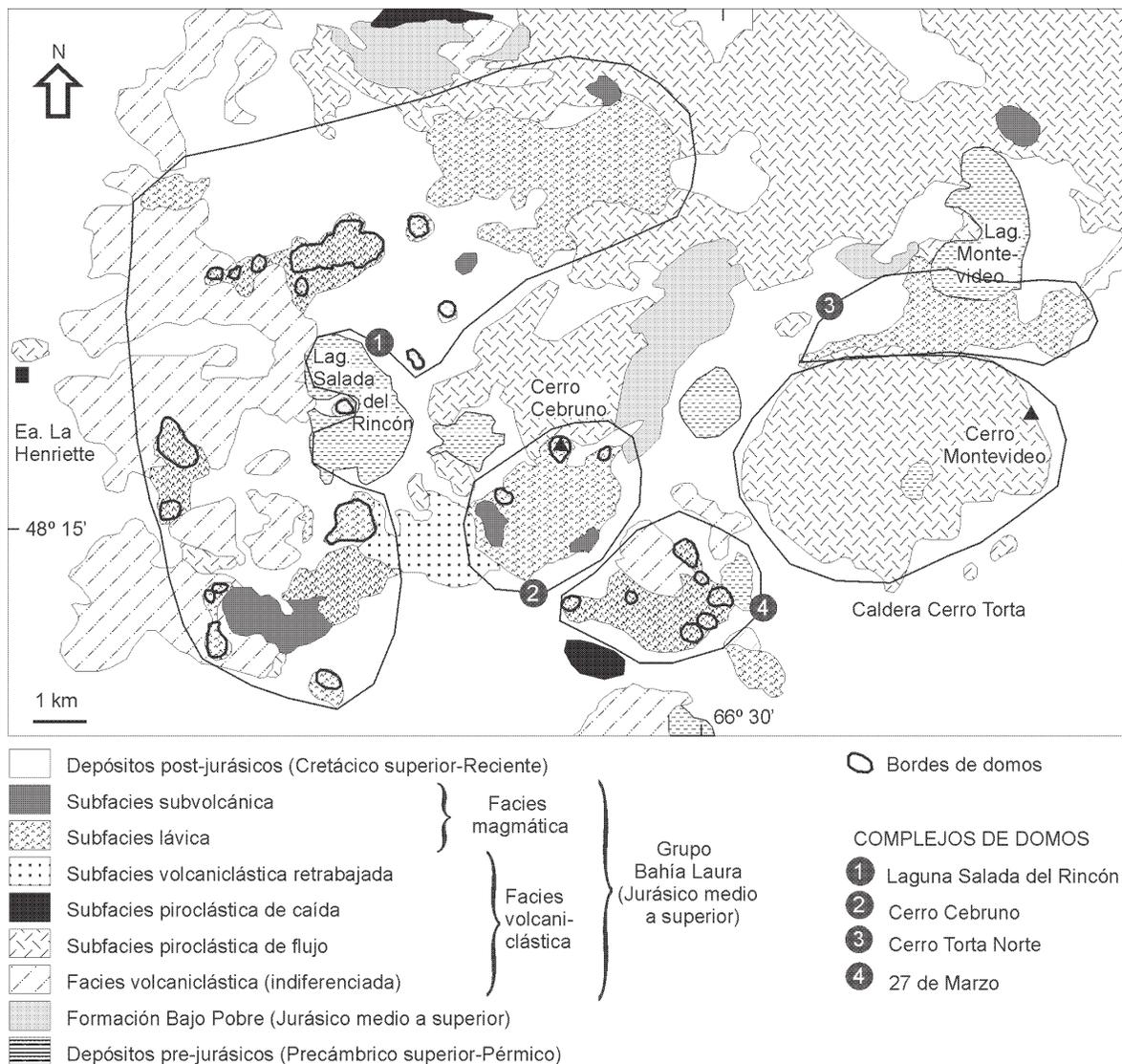


Figura 6: Mapa del complejo de domos La Henriette, este del Macizo del Deseado.

se presentan diques de rumbo NNO y pequeños domos fenoriolíticos que se vinculan con este complejo de domos ácidos. Estos afloramientos se asocian al cuerpo principal de domos mediante una fractura regional de rumbo NNO (Fig. 1).

Complejo de domos Malacara: Se trata de un conjunto de domos ácidos de 11 km de largo por 5 km de ancho, alargado en dirección NNO (Fig. 1). Se puede dividir en dos conjuntos, separados por materiales modernos. Al norte, se presenta un complejo menor con varios domos asociados a la dirección ENE. Estos se componen de lavas afaníticas de color rosado con fenocristales de cuarzo y sanidina en una pasta vítrea muy fluidal desvitrificada (con textura felsítica y abundantes esferulitas). Al sur, se destaca un sector central, mal expuesto, y cuatro domos aislados. Están formados por lavas fenoriolíticas, con marcado bandeamiento de flujo y con cuarzo, sanidina y escasa biotita en una pasta vítrea.

Discusiones e interpretaciones

Génesis y procedencia de los materiales volcánicos

Las erupciones explosivas están representadas fundamentalmente por extensos mantos de ignimbritas, entre las cuales se destacan por su abundancia las de tipo cristalo-clásticas, de composición riolítica y densamente soldadas. Estas ignimbritas tienen una elevada relación de aspecto y fiammes laminares, sin porosidad. Las características mencionadas, sumadas a la baja proporción de ignimbritas no soldadas y de materiales de caída en el sector estudiado, permite interpretar una alta proporción de ignimbritas de alto grado (Wright *et al.* 1980; Walker 1983) para el sector oriental del Macizo del Deseado. Estos flujos piroclásticos se habrían formado por erupciones poco explosivas, que producirían columnas eruptivas de baja altura y, por lo tanto, depósitos de mayor temperatura y con baja proporción de materiales de caída asocia-

dos. Esta interpretación coincide con lo señalado por Echeveste *et al.* (1999) para el sector central del macizo.

La baja proporción de materiales de caída, se explica por la combinación del volcanismo de alto grado y el bajo potencial de preservación de los mismos. Sin embargo, cabe destacar que en el sector estudiado, estos depósitos de caída son abundantes en relación con otras zonas del macizo. Este hecho se podría asociar con el nivel de exposición postulado por Guido (2002) para esta región, donde se señala que el sector oriental del Macizo del Deseado representa un bloque elevado respecto de la parte central y occidental. De ese modo, esta relativa abundancia de materiales de caída en el este, podría vincularse con la exposición de la base de la secuencia volcánica jurásica. Por lo tanto, el volcanismo se habría iniciado con una mayor explosividad (alto contenido en volátiles) para luego disminuir su intensidad, generando la gran cantidad de depósitos de alto grado.

Observando la distribución de los cuerpos efusivos (domos, complejo de domos, diques, pórfiros y criptodomas) del sector oriental del Macizo del Deseado (Fig. 1) se puede concluir que se asocian a grandes fracturas regionales de rumbos ENE y NNO y especialmente a las intersecciones de estas fracturas. De este modo, la distribución de estos cuerpos pone en evidencia los antiguos centros emisores de los grandes volúmenes de materiales volcánicos, los cuales han sido ocupados posteriormente por los materiales lávicos. Esta distribución de los centros de emisión se ajusta al sistema de fracturas extensionales del Jurásico denominado sistema El Tranquilo (Panza 1982).

Las escasas determinaciones de estructuras de caldera en el Macizo del Deseado puede vincularse con lo anteriormente expuesto. Por lo tanto, el mayor volumen de materiales volcánicos provendría del complejo sistema de fracturas extensionales jurásicas y sólo ocasionalmente se habrían generado calderas como la del cerro Torta.

Los diques ácidos son muy comunes en el sector oriental del Macizo. Son cuerpos subvolcánicos que indican un nivel más profundo respecto de los domos y complejos de domos. Este hecho se comprueba por la gran cantidad de filones riolíticos presentes en los asomos de rocas prejurásicas (basamento y Formación La Golondrina), permitiendo de esta manera interpretarlos como las raíces de las efusiones lávicas superficiales y coincidiendo con las apreciaciones de Guido (2002) respecto del nivel de exposición de la secuencia jurásica.

Subdivisión y nomenclatura del Grupo Bahía Laura

Durante la descripción de las rocas del Grupo Bahía Laura del sector oriental del Macizo del Deseado se ha prescindido del uso de los términos formacionales Chon Aike y La Matilde debido a que no han sido claramente diferenciables a la escala de trabajo (1:50.000) durante las tareas de campo. Estos han sido reemplazados con la subdivisión litofacial expuesta, que favorece además la interpretación genética de los depósitos volcánicos. En

función de esto es que se considera más adecuado la reutilización del término Complejo Bahía Laura para agrupar estas facies. Este término fue acuñado por Feruglio (1949) como “Complejo de Bahía Laura”, posteriormente empleado por Ugarte (1966) y considerado por varios de los geólogos que han trabajado en el Macizo del Deseado (De Giusto *et al.* 1980; Pankhurst *et al.* 1993a; de Barrio *et al.* 1999).

Modelo Volcánico-Sedimentario del este del Macizo del Deseado

A través del mapeo de facies volcánicas del Grupo Bahía Laura realizado en el sector oriental del Macizo del Deseado, se interpreta un complejo proceso volcano-sedimentario formado por erupciones magmáticas ácidas tanto explosivas (con escasa participación de procesos hidromagmáticos) como no explosivas y con generación de depósitos epiclásticos.

El magmatismo explosivo es el más representado en toda el área estudiada y se habría producido en mayor proporción al inicio del evento volcánico. Por otra parte, los depósitos piroclásticos de caída y de surge, así como los de flujo piroclástico no soldados se encuentran en forma minoritaria, hecho que se interpreta como producto de la combinación de dos procesos: erosión y tipo de erupción. La erosión origina una tendencia a preservar la parte central (soldada) de los flujos piroclásticos que son, junto con las lavas, más resistentes que el resto de los depósitos volcánicos. Paralelamente, el tipo de erupción influye en la gran cantidad de flujos de alto grado, los cuales generan escasos depósitos de caída y de surge y grandes cantidades de ignimbritas soldadas.

Las manifestaciones magmáticas no explosivas del sector estudiado tienden a ser póstumas, tal como lo señalaran Spalletti *et al.* (1982) y Sruoga y Palma (1984; 1986) para otros sectores del Macizo del Deseado, y minoritarias (cerca del 10%) respecto a los depósitos volcánicos. Estas se manifiestan como domos, complejos de domos, coladas lávicas y dómicas, diques, criptodomas y pórfiros subvolcánicos.

Este ordenamiento de los materiales volcánicos permite inferir un ciclo mayor explosivo-efusivo; que habría comenzado con depósitos de caída, seguido de una etapa volumétricamente importante de ignimbritas y terminado con la fase efusiva lávica. Sin embargo, teniendo en cuenta la duración de este evento volcánico (21 Ma, según determinaciones radimétricas de Guido, 2002), se interpreta que esta secuencia de depósitos explosivos y efusivos se habría repetido cíclicamente.

La depositación de los materiales epiclásticos se produce junto con la actividad volcánica, aunque con una tendencia a aumentar hacia el final del ciclo explosivo-efusivo mayor. Dicha relación se comprueba en el sector oriental a través de la asociación de la subfacies epiclástica con la facies efusiva. En este sentido, la mayoría de los cuerpos lávicos se encuentran vinculados espacialmente a depósitos volcánicos retrabajados, permitiendo inter-

pretar que durante los momentos de intensa actividad volcánica explosiva se registran escasos materiales tufíticos y en aquellos períodos de baja actividad explosiva y por ende de mayor efusividad, hay una importante actividad sedimentaria y orgánica y es allí donde se depositan las tufitas de ambientes fluviales y lacustres asociadas a las emisiones lávicas.

Conclusiones

Se propone una subdivisión litofacial para las rocas del Grupo Bahía Laura en función del estudio de un amplio sector (cerca de 5.000 km²) del este del Macizo del Deseado. Se han determinado dos facies y seis subfacies; la facies volcánicoclástica, que comprende las subfacies piroclástica de flujo, de caída, de surge y la subfacies epiclástica, y la facies efusiva, que incluye las subfacies lávica y subvolcánica. Esta terminología permite identificar las diferentes unidades del evento volcano-sedimentario.

Como consecuencia del empleo de esta subdivisión se favorece la utilización del término Complejo Bahía Laura y se facilita la interpretación genética del volcanismo y la ubicación de los centros de emisión.

En el sector oriental del Macizo del Deseado el magmatismo se puede enmarcar en un ciclo mayor explosivo-efusivo, con posibles ciclos menores asociados. El volcanismo se habría iniciado con erupciones explosivas, que originaron acumulaciones de materiales de caída; seguidamente se produjo una etapa volumétricamente importante de flujos piroclásticos, dominada por ignimbritas de alto grado y la etapa final estuvo dominada por materiales lávicos y depósitos volcánicos retrabajados.

Se han determinado como centros emisores del material volcánico en el sector estudiado: la caldera del Cerro Torta, los complejos de domos La Henriette, Laguna Salada, Cerro Cebruno, Cerro Torta Norte, 27 de Marzo, Laguna Tordillo, Laguna Flamenco y Malacara, el criptodomo Cerro Blanco y varios domos, diques, pórfiros.

La distribución de las rocas de la facies efusiva se ajusta a lineamientos ENE y NNO, poniendo en evidencia que los materiales volcánicos extruyeron en su mayor parte a través de las fracturas extensionales jurásicas del sistema El Tranquilo, generando, ocasionalmente, estructuras de calderas. Esto permite interpretar un predominio del mecanismo de erupción fisural.

Adicionalmente, la interpretación genética del volcanismo y la identificación de edificios volcánicos y centros de emisión, constituyen elementos importantes a tener en cuenta para la prospección de depósitos minerales volcánogénicos, como es el caso de las mineralizaciones epitermales de metales preciosos del Macizo del Deseado.

Agradecimientos

El presente trabajo se ha realizado en el marco del proyecto de investigación PID 32/98: "Investigación metalo-

génica por metales preciosos (oro, plata) en los sectores oriental y noroccidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz", financiado conjuntamente por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica y la empresa minera estatal FOMICRUZ S.E.

Se agradece al Lic. H. Echeveste y al Dr. R. Fernández por la lectura crítica del trabajo y a los árbitros (Dres. Kleiman y Petrinovic) por la minuciosa revisión.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- 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.
- Archangelski, S., 1967. Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo de La Plata (nueva serie), Paleontología* 5: 63-171.
- Bertrand, H., Féraud, G., Haller, M., Luais, B., Martínez, M., Alric, V. y Fornari, M., 1999. The mesozoic silicic large igneous province of Patagonia: Geochronology and origin evidenced by Ar/Ar dating and Sr-Nd isotopes. *Actas South American Symposium on Isotope Geology* 2: 167-169.
- Bianchi, J.L., 1960. Informe geológico preliminar en la zona del Río Pinturas (provincia de Santa Cruz), escala 1:100.000. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires (inédito).
- Cas, R. y Wright, J. V., 1982. *Volcanic successions, modern and ancient*. Unwin Hyman, 528 pp., London.
- Criado Roque, P., 1953. Reconocimiento geológico Zona Bahía Laura. Territorio de Santa Cruz. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inédito), Buenos Aires.
- de Barrio, R., Panza, J. L. y Nullo, F., 1999. Jurásico y Cretácico del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. En: Caminos R. (Ed.): *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, 29 (17): 511-527.
- De Giusto, J., 1956. Informe Geológico Preliminar Zona Ea. Baqueró - Ea. Roca Blanca, Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inédito), Buenos Aires.
- De Giusto, J., 1958. Informe Geológico Zona "Cerro Vanguardia - Cerro 1° de Abril". Departamento Magallanes, Río Chico y Deseado, provincia de Santa Cruz. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inédito), Buenos Aires.
- De Giusto, J., Di Persia A. y Pezzi E., 1980. El Nesocratón del Deseado, En: Turner, J. (Ed.): *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional Ciencias, 2: 1389-1430, Córdoba.
- Delhaes, G., 1913. Sobre la presencia del Rético en la costa Patagónica. Dirección General Minería, Geología e Hidrología, Boletín 1 Serie B (Geología): 5-10.
- Di Persia, C., 1954. Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Primera Campaña. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inédito), Buenos Aires.
- Di Persia, C., 1956. Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Tercera Campaña. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inédito), Buenos Aires.
- Di Persia, C., 1957. Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Cuarta Campaña. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inédito), Buenos Aires.
- Di Persia, C., 1958. Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Quinta Campaña. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inédito), Buenos Aires.

- Di Persia, C., 1959. Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Sexta Campaña. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires (inédito), La Plata.
- Echavarría, L., 1997. Estudio geológico-minero del área El Dorado-Montserrat, Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata (inédito), 249pp., La Plata.
- Echeveste, H., Fernández, R., Llambías, E., Tessone, M., Schalamuk, I., Bellieni, G., Piccirillo, E. y De Min, A., 1999. Ignimbritas tardías de alto grado en la Formación Chon Aike, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. *Actas 14º Congreso Geológico Argentino* 2: 182-186, Salta.
- Echeveste, H., Fernández, R., Bellieni, G., Tessone, M., Llambías, E., Schalamuk, I., Piccirillo, E. y De Min, A., 2001. Relaciones entre las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike (Jurásico medio a superior) en el área de Estancia El Fénix-Cerro Huemul, zona centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56 (4): 548-558.
- Féraud, G., Alric, B., Fornari, M., Bertrand, H. y Haller M., 1999. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letter*, 172: 83-96.
- Fernández, R., Echeveste, H., Echavarría, L. y Schalamuk I., 1996. Control volcánico y tectónico de la mineralización epitermal del área La Josefina, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos* 3: 41-54.
- Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, Tomo 1: 17-19.
- Gothan, W., 1925. Sobre restos de plantas fósiles procedentes de Patagonia. *Boletín Academia de Ciencias de Córdoba*, 28: 197-212.
- Guido, D., 2002. Geología y Metalogénesis del sector oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, (inédito), 226 pp., La Plata
- Hechem, J. y Homocv, J., 1988. Facies y paleoambientes volcánoclasticos en el Nesocratón del Deseado. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 16: 2-23.
- Kay, S., Ramos V., Mpodozis C. y Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America. *Geology*, 17: 324-328.
- Lesta, P. y Ferello, R., 1972. Región Extraandina de Chubut y Norte de Santa Cruz. En: Leanza A. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, 2: 602-687. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Mazzoni, M., Teruggi, M., Iñiguez Rodríguez, M. y Spalletti, L., 1981. El Grupo Bahía Laura en el Gran Bajo de San Julián (provincia de Santa Cruz). *Actas 8º Congreso Geológico Argentino* 3: 485-507.
- McPhie, J., Doyle, M y Allen, R., 1993. *Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. CODES, University of Tasmania, 198 pp., Tasmania, Australia.
- Palma, M., 1987. Geología y evolución tectónica de la región adyacente al curso inferior del Río Deseado. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 159 pp., La Plata.
- Pankhurst, R., Rapela C. y Márquez, M., 1993a. Geocronología y petrogénesis de los granitoides jurásicos del noreste del Macizo del Deseado. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 4: 134-141. Mendoza.
- Pankhurst, R., Sruoga, P. y Rapela, C., 1993b. Estudio Geocronológico Rb-Sr de los complejos Chon-Aike y El Quemado a los 47º30' L.S. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. *Actas* 4: 171-178.
- Pankhurst, R. y Rapela, C., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and planetary Science Letters*, 134: 23-36.
- Pankhurst, R., Leat, P., Sruoga, P., Rapela, C., Márquez, M., Storey, B y Riley, T., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81: 113-136.
- Pankhurst, R., Riley, T., Fanning, C. y Kelley, S., 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the Break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41 (5): 605-625.
- Panza, J., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53d "Gobernador Moyano" y 54e "Cerro Vanguardia", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional (inédito), Buenos Aires.
- Panza, J., Márquez, M. y Godeas, M., 1995. Hoja Geológica 4966 - I y II Bahía Laura, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. 83 pp., Buenos Aires.
- Rapela, C. y Kay S., 1988. Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. *Episodes*, 11 (3): 175-181.
- Riley, T., Leat, P., Pankhurst, R. y Harris, C., 2000. Origin of large volume rhyolitic volcanism in Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology*, 42 (6): 1043-1065.
- Spalletti, L., Iñiguez Rodríguez, M. y Mazzoni, M., 1982. Edades radiométricas de piroclastitas y vulcanitas del Grupo Bahía Laura, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 37 (4): 483-485.
- Sparks, R., Self, S. y Walker, G., 1973. Products of ignimbrite eruptions. *Geology* 1: 115-118.
- Sruoga, P., 1994. El Complejo Caldera La Peligrosa, Cordillera Patagónica Austral (47º15' L.S.). *Actas VII Congreso Geológico Chileno*, 2: 1219-1223.
- Sruoga, P., 2002. La Peligrosa Caldera: a key for the Jurassic volcanism in Southern Patagonia (47º15' S), Argentina. Abstract, Gondwana 11, New Zealand.
- Sruoga, P. y M. A. Palma, 1984. La Formación Chon Aike en su área clásica de afloramientos. *Actas IX Congreso Geológico Argentino*, 3: 171-184.
- Sruoga, P. y M. A. Palma, 1986. Los domos riolíticos jurásicos de los cerros Laciár, Moro, Baguales y La Pava, Departamento Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 41 (3-4): 397-401.
- Stipanovic, P., 1957. El Sistema Triásico en la Argentina. *Actas 20º Congreso Geológico Internacional*, 2:73-112, México.
- Stipanovic, P. y Reig, A., 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. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 10 (4): 215-233.
- Stipanovic, P. y Reig, A., 1957. El "Complejo Porfirico de la Patagonia Extraandina" y su fauna de anuros. *Acta Geológica Lilloana*, 1: 185-297.
- Ugarte, F., 1966. La cuenca compuesta carbonífero-jurásica de la Patagonia Meridional. *Anales de la Universidad Patagonia "San Juan Bosco"*, 2: 37-68.
- Walker, G., 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17: 65-88.
- Wichmann, 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., 1931. *Geología Argentina*. En: *Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino (Segunda Parte)*. Editorial Peuser: 1-40, Buenos Aires.
- Wright, J., Smith, A. y Self, S., 1980. A working terminology of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8: 315-336.

Recibido: 23 de julio, 2003

Aceptado: 10 de octubre, 2004