

COMUNICACIÓN

Depósitos hidrovolcánicos recientes con indicios de inmiscibilidad magmática en la isla Decepción (Antártida)

Alberto T. CASELLI y Mariano R. AGUSTO

*Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,
Universidad de Buenos Aires Ciudad Universitaria, Pab.2, C.P. C1428EHA Buenos Aires.
Email: acaselli@gl.fcen.uba.ar, magusto@gl.fcen.uba.ar*

RESUMEN. Se reubica estratigráficamente una sucesión de depósitos hidrovolcánicos aflorantes en la isla Decepción, Antártida. Dicha secuencia fue asignada a la serie precaldera, pero presenta composición y grado de consolidación muy distinta a éstas, permitiendo diferenciarla y redefinirla como una nueva unidad. Estratigráficamente es aquí reubicada dentro de las erupciones históricas, sobre la base de su similitud composicional con niveles cineríticos de la cuenca del Bransfield. Los depósitos estudiados son bimodales (basáltica/riolítica) lo que implicaría que están relacionados a procesos de inmiscibilidad de magmas. La presencia de términos más ácidos podría dar a lugar a eventos relativamente más explosivos con mayor dispersión de partículas.

Palabras clave: *Erupciones históricas, Hidrovolcanismo, Isla Decepción, Antártida*

ABSTRACT. *Recent hydrovolcanic deposits with evidence of magmatic immiscibility on Deception Island, Antarctica.* Outcrops of hydro-volcanic deposits on Deception Island are stratigraphically re-classified. The sequence was assigned to a pre-caldera phase, but it has very different compositional and consolidation characteristics, enabling it to be differentiated and redefined as a new unit. In this paper, it is stratigraphically relocated as a historical eruption, on the basis of its compositional similarity to ash-falls in Bransfield Basin. The studied deposits are bimodal (basaltic/rhyolitic) implying a relationship with magma immiscibility. The occurrence of more acidic periods would allow relatively more explosive vents with greater particle dispersion to take place.

Key words: *Historical eruptions, hydrovolcanism, Deception Island, Antarctica*

Introducción

La isla Decepción (62°57'S; 60°38'O; Fig. 1a) está situada al suroeste del archipiélago de las Shetland del Sur, Antártida. Junto a las islas Penguin, Bridgeman y otros volcanes sumergidos, constituyen el eje del rift que separa las Shetland del Sur de la península Antártica (Estrecho de Bransfield). La actividad volcánica de la isla se desarrolló en los últimos 0,2 Ma (Keller *et al.* 1991) y constituye el foco volcánico más activo del área con una historia eruptiva reciente.

Las erupciones históricas conocidas fehacientemente tuvieron lugar en los años 1842, 1967, 1969 y 1970, aunque estudios glaciológicos (Orheim 1972a, 1972b) indican la presencia de ocho niveles de cenizas en los últimos cien años. Tanto las erupciones históricas como las prehistóricas (Mazzuoli *et al.* 1987, De Rosa *et al.* 1995, Baraldo y Rinaldi 2000, Smellie 2001, entre otros) están representadas por una serie de rocas efusivas y piroclásticas hidrovolcánicas que ocurrieron principalmente alrededor de Puerto Foster. Éstas conformaron un conjunto de volcanes monogenéticos que dieron lugar a conos, ceniza y maares, cuyos mecanismos eruptivos no darían lugar a una gran dispersión de piroclastos.

Aristarain y Delmas (1998), encontraron un nivel bien marcado de cenizas volcánicas en testigos de hielo obtenidos de la calota que cubre la isla James Ross (Antártida). Los autores mencionan que por los análisis composicionales de estas cenizas y comparación con la de sedimentos lacustres regionales descritos por Björck *et al.* (1991), corresponderían a una erupción en la isla Decepción (ubicada a 200 km al NO de la isla James Ross). La edad de este evento fue determinada por Aristarain y Delmas (1998) para el año 1641 ± 3 . Según estos autores, basados en el registro de testigos de hielo y sedimentos lacustres regionales, ésta fue la más importante de la isla Decepción para los últimos 350 años pero la más modesta de las catorce erupciones reportadas por Björck *et al.* (1991). Recientemente Fretzdorff y Smellie (2002), a partir del estudio de testigos obtenidos en la cuenca del Bransfield, reconocieron un nivel de cenizas (de composición bimodal, basáltica y riolítica) que no puede vincularse a ningún volcán conocido de la región (Antártida, Arco de Scotia o América del Sur). Si bien el resto de los niveles piroclásticos tienen su origen en Decepción los autores expresan que esta capa de cenizas, localizada a pocos decímetros debajo del fondo marino, correspondería a otro centro volcánico que aportaría cenizas a la cuenca del

Bransfield. Por su posición estratigráfica somera concluyen que el volcán en cuestión fue probablemente activo en tiempos históricos (pocos cientos de años).

Estudios llevados a cabo sobre la estratigrafía y evolución volcánica de la isla han permitido redefinir una sucesión de depósitos hidrovolcánicos tradicionalmente asignados a la serie antigua (pre-caldera) y que a opinión de los autores corresponden a una erupción reciente (posiblemente histórica). En la presente contribución se discute esta nueva interpretación estratigráfica, los procesos actuantes en la formación de estos depósitos y su posible vinculación con los hallados por Björck *et al.* (1991), Aristarain y Delmas (1998) y en especial Fretzdorff y Smellie (2002).

Sinopsis estratigráfica y descripción de los depósitos

Las rocas de la isla Decepción han sido divididas tradicionalmente en depósitos o series pre y post-caldera por la mayoría de los autores (Hawkes 1961; González-Ferrán y Katsui 1971; Baker *et al.* 1975; Smellie 1988). Hawkes (1961) a los primeros los denominó como Grupo Port Foster y a los segundos en tres grupos: Neptune Bellows, Pendulum Cove y Whalers Bay. Birkenmayer (1991, 1992) divide en dos grupos (Foster y Hawkes) correspondientes a los depósitos pre-caldera y sin-post-caldera respectivamente, constituido cada uno de ellos por varias formaciones. Baraldo y Rinaldi (2000) dividen en dos entidades: Depósitos Pre y Sin-Caldera y Depósitos Post-Caldera mientras que Smellie y López-Martínez (2000) y Smellie (2001) dividieron en dos grupos, Port Foster y Mount Pond, correspondientes a las series pre y post caldera respectivamente. En el presente trabajo los autores prefieren utilizar esta última nomenclatura estratigráfica.

Los depósitos piroclásticos que se tratan en esta contribución afloran en dos áreas cercanas a bahía Balleneros, sobre Cathedral Crags y entre esta área y Punta Sudeste (Fig. 1c). Fueron asignados a la Formación Murature (Grupo Hawkes, depósitos syn-caldera) por Birkenmayer (1992) y descriptos como aglomerados y tobas lapillíticas gris verdosas estratificadas. Baraldo y Rinaldi (2000) consideran a estos afloramientos como depósitos post-caldera mientras que Smellie y López-Martínez (2000) y Smellie (2001) los consideran correspondientes al Grupo Foster (pre-caldera) y los interpretan como depósitos de flujos piroclásticos. Para su estudio se levantaron dos perfiles columnares en las áreas donde aflora (Fig. 1b). Éstos se apoyan en discordancia sobre los depósitos tipo estrombolianos, soldados y palagonitizados, que integran la sucesión pre-caldera del Grupo Foster (Formación Fumarole Bay de Smellie y López-Martínez 2000, Fig. 1c).

Perfil aflorante en Cathedral Crags

Presenta un espesor de 17,8 metros y en él pueden diferenciarse tres facies (Fig. 1b). En su mayoría se trata de

depósitos poco consolidados de textura matriz sostén, masivos, de color pardo oscuro (Facies A). Composicionalmente son polimícticos, con bloques de variadas litologías, destacándose además la presencia de fragmentos pumíceos blancos. Se advierte grosera gradación inversa de fragmentos pumíceos y directa de líticos, donde estos últimos varían en tamaño desde lapilli hasta bloques de 20 a 30 centímetros. Al microscopio se observa que la fracción tamaño lapilli está predominantemente compuesta por vitroclastos de dos tipos: fragmentos juveniles vítreos blocosos castaños (posiblemente sideromelano) y fragmentos pumíceos incoloros. Los fragmentos vítreos castaños (60-70%) se presentan pobre a moderadamente vesiculados, en algunos casos colapsados. Suelen mostrar microlitas de plagioclasa orientadas y en ciertos ejemplares se observan piroxenos (augita) y minerales opacos, preferencialmente llegando a formar glomérulos. Con frecuencia muestran rebordes de alteración por hidratación del vidrio (palagonitización), incluso alrededor de las vesículas. Los fragmentos pumíceos blancos (7-15%) son altamente vesiculados a diferencia de los anteriores y muestran aisladamente fenocristales de plagioclasa. Además de los vitroclastos se observan litoclastos (13-20%) angulosos, con texturas porfíricas, intergranular y traquítica, además de hallarse fragmentos de tobas lapillíticas palagonitizadas. En menor proporción se reconocen cristaloclastos (5-10%) euhedrales de piroxenos verdes con rebordes vítreos castaños alterados y plagioclasas con rebordes vítreos castaños e incoloros. En sección delgada se aprecia que estos fragmentos se hallan inmersos en una matriz vitroclástica (50-60 %) compuestas por trizas incoloras y trizas vesiculadas castañas, de tamaño menor a 0,4 mm de diámetro.

Se intercalan en la secuencia depósitos de caída (Facies B) conformados por bancos de 10 a 50 cm de espesor, de lapillita/aglomerado, clasto sostén, de color negro, poco consolidado, constituida por fragmentos juveniles de hasta 8 cm de diámetro. En la intercalación basal se observan dos tipos de fragmentos juveniles: uno, representando el 80% de la roca, de color negro y vesículas subsféricas grandes (Fig. 1d) y otra, conformando el 20% restante, de color castaño claro y vesículas más pequeñas y alargadas (fragmentos pumíceos, Fig. 1e). Los análisis químicos realizados sobre estos fragmentos juveniles (cuadro 1) advierten que los primeros presentan valores de SiO₂ de 48,93% (muestra L18, cuadro 1) mientras que los segundos 67,96% de SiO₂ (muestra P18, cuadro 1). Al microscopio, se observa contacto neto de los fragmentos de ambas composiciones (Fig. 1f). La más básica (basáltica-andesítica) corresponde a una roca vitroporfírica de color castaño oscuro con fenocristales de plagioclasa y piroxenos (augita) (Figs. 1d y f). Las plagioclasas se hallan reabsorbidas con cristalización de minerales opacos aciculares en zonas próximas al contacto. Las augitas están inalteradas y en su mayoría forman glomérulos con la plagioclasa. La mesostasis vítrea es de color castaño oscuro y presenta en general vesículas redondeadas a subredondeadas con escasa o ausente deformación. La de composición relativamente más ácida (riolítica), corres-

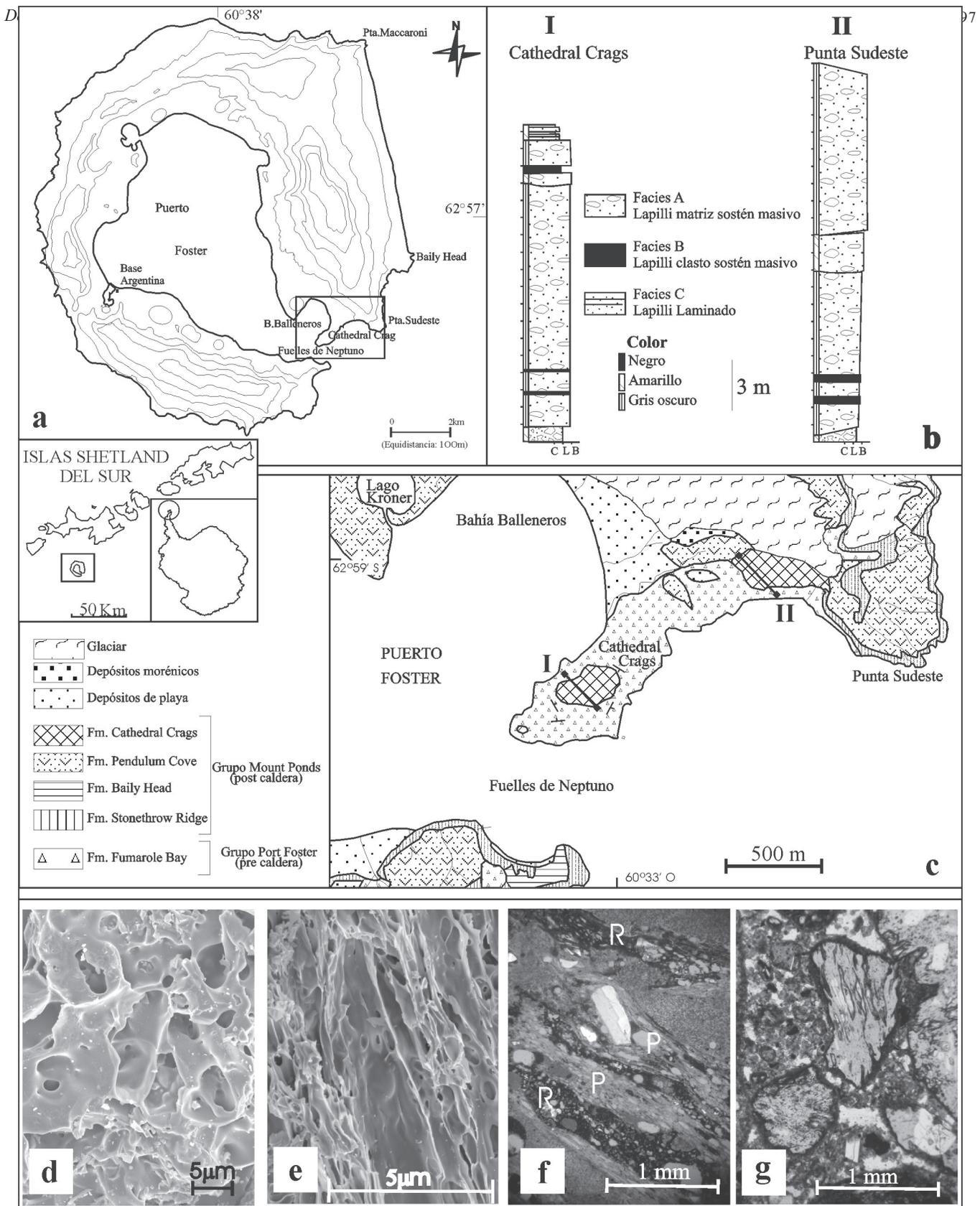


Figura 1: a) Mapa topográfico y de ubicación de la isla Decepción. b) Perfiles columnares levantados en la Formación Cathedral Crags (*nov. nom.*). c) Mapa geológico del área de Cathedral Crags (modificado de Smellie y López Martínez 2000) indicando los afloramientos estudiados de la Formación Cathedral Crags (*nov. nom.*); d) Fotomicrografía SEM de fragmentos vítreos básicos. e) Fotomicrografía SEM de fragmentos pumíceos. f) Fotomicrografía de los depósitos tipo estrombolianos donde se observan dos tipos de componentes vítreos juveniles, básico (R) y ácido (P). g) Fotomicrografía de los depósitos masivos donde se observa la hidratación de los fragmentos vítreos y adhesión de partículas finas.

ponde a una roca vitroporfírica muy vesiculada (Figs. 1e y f) que presenta fenocristales de plagioclasa, euhedrales a subhedrales, con límites difusos. Tanto las vesículas, que se encuentran parcialmente deformadas, como los fenocristales muestran fluidalidad, paralela a los contactos definidos por la mezcla.

El techo de la sucesión remata con un conjunto de tobas lapillíticas (Facies C; 1,3 m de espesor), con estratificación planar, compuestas por bancos que varían entre 1 y 5 cm de espesor. Estas rocas están constituidas por fragmentos líticos (20-30%), abundantes fragmentos pumíceos blancos (30-40%) y fragmentos con mezcla de dos componentes (30-45%). Al microscopio, se observan fragmentos de vitroclastos juveniles vesiculados, castaño oscuro a negro (60,35% de SiO₂, muestra L19, cuadro 1) e incoloros (70,05% de SiO₂, muestra P19, cuadro 1) inmersos en matriz vítrea tamaño lapilli fino-ceniza. Los fragmentos con mezcla de dos componentes son principalmente fragmentos con grandes vesículas (70 a 80%), de color negro, que incluyen pumíceos incoloros.

Perfil ubicado en cercanías de Punta Sudeste

Con 22 m de espesor (Fig. 1b) muestra cierta similitud con la de Cathedral Crags pero con un grado de consolidación y alteración palagonítica creciente hacia el tope. En general, la sucesión está compuesta por tobas lapillíticas matriz sostén (Facies A), de color castaño grisáceo, con ausente o escasa consolidación. Presenta abundantes fragmentos pumíceos blancos y fragmentos vítreos negros tamaño lapilli o mayor. Al microscopio muestra un 90% de fragmentos pumíceos de color castaño claro. Son altamente vesiculadas (preferentemente las de vidrios de coloración más clara a incolora), con cavidades indistintamente deformadas. Se observaron vitroclastos que muestran mezcla de dos composiciones en contacto neto y diferenciables por su color. Los fragmentos líticos (9%) están representados por piroclastitas palagonitizadas y volcanitas con texturas traquílica y granofírica. Los cristaloclastos (1%) son principalmente de plagioclasa. Los vitroclastos y litoclastos frecuentemente muestran un recubrimiento de material fino por acreción (Fig. 1g). La matriz en la que se encuentran inmersos todos estos fragmentos es de alrededor del 40-50% de la sección delgada y está compuesta por vitroclastos subredondeados, palagonitizados, tamaño lápilli-ceniza. Hacia la parte superior de la columna, presentan efectos de hidratación en los bordes y acreción de material vítreo fino a muy fino en las paredes externas (lapilli acrecional, Fig. 1g).

En la parte inferior del perfil se intercalan una serie de bancos centimétricos, de textura clasto sostén (Facies B), compuestos de vitroclastos vesiculados negros, similares a los descritos en el perfil anterior.

La abundancia de matriz cinerítica fina y vidrio de composición básica caracterizado por sus formas blocosas y baja vesicularidad sugieren que el mecanismo de fragmentación es hidrovulcánico. Probablemente estas sucesiones se depositaron principalmente a partir de flujos

piroclásticos (Facies A), las intercalaciones clasto sostén de escorias negras con pómez (Facies B) corresponderían a depósitos de caída estromboliana mientras que las capas estratificadas superiores (Facies C), aflorantes solo en Cathedral Crags, recuerdan a depósitos de oleadas piroclásticas. La dificultad de diferenciar entre los depósitos generados por flujos piroclásticos y oleadas en ambientes hidrovulcánicos fue sugerida por Fisher *et al.* (1983) quienes propusieron el uso del término corrientes piroclásticas densas (*pyroclastic density current*) para referirse al proceso que da origen a estos. Las oleadas piroclásticas húmedas (*wet surge*) originan capas bastante gruesas, planares, con estratificación difusa o ausente, asemejándose sus depósitos a los de flujos en masa (*mass flows*). Esto se debe a que el contenido de vapor de agua condiciona el tipo de transporte así como la acumulación de partículas (Sheridan y Wohletz 1981). Estos depósitos corresponden al miembro final del espectro de corrientes densas (Druitt 1998) y son mejores descritas como depósitos de corrientes piroclásticas donde varía el grado de inflación y fluidización.

Discusión y consideraciones finales

Para los autores del presente trabajo la sucesión analizada en Cathedral Crags y cercanías de Punta Sudeste, correspondería a un evento post-caldera, posiblemente histórico o prehistórico. Estas rocas si bien tienen características texturales matriz-sostenidas similares a las correspondientes a la Formación Outer Coast Tuff (erupciones pre-caldera), presentan composición (estas últimas no presentan vitroclastos riolíticos) y de consolidación (fuertemente palagonitizadas) muy distintas, que permiten diferenciarlas. En este sentido y también por sus disímiles características texturales y litológicas con el resto de las unidades post-caldera, generadas principalmente por oleadas piroclásticas o erupciones estrombolianas y hawaianas, se propone aquí redefinir a esta sucesión como Formación Cathedral Crags (*nov. nom.*). Predominan los depósitos de corrientes piroclásticas densas, con composición bimodal basáltica-riolítica, lo que podría ser interpretado como producto de inmiscibilidad de magmas.

Procesos de mezcla de magmas por convección forzada o mecánica en la isla Decepción fueron propuestos por Risso *et al.* (1994), observando distintos estados de inmiscibilidad dentro de la cámara magmática y no en la dinámica de mezcla dentro del conducto. Smellie (2001) también menciona la existencia de mezcla de magma (basáltica y dacítica) en los depósitos pre-caldera de la Formación Outer Coast Tuff. Este proceso juega un papel importante como disparador de la erupción implicando que en la isla pueden ocurrir eventos motivados por estos procesos. La escasez de litoclastos accidentales en la sucesión estudiada sugiere que la explosión ocurrió a un alto nivel en el conducto.

La disposición de los afloramientos y su inclinación permiten proponer un centro eruptivo localizado fuera de la isla, frente a Cathedral Crags. Es de destacar que Carbó

Cuadro 1: Composición química promedio de vitroclastos analizados por EDAX en dos niveles distintos de la sucesión estudiada

| Muestra | P18 | L18 | P19 | L19 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| Na ₂ O | 4,04 | 4,28 | 4,24 | 4,76 |
| MgO | 1,47 | 4,54 | 1,87 | 2,43 |
| Al ₂ O ₃ | 12,12 | 14,66 | 12,77 | 14,28 |
| SiO ₂ | 67,96 | 48,93 | 70,05 | 60,35 |
| K ₂ O | 3,08 | 0,63 | 2,68 | 1,59 |
| CaO | 1,22 | 6,47 | 0,87 | 2,99 |
| TiO ₂ | 0,95 | 2,52 | 0,78 | 1,66 |
| FeO | 9,17 | 17,97 | 6,75 | 11,95 |
| Nº | 10 | 10 | 10 | 10 |

Nº es el número de análisis que se realizaron para cada partícula (véase texto).

et al. (2001) y García *et al.* (en preparación) indican la existencia de un máximo gravimétrico y magnetométrico de forma subcircular en esta región. Éste se encuentra alineado con otros en el interior de la isla y son coincidentes con un conjunto de volcanes submarinos (NO-SE) descritos anteriormente por Rey *et al.* (1995). En este sentido, una erupción submarina a escasa profundidad con abundante acceso de agua en la boca, podría dar lugar a depósitos de flujos en masa, originados por flujos piroclásticos densos. En períodos cortos, podría cerrarse el ingreso de agua o abrirse fuera del agua pequeños conductos laterales, que dieron lugar a minoritarios depósitos de caída estromboliana.

Respecto a la ubicación temporal de este evento, es de destacar que a partir del estudio de testigos obtenidos en cinco localidades de la cuenca del Bransfield, Fretzdorff y Smellie (2002) observaron que casi la totalidad de los depósitos piroclásticos (de composición basáltica-andesítica) tienen su origen en Decepción. A pocos decímetros debajo del fondo marino reconocieron un nivel de cenizas bimodal (basáltica y riolítica) que composicionalmente no pueden vincularlo a ningún volcán conocido de Antártida, Arco de Scotia o América del Sur, infiriendo que correspondería a otro centro volcánico que aportaría cenizas a la cuenca del Bransfield, cuya ubicación es desconocida. Por su posición estratigráfica somera, concluyen que el volcán en cuestión fue probablemente activo en tiempos históricos (pocos cientos de años atrás). Estos autores descartan la posibilidad de proveniencia de Decepción debido a que no se ha hallado depósitos homólogos en la isla, únicamente en las unidades antiguas de "precaldera". A partir de la redefinición de la sucesión tratada en el presente trabajo, estos depósitos, con composición bimodal, podrían corresponderse con el nivel hallado por Fretzdorff y Smellie (2002), lo cual permitiría inferir una posible edad histórica para este evento.

Por otro lado, el análisis químico de los niveles de cenizas (3 mm) hallados en testigos de hielo de la isla James Ross (datadas como correspondientes al año 1641 ± 3) sugirieron composiciones similares al compararlas con erupciones de la isla Decepción (Palais *et al.* 1989). Testigos de sedimentos obtenidos en lagos subantárticos de la península mostraron que ocurrieron grandes erupciones

en la isla Decepción en el último milenio. (Björck *et al.* 1991). También los estudios limnológicos realizados por Matthies *et al.* (1990) en la isla 25 de Mayo y del fondo marino del estrecho de Bransfield, indicaron que el origen de toda la tefra recolectada corresponde a la isla Decepción. Basándose en estos estudios, Aristarain y Delmas (1998) concluyeron que la erupción del año 1641 ± 3 fue probablemente una de las más importantes de la isla Decepción en los últimos 350 años pero también la más modesta de las cuatro erupciones principales reportadas por Björck *et al.* (1991) para el último milenio. Así mismo, ninguna de las ocho erupciones reportadas en los últimos 200 años por Orheim (1972a) en estudios realizados en glaciares de la isla Decepción, fueron sido detectadas hasta ahora en la isla Ross (Aristarain y Delmas 1998); solo un horizonte ácido anómalo atribuido por Aristarain *et al.* (1982) a la erupción del año 1967. Los eventos volcánicos de los años 1969 y 1970 no dejaron registro en isla Ross, ni siquiera con señal ácida; esto puede explicarse debido a que el viento en el momento de la erupción no condujo la pluma de cenizas en dirección a dicha isla (Govorukha 1973; Aristarain *et al.* 1982). Por otro lado, de las tres erupciones recientes de la isla Decepción (1967, 1969 y 1970) solo se reconocieron en las islas Shetland del Sur tefras del último evento (Mathies *et al.* 1990). Por lo tanto, solo se observan registros parciales de las erupciones en testigos de hielo de la isla James Ross, indicadas éstas tanto por emisiones gaseosas ácidas como por depósitos de tefra. La dispersión de piroclastos y la posible inyección de aerosoles en la estratosfera es consecuencia del desarrollo alcanzado por la columna eruptiva. En el caso de una erupción basáltica, es sabido que la columna no desarrolla gran altura y por ende origina escasa dispersión de cenizas (Araña y Ortiz 1993, pág. 345). Estos autores presentan una modelización de la erupción de 1970 en la isla Decepción teniendo en cuenta condiciones meteorológicas medias del área, con vientos predominantes hacia el sector noreste. Allí se puede observar que la isopaca de 0,1 mm cubre zonas situadas a 200 km de distancia del volcán en la isla 25 de Mayo. La presencia de un nivel de cenizas de 3 mm en la isla James Ross (Aristarain y Delmas 1998), ubicada a 200 km al sudeste del volcán, estaría indicando una columna eruptiva de mayor envergadura a las generadas en las erupciones históricas recientes. La posibilidad de que estas columnas se generasen en la isla Decepción, sería a partir de erupciones con características distintas a las conocidas para estos eventos históricos. La sucesión estudiada podría ser el producto de fenómenos muy explosivos con una gran dispersión de cenizas, que podrían también vincularse a la reconocida por Aristarain y Delmas (1998) en la isla James Ross o alguna de las determinadas por Björck *et al.* (1991) en sedimentos lacustres de la región.

La sucesión hidrovolcánica bimodal basáltica-riolítica reubicada estratigráficamente en la isla Decepción dentro de las erupciones históricas en el presente trabajo, estaría relacionada a procesos de inmiscibilidad de magmas. La presencia de términos más ácidos podría dar a lugar a eventos relativamente más explosivos que darían lugar a

una mayor dispersión de las partículas. La posibilidad de ocurrencia de fenómenos comparativamente más explosivos debe tenerse en cuenta a la hora de evaluar el riesgo volcánico, ya que éste sería mucho mayor al que se consideró previamente, ateniéndose al conocimiento actual sobre las erupciones históricas y prehistóricas de composición basáltica y andesítica-basáltica.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Instituto Antártico Argentino por el apoyo brindado para acceder a la zona de trabajo y llevar a cabo las investigaciones, así como a las Dras. Marcela Remesal y Flavia Salani y los árbitros que actuaron en la revisión del manuscrito, por los importantes comentarios realizados al presente trabajo. Este trabajo ha sido financiado por el PICT-007-11557.

TRABAJO CITADO EN EL TEXTO

- Araña, V. y Ortiz, R., 1993. Riesgo Volcánico. En: La Volcanología Actual. Martí, J. Y Araña, V. (Eds.). Nuevas Tendencias, CSIC, 277-385. Madrid.
- Aristarain, A.J., Delmas, R. J. y Briat, M., 1982. Snow chemistry on James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Journal of Geophysics Research* 87: 11004-11012.
- Aristarain, A.J. y Delmas, R. J., 1998. Ice record of a large eruption of Deception Island Volcano (Antártica) in the XVIIth century. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 80: 17-25.
- Baker, P.E., McReath, I., Harvey, M.R., Roobol, M.J. y Davies, T.G., 1975. The geology of the South Shetland Islands : volcanic evolution of Deception Island. *British Antarctic Survey Science Report* 78, 81p.
- Baraldo, A. y Rinaldi C.A., 2000. Stratigraphy and structure of Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Journal of South American Earth Science* 13: 785-796.
- Birkenmayer, K., 1991. Lichenometric dating of a mid 19th. Century lava eruption on Deception Island (West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences*, 39 (4): 467-475.
- Birkenmayer, K., 1992. Volcanic succession at Deception Island, West Antarctica: a revised lithostratigraphic standard. *Studia Geologica Polonica*, 101: 27-82.
- Björck, S., Sandgren, P. y Zale, R., 1991. Late Holocene tephrochronology of the Northern Antarctic Peninsula. *Quaternary Research* 36: 322-328.
- Carbó, A. Muñoz, Martín, J., Catalán, M. y García, A., 2001. Análisis de nuevos datos gravimétricos marinos en el entorno de la Isla Decepción (Islas Shetland del Sur, Antártida). *Revista de la Sociedad Geológica Española*, 14: 189-197.
- De Rosa, R., Mazzuoli, R.H., Omarini, G. Ventura y Viramonte, J.G., 1995. A volcanological model for the historical eruptions at Deception Island (Bransfield Strait, Antarctica). *Terra Antártica* 2 (2): 95-101.
- Druitt, T.H., 1998. Pyroclastic density currents. *Geological Society, London, Special Publications*, 145: 145-182.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.U. and Bogaard, P.V., 1983. Origin and emplacement of pyroclastic flow and surge unit at Laacher see, Germany. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17: 375-392.
- González-Ferrán, O., Munizaga, F. y Moreno, H., 1971. Síntesis de la evolución volcánica de isla Decepción y la erupción de 1970. *Instituto Antártico Chileno. Serie Científica*, 2, 1-14.
- Govorukha, L.S., 1973. International expedition to Deception Island. *Probl. Arkt. Antarkt.* 41 : 85-90.
- Hawkes, D.D., 1961. The geology of the South Shetland II. The geology and petrology of Deception Island. *Falkland Island Dependencies Survey Scientific Reports*, 27: 1-43.
- Keller, R.A., Fisk, M.R., White, W.M. y Birkenmajer, K., 1991. Isotopic and trace element constrains on mixing and melting models of marginal basin volcanism, Bransfield Strait, Antarctica. *Earth and Planet. Science Letters*, 111: 287-303.
- Mathies, D., Mäusbacher, R. y Storzer, D., 1990. Deception Island tephra : a stratigraphical marker for limnic and marine sediments in Bransfield Strait area, Antarctica. *Zentralbl. Geol. Paläontol. Teil (1-2)* : 153-165.
- Mazzuoli, R., R.H. Omarini, Ortiz Ramis R., J.G. Viramonte y R. De Rosa, 1987. Mecanismos eruptivos de la actividad explosiva reciente en la isla Decepción, Shetland del Sur, Antártida. *X Congreso Geológico Argentino. Actas IV*: 378-379.
- Orheim, O., 1972a. A 200-year record of glacier mass balance at Deception Island Southwest Atlantic Ocean, and its bearing on models of global climatic change. *Inst. Polar Studies, Ohio State University Columbus, Report* 42, 118 p.
- Orheim, O., 1972b. Volcanic activity on Deception Island, South Shetland Islands. In : Adie, R.J. (Ed.). *Antarctic Geology and Geophysics. Universitetsforlaget*, p. 117-120, Oslo.
- Palais, J.M., Kirchner, S. y Delmas, R.J., 1989. Identification and correlation of volcanic eruption horizons in 1000 year ice-core record from the South Pole. *Antarctic Journal US Review* : 101-104.
- Rey, J., Somoza, L. y Martínez-Frias, J., 1995. Tectonic, volcanic, and hydrothermal event sequence on Deception Island (Antártica). *Geo-Marine Letters* 15: 1-8
- Risso, C., Aparicio, A., Caselli, A. y Ortiz, R., 1994. Nuevos aspectos petrológicos de la Isla Decepción, Antártida. En García, A. y Felpeto, A. (eds.), *Serie Casa de los Volcanes* 3: 201-215.
- Sheridan, M. F. y Wohletz, K. H., 1981. Hydrovolcanic Explosions: The Systematics of Water-Pyroclast Equilibration: 1387-1389.
- Smellie, J.L., 1988. Recent observations on the volcanic history of Deception Island, South Shetland Islands. *British Antarctic Survey Bulletin*, 81: 83-85.
- Smellie, J.L., 2001. Lithostratigraphy and volcanic evolution of Deception Island, South Shetland Islands. *Antarctic Science* 13 (2): 188-209.
- Smellie, J.L. y López-Martínez, J., 2000. Geological map of Deception Island. *Series BAS GEOMAP, Sheet 6-A, Edition 1-2000*. Madrid.
- Wilkes, C., 1845. Narrative of the United States Exploring Expedition, during the years 1838, 1839, 1840, 1841, 1842, Atlas, Lea & Blanchard, I-V. Philadelphia.

Recibido: 6 de diciembre, 2002

Aceptado: 6 de julio, 2004