

Vulcanismo cuaternario de la Isla Decepción (Antártida): una signatura relacionada con la subducción de la Fosa de las Shetland del Sur en el dominio de tras-arco de la Cuenca de Bransfield

C. Galé⁽¹⁾, T. Ubide⁽¹⁾, M. Lago⁽¹⁾, A. Gil-Imaz⁽¹⁾, I. Gil-Peña⁽²⁾, J. Galindo-Zaldívar^(3,4), J. Rey⁽⁵⁾, A. Maestro⁽²⁾ y J. López-Martínez⁽⁶⁾

(1) Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009, Zaragoza, España.
carlosga@unizar.es; teresaubide@gmail.com; mlago@unizar.es; agil@unizar.es

(2) Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003, Madrid, España.
i.gil@igme.es; a.maestro@igme.es

(3) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-Univ. de Granada) Avda. de las Palmeras, 4 18100 Armilla, Granada.

(4) Dpto. de Geodinámica, Universidad de Granada, Campus de Fuentenueva s/n, 18071, Granada, España.
jgalindo@ugr.es

(5) ESGEMAR, Local-M5, Puerto de Málaga, 29001, Málaga, España.
jjrey@esgemar.com

(6) Dpto. de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, 28049, Madrid, España.
jeronimo.lopez@uam.es

RESUMEN

El vulcanismo cuaternario de Isla Decepción está relacionado con el proceso de subducción y roll-back de la antigua Placa de Phoenix bajo el Bloque de las Shetland del Sur, en la Fosa de las Shetland del Sur. El desarrollo de la isla está ligado al crecimiento y colapso de una caldera volcánica, y el presente trabajo se centra en la petrología, mineralogía y geoquímica de las rocas post-caldera. Se han estudiado coladas de lava, diques y la erupción histórica más moderna de la isla (año 1970). Estas rocas varían de dacitas a riolitas y tienen texturas microporfídicas con olivino y, en ocasiones, clinopiroxeno. Además, se ha estudiado una andesita basáltica pre-caldera de textura microporfídica con clinopiroxeno. La alternancia de términos intermedios y ácidos en la secuencia volcanoestratigráfica sugiere la existencia de eventos de recarga o bien, la extracción de fundidos de diferentes profundidades del sistema magmático. Todas las muestras estudiadas comparten evidencias de subducción en la génesis de los magmas, al igual que sucede con el resto del magmatismo de la Cuenca de Bransfield. Sin embargo, los cálculos geotermobarométricos indican que los magmas pre-caldera cristalizaron en niveles más profundos (13.5–5 km) que los post-caldera (6.2–7.8 km). Mediante la comparación con los resultados disponibles de otras zonas, es posible proponer una menor influencia de la subducción en la parte suroeste de la Cuenca de Bransfield, así como cierta contaminación por corteza continental en la génesis de los magmas post-caldera.

Palabras clave: Cenozoico, Estrecho de Bransfield, Islas Shetland del Sur, Magmatismo, Vulcanismo.

Quaternary volcanism in Deception Island (Antarctica): South Shetland Trench subduction-related signature in the Bransfield Basin backarc domain

ABSTRACT

Deception Island shows a volcanism related to the Phoenix Plate subduction and roll-back under South Shetland Block in the present times. The development of the island is related to the evolution and collapse of a volcanic caldera, and this study is focused on the petrology, mineralogy and geochemistry of the post-caldera rocks. We have made a study of the lava flows, dikes and the youngest historic eruption in 1970. These rocks

range from dacite to rhyolite and have a microporphyrritic texture with olivine and minor clinopyroxene. A pre-caldera basaltic andesite has also been studied. It has a microporphyrritic texture with clinopyroxene. The intermediate and acid compositions alternating in the volcanostratigraphic sequence suggest either mafic recharge events or melt extraction from different levels in the deep magmatic system. All the studied compositions share a subduction-related signature similar to other magmatics from the Bransfield Basin. However, compositional differences between pre-caldera and post-caldera rocks indicate a different magma source and depth of crystallisation. According to the geothermobarometric calculations the pre-caldera magmas started to crystallise at deeper levels (13.5–15 km) than the post-caldera magmas (6.2–7.8 km). Specifically, the post-caldera magmas indicate a smaller influence of the subducting slab in the southwestern part of the Bransfield Basin in respect to the available data from other sectors as well as the involvement of crustal contamination in the genesis of the magmas.

Key words: Bransfield Strait, Cenozoic, Magmatism, South Shetland Islands, Volcanism.

ABRIDGED ENGLISH VERSION

Introduction

Deception Island shows a Quaternary and active volcanism related to the former Phoenix Plate subduction in the South Shetland Trench and roll-back under the South Shetland Block. The rocks of Deception Island can be subdivided into two main groups: pre- and post-caldera units (Smellie and López-Martínez, 2000; Smellie, 2001). The pre-caldera unit includes the oldest rocks exposed on the island and is mainly composed of hydrovolcanic tephra deposits and basaltic lava flows of strombolian origin. The youngest materials of this unit have recently been separated into a syn-caldera unit (Martí et al., 2013). The post-caldera unit includes hydrovolcanic tephra deposits and dacite lavas at the base and tuff cones and maar deposits at the top. Previous studies focused on basic terms from the pre-caldera stage (e.g., Weaver et al., 1979; Keller et al., 1992) as well as the syn-caldera unit (Martí et al., 2013). In this study pre- and post-caldera rocks have been studied, with special emphasis on the post-caldera intermediate to acid rocks.

Materials and methods

We have studied the petrology, mineralogy and geochemistry of one sample from the pre-caldera units and 11 samples from the post-caldera units. The latter include samples from dacite and rhyolite lava flows, dacite dikes and the youngest, historic eruption of 1970. Thin sections of the samples were first studied under the petrographic microscope and then analysed by electronic microprobe at the "Centro Nacional de Microscopía Electrónica" (UCM). The samples were reduced to powder for whole-rock analyses by ICP-MS at the IBERCRON laboratory (UPV-EHU).

Results

Petrography, mineral chemistry and geothermobarometry

The pre-caldera sample has a microporphyrritic texture, defined by microphenocrysts of plagioclase and clinopyroxene embedded in a groundmass composed of microcrysts of plagioclase and opaque minerals, as well as vesicles. Clinopyroxene is classified as augite and started to crystallise under conditions of 1199 °C and 5.1 kbar (Putirka, 2008). Plagioclase is classified as labradorite and started to crystallise at 1121 °C. Opaque minerals are ilmenite and titanomagnetite.

The post-caldera samples have a microporphyrritic texture, defined by microphenocrysts of plagioclase, olivine and minor clinopyroxene in the dikes. The groundmass is composed of plagioclase and opaque minerals. Olivine compositions are Fo_{85} – Fo_{49} in the dacite lava flows, Fo_{42} – Fo_{39} in the rhyolite lava flows, Fo_{75} – Fo_{72} in the dacite dikes and Fo_{68} – Fo_{67} in the sample from the historic eruption. The starting temperature of crystallisation is 1185 °C in the dacites, 916 °C in the rhyolites, 1098 °C in the dikes and 1040 °C in the historic eruption (Putirka, 2008).

Clinopyroxene of the dikes is classified as augite and started to crystallise at 1083 °C and 2.4 kbar (Putirka, 2008). One crystal showed orthopyroxene exsolutions yielding Cpx-Opx equilibrium conditions of 997–1011 °C and 2.3–2.6 kbar (Putirka, 2008). Clinopyroxene in the historic eruption is augite and started to crystallise at 1090 °C and 2.4 kbar (Putirka, 2008).

Plagioclase compositions vary between bytownite and labradorite in the dacites, andesine and oligoclase in the rhyolites, bytownite and oligoclase in the dikes and andesine in the historic eruption. Plagioclase started

to crystallise at 920–925 °C in the dacite lava flows and dikes, 697 °C in the rhyolites and 983 °C in the historic eruption (Putirka, 2008).

Whole rock major and trace element variations

The pre-caldera sample is a basaltic andesite and belongs to the subalkaline-calcoalkaline, middle-K₂O series. It is similar to most compositions sampled in previous studies in Deception Island (Weaver et al., 1979; Keller et al., 1992). The post-caldera samples on the other hand, are dacites and rhyolites that belong to the subalkaline-tholeiitic, low-K₂O series. As far as Th vs Co immobile elements are concerned, all of the studied rocks belong to the calc-alkaline series.

The pre-caldera sample is quartz- and plagioclase-normative and relatively evolved with an MgO concentration of 3.56 wt. %. In the case of the post-caldera samples, the compositions are variable. The most primitive sample (MgO = 8.03 wt. %) is a dacite lava flow which nevertheless shows a relatively high SiO₂ content. The other dacite samples (lava flows and dikes) are slightly evolved (MgO: 4.28–5.07 wt. %) and have more normative quartz and diopside. The most evolved rocks are the rhyolites and one of the dacites, with MgO concentrations of 1.70–0.69 wt. % and the highest normative quartz content (55–60 wt. %). Finally, the sample from the historic eruption is an evolved rock (MgO = 3.30 wt. %) with a normative mineralogy similar to the dikes.

All the post-caldera samples defined a common variation trend plotted in Harker diagrams for major and trace elements. In contrast, the pre-caldera sample plots outside this trend. REE normalised diagrams highlight these differences. The pre-caldera REE normalised pattern is slightly enriched over the chondrite composition of McDonough and Sun (1995) ((La/Sm)_N: 1.5–1.6). The post-caldera normalised patterns are more enriched in Light REE ((La/Sm)_N: 3.6–5.7) whereas the heavy REE are similar to the pre-caldera sample ((Gd/Yb)_N: 1.0–1.3). The multi-elemental normalised patterns are similar and parallel to each other in all the studied samples. They show common negative anomalies in Nb-Ta over the NMORB composition (Gale et al., 2013). Furthermore, the post-caldera rocks have positive anomalies in La-Ce, Y and Zr not observed in the pre-caldera sample. Concerning the post-caldera samples, Ti, Sr and P are dacite enriched but the rhyolites are depleted.

Discussion

Evolution of the volcanic system

The pre-caldera sample is compositionally different from the post-caldera samples. The pre-caldera sample is a basaltic andesite from the SiO₂-saturated series, similar to most of the previously studied rocks from the Bransfield Basin magmatism (Keller et al., 1992). The post-caldera samples are more evolved rocks (dacites to rhyolites) that belong to the SiO₂-oversaturated series. They are similar to some of the evolved compositions published from the Central Bransfield Basin (e.g. Keller et al., 1992).

All the post-caldera normalised patterns are parallel to each other and can be related by fractional crystallisation. The intermediate and acid compositions alternating in the volcanostratigraphic sequence suggest either mafic recharge events or melt extraction from different levels in the deep magmatic system.

According to the geothermobarometric calculations the pre-caldera magmas started to crystallise at deeper levels (13.5–15 km) than the post-caldera magmas (6.2–7.8 km). The presence of a zone of low velocity seismic waves below 2 km depth has been linked to a large magma reservoir (Muñoz-Martín et al., 2005; Ben-Zvi et al., 2009; Zandomenighi et al., 2009; Pedrera et al., 2011). Meanwhile, Martí et al. (2013) argue that such zone represents the magma chamber collapsed during the syn-caldera stage, intruded by post-caldera magmas and affected by an intense hydrothermalism. The magnetotelluric model by Pedrera et al. (2011) describes a large zone compatible with melt intrusion at 7–9 km depth, in agreement with the geothermobarometric calculations on the post-caldera samples.

Source of the magma

All the studied rocks share a common subduction fingerprint according to their enrichments in K, Rb and Ba, to the negative Nb-Ta anomalies relative to the NMORB composition and to the Th/Yb enrichment over the mantle array. These characteristics are common to all the magmatism of the Bransfield Basin (Weaver et al., 1979; Keller et al., 1992, 2002; Puga et al., 2004).

The enrichment in Zr (and Hf) is greater for the post-caldera normalised patterns than for most magmatic rocks in the Bransfield Basin. Moreover, the Nb-Ta negative anomalies and the Th/Yb enrichment are smaller in Deception Island. Finally, Sr/Y ratios are significantly lower in Deception samples. It follows that the influence of the subducting slab is lower in Deception Island and, in general, decreases to the SW of the Bransfield Basin (Keller et al., 1992, 2002), because Deception Island is located near to the southeastward prolongation

of the active subduction tip. This hypothesis is in agreement with a greater involvement of NMORB mantle in the genesis of the magmas in the south-western part of the Bransfield Strait, as revealed by isotopic studies (Keller et al., 1992).

The Zr- and Y-enrichment in post-caldera rocks is similar to some fractionated rocks from the Bransfield magmatism. These enrichments can be explained by accumulation of accessory minerals like zircon or apatite. These minerals are usually La- and Ce-rich (e.g. Watson and Green, 1981; Fujimaki, 1986) and this may explain the La-Ce enrichment of these rocks. However, these elements are not fractionated from dacites to rhyolites. The post-caldera rocks are SiO₂-enriched over the pre-caldera rocks and most of the Bransfield Basin magmatic rocks. Together, the SiO₂-, La-, Ce-, Zr- and Y-enrichments in the post-caldera rocks may indicate the involvement of crustal contamination in the genesis of these magmas. This hypothesis is compatible with a thicker continental crust in the south-western part of the Bransfield Basin (Muñoz-Martín et al., 2005) and a smaller extension in this area as proposed by Galindo-Zaldívar et al. (2004).

Conclusions

We have studied the petrology, mineralogy and geochemistry of the post-caldera stages in Deception Island. For comparison, a pre-caldera rock has also been studied. The pre-caldera rock is a basaltic andesite with a microporphyritic texture defined by microphenocrysts of plagioclase and clinopyroxene in a fine-grained groundmass. The post-caldera rocks belong to lava flows, dikes and the youngest historic eruption in 1970. These rocks range from dacite to rhyolite and have a microporphyritic texture with microphenocrysts of plagioclase, olivine and minor clinopyroxene.

All the studied compositions share a subduction-related signature similar to other magmatic rocks from the Bransfield Basin. However, compositional differences between pre-caldera and post-caldera rocks indicate a different magma source and depth of crystallisation. Specifically, the post-caldera magmas indicate a smaller influence of the subducting slab in the south-western part of the Bransfield Basin as well as the involvement of crustal contamination in the genesis of the magmas. These data are compatible with the situation of Deception Island, close to the south-western end of Bransfield back-arc Basin.

Introducción

La región austral de la Cuenca de Bransfield representa uno de los raros casos de evolución magmática de una cuenca de tras-arco dentro de un contexto geodinámico asociado a subducción actualmente poco activa (Fretzdorff *et al.*, 2004). Se han planteado dos modelos evolutivos para explicar su origen. El primero lo relaciona con la extensión pasiva ligada al efecto de "roll-back" de la lamina subducente de la antigua Placa Phoenix (Smellie *et al.*, 1984; Maldonado *et al.*, 1994; Lawer *et al.*, 1995, 1996; Galindo-Zaldívar *et al.*, 2004). De acuerdo con este modelo, la cuenca extensional asociada migraría hacia el noroeste. Esta expansión cesaría hace 4 Ma., cuando finalizó la apertura del Paso de Drake, dando lugar a que la antigua Placa Phoenix pasase a formar parte de la Placa Antártica (Barker, 1982). Sin embargo, el análisis de mecanismos focales de terremotos (Pelayo y Wiens, 1989) y la información obtenida del estudio de perfiles sísmicos de reflexión multicanal migrados, realizados a través de la Fosa de las Shetland del Sur (Larter, 1991; Maldonado *et al.*, 1994) proporcionan evidencias que apoyan que la subducción a lo largo del margen septentrional de las Shetland del Sur ha seguido siendo activa hasta la actualidad. Por lo tanto, la finalización de la expansión oceánica de la Placa Phoenix no supone la terminación de los procesos de

subducción, ya que la corteza oceánica más antigua y densa de la antigua Placa Phoenix sigue hundiéndose bajo el Bloque de las Shetland del Sur hasta el presente, debido a su propio peso. La segunda hipótesis plantea la formación y evolución dinámica de la Cuenca de Bransfield debida a un régimen transtensivo asociado al movimiento relativo de las placas Scotia y Antártica (González-Casado *et al.*, 2000; Giner-Robles *et al.*, 2003). Sin embargo, otros autores plantean que ambos modelos pueden haber actuado simultáneamente y que el desarrollo de la Cuenca de Bransfield sea, por lo tanto, el resultado de la subducción por el hundimiento de la antigua Placa Phoenix bajo la Placa Antártica así como por el movimiento transcurrente sinistrorso entre ambas placas (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2004; Maestro *et al.*, 2007; Solari *et al.*, 2008).

Dentro de este contexto tectónico, en la Cuenca de Bransfield ha tenido lugar una importante actividad ígnea que queda patente en el desarrollo de un eje magmático constituido por varios edificios volcánicos (Gràcia *et al.*, 1996; Catalán *et al.*, 2013), algunos de los cuales tienen reflejo por encima de la superficie del mar, como es el caso de las islas Bridgeman, Penguin en el sector NE y la Isla Decepción en el sector SO de la cuenca (Weaver *et al.*, 1979). De ellas, la Isla Decepción constituye el volcán más activo en la región de la Península Antártica, con erupciones bien documentadas en los

años 1967, 1969 y 1970 y otras anteriores (Smellie and López-Martínez, 2002). Su morfología es relacionada, por varios autores, con el colapso de la parte central de un estratovolcán causado por fallas concéntricas (Barker *et al.*, 1975; Birkenmajer, 1992, entre otros). Sin embargo, estudios geofísicos han mostrado que el patrón de anomalías gravimétricas y magnéticas no se relacionan con una geometría circular sino que se alinean según direcciones preferentes NO-SE y NE-SO (Ortiz *et al.*, 1992; Carbó *et al.*, 2001; Muñoz-Martín *et al.*, 2005). Estas direcciones determinadas por los campos potenciales coinciden con una alta densidad de fracturas submarinas descritas en la zona central de Puerto Foster (Rey *et al.*, 1995), que se prolongan en la zona emergida de la Isla Decepción (González-Casado *et al.*, 1999; Smellie and López-Martínez, 2000; Maestro *et al.*, 2007). Además estas direcciones coinciden con la orientación que algunos autores plantean que tuvo que tener la cámara magmática determinada a partir de métodos geofísicos: orientación NO-SE a partir de datos magnéticos y gravimétricos (Muñoz-Martín *et al.*, 2005) y de acuerdo con datos de tomografía sísmica (Ben-Zvi *et al.*, 2009; Zandomenighi *et al.*, 2009) u orientación NE-SO según modelos magnetotélúricos 3D (Pedrera *et al.*, 2011).

Desde el punto de vista litológico las rocas volcánicas cuaternarias de la Isla Decepción incluyen un conjunto de términos que varían de básicos (basaltos) a ácidos (riolitas) y que, cronológicamente, se ordenan en: 1) depósitos anteriores y simultáneos al colapso de la caldera (materiales pre- y sin-caldera) y 2) depósitos posteriores al colapso de la caldera (materiales post-caldera). Dentro de éstos últimos se incluyen también los productos del vulcanismo histórico (S. XIX y XX) de carácter fisural: diques y conos volcánicos recientes (Barker *et al.*, 1975; Smellie and López-Martínez, 2000; Smellie, 2002). Los estudios

petrológicos previos destacan la presencia de un amplio rango de términos petrológicos (Weaver *et al.*, 1979; Keller *et al.*, 1992; Puga *et al.*, 2004). Su caracterización completa no ha sido abordada en profundidad, salvo en el caso de la etapa sin-caldera (Martí *et al.*, 2013), resultando la mayoría de los estudios incompletos al considerar de forma exclusiva los términos básicos (e.g. Weaver *et al.*, 1979; Puga *et al.*, 2004), dejando de lado las rocas intermedias y ácidas, predominantes en la etapa post-caldera.

Así este trabajo tiene por objeto caracterizar las rocas representativas de los materiales post-caldera de la Isla Decepción, con el doble objetivo de completar la información sobre la variedad de términos petrológicos que constituyen la isla y, a partir de análisis geoquímicos, proponer un modelo petrogenético para explicar el origen del magma, contextualizado dentro del eje de expansión de la Cuenca de Bransfield. De forma secundaria, se muestrea también una roca de los materiales pre-caldera a efectos de comparación.

Geología de la Isla Decepción

Smellie and López-Martínez (2000) diferencian y cartografían dos grupos principales de materiales: Grupo Port-Foster (pre-caldera) y Grupo Mount Pond (post-caldera). Dentro del primer grupo, se reconocen, en orden cronológico: (1) Fm. Fumarole Bay, (2) Fm. Basaltic Shield y (3) Fm. Yellow Tuff (más recientemente asignada a la etapa sin-caldera como Fm. Outer Coast Tuff; Martí *et al.*, 2013). Por otro lado, dentro de los materiales post-caldera se reconocen (4) Fm. Baily Head y (5) Fm. Pendulum Cove. Ésta última incluye a los centros eruptivos del vulcanismo fisural reciente.

Los materiales pre-caldera (Fm. Fumarole Bay y Fm. Basaltic Shield) están representados por varias

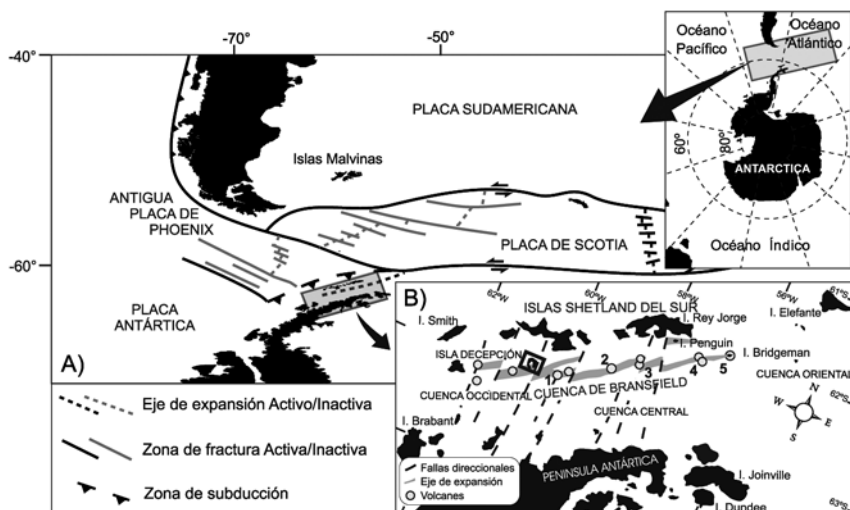


Figura 1. Situación y contexto geológico de la Isla Decepción y de la Cuenca de Bransfield. (modificado de Grad *et al.*, 1992; Barker y Austin, 1994; Rey *et al.*, 1995; Maestro *et al.*, 2007). Vulcanismo submarino: 1) Axe; 2) Three sisters; 3) Orca; 4) Hook Ridge; 5) Bridgeman Rise.

Figure 1. Geological context of Deception Island and the Bransfield Strait (modified from Grad *et al.*, 1992; Barker and Austin, 1994; Rey *et al.*, 1995; Maestro *et al.*, 2007). Submarine volcanic seamounts: 1) Axe; 2) Three sisters; 3) Orca; 4) Hook Ridge; 5) Bridgeman Rise.

sucesiones de depósitos hidrovolcánicos, coladas de lava y escorias estrombolianas que constituyen el basamento de la isla. Los materiales sin-caldera (Fm. Yellow Tuff) son depósitos piroclásticos (tobas) relacionados con la formación de la caldera. Por su parte, los depósitos post-colapso incluyen tefras hidrovolcánicas (Fm. Baily Head) y coladas dacíticas, tobas y depósitos de tipo "maar" correspondientes a los diques y centros eruptivos recientes (Fm. Pendulum Cove) (Martí and Baraldo, 1990; Smellie and López-Martínez, 2000; Smellie, 2001, 2002; Martí *et al.*, 2013).

Material y métodos

El estudio petrológico de las rocas volcánicas de la Isla Decepción se ha realizado a partir de doce muestras recogidas sobre el terreno, que son representativas de los materiales post-caldera que se reconocen en la isla, así como una muestra de la etapa pre-caldera (Fig. 2). En este trabajo se ha empleado la nomenclatura litoestratigráfica de Smellie and López-Martínez (2000) and Smellie (2001, 2002), utilizando la cartografía geológica elaborada por dichos autores para situar las muestras estudiadas.

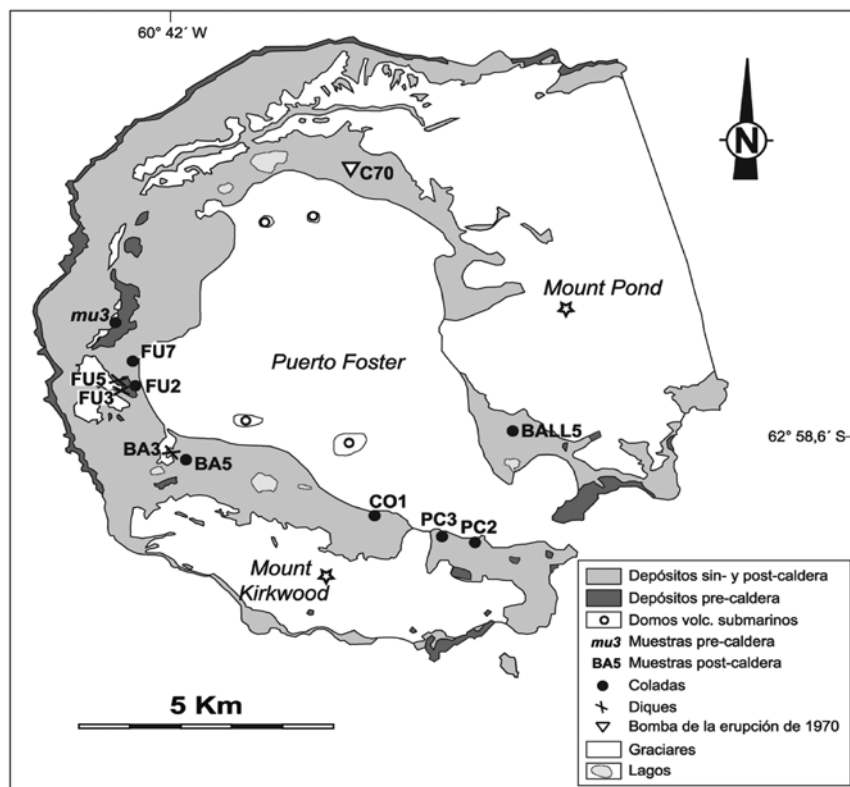
De todas las muestras estudiadas, ocho corresponden a coladas. La única muestra de los materiales pre-colapso (MU3) pertenece a una colada de la Fm. Basaltic Shield

(Fig. 3B). Las siete muestras de coladas restantes (FU2, FU7, BA5, CO1, PC2, PC3 y BALL5) pertenecen a unidades posteriores al colapso de la caldera. Incluyen muestras de la Fm. Baily Head (FU2, FU7, BA5, CO1 y BALL5) (Fig. 3C) y de la base de la Fm. Pendulum Cove (PC2 y PC3) (Fig. 3D). Las muestras restantes pertenecen al vulcanismo fisural, más reciente. Tres muestras (FU3, FU5 y BA3) proceden de diques posteriores al principal colapso de la caldera que muestran una disposición subvertical y espesores variables de escala decimétrica (Fig. 3E). La última muestra estudiada (C70) corresponde a una bomba volcánica de la erupción del año 1970 (Fig. 3F).

El estudio petrográfico y de composición mineral se ha realizado a partir de láminas delgado-pulidas de 30 μm de espesor, de cada muestra, en el *Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros* de la Universidad de Zaragoza. Los análisis de elementos mayores en minerales fueron obtenidos utilizando una microsonda electrónica JEOL Superprobe JXA-8900M equipada con 5 espectrómetros de dispersión de longitud de onda, en el *Centro Nacional de Microscopía Electrónica* de la Universidad Complutense de Madrid. Las condiciones de trabajo fueron una corriente de imagen de 20 nA, una energía de activación de 15 kV, un tiempo de contaje de 10 s y un haz de 5 μm de diámetro. Los datos analíticos fueron corregidos mediante un procedimiento ZAF - número atómico (Z), absorción (A) y fluorescencia (F) - incorporado en la propia microsonda.

Figura 2. Esquema geológico simplificado de la Isla Decepción (modificado de Smellie and López-Martínez, 2000) y situación de las muestras estudiadas.

Figure 2. Simplified geological map of Deception Island (modified from Smellie and López-Martínez, 2000) including sampling sites.



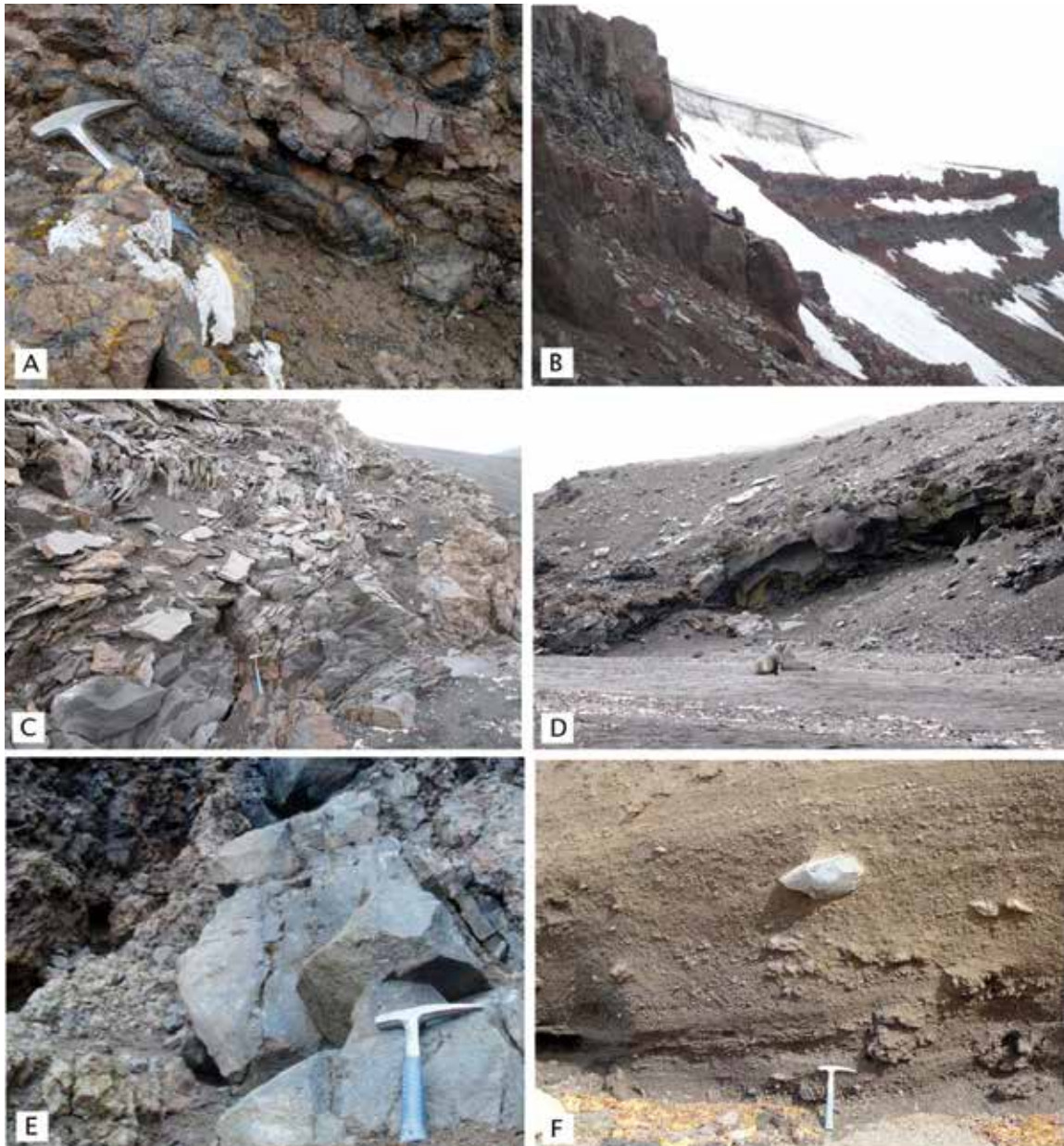


Figura 3. Aspectos de campo de los depósitos volcánicos de la Isla Decepción. A) Aglomerado piroclástico post-caldera en la estación FU2. B) Colada pre-caldera de la estación MU3. C) Colada post-caldera foliada y diaclasada de la estación CO1. D) Colada post-caldera inclinada de la estación PC2. E) Dique subvertical post-caldera. Estación FU3. F) Aglomerado piroclástico post-caldera en la estación MU4.

Figure 3. Field photographs of the volcanic materials of Deception Island. A) Post-caldera pyroclastic agglomerate at sampling site FU2. B) Pre-caldera lava flow at sampling site MU3. C) Post-caldera foliated lava flow at sampling site CO1. D) Post-caldera dipping lava flow at the sampling site PC2. E) Post-caldera sub-vertical dike. Sampling site FU3. F) Post-caldera pyroclastic agglomerate at sampling site MU4.

El tratamiento de los datos analíticos ha sido llevado a cabo mediante hojas de cálculo diseñadas ad-hoc. Los cálculos geotermobarométricos han sido realizados a partir de las calibraciones desarrolladas por Putirka (2008) para equilibrios olivino-líquido, clinopiroxeno-líquido, plagioclasa-líquido y el par ortopiroxeno-clinopiroxeno. Las abreviaturas minerales

empleadas están de acuerdo con las recomendaciones de Whitney and Evans (2010).

Las muestras para el análisis geoquímico de roca total fueron trituradas con una machacadora de mandíbulas de acero enriquecido en manganeso y molidas con molino de ágata en el *Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros* de la Universidad

de Zaragoza. Los análisis de elementos mayores y traza se realizaron mediante ICP-MS en el *Laboratorio IBERCRON* de la Universidad del País Vasco siguiendo el procedimiento analítico descrito en García de Madinabeitia *et al.* (2008). Los límites de detección fueron inferiores a 0.01% en el caso de los elementos mayores e inferiores a 0.1 ppm en el caso de los elementos traza, excepto en el Ni y el Cr, que fueron de 10 y 2 ppm, respectivamente.

Resultados

Petrografía, química mineral y termobarometría

Todas las muestras estudiadas corresponden a términos intermedios y ácidos. El resumen de la composición de las fases minerales analizadas se muestra en la Tabla 1.

La roca pre-caldera estudiada tiene textura micro-lítica a ligeramente microporfídica (Fig. 4A), definida

por aislados microfenocristales de plagioclasa (Pl) y clinopiroxeno (Cpx), inmersos en una mesostasia de grano fino rica en Pl y minerales opacos (Opq); contiene vacuolas. El Cpx tiene una composición de augita y varía de $En_{45}Wo_{44}Fs_{11}$ en el centro de los microfenocristales a $En_{43}Wo_{39}Fs_{18}$ en las zonas de borde. Presenta enriquecimiento moderado en TiO_2 (de centro a borde: 0.68–2.02 %) y un descenso en CaO (de centro a borde: 21.69–19.32 %). Algunos microfenocristales presentan un zonado oscilatorio. La composición del núcleo de los fenocristales sugiere unas condiciones de cristalización de 1199 °C y 5.1 Kbar obtenidas mediante el equilibrio clinopiroxeno-líquido de Putirka (2008). La Pl tiene composición de labradorita, correspondiente a una variación en la molécula de anortita de $An_{64}-An_{50}$. Su contenido en K_2O es bajo (ortosa < 1%). La temperatura de cristalización de la Pl obtenida para el equilibrio plagioclasa-líquido es menor a la del Cpx (1121 °C). Finalmente, los Opq tienen composición de ilmenita y titanomagnetita.

Mineral	OI	OI	OI	OI	OI	OI	OI
Grupo	Post	Post	Post	Post	Post	Post	Post
Roca	Dac	Dac	Rio	Rio	Dique	Dique	1970
Zona	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro
SiO ₂	39.27	35.12	34.22	33.84	37.83	37.12	37.20
TiO ₂	0.05	0.01	0.06	0.00	0.05	0.14	0.04
Al ₂ O ₃	0.01	0.11	0.01	0.01	0.05	0.03	0.00
Cr ₂ O ₃	0.04	0.00	0.05	0.05	0.02	0.00	0.02
MgO	45.74	22.25	19.06	17.45	39.25	36.19	33.92
FeO(t)	13.75	41.58	47.05	48.02	23.63	25.34	28.92
NiO	0.12	0.02	0.00	0.07	0.06	0.03	0.00
MnO	0.14	0.57	0.69	0.72	0.17	0.23	0.43
CaO	0.28	0.28	0.21	0.23	0.29	0.29	0.11
Na ₂ O	0.00	0.04	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Total	99.41	0.02	101.36	100.40	101.36	99.38	100.68
Si	0.99	1.01	1.00	1.00	0.98	0.99	0.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.72	0.95	0.83	0.77	1.51	1.44	1.35
Fe	0.29	1.00	1.15	1.19	0.51	0.56	0.65
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Total	3.01	2.98	3.00	3.00	3.02	3.01	3.00
Fo	86	49	42	39	75	72	68
Fa	14	51	58	61	25	28	32

Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Opx
Grupo	Pre	Pre	Post	Post	Post	Post
Roca	And	And	Dique	Dique	1970	Dique
Zona	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Centro
SiO ₂	51.87	47.74	52.01	51.37	51.34	54.48
TiO ₂	0.68	2.02	0.76	1.25	0.70	0.38
Al ₂ O ₃	2.15	4.87	2.37	3.03	1.44	1.03
Cr ₂ O ₃	0.03	0.04	0.02	0.04	0.00	0.02
MgO	15.85	13.90	16.76	12.50	15.86	27.49
FeO(t)	6.58	8.72	6.15	12.27	9.11	15.53
NiO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
MnO	0.13	0.28	0.00	0.10	0.43	0.15
CaO	21.55	20.22	22.22	17.58	20.27	1.93
Na ₂ O	0.28	0.43	0.32	0.81	0.22	0.04
K ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.30	0.01	0.00
Total	99.20	98.30	100.62	99.33	99.43	101.05
Si	1.92	1.80	1.89	1.94	1.91	1.94
Al ^{IV}	0.08	0.20	0.10	0.06	0.06	0.04
Al ^{VI}	0.02	0.02	0.00	0.07	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.04	0.09	0.10	0.00	0.09	0.06
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.02	0.06	0.02	0.04	0.02	0.01
Mg	0.88	0.78	0.91	0.70	0.88	1.46
Fe ²⁺	0.16	0.19	0.09	0.39	0.19	0.41
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	0.86	0.82	0.87	0.71	0.81	0.07
Na	0.02	0.03	0.02	0.06	0.02	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	4.00	3.99	4.00	4.00
En	45	42	46	39	44	73
Fs	11	15	10	22	15	23
Wo	44	43	44	39	41	4
mg*	81	73	83	64	75	76

Mineral	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI
Grupo	Pre	Pre	Post	Post	Post	Post	Post
Roca	And	And	Dac	Rio	Rio	Dique	1970
Zona	Centro	Borde	Centro	Centro	Borde	Centro	Centro
SiO ₂	50.88	55.24	48.03	57.04	62.97	49.96	54.79
TiO ₂	29.84	27.39	32.40	27.08	23.09	30.51	27.42
Al ₂ O ₃	0.05	0.15	0.05	0.06	0.06	0.07	0.12
Cr ₂ O ₃	0.02	0.05	0.03	0.00	0.04	0.03	0.05
MgO	0.09	0.05	0.05	0.00	0.01	0.12	0.08
FeO(t)	0.56	0.74	0.73	0.24	0.29	0.57	0.50
NiO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00

CaO	13.37	10.63	16.24	9.45	4.52	14.83	10.51
Na ₂ O	4.15	5.84	2.49	6.53	9.22	3.12	5.79
K ₂ O	0.08	0.26	0.05	0.13	0.39	0.03	0.12
Total	99.04	100.36	100.07	100.54	100.58	99.35	99.42
Si	2.34	2.50	2.21	2.55	2.78	2.30	2.49
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.62	1.46	1.76	1.43	1.20	1.66	1.47
Mg	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Fet	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.66	0.51	0.80	0.45	0.21	0.73	0.51
Na	0.37	0.51	0.22	0.57	0.79	0.28	0.51
K	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01
Total	5.03	5.03	5.02	5.02	5.02	5.00	5.02
An	64	49	78	44	21	72	50
Ab	36	49	22	55	77	27	50
Or	0	2	0	1	2	1	0

Tabla 1. Composición de las principales fases minerales componentes de las rocas estudiadas. La fórmula estructural del olivino ha sido calculada a 4 oxígenos equivalentes. La fórmula estructural del piroxeno ha sido calculada a 6 oxígenos equivalentes; el contenido de Fe²⁺ y Fe³⁺ ha sido calculado a partir del algoritmo de Droop (1987). La fórmula estructural de la plagioclasa ha sido calculada a 8 oxígenos equivalentes. Situación de las muestras indicada en la Figura 2.

Table 1. Selected composition of the main mineral phases of the studied samples. Structural formula of olivine calculated on the basis of 4 oxygens. Structural formula of pyroxene calculated on the basis of 6 oxygens; Fe²⁺ and Fe³⁺ content calculated following the Droop algorithm (1987). Structural formula of plagioclase calculated on the basis of 8 oxygens. Location of the samples in Figure 2.

Las rocas post-caldera estudiadas son microlíticas a microporfídicas con microfenocristales aislados de Pl y olivino (Ol), dentro de una matriz rica en Pl y Opq (Fig. 4B). Los términos más ácidos presentan cierta textura

traquítica con alineación de microlitos de plagioclasa. En las coladas de las unidades post-caldera, el Ol muestra una zonación normal y su composición varía de Fo₈₅-Fo₄₉ en las dacitas y de Fo₄₂-Fo₃₉ en las riolitas. En los diques

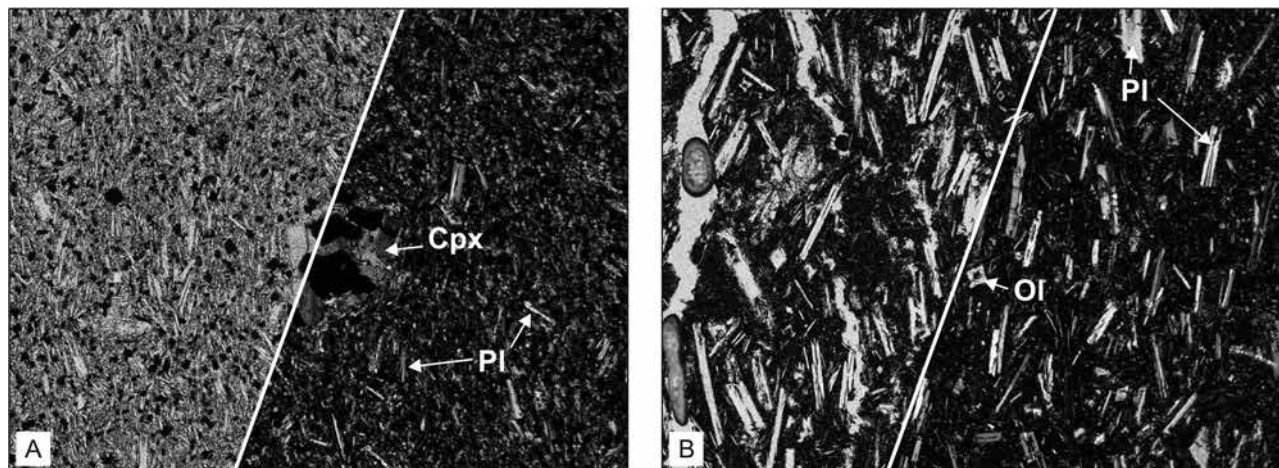


Figura 4. Microfotografías de las rocas estudiadas (a la izda. en nicols paralelos y a la dcha. nicols cruzados). A) Textura microporfídica en una muestra de roca pre-caldera. B) Textura microporfídica en una muestra de roca post-caldera.

Figure 4. Microphotographs of the studied rocks (left: parallel polars; right: cross polars). A) Microporphyritic texture of a Pre-caldera sample. B) Microporphyritic texture of a Post-caldera sample.

post-caldera, el OI apenas está zonado y varía de Fo_{75} – Fo_{72} . Las temperaturas de cristalización obtenidas a partir de la composición de los núcleos de los microfenocristales, mediante el algoritmo de equilibrio olivino-líquido de Putirka (2008), son: 1185 °C en el caso de los OI de las dacitas (Fo_{85}), 916 °C en el caso de los OI de las riolitas (Fo_{42}) y 1098 °C en el caso de los que aparecen en los diques.

El Cpx está ausente en las coladas y en los diques se identifican microfenocristales de augita. Los microfenocristales tienen una composición $En_{46}Wo_{44}Fs_{10}$ que pasa a $En_{39}Wo_{39}Fs_{22}$ en las zonas de borde de cristal. De centro a borde se observan enriquecimientos en TiO_2 (hasta 2.21 %) y Na_2O (hasta 0.81 %). La temperatura de cristalización calculada según el equilibrio clinopiroxeno-líquido (Putirka, 2008) para los núcleos de los microfenocristales es de 1083 °C. Para esa temperatura, ha sido posible obtener una presión de cristalización de 2.4 Kbar. Además, en un cristal de uno de los diques (FU3) se ha encontrado Cpx con exsoluciones de ortopiroxeno (Opx) cuya composición es de $En_{73}Wo_4Fs_{23}$. Ambos piroxenos ofrecen un rango corto de temperaturas (997–1011 °C) y de presiones (2.3–2.6 Kbar) de equilibrio, calculadas empleando la calibración Opx-Cpx de Putirka (2008).

La PI de las coladas también muestra diferencias entre la bytownita y labradorita de las dacitas (An_{79} – An_{50}) a la andesina y oligoclasa de las riolitas (An_{44} – An_{21}). Las temperaturas de inicio de la cristalización de la PI en estas rocas, estimadas con el equilibrio plagioclasa-líquido de Putirka (2008), son de 924 °C en el caso de las dacitas y 697 °C en el caso de las riolitas. En los diques, la composición de la PI abarca un rango muy amplio, desde bytownita a oligoclasa (An_{72} – An_{24}); en los términos más ricos en Na_2O hay un ligero enriquecimiento en K_2O que no supera en ningún caso el 3% de

la molécula de ortosa. Su temperatura de cristalización obtenida es similar a la de las dacitas (920 °C).

Finalmente, en la muestra de la erupción de 1970 se reconoce Cpx de tipo augita escasamente zonado ($En_{44}Wo_{41}Fs_{15}$) que presenta un ligero enriquecimiento en TiO_2 (0.70–1.14 %), Al_2O_3 (1.44–2.70 %) y Na_2O (0.22–0.34 %). El OI es minoritario y tampoco está zonado (Fo_{68} – Fo_{67}). La PI es de composición andesina y presenta un rango más amplio de variación que los minerales ferromagnesianos (An_{50} – An_{39}). En este caso, las temperaturas de cristalización obtenidas por los equilibrios mineral-líquido de Putirka (2008) han sido: 1040 °C para el OI, 1090 °C para el Cpx y 983 °C para la PI. En el caso del Cpx se ha obtenido, también, una presión de 2.4 Kbar.

Variaciones en elementos mayores y traza

Los análisis de elementos mayores y traza se indican en la Tabla 2. La muestra más antigua estudiada –pre-caldera– (MU3), se clasifica como andesita basáltica (Fig. 5A) dentro del diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986) y coincide con la mayoría de las composiciones muestreadas por autores anteriores en la Isla Decepción (Weaver *et al.*, 1979; Keller *et al.*, 1992; Puga *et al.*, 2004). Las rocas post-caldera se clasifican como dacitas y riolitas (Fig. 5A) y presentan un menor contenido en álcalis. La muestra pre-caldera se alinea en la serie calcoalcalina de contenido medio en K_2O mientras que las rocas post-caldera se disponen en el campo de las rocas subalcalinas toleíticas de la serie pobre en K_2O (Fig. 5B). Empleando elementos inmóviles, todas las rocas estudiadas se incluyen dentro de la serie calcoalcalina (Fig. 5C).

Grupo	Pre	Post	Post	Post	Post	Post	Post	Post	Post	Post	Post	Post
Unidad	Bas.S.	Bai.H.	Bai.H.	Bai.H.	Bai.H.	Bai.H.	Pen.C.	Pen.C.	Dique	Dique	Dique	1970
Muestra	MU3	FU7	FU2	BA5	BALL5	CO1	PC2	PC3	BA3	FU3	FU5	C70
SiO_2	53.29	63.38	63.68	64.54	82.45	82.53	76.30	62.59	65.32	67.18	64.81	71.34
TiO_2	4.85	2.02	1.59	3.03	0.78	0.69	3.61	7.21	3.07	2.48	2.76	2.20
Al_2O_3	15.41	3.79	4.71	4.24	4.70	4.71	3.49	3.81	3.83	4.10	3.83	4.97
$Fe_2O_{3(t)}$	9.20	7.07	5.69	9.94	4.28	3.71	6.35	8.72	10.29	8.40	8.21	7.01
MnO	0.16	0.13	0.10	0.17	0.13	0.12	0.17	0.16	0.18	0.15	0.15	0.15
MgO	3.56	8.03	6.55	4.82	0.84	0.69	1.70	4.28	4.92	5.07	4.80	3.30
CaO	7.07	11.83	11.75	8.31	2.33	2.20	4.36	8.40	8.67	9.06	8.90	6.21
Na_2O	4.55	2.05	2.55	2.30	2.55	2.56	1.85	2.03	2.08	2.22	2.08	2.69
K_2O	0.68	0.36	0.21	0.43	1.49	1.53	1.31	0.61	0.43	0.42	0.44	0.73
P_2O_5	0.29	0.38	0.30	0.48	0.18	0.19	0.48	0.49	0.49	0.39	0.62	0.47

LOI	0.56	0.27	2.44	0.56	0.01	0.00	0.13	0.59	0.04	0.11	1.65	0.18
Total	99.62	99.31	99.57	98.82	99.74	98.93	99.75	98.89	99.32	99.58	98.25	99.25
Mg#	47	72	72	52	31	30	38	53	52	58	57	52
Rb	9	5	3	8	34	36	23	10	8	8	11	16
Sr	345	513	552	452	162	149	307	458	462	415	433	404
Ba	40	65	77	103	261	247	240	138	108	99	127	158
Sc	23	20	21	19	33	35	25	19	19	22	21	24
V	223	543	491	873	16	4	97	708	912	694	733	389
Cr	6	92	97	3	<DL	<DL	3	4	<DL	<DL	3	<DL
Co	23	71	21	77	3	2	6	21	80	39	22	14
Ni	<DL	24	35	16	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL
Y	36.7	99.1	66.0	158.9	230.1	223.3	167.6	102.3	162.5	132.4	145.6	174.2
Nb	7.4	9.6	7.5	10.8	20.8	20.9	15.4	8.8	10.7	7.7	9.6	14.4
Ta	0.6	0.7	0.5	0.9	1.6	1.6	1.0	0.6	0.9	0.6	0.7	1.1
Zr	217	509	427	780	1859	1802	1142	546	795	649	633	1070
Hf	4.78	3.11	2.54	4.71	11.15	10.96	9.19	4.48	4.9	4.11	4.11	6.25
U	0.47	0.34	0.28	0.46	1.49	1.45	1.15	0.56	0.48	0.42	0.41	0.78
Th	1.48	0.9	0.87	1.44	5.03	5.01	3.81	1.78	1.49	1.34	1.38	2.54
La	12.52	27.57	8.84	42.16	80.01	74.20	67.19	35.56	44.35	31.20	38.89	53.97
Ce	23.32	76.66	69.23	120.21	214.18	199.42	107.87	58.97	126.14	89.88	110.29	146.43
Pr	4.70	4.08	3.42	5.83	22.89	21.53	25.09	5.51	6.06	4.76	5.95	7.02
Nd	20.89	17.54	14.48	25.70	38.01	36.94	38.83	23.43	26.65	20.88	26.04	29.27
Sm	5.36	4.37	3.55	6.56	8.75	8.48	8.99	5.76	6.80	5.41	6.53	7.01
Eu	1.58	1.48	1.20	2.13	2.04	1.96	2.32	1.78	2.20	1.79	2.09	2.06
Gd	5.22	4.41	3.54	6.72	8.63	8.47	8.72	5.71	6.97	5.56	6.65	7.05
Tb	0.99	0.78	0.62	1.20	1.60	1.55	1.62	1.05	1.25	1.00	1.15	1.25
Dy	6.25	4.78	3.81	7.41	10.16	9.84	10.03	6.34	7.68	6.22	7.03	7.71
Ho	1.30	0.98	0.78	1.52	2.16	2.09	2.11	1.31	1.57	1.29	1.43	1.61
Er	3.70	2.81	2.24	4.35	6.58	6.38	6.28	3.79	4.50	3.71	4.09	4.70
Tm	0.57	0.42	0.33	0.64	1.03	1.00	0.97	0.57	0.66	0.55	0.60	0.71
Yb	3.57	2.67	2.12	4.00	6.78	6.64	6.22	3.61	4.14	3.54	3.78	4.55
Lu	0.54	0.39	0.31	0.59	1.03	1.01	0.95	0.54	0.62	0.53	0.56	0.68
(La/Sm) _N	1.46	3.94	1.56	4.02	5.72	5.47	4.67	3.86	4.08	3.60	3.72	4.81
(Gd/Yb) _N	1.17	1.32	1.34	1.34	1.02	1.02	1.12	1.27	1.35	1.26	1.41	1.24

Tabla 2. Composición geoquímica de roca total de las muestras estudiadas. Situación de las muestras indicada en la Figura 2. Elementos mayores expresados como porcentaje en peso del óxido y elementos traza expresados en partes por millón (ppm). <LD: por debajo del límite de detección. Bas.S.: Fm. Basaltic Shield; Bai.H.: Fm. Bailey Head; Pen.C.: Fm. Pendulum Cove.

Table 2. Whole rock composition of the studied rocks. Location of the samples in Figure 2. Major elements expressed as weight percent of oxides and trace elements expressed as ppm. <LD: below detection limit. Bas.S.: Basaltic Shield Fm.; Bai.H.: Bailey Head Fm.; Pen.C.: Pendulum Cove Fm.

La muestra pre-caldera de la colada de la Fm. Basaltic Shield es una roca moderadamente evolucionada, tal como sugiere su contenido en MgO de 3.56 % y el valor de Mg# de 47 (siendo $Mg\# = 100 \times \% MgO / (\% MgO + \% FeO)$ y $\% FeO = 0.9 \times \% Fe_2O_3$), con cuarzo

y plagioclasa normativos (5% y 59% respectivamente, Tabla 2). En el caso de las unidades post-caldera estudiadas, predominan las rocas ligeramente evolucionadas (MgO: 4.28 – 5.07 % y Mg#: 58 – 52) que se corresponden con dacitas de algunas de las coladas

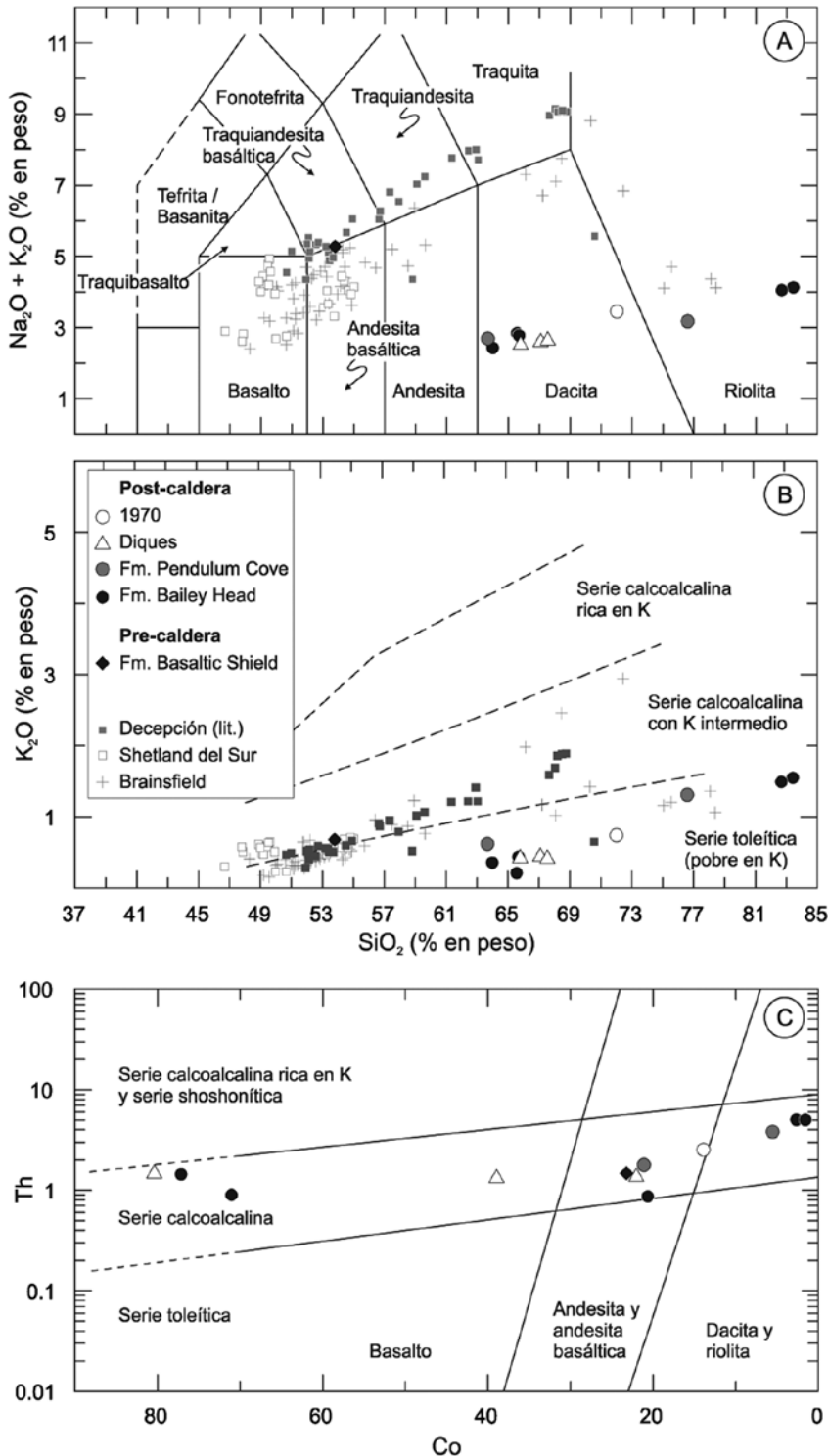


Figura 5. A) Diagrama de clasificación TAS (Le Bas *et al.*, 1986) de las rocas estudiadas. B) Diagrama SiO_2 vs K_2O de las rocas estudiadas. Composiciones de las Islas Shetland del Sur y del magmatismo de la Cuenca de Bransfield tomadas de Weaver *et al.* (1979) y Keller *et al.* (1992, 2002) y C) Diagrama Th vs Co de las rocas estudiadas (Hastie *et al.*, 2007).

Figure 5. A) TAS classification diagram (Le Bas *et al.*, 1986). B) SiO_2 vs K_2O diagram of the studied rocks. Compositions of the South Shetland Islands and Bransfield Strait submarine volcanism are from Weaver *et al.* (1979) and Keller *et al.* (1992, 2002). C) Th vs Co diagram of the studied rocks (Hastie *et al.*, 2007).

menos evolucionados corresponden a las riolitas de la Fm. Bailey Head (MgO: 0.84–0.69 % y Mg#: 30) y a una de las dacitas de la Fm. Pendulum Cove (MgO: 1.70 % y Mg#: 38); se trata de las rocas más ricas en cuarzo normativo (55–60%, Tabla 2). La roca correspondiente a la erupción de 1970 es, de nuevo, moderadamente

evolucionada, con un MgO de 3,30 %, un Mg# de 52 y una mineralogía normativa similares a los diques muestreados del sistema fisural (Tabla 2).

La variación de los elementos mayores con respecto al contenido en MgO (Fig. 6) evidencia que las rocas estudiadas se agrupan en una "suite" común, con

la excepción de la muestra de la Fm. Basaltic Shield. Así, con el aumento en MgO, se observa un empobrecimiento en SiO₂ y K₂O, un enriquecimiento en CaO, mientras que el Al₂O₃ y el Na₂O permanecen constantes (Fig. 6). TiO₂, Fe₂O₃ y P₂O₅ presentan una distribución quebrada, con una pendiente positiva hasta valores de MgO 5% y una pendiente negativa para valores

superiores a 5%. Por otra parte, la muestra de la Fm. Basaltic Shield presenta diferencias en SiO₂, Al₂O₃, Na₂O y K₂O y, de hecho, es semejante al conjunto de rocas básicas e intermedias estudiadas por autores previos (Fig. 5).

En cuanto a los elementos traza, se observa una disminución tanto de los elementos litófilos de radio

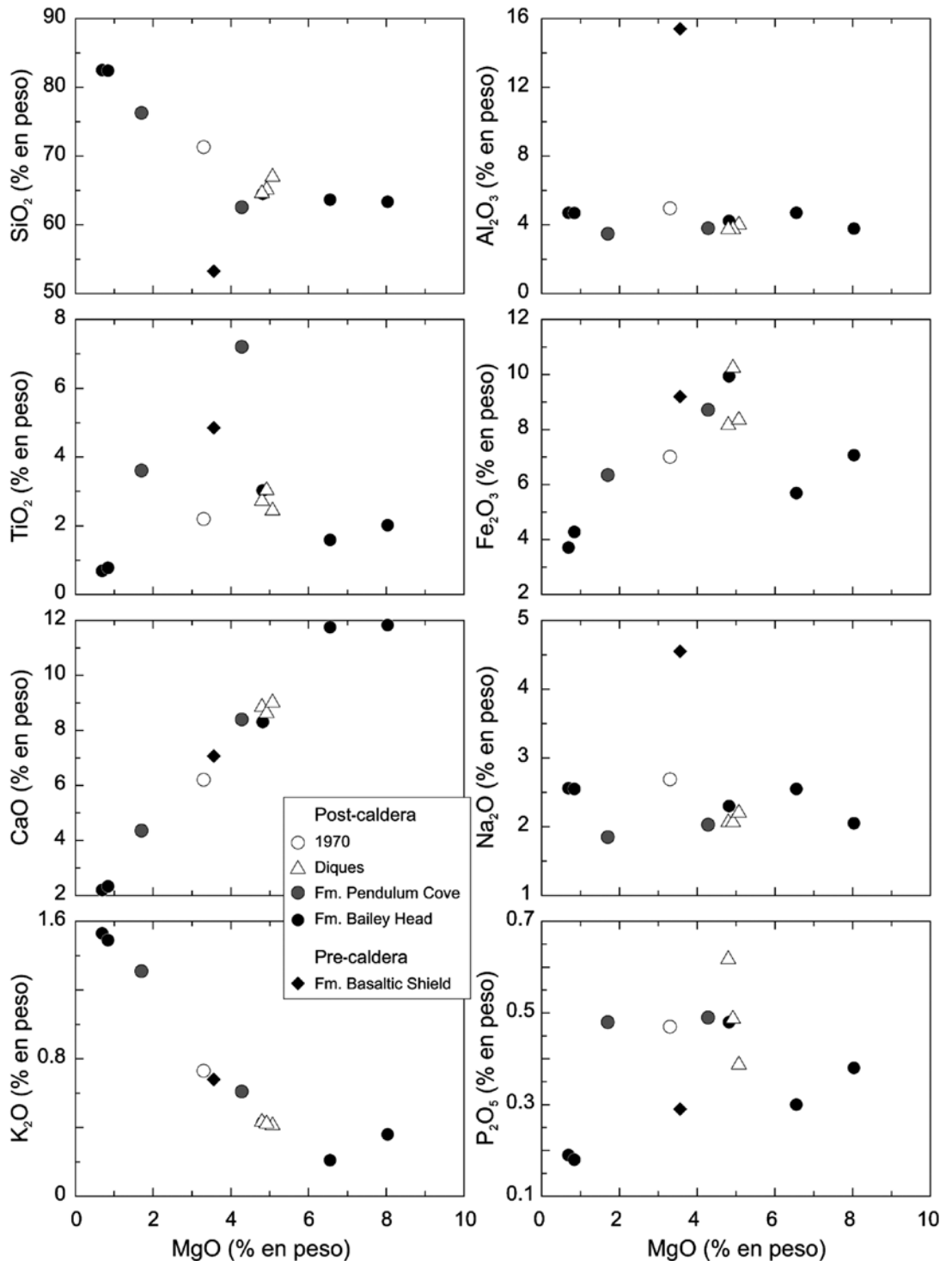


Figura 6. Variación (en % en peso) de los elementos mayores, con respecto al contenido en MgO, de las rocas estudiadas.
Figure 6. Variation in major-element concentration with MgO in the studied rocks.

iónico grande (LILE) como de los de alto potencial iónico (HFSE) con el incremento de MgO (Fig. 7). Los elementos de las tierras raras (REE) también disminuyen con el aumento de MgO (Fig. 7). Sólo el Sr y, en menor medida, el Co y el V, muestran un aumento en su contenido con el incremento de MgO (Fig. 7). Dentro de esas pautas de variación, se observa de nuevo

como la roca de Fm. Basaltic Shield se separa del conjunto de las rocas de la Isla Decepción en algunos elementos como Ba, Y, Nb, Ta, Zr, La y Ce (Fig. 7).

Las REE ligeras (LREE) muestran diferencias entre rocas pre-caldera y post-caldera (Tabla 2). La roca pre-caldera tiene un menor enriquecimiento respecto a condrito ($(La/Sm)_N$: 1,5–1,6) que las rocas post-caldera

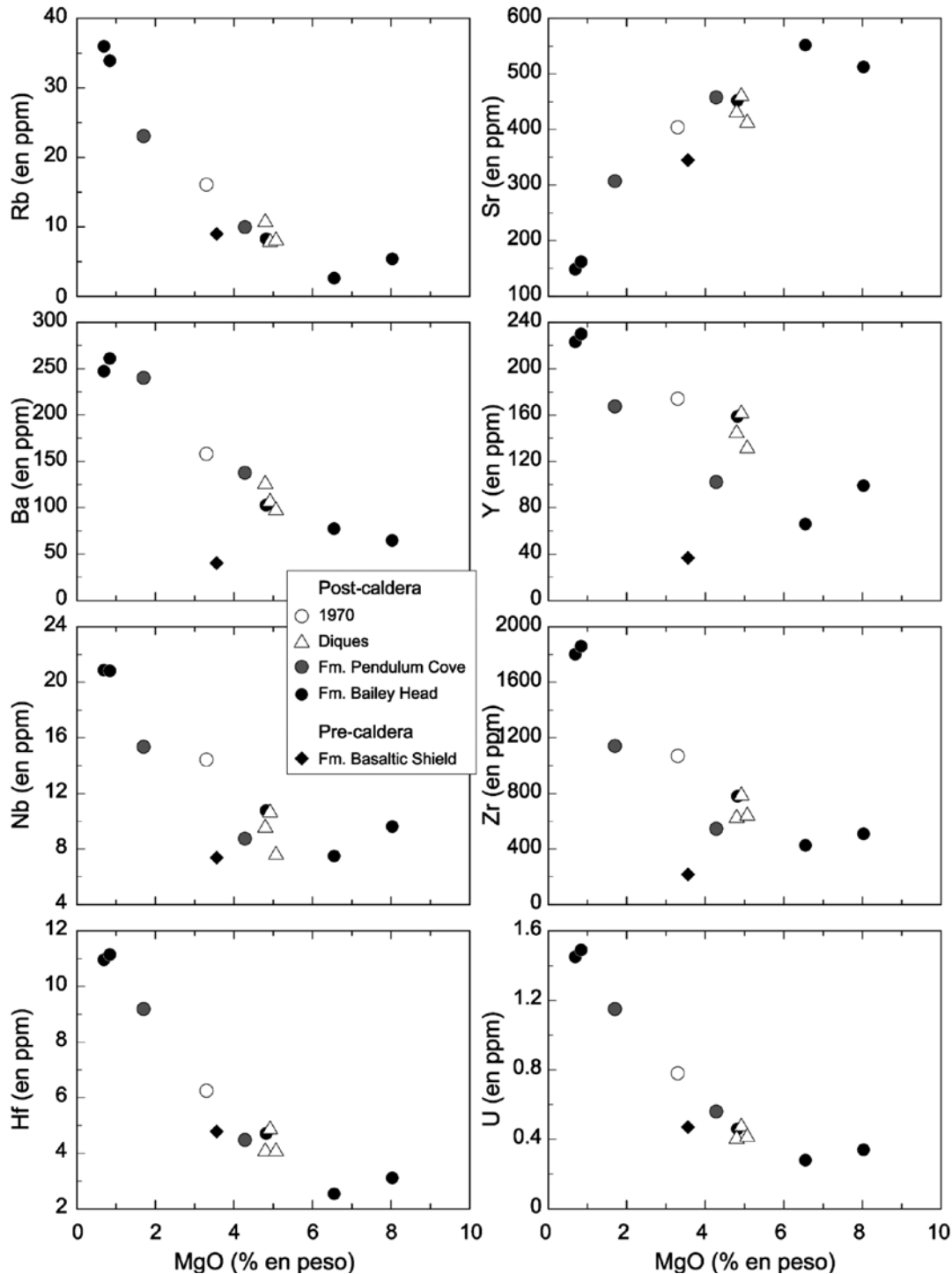


Figura 7. Variación (en ppm) de los elementos traza, con respecto al contenido en MgO, de las rocas estudiadas.

Figure 7. Variation in trace-element concentration with MgO in the studied rocks.

((La/Sm)_N: 3.6–5.7). Por el contrario, las REE pesadas tienen enriquecimientos similares ((Gd/Yb)_N: 1.0–1.3). Si se analizan las REE en conjunto (Fig. 8), las muestras estudiadas presentan pautas paralelas, con un enriquecimiento destacado en La y Ce respecto al resto de REE. El grado de enriquecimiento en REE aumenta conforme disminuye el contenido en MgO (Tabla 2). La

muestra de la Fm. Basaltic Shield tiene una pauta distinta al resto de muestras, con un grado de enriquecimiento bajo y sin anomalías reseñables en La y Ce con respecto a condrito (Fig. 8).

Si se comparan los elementos incompatibles frente a NMORB se identifican de nuevo pautas similares y paralelas para todas las muestras post-caldera y diferentes de la pauta de la muestra pre-caldera (Fig. 9). Las rocas estudiadas tienen una anomalía negativa en Nb–Ta y positiva en La–Ce, con respecto a NMORB. También son muy notables los enriquecimientos relativos en Y y Zr. El Ti, Sr y P muestras ligeras enriquecimientos en las rocas de tipo dacítico y empobrecimientos relativos en las riolitas. En cuanto a la muestra de la Fm. Basaltic Shield, las principales diferencias que muestra son la ausencia de las anomalías en La, Ce, Y y Zr (Fig. 9).

Discusión

Evolución del sistema volcánico

Todas las rocas estudiadas pertenecen a la serie calcoalcalina (Fig. 5C). Sin embargo, su composición geoquímica indica algunas diferencias entre la etapa pre-caldera y la etapa post-caldera. La etapa pre-caldera está constituida por rocas básicas a intermedias que forman el escudo basáltico (Smellie, 2001). La muestra estudiada (MU-3) es una andesita basáltica (Mg#: 47) que se integra dentro de la serie saturada en SiO₂ definida por una gran parte de las rocas estudiadas hasta la fecha, representativas del magmatismo de la Cuenca Central de Bransfield (Keller *et al.*, 1992, 2002; Puga *et al.*, 2004) (Fig. 5A, 5B). Su composición en elementos traza incompatibles (Fig. 9) es también muy similar al conjunto de rocas de la Cuenca de Bransfield (Weaver *et al.*, 1979). Por el contrario, las muestras post-caldera son rocas intermedias a ácidas (Mg#: 72 – 30) y constituyen una serie sobresaturada en SiO₂ (Fig. 5), diferente al conjunto anterior y similar a algunas composiciones evolucionadas obtenidas en la Cuenca Central de Bransfield (e.g. Keller *et al.*, 1992). Las pautas de elementos traza incompatibles normalizadas de las muestras post-caldera son similares al conjunto del magmatismo de la Cuenca de Bransfield (Fig. 9) pero presentan enriquecimientos significativos en La-Ce, Y y Zr. Las diferencias en el contenido en SiO₂ y álcalis entre las muestras pre- y post-caldera pueden reflejar, en parte, la palagonitización de las rocas pre-caldera (Smellie and López-Martínez, 2000; Smellie, 2001, 2002; y referencias que contienen), dado que este tipo de alteración favorece un descenso en SiO₂ y CaO y un incremento

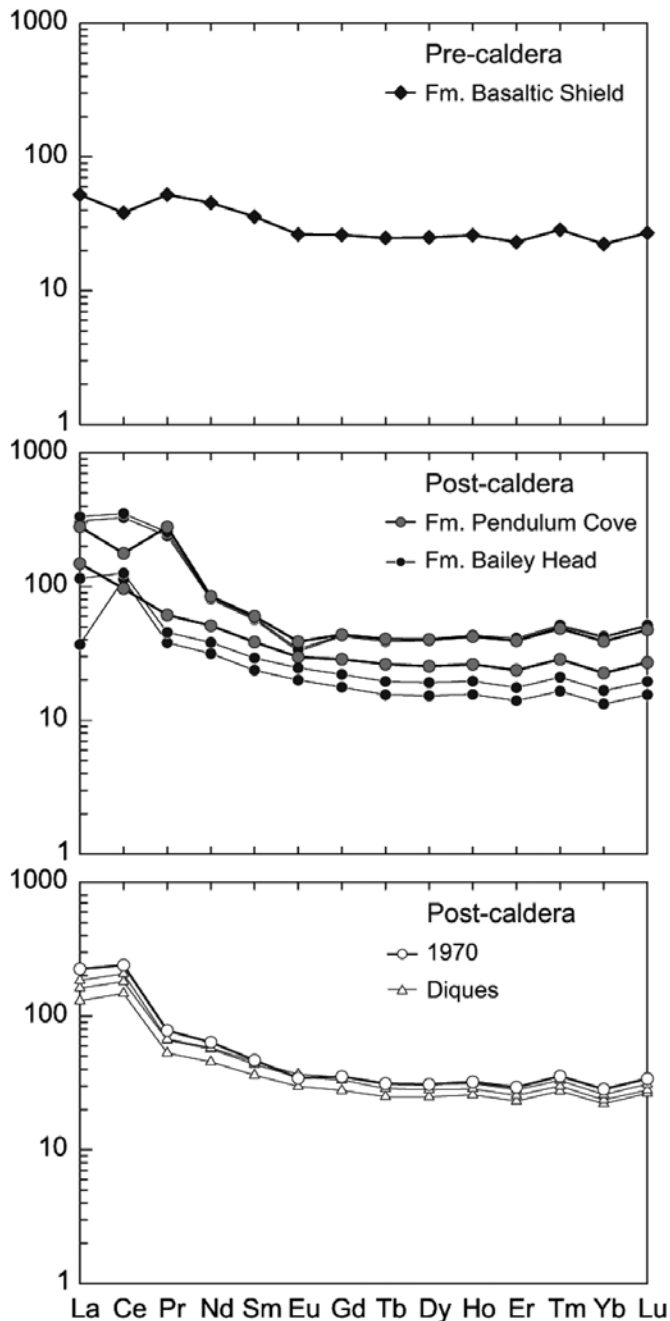


Figura 8. Diagrama multielemental de REE normalizado frente a condrito de McDonough y Sun (1995).

Figure 8. Rare earth element (REE) concentrations normalised to the chondrite composition by McDonough and Sun (1995).

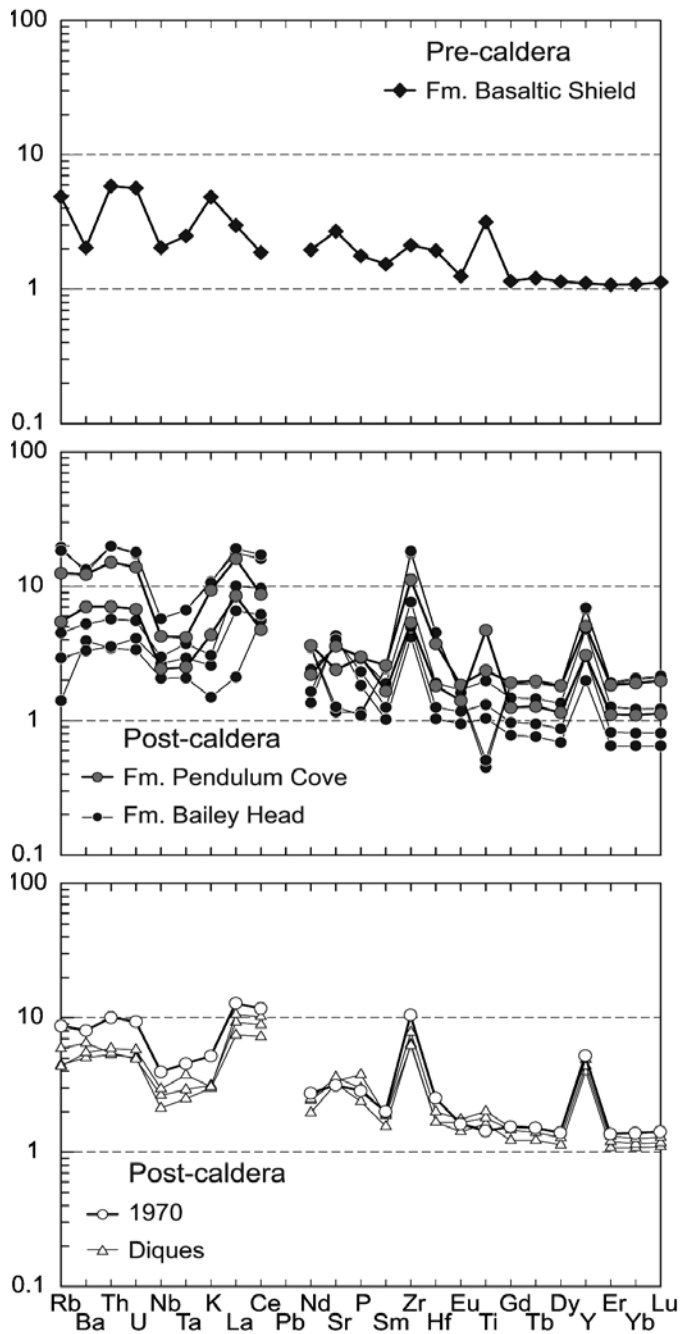


Figura 9. Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado frente a NMORB de Gale *et al.* (2013) de las rocas estudiadas.

Figure 9. Incompatible trace-element concentrations of the studied rocks normalised to the N-MORB composition by Gale *et al.* (2013).

del contenido en álcalis (Martí *et al.*, 2013). Sin embargo, si se considera que los elementos traza, más inmóviles, también muestran algunas diferencias sistemáticas entre las etapas pre- y post-caldera, es razonable pensar que exista un cambio en la composición del magma tras el colapso estructural de la caldera.

Todas las rocas de la serie post-caldera pueden relacionarse mediante un proceso de cristalización fraccionada entre términos intermedios y ácidos (Fig. 5), como se deduce de sus pautas de REE normalizadas a condrito paralelas (Fig. 8). Esta influencia de la cristalización fraccionada en la variabilidad de los términos volcánicos también se observa en las islas Penguin y Bridgeman localizadas en el extremo de la Cuenca Central de Bransfield (Weaver *et al.*, 1979). Los términos ácidos tienen lugar en las formaciones Bailey Head y Pendulum Cove, mientras que la composición de los diques y de la muestra de la última erupción histórica de 1970 es, de nuevo, intermedia (dacitas). Esta alternancia de términos intermedios y ácidos sugiere procesos de recarga de la cámara magmática a partir de un fundido cogenético o bien diferentes zonas de generación de los fundidos.

La mineralogía que se fracciona y las estimaciones termobarométricas también sugieren diferencias entre las rocas pre-caldera y post-caldera y permiten establecer las condiciones de cristalización de los fundidos. La andesita basáltica pre-caldera es una roca cuya composición está controlada por el fraccionamiento de Cpx (Fs_{11} a Fs_{18}) y Pl (An_{64} a An_{50}). La cristalización de estas fases minerales comenzaría a temperaturas considerables: 1199 °C en el caso del Cpx y 1121 °C en el caso de la Pl. Además, la presión de cristalización de 5 Kbar obtenida para los núcleos de microfenocristales de Cpx sugiere entre 13.5 y 15 km de profundidad, considerando una densidad de la corteza de 2.7 a 3 g/cm³.

Dentro de las rocas post-caldera se reconocen, a su vez, dos conjuntos de rocas. En primer lugar, se reconocen coladas de lava (Fms. Bailey Head y Pendulum Cove), cuya composición evoluciona de dacitas (muestras FU-2, FU-7, BA-5 y PC-3) a riolitas (muestras BALL-5, CO-1 y PC-2). Su evolución está ligada a el fraccionamiento de Ol (Fo_{85} a Fo_{39}) y Pl (An_{79} a An_{21}). El amplio rango de fraccionamiento que muestra su composición mineral es coherente con el rango de temperaturas de cristalización obtenidas (1185 a 916 °C para el Ol y 924 a 697 °C para la Pl); las temperaturas de la Pl son significativamente menores que las de la Pl de la roca pre-caldera.

Un segundo grupo de rocas post-caldera está constituido por los diques del sistema fisural (muestras BA-3, FU-3 y FU-5) y una bomba correspondiente a la última erupción histórica de 1970 (muestra C-70). La composición mineralógica de las muestras de este grupo es, también, de dacita. El olivino identificado no está zonado y el fraccionamiento en estas rocas corresponde con variaciones en el Cpx (Fs_{10} a Fs_{22}) y en la Pl (An_{74} a An_{24}). Las temperaturas de cristalización obtenidas son inferiores a las de

las coladas dacíticas en el caso del OI (1098 °C). Esto puede ser resultado de la presencia de Cpx como fase dominante durante el fraccionamiento, que comienza a cristalizar a los 1090 °C. En el caso de la PI, las temperaturas obtenidas son superiores a las de las dacitas y riolitas (983 °C). Las presiones estimadas a partir del equilibrio clinopiroxeno-líquido (2.4 Kbar) y a partir del par Opx-Cpx (2.3–2.6 Kbar) en los diques son muy similares. Estas presiones de cristalización sugieren una cristalización a una profundidad de 6.2 a 7.8 km.

Si se tienen en cuenta las estimaciones barométricas realizadas, es posible establecer profundidades diferentes de cristalización para las rocas pre-caldera (13.5–15 km) y post-caldera correspondiente al sistema fisural (6.2–7.8 km). Esto indica que la intrusión responsable de los magmas del sistema fisural post-caldera tuvo lugar en niveles menos profundos que la etapa pre-caldera. La presencia de zona de baja velocidad de las ondas sísmica por debajo de los 2 km de profundidad ha llevado a sugerir la presencia de un importante reservorio magmático a esa profundidad (Muñoz-Martín *et al.*, 2005; Ben-Zvi *et al.*, 2009; Zandomenighi *et al.*, 2009; Pedrera *et al.*, 2011). Por su parte, Martí *et al.* (2013) argumentan que dicha zona de baja velocidad se corresponde con los restos fracturados de la cámara colapsada durante la etapa sin-caldera, en donde se dan fenómenos de intrusión de fundidos e hidrotermalismo. El modelo magnetotélúrico desarrollado por Pedrera *et al.* (2011) describe una zona compatible con la intrusión de fundidos que tiene un importante desarrollo a los 7-9 km de profundidad, que es coherente con la profundidad estimada para la cristalización de los microfenocristales estudiados en el sistema fisural de la etapa post-caldera.

Fuente del magma

La muestra pre-caldera presenta una pauta de REE normalizadas a condrito con escasa pendiente, un enriquecimiento de 30 a 50 veces el condrito (Fig. 8a), que indica un fraccionamiento bajo. Esta pauta es diferente a la que presentan las rocas post-caldera (Fig. 8b), donde el enriquecimiento con respecto a condrito es mayor (hasta x90), especialmente en La y Ce. Estas diferencias también se reflejan en los diagramas multielementales normalizados frente a NMORB (Fig. 9), lo que indica un cambio en la fuente del magma con el paso de la etapa pre-caldera a la post-caldera.

Las rocas post-caldera tienen pautas paralelas de elementos incompatibles (Fig. 8) que evidencian una fuente común para todas ellas. Los términos más evolucionados (riolitas de las Fms. Bailey Head y

Pendulum Cove) tienen un mayor enriquecimiento en REE, debido al proceso de cristalización fraccionada que los relaciona. Sólo en las riolitas se observa una pequeña anomalía negativa en Eu, indicadora del papel destacado que tiene el fraccionamiento de la plagioclasa en estas rocas.

Los diagramas multielementales de las rocas estudiadas evidencian características composicionales comunes, similares al resto del magmatismo de la Cuenca de Bransfield (Weaver *et al.*, 1979; Keller *et al.*, 1992, 2002; Puga *et al.*, 2004) (Fig. 10). Todas las rocas presentan un enriquecimiento con respecto a NMORB en los elementos más incompatibles (Rb, Ba y K) y una anomalía negativa en el par Nb-Ta (Fig. 9). Estas características indican la influencia de la subducción para el magmatismo de la Cuenca de Bransfield y de las Islas Shetland del Sur (Weaver *et al.*, 1979; Keller *et al.*, 1992, 2002; Puga *et al.*, 2004) como se corrobora por el incremento de Th/Yb con respecto al "Mantle array" (Pearce, 2008; Fig. 11). En concreto, este magmatismo, en conjunto, describe una pauta similar a la del Arco de las Marianas (Pearce, 2005; Fig. 11), aunque se reconocen dos grupos de composiciones: 1) las rocas estudiadas en Isla Decepción y las precedentes del vulcanismo submarino de la zona SW de la Cuenca Central de Bransfield (Keller *et al.*, 2002) y 2) las del vulcanismo submarino de la zona NE de la Cuenca Central de Bransfield, así como las rocas de las Islas Shetland del Sur (Keller *et al.*, 1992; Keller *et al.*, 2002). El primer grupo está menos enriquecido en Th/Yb, lo que sugiere menor influencia de la subducción (Fig. 11).

Las rocas post-caldera de Isla Decepción tienen mayores contenidos en Zr (y en Hf) que el resto de rocas del magmatismo de la Cuenca de Bransfield (Fig. 10) mientras que la anomalía negativa en el par Nb-Ta, es menor en las rocas de la Isla Decepción, independientemente del grado de fraccionamiento de la roca que se considere. Esta anomalía aumenta hacia el sector NE de la Cuenca de Bransfield, siendo máxima en las Islas Shetland del Sur y en la Isla Bridgeman que, además, presentan valores bajos de Zr y Hf. Estas características son típicas de la influencia de los procesos de subducción en la fuente del magma (Pearce and Parkinson, 1993) apoyando que dicha influencia de la subducción en el magmatismo aumenta hacia el NE de la Cuenca de Bransfield. De forma análoga se puede considerar la relación Sr/Y como indicativa del grado de participación de una lámina litosférica que se introduce en la fuente del magma en contextos de subducción (e.g. Munker *et al.*, 2004). Esta relación es baja en las muestras de Isla Decepción (Sr/Y<10) y, en general, en el magmatismo de la Cuenca Central de Bransfield (Keller *et al.*, 2002), mientras que la relación es significativamente más elevada en el resto de las rocas

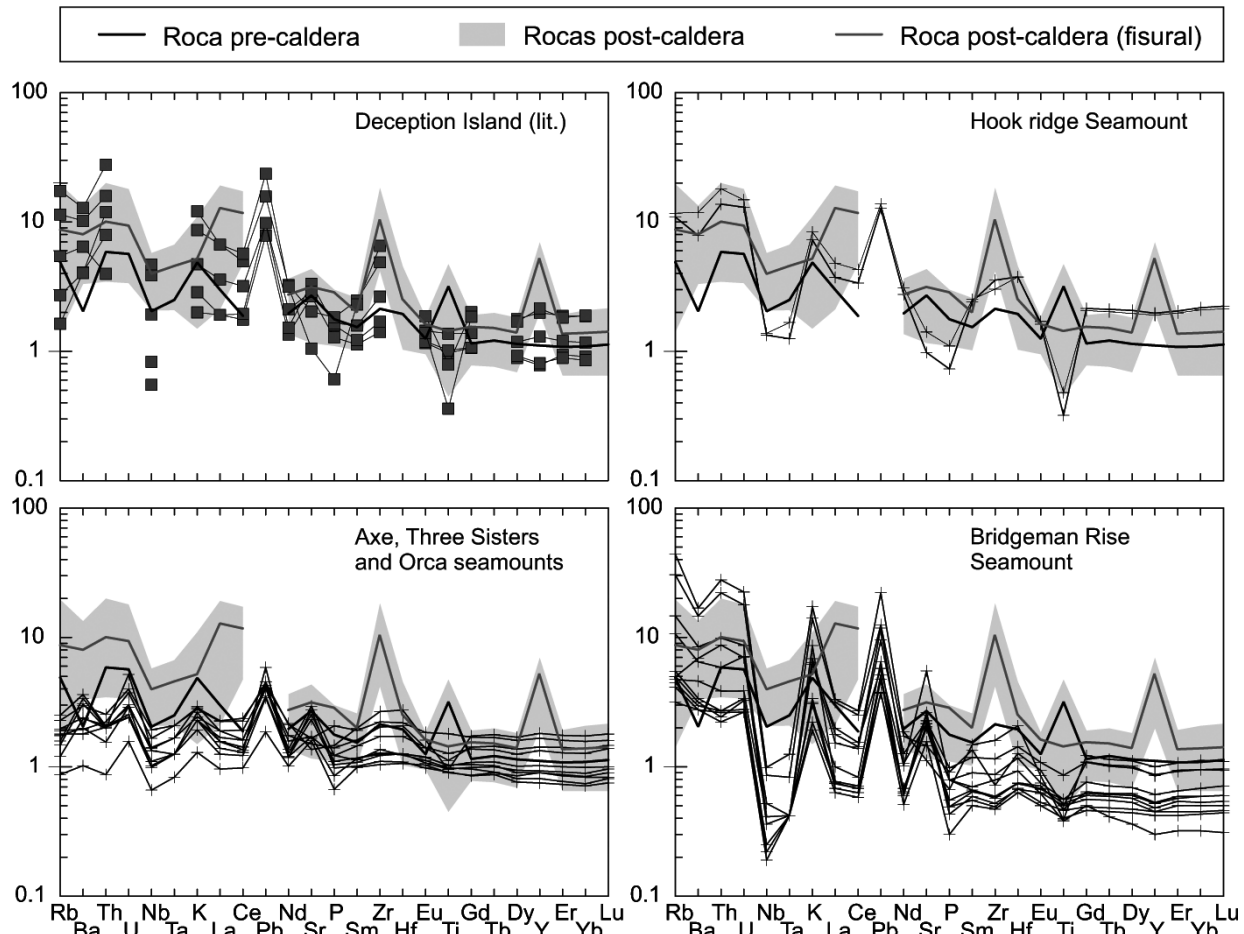


Figura 10. Diagrama multielemental de elementos incompatibles de rocas seleccionadas del Estrecho de Bransfield, normalizado frente a NMORB de Gale *et al.* (2013).

Figure 10. Incompatible concentrations of trace elements of selected rocks from the Bransfield Strait, normalised to the N-MORB composition by Gale *et al.* (2013). Compositional data from Keller *et al.* (1992, 2002).

de las islas Shetland del Sur, de la isla Bridgeman y del magmatismo submarino de la Cuenca Oriental de Bransfield (Keller *et al.*, 1992, 2002). Este hecho también sugiere una menor influencia de la subducción en los fundidos hacia el SW. Esta variación en la fuente es coherente con una mayor influencia de un manto de tipo NMORB en la génesis de los magmas del sector suroeste, propuesto por Keller *et al.* (1992) a partir de las composiciones isotópicas de los términos básicos del magmatismo de la Cuenca de Bransfield. Además puede ser una consecuencia de la terminación hacia el SO de la subducción actual en la Fosa de las Shetland del Sur y la localización de la Isla Decepción en la parte occidental de la Cuenca de Bransfield.

Si se consideran las posibles variaciones dentro de la secuencia volcánica de Isla Decepción, las rocas post-caldera muestran un enriquecimiento destacado en Zr que comparten con algunos términos fraccionados del magmatismo de la Cuenca de Bransfield (Fig. 10). Por el contrario, en los términos menos fraccionados esta ano-

malía es menor o inexistente (Fig. 9), sugiriendo que puede estar relacionada con el fraccionamiento de los magmas de la Isla Decepción (términos de dacitas y riolitas). Sucede lo mismo en el caso del Y. Estas anomalías destacadas pueden ser explicadas por la acumulación de fases accesorias (e.g. circón) en los términos fraccionados. Los minerales accesorios también presentan elevados contenidos en La y Ce (e.g. Watson y Green, 1981; Fujimaki, 1986), lo que podría explicar también el sobre-enriquecimiento observado en las rocas post-caldera. Sin embargo, no se observan variaciones en el contenido de La y Ce con el fraccionamiento, por lo que el enriquecimiento destacado podría ser debido a otra causa.

Finalmente, el elevado contenido en SiO_2 que presenta la serie post-caldera con respecto a la roca pre-caldera (y a la mayoría del magmatismo de la Cuenca de Bransfield; Fig. 5) podría ser indicativo de cierta contaminación de la fuente por asimilación de corteza continental. Aunque se trata de un elemento móvil en procesos tardi- y post-magmáticos, el enriquecimiento

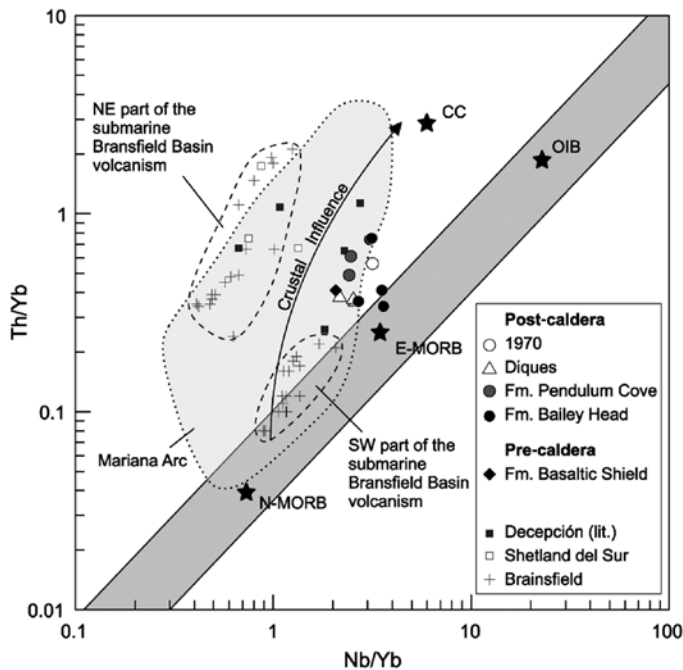


Figura 11. Diagrama petrogenético Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce, 2008). Composiciones de las islas Shetland y del magmatismo de la Cuenca de Bransfield tomadas de Weaver *et al.* (1979) y Keller *et al.* (1992, 2002). Composiciones del Arco de las Marianas de Pearce (2005).

Figure 11. Th/Yb vs Nb/Yb petrogenetic diagram (Pearce, 2008). Compositions of the Shetland islands and the Bransfield Strait are from Weaver *et al.* (1979) and Keller *et al.* (1992, 2002). Composition of the Mariana Arc are from Pearce (2005).

en La y Ce de los fundidos post-caldera, parece apoyar esta hipótesis. La influencia de la corteza continental es coherente con los estudios geofísicos del extremo suroeste de la Cuenca de Bransfield (Muñoz-Martín *et al.*, 2005 y referencias que contiene) y con el modelo propuesto por Galindo-Zaldívar *et al.* (2004), según el cual la máxima extensión en la Cuenca de Bransfield, con indicios de corteza oceánica, se localiza en la parte central, decreciendo tanto hacia el NE (Isla Elefante) como hacia el SW (Isla Decepción), donde el espesor de la corteza continental sería mayor.

Conclusiones

Se ha llevado a cabo una completa caracterización petrológica, mineralógica y geoquímica de rocas representativas de las unidades volcanoestratigráficas post-caldera de la Isla Decepción, haciendo especial hincapié en las rocas intermedias y ácidas. Como elemento de comparación, también se ha estudiado una muestra de la etapa pre-caldera.

La roca pre-caldera estudiada corresponde a la Fm. Basaltic Shield (Smellie, 2002) y es una andesita basáltica

de textura microlítica, formada por microfenocristales de Pl y Cpx, inmersos en una mesostasia de grano fino rica en Pl y Opq. Las rocas post-caldera estudiadas corresponden a coladas de lava de las Fms. Bailey Head y Pendulum Cove, a los diques del sistema fisural y a la erupción más reciente de 1970. La composición varía de dacitas a riolitas y presentan textura microlítica a microporfídica, con microfenocristales aislados de Pl y Ol, dentro de una matriz rica en Pl y Opq. Se ha identificado Cpx en la muestra de 1970 y en los diques del sistema fisural, que además presenta exsoluciones de Opx.

Las diferencias composicionales entre rocas pre-caldera y post-caldera podrían indicar un cambio en la composición del magma tras el colapso de la caldera, así como una disminución de la profundidad de cristalización en la etapa post-caldera (paso de 15 a 8 km de profundidad).

Todas las rocas estudiadas presentan pautas comunes, que comparten con el resto del magmatismo de la Cuenca de Bransfield, y que reflejan la influencia de los fenómenos de subducción. Ahora bien, la composición en elementos traza de las rocas post-caldera sugiere una menor influencia de la huella de la subducción y una posible contaminación de los fundidos por la corteza continental en esta etapa. Dentro del contexto del magmatismo de la Cuenca de Bransfield estas diferencias suponen la disminución en la influencia de la subducción hacia el suroeste de la cuenca.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos CTM2011-26372, CTM2011-13902-E y CTM2011-30241-C02-02 del Plan Nacional de I+D+i. Los autores agradecen los comentarios de E. Puga y A. Rubio que han contribuido a mejorar el manuscrito original. Asimismo, agradecen la colaboración en el trabajo de campo al personal de la Base Antártica Gabriel de Castilla y las facilidades dadas por los centros y el personal de los laboratorios en los que se han realizado los análisis mencionados en el apartado de metodología. Los autores desean agradecer la colaboración del Servicio General de Apoyo a la Investigación-SAI de la Universidad de Zaragoza.

Referencias

Barker, P.E., McReath, I., Harvey, M.R. Roobol, M.J. and Davies, T.G. 1975. The geology of the South Shetland Islands: V. Volcanic evolution of Deception Island. *British Antarctic Survey Science Reports*, 78, 79 pp.

- Barker, P.F. 1982. The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: Ridge crest-trench interactions. *Journal of the Geological Society, London*, 139, 787–801.
- Barker, D.H.N. and Austin, J.A. 1994. Crustal diapirism in Bransfield Strait, West Antarctica: Evidence for distributed extension in marginal-basin formation. *Geology*, 22, 657–660.
- Ben-Zvi, T., Wilcock, W.S.D., Barclay, A., Zandomenighi, D., Ibañez, J.M. and Almendros, J. 2009. The P wave velocity structure of Deception Island, Antarctica, from two dimensional seismic tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 180, 67–80.
- Birkenmajer, K. 1992. Volcanic succession at Deception Island, West Antarctica: A revised lithostratigraphic standard. *Studia Geologica Polonica*, 101, 27–82.
- Carbó, A., Muñoz-Martín, A., Dávila, J., Catalán, M. and 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 de España*, 14 (3-4), 189–197.
- Catalán, M., Galindo-Zaldívar, J., Davila, J.M., Martos, Y.M., Maldonado, A., Gambôa, L. and Schreider, A.A. 2013. Initial stages of oceanic spreading in the Bransfield Rift from magnetic and gravity data analysis. *Tectonophysics*, 585, 102–112.
- Droop, G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431–435.
- Fretzdorff, S., Worthington, T.J., Haase, K.M., Hékinian, R., Franz, L., Keller, R.A. and Stoffers, P. 2004. Magmatism in the Bransfield basin: rifting of the South Shetland Arc?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109, B12208.
- Fujimaki, H. 1986. Partition-Coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94 (1), 42–45.
- Gale, A., Dalton, C.A., Langmuir, C.H., Su, Y. and Schilling, J.G. 2013. The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14 (3), 489–518.
- Galindo-Zaldívar, J., Gamboa, L., Maldonado, A., Nakao, S. and Bochu, Y. 2004. Tectonic development of the Bransfield basin and its prolongation to the South Scotia Ridge, northern Antarctic Peninsula. *Marine Geology*, 206, 267–282.
- García de Madinabeitia, S., Sánchez, M.E. and Gil-Ibarguchi, J.I. 2008. Simultaneous determination of major to ultra-trace elements in geological samples by fusion-dissolution and inductively coupled plasma mass spectrometry techniques. *Analytica Chimica Acta*, 625 (2), 117–130.
- Giner-Robles, J.L., González-Casado, J.M., Gumiel, P., Martín-Velázquez, S. and García-Cuevas, C. 2003. A kinematic model of the Scotia plate (SW Atlantic Ocean). *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 179–191.
- González-Casado, J.M., López-Martínez, J., Giner, J., Durán, J.J. and Gumiel, P. 1999. Análisis de la microfracturación en la Isla Decepción, Antártida Occidental. *Geogaceta*, 26, 31–34.
- González-Casado, J.M., Giner-Robles, J.L. and López-Martínez, J. 2000. Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Not a normal backarc basin. *Geology*, 28, 1043–1046.
- Gràcia, E., Canals, M., Farrán, M., Prieto, M.J., Sorribas, J. and GEBRA Team 1996. Morphostructure and evolution of the Central and eastern Bransfield Basins (NW Antarctic Peninsula). *Marine Geophysical Researches*, 18, 429–448.
- Grad, M., Guterch, A. and Sroda, P. 1992. Upper crustal structure of Deception Island area, Bransfield Strait, West Antarctica. *Antarctic Science*, 4, 469–476.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F. 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48 (12), 2341–2357.
- Keller, R.A., Fisk, M.R. White, W.M. and Birkenmajer, K. 1992. Isotopic and trace element constraints on mixing and melting models of marginal basin volcanism, Bransfield Strait, Antarctica. *Earth Planetary Science Letters*, 111, 287–303.
- Keller, R.A., Fisk, M.R., Smellie, J.L. Strelin, J.A. and Lawver, L.A. 2002. Geochemistry of back arc basin volcanism in Bransfield Strait, Antarctica: Subducted contributions and along-axis variations. *Journal of Geophysical Research*, 107(B8), 2171.
- Larter, R.D. 1991. Debate: Preliminary results of seismic reflection investigations and associated geophysical studies in the area of the Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, 3, 217–220.
- Lawver, L.A., Keller, R.A. Fisk, M.R. and Strelin, J.A. 1995. Bransfield Strait, Antarctic Peninsula: Active extension behind a dead arc. En: *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*, Taylor, B. (Ed.), pp. 315–342, Plenum, New York.
- Lawver, L.A., Sloan, B.J. Barker, D.H.N., Ghidella, M., Von Herzen, R.P., Keller, R.A., Klinkhammer, G.P. and Chin C.S. 1996. Distributed active extension in Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Evidence from multi-beam bathymetry. *GSA Today*, 6, 1–6.
- Le Bas, M.J., Lemaître, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali Silica diagram. *Journal of Petrology*, 27 (3), 745–750.
- Maestro, A., Somoza, L., Rey, J., Martínez-Frías, J. and López-Martínez, J. 2007. Active tectonics, fault pattern and stress field of Deception Island: A response to oblique convergence between the Pacific and Antarctic plates. *Journal of South American Earth Sciences*, 23, 256–268.
- Maldonado, A., Larter, R.D. and Aldaya, F. 1994. Forearc tectonic evolution of the South Shetland Margin, Antarctic Peninsula. *Tectonics*, 13, 1345–1370.
- Martí, J. and Baraldo, A. 1990. Pre-caldera pyroclastic deposits of Deception Island (South Shetland Islands). *Antarctic Science*, 2, 345–352.
- Martí, J., Geyer, A. and Aguirre-Díaz, G. 2013. Origin and evolution of the Deception Island caldera (South Shetland Islands, Antarctica). *Bulletin of Volcanology*, 75 (6), 732
- McDonough, W.F. and Sun, S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120 (3), 223–253.
- Münker, C., Wörner, G., Yogodzinski, G., and Churikova, T. 2004. Behaviour of high field strength elements in subduction zones: Constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 224, 275–293.
- Muñoz-Martín, A., Catalán, M., Martín-Dávila, J. and Carbó, A. 2005. Upper crustal structure of Deception Island area

- (Bransfield Strait, Antarctica) from gravity and magnetic modelling. *Antarctic Science*, 17, 213–224.
- Ortiz, R., Vila, J., Correig, A., García, A. and Martí, J. 1992. Volcanic tremors at Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53, 1–4.
- Pearce, J.A. 2005. Mantle preconditioning by melt extraction during flow: theory and petrogenetic implications. *Journal of Petrology*, 46(5), 973–997.
- Pearce, J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search of Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14–48.
- Pearce, J.A. and Parkinson, I.J. 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Near, C.R., Eds. *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 76, 373–403.
- Pedraza, A., Ruiz-Canstan, A., Heredia, N., Galindo-Zaldívar, J., Bohoyo, F., Marín-Lechado, C., Ruano, P. and Somoza, L. 2011. The fracture system and the melt emplacement beneath the Deception Island active volcano, South Shetland Islands, Antarctica. *Antarctic Science*, 24 (2), 173–182.
- Pelayo, A. and Wiens, D. 1989. Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region. *Journal of Geophysical Research*, 96, 7293–7320.
- Puga, E., Bohoyo, F., Díaz de Federico, A., Galindo-Zaldívar, J. and Maldonado, A. 2004. Contribución al conocimiento petrológico y geoquímico de las Islas Shetland del Sur (Antártida). *Geotemas*, 6 (1), 97–100.
- Putirka, K.D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 61–120.
- Rey, J., Somoza, L. and Martínez-Frías, J. 1995. Tectonic, volcanic, and hydrothermal event sequence on Deception Island (Antarctica). *Geo-Marine Letters*, 15, 1–8.
- Smellie, J.L. 2001. Lithostratigraphy and volcanic evolution of Deception Island, South Shetland Islands. *Antarctic Science*, 13 (2), 188–209.
- Smellie, J.L. 2002. Geology. In López-Martínez, J., Smellie, J.L., Thomson, J.W. and Thomson, M.R.A. Eds. *Geology and geomorphology of Deception Island*, 11–30. BAS Geomap Series, 6-A. and 6-B, pp. 11–30. Cambridge: British Antarctic Survey.
- Smellie, J.L. and López-Martínez, J. 2000. *Geological map of Deception Island*. BAS Geomap Series, 6-A. E. 1:25.000. Cambridge: British Antarctic Survey.
- Smellie, J.L. and López-Martínez, J. 2002. Geological and geomorphological evolution: summary. In López-Martínez, J., Smellie, J.L., Thomson, J.W. and Thomson, M.R.A. Eds. *Geology and geomorphology of Deception Island*, 54–57. BAS Geomap Series, 6-A and 6-B. Cambridge: British Antarctic Survey.
- Smellie, J.L., Pankhurst, R.J., Thomson, M.R.A. and Davies, R.E.S. 1984. The geology of the South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, geochemistry and evolution. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 87, 85 pp.
- Solari, M.A., Hervé, F., Martinod, J., Le Roux, J.P., Ramirez, L.E. and Palacios, C. 2008. Geotectonic evolution of the Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: insights from analogue models. *Antarctic Science*, 20 (2), 185–196.
- Watson, E.B., and Green, T.H. 1981. Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium. *Earth and Planetary Science Letters*, 56, 405–421.
- Weaver, S.D., Saunders, A.D., Pankhurst, R.J. and Tarney, J. 1979. A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading: The Quaternary volcanics of Bransfield Strait from South Shetland Islands. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68, 151–169.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185–187.
- Zandomenighi, D., Barclay, A., Almendros, J., Godoy, J.M.I., Wilcock, W.S.D. and Ben-Zvi, T. 2009. Crustal structure of Deception Island volcano from P wave seismic tomography: tectonic and volcanic implications. *Journal of Geophysical Research*, 114, B06310.

Recibido: julio 2013

Revisado: septiembre 2013

Aceptado: noviembre 2013

Publicado: febrero 2014