



Tomografía sísmica 2D en atenuación de la isla Decepción, Antártida

Mg. Geof. Roberto A. Guardo

Universidad Nacional de Río Negro
General Roca, Río Negro Argentina
Año 2020

Tomografía sísmica 2D en atenuación de la isla Decepción, Antártida.

Mg. Geof. Roberto A. Guardo

Tesis presentada para la obtención del grado de:
Doctor con Mención en Ciencias de la Tierra

Director:

Prof. Alberto T. Caselli

Co-Director:

Prof. Luca De Siena

Universidad Nacional de Río Negro

General Roca, Río Negro Argentina

Año 2020

A mia mamma

Yo vengo de todas partes,
y hacia todas partes voy:
arte soy entre las artes;
en los *volcanes*, *volcán* soy.

Readaptación de

Yo soy un hombre sincero

J. Martí

Resumen

La Isla Decepción es el volcán más activo y documentado en las Islas Shetland del Sur (Antártida). Desde su última erupción (1970), varios experimentos han apuntado a mejorar la reconstrucción de sus sistemas magmáticos. Las tomografías sísmicas proporcionaron una nueva visión del interior de Decepción, particularmente cuando se utiliza la tomografía sísmica en atenuación utilizando las ondas coda. En este trabajo se aplicaron los kernels espaciales juntos a una nueva estrategia de inversión para obtener un modelo, dependiente de la frecuencia, de los sistemas magmáticos de la Isla Decepción. Además, se puso especial cuidado en la selección de los datos y en la optimización del modelo. Los resultados obtenidos fueron analizados dentro de un SIG (sistema de información geográfica) y comparados espacialmente con aquellos obtenidos en estudios previos. Este análisis inter y multidisciplinario se convertirá en una herramienta para mejorar la interpretación de la dinámica de la Isla Decepción y sus riesgos relacionados.

Palabras clave: (Atenuación sísmica, Isla Decepción, SIG, Análisis geoespaciales).

Abstract

Deception Island is the most active and documented volcano in the South Shetland Islands (Antarctica). Since its last eruption (1970) several experiments have targeted an improved reconstruction of its magmatic systems. Geophysical imaging has provided new insight into Deception's interior, particularly when using space-weighted seismic attenuation tomography for coda waves. Here, we apply sensitivity kernels and a novel inversion strategy to obtain a frequency-dependent model of the magmatic systems at Deception Island using active data, where particular care has been put on data selection and model optimisation. The results have been framed in the extensive knowledge of the geology and the geomorphology of the volcano with a Geographic Information System. This inter- and multi-disciplinary analysis will become a tool to improve the interpretation of the dynamics of Deception Island and its related hazards.

Keywords: (Attenuation tomography, Deception Island, GIS, Kernels).

Índice general

Resumen	V
Abstract	VI
Índice general	IX
Índice de figuras	XII
Índice de tablas	XIII
1. Introducción	1
1.1. Estructura de la tesis	6
2. Marco geológico, volcanológico y geofísico	7
2.1. Marco geológico-regional	7
2.2. Marco Geológico-Estructural	10
2.3. Estratigrafía de la isla Decepción	14
2.4. Erupciones históricas	16
2.4.1. Erupción de 1842	16
2.4.2. Erupción de 1967	17
2.4.3. Erupción de 1969	17
2.4.4. Erupción de 1970	18
2.5. Actividad sísmica reciente	22
3. Estudios previos	24
3.1. Estudios geoquímicos	24

3.2.	Estudios gravimétricos, magnéticos y magnetotelúricos	27
3.3.	Estudios geodésicos	31
3.4.	Estudios sísmicos	34
3.4.1.	Perfiles sísmicos de refracción	37
3.4.2.	Tomografías sísmicas	37
3.5.	Riesgo volcánico	42
4.	Marco teórico y Metodología	45
4.1.	Atenuación sísmica	45
4.1.1.	Scattering	47
4.2.	Factor de calidad Q	48
4.3.	Aplicaciones previas en isla Decepción	50
5.	Método	57
5.1.	Estimación del factor de calidad Q	58
5.2.	El proceso de inversión	60
5.3.	El Sistema de Información Geográfica (SIG)	64
5.3.1.	Configuración - Setup	65
6.	Análisis de los Datos y Resultados	67
6.1.	Primera iteración: análisis	72
6.1.1.	Primera iteración: resultados	72
6.2.	Segunda iteración: análisis	76
6.2.1.	Segunda iteración: resultados	79
6.3.	Tercera iteración: análisis	79
6.3.1.	Tercera iteración: resultados	80
6.4.	Cuarta iteración: análisis	83
6.4.1.	Cuarta iteración: resultados	84
7.	Consideraciones y Discusiones	98
7.1.	Interpretación general de los resultados	98
7.2.	Interpretación respecto a la geología y geomorfología	103
7.3.	Interpretación respecto a la tectónica	107
7.4.	Interpretación respecto a la geoquímica	110

7.5. Interpretación respecto a la geodesia	113
7.6. Interpretación respecto a la geofísica	114
7.7. Interpretación respecto al riesgo volcánico	117
8. Conclusiones	121
8.1. Trabajos futuros	122
Apéndices	123
A. Tabla y mapa de topónimos utilizados en el texto	124
B. Informaciones adicionales	127
Bibliografía	128

Índice de figuras

1.1. Marco regional de la isla Decepción	3
1.2. Mapa topográfico de la isla Decepción	3
2.1. Mapa regional del Estrecho de Bransfield	8
2.2. Esquema del Estrecho de Bransfield	9
2.3. Marco tectónico regional	10
2.4. Mapa tectónico	11
2.5. Zonación morfo-tectónica	12
2.6. Principales alineamientos estructurales que controlan la morfología de la Isla Decepción	13
2.7. Esquema de las previas sucesiones estratigráficas	14
2.8. Posición probable de los previos centros eruptivos	16
2.9. Cono volcánico de la erupción de 1967	18
2.10. Mapa de las fracturas eruptivas de 1969	19
2.11. Mapa de distribución de ceniza luego la erupción de 1970	20
2.12. Detalle del islote que se creó luego la erupción de 1967	21
3.1. Mapa de muestreo de geoquímica	25
3.2. Mapa de distribución de Mn y As	26
3.3. Mapa regional de anomalía gravimétrica	28
3.4. Mapa de anomalía magnética	29
3.5. Modelo 2D magnetotelúrico	30
3.6. Mapa de anomalía magnética	30
3.7. Mapa de desplazamiento	31
3.8. Sketch relativo a los procesos deformativos	32
3.9. Mapa de la Red Geodésica de la isla Decepción (REGID)	34

3.10. Mapa de las velocidades de las ondas S	36
3.11. Perfil sísmico de refracción	38
3.12. Sketch de sistemas de fracturas, conos volcánicos y áreas fumólicas	39
3.13. Tomografía sísmica en velocidad	40
3.14. Tomografía sísmica del factor Q_i^{-1}	41
3.15. Tomografía sísmica del factor Q_s^{-1}	41
3.16. Mapa de rutas de evacuación	43
3.17. Mapa de riesgo cualitativo	44
4.1. Sketch principio de Huygens-Fresnel	46
4.2. Sketch proceso de single scattering	47
4.3. Sketch proceso de multiple scattering	48
4.4. Resultados obtenidos por Vila et al. [1995]	51
4.5. Resultados obtenidos por Prudencio et al. [2013]	53
4.6. Mapas de distribución numérica de n_i y n_{sc}	54
4.7. Mapas de distribución numérica de n_i , función numérica y analítica	55
4.8. Resultados obtenidos por Del Pezzo et al. [2016]	56
5.1. Ejemplo L-Curve	61
5.2. Imagen vectorial de la isla Decepción	66
6.1. Ejemplo de traza sísmica	67
6.2. Dataset “Original”: 20283 trazas	69
6.3. Dataset “Original”: Checkerboard Test	70
6.4. Ejemplo área mejor resuelta	71
6.5. Ejemplo de traza sísmica atípica	72
6.6. Ejemplo de traza sísmica con valores nulos	73
6.7. Iteración 1, Dataset 2: 14972 trazas	74
6.8. Dataset 2: Checkerboard Test	75
6.9. Iteración 2, Dataset 3: 13105 trazas	77
6.10. Dataset 3: Checkerboard Test	78
6.11. Iteración 3, Dataset 4: 7895 trazas	81
6.12. Dataset 4: Checkerboard Test	82
6.13. Trazas atípicas	85

6.14. Iteración 4, Dataset 5: 7197 trazas	86
6.15. Dataset 5: Checkerboard Test	87
6.16. Validez de la regularización de Tikhonov: Caso 1	90
6.17. Validez de la regularización de Tikhonov: Caso 2	91
6.18. Validez de la regularización de Tikhonov: Caso 3	92
6.19. Validez de la regularización de Tikhonov: Caso 4	93
7.1. Mapa Q_c^{-1} a 1 Km de resolución	99
7.2. Mapa Q_c^{-1} a 2 Km de resolución	101
7.3. Zoom del mapa Q_c^{-1} a 2 Km de resolución	101
7.4. Comparación entre el mapa Q_c^{-1} y Fig. 3 Hawkes [1961]	103
7.5. Comparación entre el mapa Q_c^{-1} y Fig. 6 Hawkes [1961]	104
7.6. Comparación entre el mapa Q_c^{-1} y Fig. 1b Geyer et al. [2019]	105
7.7. Comparación entre el mapa Q_c^{-1} y Fig. 4 Paredes et al. [2006]	107
7.8. Comparación entre el mapa Q_c^{-1} (res. 1 km) y Fig. 4 Lopes et al. [2015]	108
7.9. Comparación entre el mapa Q_c^{-1} (res. 2 km) y Fig. 4 Lopes et al. [2015]	109
7.10. Comparación entre el mapa Q_c^{-1} y Fig. 8 Somoza et al. [2004]	110
7.11. Comparación entre el mapa Q_c^{-1} y Fig. 5.5 Rey et al. [2002]	111
7.12. Comparación entre el mapa Q_c^{-1} y Fig. 10 Berrocoso et al. [2008]	113
7.13. Comparación entre el mapa Q_c^{-1} y Fig. 4a Catalán et al. [2014]	115
7.14. Comparación entre el mapa Q_c^{-1} y Fig. 9 Prudencio et al. [2013]	116
7.15. Comparación entre el mapa Q_c^{-1} y Fig. 12 Bartolini et al. [2014]	118
7.16. Comparación entre el mapa Q_c^{-1} y Fig. 5.10.6 Berrocoso et al. [2006b]	119
7.17. Comparación entre el mapa Q_c^{-1} y Fig. 6.3 Smellie [2002b]	120
A.1. Mapa de topónimos en la isla Decepción	126

Índice de tablas

6.1. Iteración 1, Dataset 2, Porcentaje Ceros	73
6.2. Iteración 2, Dataset 3, Máxima amplitud	76
6.3. Iteración 3, Dataset 4, Coeficientes de correlación	80
6.4. Iteración 4, Dataset 5, Resultado final	84
6.5. Tabla recapitulativa de los parámetros utilizados	95
6.6. Iteración 5, Dataset verifica	96
A.1. Lista de topónimos mencionados en el texto	125

Capítulo 1

Introducción

Dentro de las Ciencias de la Tierra, la vulcanología es la rama que estudia los procesos volcánicos y el comportamiento de los sistemas magmáticos activos, lo cual resulta de gran importancia para la evaluación de peligro y riesgo volcánico.

El conocimiento del estado y de la dinámica de un volcán activo requiere distintos análisis, que involucran disciplinas, tales como, la geoquímica, geología y geofísica. Dentro de los estudios geofísicos, los estudios sísmicos aplicados a los volcanes varían desde la investigación de los eventos sísmicos hasta el análisis de tipo tomográfico. Los terremotos, asociados tanto a zonas estructuralmente activas, como a movimiento de fluidos hidrotermales o inyecciones magmáticas, se utilizan en la tomografía sísmica para realizar una completa imagen sísmica del interior de la tierra y de los volcanes. Por esta razón, la tomografía en un área volcánica activa sísmica reviste de una gran importancia en la estimación del riesgo volcánico, ya que ofrece las herramientas necesarias para localizar reservorios y/o zonas de ascenso magmático.

Por tomografía se entiende al proceso general de obtención de imágenes 2D o 3D por cortes horizontales o verticales. En función del fenómeno físico utilizado, la tomografía toma distintos nombres: por ejemplo tomografía computarizada (TC) cuando se utilizan los rayos X, IRM en el caso de las imágenes por resonancia magnética. En geofísica, la tomografía sísmica es un método relativamente joven y su desarrollo comenzó a partir de los años 70 [[Aki and Lee, 1976](#)]. Aplicaciones sucesivas de esta técnica involucran estudios sísmicos de estructuras locales, regionales y globales [[Rawlinson et al., 2010](#); [Koulakov and Shapiro, 2015](#)].

Desde un punto de vista sismológico, las áreas volcánicas son estructuras complejas que se caracterizan por intrusiones solidificadas, regiones parcialmente fundidas, rocas alteradas geotérmicamente y depósitos intrincados de diferentes formas, espesores y composiciones [[De Sie-](#)

na et al., 2010]. En los estudios sísmicos la tomografía utiliza algunas características de las ondas sísmicas como el tiempo de viaje, la llegada de una fase, el ruido o la coda y permiten investigar diferentes profundidades a resoluciones espaciales distintas [Rawlinson et al., 2010].

La tomografía pasiva de alta resolución es un método ampliamente utilizado para obtener imágenes de las estructuras internas de los volcanes y representa un paso crucial hacia las limitaciones correctas para los modelos de erupción [Chouet, 1996]. La tomografía en tiempo de viaje es el método más utilizado para obtener imágenes detalladas [Chouet, 2003]. Las imágenes de atenuación se han utilizado menos, a pesar de un número creciente de estudios sobre este tema [Schurr et al., 2003; Hansen et al., 2004; Eberhart-Phillips et al., 2005; De Gori et al., 2005]. Recientemente se han introducido algoritmos multiescala para obtener la mejor resolución de acuerdo con la óptima robustez y estabilidad de los procedimientos [Bai and Greenhalgh, 2005; De Siena et al., 2009].

La atenuación de las ondas elásticas depende de una serie de factores, los más importantes de los cuales son la temperatura y la presencia de fracturas que generalmente están impregnadas de fluidos [Eberhart-Phillips et al., 2005]. La atenuación se cuantifica mediante el factor de calidad, Q , que se define como la relación entre la energía perdida por un ciclo de ondas y la energía del ciclo en sí. Del mismo modo, la atenuación se puede definir mediante el coeficiente de atenuación que explica el amortiguamiento de la amplitud de onda en función de la distancia y la frecuencia. Además, la respuesta de las rocas a la propagación de ondas longitudinales es diferente a la de las ondas transversales; en consecuencia, el conocimiento de Q_P y Q_S , los factores de calidad de las ondas P y S, respectivamente, es crucial para la caracterización del estado físico de las rocas dentro de un volcán.

La isla Decepción ($-62,893$ y $-63,021$ °S y $-60,751$ y $-60,495$ °O) forma parte del archipiélago de las Islas Shetland del Sur (Fig. 1.1) y es uno de los principales volcanes activos de la región Antártica. Se trata de una caldera volcánica caracterizada por su forma de herradura, de un diámetro aproximado de 14 km, con una depresión en su parte central (Port Foster), que presenta una profundidad de 160 m, mientras que su parte más elevada, Mount Pond, tiene una cota de 539 m s.n.m. [Smellie et al., 2002; Barclay et al., 2009] (Fig. 1.2).

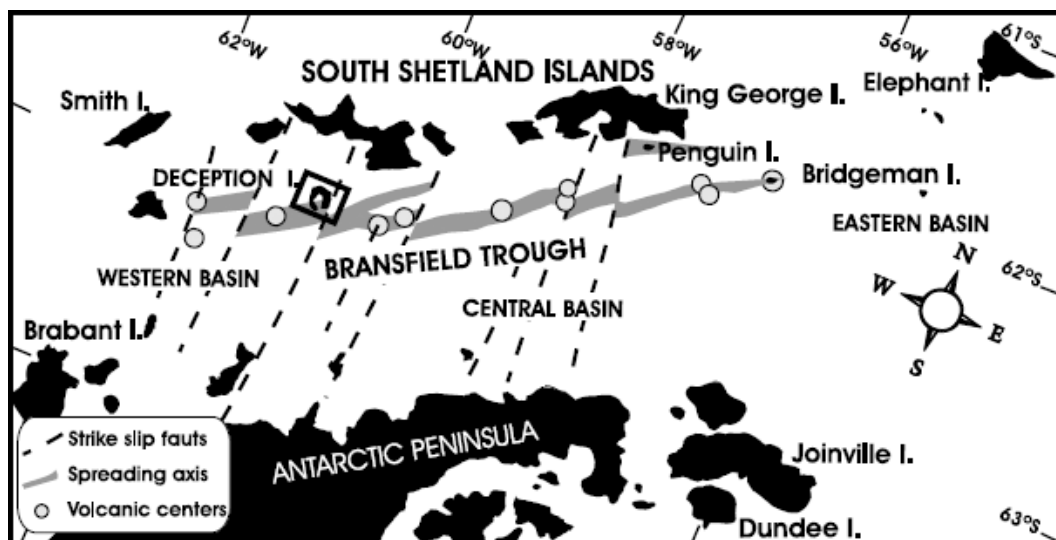


Figura 1.1: Mapa regional de la isla Decepción. Tomada de Prudencio [2013].



Figura 1.2: Mapa topográfico de la isla Decepción. Modificada de Wikipedia contributors [2020]

Varias tomografías sísmicas se realizaron en isla Decepción. Analizando las técnicas aplicadas hasta el momento, se pueden observar los progresos relativos a su comprensión y conocimiento. Entre los estudios tomográficos que se realizaron a principios de los años 90, los estudios de tomografía en atenuación sísmica son aquellos que más avanzaron en años recientes. En los estudios previamente discutidos, los métodos utilizados van desde la tomografía sísmica en velocidad hasta la tomografía sísmica en atenuación y scattering. El primer estudio es efectuado por Vila et al. [1995] y trata de una tomografía en atenuación efectuada analizando los terremotos utilizados en Vila et al. [1992a]; en los resultados los autores encuentran una anomalía de alta atenuación en la zona norte-noreste de la bahía que interpretan con la existencia de una intrusión magmática producida por las últimas erupciones. Con posterioridad, otros autores logran resolver hasta 4 km de profundidad en dos perfiles ortogonales (NO-SE y NE-SO) que atraviesan enteramente la isla [Ben-Zvi et al., 2009; Zandomenighi et al., 2009; Prudencio et al., 2013, 2015; Del Pezzo et al., 2016, 2018]. Estos autores evidencian sobretodo la presencia, bajo la caldera, de una anomalía de baja velocidad que interpretan como un cámara magmática que se extiende entre 3 y 5 km a lo largo del eje NNO-SSE, entre 2 y 3 km a lo largo del eje ENE-OSO, y que tiene su parte más somera a una profundidad ≤ 2 km.

Además, desde 2010, todos los estudios tomográficos realizados en Isla Decepción indican la presencia de un ambiente caracterizado por alto scattering, destacando un predominio de procesos de este tipo sobre los de absorción. Las áreas volcánicas son las que más atenúan las ondas sísmicas; confirmando esto, Sato et al. [2012] muestran que las estructuras geológicas con un alto grado de heterogeneidad producen múltiples efectos de scattering hasta llegar a lo que se llama régimen difusivo.

La hipótesis de partida es confirmar o refutar la presencia de estas características para averiguar así la presencia de las anomalías encontradas previamente, gracias al uso de un nuevo método que es una evolución y mejora de los modelos tomográficos en atenuación y scattering realizado por Prudencio et al. [2013] y por Del Pezzo et al. [2016]. En este nuevo método, se utilizan los kernels espaciales, es decir funciones ponderadas en el espacio, en el análisis 2D del factor de calidad Q_c [De Siena et al., 2017] integrado en un entorno SIG. Gracias al análisis a diferentes frecuencias y resoluciones espaciales, esta nueva técnica permite obtener resultados de alta resolución y, con la integración en un SIG, permite vincular espacialmente las anomalías obtenidas y luego compararlas con estudios previos. Este trabajo altamente innovador y multidisciplinar ha permitido así obtener resultados nunca antes vistos en la imagen de

las capas más someras de la isla volcánica Decepción.

Es además necesario subrayar que esta isla volcánica tiene dos características fundamentales adecuadas para verificar mejor esta hipótesis: su morfología y su ubicación. De hecho, gracias a su estructura en forma de herradura, es posible estudiar Decepción tanto gracias a la circunnavegación externa como desde su bahía interna, cubriendo íntegramente la zona volcánica emergida y sumergida. Asimismo, al estar ubicado en la Antártida, la ausencia de ruido antropogénico permite discriminar mejor todas las diferentes fases de las ondas sísmicas [Poli et al., 2020].

Estos elementos permitieron realizar el experimento TOMO-DEC2005, a partir del cual se generó un dataset único en su tipo con una enorme cantidad de trazas sísmicas, que pueden ser adecuadamente utilizadas para confirmar o refutar la hipótesis inicial [Ibáñez et al., 2017]. La posibilidad de estudiar este enorme dataset ha proporcionado el punto de partida para la formulación de una nueva hipótesis: la limpieza de los denominados "big dataset" permite obtener, mediante la eliminación de trazas sísmicas de mala calidad, resultados más significativos en menos tiempo y consumo computacional.

El principal objetivo de esta tesis es confirmar o refutar 1) si la isla se encuentra en un régimen difusivo; 2) la presencia de anomalías de alta / baja atenuación en las capas más superficiales de la isla. Además, gracias al uso de sistemas de información geográfica, se realizó una comparación geoespacial entre las anomalías encontradas y los resultados obtenidos de estudios previos. Para lograr este objetivo, además de la aplicación de esta nueva técnica tomográfica, descrita en detalle en el Capítulo 5, procederemos a la limpieza del conjunto de datos inicial, según parámetros estadísticos y más iteraciones (Capítulo 6).

1.1. Estructura de la tesis

- Capítulo 1: Introducción. Mirada general a la técnica utilizada, al objeto de estudio y al objetivo general.
- Capítulo 2: Marco geológico, volcanológico y geofísico. Este capítulo trata sobre el marco geológico regional y estructural, la actividad volcánica y sísmica de la isla.
- Capítulo 3: Estudios previos. Se tratan los estudios previos geoquímicos, gravimétricos, magnéticos, magnetotelúricos, geodésicos, sísmicos y de riesgo volcánico.
- Capítulo 4: Marco teórico y metodología. Teoría detrás del método y estudio de los métodos de atenuación sísmica previamente aplicados al volcán.
- Capítulo 5: Método. Explicación detallada del método utilizado.
- Capítulo 6: Análisis de los Datos y Resultados. En este capítulo se explican los pasos utilizados para la limpieza del dataset y los resultados obtenidos luego cada iteración.
- Capítulo 7: Consideraciones y Discusiones. Interpretación de los resultados y comparación con estudios previos geoquímicos, gravimétricos, magnéticos, magnetotelúricos, geodesicos, sísmicos y de riesgo volcánico.
- Capítulo 8: Conclusiones. Presentación de las conclusiones relativas a la tesis y sugerencias para trabajos futuros.
- Apéndice A. En este anexo se proporciona una tabla y un mapa de los topónimos geográficos de la isla utilizados en el texto.
- Apéndice B. En este anexo se ofrecen informaciones adicionales para una mejor comprensión de este trabajo.

Capítulo 2

Marco geológico, volcanológico y geofísico

2.1. Marco geológico-regional

El marco geológico regional en el cual está situada la isla Decepción es el estrecho de Bransfield, una cuenca marginal orientada NE-SO que tiene una extensión de más de 400 km de alto y 60 km de ancho [Pelayo and Wiens, 1989; Baraldo and Rinaldi, 2000; Robertson Maurice et al., 2003]. Existen dos hipótesis que explican la formación de esta cuenca: la primera está relacionada al *roll-back* de la subducción de la antigua placa de Phoenix a través de la fosa de las Shetland del Sur [Barker, 1982; Smellie et al., 1984; Barker et al., 1991; Maldonado et al., 1994; Lawver et al., 1995, 1996; Barker and Austin Jr, 1998]; la segunda hipótesis, añade una componente tectónica de tipo *strike-slip* [Lawver et al., 1996; González-Casado et al., 2000; Smellie et al., 2002]. Mientras que el *roll-back* se puede explicar con la ralentización de la subducción de la Placa de Phoenix, hace aproximadamente alrededor de 4 Ma, debido a la terminación de la apertura de la dorsal de Aluk, en el Pasaje de Drake [Barker, 1982], la dinámica tectónica está vinculada a una componente transcurrente de la dorsal sur de la Placa de Scotia [González-Casado et al., 2000] (Fig. 2.1).

Estas hipótesis respaldan las evidencias de una apertura del Estrecho de Bransfield desde NE hacia SO [Barker and Austin Jr, 1998; Jin et al., 2002; Christeson et al., 2003; Vuan et al., 2005]. La apertura del *rift* del Bransfield comenzó hace 2 Ma [González-Ferrán, 1991; Henriot et al., 1992] generando una nueva microplaca: la placa de las Shetland del Sur que está limitada por las fallas de Hero al sureste y aquella de Shackleton al noreste. La apertura de este estrecho es sostenida también por varios estudios de tipo volcanológico, batimétrico, petrológico, geoquímico y de temperatura [Weaver et al., 1979; Schlosser et al., 1988; Gràcia et al., 1996;

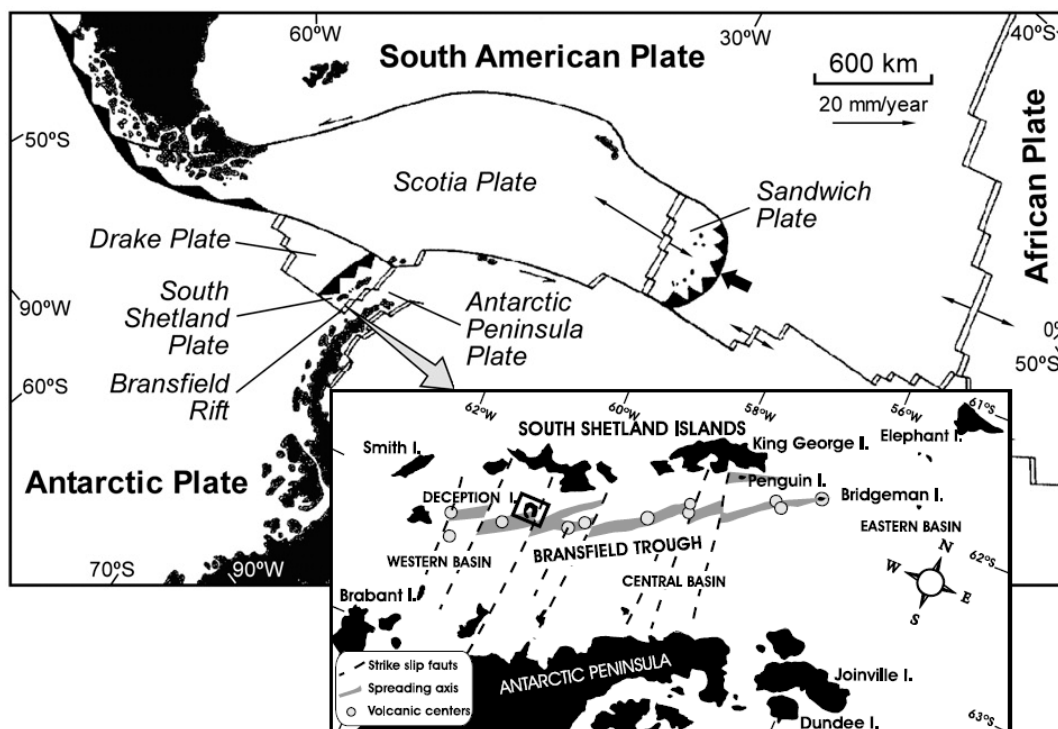


Figura 2.1: Mapa regional del Estrecho de Bransfield y de las Islas Shetland del Sur. Modificada de [Ibáñez et al. \[2000\]](#).

[Lawver et al., 1996](#); [Klinkhammer et al., 2001](#); [Keller et al., 2002](#); [Somoza et al., 2004](#)]. Desde el punto de vista geofísico, el Estrecho del Bransfield, fue estudiado mediante métodos de tipo:

- gravimétrico [[Garrett, 1990](#); [Lawver et al., 1996](#); [Muñoz-Martín et al., 2005](#)];
- magnético [[Ashcroft, 1972](#); [Roach, 1978](#); [Garrett, 1990](#); [González-Ferrán, 1991](#); [Gràcia et al., 1996](#); [Keller et al., 2002](#)];
- geodésico [[Roach, 1978](#); [González-Ferrán, 1985, 1991](#); [Gràcia et al., 1996](#); [Dietrich et al., 2001](#); [Robertson Maurice et al., 2003](#); [Ramírez-Rodríguez, 2007](#)] y
- sísmológico [[Ashcroft, 1972](#); [Roach, 1978](#); [González-Ferrán, 1985](#); [Guterch et al., 1985](#); [Pelayo and Wiens, 1989](#); [Grad et al., 1992](#); [Maldonado et al., 1994](#); [Ibáñez et al., 1997](#); [Christeson et al., 2003](#); [Robertson Maurice et al., 2003](#); [Vuan et al., 2005](#); [Guidarelli and Panza, 2006](#)].

La extensión de esta cuenca, estimada por 10 mm por año gracias a los análisis GPS [[Robertson Maurice et al., 2003](#)], es caracterizada por una abundante actividad volcánica y explica la formación tanto de la isla Decepción así como por las otras dos islas volcánicas Penguin

y Bridgeman, y también por aquellas submarinas [[González-Ferrán, 1993](#); [González-Ferrán et al., 1995](#)] (Fig. 2.2).

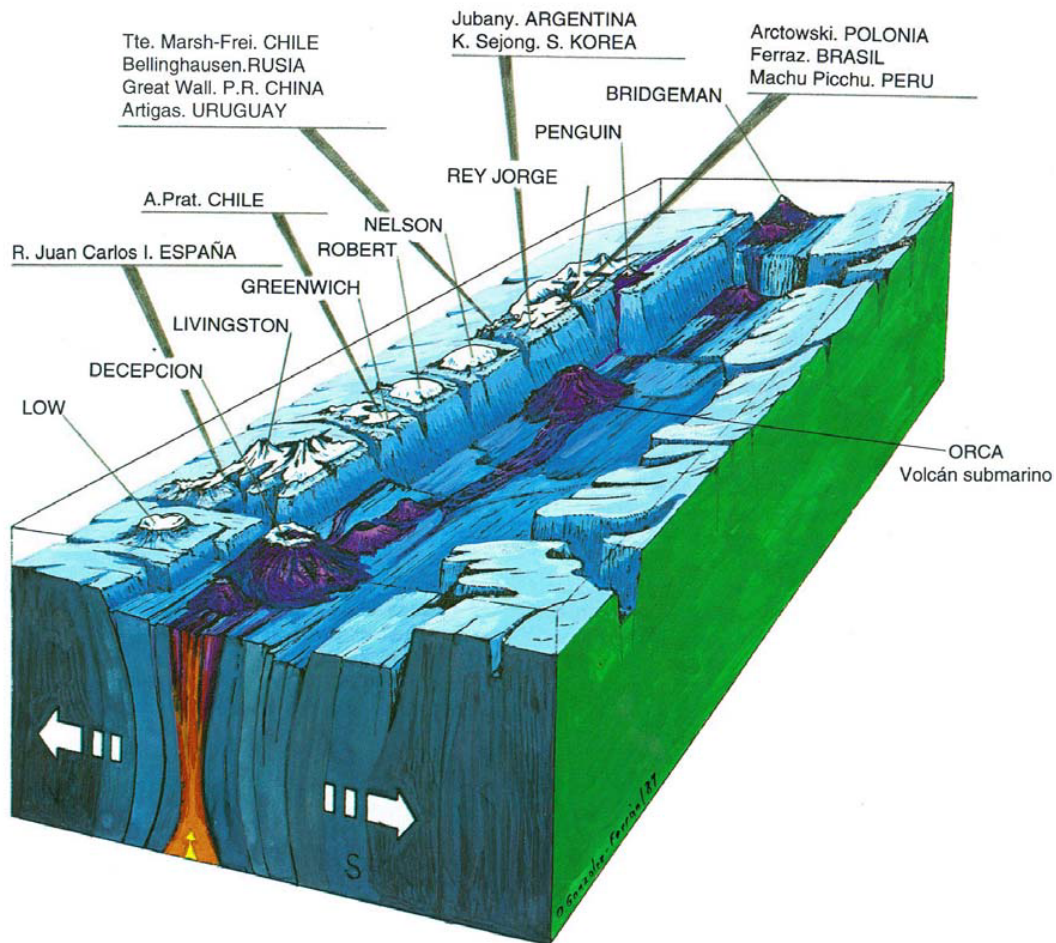


Figura 2.2: Esquema del Estrecho de Bransfield y de los volcanes que lo caracterizan. Tomada de [[Prudencio, 2013](#)] (modificada de [González-Ferrán \[1993\]](#)).

Esta extensión genera una depresión (*rift* de Bransfield) caracterizada por distintos elementos tectónicos, como los *horst* y *graben* generados a su vez por un sistema de falla NO-SE que dividen la estructura en distintos segmentos.

2.2. Marco Geológico-Estructural

La isla Decepción se encuentra localizada cerca de la intersección entre el eje del *rift* de Bransfield y la falla de Hero (Fig. 2.3).

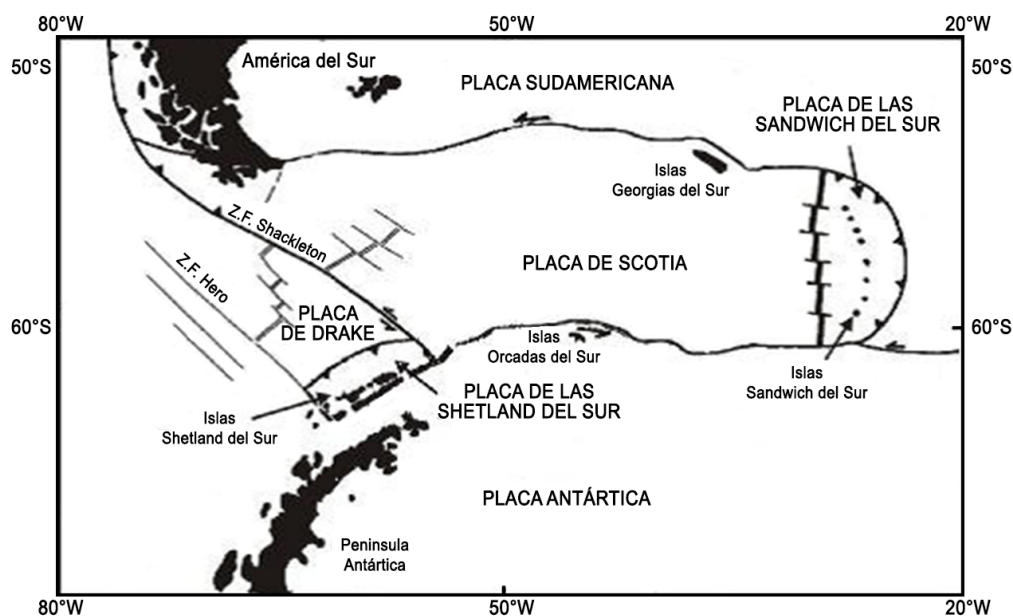


Figura 2.3: Marco tectónico regional. Modificada de Gràcia et al. [1996].

Ortogonalmente a este tipo de movimiento transcurrente, se verifica la máxima extensión de la depresión en dirección NNO-SSE, coherentemente con la distribución de los centros eruptivos e hidrotermales dentro de la bahía [Rey et al., 1995, 2002]. Estos mecanismos tectónicos regionales son de extrema importancia porque ofrecen la posibilidad de interpretar la isla como una caldera volcano-tectónica que se formó durante el vaciamiento de la cámara magmática somera en el cual la subsidencia de dicha caldera estaba controlada por fallas pre-existentes [Smellie, 2001; Smellie et al., 2002; Martí et al., 2013]. Dicha interpretación se pone en contraste con estudios previos que consideraban la isla Decepción como una clásica falla en forma de anillo [Hawkes, 1961; Gonzalez-Ferran and Katsui, 1970; Baker et al., 1975; Walker, 1984; Smellie, 1988, 1989] o como un colapso pasivo debido exclusivamente a la tectónica regional [Martí et al., 1996]. Los elementos que más evidencian los efectos de la tectónica regional en la isla son las fallas y fracturas: en la parte norte de la isla, con la misma orientación de la máxima extensión (NNO-SSE y NE-SO) [Baker et al., 1975; De Rosa et al., 1995; Rey et al., 1995, 1997; González-Casado et al., 1999; Rey et al., 2002], mientras que en la parte meridional se

encuentra el principal sistema de fallas, subordinado a los previos de tipo regional, que tiene una orientación NO-SE (115-120 N) [Rey et al., 1995, 2002; Smellie et al., 2002] (Fig. 2.4).

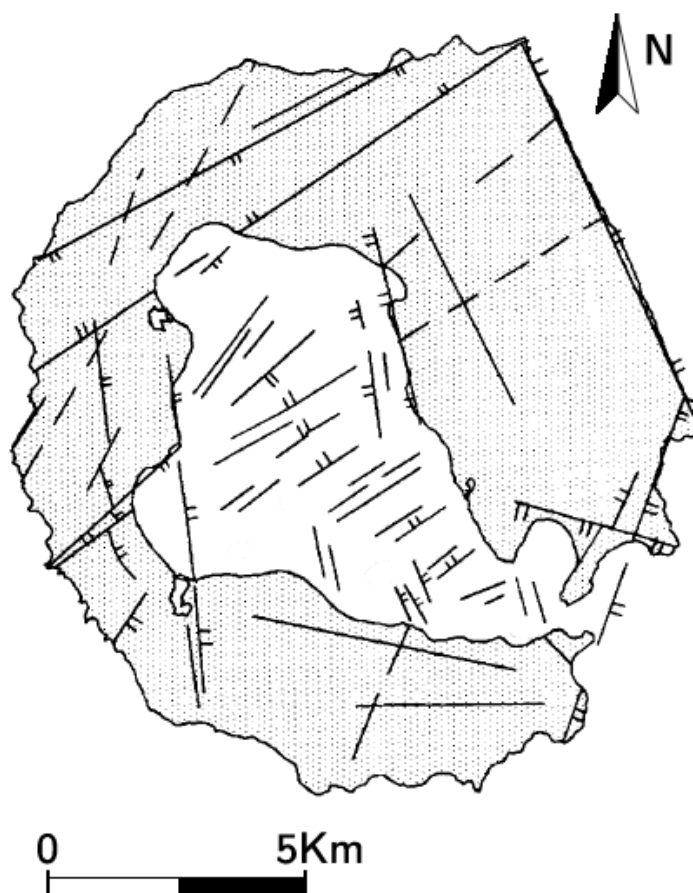


Figura 2.4: Principales fallas de la isla Decepción. Modificada de Martí et al. [1996].

Entre las estructuras previamente mencionadas, las más antiguas tienen una orientación N-S, las más recientes una orientación O-E, mientras que la fase intermedia está caracterizada por estructuras orientadas NO-SE [Paredes et al., 2006]. La mayoría de estos sistemas se pueden dividir, según Paredes et al. [2006], en tres zonas (Fig. 2.5):

- la primera, en el norte, caracterizada por fracturas asociadas a la actividad volcánica más reciente;
- la segunda, dividida en tres áreas (al noreste, sur-sureste y al oeste), está caracterizada por una fuerte actividad fumarólica; y
- la tercera, dividida en dos áreas, las cuales presentan actividad de tipo fisural y con procesos de tipo lahar. Estas últimas dos áreas son consideradas la más antiguas y están localizadas al este-sureste y al suroeste.

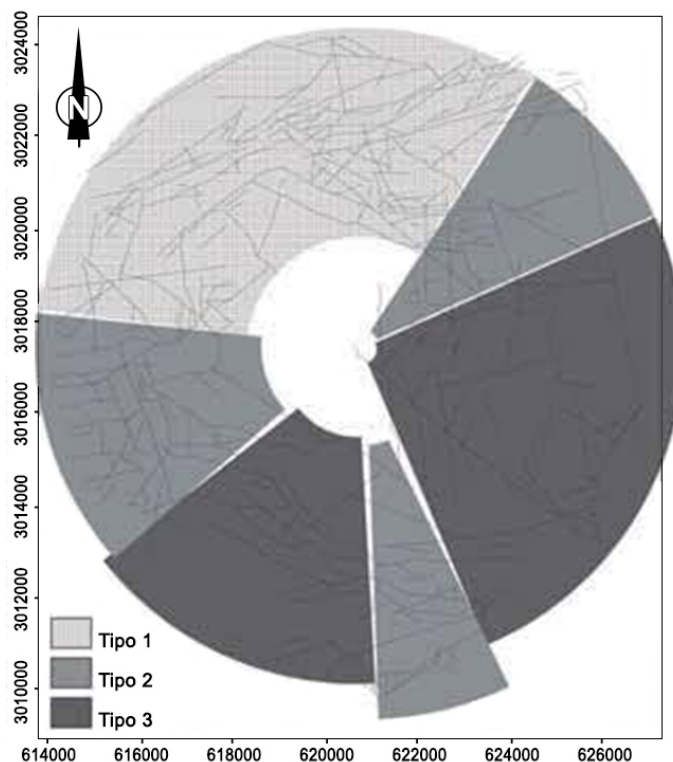


Figura 2.5: Zonación morfo-tectónica preliminar resultante proyectada sobre las trazas cartografiadas en la Isla Decepción. Modificada de [Paredes et al. \[2006\]](#).

Mirando esta subdivisión que abarca prácticamente toda la isla Decepción, es fácil entender que la mayoría de estos sistemas estén relacionados a la actividad volcánica previas y/o a la actividad fumarólica presente. Además, desde un análisis global de la orientación de las fallas y fracturas presentes en la isla, [Maestro et al. \[2007\]](#) interpretan la formación de la misma como determinada por un proceso tectónico rotacional que sigue las dinámicas del modelo teórico de deformación de Riedel. En detalle, se evidencian el sistema de fallas sintéticas (R) con una orientación N50-60°E, que se extiende desde Punta Murature (al norte de Fumarole Bay) hasta Telefon Bay (al norte de Port Foster), que es coherente con el régimen del estrecho de Bransfield; a eso se suman las conjugatas antitéticas (R') con orientación NNO-SSE en el área de Costa Recta [\[Fernández-Ibáñez et al., 2005\]](#) y, en la zona al oeste de Mount Pond, las fracturas sintéticas (P) orientadas ENE-OSO. Desvinculadas a los regímenes regionales, hay las fallas con orientación N-S, NNO-SSE y ONO-ESE que podrían representar un régimen de estrés previo a la rotación contrario a las agujas del reloj de la isla [\[Maestro et al., 2007; Lopes et al., 2015\]](#). Sucesivamente, [Lopes et al. \[2015\]](#) efectúan un análisis multidisciplinar que define un modelo evolutivo tectónico-estructural de la isla relacionado con la tectónica regio-

nal del Estrecho de Bransfield utilizando la hipótesis desarrollada por [Maestro et al. \[2007\]](#) en conjunto con la reconstrucción paleogeográfica de la isla [[Torrecillas et al., 2013](#)], la tomografía sísmica [Ben-Zvi et al. \[2009\]](#), los lineamientos superficiales [[Paredes et al., 2006](#)] y el modelo de elevación digital [[Fernández-Ibáñez et al., 2005](#)] (Fig. 2.6). La morfología de la isla es determinada tanto por la actividad tectónica como por aquella volcánica. El elemento morfoestructural más evidente es la caldera inundada (Port Foster) la cual, conectándose al mar a través de Neptune Bellow, genera la forma de herradura que caracteriza a la isla Decepción. Las evidencias del colapso de esta caldera son las estructuras concéntricas en el borde interno de la bahía. En la parte interna de la isla, y sobre todo en la zona de Telefon Bay, se concentra la mayor frecuencia de cráteres y conos de cenizas (generados durante las erupciones de 1967 y 1970). Los conos que se han preservado de la erosión marina, en la parte externa de la caldera, muestran una alineación E-NE relacionados con las estructuras previamente mencionadas y se extienden desde Telefon Bay hasta Stonethrow Ridge. Finalmente, la mayoría de las coladas de lavas se encuentran en la zona norte de Monte Kirkwood y en el área sur oeste de Kendal Terrace [[López-Martínez and Serrano, 2002](#)].

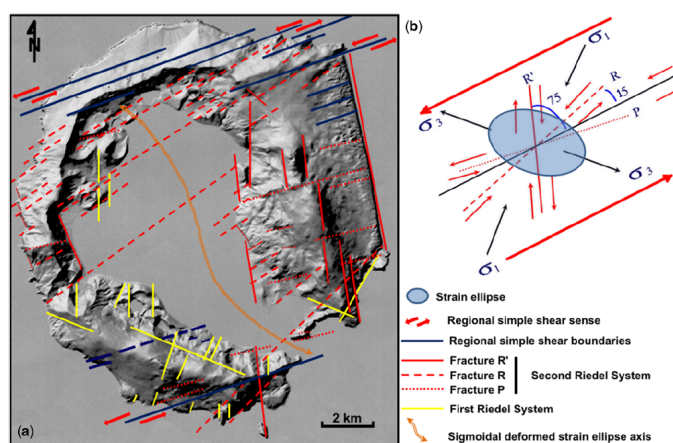


Figura 2.6: a) Principales alineamientos estructurales que controlan la morfología de la Isla Decepción y comparación. b) Comparación con un modelo teórico de deformación de Riedel. Tomada de [Lopes et al. \[2015\]](#).

2.3. Estratigrafía de la isla Decepción

Los estudios paleomagnéticos de la isla Decepción sugieren que debe tener una edad menor que 780 Ka [Valencio et al., 1979; Baraldo et al., 2003]. Previamente a esta datación, la sucesión litoestratigráfica de la isla, sugeridas por Hawkes [1961], era subdividida en dos series: la *Pre Caldera Series* y la *Post Caldera Series*. A la primera pertenece el *Port Foster Group* mientras que la segunda estaba dividida en tres grupos:

- *Whalers Bay Group*
- *Pendulum Cove Group*
- *Neptune Bellows Group*

Precedente a esta subdivisión, figuraban los estudios de Hottedahl [1929] y Olsacher et al. [1956], los cuales dividían la sucesión únicamente en dos series: *Serie Volcánica Antigua* y *Serie Volcánica Moderna*, divididas por la subsidencia de la caldera (Fig. 2.7).

Hottedahl (1929)	Olsacher (1956)	Hawkes (1961)
Younger Volcanic Series	Serie Volcanica Moderna — <i>Caldera subsidence</i> —	Post-caldera Series { Whalers Bay Group Pendulum Cove Group Neptune Bellows Group
Older Volcanic Series		
	Serie Volcanica Antigua	Port Foster Group

Figura 2.7: Comparación entre las previas sucesiones estratigráficas hechas por Hottedahl [1929]; Olsacher et al. [1956]; Hawkes [1961].

Luego siguieron los estudios de Baker et al. [1975]; Birkenmajer [1992, 1995], entre varios investigadores hasta los de Smellie [2001], cuya subdivisión litoestratigráfica es la última publicada hasta el presente. Esta subdivisión estratigráfica considera el complejo volcánico de la isla (*Deception Island Volcanic Complex*) dividido, igualmente que los autores previos, en dos grupos: pre y post-caldera [Smellie, 2001].

El grupo pre-caldera es referido como *Port Foster Group* y el grupo post-caldera es denominado como *Mount Pond Group*. Cada grupo, a su vez la divide en tres formaciones. El *Port Foster Group* está conformado por las formaciones:

- *Fumarole Bay*, caracterizada principalmente por ceniza hidrovulcánica de color amarillo y por intrusiones sin-eruptivas menores;
- *Basaltic Shield*, formada por escorias estrombolianas y niveles de coladas de lava simples y compuestas;
- *Outer Coast Tuff*, que se compone por lapilli-tobas de color amarillo.

Mientras, las formaciones que constituyen el segundo grupo, el *Mount Pond Group*, son:

- la *Stonethrow Ridge*, representada por escorias estrombolianas y lavas postcaldera;
- la *Baily Head*, caracterizada por ceniza hidrovulcánicas endurecidas de color que van del gris hasta el caqui. En esta formación los centros eruptivos no están restringidos a la caldera;
- la *Pendulum Cove*, en la cual los depósitos mayormente presentes están conformados por conos de tobas y maar, cuyos centros eruptivos se localizan principalmente en el interior de la caldera.

La actividad volcánica que ha caracterizado estas formaciones, a su vez, determinó la formación de la isla con cambios tanto en su morfología como en su cota respecto al nivel del mar. Gracias a los estudios cronológicos se vio que las primeras fuentes de lava, en la *Fumarole Bay Formation*, eran de tipo subaéreo y el volcán se encontraba a 100-150 m sobre del nivel del mar. Consecuente a esta fase bajó a 70 m s.n.m., durante la *Basaltic Shield Formation*, terminando a su cota mayor equivalente a los 200 m sobre del nivel del mar en la *Outer Coast Tuff Formation* [Smellie, 2002a]. A las informaciones relativas a la cota máxima alcanzada en la isla se suma el estudio hecho por Torrecillas et al. [2013], en el cual se muestra una reconstrucción volcánica de la isla utilizando un modelo geodinámico regresivo *Geodynamic Regression Model*. En esta reconstrucción la altura máxima de la isla, previa al colapso de la caldera, remonta a 640 m y tiene un volumen de 4 km³ más respecto al edificio actual. Posterior al colapso de la caldera, la isla Decepción se encuentra en su actual configuración con la caldera sumergida que dibuja la bahía interna. Si bien no hay informaciones relativas a las erupciones previas a aquella de 1842, Hawkes [1961] produjeron unos mapas relativos a las posibles ubicaciones de los centros eruptivos relacionados a las erupciones que han caracterizado los grupos previamente mencionados (Fig. 2.8).

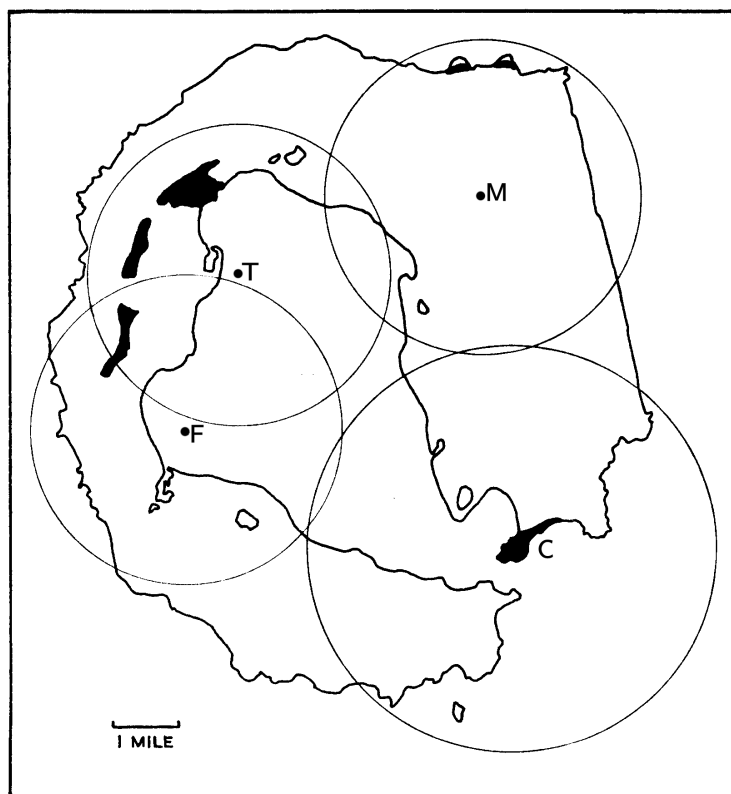


Figura 2.8: Sketch relativo a los centros del volcanismo del grupo pre-caldera. Tomada desde [Hawkes \[1961\]](#).

Entre las diferentes erupciones que han ocurrido en lo largo de la vida de la isla, es posible enumerar las características principales de las más recientes (1842, 1967, 1969, 1970).

2.4. Erupciones históricas

En los primeros años del siglo XX hay demasiadas incertidumbres en la determinación de las fechas de algunas erupciones [[Vila et al., 1992a](#)], tanto aquellas de 1912 y 1917, estimadas por la presencia de cenizas y tefra en el hielo [[Orheim, 1972](#)], como aquellas entre el 1931 y 1956 [[Pallàs et al., 2001](#)].

Entre las diferentes erupciones históricas se mencionan las de 1842, 1967, 1969 y 1970.

2.4.1. Erupción de 1842

Las primeras erupciones que fueron documentadas se remontan a febrero de 1842 cuando, en la expedición estadounidense guiada por el capitán Wilkes ([[Wilkes, 1845](#)]), narran que un

reporte¹ del capitán Smiley describía la zona sur de la isla como “en llamas” y que “se contaban por los menos trece volcanes en erupción”.

Según la descripción, la zona debería coincidir con aquella de Monte Kirkwood, evidencia confirmada por el sistema de fallas E-O previamente descrito (asociados al sistema NW-SE [De Rosa et al., 1995; González-Ferrán et al., 1995; Paredes et al., 2006] y los conos submarinos con la misma orientación en la parte interna de la caldera.

2.4.2. Erupción de 1967

El 4 de diciembre de 1967 una nueva erupción en la parte norte de la caldera favorece la abertura de fumarolas a lo largo de una fisura de 5 km. Se considera relacionado a esta erupción el previo enjambre sísmico que ocurrió en abril del mismo año. Esta erupción dio lugar a la formación de una nueva isla en la zona de Telefon Bay [Clapperton, 1969; Baker et al., 1969; González-Ferrán et al., 1995] (Fig. 2.9). La orientación de la fisura es concordante con el sistema de fallas orientado NE-SO lo cual es además coherente con el régimen de tipo extensional del estrecho de Bransfield, como previamente se mencionó. En esta erupción, la estación chilena Presidente Aguirre Cerda, en el noreste de la isla, quedó dañada. Pasan solo dos años antes del comienzo de una nueva actividad eruptiva.

2.4.3. Erupción de 1969

La erupción de febrero de 1969, no obstante fue generada por fisuras de menos de 100 m, fue una de la más destructiva del último siglo. Las fracturas, con un largo, entre norte y sur, de más de 4 km [Smellie, 2002a], se abrieron: la más septentrional, en la zona de Caleta Péndulo, a una distancia de solo 500 m de la base chilena Presidente Aguirre Cerda (Fractura F) y la más meridional a 1 km al norte (Fractura A) de la base inglesa situada en Bahía Balleneros (Fig. 2.10). Los productos generados por la erupción fueron principalmente lahares y flujos piroclásticos que destruyeron completamente la base chilena, que había quedado dañada en la previa

¹“On the 17th of March they sailed from Deception Island, having left a bottle enclosing reports, tied to a flagstaff. This was afterwards found by Captain Smiley, who mentions in his letter to me, that in February, 1842, the whole south side of Deception Island appeared as if on fire. He counted thirteen volcanoes in action. He is of opinion that the island is undergoing many changes”.

<https://play.google.com/books/reader?id=NyQcAAAAAAAJ&hl=es&pg=GBS.PA61>



Figura 2.9: Cono volcánico creado por la erupción de 1967 en Telefon Bay, modificada desde [González-Ferrán et al. \[1995\]](#).

erupción, y aquella inglesa. Estas fracturas están asociadas a sistemas de fallas orientados N-S y NNO-SSE, paralelos con el alineamiento de Costa Recta [[Fernández-Ibáñez et al., 2005](#)].

2.4.4. Erupción de 1970

La erupción ocurrida en el 1970, además de ser la última documentada hasta hoy en día en la isla Decepción, fue también la más violenta del último siglo. Esta erupción empezó el 12 de agosto, cuando un gran sismo fue registrado por la base argentina O'Higgins, en la península Antártica, a 170 km desde la isla Decepción. El reporte del British Antarctic Survey, citado también por [Shultz \[1972\]](#), decía² que pensaban que había ocurrido una gran erupción en el día 12 y que también en el día 13 se habían registrado, en otra estación, 50 pequeños sismos. La otra estación que mencionaban era la estación soviética Bellingsgauzen (Fig. 2.11), situada a 110 km al norte, en la islas King George, la cual, en la mañana del 13 de agosto, había quedado cubierta por la ceniza volcánica e informaba de un fuerte olor de azufre [[Shultz, 1972](#); [Pedrazzi](#)

²“We think that there was one large eruption on the 12th and then there is a record of another base at the Argentine Islands who have indicated that there were 50 small episodes on the 13th” (Smithsonian Institution, Card 991, 14 August 1970).

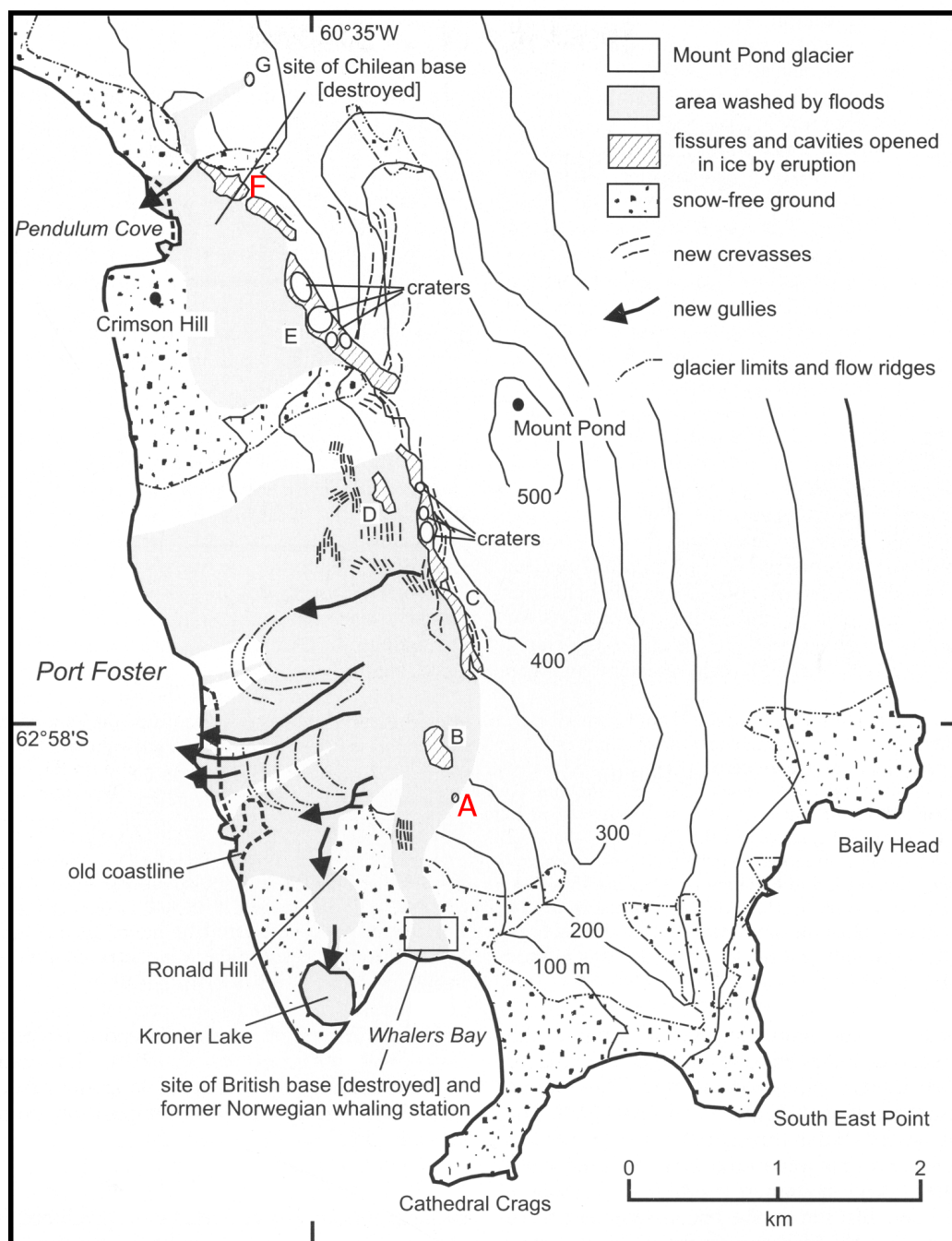


Figura 2.10: Fracturas eruptivas relativas a la erupción de 1969; las fracturas A y F están evidenciadas. Modificada desde Smellie [2002a].

et al., 2014].

La actividad eruptiva empezó en la zona de Telefon Bay, la misma localización de la erupción de 1967, cuando se abrieron 5 fisuras marinas las cuales generaron explosiones de tipo freatomagmático por la interacción entre el magma y el agua de la bahía. A estos centros eruptivos se sumaron 7 sub-aéreos de los cual uno bajo la capa de hielo. Los productos de esta

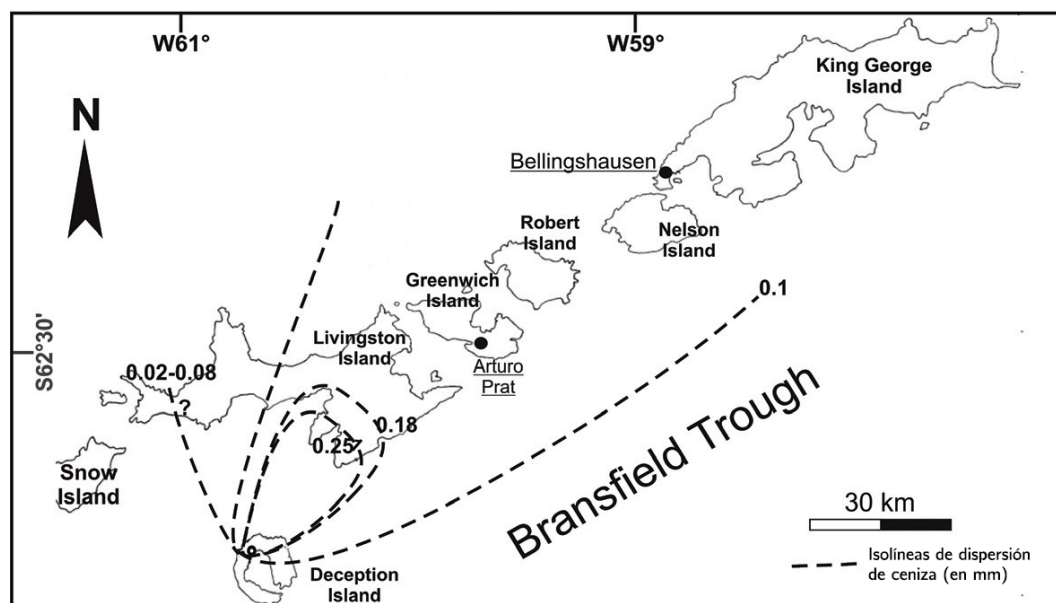


Figura 2.11: Mapa de distribución de ceniza en el archipiélago de las islas Shetland del Sur en ocasión de la erupción de 1970. Modificada desde Pedrazzi et al. [2014].

actividad llenaron parte de la bahía generando una nueva tierra que terminó uniendo el islote (“*New Island 1967*”) (Fig. 2.12) que se había generado en la previa erupción de 1967. El alineamiento tectónico de los centros eruptivo coincide con aquel de la erupción de 1967 y, como en aquel caso, con el régimen extensional del estrecho de Bransfield [Shultz, 1972].

Desde esta erupción hasta la fecha, la única actividad atribuible al sistema eruptivo de la isla fue una pluma registrada por las imágenes satelitales el 23 de julio de 1987 [Newhall and Dzurisin, 1988]. La mayoría de las erupciones ocurridas en la islas se pueden dividir en dos estilos eruptivos: 1) explosiones de tipo estromboliano y 2) actividad freatomagmática [De Rosa et al., 1995]. El primer estilo se encuentra en las erupciones de 1842, 1967 (en su primera fase) y en 1969, mientras que el segundo estilo caracteriza las erupciones más violentas, osea aquellas de 1967 y 1970. Otra característica fundamental de las erupciones es que, no obstante la potencia de algunas de estas, el tamaño de las mismas fue siempre contenido tanto desde el punto de vista de los productos emitido como por su duración. Es importante también subrayar que la presencia de tefra dispersa en el mar de Escocia, por más de 800 km, evidencia un estilo eruptivo mucho más violento de lo que se pudo averiguar en las erupciones ocurridas en los últimos siglos [Moreton and Smellie, 1998; Aristarain and Delmas, 1998].

Las evidencias más visibles del estado de actividad de la isla son las fumarolas y las anomalías geotérmicas [López-Martínez and Serrano, 2002] distribuidas en varios lugares en el interior de la bahía; a soporte de las fumarolas, la actividad del volcán está evidenciada por la actividad sísmica.

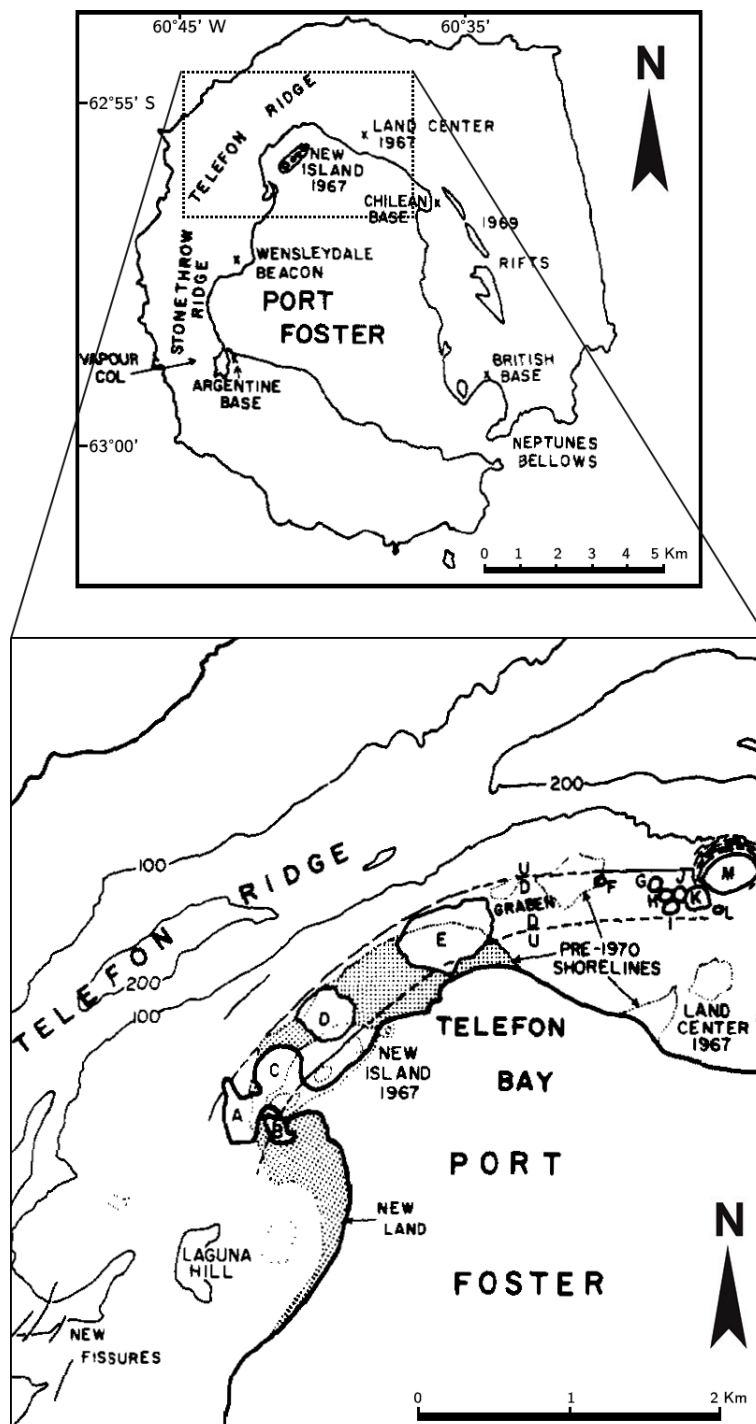


Figura 2.12: El islote que se creó en el 1967 termina uniéndose a la isla luego la erupción de 1970. Modificada desde Shultz [1972].

2.5. Actividad sísmica reciente

La actividad sísmica de la isla ha sido registrada desde la década del 80 hasta la actualidad, permitiendo identificar varios tipos de señales: eventos volcano-tectónicos (VT), híbridos (H), de largo periodo (LP) y tremores volcánicos (TV), típicos de muchos volcanes; a estos se suman eventos debidos a caídas de rocas, avalanchas y fracturas en las capas de hielo más someras [Almendros et al., 1997; Alguacil et al., 1999; Ibáñez et al., 2000, 2003; Zandomeneghi et al., 2009].

Varias crisis sísmicas fueron registradas en la isla con posterioridad a las erupciones de los años 1967, 1969 y 1970, según lo hallado en la bibliografía. Una ocurrió en el año 1971 (el 8 de febrero) y la otra en el 1982 (el 13 de diciembre); dentro de este intervalo temporal se manifestaron también crisis sísmicas menores a lo largo del año 1974 [Zandomeneghi et al., 2009]. La localización de estos eventos sísmicos tienen concordancia con los sistemas tectónicos regionales (estrecho de Bransfield). En cambio, asociados a los sistemas tectónicos de la isla son los eventos registrados en el 1986 y 1987, caracterizados por una magnitud que varía entre 0,1 y 2,2 [Vila et al., 1992b].

Otra importante crisis sísmica es aquella ocurrida entre el 28 de diciembre de 1988 y el 25 de febrero de 1989, en la cual se registraron más de 2000 terremotos [Martí et al., 1996; Correig et al., 1997]. En el siglo pasado, las actividades sísmicas más significativas fueron las de los años 1992, 1995 y 1999. También en estos casos los sismos se distribuyeron a lo largo de los principales sistemas de fallas y fracturas [Ibáñez et al., 2000] y fueron además acompañados por una variación en los valores de gravedad, deformación y composiciones de los gases. En detalle, en el verano 1991-1992 se evidencia un aumento de la actividad sísmica en la isla [García et al., 1997], donde se registraron hasta 900 eventos, cuatro de los cuales fueron sentidos en la base española Berrocoso et al. [2012]. Pasan apenas dos años antes de otras nuevas crisis sísmicas, en los veranos 1994-1995 y 1995-1996 [Alguacil et al., 1999] y 1996-1997 [Ibáñez et al., 2000], en las cuales se registraron eventos sísmicos de distinto origen: largo periodo, tremor volcánico y eventos híbridos. La mayoría de estos fueron localizados fuera de la bahía interna. Entre estas actividades, aquella del verano 1996 (entre el 19 y el 21 de enero) se puede considerar entre una de las más contenidas: de hecho, se manifestaron únicamente alrededor de 92 terremotos, entre los cuales también había híbridos y tremor volcánico [Almendros et al., 1997]. La última crisis sísmica al final de los años 90 se manifiesta por un enjambre sísmico de más de 1500

terremotos caracterizados predominantemente por eventos de tipo volcano-tectónicos [Havskov et al., 2003; Ibáñez et al., 2003; Martínez-Arévalo et al., 2003].

Posteriormente a las tres crisis mencionadas, desde el inicio del nuevo siglo, la isla mantuvo una sismicidad entre baja y moderada, con un máximo de 125 eventos en el 2007-2008 [Carmona et al., 2012] y un enjambre sísmico de eventos LP entre diciembre 2009 y enero 2010 [Padrón et al., 2015]. La cantidad de eventos VTs medida hasta el 2014, siendo de un orden de magnitud inferior en comparación a las crisis de 1998-1999, en la cual tuvieron lugar 2047 sismos VT [Carmona et al., 2012], no se considera suficiente para tener en cuenta una posible reactivación del sistema volcánico. Además, entre los casos mencionados anteriormente los eventos sísmicos de ancho periodo (LP) fueron más que los VTs y la máxima cantidad de estos eventos (2868) fue medida en el periodo 2003-2004 [Carmona et al., 2012]. Por lo general estos eventos se han considerado como relacionados a la actividad del sistema hidrotermal de la isla [Almendros et al., 1997; Ibáñez et al., 2000; Carmona et al., 2012]. Es importante evidenciar que se tuvo en cuenta la posibilidad de una nueva reactivación del volcán en el periodo que abarca entre agosto 2014 y marzo 2015, cuando tuvieron lugar 408 eventos VTs sucesivos a la crisis sísmica más grande registrada en la región del Estrecho de Bransfield [Almendros et al., 2018].

En fin, los datos más recientes desde el punto de vista sismológico son aquellos obtenidos en el 2016-2017 [Titos et al., 2018], y como en los casos previos tienen en cuenta eventos de distintos tipos sin algunas evidencias características respecto al sistema volcánico en sí. La información acerca de la estructura interna de la isla y su posible actividad se obtuvieron gracias tanto a los estudios de la sismicidad como a otros estudios discutidos en el siguiente capítulo.

Capítulo 3

Estudios previos

Entre los estudios previos que no se han mencionado en el marco geológico-estructural de la isla Decepción o en las otras secciones tratadas en el capítulo precedente, se encuentran varios de otra naturaleza que han, sin duda, ayudado en la comprensión tanto del volcán Decepción como de fenómenos a escala global como los cambios climáticos [Goyanes et al., 2014; Ramos et al., 2017]. Entre los estudios efectuados en los últimos años, los que se van a tratar en general en este capítulo son aquellos geoquímicos, gravimétricos, magnéticos, magnetotelúricos y geodésicos. Más en detalle, debido al enfoque de esta tesis, se tratarán aquellos sismológicos y aquellos trabajos relacionados con el riesgo volcánico.

3.1. Estudios geoquímicos

Los estudios de geoquímica llevados a cabo en la isla Decepción están hechos tanto en depósitos de tefra [Kraus et al., 2013; Ferreira et al., 2014; Antoniades et al., 2018] como en las aguas y fumarolas presentes en la isla [Caselli et al., 2002, 2007; Kusakabe et al., 2009; Padrón et al., 2015; Geyer et al., 2019]. Si bien la tefra ayudan a entender el estilo eruptivo de la isla a lo largo de los años, averiguando su dispersión en las islas Shetland del sur, los análisis de los gases en las fumarolas ofrecen la oportunidad para la interpretación del estado del volcán. En particular, Kusakabe et al. [2009], en las fumarolas de Telefon y Fumarole Bay y las aguas termales de Fumarole y Whalers Bay (Fig. 3.1), encuentran altas concentraciones tanto de helio (*He*) como de dióxido de carbono (CO_2), que están interpretados como debidos a un ascenso magmático por vías preferencias generadas por fallas y fracturas.

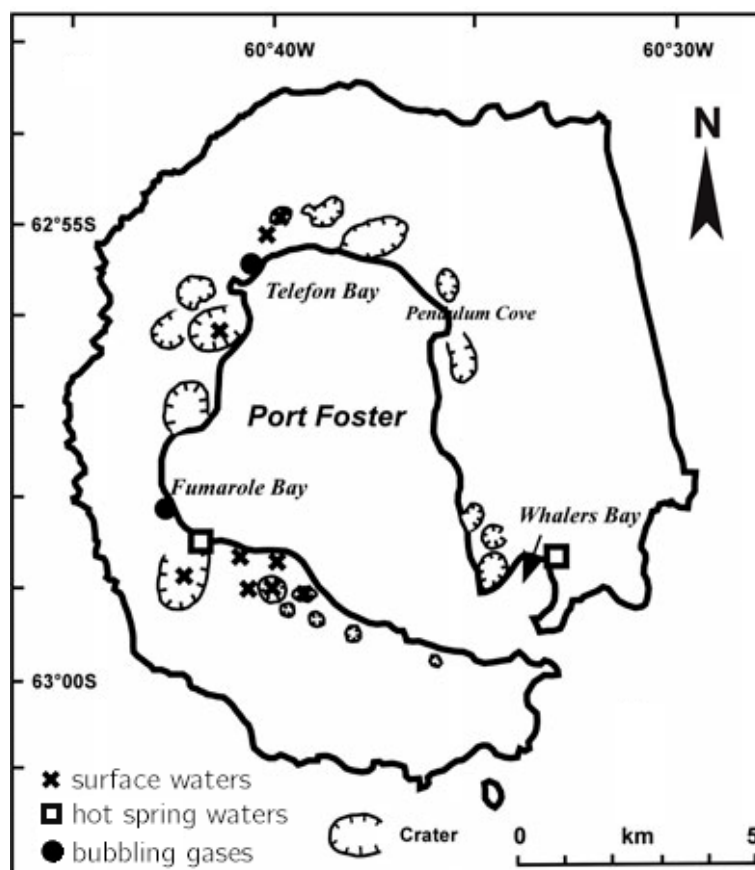


Figura 3.1: Ubicación de los muestreos de geoquímica. Modificada de [Kusakabe et al. \[2009\]](#).

Esta interpretación soporta los estudios previamente hechos por [Caselli et al. \[2002, 2007\]](#), en los cuales se analizaron las concentraciones de CO_2 , H_2S y SO . En detalle, en estos trabajos los autores evidencian una correlación entre el aumento de los gases y la actividad sísmica en el periodo entre el 2003 y el 2004. Patrón parecido ocurrió entre el 2009 y el 2010 y fue analizado por [Padrón et al. \[2015\]](#), mientras que a partir del 2011 se evidencia, además de un aumento de la sismicidad, un aumento de las temperaturas [[Peci et al., 2014](#)] coincidente con un aumento de las deformaciones [[Berrocoso et al., 2018](#)] cuya interpretación global es de un ascenso magmático y/o de fluidos calientes. Dos décadas antes, [Cooper et al. \[1998\]](#) habían llegado a las mismas conclusiones utilizando los datos batimétricos a partir de 1948 y evidenciando deformaciones entre 0,3 y 0,5 m desde 1949 al 1993.

Otro estudio de geoquímica que se puede relacionar más con la tectónica local y regional que con los eventos sísmicos es aquel realizado por [Somoza et al. \[2004\]](#). En este trabajo los autores evidencian que las orientaciones de la distribución de manganeso (Mn) y arsénico (As) coinciden respectivamente con un eje NNO-SSE y con un eje normal al previo, orientado

NE-SO (Fig. 3.2). Dichas orientaciones coinciden con las estructuras submarinas encontradas gracias a los métodos geofísicos y con los campos fumarólicos previamente discutidos, evidenciando así la influencia de la componente magmática en el subsuelo de la bahía.

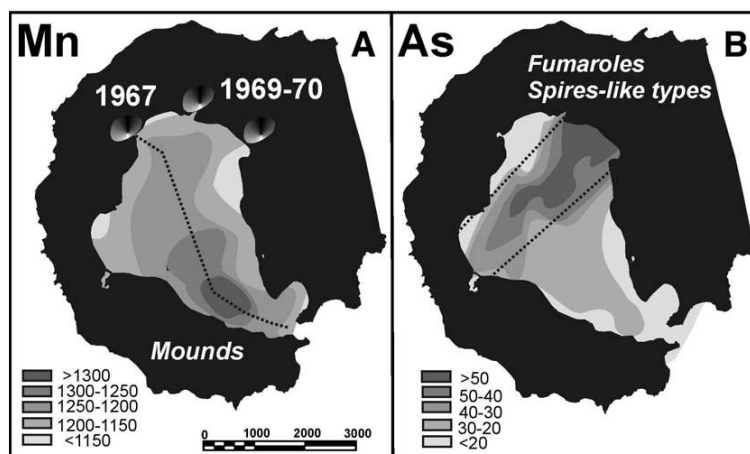


Figura 3.2: Distribución de Mn y As en sedimentos submarinos de la isla Decepción. Modificada de [Somoza et al. \[2004\]](#).

El último estudio de geoquímica conducido en el volcán hasta el momento es el de [Geyer et al. \[2019\]](#), en el cual se presenta un modelo evolutivo unificador del sistema magmático de la isla. Los resultados obtenidos evidencian principalmente dos cosas: 1) que el magma eruptado procede desde profundidades entre los 2 y los 10 km y 2) que el ascenso magmático debe ser causado por una red compleja de reservorios magmáticos de distintos volúmenes conectados entre sí en lugar de una única cámara magmática bajo toda la caldera. Dichos reservorios deberían estar alimentados por magma proveniente directamente desde el manto o desde zonas de acumulación ubicadas entre 15 y 20 km de profundidad. Finalmente, los autores subrayan que con las técnicas geofísicas actuales es extremadamente difícil estimar la cantidad total de magma bajo la isla y que, por esta razón, se ve necesaria la aplicación de nuevos métodos geofísicos que puedan aumentar el detalle de las anomalías encontradas hasta el momento.

Entre los estudios de geofísica efectuados en los últimos años, lo que siguen son aquellos gravimétricos, magnéticos, magnetotélúricos, geodésicos y, más en detalle, aquellos de tipo sismológicos.

3.2. Estudios gravimétricos, magnéticos y magnetotelúricos

Los estudios de gravedad, de campo magnético y magnetotelúricos son, como la mayoría de los estudios geofísicos, técnicas de investigación de tipo indirecto, es decir, no hay intervención física en el objeto de estudio. Los análisis de gravedad en la superficie terrestre se efectúan a partir de la variación de la aceleración de la gravedad g en un determinado punto. Estas variaciones temporales son debidas tanto a variaciones entre la distancia del centro de gravedad de la Tierra y el punto de medición, como a redistribuciones de masas en el interior de la Tierra. Situaciones del primer caso son aquellas en las cuales hay una inflación o deflación del suelo causado por fenómenos tectónicos o volcano-tectónicos, mientras que el segundo caso se manifiesta cuando hay variaciones de densidad en cuerpos magmáticos o variaciones en el contenido de fluidos dentro de las rocas subyacentes. La aplicación de la geofísica relativa a los campos magnéticos se llama magnetometría y mide las variaciones locales de distribución de fuerzas magnéticas al interior de la Tierra. Fluctuaciones positivas son debidas al contenido alto en minerales de hierro, mientras que anomalías negativas se producen por su defecto. Así, el método magnetotelúrico es una técnica de exploración geofísica que mide las variaciones de los campos electromagnéticos naturales de la Tierra. Estas anomalías son funciones de la resistividad eléctrica de las rocas en sus profundidad.

En la isla Decepción se efectuaron estudios de este tipo tanto en tierra como en mar y la primera expedición científica remonta al 1829, cuando el Capitan Foster, en los meses entre enero y marzo, obtuvo datos magnéticos y de gravedad, entre otros [[Smellie et al., 2002](#)]. El estudio más recientes después de la expedición sobredicha es del año 1992, después de la crisis sísmica del mismo año, en la cual se evidenciaron anomalías negativas en la zona noreste de Port Foster, cerca de los centros eruptivos de las ultimas actividades eruptivas [[Ortiz et al., 1992](#)]. Los mismos autores, además de los estudios de tipo gravimétrico, llevaron a cabo también estudios de tipo magnético encontrando anomalías significativas también en la zona de Fumarole Bay. Luego, en los años 1993-1994 y 1994-1995, una investigación de tipo magnético se llevó a cabo en la isla. En este caso se detectó una variación volcano-magnética entre la isla y el observatorio geomagnético polaco Arctowski, situado en la isla King George y utilizado como estación de referencia respecto a aquella situada en la isla. Esta variación se atribuyó a una pequeña inyección de magma; dicha intrusión se considera responsable también de la reactivación sísmica del volcán [[García et al., 1997](#)].

Con la combinación de datos de gravedad y de tipo magnético, [Muñoz-Martín et al. \[2005\]](#) obtuvieron mapas de anomalías dentro y alrededor de la isla. En detalle, lo que identificaron fueron dos tipos de corteza: de tipo continental en la parte norte de la isla y, dividida por por un alineamiento NE-SO, una corteza de tipo oceánica o “más básica” al sur (Fig. 3.3).

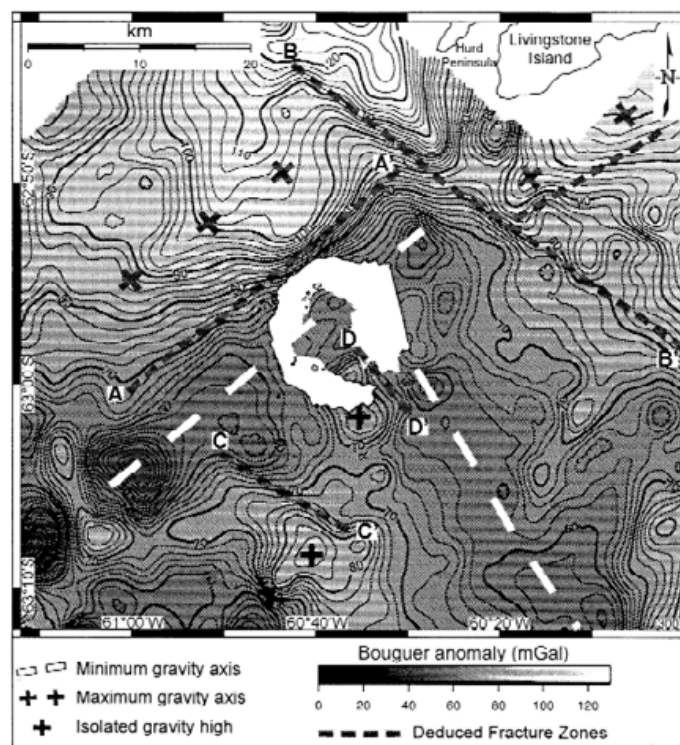


Figura 3.3: Mapa de distribución gravimétrica a escala regional. Tomada de [Muñoz-Martín et al. \[2005\]](#).

Además, dichos autores interpretaron una de estas anomalías, localizada en la misma área de los previos centros eruptivos al este, como una intrusión de un cuerpo parcialmente fundido (Fig. 3.4). El año siguiente, desde un análisis comparativo entre los estudios previos y nuevos análisis regionales, [Catalán et al. \[2006\]](#) midieron las variaciones seculares en la zona de las islas Shetland del Sur. Estos autores afirman que gracias a mediciones precisas obtenidas en los experimentos DECVOL y GEODEC [[Berrocoso et al., 2006b](#)], fue posible identificar un alto gradiente en la parte norte de la isla, con un alineamiento NE-SO como evidenciaron trabajos previos. Además, usando un modelo de magnetización termo-residual (*thermoremanent magnetisation* - TRM), que es la magnetización que queda cuando el magma se enfría abajo de su temperatura de Curie, interpretan la anomalía como un sistema de diques a una profundidad de 1 km b.n.m., cuya intrusión coincide con el comienzo de la actividad de 1999 y la cual se enfrió en los dos años siguientes.

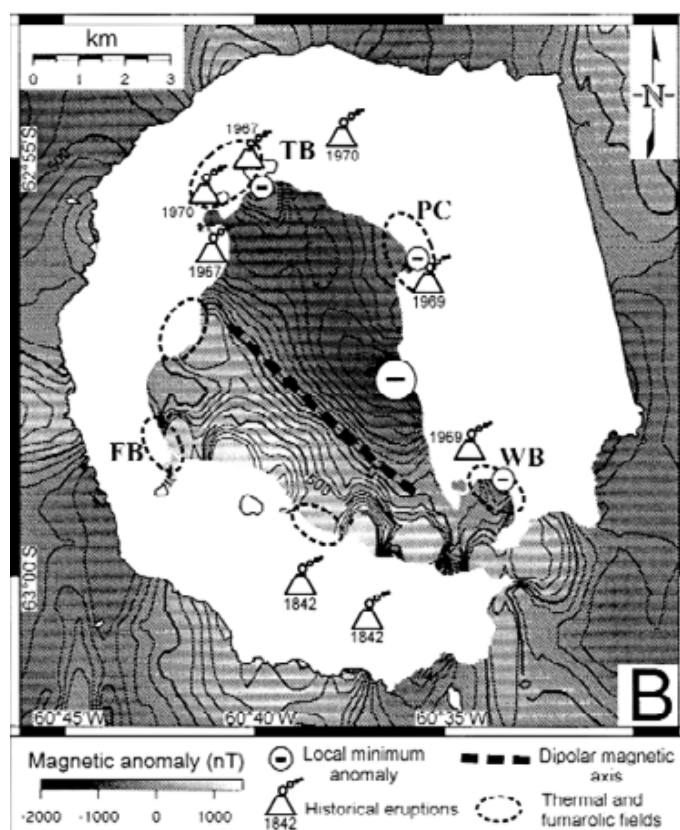


Figura 3.4: Mapa de distribución magnética en Decepción. Tomada de Muñoz-Martín et al. [2005].

Luego, utilizando el método magnetoteléxico, Pedrera et al. [2012] encontraron un cuerpo conductor, localizado en la parte sureste de la isla, a una profundidad entre 2 y 10 km y con una orientación ENE-OSO (Fig. 3.5). La interpretación asociada a este cuerpo indica que es una combinación de rocas parcialmente fundidas y fluidos calientes de acuerdo con centros eruptivos de las décadas previas ubicados en la misma zona.

Los estudios más recientes relativos a los métodos tratado hasta ahora son aquellos de Funaki et al. [2014] y Catalán et al. [2014]. Los primeros desarrollaron un pequeño avión para medir las anomalías magnéticas en la isla logrando medir solamente la parte norte (desde $-62^{\circ}.53'$ hasta $-62^{\circ}.57'$). En dicha área encontraron una anomalía positiva en la cumbre de Mount Pond. Los segundos evidenciaron la evolución temporal de las anomalías magnéticas de la isla gracias a la comparación de los últimos 20 años de datos obtenidos desde los estudios previos. Los resultados, después un modelo de inversión, mostraron una variación del magnetismo en la zona de Mount Pond, coincidente con la actividad eruptiva de 1969-1970, que fue interpretada como una inyección de magma o de fluidos calientes (Fig. 3.6).

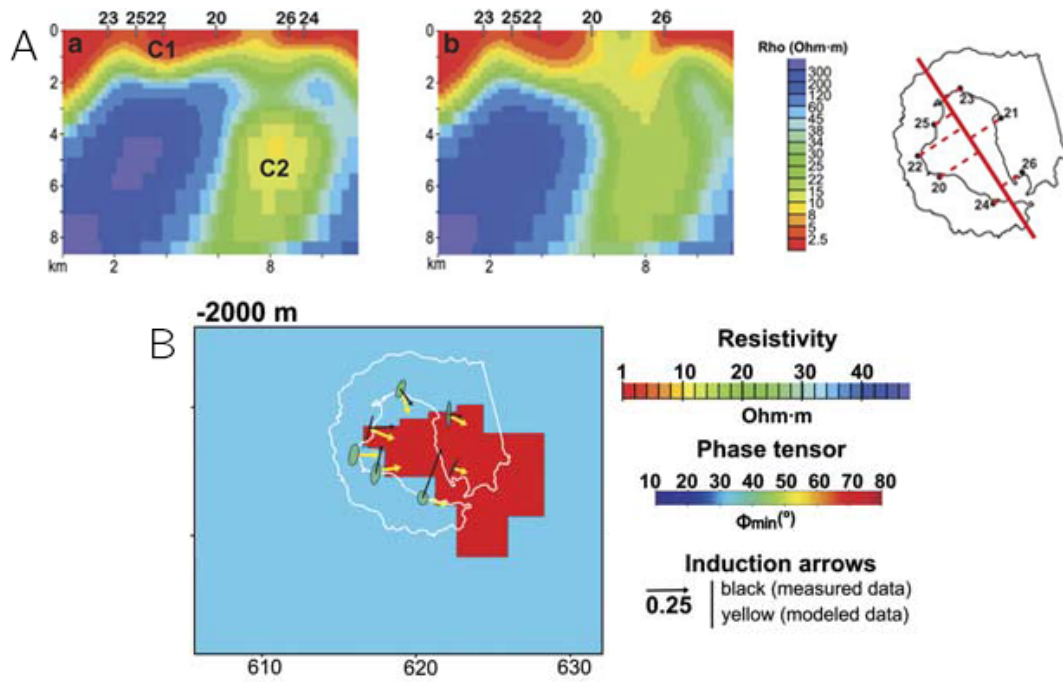


Figura 3.5: A: Modelo 2D magnetotelúrico. B: corte horizontal a 2 km de profundidad del modelo de resistividad. Modificada de Pedrera et al. [2012].

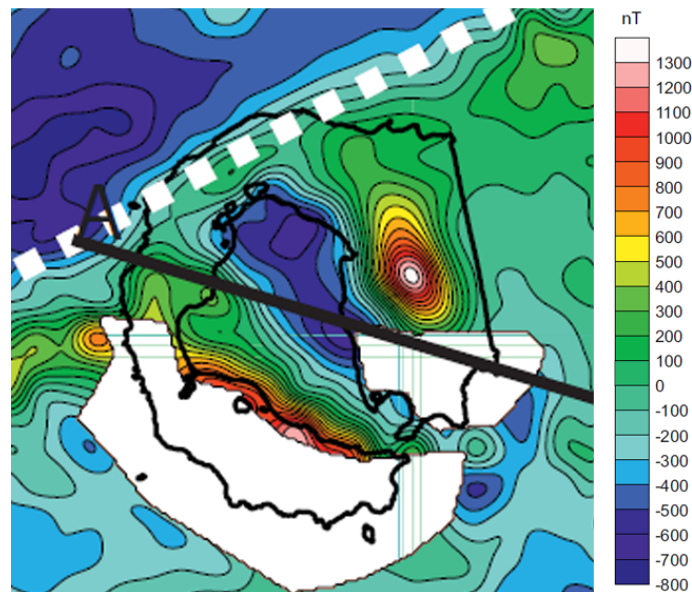


Figura 3.6: Mapa de anomalía magnética a 1 km de resolución. Tomada de Catalán et al. [2014].

Todos estos estudios estiman anomalías en el comportamiento intrínseco de las rocas que constituyen el subsuelo del volcán. Hay otros estudios que, gracias simplemente a la medición de las deformaciones del suelo, llegan a interpretaciones parecidas.

3.3. Estudios geodésicos

Los estudios que miden las deformaciones del suelo son los que utilizan las tecnología satelital, el sistema GPS (*Global Positioning System*) y el sistema GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*). Las técnicas de teledetección, o detección remota, adquieren las informaciones sobre el ambiente y las estructuras existentes gracias a un sensor que mide las radiaciones electromagnéticas (transmitidas, emitidas o reflejadas) del objeto de interés a una determinada distancia. Entre los diferentes estudios dentro de los proyectos llevados a cabo por [Berrocoso et al. \[2006b\]](#), aquellos relacionados a la creación de una red GPS y sus consecuentes análisis son unos de los primeros efectuados en la isla. Gracias a estos estudios se midieron los desplazamientos horizontales y verticales de la superficie de la isla, evidenciando una correlación entre el aumento de velocidad de estos valores y la sismicidad en los años 1995-1996 y 1999-2000. A los mismos autores se atribuye la construcción de dos modelos de deformación: uno que evidencia la evolución de los desplazamientos entre el 1991-1992 y el 1995-1996 (Fig. 3.7 A), y el otro que mide esta variación entre el 1995-1996 y el 1999-2000 (Fig. 3.7 B), los dos relacionados al aumento de la actividad volcánica en los años 1998-1999.

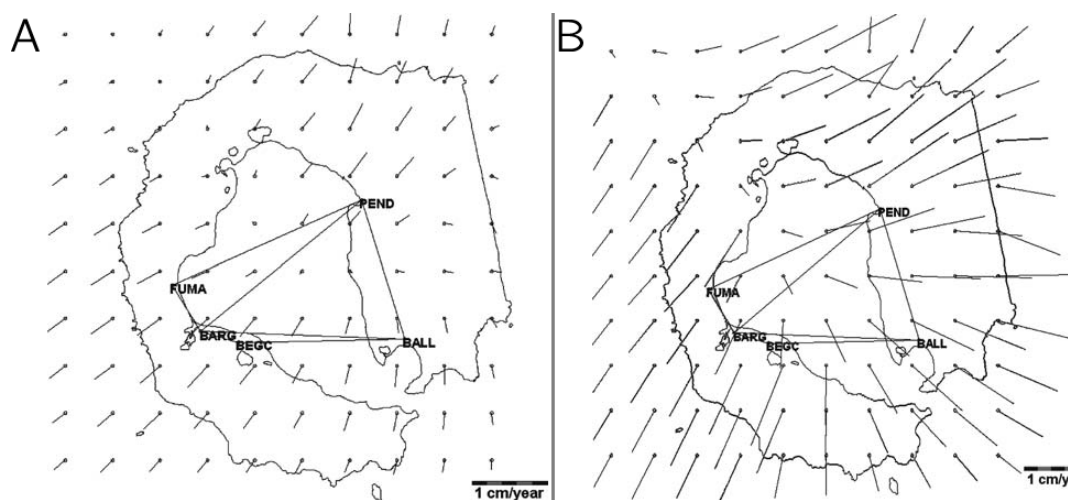


Figura 3.7: Mapa de desplazamiento horizontal en los años 1991-1992 y 1995-1996 (A) y en los años 1995-1996 y 1999-2000 (B). Modificada de [Berrocoso et al. \[2006a\]](#).

Gracias a las evoluciones de la red geodésica en la isla, [Berrocoso et al. \[2006a\]](#) determinaron la presencia de una fuente de deformación dentro de la bahía a la cual atribuyeron las deformaciones desde 1991 hasta 1996, confirmando además las deformaciones relacionadas

con la crisis sísmica del 1998-1999. En detalle, explican que la crisis de 1998 podría haber sido producida por una actividad ubicada en la zona entre Fumarole Bay y Pendulum Cove, mientras que aquella a partir de 1999 evidencia una disminución de la actividad. [Berrocoso et al. \[2008\]](#) evidencian también dos patrones de deformaciones que afectan la isla: uno de tipo extensional, que produjo subsidencia en los periodos entre el 1991-1992 y el 1995-1996 y luego en el 2001-2002, y otro de tipo compresivo, que es responsable del proceso de inflación en el periodo entre el 1995-1996 y el 2001-2002. Los autores evidencian la concordancia entre el proceso de tipo extensional y la Fracture Hero Zone, con una orientación NO-SE y entre el proceso de tipo compresivo y el proceso extensional del Estrecho de Bransfield, con una orientación ortogonal a la precedente (Fig. 3.8).

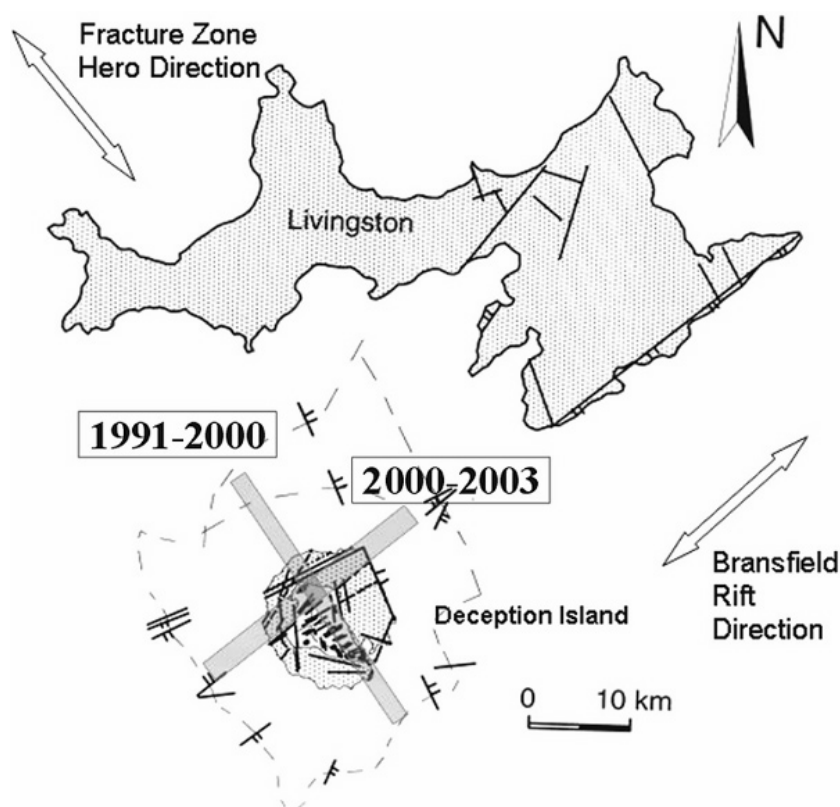


Figura 3.8: Procesos deformativos relativos a los años 1991/2000 (NNO-SSE) y 2002/2003 (NE-SO) [[Berrocoso et al., 2008](#)]. Tomada de [Berrocoso et al. \[2008\]](#).

Es importante subrayar que en menos de 20 años las técnicas y los análisis satelitales evolucionaron muchísimo generando resultados cada vez con mayor detalle y precisión y con el soporte de análisis de tipo físico [[Ramírez et al., 2008](#)] que aumentan las posibilidades interpretativas de los fenómenos volcánicos. Gracias a estos modelos, en combinación con los análisis

de ambos sistemas GPS y GNSS, [Berrocoso et al. \[2012\]](#) midieron, en el periodo entre 2006 y 2007, deformaciones en términos de subsidencia negativa del suelo en las zonas de Fumarole Bay y Pendulum Cove. La evolución tanto en las tecnologías como en las metodologías utilizadas permitió no solo aumentar la resolución de los resultados, si no también su continuidad temporal. De hecho, utilizando los sistemas GNSS en tiempo real, [Prates et al. \[2013\]](#) se dieron cuenta que otras influencias geofísicas (e.g. las mareas de los océanos) afectaban la repetibilidad en el sistema de posicionamiento en intervalos de tiempo inferiores a las 24 horas. Gracias a los modelos mencionados lograron aplicar correcciones que llevan la repetibilidad en el sistema de posicionamiento a un nivel parecido a los obtenidos por lapsos de tiempo de 24 horas; identificaron también aquellas deformaciones puntuales de la superficie que interpretaron como generadas por la actividad volcánica. En detalle, tomaron en consideración tres puntos específicos coincidentes con las zonas de Pendulum Cove, Fumarolas Bay y 3 km al suroeste de esta última, en la Base española Gabriel de Castilla (Fig. 3.9). Lo que midieron a lo largo de cuatro años (desde el 2008 hasta el 2012) fue una subsidencia de la zona intersecada por este triángulo, y fue interpretada como la deflación de la cámara magmática y consecuente disminución de la posibilidad de una nueva erupción.

Finalmente, el estudio más reciente que utiliza las técnicas hasta aquí discutidas es aquel realizado por [Rosado et al. \[2019\]](#). En este estudio, gracias a los puntos geodésicos colocados en la isla obtuvieron informaciones sobre la evolución de la fuente de presión, el tensor de deformaciones y el campo de velocidad. Utilizando estos tres parámetros analizaron el comportamiento del volcán entre 1991 y 2018, poniendo el foco en 2 aspectos:

1. la correlación entre la sismicidad y los periodos de inflación y deflación;
2. los procesos ocurridos ante los años 1999-2000 y 2012-2013.

Con el estudio en detalle del primer caso evidenciaron que los procesos combinados de ambos extensión sin inflación y comprensión sin subsidencia pueden ser precursores de fases de inflación o deflación. Además asocian estos mecanismos a las dinámicas de la extensión NO-SE del Estrecho de Bransfield. Relativamente a los casos precedentes al *unrest* volcánico ante los años 1999-2000 y 2012-2013, midieron un aumento de la actividad sísmica concomitante con un proceso de extensión sin inflación y a un aumento de las temperaturas del suelo y del agua.

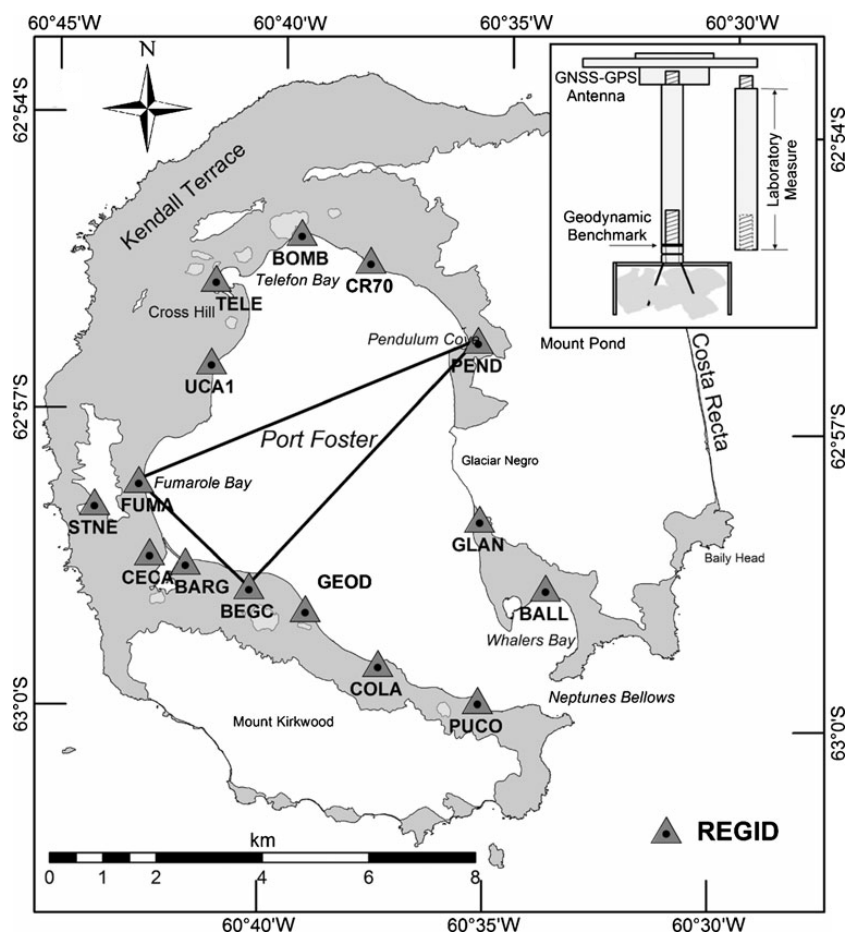


Figura 3.9: Mapa del REGID (Red Geodésica Isla Decepción) y ubicación de las antenas. Modificada de [Prates et al. \[2013\]](#).

En la interpretación final de este estudio se consideran los procesos híbrido de extensión sin inflación como precursores de la actividad volcánica, siendo estos en la mayoría de los casos relacionados a procesos de deformaciones, aumento de temperaturas y sismicidad.

Las actividades sísmicas previamente mencionada, entre aquellas más recientes, fueron discutidas en detalles en el capítulo precedente, siendo relacionadas a las características principales del estado actual del volcán; siguiendo con los estudios previos se tratarán ahora aquellos estudios de tipo sísmológico que fueron efectuados en el transcurso de los años en Decepción.

3.4. Estudios sísmicos

También los estudios sísmicos se consideran investigaciones de tipo indirecto como las que se vieron hasta ahora. Entre los diferentes tipos de estudios en este campo hay los análisis de los terremotos en términos de ubicación, crisis sísmicas o de técnicas desarrolladas por

sus localizaciones; los análisis de las ondas sísmicas para la comprensión acerca del tipo de evento (tales como VT, largo periodo, tremor) o sobre sus polarización; los perfiles sísmicos de refracción, los análisis de tomografía sísmica, tanto en velocidad cuánto en atenuación y/o scattering, y finalmente los análisis por el monitoreo sísmico y volcánico.

Uno de los métodos más frecuentemente utilizado en la isla Decepción, sea por su estructura que por las dificultades en la instalación de una red sísmica, es el array sísmico. Entre los primeros autores que aplicaron este método se encuentran [Almendros et al. \[1999\]](#), que lo utilizaron tanto para mejorar la localización de los terremotos como para implementar el método en sí. Gracias a una precisa ubicación relativa de los eventos sísmicos, obtenida con este mismo método, [Carmona et al. \[2010\]](#) obtuvieron las orientaciones de las fracturas activadas durante la crisis sísmica de 1999. Los mismos autores estudian también el *slowness*, parámetro que fue investigado utilizando el array sísmico también por [Saccorotti et al. \[2001\]](#) y [García-Yeguas et al. \[2011\]](#). En particular, [Saccorotti et al. \[2001\]](#) analizando el *slowness* de los eventos ocurridos entre el 16 de diciembre de 1998 y el 6 de febrero de 1999, encontraron una zona de baja velocidad en la costa noroeste interna a la bahía que fue interpretada como debida a las fracturas del borde de la caldera. Por su parte, [García-Yeguas et al. \[2011\]](#) analizaron este parámetro en los disparos obtenidos en el experimento TOMO-DEC y determinaron que 1) la ubicación de las anomalías de velocidad depende de la posición del array y 2) dichas anomalías pueden representar porciones de reservorios magmáticos someros, en casos de baja velocidad, o de cuerpos rígidos en caso de alta velocidad. Además, el mismo método del array fue utilizado para el análisis del ruido ambiental (*seismic noise*) para la determinación de las velocidades de las estructuras someras [[Luzón et al., 2011](#)]. En este trabajo los autores evidencian la presencia de velocidades muy bajas de las ondas S en la zona de Pendulum Cove y de Whalers Bay en coincidencia con las áreas fumarólicas y atribuyen estos valores a la presencia de fluidos hidrotermales (Fig. 3.10).

El último trabajo relativo a este método es aquel realizado por [Carmona et al. \[2014\]](#) en el cual, además de implementar la red sísmica presente en la isla durante el verano 2007-2008, los autores implementaron también el método en sí para la detección y caracterización de los eventos sísmicos con el fin último de la estimación del riesgo volcánico. El mismo objetivo fue llevado a cabo por [Benítez et al. \[2006, 2007\]](#) en cuyos trabajos desarrollaron un sistema de monitoreo volcánico utilizando los datos sísmicos obtenidos durante tres veranos australes (1994-1995, 1995-1996 y 2001-2002).

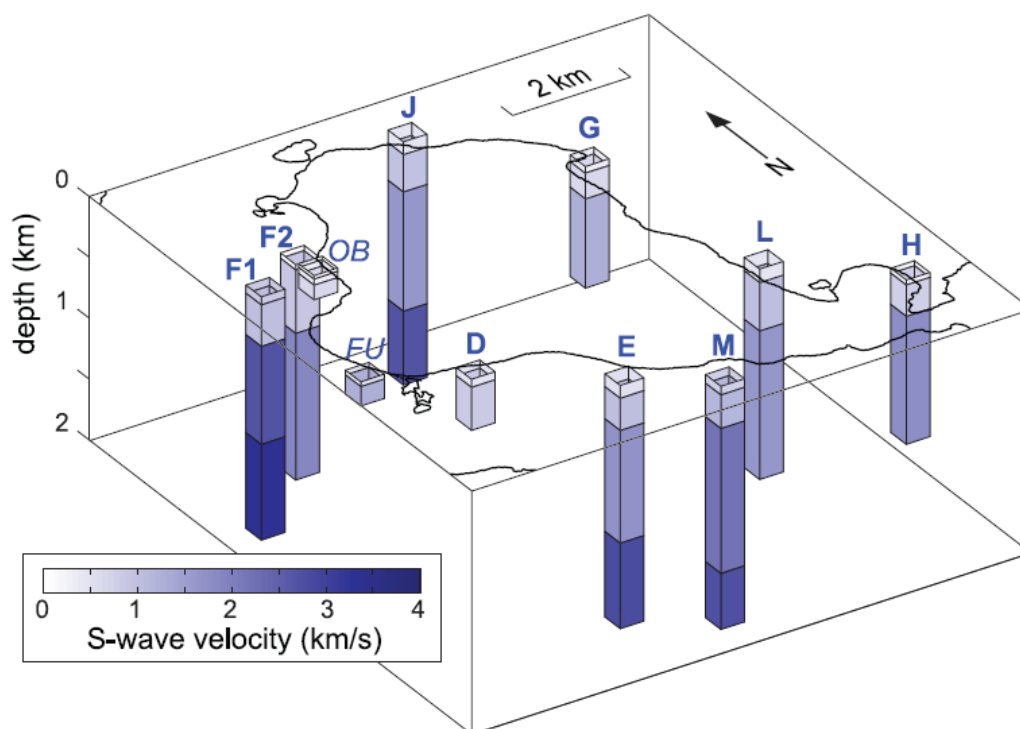


Figura 3.10: Mapa de distribución de las velocidades de las ondas S en función de las profundidades. Tomada de Luzón et al. [2011].

Dicho sistema permite la discriminación, en tiempo real, entre eventos de tipo VT, LP, tremor o eventos híbridos con una precisión del 90 % y, cuando se consideran únicamente eventos de largo periodo, hasta el 95 % . El sistema de monitoreo más recientemente desarrollado es aquel hecho por Titos et al. [2018]. En este trabajo los autores utilizan tres redes neuronales artificiales (*recurrent neural networks* (RNN), *long short-term memory* (LSTM), y *gated recurrent unit* (GRU)) para la clasificación de secuencias continuas de eventos sísmicos. En detalle, el sistema fue “entrenado” utilizando todos los eventos previamente mencionados obteniendo un nivel de detección exacta al 90 %, 94 % y 92 % para los tres casos. Además, los resultados obtenidos desde la aplicación de dichas redes a los datos tomados durante la campaña del 2016-2017 demuestran la capacidad del sistema como herramientas de monitoreo como soporte a los sistemas actuales de alerta temprana en tiempo real.

Otras técnicas y métodos, juntos o no con el array, se aplicaron para la estimación del factor de calidad Q_c [Martinez-Arévalo et al., 2003] o para la estimación de una escala de magnitud específica para la isla [Havskov et al., 2003]. En particular Martinez-Arévalo et al. [2003] estimaron los valores de atenuación sísmica en el intervalo de frecuencia entre 6 y 30 Hz utilizando ambas las ondas P y S, evidenciando un ambiente de alta atenuación general.

En más, los autores subrayan que los resultados muestran un dominio de los procesos de scattering respecto a aquellos de atenuación intrínseca; otros autores llegan a las mismas conclusiones aplicando técnicas de tomografía. A estos estudios se suman otros relativos al tremor volcánico, a perfiles sísmicos de refracción, estudios tomográficos de velocidad y atenuación, que serán discutidos en detalle en los próximos párrafos.

3.4.1. Perfiles sísmicos de refracción

A partir de los años 90 empiezan las campañas de sísmica de refracción; en dichas campañas se efectuaban escaneos del fondo marino de Port Foster con sonar con una resolución siempre creciente, hasta encontrar estructuras del tamaño inferior a los 200m. Los estudios efectuados por [Rey et al. \[1995\]](#) y [Martí et al. \[1996\]](#) evidenciaron, dentro de la bahía, estructuras submarinas típicas de conos y chimeneas volcánicas. A estas estructuras se suman unos montículos que son interpretados como el efecto de procesos hidrotermales soportando las estructuras volcánicas submarinas. El tamaño de estas estructuras tiene una resolución espacial hasta inferior a los 800 m y una orientación general NNO-SSE coincidentes con la tectónica regional (Fig. 3.11).

A confirmación de dichos resultados están también los estudios hechos por [Rey et al. \[2002\]](#) y [Somoza et al. \[2004\]](#). En estos análisis interdisciplinarios del fondo marino de Port Foster los autores identifican las estructuras submarinas previamente mencionadas (*low and high-relief mounds and spire-like structures*) y las interpretan como sedimentos volcánicos debidos a los últimos eventos eruptivos. Además, los autores ponen en evidencia una correlación entre dichas estructuras, las anomalías geoquímicas (*geochemical haloes*), las fallas y las anomalías térmicas (Fig. 3.12); dicha correlación sugiere que los conductos de las estructuras submarinas se pueden considerar como vías preferenciales para la infiltración de fluidos a alta temperatura o de ascenso magmático. En el mismo periodo además que las campañas de sísmica de refracción empezaron las primeras tomografías sísmicas.

3.4.2. Tomografías sísmicas

El primer estudio efectuado en Decepción que pertenece a esta categoría es aquel efectuado por [Vila et al. \[1995\]](#). En particular, este estudio trata de una tomografía en atenuación efectuada analizando los terremotos utilizados en [Vila et al. \[1992a\]](#); en los resultados los autores encuentran una anomalía de alta atenuación en la zona norte-noreste de la bahía que interpretan

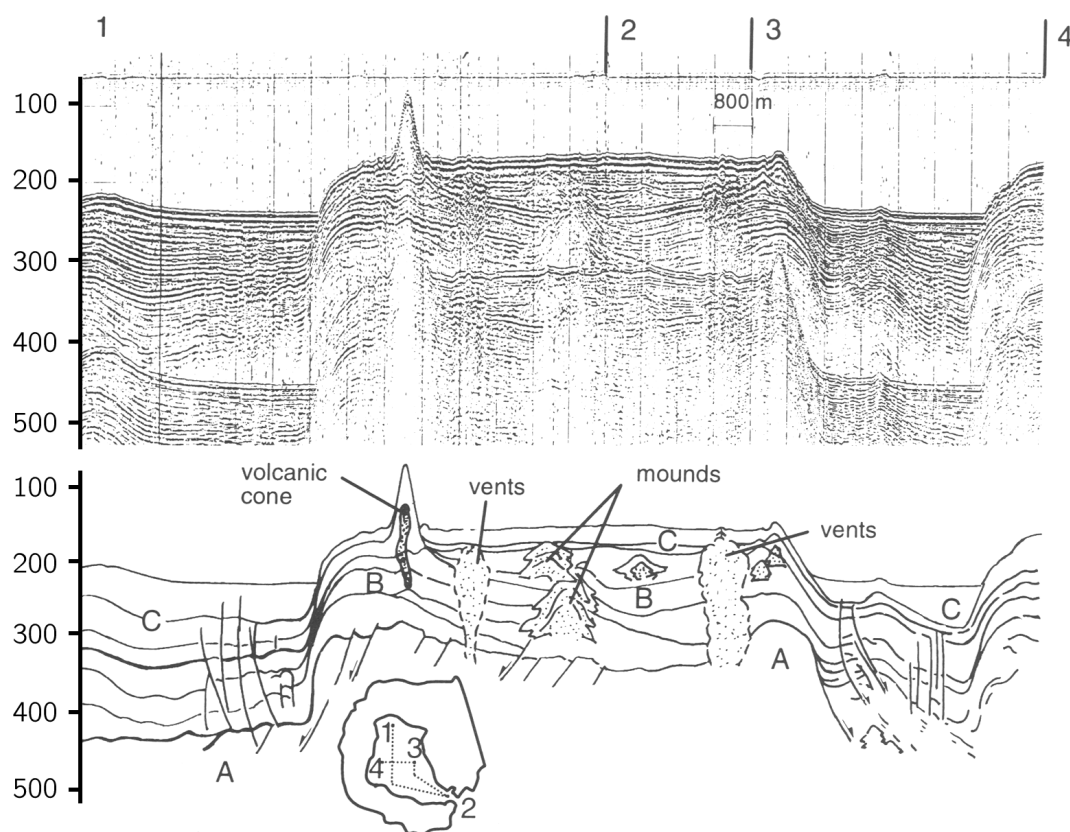


Figura 3.11: Perfil sísmico de la isla Decepción efectuado por [Martí et al. \[1996\]](#). Modificada de [Martí et al. \[1996\]](#).

con la existencia de una intrusión magmática producida por las últimas erupciones. Pasan 10 años antes de la ejecución del experimento TOMO-DEC del 2005 gracias al cual se pudieron efectuar varios estudios [[Ben-Zvi et al., 2009](#); [Zandomenghi et al., 2009](#); [Prudencio et al., 2013, 2015](#); [Del Pezzo et al., 2016, 2018](#)], entre los cuales, esta tesis doctoral. Una tomografía sísmica en velocidad bidimensional es el primer estudio que utilizó los datos producidos por este experimento [[Ben-Zvi et al., 2009](#)]. En este trabajo los autores logran resolver hasta 4 km de profundidad en dos perfiles ortogonales (NO-SE y NE-SO) que atraviesan enteramente la isla. Los autores evidencian sobretodo la presencia, bajo la caldera, de una anomalía de baja velocidad que interpretan como una cámara magmática que se extiende entre 3 y 5 km a lo largo del eje NNO-SSE, entre 2 y 3 km a lo largo del eje ENE-OSO, y que tiene su parte más somera a una profundidad ≤ 2 km. Luego, a partir de los valores de velocidad obtenidos en el trabajo de [Ben-Zvi et al. \[2009\]](#), se efectuó una tomografía en velocidad tridimensional [[Zandomenghi et al., 2009](#)]. En este trabajo los autores, gracias a más de 70 mil trazas sísmicas, lograron obtener resultados hasta 5 km de profundidad que evidencian, como en el caso precedente, una

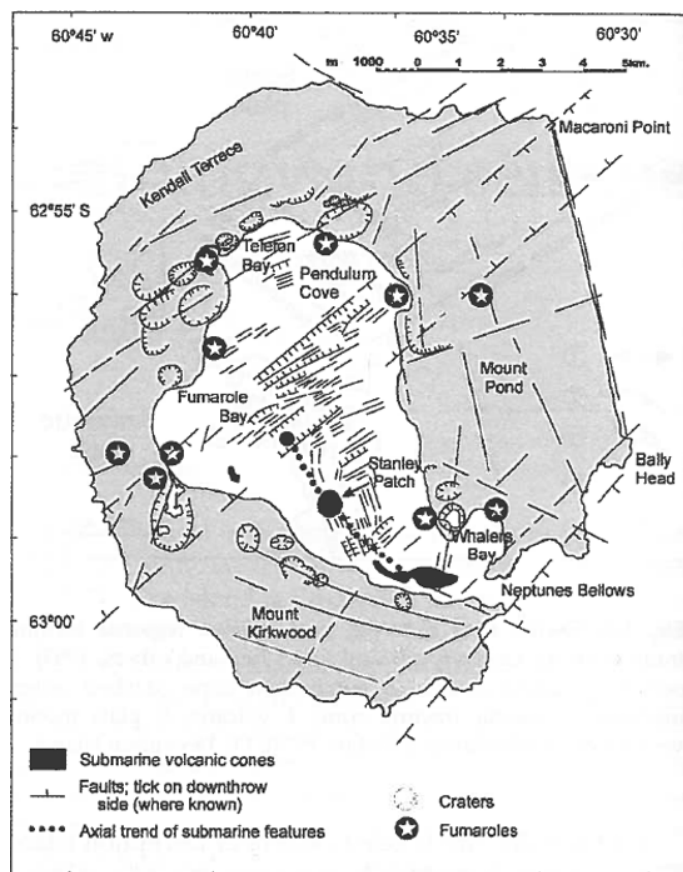


Figura 3.12: Sketch que muestra sistemas de fracturas, conos volcánicos, cráteres y áreas fumólicas. Tomada de [Rey et al. \[2002\]](#).

anomalía de baja velocidad bajo la caldera (Fig. 3.13). Dicha anomalía es interpretada como una extensa región magmática debajo de una cuenca llenada por sedimentos. Evidencian además los patrones de distribuciones de velocidad orientados NE-SO y NO-SE, en coincidencia con la tectónica regional.

A la última tomografía en velocidad siguen las dos tomografías en atenuación bidimensional y tridimensional efectuadas respectivamente por [Prudencio et al. \[2013\]](#) y [Prudencio et al. \[2015\]](#). En particular en el primer trabajo se estiman por separados los valores del factor de calidad intrínseco Q_i^{-1} , por scattering Q_s^{-1} y total Q_t^{-1} de la zona, en un rango de frecuencia entre 4 y 20 Hz. Estos autores utilizaron, por primera vez en Decepción, un nuevo método que utiliza una función espacial de probabilidad que permite la creación de mapas bidimensionales de distribución probabilística de los valores del factor de calidad previamente mencionados. Los resultados obtenidos evidencian un cuerpo de alta atenuación bajo la bahía (Port Foster) que fue interpretado como un reservorio magmático, confirmando las interpretaciones de las tomografías previas (Figs. 3.14 y 3.15).

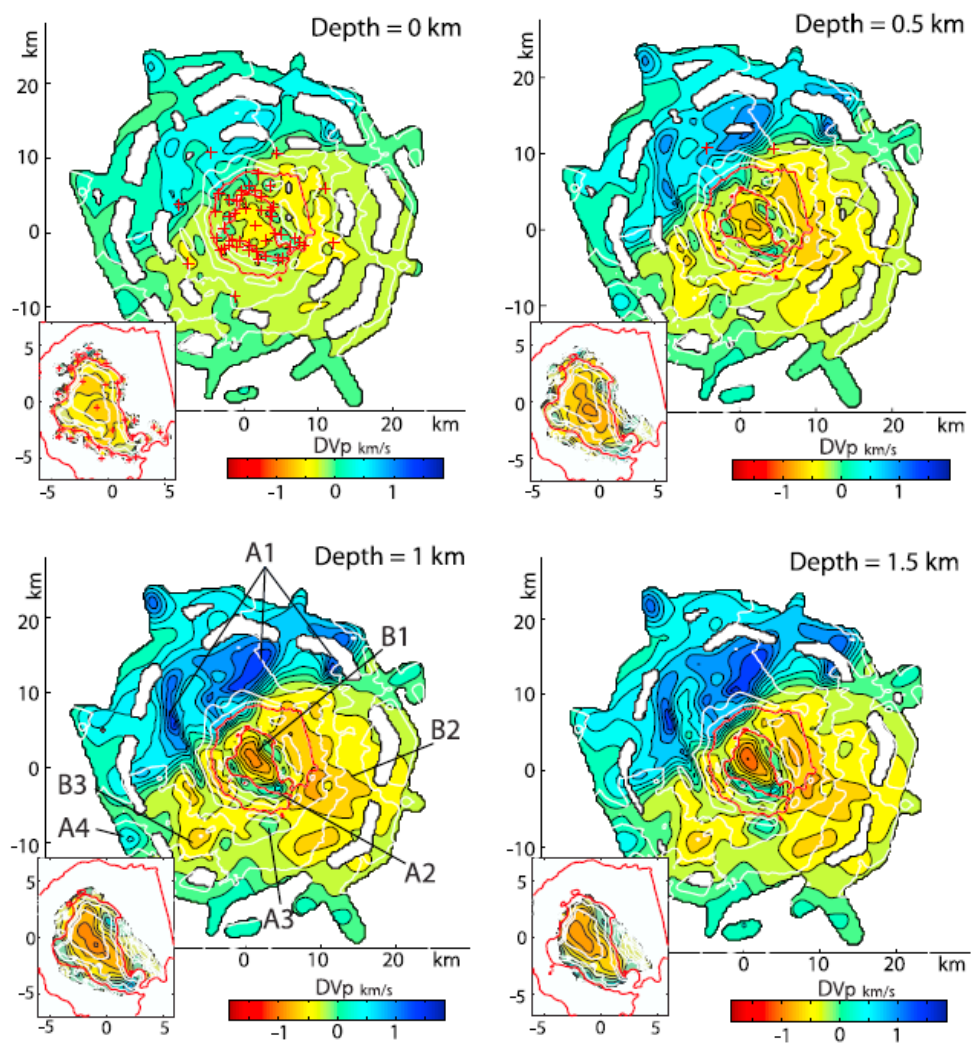


Figura 3.13: Cortes horizontales de las velocidades de las ondas P en la isla Decepción. Tomada de Zandomeneghi et al. [2009].

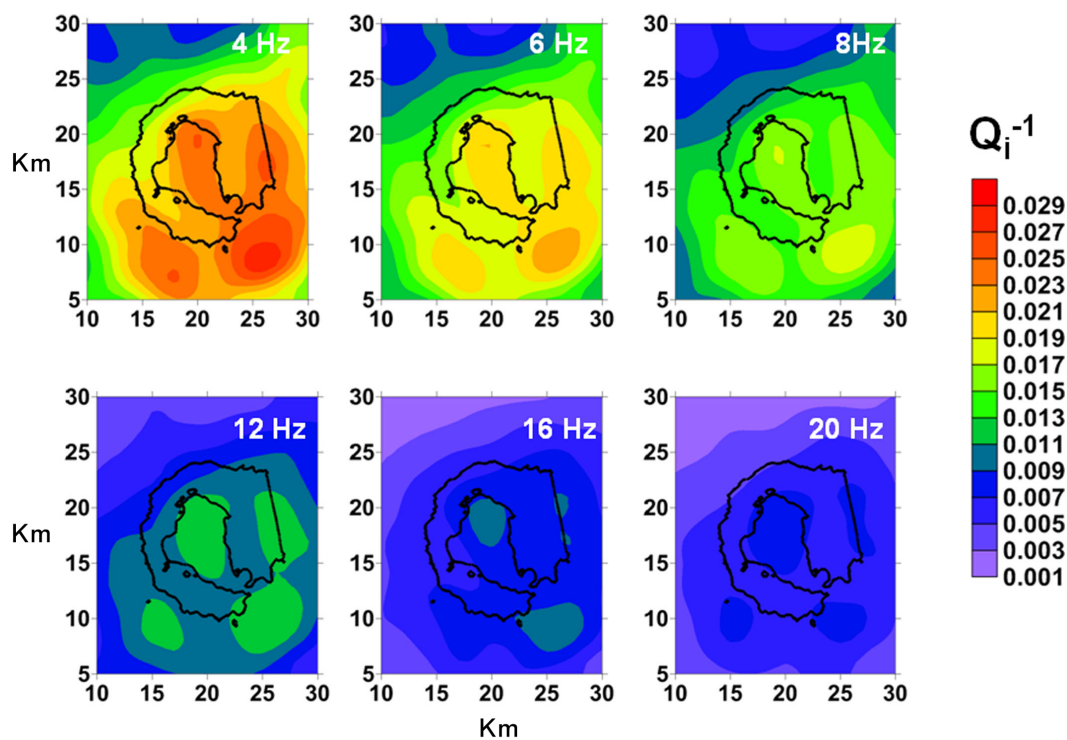


Figura 3.14: Mapas de distribución de las anomalías Q_i^{-1} a las distintas frecuencias. Tomada de Prudencio et al. [2013].

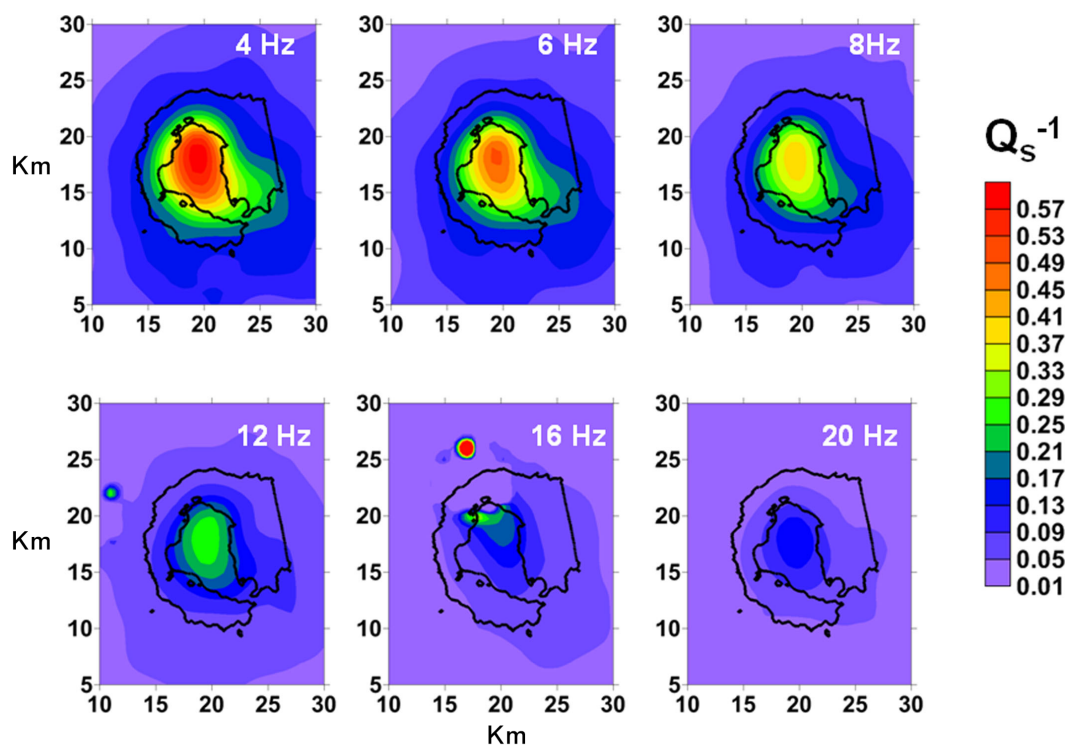


Figura 3.15: Mapas de distribución de las anomalías Q_s^{-1} a las distintas frecuencias. Tomada de Prudencio et al. [2013].

Evidencian además que los efectos de scattering son aquellos dominantes en esta área volcánica. Luego, en la tomografía en atenuación tridimensional, gracias a los análisis de 20293 formas de onda de alta calidad, [Prudencio et al. \[2015\]](#) lograron obtener mapas de anomalías de atenuación hasta los 4 km de profundidad. De manera diferente respecto a las previas interpretaciones, en este caso los autores interpretan los valores de alta atenuación encontrados dentro la bahía, a profundidades de 1 a 3 km, como causados por efectos de un sistema geotermal de alta temperatura. Dicho sistema se considera alimentado por una porción de magma a profundidades más altas.

Finalmente, las últimas dos tomografías efectuadas en Decepción están desarrolladas utilizando implementaciones a los métodos previamente utilizados. En particular en el trabajo de [Del Pezzo et al. \[2016\]](#) se aplica la implementación al modelo de [Prudencio et al. \[2013\]](#), obteniendo mapas bidimensionales de distribución del factor de calidad intrínseco y por scattering, también en este caso, en un rango de frecuencia entre 4 y 20 Hz. Los resultados obtenidos en este trabajo, como aquellos relativos a la implementación tridimensional del método [[Del Pezzo et al., 2018](#)], encuentran las anomalías previamente evidenciadas por [Prudencio et al. \[2013\]](#), confirmando así también las mismas interpretaciones.

3.5. Riesgo volcánico

Entre los trabajos previos discutidos, los estudios del riesgo volcánico de la isla tienen una importancia distinta debido a su enfoque social. Luego el primer estudio de [Roobol \[1982\]](#) está aquel de [Smellie \[2002b\]](#) del inicio de siglo, en el cual los autores producen un mapa de evacuación en caso de peligro teniendo en consideración prácticamente todos los posibles escenarios que se pueden manifestar en Decepción: tanto las erupciones en si mismas, como los efectos por estas producidos (Fig. 3.16). En detalle, respecto al primer caso tienen en consideración erupciones freatomagmáticas, lahares, flujos piroclásticos, coladas, domos y/o fuentes de lava. Mientras que relativos a los efectos indirectos, previos y/o posteriores, consideran terremotos, caída de ceniza, colapsos estructurales y de rocas, inundaciones, emisiones de gases, campos de fumarolas, calentamiento del terreno y también tsunamis. En más, desarrollan un esquema relativo a los niveles de alerta, dividido entre verde, donde no hay riesgo de erupción, amarillo, naranja y rojo. Este último caso se manifiesta cuando la erupción es en curso o se espera su comienzo en meno de 24 horas y entonces, las personas tienen que evacuar inmediatamente; en el mapa los autores subrayan también que todas estas vías son físicamente agotadoras para la

mayoría de las personas.

En los últimos años se efectuó también un análisis de las actividades hidro-magmáticas a través de los estudios petrológicos y geoquímicos para la estimación del riesgo volcánico relativo a erupciones futuras [Pedrazzi et al., 2018]. En detalle, los autores describen los mecanismos eruptivos y la consecuente actividad hidro-volcánica poniendo la atención a las erupciones de Crimson Hill, Kroner Lake y aquellas de 1967, 1969, 1970. Los resultados evidencian que los riesgos mayores en Decepción son debidos a caída de ceniza, bombas volcánicas y a flujos piroclásticos.

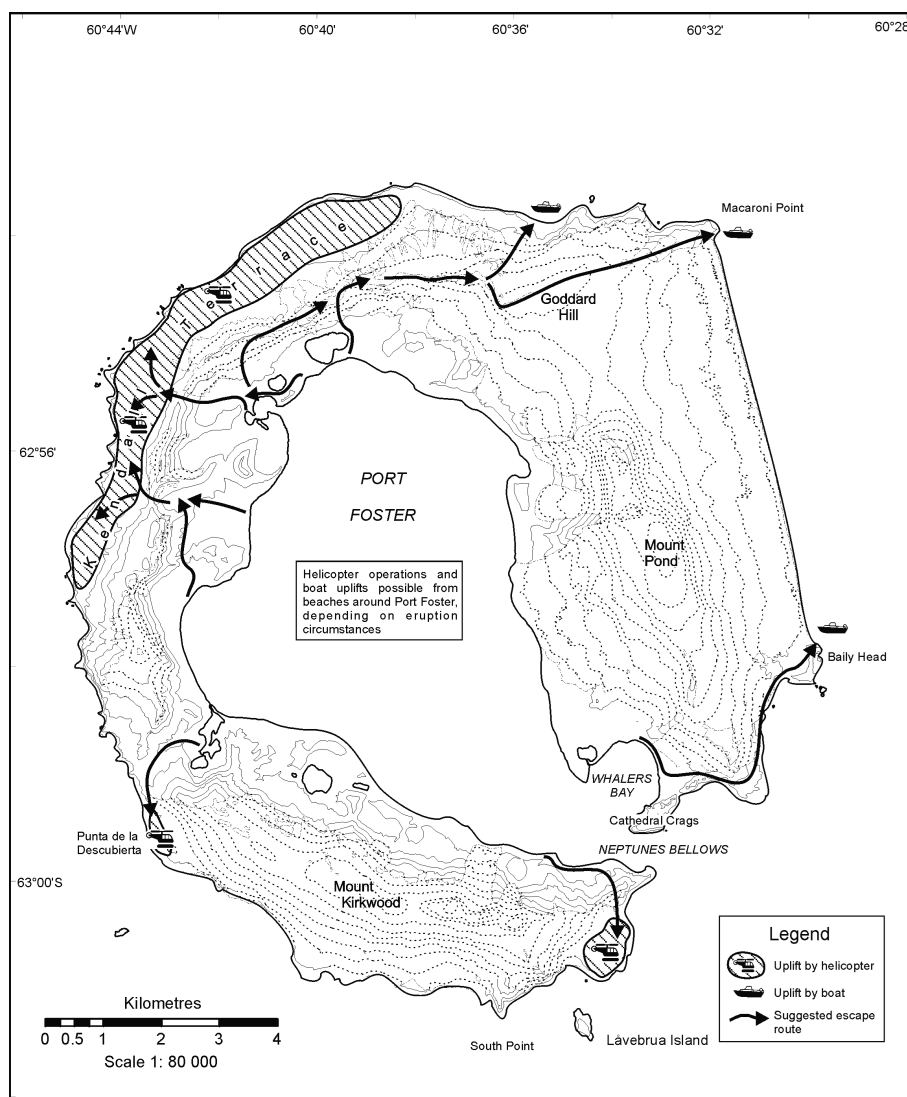


Figura 3.16: Mapa de las rutas de evacuación de la isla Decepción. Modificada de Smellie [2002b].

Luego de este trabajo, el más reciente es aquel de Bartolini et al. [2014]. En este estudio, luego de una comparación con los estudios precedentes, los autores tienen en consideración las principales características de las erupciones en los periodos entre 1641 y 2013 y de los últi-

mos 35400 años, cuyos datos están obtenidos mediante análisis geocronológicos. Todas estas características ofrecen una estimación sobre las principales características del estilo eruptivo de la isla y son necesarias para la creación de un árbol de eventos bayesiano (*Bayesian Event Tree* o “BET”). Estas informaciones, conjuntamente a los datos geológicos (estratigráficos y estructuras volcano-tectónicas) y a los datos obtenidos en tiempo real desde las estaciones de seguimiento, están utilizadas como datos de input para efectuar ambos los análisis de tipo espaciales y temporales, cuyo resultado genera un mapa de riesgo cualitativo de la isla Decepción (Fig. 3.17).

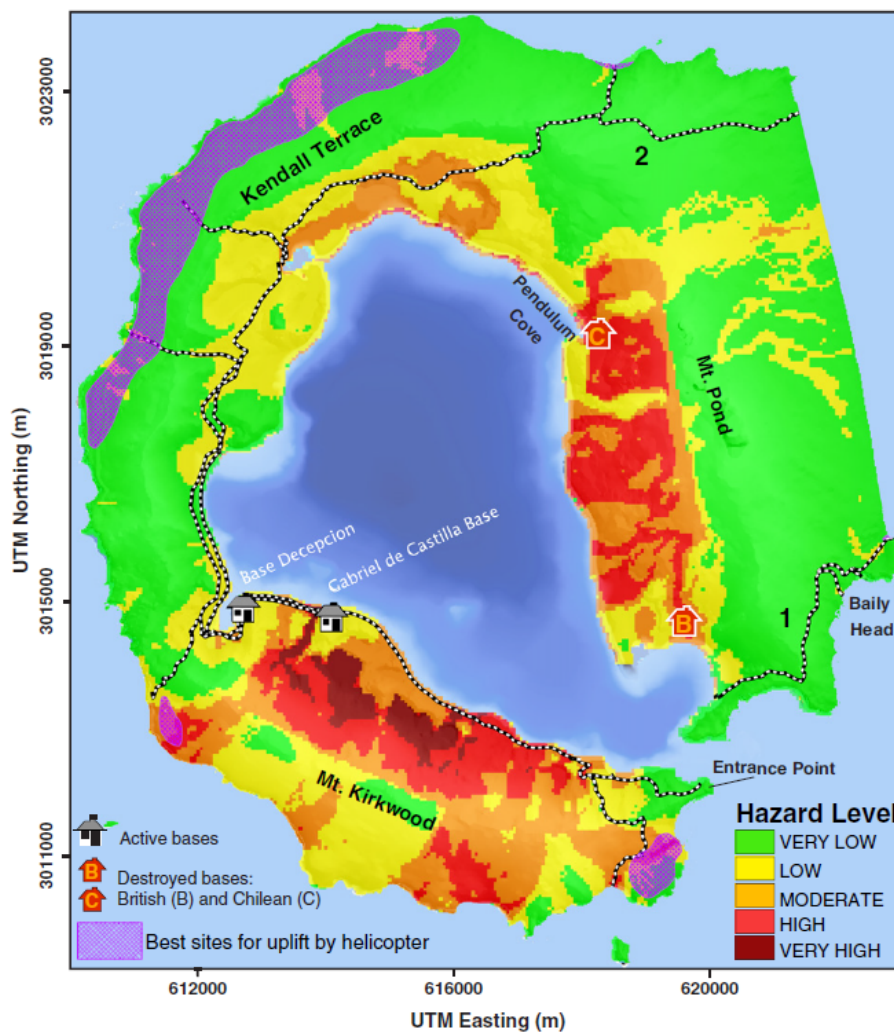


Figura 3.17: Mapa de riesgo cualitativo de la isla Decepción. Tomada de [Bartolini et al. \[2014\]](#).

Capítulo 4

Marco teórico y Metodología

A partir de una descripción desde el punto de vista geofísico del estado del arte, es decir de los estudios efectuados en isla Decepción (Capítulo 3), es necesario averiguar qué técnicas se aplicaron al volcán. Esto es lo que se entiende como metodología: el estudio de los métodos.

Analizando las varias técnicas aplicadas hasta el momento, se pueden observar los progresos relativos a la comprensión y al conocimiento del sujeto estudiado: la isla volcánica Decepción. Entre los estudios tomográficos que se realizaron a principios de los años 90, los estudios de tomografía en atenuación sísmica son aquellos que más avanzaron en años recientes. En los estudios previamente discutidos, los métodos utilizados van desde la tomografía sísmica en velocidad hasta la tomografía sísmica en atenuación y scattering. En este capítulo se tratarán la teoría detrás el método tomográfico en atenuación, sus aspectos principales y, al final, sus aplicaciones al volcán isla Decepción para ofrecer una visión completa del avance de esta técnica que es aquella que se decidió utilizar en este trabajo de tesis.

4.1. Atenuación sísmica

Por atenuación se entiende aquel fenómeno físico en el cual un flujo de cualquier tipo pierde energía en el tiempo y en el espacio. En el caso específico de la propagación de ondas, la atenuación coincide con la reducción de la amplitud de las ondas, en lo general, en función de la distancia recorrida en el medio. En sismología, las ondas en cuestión son las ondas sísmicas y el medio atravesado es la Tierra. Un ejemplo de reducción de la amplitud de las ondas en función de la distancia recorrida en el medio se manifiesta cuando ocurre un terremoto: cuanto más lejos estamos del epicentro, menos sentimos sus efectos.

Este fenómeno de atenuación¹ como efecto de la distancia es conocido con el nombre de expansión geométrica. La distribución de la energía en el medio durante la propagación de una onda produce una disminución de energía en la misma, como en la amplitud de su traza sísmica. En un medio homogéneo e isótropo la amplitud A de las ondas P y S se atenúan en función de la distancia recorrida r según una proporcionalidad inversa tal que: $(A(r) \propto r^{-1})$. Además que por efecto de la expansión geométrica, la reducción de la amplitud de las ondas se explica también por el fenómeno de absorción anelástica, que es una propiedad intrínseca del medio en relación a sus características físicas. Siendo la Tierra heterogénea y anisótropa, las ondas sísmicas se atenúan en recorrer sus capas, disipando energía en calor por fricción interna debida a los procesos de deformación plástica y fractura de las rocas [Aki, 1969; Zollo and Emolo, 2011].

Al encontrar las estructuras heterogéneas que caracterizan la Tierra, las ondas sísmicas sufren los efectos de refracción y reflexión, según el Principio de Huygens-Fresnel, que dice que cada punto de un frente de onda se puede considerar como una fuente de nuevas ondas secundarias (Fig. 4.1). En función de la entidad de estos fenómenos se habla de *scattering*.

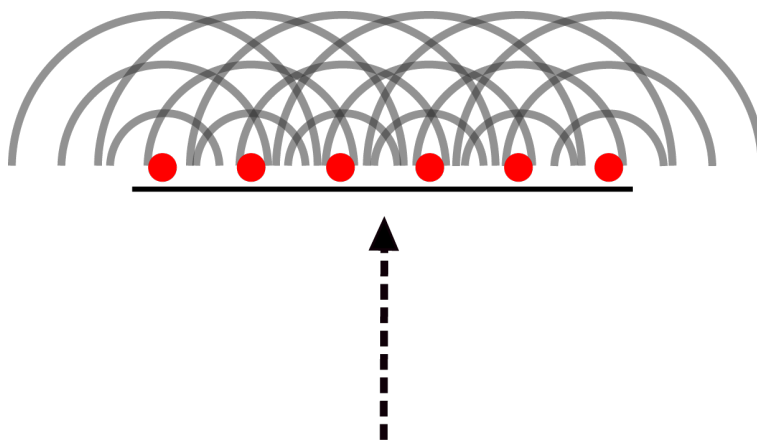


Figura 4.1: Sketch principio de Huygens-Fresnel.

¹Los pasos descritos en esta sección son una traducción, simplificación y adaptación al estudio de la presente tesis, del método descrito en el capítulo 4 del libro *Terremoti e Onde*, Zollo and Emolo [2011]

4.1.1. Scattering

Los fenómenos de scattering² en sismología están enfocados en la investigación de las heterogeneidades presentes en el medio de propagación. Como previamente se enunció, las ondas que encuentran las heterogeneidades de la Tierra producen nuevos frentes de ondas denominadas ondas secundarias o de scattering. Cuando este fenómeno es producido por una sola reflexión, se habla de *single-scattering* [Aki and Chouet, 1975] (Fig 4.2).

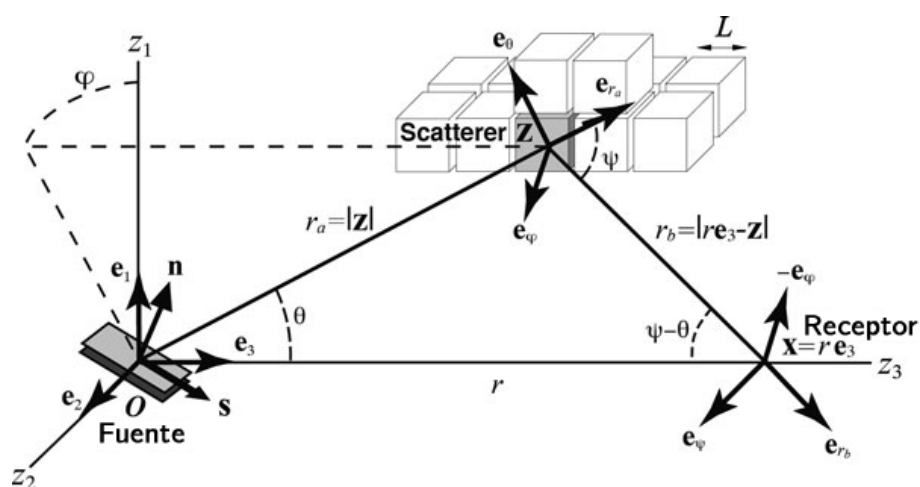


Figura 4.2: Geometría del proceso de single scattering. El medio heterogéneo en el cual ocurren los fenómenos de scattering está dividido en cubos de longitud L . Modificada de Sato et al. [2012].

Las ondas producidas por un terremoto, al impactar una heterogeneidad, pierden energía: una parte de esta energía se refleja hacia la fuente y otra parte se propaga en la misma dirección de las ondas primarias [Zollo and Emolo, 2011].

En el caso en el cual la mayor parte de la energía de las ondas secundarias se refleja atrás se habla de *back-scattering*, mientras que si se propaga en la misma dirección de las ondas primarias, se habla de *forward-scattering*.

En cambio, cuando se verifican no solamente reflexiones debidas a las ondas primarias, si no también nuevos procesos de scattering debidos a las reflexiones de las ondas secundarias, se habla de *multiple-scattering* (Fig. 4.3).

²En sismología la palabra scattering se refiere a fenómenos de redistribución, y no de difusión ni dispersión

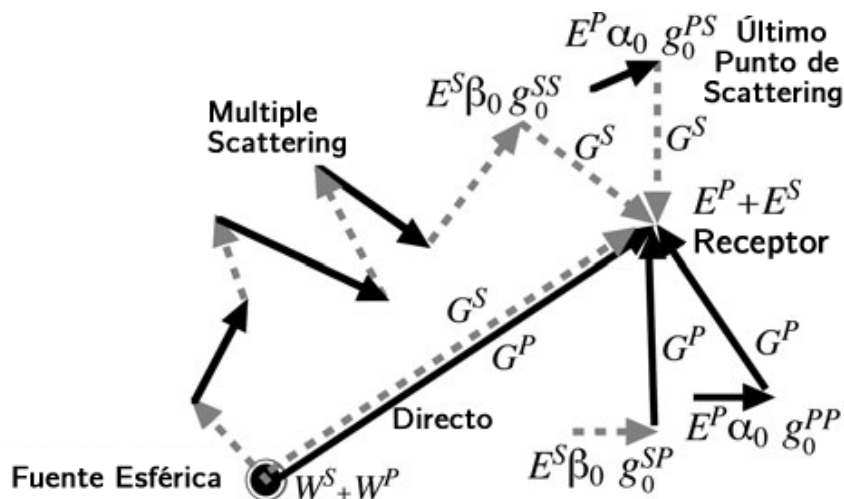


Figura 4.3: Configuración de la fuente, receptor, y último punto de scattering en el proceso de multiple-scattering. Modificada de Sato et al. [2012].

En el caso de medios altamente heterogéneos, como las áreas volcánicas (e.g., [Wegler and Lühr, 2001; Del Pezzo, 2008]), se producen efectos muy fuertes de multiple-scattering que se pueden analizar utilizando el modelo de *difusión* [Wu, 1985].

El parámetro más frecuente para la estimación de todos estos fenómenos de atenuación sísmica es el *factor de calidad* Q .

4.2. Factor de calidad Q

El valor de Q está dado por la porción de energía, definida por la relación entre la variación de energía (ΔE) y la energía total (E), disipada en un ciclo de onda (2π) que se propaga en un medio anelástico, según la ecuación:

$$\frac{1}{Q\omega} = -\frac{\Delta E}{2\pi E} \quad (4.1)$$

Entonces, un medio caracterizado por alta atenuación tendrá valores de Q^{-1} altos, mientras que valores de Q^{-1} bajos, caracterizan medios de baja atenuación. De esta manera, la relación entre el factor de calidad Q y las propiedades físicas del medio nos permite determinar el grado de anelasticidad de un volumen (del medio), comprendido entre la superficie y la profundidad máxima alcanzada por las ondas sísmicas. Es importante subrayar que distintas ondas sísmicas, por lo general, devuelven distintos valores de Q , que adquiere una denominación específica en

relación al tipo de onda tomada en consideración: Q_α para las ondas P, Q_β para las ondas S y Q_c para las ondas de coda.

Las ondas de coda, así definidas por Aki [1969], son el resultado de los efectos de scattering debido a las heterogeneidades del medio, y están compuestas por ondas incoherentes, las cuales componen las trazas sísmicas de terremotos locales, en particular, a frecuencias mayores de 1 Hz: algunos autores observaron que Q_c aumenta al aumentar la frecuencia [Aki and Chouet, 1975; Rautian and Khalturin, 1978]. Además, se observó que para frecuencias mayores de 3 Hz Q_c y Q_β devuelven valores parecidos [Rautian and Khalturin, 1978; Aki, 1980]: estos elementos evidencian la importancia del estudio del factor de calidad Q_c en función de distintas frecuencias para la estimación de la atenuación de un área geográfica.

Así pues, la variación del factor de calidad Q , y en particular del Q_c , en función de las frecuencias, permite identificar zonas tectónicamente y geodinámicamente activas [Calvet and Margerin, 2013; Mayor et al., 2016; Borleanu et al., 2017], como áreas volcánicas [Pujades et al., 1990; Vila et al., 1995; Martínez-Arévalo et al., 2003; Tramelli et al., 2006; De Siena et al., 2009, 2010; Prudencio et al., 2013, 2015; De Siena et al., 2016; Del Pezzo et al., 2016; De Siena et al., 2017; Del Pezzo et al., 2018].

En particular, el estudio del factor de calidad Q en áreas volcánicas se revela extremadamente útil para la volcanología: en relación a sus valores, es posible detectar distintos elementos que componen una determinada área, desde depósitos de flujos piroclásticos [De Siena et al., 2016] hasta zonas de ascenso magmático [Martínez-Arévalo et al., 2005; De Gori et al., 2005; Prudencio et al., 2013]. De hecho, la presencia de rocas sueltas, rocas ricas en fluidos, zonas a alta temperatura y/o materiales en estado parcialmente fundido está evidenciada por valores de alta hasta muy alta atenuación, coincidentes con altos (o muy altos) valores de Q^{-1} .

Por todos estos elementos recién mencionados, las áreas volcánicas son aquellas zonas que más atenúan las ondas sísmicas; a confirmación de esto, Sato et al. [2012] evidencian que las estructuras geológicas con un alto grado de heterogeneidad producen efectos de multiple-scattering hasta llegar a lo que se define como régimen difusivo. [Wu, 1985; Wegler and Lühr, 2001; Del Pezzo, 2008]. De hecho, un medio se define como difusivo cuando produce trazas sísmicas cuya envolvente se puede modelizar mediante el modelo de difusión [Dainty and Toksöz, 1981; Wegler and Lühr, 2001; Wegler, 2003; Sato et al., 2012].

La ecuación que sigue es una aproximación asintótica obtenida a través de la teoría de transferencia de energía y aplicada en un medio caracterizado por fuerte scattering [Dainty and Toksöz, 1981; Wegler and Lühr, 2001].

El modelo difusivo ($E[r, t]$) describe la envolvente del sismograma como una función del tiempo t para una distancia estación-fuente r :

$$E(\mathbf{r}, t) = E_0(4\pi dt)^{p/2} \exp\left[-bt - \frac{r^2}{4dt}\right] \quad (4.2)$$

Siendo E_0 la energía de la fuente, d el coeficiente de difusividad, p el parámetro asociado al factor de expansión geométrica (2 corresponde a ondas superficiales y 3 a ondas internas) y b el coeficiente de atenuación intrínseca. Desde esta ecuación se realizaron modificaciones e implementaciones para la estimación del factor de calidad Q_c en varios volcanes [Martinez-Arévalo et al., 2003; Prudencio et al., 2013; Del Pezzo et al., 2016].

4.3. Aplicaciones previas en isla Decepción

El primer estudio de tomografía sísmica bidimensional en atenuación efectuado en la isla fue realizado por Vila et al. [1995]. En este trabajo los autores aplican un modelo de *single-scattering* [Sato, 1977; Aki and Chouet, 1975] considerando despreciable cualquier efecto de *multiple-scattering* debido a la cercanía entre las estaciones utilizadas. El dataset utilizado en este trabajo está constituido por los eventos utilizados en Vila et al. [1992a] considerando el modelo de velocidad obtenido en Vila et al. [1992b]. Los autores tuvieron en consideración únicamente la coda de las ondas S y efectuaron una selección muy detallada en el dataset, teniendo en cuenta varios factores como el ruido sísmico causado por la presencia de olas marinas y viento muy fuerte y, entonces, un aceptable nivel de la relación espectral entre la señal y dicho ruido ($S/N > 2$), y una minimización de la incertidumbre en la localización epicentral. En un primer análisis observaron que el espectro que mejor cumple estas condiciones se coloca en el intervalo entre 2,5 y 16 Hz; luego, considerando aquellos eventos con una llegada clara de las ondas P y S, computaron el tiempo de viaje (*travel-time*) de las mismas mediante el método función *teta* [Chapman and Drummond, 1982]. Como previamente adelantado, debido a la cercanía entre las estaciones sísmicas utilizadas, utilizaron el modelo de *single-scattering* [Aki and Chouet, 1975; Sato, 1977] considerando también otros dos factores: la duración de

la traza sísmica y la distancia entre fuente y receptor. Los autores obtuvieron unos valores del factor de calidad en función de distintas frecuencias utilizando un filtro de tipo Butterworth de tercer orden. Debido al pequeño número de rayos disponibles, no hay una cobertura uniforme de toda la isla y por eso los valores de distribución de Q_c están localizado en el interior de la bahía, en un área cercana a los previos centros eruptivos (Fig. 4.4).

Posteriormente a este trabajo de tomografía sísmica, se llevaron a cabo diversos estudios to-

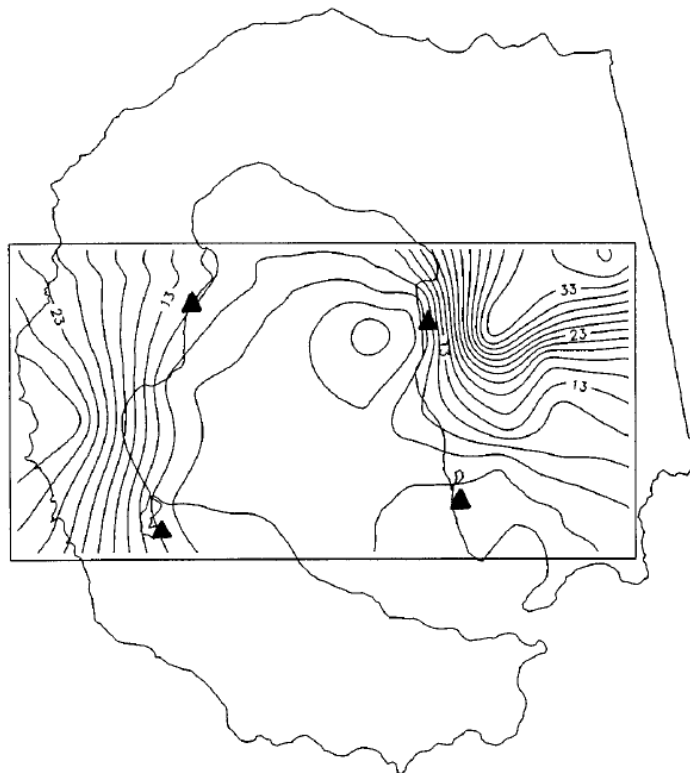


Figura 4.4: Mapa de distribución de Q_c obtenidos por [Vila et al., 1995]. En la parte este de Port Foster se encuentra el valor más alto de atenuación. Los triángulos representan las estaciones sísmicas. Tomada de Vila et al. [1995].

mográficos en atenuación sísmica en distintos volcanes [Del Pezzo et al., 2006; Matsumoto et al., 2009; De Siena et al., 2010; Sato et al., 2012] que evidenciaron que el modelo más apropiado para la descripción de los procesos de atenuación en este tipo de áreas es el de *multiple-scattering*.

El primer estudio de tomografía en atenuación sísmica que tiene en consideración un modelo de este tipo es el desarrollado por Prudencio et al. [2013]. En este estudio los autores analizaron las trazas producidas por el experimento TOMO-DEC (llevado a cabo en el enero 2005 [Ibáñez et al., 2017]). En base a la mejor relación entre la calidad de la señal y la cobertura espacial, seleccionaron 32 estaciones sísmicas instaladas en la isla y 4 instaladas en

el fondo marino (OBS). En este trabajo, para obtener una estimación del factor de calidad Q separadamente entre Q -intrínseco (Q_i) y Q -scattering (Q_s), los autores describieron y utilizaron el método desarrollado por [Wegler and Lühr \[2001\]](#).

El primer paso de este método consiste en encontrar el mejor ajuste entre la envolvente de las trazas sísmicas observadas y aquella teórica del modelo de difusión [[Dainty and Toksöz, 1981](#); [Wegler and Lühr, 2001](#); [Wegler, 2003](#); [Sato et al., 2012](#)] para la estimación de los coeficientes de atenuación intrínseca y de scattering por separado. Estos coeficientes están calculados para cada traza y cada pareja estación-fuente. Como en el método previamente discutido, para evaluar la dependencia entre dichos coeficientes y la frecuencia, los sismogramas obtenidos están filtrados en 6 bandas de frecuencia con una frecuencia central igual a 4, 6, 8, 12, 16 y 20 Hz. En detalle, utilizaron un filtro Butterworth de 8 polos con un ancho de banda igual a $\pm 0,6$ y consideraron únicamente aquellas trazas con un valor en la relación señal/ruido superior a 2. A continuación, para obtener los mapas 2D de distribución probabilística de los valores de atenuación (Q_i^{-1} y Q_s^{-1}), consideraron que las trazas sísmicas características de un ambiente difusivo, o de multiple-scattering, se generan por una heterogeneidad situada en el camino entra la estación y la fuente. La probabilidad que dicha heterogeneidad contribuya a la formación de la traza sísmica está representada mediante una función Gaussiana, cuyo centro se coloca en el punto medio entre la estación y la fuente. Además, utilizaron el checkerboard test para evaluar qué áreas están bien resueltas; luego, a través del *Jackknife test*, mediante el cual se procede a la eliminación de un porcentaje gradual de datos y estaciones, evaluaron la estabilidad de los resultados obtenidos. Obtuvieron un camino libre medio con un valor medio de 950 m y un predominio de las ondas S, cuya velocidad corresponde a 2,8 km/s [[Ben-Zvi et al., 2009](#); [Zandomenighi et al., 2009](#)]. Los autores sugieren que las anomalías de atenuación observadas están dominadas por los procesos de scattering respecto a aquellos de atenuación intrínseca.

La anomalía de Q_s^{-1} positiva más importante encontrada está situada dentro de la bahía (Fig. 4.5 A), confirmando los resultados de estudios previos tanto de tomografía en velocidad [[Ben-Zvi et al., 2009](#); [Zandomenighi et al., 2009](#)] como en atenuación [[Vila et al., 1995](#)]. A esta anomalía, se suman tres anomalías de Q_i^{-1} positivas que caen respectivamente en la zona este, en la parte sur de Costa Recta, al sureste y suroeste fuera de la isla (Fig. 4.5 B).

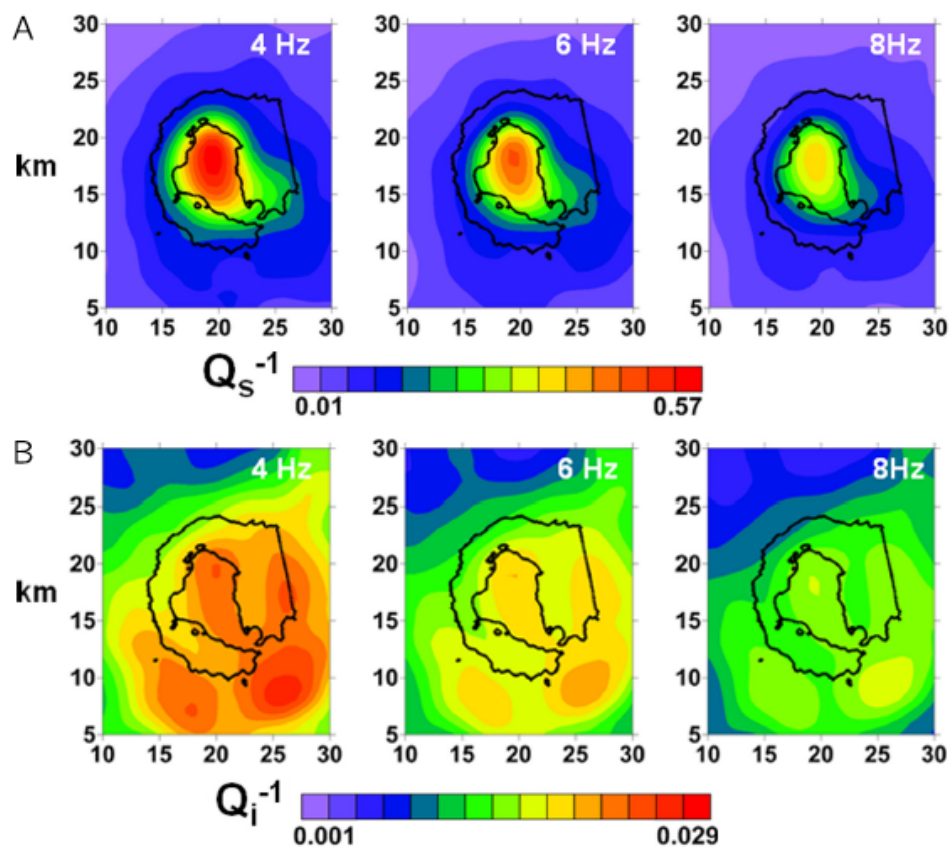


Figura 4.5: Mapas de distribución de A) Q_s y B) Q_i obtenidos por [Prudencio et al., 2013]. Tomada de Prudencio et al. [2013].

Los autores corroboraron que la aplicación de este método aumenta la resolución de aquellas estructuras previamente encontradas y además aporta nueva información sobre el modelo volcánico de la isla Decepción.

Por último, el método de tomografía en atenuación 2D más reciente aplicado en isla Decepción es el llevado a cabo por Del Pezzo et al. [2016]. Los autores ponen en evidencia que si bien se observó un incremento en la resolución obtenida con la función Gaussiana utilizada por Prudencio et al. [2013], la misma representa solo una aproximación razonable de la verdadera sensibilidad del modelo. Por ende, desarrollaron una implementación que consiste en la generación de una función pesada en el espacio (*space-weighting function*) mediante la resolución de la ecuación de la difusión utilizando el método de Montecarlo. Como en el caso previo, el objetivo es la estimación de los parámetros de atenuación sísmica, Q_s y Q_i , utilizando las ondas de coda.

El método se puede describir en distintos pasos. El primer paso consiste en la descripción de los procesos de atenuación sísmica en el medio mediante una simulación de Montecarlo ([Yoshimoto, 2000]). La simulación permite la generación de valores de distribución de los procesos de atenuación como combinación entre absorción intrínseca y por scattering en el medio comprendido entre fuente y receptor (Fig. 4.6).

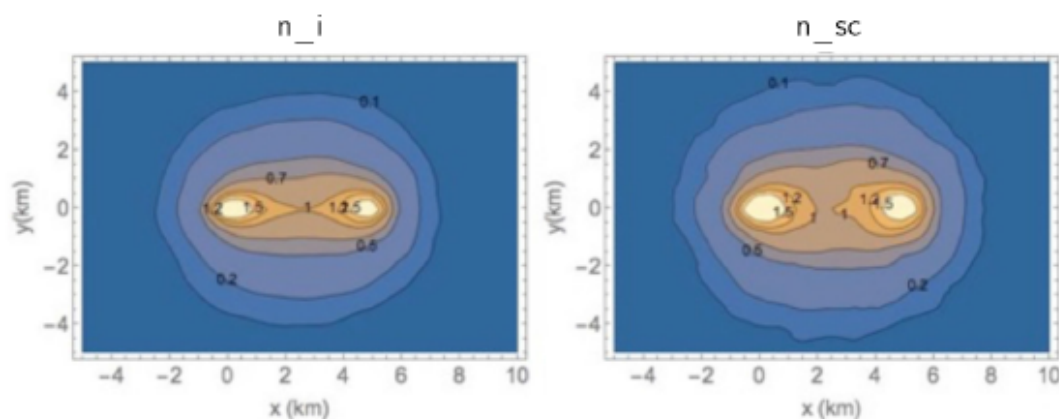


Figura 4.6: Mapas de distribución de n_i y n_{sc} obtenidos por [Del Pezzo et al., 2016] mediante simulación numérica. Tomada de Del Pezzo et al. [2016].

A continuación, los autores estiman la función que mejor se ajusta a la forma obtenida normalizada al punto medio entre el receptor y la fuente utilizando el método de ensayo y error. La space-weighting function está descrita por la ecuación 5.1, donde D corresponde a la distancia epicentral:

$$\begin{aligned}
 f[x, y, x_r, y_r, x_s, y_s] = & \frac{1}{4\pi\delta_x D^2 \delta_y} \exp \left[- \left(\frac{(x - \frac{x_r + x_s}{2})^2}{2(\delta_x D)^2} + \frac{(y - \frac{y_r + y_s}{2})^2}{0,5(\delta_y D)^2} \right) \right] \\
 & + \frac{1}{2\pi\delta_x D^2 \delta_y} \exp \left[- \left(\frac{(x - x_s)^2}{2(\delta_x D)^2} + \frac{(y - y_s)^2}{2(\delta_y D)^2} \right) \right] \\
 & + \frac{1}{2\pi\delta_x D^2 \delta_y} \exp \left[- \left(\frac{(x - x_r)^2}{2(\delta_x D)^2} + \frac{(y - y_r)^2}{2(\delta_y D)^2} \right) \right]
 \end{aligned} \tag{4.3}$$

Esa función se ajusta a la función de ponderación en el espacio por valor de $\delta_x = \delta_y$ iguales a 0,2, que corresponde a la apertura espacial de la función de ponderación (Fig. 4.7).

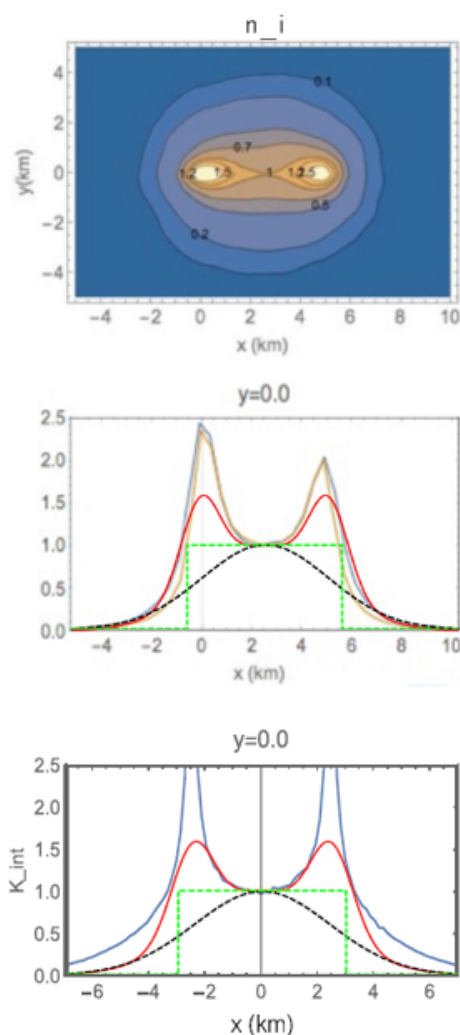


Figura 4.7: Comparación entre el mapa numérico de distribución de n_i , la función analítica y la función obtenidas desde la ecuación 5.1 [Del Pezzo et al., 2016]. Modificada de Del Pezzo et al. [2016].

A partir de esta ecuación determinaron los valores de atenuación por cada pareja fuente-receptor a distintas frecuencias y, como en el estudio de Prudencio et al. [2013], los autores proceden con un análisis del factor de calidad de coda como un conjunto entre el Q_i y el Q_s . Además, a partir del valor promedio de atenuación de cada pareja fuente-receptor, los autores determinan aquellos valores necesarios para la creación de una malla para el checkerboard test y, para evaluar el método utilizado, multiplican estos valores por aquellos obtenidos utilizando la ecuación 5.1. Aplicando este procedimiento para todas las parejas fuente-receptor y por cada pareja de coordenadas en el espacio, obtienen los mapas del valor promedio del factor de calidad Q^{-1} en el área a distintas frecuencias (Fig. 4.8).

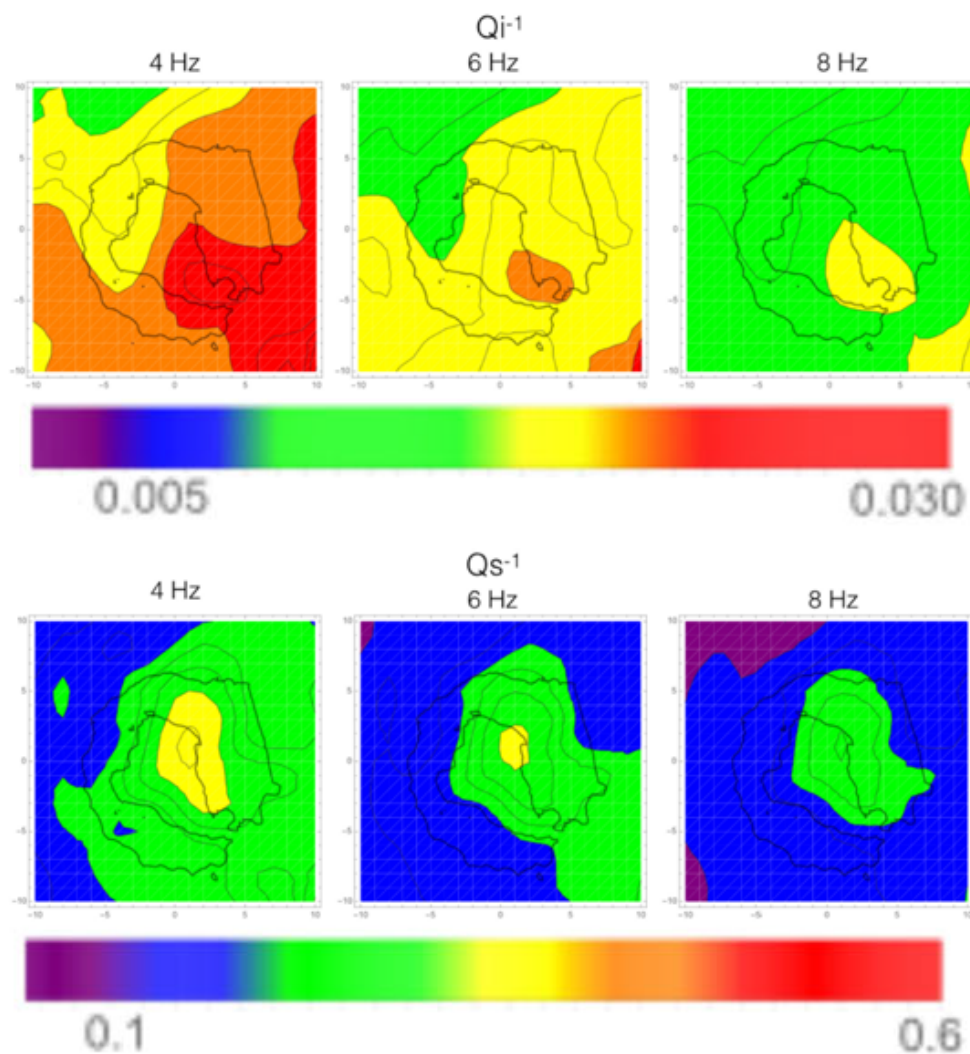


Figura 4.8: Mapas de distribución de Q_i y Q_s obtenidos por [Del Pezzo et al., 2016]. Tomada de Del Pezzo et al. [2016].

Por último, los autores realizan una comparación entre los resultados obtenidos y aquellos obtenidos por Prudencio et al. [2013] utilizando una función Gaussiana. A pesar de que las anomalías tienen morfologías y valores parecidos entre si, el método desarrollado por Del Pezzo et al. [2016] permite resaltar mejor las variaciones espaciales de las anomalías.

Si bien los métodos descritos hasta el momento se basan en un modelo físico fiable, el modelo desarrollado posteriormente por De Siena et al. [2017], donde añade a su procedimiento un proceso de inversión de los datos, incrementa notablemente la resolución de los resultados. Este modelo, discutido y descrito en el próximo capítulo, es el aplicado en el presente trabajo de tesis doctoral.

Capítulo 5

Método

Considerados los estudios geofísicos previos realizados en isla Decepción, su estructura interna, contexto geodinámico y los datos obtenidos a través del experimento TOMO-DEC [Ibáñez et al., 2017], se decidió aplicar un método tomográfico en atenuación sísmica. La aplicación de esta nueva técnica tomográfica, conjuntamente con el análisis estadístico del dato y los análisis geoespaciales en un interfaz de ambiente GIS, se realizó para aportar nuevas hipótesis sobre el sistema volcánico.

Yendo más en detalle, el método y la técnica utilizados en este trabajo de tesis doctoral son una evolución y mejora de los modelos tomográficos en atenuación sísmica y scattering realizados por Prudencio et al. [2013] y por [Del Pezzo et al., 2016], en los cuales se analizaba el factor de calidad Q como una combinación entre el Q-intrínseco y el Q-scattering según una distribución gaussiana, en el primero, y según una distribución obtenida por una función de ponderación en el espacio en el segundo, como vimos en el capítulo precedente. El método utilizado en esta tesis se considera innovador por la combinación de tres aspectos principales:

1. la aplicación de kernels espaciales, es decir, funciones ponderadas en el espacio, en el análisis del factor de calidad Q [De Siena et al., 2017];
2. un análisis de tipo estadístico, con múltiples iteraciones, para evaluar la calidad del *dataset*;
3. la integración en un sistema de información geográfica (GIS) para obtener una comparación espacial objetiva, además de una visual con los estudios previos.

Teniendo como punto de partida el último método bidimensional utilizado para evaluar el factor de calidad Q (combinación entre Q_i y Q_s) presentado por [Del Pezzo et al. \[2016\]](#), en este trabajo se aplicó una evolución de dicho método para la estimación de los *kernel 2D*. Además, los estudios previos realizados en isla Decepción demostraron ampliamente que la envolvente de las trazas sísmicas obtenidas en el experimento TOMO-DEC [[Ibáñez et al., 2017](#)] se puede modelizar utilizando la ecuación de la difusión.

5.1. Estimación del factor de calidad Q

El dataset utilizado en este trabajo está constituido por las trazas de buena calidad extraídas de la base de datos utilizada en [Prudencio et al. \[2015\]](#) [Prudencio - comunicación personal], a su vez extraídas del dataset del experimento TOMO-DEC [[Ibáñez et al., 2017](#)].

Este método se puede subdividir por fases: la primera, caracterizada por la definición de una red o malla bidimensional del área de estudio; a esta le sigue la creación y definición de la *space-weighting function* y sus variables, cuyos resultados aportan una contribución en cada nodo de la malla previamente creada; en la tercera fase, se genera el modelo de inversión y se termina con una comprobación de la calidad de los resultados con un *checkerboard test* (test de tablero de ajedrez).

Como ya se anticipó, el primer paso consiste en la construcción de una malla bidimensional, que abarca toda la zona de estudio, con una resolución espacial de 1 y 2 km. Esta resolución mínima de 1 km se fijó teniendo en cuenta la longitud de onda de las ondas P, extrapoladas desde la tomografía sísmica en velocidad realizada en el área [[Zandomenighi et al., 2009](#); [Prudencio et al., 2015](#)]. A continuación, se construye un mapa de sensibilidad del factor de calidad Q_c^{-1} en el espacio (x,y) desde el cual se podrán generar las filas para la matriz de inversión. Para hacer esto, se aplicó la *space-weighting function* (función de ponderación en el espacio) definida por [Del Pezzo et al. \[2016\]](#) para la atenuación 2D por cada pareja de coordenadas fuente-receptor $[x_s, y_s - x_r, y_r]$ (ec. 5.1). Esta función está computada utilizando la simulación numérica de Montecarlo [[Gusev and Abubakirov, 1996, 1987](#); [Hoshiba, 1991](#)] de la ecuación del modelo de difusión para un medio con un alto grado de heterogeneidad:

$$\begin{aligned}
f[x, y, x_r, y_r, x_s, y_s] = & \frac{1}{4\pi\delta_x D^2 \delta_y} \exp \left[- \left(\frac{(x - \frac{x_r+x_s}{2})^2}{2(\delta_x D)^2} + \frac{(y - \frac{y_r+y_s}{2})^2}{0,5(\delta_y D)^2} \right) \right] \\
& + \frac{1}{2\pi\delta_x D^2 \delta_y} \exp \left[- \left(\frac{(x - x_s)^2}{2(\delta_x D)^2} + \frac{(y - y_s)^2}{2(\delta_y D)^2} \right) \right] \\
& + \frac{1}{2\pi\delta_x D^2 \delta_y} \exp \left[- \left(\frac{(x - x_r)^2}{2(\delta_x D)^2} + \frac{(y - y_r)^2}{2(\delta_y D)^2} \right) \right]
\end{aligned} \tag{5.1}$$

En estas funciones, D corresponde a la distancia epicentral equivalente, en este experimento, a la distancia entre la fuente (las distintas posiciones del barco en cada disparo) y el receptor; mientras los valores δ_x y δ_y corresponden a la apertura espacial de la función de ponderación. La magnitud de esta “anchura” es directamente proporcional al área que se toma en consideración; es decir, valores más grandes abarcan áreas mayores mientras que un valor pequeño corresponde a una porción más estrecha y, en consecuencia, más cerca de la estación y de la fuente. En función a la relación entre las funciones analítica y computada, se impone a esta anchura el valor de 0,2 [Del Pezzo et al., 2016]. Desde estas funciones se utilizan las medidas de Q_c para cada pareja fuente-receptor para fijar las contribuciones en cada nodo de la malla. Luego se obtienen las mencionadas medidas desde el modelado de la envolvente de la señal. Dicha envolvente se considera desde la amplitud máxima, correspondiente alrededor de 6 segundos, y se filtra a las frecuencias centrales correspondientes a 6, 9, 15, y 21 Hz, con un ancho de banda igual a 1/3 de la frecuencia central. Una vez filtrados estos valores se obtienen, por cada pareja fuente-receptor, las medidas del valor total del parámetro Q_c^{-1} .

Las consideraciones innovadoras de este método respecto a los empleados previamente consisten en dos factores: 1) las funciones de ponderación no se usan directamente para generar los mapas de atenuación, sino que ofrecen las filas de la matriz de inversión a los nodos de la malla luego una normalización por el peso total relativo a las parejas fuente-receptor; 2) se considera que la atenuación total de la *coda* es causada por todo el medio delimitado por la malla de inversión.

El Q_c^{-1} en cada nodo y para cada frecuencia corresponde a los parámetros del modelo y son obtenidos mediante una inversión de Tikhonov de primer orden [De Siena et al., 2017, 2010].

5.2. El proceso de inversión

La inversión es un paso necesario cuando tratamos de problemas mal definidos o mal condicionados (*ill-posed problems*), es decir todos aquellos problemas que no presentan una solución única [Aster et al., 2018]. En geofísica, y en particular en tomografía, hay varios de estos problemas que se manifiestan cuando hay ruido en las señales, cobertura no uniforme de los rayos sísmicos en la zona de investigación y/o zonas cuya posibilidad de estudio es reducida o imposible; estas zonas se definen “no resueltas”.

Para resolver cuestiones de este tipo se suelen utilizar técnicas de regularización, las cuales añaden informaciones adicionales a priori al modelo. Estas informaciones ayudan a disminuir las indeterminaciones encontradas, aunque es necesario saber que informaciones superfluas o erróneas al modelo pueden causar más dificultades que ayuda.

La técnica de regularización¹ que se utiliza en este método es aquella de primer orden de Tikhonov. En detalle, en la regularización de Tikhonov, consideramos todas las soluciones al problema lineal $\|\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}\|_2 \leq \delta$ y seleccionamos aquella que minimiza la norma de \mathbf{m} :

$$\begin{aligned} \min \quad & \|\mathbf{m}\|_2 \\ & \|\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}\|_2 \leq \delta \end{aligned} \quad (5.2)$$

o, en la forma que considera el problema de mínimos cuadrados pesados (*damped least squares problem*):

$$\min \quad \|\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}\|_2^2 + \alpha^2 \|\mathbf{m}\|_2^2 \quad (5.3)$$

que es la resultante de la aplicación, en la ecuación 5.2, de los multiplicadores de Lagrange y en la cual α es un parámetro de regularización.

En la ecuación 5.2 la minimización de $\|\mathbf{m}\|_2$ es necesaria porque asegura que elementos no deseados aparezcan en la solución; de lo contrario, todos los valores no-cero que aparecen en

¹Los pasos descritos en esta sección son una traducción, simplificación y adaptación al caso de estudio, del método descrito en el capítulo 5 del libro *Parameter Estimation and Inverse Problem*, Aster et al. [2018]

la solución de la regularización incrementan la norma de \mathbf{m} (Fig. 5.1 A). Además, al aumentar δ , el valor de \mathbf{m}_2 disminuye y el conjunto de modelos factibles se expande.

Considerando el mismo problema de la ecuación 5.2 expresado de otra forma:

$$\min \quad \|\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}\|_2 \quad (5.4)$$

$$\|\mathbf{m}\|_2 \leq \varepsilon$$

es evidente que a la disminución de ε corresponde la disminución del conjunto de modelos factibles y que el valor mínimo de $\|\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}\|_2$ crece (Fig. 5.1 B).

Eligiendo los valores apropiados de δ en la ecuación 5.2, α en la ecuación 5.3 y ε en la 5.4, se puede demostrar que dichas ecuaciones llevan a la misma solución.

Los gráficos correspondientes a las dos ecuaciones 5.2 y 5.4 son de tipo log-log y están caracterizados por una típica forma *L*, de la cual adquieren el nombre (*L-Curve*) [Hansen, 1992] (Fig. 5.1).

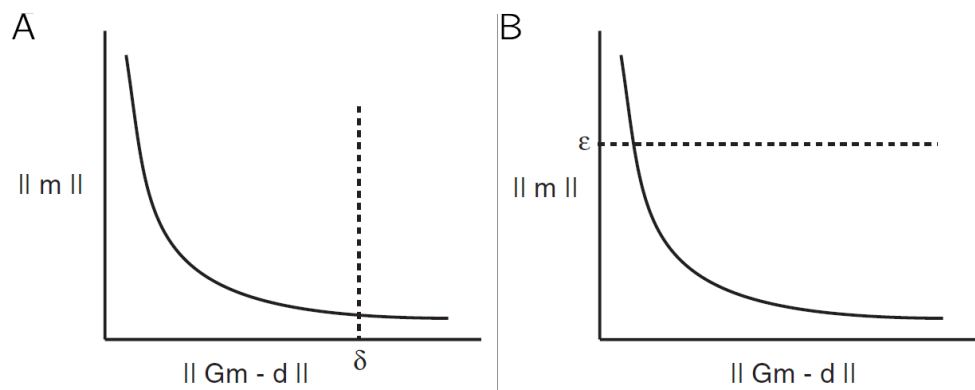


Figura 5.1: Gráfico log-log con forma a *L* (*L-Curve*).

A) Una representación específica del error de los datos, $\delta = \|\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}\|_2$ y su modelo de norma asociado, $\|\mathbf{m}\|_2$;

B) Una representación específica de norma, $\varepsilon = \|\mathbf{m}\|_2$, y su error asociado a los datos de la norma, $\|\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}\|_2$.

La forma de las curvas *L* es debida al hecho que $\|\mathbf{m}\|_2$ y $\|\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}\|_2$ son funciones respectivamente y estrictamente decrecientes y crecientes de α , además el ángulo que separa la parte vertical de la horizontal, su punto de inflexión, representa el punto de valores de α en el cual la función tiene su mejor solución [Hansen, 2005]. Un criterio importante de esta curva (*L-curve criterion*) es el principio según el cual se elige este valor α que vendrá definido por el punto

correspondiente o el que más se acerca a este ángulo; dicho valor, obtenido automáticamente, es el utilizado en este trabajo para cada frecuencia y en las dos resoluciones.

El problema de los mínimos cuadrados $Gm = d$ puede ser extendido a una matriz ampliada de la forma:

$$\min \left\| \begin{bmatrix} \mathbf{G} \\ \alpha \mathbf{I} \end{bmatrix} \mathbf{m} - \begin{bmatrix} \mathbf{d} \\ \mathbf{0} \end{bmatrix} \right\|_2^2 \quad (5.5)$$

que se puede resolver con el método de las *Normal Equations*, que es una entre las múltiples funciones utilizables para el cálculo de parámetros en un modelo lineal; la ecuación 5.3 se puede entonces escribir de la siguiente forma:

$$(\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \alpha^2 \mathbf{I}) \mathbf{m} = \mathbf{G}^T \mathbf{d}, \quad (5.6)$$

que corresponde al grupo de ecuaciones con restricciones lineales para una regularización de Tikhonov del orden cero de $Gm = d$.

En el método utilizado en este trabajo de tesis, como se dijo anteriormente, se utiliza una regularización de Tikhonov de primer-orden, que significa resolver el problema de los mínimos cuadrados pesados (*damped least squares problem*) utilizando una matriz de tipo L:

$$L = \begin{bmatrix} -1 & 1 & & & \\ & -1 & 1 & & \\ & & \dots & & \\ & & & -1 & 1 \\ & & & & -1 & 1 \end{bmatrix}. \quad (5.7)$$

Así, la ecuación 5.3 se escribe:

$$\min \|\mathbf{Gm} - \mathbf{d}\|_2^2 + \alpha^2 \|\mathbf{Lm}\|_2^2 \quad (5.8)$$

El proceso de regularización, si bien ayuda en la reducción del número de soluciones posibles de un problema mal definido y a encontrar aquellos parámetros del modelo que mejor se ajustan al dato, no asegura que los resultados tengan una buena resolución en toda su cobertura espacial. La técnica que permite averiguar qué áreas de la zona analizada tienen una cobertura del dato suficiente para restituir un resultado fehaciente el modelo es aquella de los test de resolución como el *checkerboard test* (test del tablero de ajedrez). Este test consiste en la creación de una malla, de la misma resolución utilizada en el método (i.e. 1 y 2 km), a la cual se le aplica un modelo sintético caracterizado por la alternancia de perturbaciones positivas y negativas, relativas al tipo de estudio efectuado; en nuestro caso serán valores de alta y baja atenuación. La veracidad del resultado, es decir, de aquellas zonas que se pueden considerar resueltas, es inversamente proporcional a las variaciones del valor sintético de perturbación en el tablero: a menores variaciones de perturbación le corresponden zonas con un resultado más fiel y viceversa.

Llegados a este punto, los output del código, para las cuatro frecuencias mencionadas y dentro del área seleccionada, son:

- el factor de calidad Q_c en las dos resoluciones espaciales (1 y 2 km);
- el vector del kernel espacial;
- la curva-L, y
- el *checkerboard test* en las dos resoluciones espaciales (1 y 2 km).

Si bien los resultados obtenidos hasta el momento pueden ser suficientes para tener un mapa de distribución del factor de calidad Q_c en la isla Decepción, un paso necesario para poder evaluar estos valores con algunas zonas específicas del volcán y/o con mapas obtenidos por estudios previos, es la integración de dichos resultados en un Sistema de Información Geográfica (SIG).

5.3. El Sistema de Información Geográfica (SIG)

Un SIG o GIS, acrónimo inglés de *Geographic Information System*, es un “sistema de información digital que permite la adquisición, registro, análisis, visualización y devolución de información derivada de datos geográficos” [Worboys and Duckham, 2004]. Uno de sus fundadores, Peter Burrough, en el año 1986 dio la siguiente definición: “*El SIG se compone por una serie de herramientas software para adquirir, almacenar, extraer, transformar y mostrar datos espaciales del mundo real*” [Burrough, 1986]. Por lo tanto, este sistema puede producir, gestionar y analizar datos espaciales asociando una o más descripciones alfanuméricas a cada elemento geográfico; permite entonces la interpretación de los fenómenos del mundo real a través del elemento unificador del territorio. Además, con este sistema es posible adquirir y procesar los datos como una base de datos (*Database Management System, DBMS*), ofreciendo la posibilidad de generar interrogantes (*query*), análisis espaciales y estadísticas adicionales a aquellas más tradicionales, con la diferencia que trata el procesamiento y la manipulación de datos georreferenciados.

Un dato se define georreferenciado cuando en su interior tiene por cada píxel un valor de coordenadas geográficas. Los tipos de datos que se pueden utilizar adentro de un GIS se dividen principalmente en dos categorías: *vectoriales* y *raster*.

Los datos vectoriales están así definidos porque los elementos que los caracterizan (puntos, líneas o polígonos) pueden ser considerados como vectores. Cada elemento se coloca en el ambiente georreferenciado según sus coordenadas reales: por ejemplo, un punto tendrá coordenadas (x,y) , mientras que una línea o un polígono se colocarán en función de la posición de sus nodos $(x_1, y_1; x_2, y_2; \dots; x_n, y_n)$. Cada elemento está asociado a un campo del dataset con sus atributos; esta característica hace que el elemento en cuestión sea “interrogable”. Este tipo de datos se utiliza para representar elementos que varían discretamente en el espacio, como por ejemplo, un mapa de curvas de nivel.

Por otra parte, los datos raster permiten representar los elementos del mundo real a través de una matriz de celdas o píxel. Cada píxel tiene asociadas las informaciones relativas a lo que representa en el territorio. El tamaño del píxel, generalmente expresado en la unidad de medida del mapa (m, km), está estrictamente relacionado con la precisión del dato: a mejor resolución gráfica, le corresponde una mayor cantidad de información. Cada píxel, en la práctica, contiene un valor numérico que corresponde a una característica promedia de dicha área (cuota, lumi-

nosidad). Siendo este dato un conjunto de píxeles, no es posible hacer query, es decir, no es interrogable. La cartografía de tipo raster es la más adecuada para la representación de datos con una variación continua en el espacio; ejemplos de este tipo de dato son las fotos aéreas y los Modelos Digitales de Elevaciones (MDE).

El conjunto de estos tipos de datos permite efectuar varios análisis espaciales, por ejemplo, interpolaciones, superposiciones y análisis de densidad, obteniendo así un modelo gráfico e informativo lo más verosímil al mundo real y los procesos que lo caracterizan.

Todos estos análisis caen dentro de la disciplina que tiene el nombre de *GIScience* [Goodchild, 2010]. La *GIScience* y los sistemas de información geográfica representan una importante innovación en la vulcanología de los últimos 30 años. Las aplicaciones de la *GIScience* en vulcanología abarca varias áreas, entre las cuales están, por ejemplo: la estimación de volúmenes de estructuras internas [Guardo and De Siena, 2017], de lahares [Muñoz-Salinas et al., 2009], de flujos piroclásticos o “*Piroclastic Density Current - PDC*” [Toyos et al., 2007] o de productos de caída como ceniza [Rapicetta and Zanon, 2009] o tefra [Biass et al., 2012]. Además, es importante para la evaluación de flujos lávicos [Kauahikaua et al., 1995] tanto por la evaluación del riesgo volcánico [Felpeto et al., 2007; Bartolini et al., 2014] como por su previsión [Renschler, 2005] y gestión [Pareschi et al., 2000].

5.3.1. Configuración - Setup

El primer paso para la configuración del ambiente GIS es la selección del sistema de coordenadas, para el estudio de la isla Decepción se eligió el “WGS_1984_UTM_Zone_20S”. Para tener la máxima seguridad en la precisión de la ubicación de la isla se utilizó el database de los mapas satelitales de ESRI², que tienen, en el peor de los casos, una resolución de 15 m. Desde la imagen satelital de la isla se generó un perfil vectorial que se utilizó en todos los análisis siguientes (Fig. 5.2). Se aclara acá que los output futuros tendrán la misma escala y orientación que la imagen 5.2 y aquellas tratadas en los capítulos siguientes no tendrán estos elementos por cuestiones de claridad visual.

Como último paso en la configuración del GIS, se georreferenciaron aquellos mapas relativos a estudios previos para efectuar interpretaciones posteriores. Es importante además subrayar que todos los mapas fueron georreferenciados utilizando una interpolación *spline* de tercer

²<https://www.arcgis.com/home/item.html?id=10df2279f9684e4a9f6a7f08febac2a9>

orden con el fin de mantener la mejor resolución tanto espacial como gráfica. Una vez completada la configuración de todos estos parámetros se continua con el procesamiento de los datos.

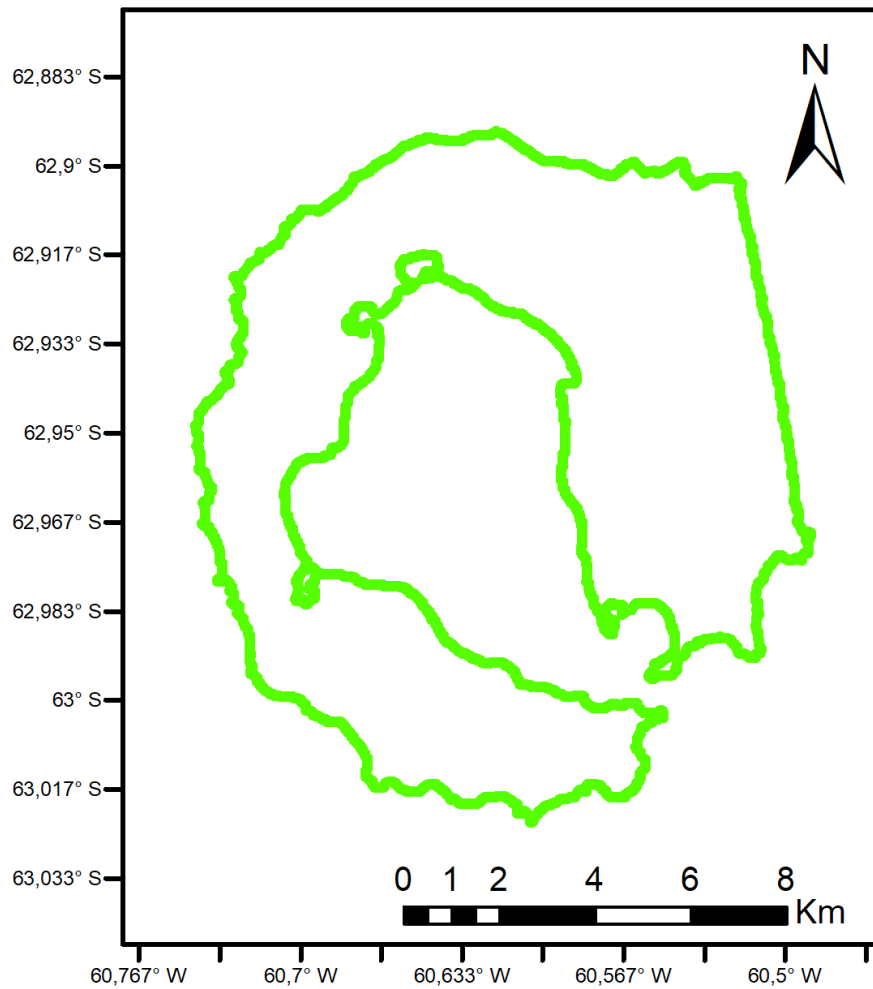


Figura 5.2: Output del dato vectorial del perímetro de la isla Decepción. Escala 1:200000; coordenadas en grados decimales.

Capítulo 6

Análisis de los Datos y Resultados

Como previamente adelantado, el análisis que se lleva a cabo en esta tesis de doctorado es una tomografía en atenuación sísmica de la isla de Decepción, aplicando los *kernel* espaciales para la inversión del parámetro de calidad de la coda Q_c^{-1} , que corresponde al método utilizado en el trabajo de la caldera Campi Flegrei hecho por [De Siena et al. \[2017\]](#). A este método se suman, como se explicó en el capítulo precedente, los análisis geoespaciales realizados dentro de un sistema de información geográfico.

El dataset al cual se aplica el método explicado en el capítulo precedente está compuesto por 20283 trazas sísmicas caracterizadas por una duración de 10 segundos cada una, de los cuales los primeros 1,5 - 2 segundos están caracterizados por el ruido previo al disparo (Fig. 6.1).

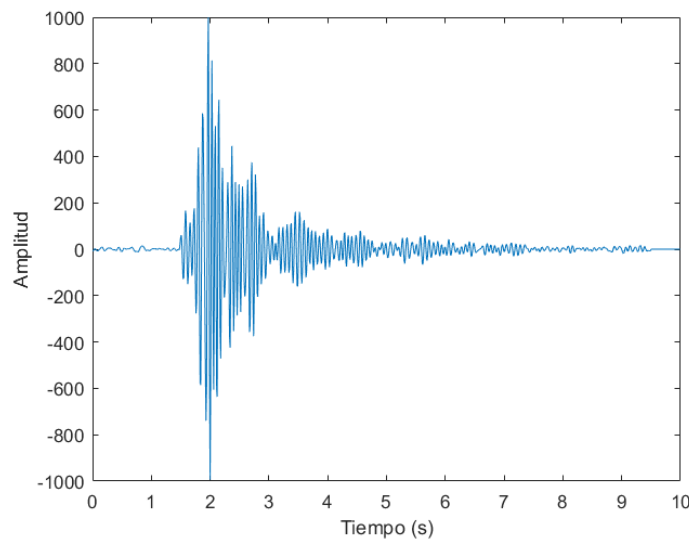


Figura 6.1: Ejemplo traza sísmica. Eje X: tiempo, en segundos; Eje Y: amplitud.

Los análisis en las frecuencias centrales correspondientes a 6 Hz, 9 Hz, 15 Hz, y 21 Hz, con un ancho de banda igual a $1/3$ de la frecuencia central, generaron mapas de distribución del valor Q_c^{-1} por cada una de estas frecuencias, considerando una ventana de coda de 4 segundos después del pico máximo de amplitud. Además de por la frecuencia, los mismos análisis se aplicaron a las dos resoluciones espaciales, equivalentes a 1 y 2 km, generando de esta manera un total de 8 mapas de distribución de la atenuación sísmica (Fig. 6.2). A estos resultados se agregan los mapas de input y output de la malla del *checkerboard test* para cada resolución espacial (Fig. 6.3), generando un total de 4 mapas. Cada uno de estos resultados se carga dentro de un sistema de información geográfica (GIS) para sucesivos análisis geoespaciales, como por ejemplo, la determinación del área de mejor resolución respecto al output del checkerboard test (Fig. 6.4).

Para una mayor comprensión de estos mapas y aquellos que siguen, se aclara que grandes valores del factor de calidad Q_c^{-1} (zonas más oscuras) indican alta atenuación y consiguientemente, los valores de baja atenuación están indicados por pequeños valores de Q_c^{-1} , correspondientes a las zonas más claras. La interpretación de estas variaciones será tratada en el capítulo siguiente.

Los mapas obtenidos a 1 km de resolución muestran una homogeneidad entre sí desde 6 hasta 15 Hz (primeros tres), mientras que a la frecuencia de 21 Hz tienen una distribución de los valores de Q_c^{-1} más parecido a los mapas con la resolución de 2 km (Fig. 6.2). Hay, además, una diferencia importante entre los primeros tres y los otros, es decir, aquel a 21 Hz y los cuatro a 2 km de resolución: en el primer caso las variaciones de los valores de Q_c^{-1} se distribuyen a lo largo de la isla mientras que en el segundo las anomalías positivas se localizan principalmente dentro de la bahía y en la zona septentrional (Telefon Bay) y oriental (Fumarole Bay). Sin embargo, teniendo en cuenta los mapas de output de los checkerboard test (Fig. 6.3), se ve que a ambas resoluciones, el área resuelta corresponde a aquella de Port Foster. Por ello, se debe efectuar una interpretación únicamente del mapa relativo a 21 Hz, con la resolución de 1 km, y todos los mapas a 2 km de resolución.

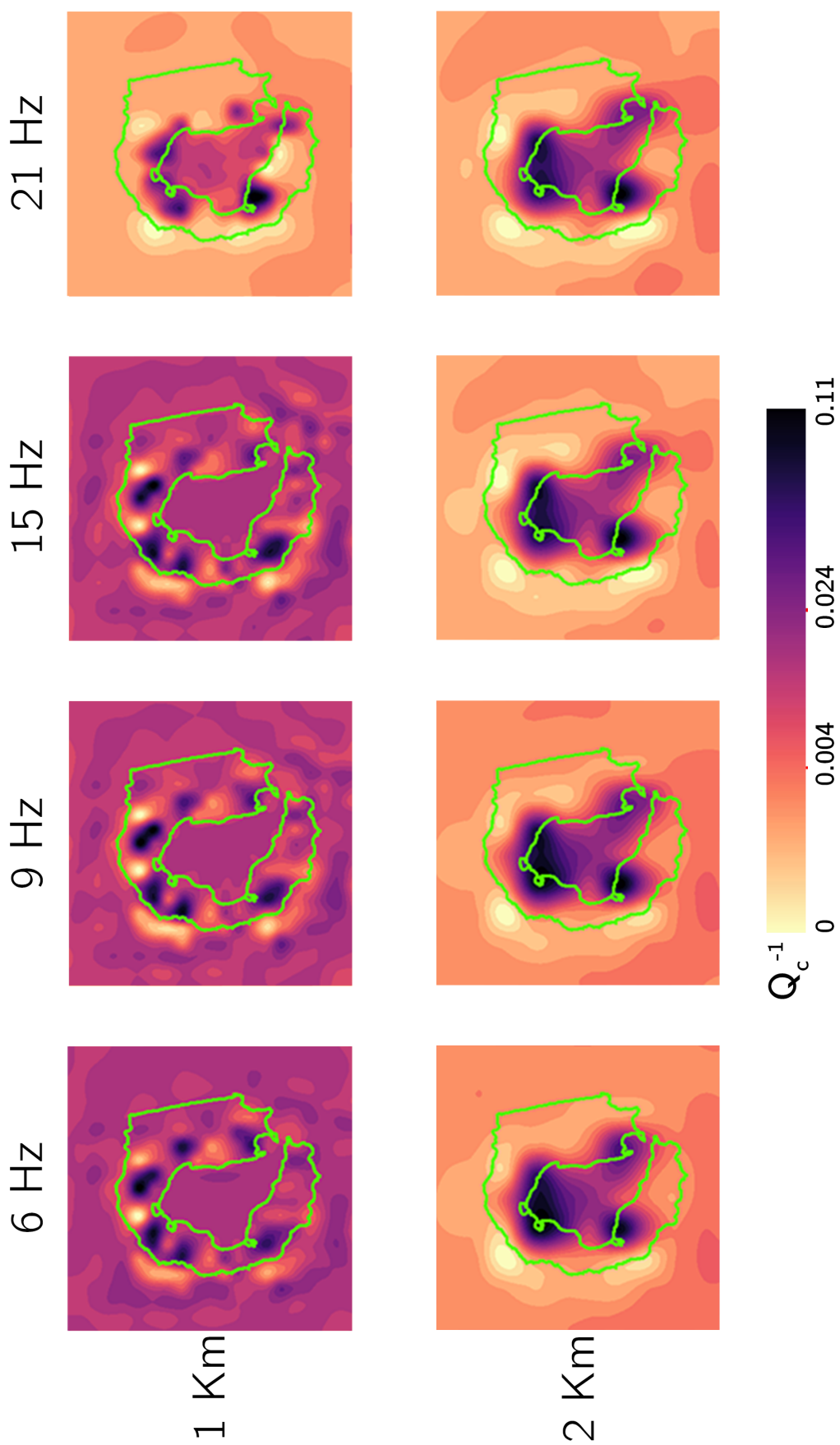


Figura 6.2: Comparación entre los mapas de Q_c^{-1} a las 4 frecuencias y 2 resoluciones espaciales.

Dataset “Original”: Checkerboard Test

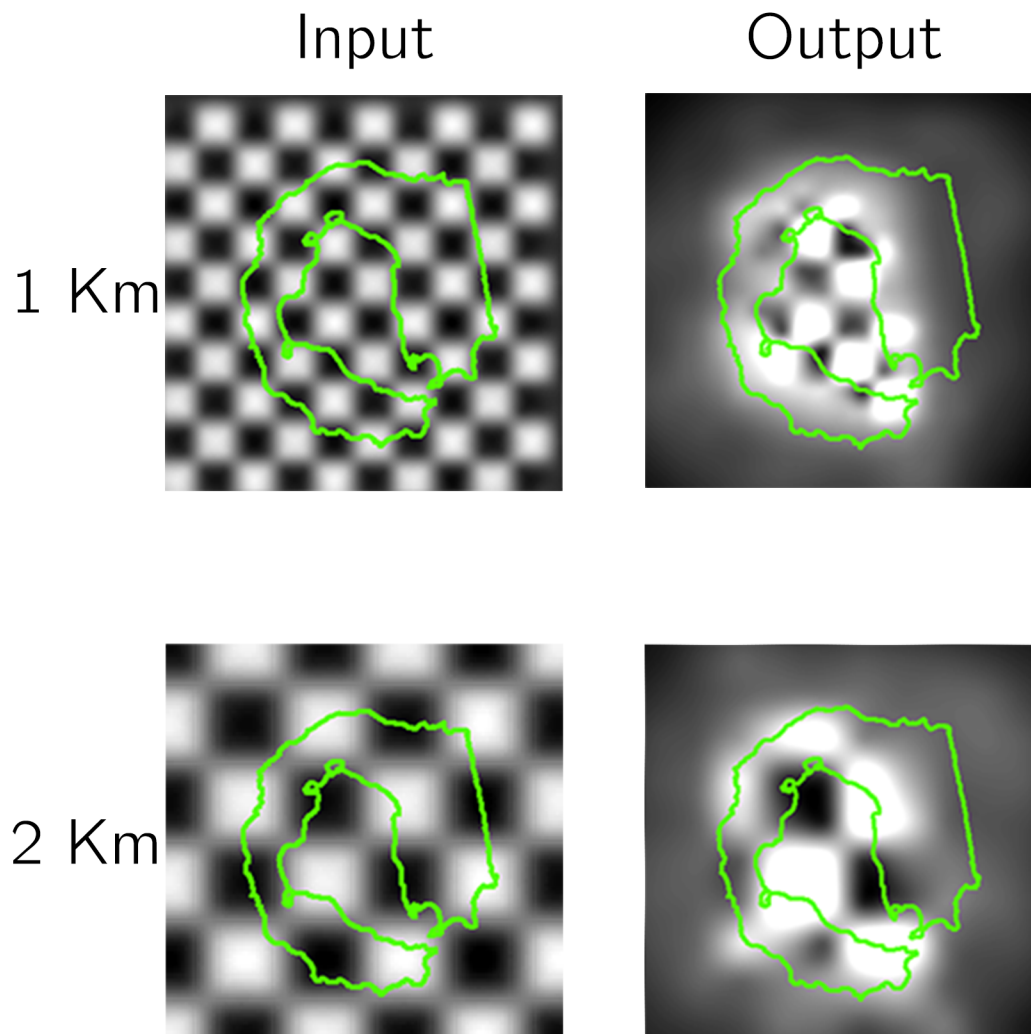


Figura 6.3: Checkerboard test relativos al dataset “Original”, input y output.

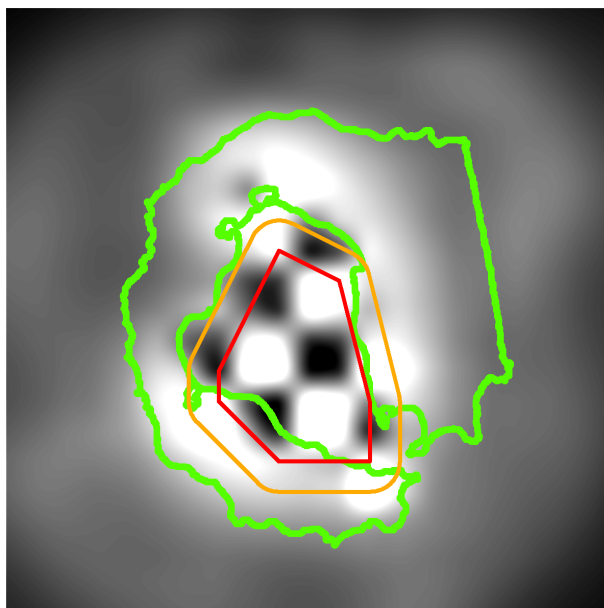


Figura 6.4: El polígono en rojo esboza el límite del área mejor resuelta calculada, mientras que el área en naranja representa una zona de amortiguación de 1 km de radio respecto a la primera.

Llegados a este punto, siendo evidente la falta de homogeneidad en el dato, es importante subrayar la necesidad de un enfoque epistemológico del resultado obtenido para refutar o confirmar su validez. Porque el rol del investigador no se basa en la búsqueda del resultado deseado, cayendo así en el conocido sesgo de confirmación (o en inglés *confirmation bias*), sino en tratar de negarlo de cualquier manera. Solo de esta manera, al perseverar en la búsqueda en sí misma, libre de prejuicios, segundos fines o especulaciones y gracias a un proceso de exclusión sistemática, será posible lograr la objetividad del resultado.

Por esta razón, una vez obtenidos estos primeros resultados, se siguió con un análisis detallado del dataset en el cual se vio, tanto por lo que corresponde a los valores numéricos como desde el punto de vista visual, que varias trazas no tenían la forma de onda típica de eventos volcano-tectónicos (VT) (Fig. 6.5) y por lo tanto no se podían modelizar mediante el modelo de difusión [Dainty and Toksöz, 1981; Wegler and Lühr, 2001; Wegler, 2003; Sato et al., 2012]. Esta condición si bien no afecta de ninguna manera al procesamiento del dato, los resultados obtenidos difícilmente pueden generar un modelo fehaciente a los fenómenos volcánicos que se quieren estudiar, y en base a esta motivación, se presentó la necesidad de una limpieza del dato según criterios específicos.

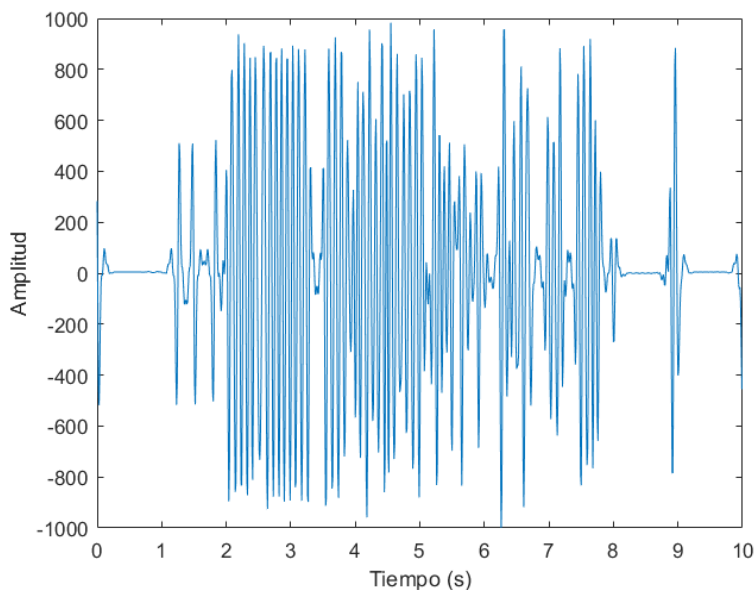


Figura 6.5: Traza sísmica atípica.

Eje X: tiempo, en segundos; Eje Y: amplitud.

6.1. Primera iteración: análisis

El primer parámetro que se tuvo en cuenta para realizar esta limpieza fue el porcentaje de tiempo en el cual la amplitud de la señal corresponde a cero para cada traza (Fig. 6.6). Teniendo en cuenta que la coda tiene una duración media de entre 6 y 4 segundos respecto a la duración total de la traza, se eliminaron todas aquellas trazas que tenían más del 40% de ceros en su totalidad, siendo este valor correspondiente a más que la mitad del valor de la ventana de coda.

Luego este proceso, que se aplicó al dataset que se define acá como “original” y que tiene un total de 20283 eventos, se obtuvo un nuevo dataset con 14972 trazas, logrando pasar, de esta manera, de un valor promedio del porcentaje de ceros igual al 24,14%, relativo al dataset original, hacia un 8,89% en el nuevo dataset (Tab. 6.1).

Procesando el nuevo dataset de la misma manera que el precedente, se obtuvieron 8 nuevos mapas de atenuación (Fig. 6.7), a 1 y 2 km de resolución espacial, con sus relativos checkerboard test (Fig. 6.8), sumando un total de 12 mapas.

6.1.1. Primera iteración: resultados

A la resolución de 1 km, las variaciones de los valores de Q_c^{-1} se verifican a lo largo de la isla únicamente a la frecuencia correspondiente a 6 Hz. A las otras frecuencias dichas varia-

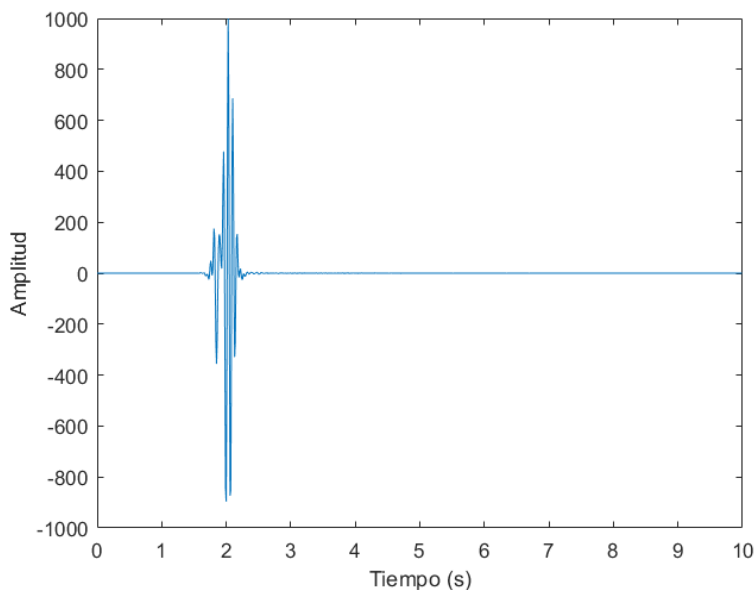


Figura 6.6: Traza sísmica con valores nulos.

Eje X: tiempo, en segundos; Eje Y: amplitud.

Iteración	Dataset	Ceros (%)	Trazas
	“Original”	24,14	20283
1	2	8,89	14972

Tabla 6.1: Comparación entre el porcentaje de ceros presente en el dataset “Original” y en dataset 2, obtenido desde la primera iteración.

ciones se localizan dentro de la bahía, en la zona norte, noreste y oeste, respectivamente en las zonas de Telefon Bay, Pendulum Cove y Fumarole Bay (aún si en general se evidencia únicamente una anomalía positiva). A estas tres se suma otra más en la zona sur, a la entrada de la bahía, en la proximidad de Entrance Point.

A la resolución de 2 km, se ve una concentración de valores positivos que cubre toda la bahía interna (mancha negra) a la frecuencia de 6 Hz, es decir, una distribución inversa a aquella a la misma frecuencia a 1 km de resolución. A este resultado inconsistente se suman los mapas de las otras 3 frecuencias que muestran anomalías en la parte externa a la isla y que no tienen homogeneidad ni con las mismas frecuencias en la resolución de 1 km y tampoco con los mapas obtenidos en los resultados previos (Fig. 6.2).

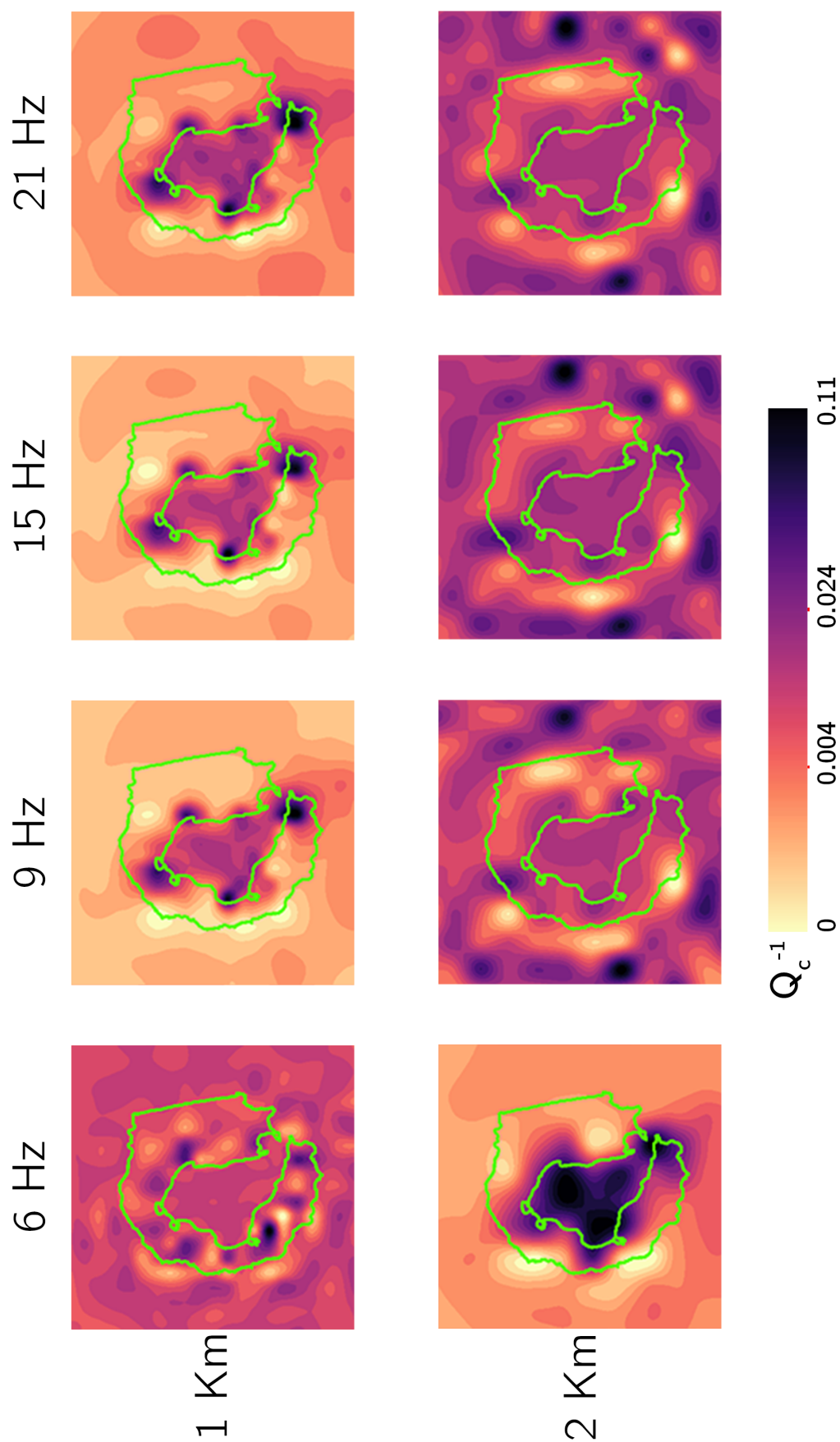


Figura 6.7: Comparación entre los mapas de Q_c^{-1} a las 4 frecuencias y 2 resoluciones espaciales. Los colores oscuros corresponden a zonas de alta atenuación; los colores claros corresponden a zonas de baja atenuación. Resultados obtenidos luego la eliminación de las trazas con un porcentaje promedio de ceros superior al 40%.

Dataset 2: Checkerboard Test

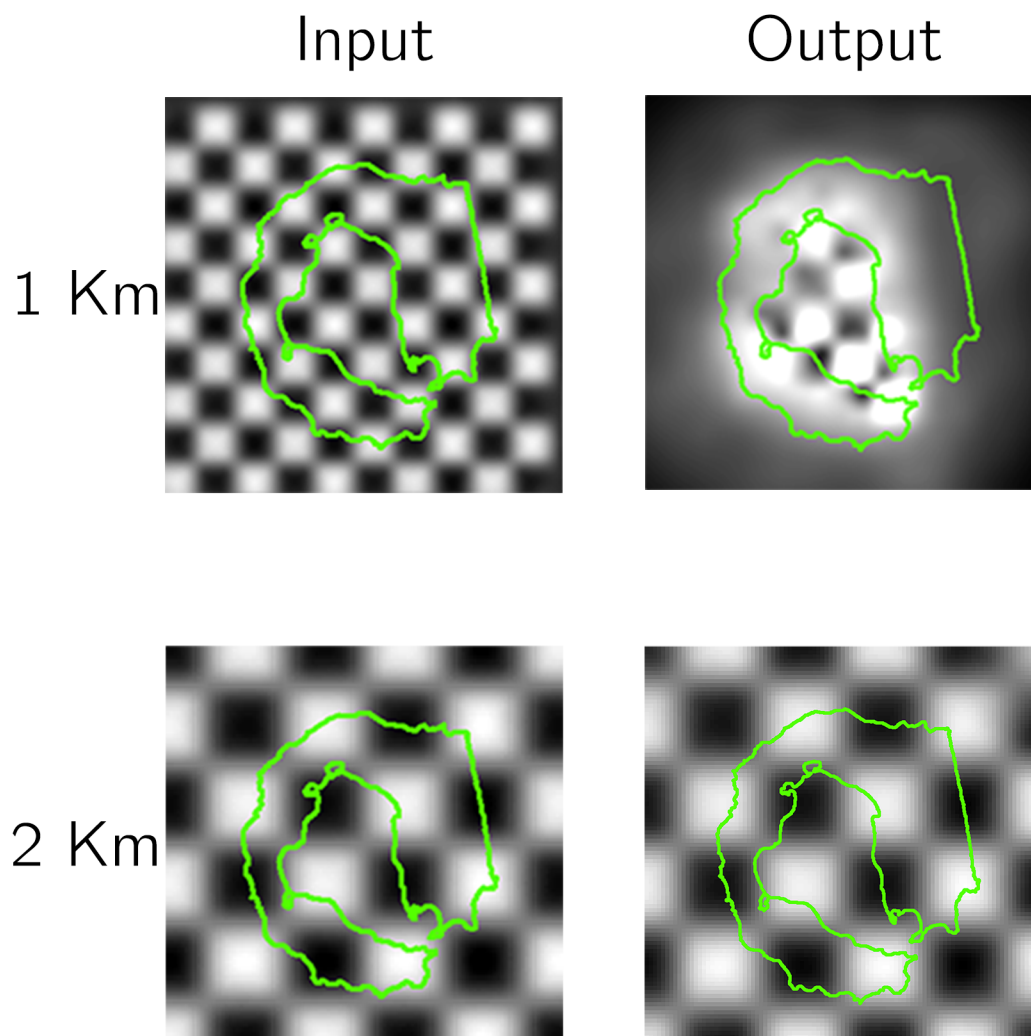


Figura 6.8: Checkerboard test relativos al dataset 2, input y output.

La importancia de utilizar dos resoluciones espaciales, además de para evidenciar anomalías de diferente tamaño en el área, reside en la posibilidad de estimar la fiabilidad de los resultados obtenidos. En el checkerboard test a 2 km de resolución el área está completamente resuelta. Sabiendo que un sistema de problemas mal puesto no puede tener una solución que coincida al 100% con el modelo obtenido, es evidente que la solución obtenida en este caso no puede ser aceptada, por lo tanto, se sigue en la limpieza del dato.

Como se explicó en el capítulo previo, el estudio de la envolvente de la señal después su máxima amplitud es un factor fundamental para la aplicación de este método. Debido a las características de las señales utilizadas, es indispensable que el momento de máxima amplitud sea anterior a los 6 segundos, de otra manera estaríamos analizando una ventana de coda menor de 4 segundos, no suficiente para averiguar la magnitud de la atenuación de la zona [Mayor et al., 2016].

6.2. Segunda iteración: análisis

Por lo tanto, la limpieza del dato pasó por una segunda iteración en la cual se eliminaron todas aquellas trazas que tenían el valor máximo de amplitud de la señal en un momento posterior a los 6 segundos. De esta manera, obtuvimos únicamente trazas con 4 segundos de coda. Una vez cumplido este paso, el valor promedio de la máxima amplitud pasa de 3,7 a 3,1 segundos con una reducción de 1867 trazas, llegando a un total de 13105 trazas (Tab. 6.2).

Iteración	Dataset	Ceros (%)	Max.Ampl. (s)	Trazas
	“Original”	24,14	3,35	20283
1	2	8,89	3,70	14972
2	3	8,83	3,15	13105

Tabla 6.2: Comparación entre el momento de máxima amplitud de la onda en los dataset 1 (“Original”), 2 y el dataset 3, obtenido desde la segunda iteración.

Como en el caso anterior, también este nuevo dataset pasa por el código apto para la estimación del valor Q_c^{-1} generando 12 nuevos mapas: 8 de atenuación a las frecuencias seleccionadas y a las dos resoluciones espaciales (Fig. 6.9) más los 4 mapas de input y output del checkerboard test (Fig. 6.10).

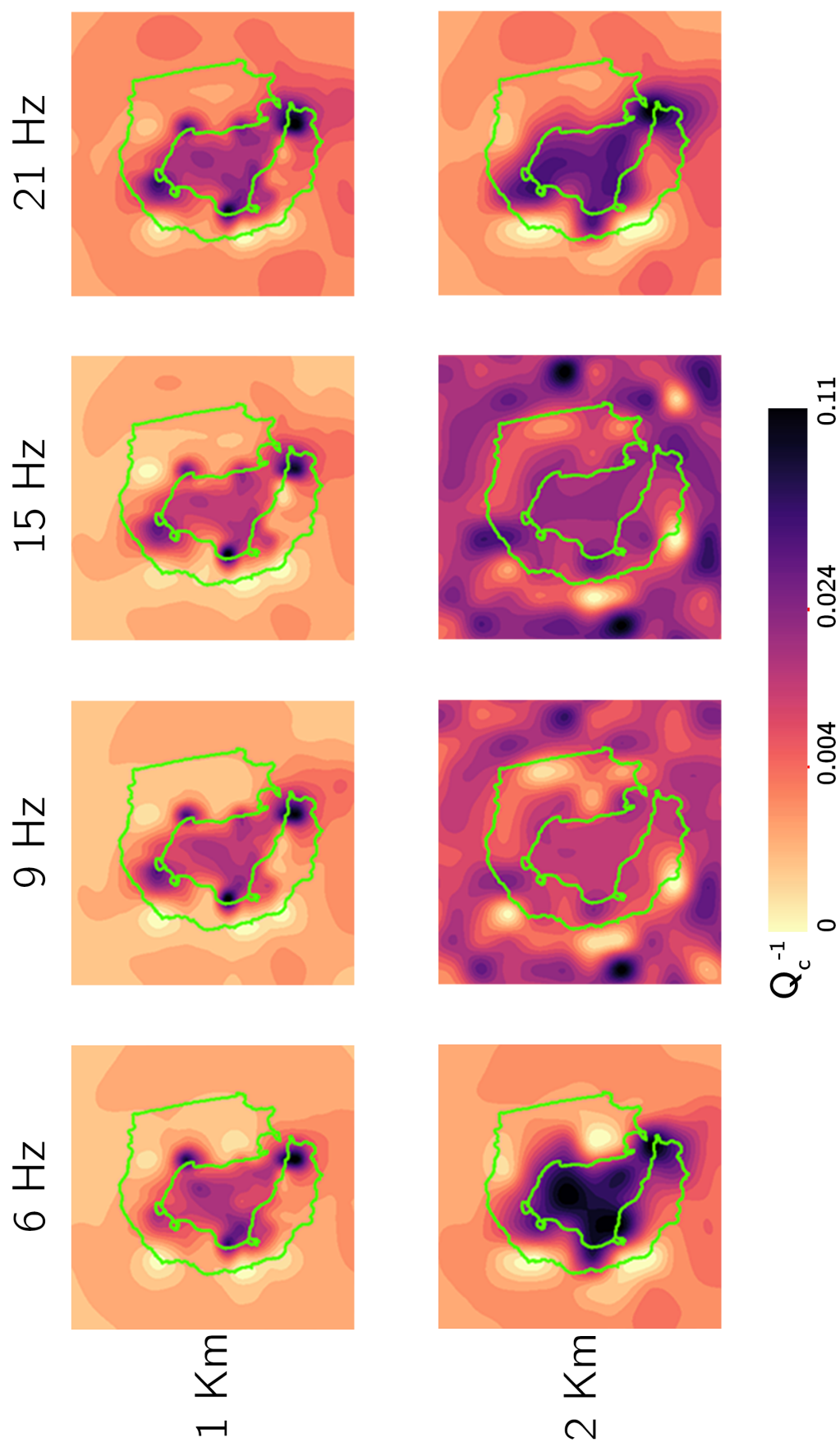


Figura 6.9: Comparación entre los mapas de Q_c^{-1} a las 4 frecuencias y 2 resoluciones espaciales. Los colores oscuros corresponden a zonas de alta atenuación; los colores claros corresponden a zonas de baja atenuación. Resultados obtenidos luego la eliminación de las trazas con el momento de máxima amplitud de la onda posterior a 6 segundos.

Dataset 3: Checkerboard Test

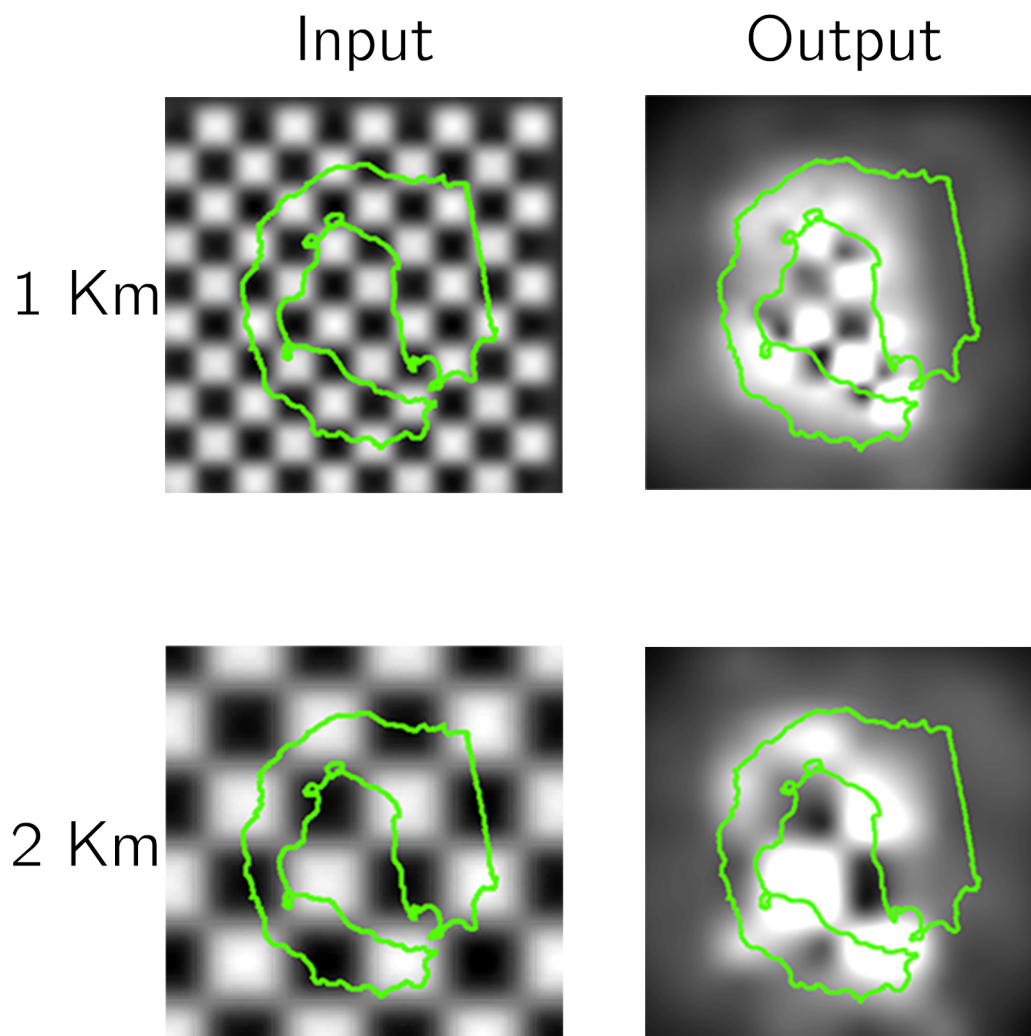


Figura 6.10: Checkerboard test relativos al dataset 3, input y output.

6.2.1. Segunda iteración: resultados

En este caso los mapas a 1 km de resolución muestran una distribución de los valores de atenuación medianamente homogénea entre las frecuencias, y se colocan generalmente en 4 zonas, coincidentes a los casos precedentes: al norte (Telefon Bay), al noreste (Pendulum Cove), al oeste (Bahía Fumarolas) y al sur (Entrance Point). La cuestión es diferente en la resolución de 2 km en donde a las frecuencias extremas superior e inferior, 6 y 21 Hz, los resultados son homogéneos entre sí y con aquellos a la resolución espacial inferior. La diferencia más evidente reside en la presencia de mayores valores positivos y una distribución más uniforme dentro de la isla en la parte norte de Port Foster. Sin embargo, a las frecuencias de 9 y 15 Hz no hay un patrón de distribución de anomalías en las zonas resueltas por el checkerboard test.

Si bien, en este caso, ambos resultados del checkerboard test a las dos resoluciones espaciales ofrecen resultados que no violan las leyes físicas impuestas por el método, es evidente que la presencia de trazas atípicas genera mapas de distribución del valor Q_c^{-1} que faltan en coherencia; por lo tanto, se sigue con otra iteración de limpieza averiguando si hay otros parámetros que podrían aportar una mejoría en la calidad del dataset.

6.3. Tercera iteración: análisis

Otro parámetro necesario para tener en cuenta en los estudios de las anomalías del valor Q_c^{-1} es el índice de los coeficientes de correlación o coeficientes de Pearson. Estos coeficientes sirven para averiguar el grado de relación de linealidad entre dos variables y, en este caso, para averiguar que desde el momento de máxima amplitud de la señal se haya una disminución de tipo exponencial negativa. Este valor varía entre 0 (en el caso de ausencia de relación lineal) y 1 (que coincide con la correlación máxima) cuando hay una linealidad positiva, mientras que varía entre 0 y -1 en el caso de una linealidad negativa.

El valor promedio de este parámetro, entre el primer dataset (el “original”) y el segundo, pasó de 0,63 a 0,55; mientras que pasó a 0,60 desde el segundo al actual, después de la eliminación de aquellas trazas que tenían una ventana de coda inferior a 4 segundos. La estimación del valor Q_c^{-1} se considera aceptable cuando el índice de los coeficientes de correlación es mayor de 0,7 [Mayor et al., 2016]; en esta tercera iteración, para no dejar nada al azar, se quitaron todas aquellas trazas con un valor promedio de este índice inferior a 0,6, llegando en el dataset resultante a un valor promedio equivalente a 0,79, valor que es casi un 13 % mayor que el valor

mínimo considerado aceptable en la literatura (Tab. 6.3).

Este nuevo dataset, que tiene un total de 7895 trazas, es decir 5210 menos respecto al previo, es procesado por el código para la generación de los mapas de atenuación, dando como resultado la misma cantidad de mapas que en los casos precedentes: 8 de atenuación en las 4 frecuencias y dos resoluciones espaciales (Fig. 6.11) y 4 relativos a los checkerboard test (Fig. 6.12).

Iteración	Dataset	Ceros (%)	Max.Ampl. (s)	Coe.Corr.	Trazas
	“Original”	24,14	3,35	0,63	20283
1	2	8,89	3,70	0,55	14972
2	3	8,83	3,15	0,60	13105
3	4	8,91	2,87	0,79	7895

Tabla 6.3: Comparación entre los coeficientes de correlación en los dataset 1 (“Original”), 2, 3 y el dataset 4, obtenido desde la tercera iteración.

6.3.1. Tercera iteración: resultados

Los resultados de esta iteración muestran por primera vez una homogeneidad entre los mapas en las diferentes frecuencias y a ambas resoluciones espaciales. En particular, a 1 km de espaciado, las zonas con anomalías positivas son 3: al noreste (Pendulum Cove), oeste-suroeste (entre Fumarol Bay y Crater Lake) y a la entrada de la bahía (Entrance Point). Por primera vez entre todas las iteraciones se destaca la presencia de una anomalía negativa en la zona de Mount Kirkwood, en su ladera interna de la bahía, pero que no se aprecia a la frecuencia de 6 Hz. A estas anomalías generalmente localizadas se suma una anomalía positiva más extensa, con una orientación NNO-SSE, que abarca toda la parte interna de la isla.

Por lo que corresponde a la resolución de 2 km, podemos observar que después 3 iteraciones, existe una homogeneidad entre los mapas a la diferentes frecuencia que, además, es coherente con los resultados a 1 km de espaciado. La diferencia más evidente respecto a los resultados previamente descritos reside en el tamaño de las anomalías, que en la parte norte abarcan desde Pendulum Cove hasta Telefon Bay y que en la parte sur cubren completamente la zona de Neptune Bellows.

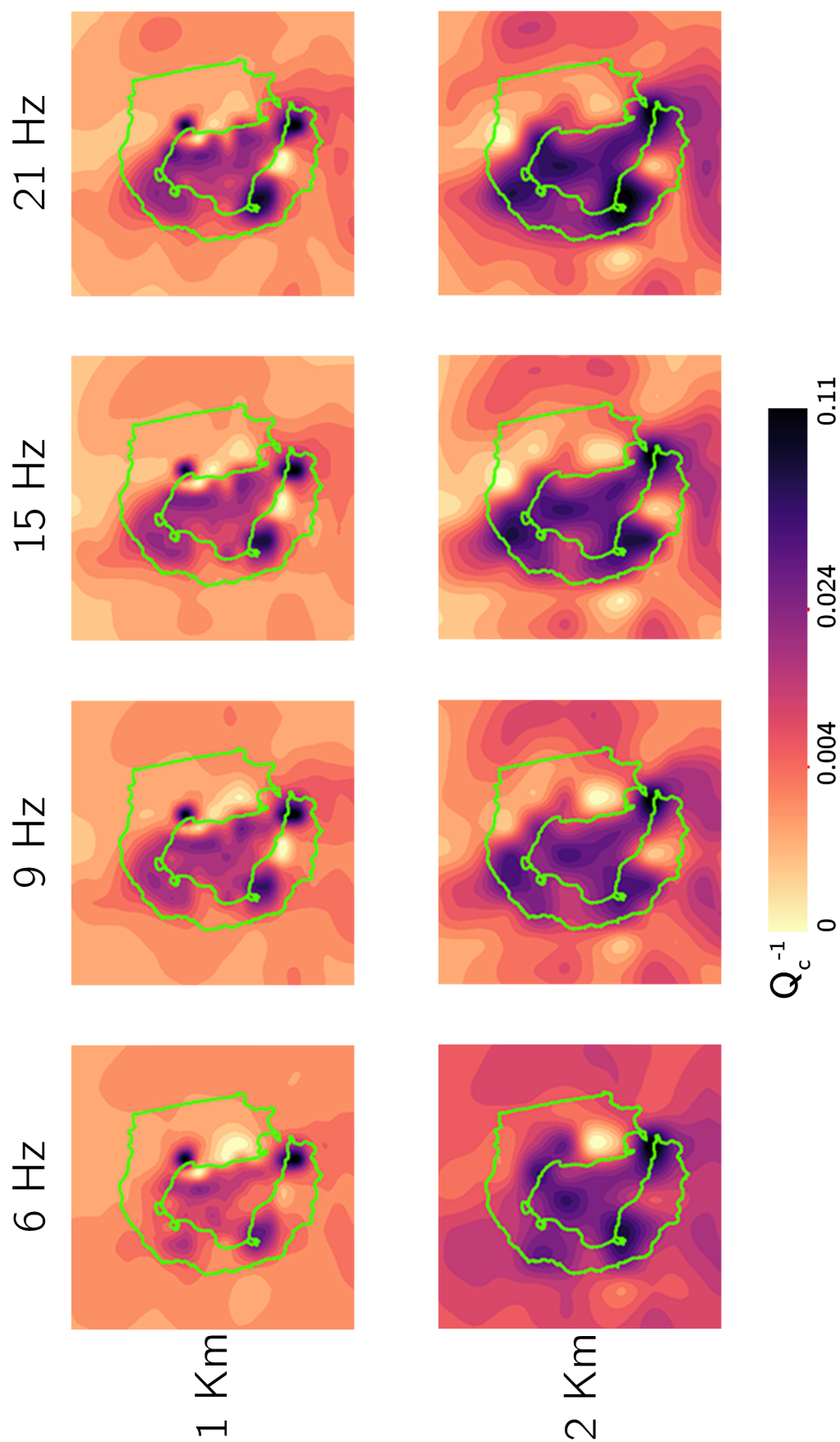


Figura 6.11: Comparación entre los mapas de Q_c^{-1} a las 4 frecuencias y 2 resoluciones espaciales.

Los colores oscuros corresponden a zonas de alta atenuación; los colores claros corresponden a zonas de baja atenuación. Resultados obtenidos luego el análisis sobre los coeficientes de correlación.

Dataset 4: Checkerboard Test

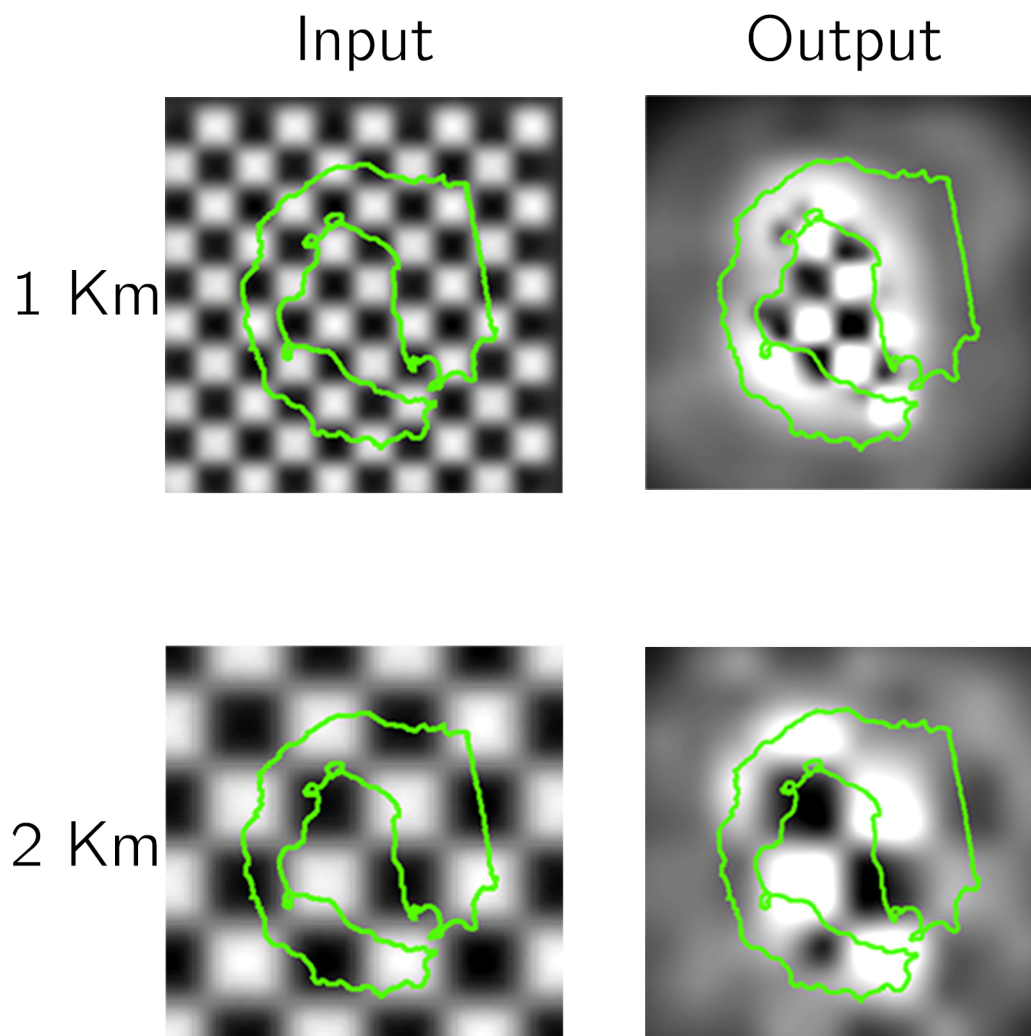


Figura 6.12: Checkerboard test relativos al dataset 4, input y output.

A estas se suma otra anomalía positiva al oeste, en la zona de Crater Lake que llega, con valores menores, hasta Fumarole Bay. Especular a esta anomalía se ve, a las frecuencias entre 6 y 15 Hz, una anomalía negativa en la terminación sur de Mount Pond a la cual se suma otra, esta vez visible solamente a las frecuencias entre 9 y 21 Hz, en la terminación este de Mount Kirkwood.

Por primera vez todas las anomalías obtenidas caen en el área resuelta por el checkerboard test. Por esta razón, el presente dataset podría considerarse como definitivo, sin embargo, los resultados obtenidos en esta iteración y aquellos obtenidos en la precedente tienen muchas diferencias entre sí, los cuales a la resolución de 1 km son:

- la anomalía positiva en la zona de Fumarole Bay se encuentra movida hacia al sur en la zona noroeste de Crater Lake, en proximidad de las Bases Argentina y Española;
- la anomalía positiva en la zona norte es más evidente y localizada;
- se destaca una anomalía negativa en la terminación sur de Mount Pond.

Mientras que para la resolución de 2 km:

- a 6Hz desaparece la mancha negra interna de la bahía y se identifican anomalías localizadas;
- a ambas frecuencias de 9 y 15 Hz aparece un patrón de anomalías que es coherente con los otros mapas;
- a 21 Hz la que era una anomalía medianamente de baja atenuación en la zona oeste de Mount Kirkwood desaparece dejando lugar a una anomalía positiva, más grande, que abarca toda el área de Crater Lake.

Por esta razón, aun si los checkerboard test evidencian varias zonas resueltas en los resultados respecto a los previos, se consideró apropiado realizar otra vez, como última verificación, un control visual de las trazas.

6.4. Cuarta iteración: análisis

Sorprendentemente, desde este control visual, seguían apareciendo trazas que no reflejaban las formas de onda estándares de los terremotos vulcano-tectónicos (Fig. 6.13). Ejecutando un

control cruzado entre cada estación y las trazas grabadas, se vio que específicamente algunas estaciones repetían el patrón de aquellas trazas que no tenían la forma de onda típica de eventos vulcano-tectónicos, por lo tanto, en la última iteración se eliminaron las trazas registradas por estas estaciones, correspondientes a un total de 698 trazas.

El dataset final, completo y “limpio” está caracterizado por 7197 trazas que tienen, con referencia a los parámetros analizados en las previas iteraciones, un promedio del 8,59% de valores sin datos o equivalentes a 0, un pico de amplitud máxima alrededor de 3 segundos y el índice de los coeficientes de correlación igual a 0,8 (Tab. 6.4).

Iteración	Dataset	Ceros (%)	Max.Ampl. (s)	Coe.Corr.	Trazas
	“Original”	24,14	3,35	0,63	20283
1	2	8,89	3,70	0,55	14972
2	3	8,83	3,15	0,60	13105
3	4	8,91	2,87	0,79	7895
4	5	8,59	2,83	0,80	7197

Tabla 6.4: Comparación entre los parámetros utilizados en las 4 iteraciones.

El procesamiento de este último dataset genera, como en los casos precedentes, 8 mapas de atenuación a las 4 frecuencias y a las 2 resoluciones espaciales (Fig. 6.14) y sus relativos checkerboard test en input y output (Fig. 6.15).

6.4.1. Cuarta iteración: resultados

Estos últimos resultados confirman la presencia de las anomalías encontradas en los previos resultados, en particular, a un kilómetro de resolución, son evidentes las 3 anomalías positivas en las zonas de Pendulum Cove, Fumarole Bay y Neptune Bellow más una anomalía positiva orientada NNO-SSE que abarca toda la parte interna de la isla. Se localizan 2 anomalías negativas, que corresponden a baja atenuación, y se encuentran en Mount Kirkwood (no visible a los 6 Hz) y, no bien evidenciada a esta resolución, en la terminación sur de Mount Pond.

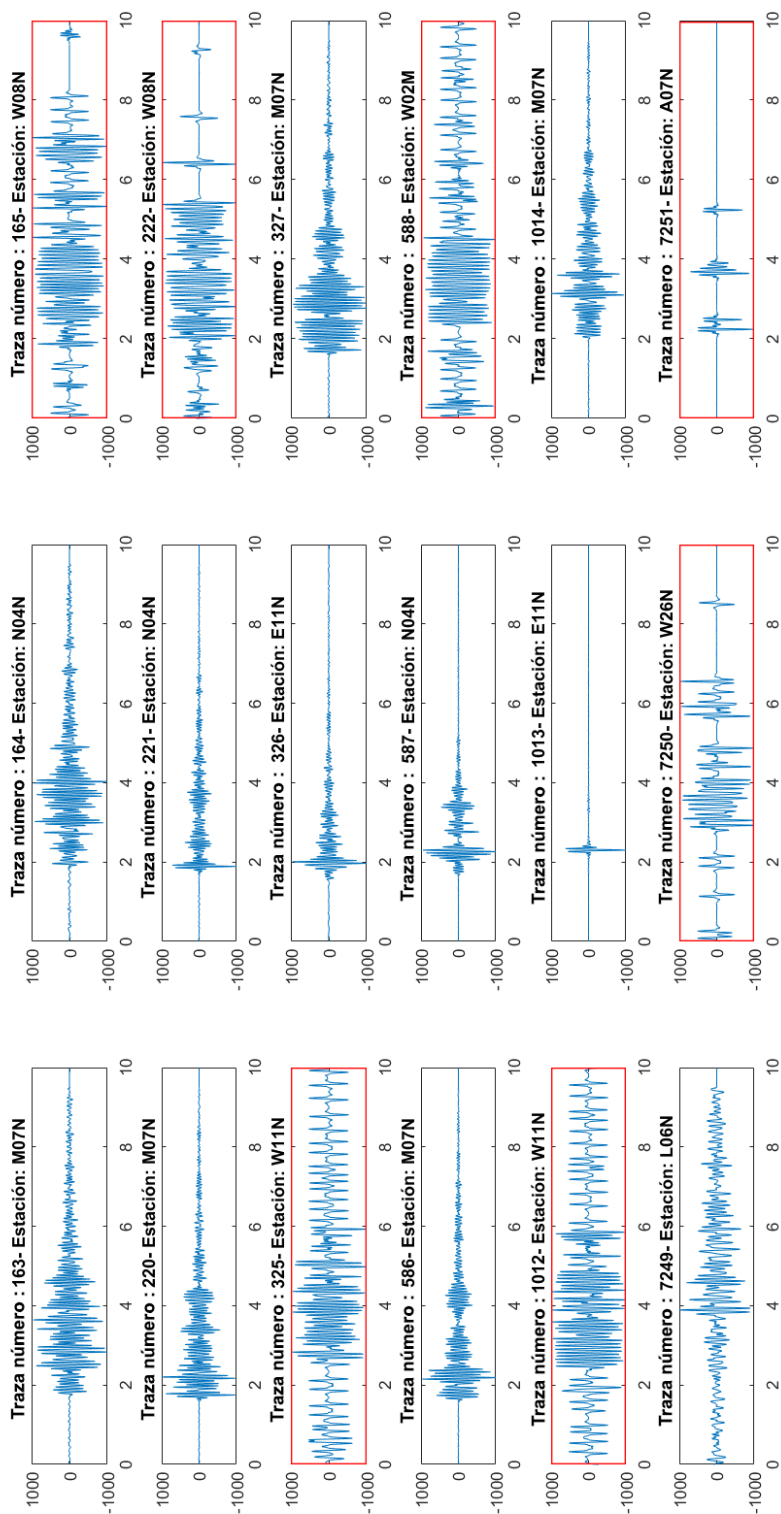


Figura 6.13: Comparación entre algunas trazas del dataset. En un recuadro perfilado en rojo se evidencian las trazas atípicas.

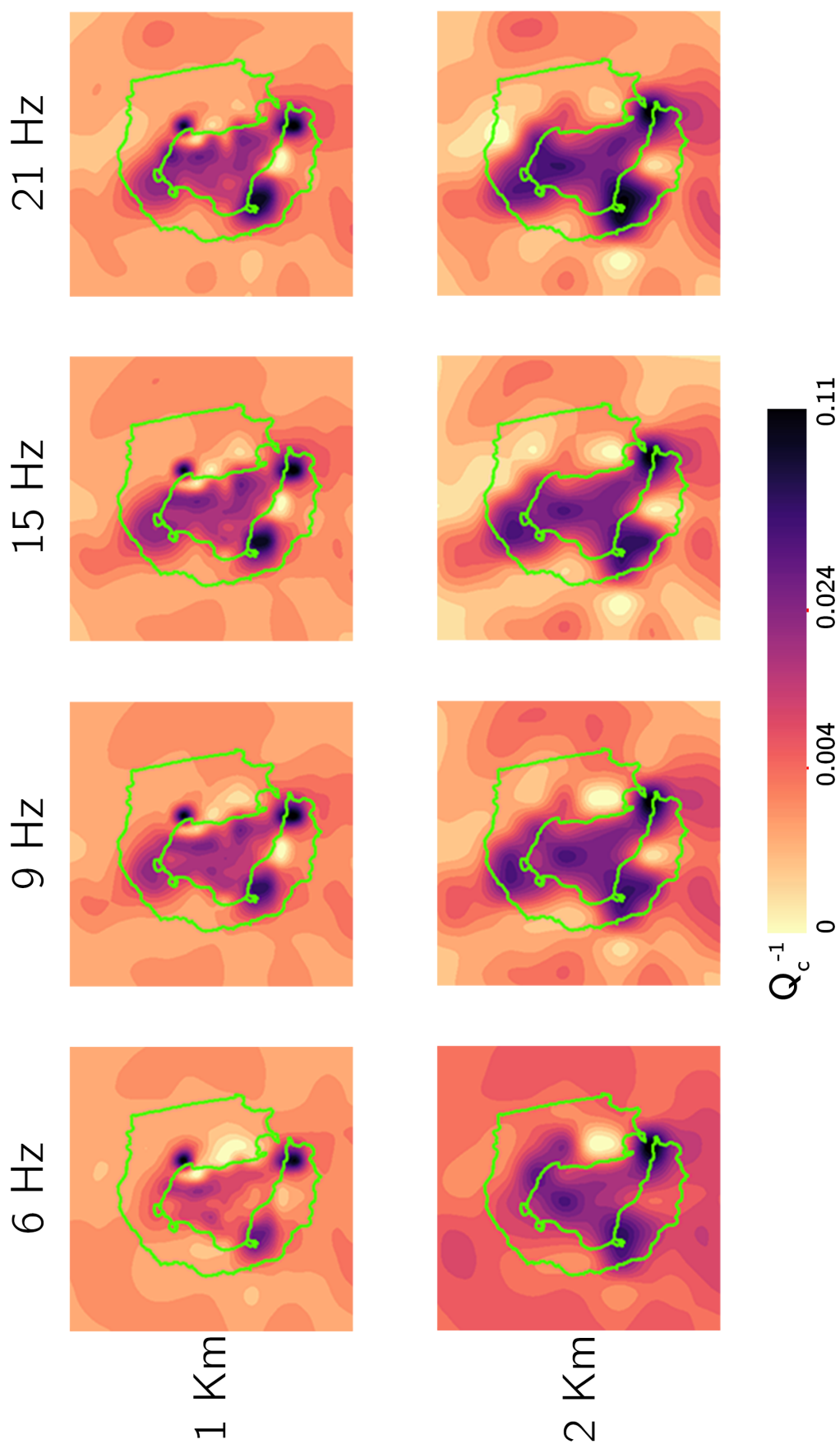


Figura 6.14: Comparación entre los mapas de Q_c^{-1} a las 4 frecuencias y 2 resoluciones espaciales. Los colores oscuros corresponden a zonas de alta atenuación; los colores claros corresponden a zonas de baja atenuación. Resultado final.

Dataset 5: Checkerboard Test

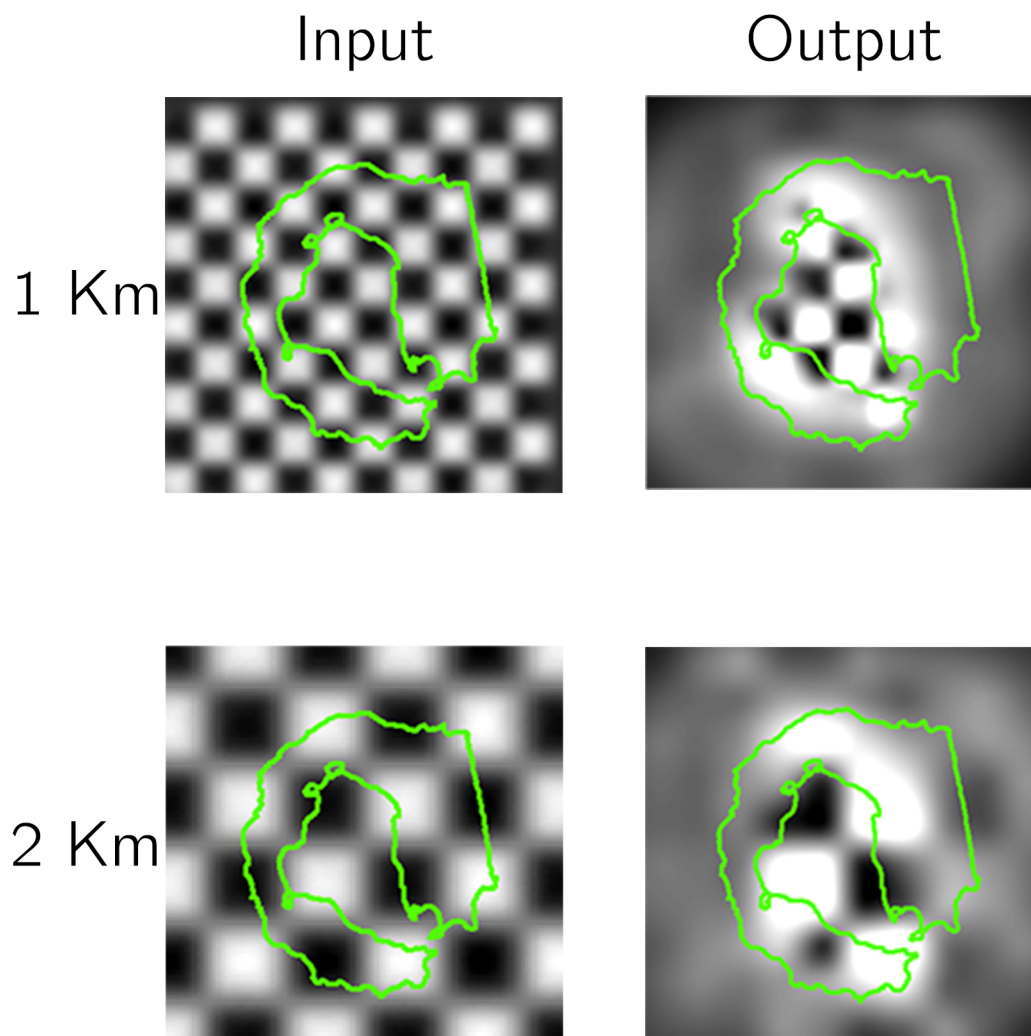


Figura 6.15: Checkerboard test relativos al dataset 5, input y output.

Respecto a los mapas a 2 km, las anomalías discutidas anteriormente aparecen más claras y grandes, con un tamaño de casi el doble, y se colocan en las mismas zonas de aquellas descritas en la resolución espacial previa. En este caso la anomalía negativa en la terminación sur de Mount Pond es mucho más visible hasta los 15 Hz.

Teniendo en consideración los checkerboard test se puede afirmar que todas las anomalías evidenciadas quedan dentro de las zonas resueltas; en detalle, la anomalía positiva localizada en la zona de Pendulum Cove a un 1 km de resolución aparece no resuelta, pero si, está resuelta en el test a 2 km de resolución. Viceversa, la anomalía negativa en el cuadrante correspondiente a la terminación sur de Mount Pond a 2 km de resolución no está resuelta, de lo contrario a 1 km, sí.

Debido a la estabilidad de los resultados respecto a los previos, a la coherencia entre las frecuencias, a la homogeneidad entre las dos resoluciones espaciales y a la correspondencia con las áreas resueltas en los checkerboard test se puede considerar este dataset como el definitivo.

Para tener una confirmación adicional sobre la validez de los test, a estos resultados además de agregar como en los análisis previos los mapas de las mallas en input y output de los checkerboard test (Fig. 6.15), se agregaron aquellos mapas relativos a la regularización de Tikhonov. Como se explicó en el capítulo previo, el método utilizado en este trabajo para la selección del valor en el cual la función tiene su mejor solución, es aquel de la curva L (*L-curve criterion*).

Para averiguar la estabilidad de los resultados obtenidos, se generaron otros mapas utilizando respectivamente los valores correspondientes a un orden de magnitud superior y uno inferior del mejor valor obtenido en la curva a L, divididos en 4 casos:

1. frecuencia igual a 6 Hz con resolución espacial de 1 km (Fig. 6.16)
2. frecuencia igual a 6 Hz con resolución espacial de 2 km (Fig. 6.17)
3. frecuencia igual a 15 Hz con resolución espacial de 1 km (Fig. 6.18)
4. frecuencia igual a 15 Hz con resolución espacial de 2 km (Fig. 6.19)

Estos mapas están integrados con sus relativos checkerboard test y con los gráficos de la curva L de Tikhonov. Los 8 mapas de anomalía Q_c^{-1} así obtenido se discuten, a seguir, en detalle.

En el primer caso (Fig. 6.16), en el mapa a la frecuencia de 6 Hz a la resolución de 1 km y un orden de magnitud inferior (0,11), aplicando el mejor valor de la curva de Tikhonov (1,1829), se evidencian claramente las 3 anomalías previamente descritas aún si el checkerboard test no tiene resuelta ninguna de estas zonas. El mismo problema se encuentra en el caso del valor de un orden de magnitud superior (11,8), en el cual en el checkerboard test no se encuentra resuelta ninguna celda de la malla.

Pasando al caso número 2, relativos a la misma frecuencia pero a la resolución de 2 km (Fig. 6.17), lo que se evidencia es que a un orden de magnitud inferior (0,21) el mapa en output del checkerboard test está totalmente resuelto, como en el caso del segundo dataset a 2 km de resolución (Fig. 6.8) y, como en aquel caso, no es posible que eso pase, por lo tanto, no tiene sentido interpretar su relativo mapa de anomalía.

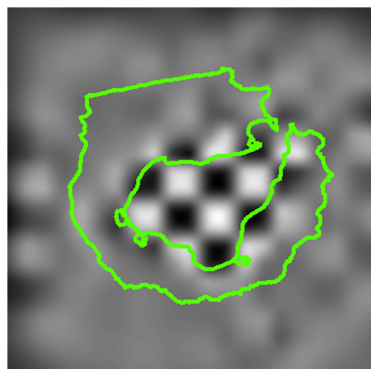
Por lo que corresponde al valor a un orden de magnitud superior (21,6), como en el caso a 1 km de resolución, en el mapa de output del checkerboard test no se encuentra resuelta ninguna celda y, las únicas dos áreas que se destacan de todo el resto no tienen coherencia con ninguno de los previos resultados en las 4 iteraciones.

El tercer caso, correspondiente a la frecuencia de 15 Hz y 1 km de resolución (Fig. 6.18), relativamente a un orden de magnitud inferior (0,11) al mejor valor de la curva L (1,1863), es muy parecido al primer caso. Se destacan claramente 2 anomalías positivas que se ubican en la zona sur de Fumarole Bay y en Pendulum Cove, sin tener, una correspondencia de celdas resueltas en su relativo checkerboard test. Como en los dos casos previos a un orden de magnitud superior el checkerboard test no tiene ninguna celda resuelta y por lo tanto no se puede, tampoco en este caso, interpretar el resultado del mapa de anomalía Q_c^{-1} .

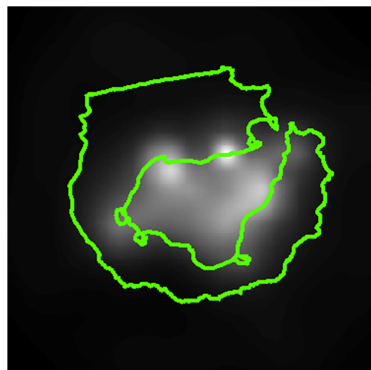
En el último caso (Fig. 6.19), a una frecuencia igual a 15 Hz y resolución de 2 km, el mapa relativo al valor de un orden de magnitud inferior (0,15) tiene el mismo defecto que en el caso 2, es decir, el checkerboard test está completamente resuelto. Como en los previos casos en los cuales se manifestó esta condición, no se da una interpretación al mapa de anomalía.

Por último, al valor a un orden de magnitud superior (15,5), exactamente como en todos los casos previos en el cual se utilizó un valor igual a un orden de magnitud superior al mejor valor obtenido en la curva a L, el checkerboard test no tiene ninguna celda resuelta y aparecen solamente dos áreas que resaltan respecto a todo el fondo de la imagen. Estas dos áreas, ubicadas al centro de la caldera, como en los casos previos, no tienen un significado geofísico y por lo tanto, no se pueden considerar válidas para una interpretación.

0.11



11.8



6 Hz - Res. 1 Km

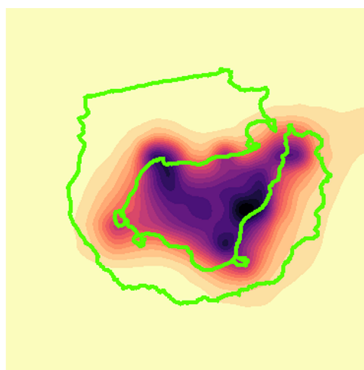
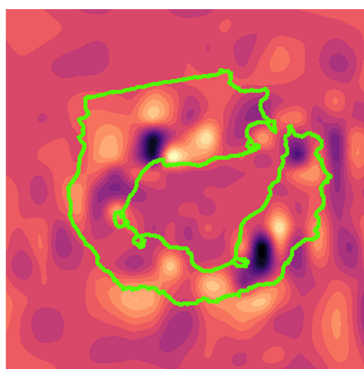
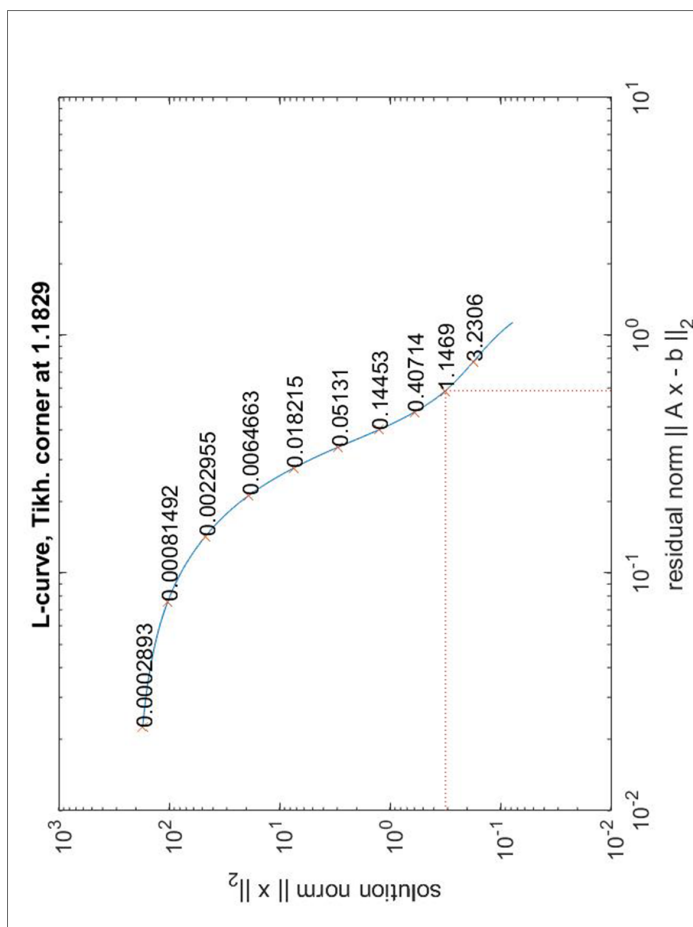
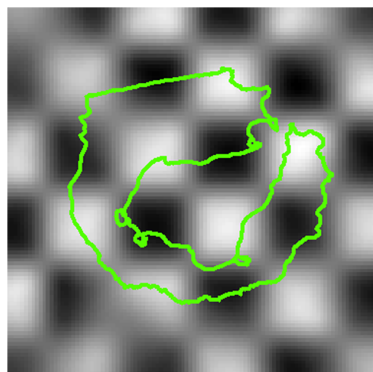
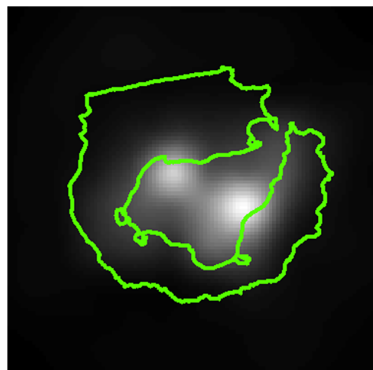


Figura 6.16: Comparación entre los resultados a un orden de magnitud inferior (izquierda) y superior (derecha) del mejor valor obtenido en la curva a L. Caso 1: 6 Hz y 1 km de resolución espacial.

0.21



21.6



6 Hz - Res. 2 Km

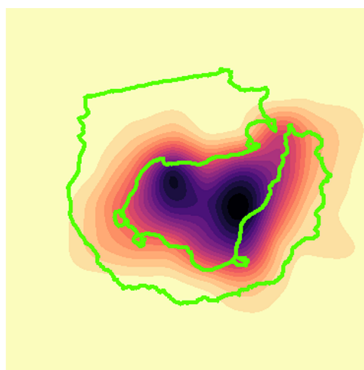
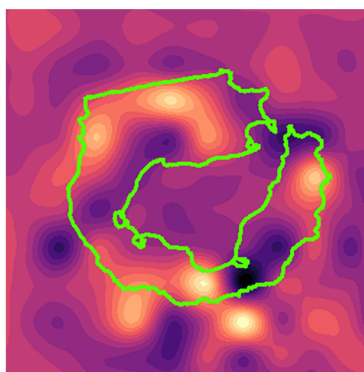
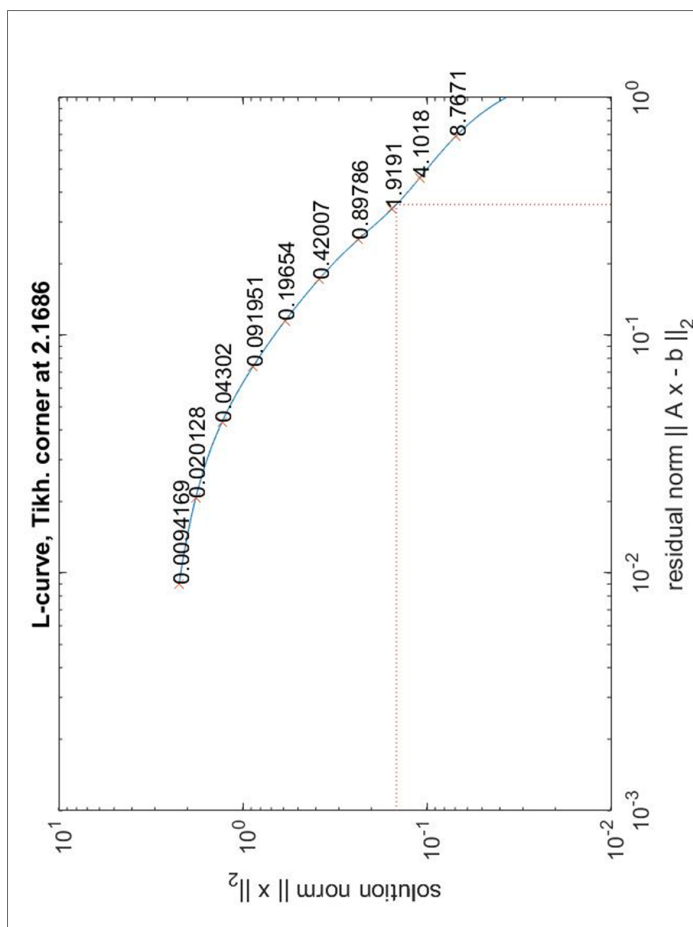
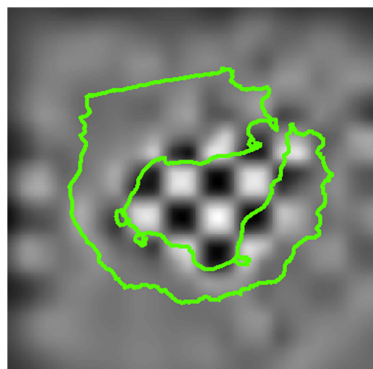
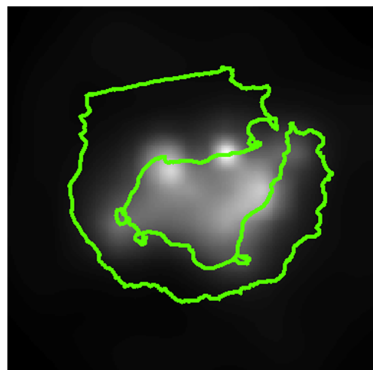


Figura 6.17: Comparación entre los resultados a un orden de magnitud inferior (izquierda) y superior (derecha) del mejor valor obtenido en la curva a L. Caso 2: 6 Hz y 2 km de resolución espacial.

0.11



11.8



15 Hz - Res. 1 Km

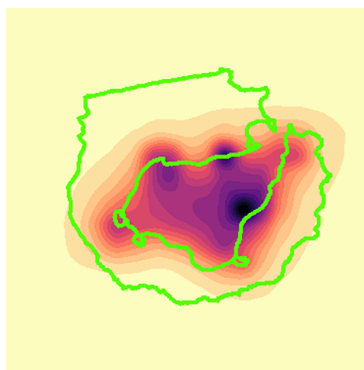
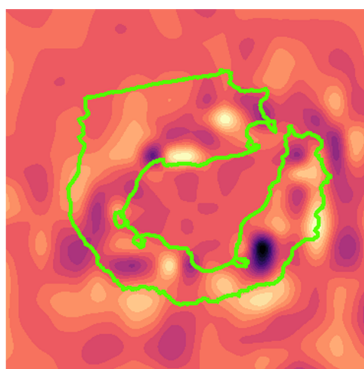
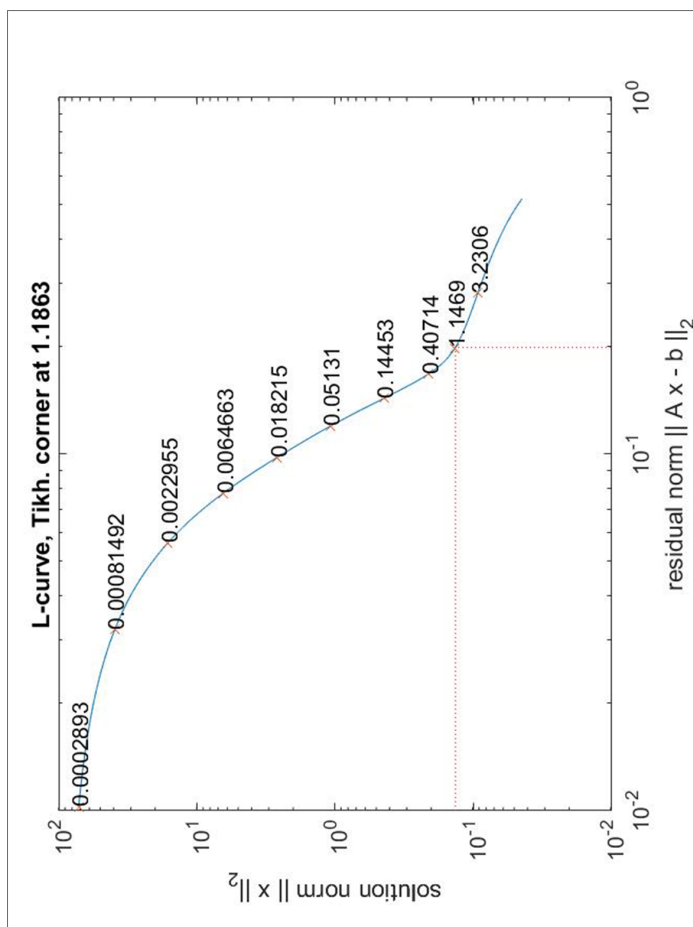
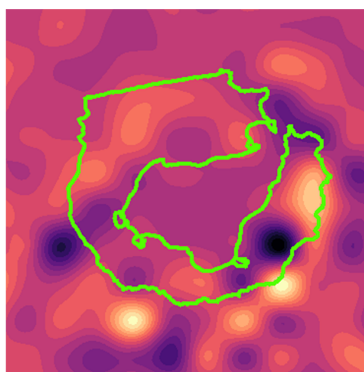
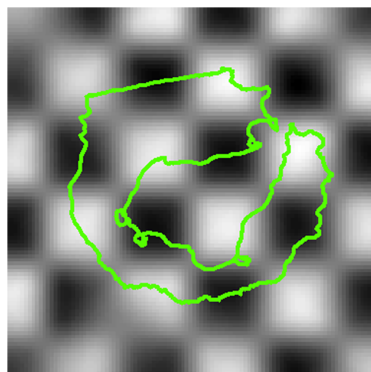
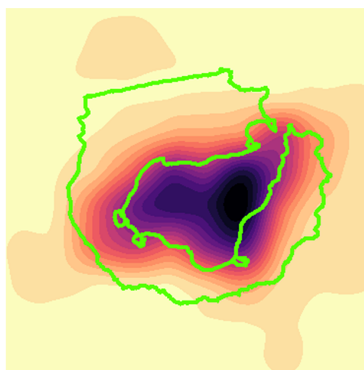
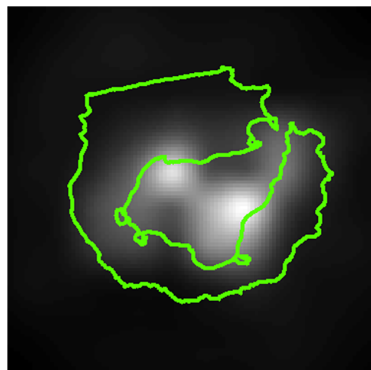


Figura 6.18: Comparación entre los resultados a un orden de magnitud inferior (izquierda) y superior (derecha) del mejor valor obtenido en la curva a L. Caso 3: 15 Hz y 1 km de resolución espacial.

0.15



15.5



15 Hz - Res. 2 Km

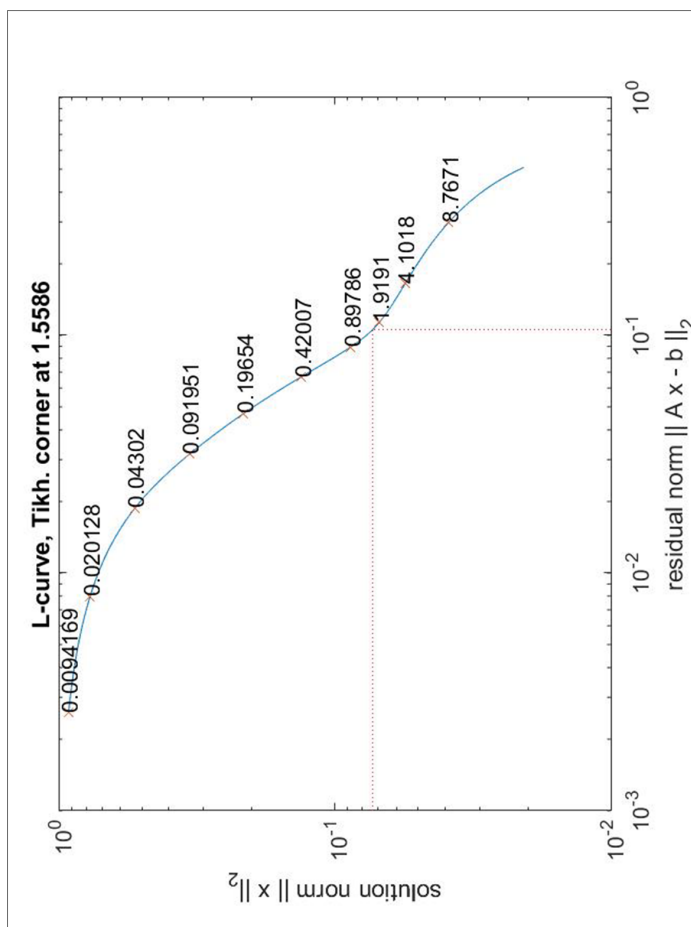


Figura 6.19: Comparación entre los resultados a un orden de magnitud inferior (izquierda) y superior (derecha) del mejor valor obtenido en la curva a L.
Caso 4: 15 Hz y 2 km de resolución espacial.

Debido al hecho que todos los mapas obtenidos en este análisis de estabilidad adicional no tienen ni coherencia con los previos y tampoco tienen áreas resueltas respecto a sus relativos checkerboard test, resulta evidente que el parámetro de la curva L en la regularización de Tikhonov utilizado en la formación del último dataset, es el mejor obtenible y que los resultados son fiables y por eso, serán utilizados en el próximo capítulo para su interpretación y comparación con estudios previos.

Es importante evidenciar que además que los parámetros utilizados en los análisis descriptos, para la limpieza del dato se analizaron también otros parámetros (Tab. 6.5) cuales:

- la amplitud promedio en la ventana del ruido, o *noise* (AmpNoise);
- la amplitud promedio de la señal (AmpSeñal);
- la relación espectral entre la señal y el ruido, o *noise* (S/N);
- la amplitud promedio en la ventana de la coda (AmpCoda);
- el promedio de la máxima amplitud espectral (MaxPowAmp);
- la frecuencia del valor máximo de la amplitud espectral (MaxPowF);
- el promedio del valor de auto-correlación (AutoCorr);
- el sumatorio de todas las amplitudes con valores superiores a 500, equivalentes a picos, o *spikes* (Picos);
- el promedio entre las diferencias entre los picos (Saltos);
- la desviación típica en las ventanas de la relación entre promedio de corto y de largo periodo (*Short Time Average over Long Time Average, STA/LTA* - DevStStaLta).

Todos estos parámetros no tenían correlaciones con las trazas anómalas y tampoco sus variaciones evidenciaban un patrón en los dataset a las distintas iteraciones, por esto, en este caso, no se pudieron considerar discriminatorios para la limpieza del dato. Sin embargo, es necesario tener en cuenta todos estos parámetros, y otros más, en estudios futuros en este y otros volcanes, para tener un grado de certidumbre más alto sobre la calidad de los datos utilizados.

It.	AmpNoise	AmpSeñal	S/N	AmpCoda	MaxPowAmp	MaxPowFre	AutoCorr	Picos	Salto	DevStStaLta
	41,65	169,42	658,84	86,36	150.10×10^4	11,30	244.15×10^4	49,08	53,36	1,12
1	51,15	198,73	35,92	111,58	191.96×10^4	10,81	304.30×10^4	59,46	65,60	0,81
2	45,39	195,55	37,01	105,74	177.84×10^4	11,00	288.06×10^4	53,41	62,39	0,85
3	18,37	168,67	40,50	80,80	119.75×10^4	11,78	214.00×10^4	30,20	48,15	1,03
4	18,07	169,41	35,73	81,03	118.93×10^4	11,83	214.24×10^4	29,16	48,34	1,02

Tabla 6.5: Comparación entre todos los parámetros analizados en todas las iteraciones.

Es además necesario subrayar la importancia del orden de las 4 iteraciones, lo cual fue decidido según prioridades para tener un dato lo más valioso posible, utilizando una cantidad mínima indispensable de iteraciones, intentando así no eliminar demasiadas trazas. De hecho, se puede demostrar que seleccionando un parámetro anteriormente respecto a otro hubiese podido llevar a cabo a resultados no deseados como, por ejemplo, la eliminación de datos valiosos. Un ejemplo altamente relevante es evidenciado por la relación espectral entre señal y ruido (*Signal To Noise Ratio, S/N*), la cual en el primer dataset tiene un valor promedio equivalente a 658,84 mientras en el último llega a un valor de 35,73. Si tenemos en cuenta la variación promedia en las 4 iteraciones, es decir en los 5 dataset, se ve unas variaciones del porcentaje del 94,6%, mientras que si tenemos en cuenta la misma variación excluyendo el dataset original, la variación del porcentaje es del 8%. Si se hubiese considerado este valor como primer discriminante para la limpieza del dato, se hubiese arriesgado la pérdida de una gran cantidad de eventos de buena calidad. Haciendo una simulación se puede comprobar lo explicado hasta el momento: si consideramos como primer discriminante el valor promedio de la relación espectral entre señal y ruido obtenido en el último dataset, siendo este valor el mejor obtenible luego de las iteraciones, el dataset resultante tendría un total de 14007 trazas con valores promedios de cada parámetro peor, no solamente respecto al último dataset si no también, por la mayoría de los parámetros, respecto al segundo, como se puede observar en la tabla 6.6.

It.	Dataset	Ceros (%)	Max.Ampl. (s)	Coe.Corr.	S/N	Trazas
	“Original”	24,14	3,35	0,63	658,84	20283
1	2	8,89	3,70	0,55	35,92	14972
2	3	8,83	3,15	0,60	37,01	13105
3	4	8,91	2,87	0,79	40,50	7895
4	5	8,59	2,83	0,80	35,73	7197
	Sim. S/N	14,39	3,63	0,55	7,99	14007

Tabla 6.6: Comparación entre los valores de la relación señal/ruido en todos los dataset y un dataset de simulación generado utilizando como primer discriminante el mejor valor S/N obtenido en la última iteración.

Mirando en detalle los valores obtenidos relativamente de los parámetros utilizados para la generación de los dataset tratados hasta el momento, se ve que perdiendo únicamente un tercio del dataset (30,09%), la cantidad de ceros llega al 14,39% (peor del 5,79%), el valor promedio del momento de máxima amplitud de la señal corresponde a 3,63 segundos, mayor de 0,8 segundos respecto al último dataset, y también el valor de los coeficientes de correlación tiene un resultado peor de casi un cuarto, equivalente a 0,55 respecto al valor obtenido en el dataset de la última iteración (0,80).

El conjunto de todas estas evidencias confirma la bondad de los criterios de selección y, en consecuencia, la calidad del último dataset obtenido.

En el capítulo siguiente se confrontarán los mapas resultantes de la última iteración descrita con diferentes mapas obtenidos en estudios previos. En particular, para coherencia con la mayoría de los mapas existente en literatura, se usarán los mapas con una frecuencia igual a 6 y 15 Hz.

Es además necesario recordar que estamos tratando una técnica de investigación de tipo bidimensional y que las interpretaciones con estructuras geológicas se limita a los niveles más someros de la isla. Sin embargo es posible determinar las profundidades involucradas, considerando la ecuación:

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad (6.1)$$

la cual define la longitud de una onda como la relación entre su velocidad y la frecuencia. Los valores de velocidad de onda que se toman en consideración son aquellos de las ondas P, dado que los sismos utilizados son aquellos del experimento TOMO-DEC [Ibáñez et al., 2017]. El valor absoluto de estas ondas en la zona varía entre 3 y 4 km/s; por esto las longitudes de ondas obtenidas, en el rango de frecuencia entre 6 Hz y 21 Hz, varían en un promedio entre 160 y 580 m y entonces las profundidades obtenidas varían entre 300 y 1,1 km bajo el nivel del mar. Cuyos valores se tienen que adaptar teniendo en cuenta las mallas de resolución utilizadas para el modelo de velocidad, por lo tanto, las profundidades a interpretar en este análisis van desde la superficie hasta un valor máximo de 1 km bajo el nivel del mar.

Capítulo 7

Consideraciones y Discusiones

En la interpretación de los resultados obtenidos, como se aclaró previamente, se tendrán en consideración los mapas de variación del factor Q_c^{-1} a las frecuencias de 6 y 15 Hz y con una resolución espacial de 1 y 2 Km. Luego una interpretación general del significado de los valores de las anomalías encontradas, se seguirá con una comparación con estudios previos.

7.1. Interpretación general de los resultados

Siendo el parámetro estudiado el inverso del factor de calidad (Q_c^{-1}), como se explicó en el Capítulo 6, los mapas de las anomalías encontradas indican aquellas zonas en las cuales las ondas sísmicas se atenúan más o menos respecto al medio que atraviesan. Es evidente, entonces, que altos valores de Q_c^{-1} evidencian zonas en las cuales el medio tiene una característica física tal que genera una pérdida más rápida de energía de las ondas sísmicas, que se traduce en zonas con altos valores de atenuación. Estas zonas, que tienen colores oscuros en los mapas, pueden ser caracterizadas por rocas sueltas, rocas ricas en fluidos y/o zonas a alta temperatura o, a su vez, un conjunto entre todos estos casos. Viceversa, las áreas que tienen bajos valores de Q_c^{-1} , es decir, las anomalías negativas, con colores claros en los mapas, son típicas de rocas consolidadas, con un bajo o nulo gradiente de fracturación y/o sin inclusiones de fluidos, en donde las ondas sísmicas pierden energía casi exclusivamente por el factor de expansión geométrica.

Considerada el área de estudio en cuestión, es intuitivo pensar que las anomalías positivas pueden representar zonas de emplazamiento y/o ascenso magmático, de percolación de fluidos o simplemente zonas sujetas a fallas y fracturas; mientras que aquellas zonas con anomalías negativas indican áreas caracterizadas por residuos magmáticos enfriados, siendo más difícil la

presencia de un posible basamento cristalino, consideradas las profundidades involucradas. De hecho, como se aclaró en el capítulo precedente, estos análisis están involucrados en profundidades que van desde el nivel del mar hacia cerca de un kilómetro bajo de este.

Yendo de lo general al particular, en los mapas a 1 Km de resolución (Fig. 7.1) a ambas frecuencias se evidencian 3 áreas con valores máximos de atenuación, que se ubican:

1. en las zonas de Pendulum Cove (Aa1), al noreste;
2. al sur de Fumarole Bay (Aa2) y
3. en la zona de Entrance Point (Aa3);

y 2 áreas con valores mínimos que caen:

1. en la zona suroeste de Mount Pond (Ba1) y
2. en la zona de Mount Kirkwood (Ba2), entre las dos anomalías a alta atenuación de Fumarole Bay y Entrance Point.

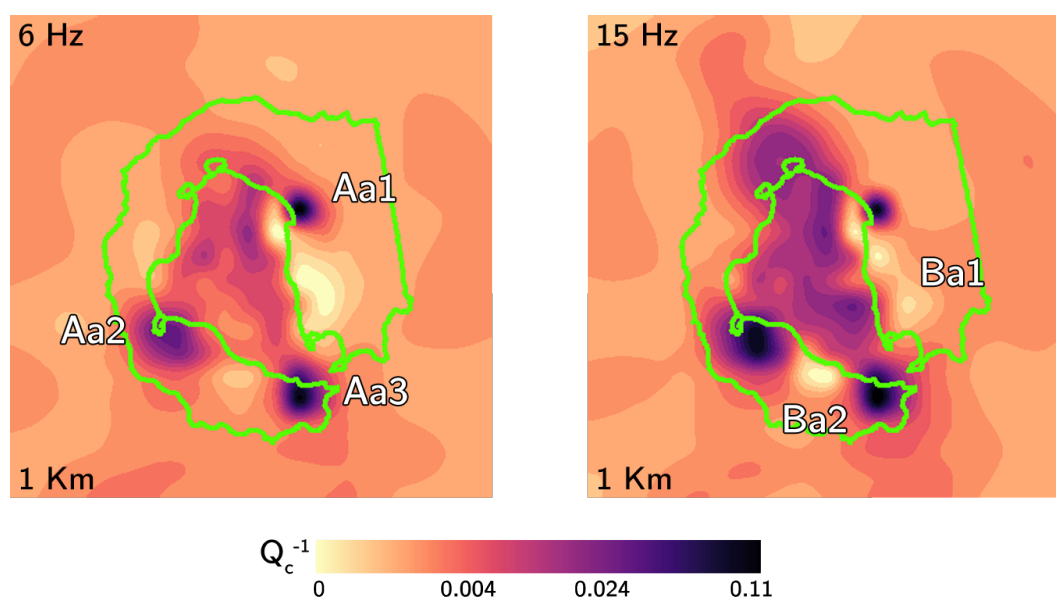


Figura 7.1: Mapas de los valores Q_c^{-1} a 1 Km de resolución: 6 Hz y 15 Hz

Entre todas estas anomalías puntuales, que tienen cada una un tamaño del orden del kilómetro, Aa1 y Aa2 necesitan de una mayor atención, siendo ubicadas respectivamente donde estaba la estación chilena, destruida durante la erupción del año 1969, y en una posición entremedia entre la Base argentina (BAD - Decepción) y la Base española (BEGC - Gabriel de Castilla).

A las anomalías puntuales descritas hasta el momento se agrega una zona de alta atenuación que ocupa toda la bahía interna de la isla y que tiene una orientación NNO-SSE. Esta área de alta atenuación tiene su valor más alto en la terminación norte, coincidente con el área de Telefon Bay y Lago Escondido, es decir, el área coincidente con las erupciones del 1967 y del 1970.

Parece, entonces, evidente la coincidencia entre cada una de estas zonas de alta atenuación y centros eruptivos previos de erupciones. Es además importante evidenciar la diferencia entre el mapa a 6 Hz y aquel a 15 Hz. En el primero, correspondiente a zonas más profundas, los valores de atenuación son menores respecto al mapa a 15 Hz, correspondiente a zonas más superficiales, en el cual los valores absolutos de atenuación son más altos, y tienen correlación con los centros eruptivos que en el eje NNO-SSE al interno de la isla. Estas evidencias inducen a pensar que en las zonas mencionadas se haya la presencia de intrusiones someras magmáticas o de fluidos a alta temperatura. Por otra parte, las únicas dos zonas a relativamente baja atenuación se localizan próximas al suroeste de Mount Pond y Mount Kirkwood, confirmando la característica de un substrato más consolidado, resultado del enfriamiento de los previos sistemas de alimentación que generaron dichos montes.

Analizando los mismos mapas a una resolución más baja, es decir 2 Km de espaciado de la malla, se pueden apreciar elementos distintos respecto a aquellos previamente descritos. En particular, en el mapa a 6 Hz, coincidente con una profundidad promedio entre 500 m y 1 Km, las áreas puntuales con altos valores de atenuación previamente descritas, dejan sus valores más altos en favor de una distribución más homogénea en todo el área. Haciendo un análisis espacial para definir cuáles son las áreas consecutivas que tienen valores parecidos, se genera un eje con orientación NE-SO, que tiene una concordancia con la orientación estructural regional (Fig. 7.2).

Sin embargo, a la frecuencia de 15 Hz, que coincide con una profundidad de alrededor de los 460 metros, en donde el eje generado tiene una orientación NNO-SSE y une la anomalía *Aa3*, al sur, con el área de Telefon Bay, al norte, intersectando una anomalía de alta atenuación en el centro de Port Foster (Fig. 7.3). Esta anomalía puntual del centro de la isla es el elemento que hace variar la orientación en las dos frecuencias; de hecho, la orientación de su eje mayor varía desde NE-SO a la frecuencia de 6 Hz hasta N-S a 15 Hz.

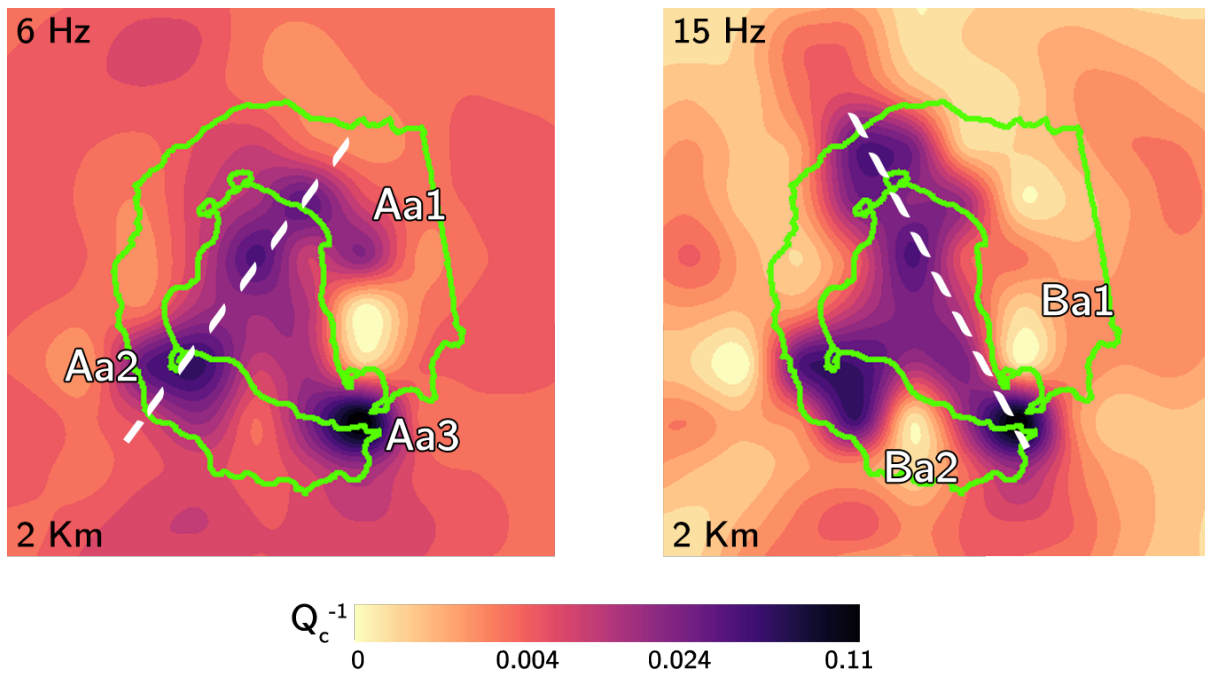


Figura 7.2: Mapas de los valores Q_c^{-1} a 2 Km de resolución: 6 Hz y 15 Hz

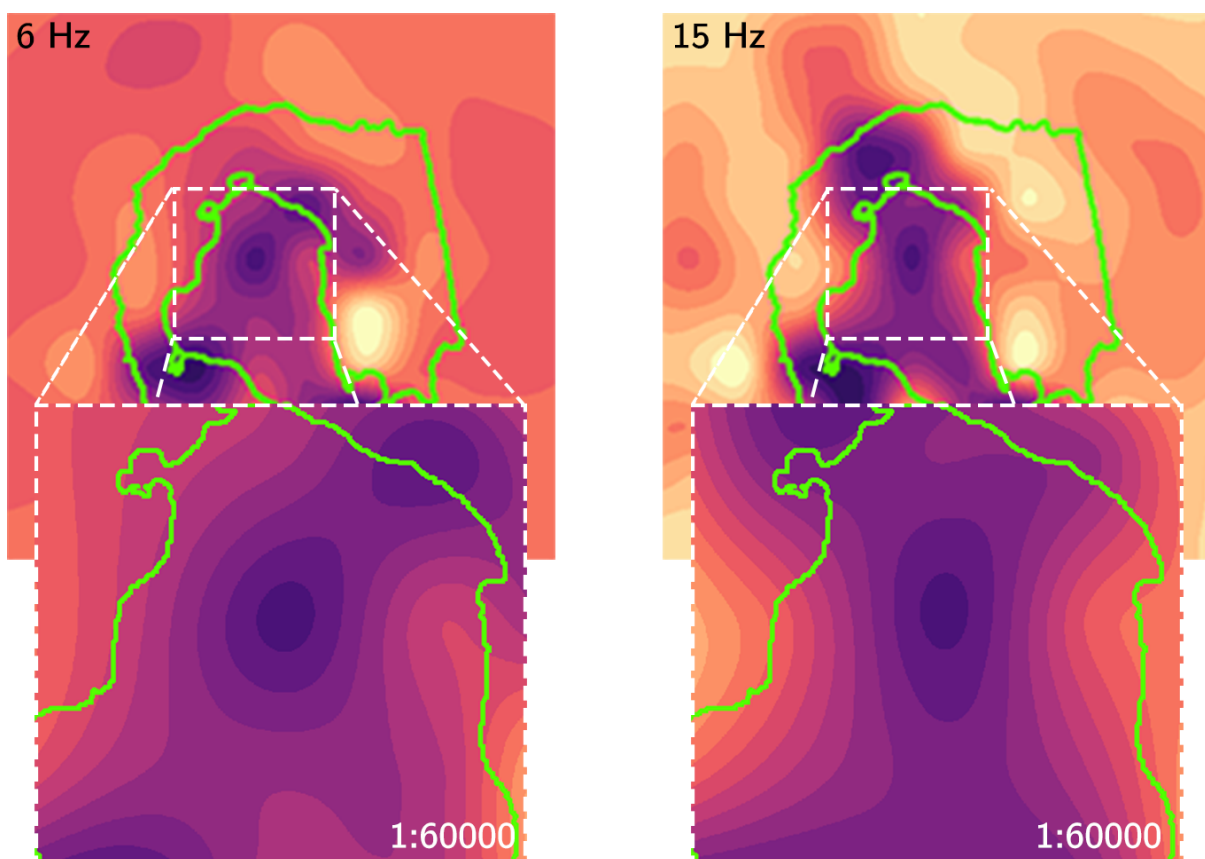


Figura 7.3: Detalle del área de Port Foster a 2 Km de resolución, 6 Hz y 15 Hz

Desde los resultados a 6 Hz hasta aquellos a 15 Hz, la variación se puede considerar como un efecto dado por la desaparición de la anomalía *Aa1*, localizada en la zona de Pendulum Cove, o por efectos de interpolación espacial respecto a las estructuras circundantes que, claramente, tienen un peso distinto en función de las frecuencias y consecuentemente a las profundidades. En resumen, a la frecuencia de 15 Hz se evidencian, como en el caso a 1 Km de resolución, las dos anomalías a baja atenuación: *Ba1* en el área de Mount Pond y *Ba2* en la zona de Mount Kirkwood.

La ubicación de las anomalías encontradas ofrece la posibilidad de efectuar varias consideraciones en función de aquellos estudios previamente realizados en la isla. Además, considerada la cantidad de estos estudios y sus relativas correlaciones con los resultados obtenidos, se tratarán en secciones distintas relativas a macroáreas de investigación.

7.2. Interpretación respecto a la geología y geomorfología

Las interpretaciones de tipo geológico y geomorfológico de las anomalías encontradas evidencian una correlación espacial con las áreas volcánicamente activas de la isla. En particular, se pueden dividir estas interpretaciones entre antes y después de las erupciones de los años 1967, 1969 y 1970.

De hecho, el estudio de [Hawkes \[1961\]](#) evidencia, respecto a las formaciones geológicas analizadas, algunas áreas específicas relativas a erupciones previas.

En dicho trabajo se muestra el vulcanismo del grupo pre-caldera, el *Port Foster Group*, dentro del cual se coloca el vulcanismo de *Telefon Bay*, cuyas lavas se localizan en la misma área de la extensión norte de la anomalía general, en Telefon Bay. Haciendo, además, una comparación entre los hipotéticos centros de los volcanes relativos a este grupo y las anomalías de alta atenuación encontradas, se ve una coincidencia espacial dentro de un radio de 2 kilómetros por cada centro eruptivo (Fig. 7.4).

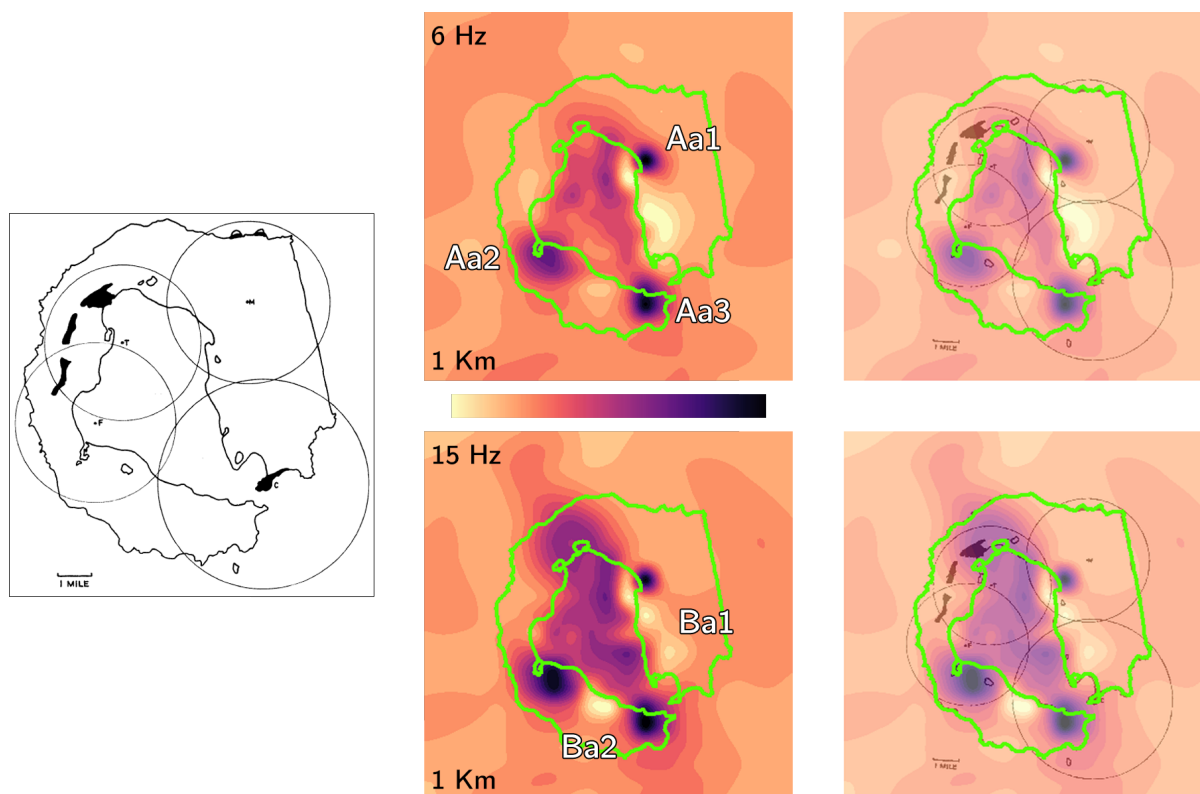


Figura 7.4: Comparación entre los resultados a 1 km de resolución y el sketch presentado por [Hawkes \[1961\]](#) relativo a los centros del vulcanismo del grupo pre-caldera.

Luego, en el mismo trabajo, se describe el segundo evento volcánico de la isla y sus centros

eruptivos que caen dentro del *Neptune Bellow Group*, sucesivo al *Port Foster Group*, probablemente coincidente con lo que en un futuro [Smellie \[2001\]](#) nombrará *Mount Pond Group* en la *Stonethrow Ridge Formation*. Entre los 4 centros evidenciados, 2 de estos, es decir, el centro de *Vapour Col* y aquel de *Entrance Point*, coinciden perfectamente con las anomalías *Aa2* y *Aa3*. A estas se suma la anomalía *Ba2* ubicada en Monte Kirkwood, en donde los autores, gracias a la interpretación de las fotografías aéreas, colocan dos conos volcánicos adicionales escondidos bajo la capa de hielo de dicho monte (Fig. 7.5). Finalmente, el cono ubicado en la zona de *South East Point* podría estar vinculado, debido a su cercanía, tanto a la anomalía *Aa3* en la zona de *Entrance Point* como a aquella de baja atenuación *Ba2* ubicada 2500 metros al noroeste desde este punto.

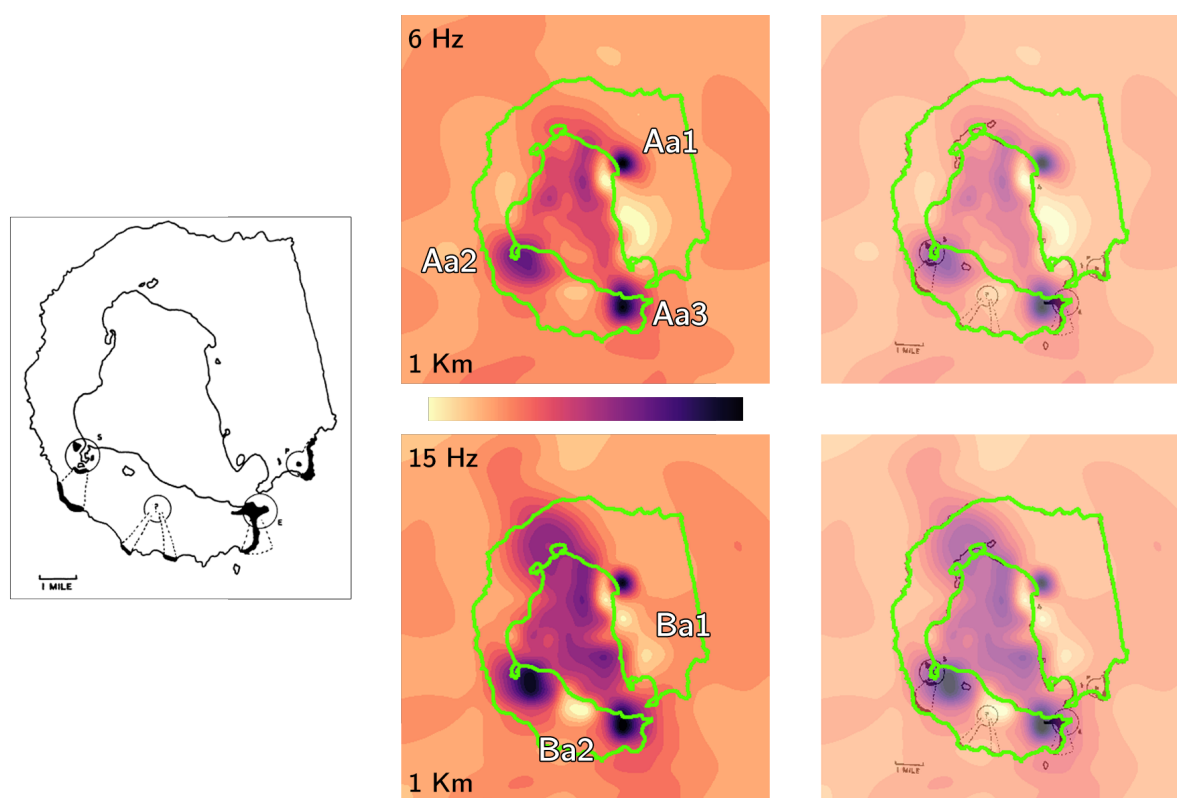


Figura 7.5: Comparación entre los resultados a 1 km de resolución y el sketch presentado por [Hawkes \[1961\]](#) relativos a los centros del vulcanismo del *Neptune Bellow Group*.

La mayoría de los trabajos póstumos a las erupciones de los años 1967, 1969 y 1970 se concentran en los centros eruptivos relacionados con estas erupciones. Estos centros eruptivos tienen una evidente correlación espacial con las anomalías de alta atenuación encontradas; en particular, el área relativa a las erupciones de 1967 y 1970 coincide con la terminación norte de la anomalía general orientada NNO-SSE, mientras que los centros relativos a la erupción del 1969 podrían estar vinculados con la *Aa1*, en la zona de Pendulum Cove (Fig. 7.6).

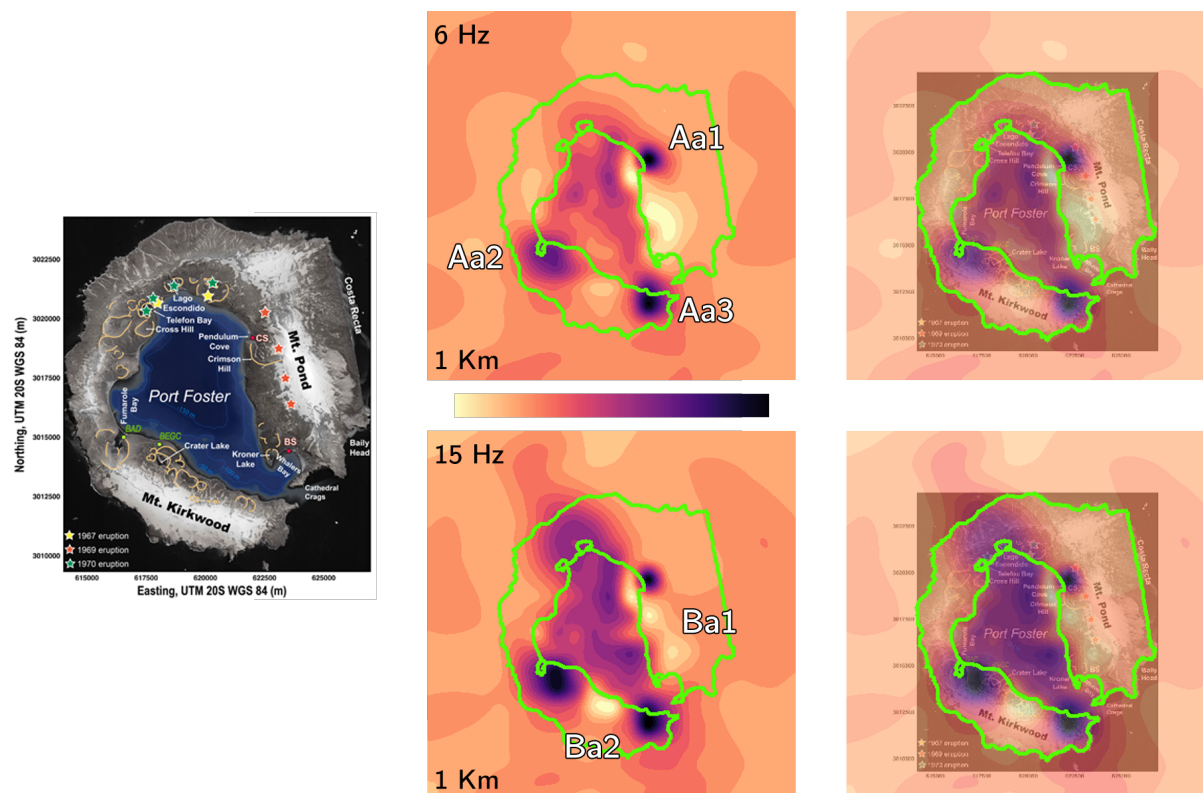


Figura 7.6: Comparación entre los resultados a 1 km de resolución y el mapa [Geyer et al. \[2019\]](#) relativos a la ubicación de las últimas 3 erupciones.

Esta correspondencia geográfica permite generar por lo menos dos hipótesis: las anomalías de alta atenuación tienen esta característica física porque (1) representan el residuo magmático de las erupciones o (2) nuevos pulsos magmáticos ascienden por las mismas vías generadas por las previas erupciones. Es evidente, entonces, que las áreas caracterizadas por alta atenuación están vinculadas por procesos magmáticos. Y viceversa, las áreas de baja atenuación, ambas coincidentes con los dos montes caracterizados por una capa de hielo permanente, representan aquellos sistemas ya enfriados y no más activos volcánicamente. Además, esta hipótesis sobre las anomalías puntuales previamente descritas y evidenciadas en la resolución espacial de 1 Km, es apoyada por la interpretación hecha por [Geyer et al. \[2019\]](#), que sugieren que en

isla Decepción es más probable considerar sistemas de diques puntuales que una gran cámara magmática.

Por otra parte, relativamente a las anomalías generales, el trabajo de [Cooper et al. \[1998\]](#) evidencia un levantamiento de la cuenca en el interior de la bahía que tiene una correlación con la anomalía de alta atenuación general en el mismo lugar.

De la misma orientación es la anomalía de temperatura dentro de la bahía evidenciada por [Berrocoso et al. \[2018\]](#); este aumento de temperatura confirma una tendencia general que se extiende durante 20 años, desde el 1998 hasta el 2018, es decir desde 7 años antes y 13 después de la realización del experimento TOMO-DEC [[Ibáñez et al., 2017](#)].

A parte de los aspectos geológicos y geomorfológicos que reflejan las evidencias más claras en la superficie de la isla, como los conos eruptivos, hay otras evidencias superficiales (y no solamente) para tener en cuenta: los sistemas de fallas y fracturas.

7.3. Interpretación respecto a la tectónica

Entre los elementos más superficiales evidentes en la isla se pueden apreciar aquellos evidenciados por la zonación morfo-tectónica, proyectada sobre las trazas cartográficas, realizada por [Paredes et al. \[2006\]](#). Como se discutió en el Capítulo 2, esta zonación, obtenida desde la interpretación de las fotografías satelitales y aéreas, el modelo de elevación digital del terreno y otros datos bibliográficos, evidencia tres zonas, de las cuales la segunda está caracterizada por una fuerte actividad fumarólica. Las 3 anomalías de alta atenuación obtenidas caen casi perfectamente dentro de las 3 áreas que forman parte de esta zona. (Fig. 7.7).

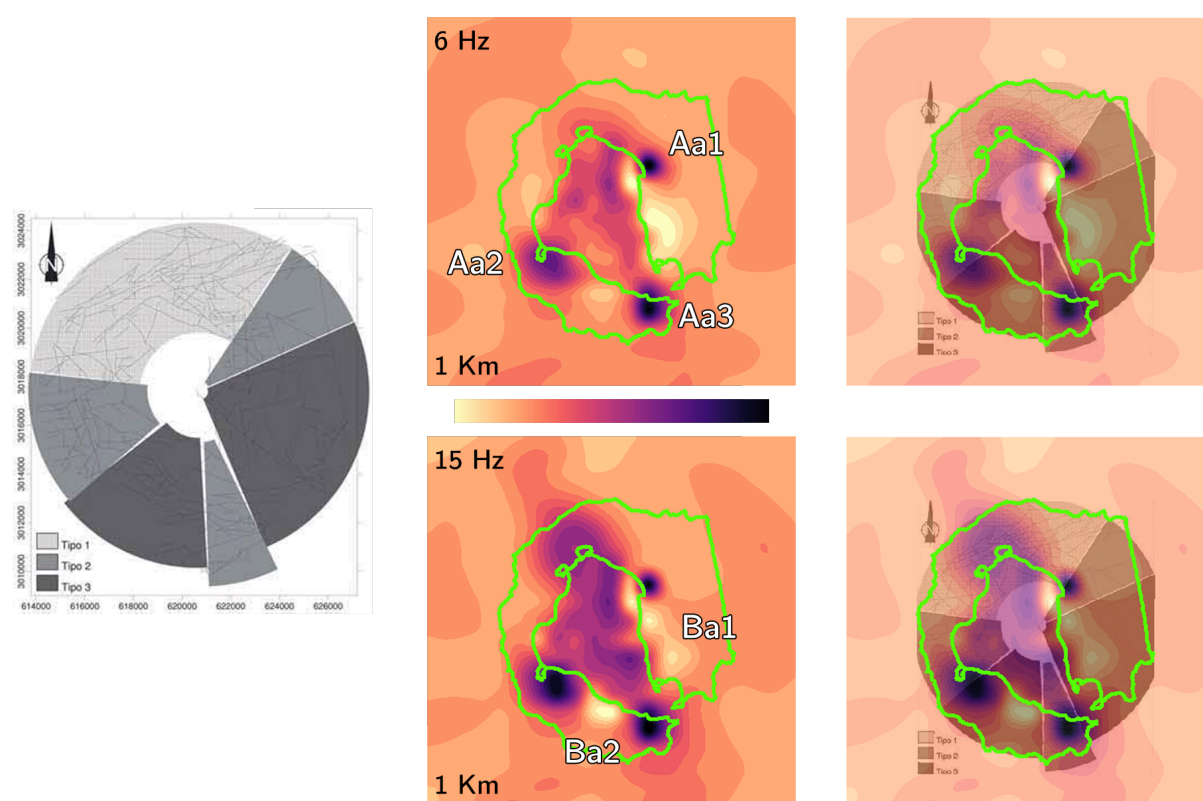


Figura 7.7: Comparación entre los resultados a 1 km de resolución y la zonación morfo-tectónica hecha por [Paredes et al. \[2006\]](#).

Esa correspondencia es coherente con las interpretaciones previas en las cuales las anomalías de alta atenuación pueden ser puntos de ascensos de fluidos a alta temperatura cuyas vías preferenciales están constituidas por fallas y fracturas a distintas profundidades.

Desde un conjunto entre los lineamentos analizados y otros elementos cuales: la tomografía sísmica [[Ben-Zvi et al., 2009](#)], el modelo de elevación digital del terreno [[Fernández-Ibáñez et al., 2005](#)], la reconstrucción paleogeográfica de la isla [[Torrecillas et al., 2013](#)], la interpre-

tación según un modelo de deformación de Riedel sobre la evolución estructural de la misma [Maestro et al., 2007], Lopes et al. [2015] generan un modelo que tiene una correlación con las anomalías obtenidas a ambas resoluciones espaciales. En particular, si consideramos las anomalías a la resolución espacial de 1 km, la anomalía general en el interior de la bahía tiene una orientación entre N-S y NNO-SSE, coincidente con la *Fracture Hero Zone*, casi ortogonal con la dinámica extensiva del Estrecho de Bransfield (Fig. 7.8).

Si, además, consideramos la misma anomalía desde los 6 hasta los 15 Hz, no solo aumenta su intensidad, sino también su orientación es más evidente y paralela con el eje mayor de la elipse descrito por Lopes et al. [2015].

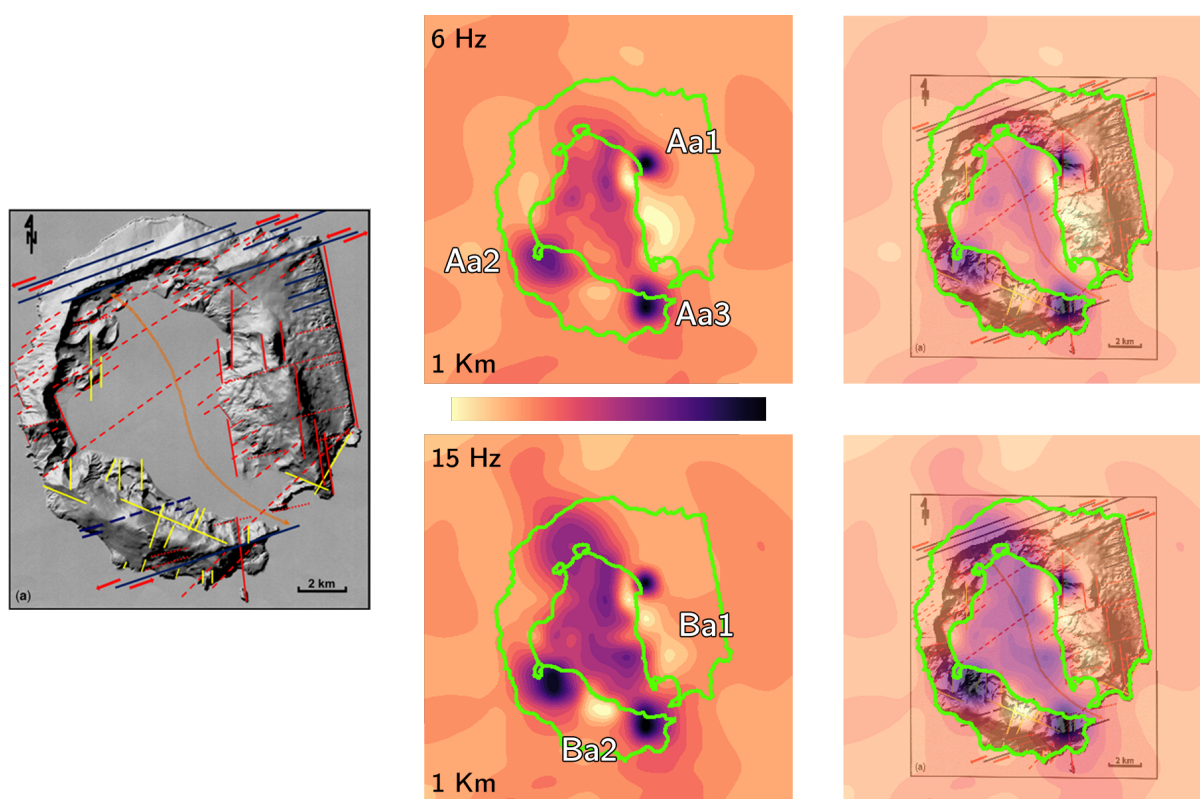


Figura 7.8: Comparación entre los resultados a 1 km de resolución y el modelo tectónico presentado por Lopes et al. [2015].

Por otra parte, teniendo en cuenta la resolución espacial de 2 km, los efectos dados por la interpolación de los máximos valores de las anomalías a alta atenuación permiten ver estructuras mayores atribuibles entonces a estructuras regionales.

En detalle, a profundidades mayores (6 Hz) se evidencia un eje NNE-SSO, paralelo a las fracturas R de Riedel en el sistema propuesto por Lopes et al. [2015], mientras que a profundidades menores (15 Hz) se evidencian solamente las estructuras relativas al volcán (Fig. 7.9).

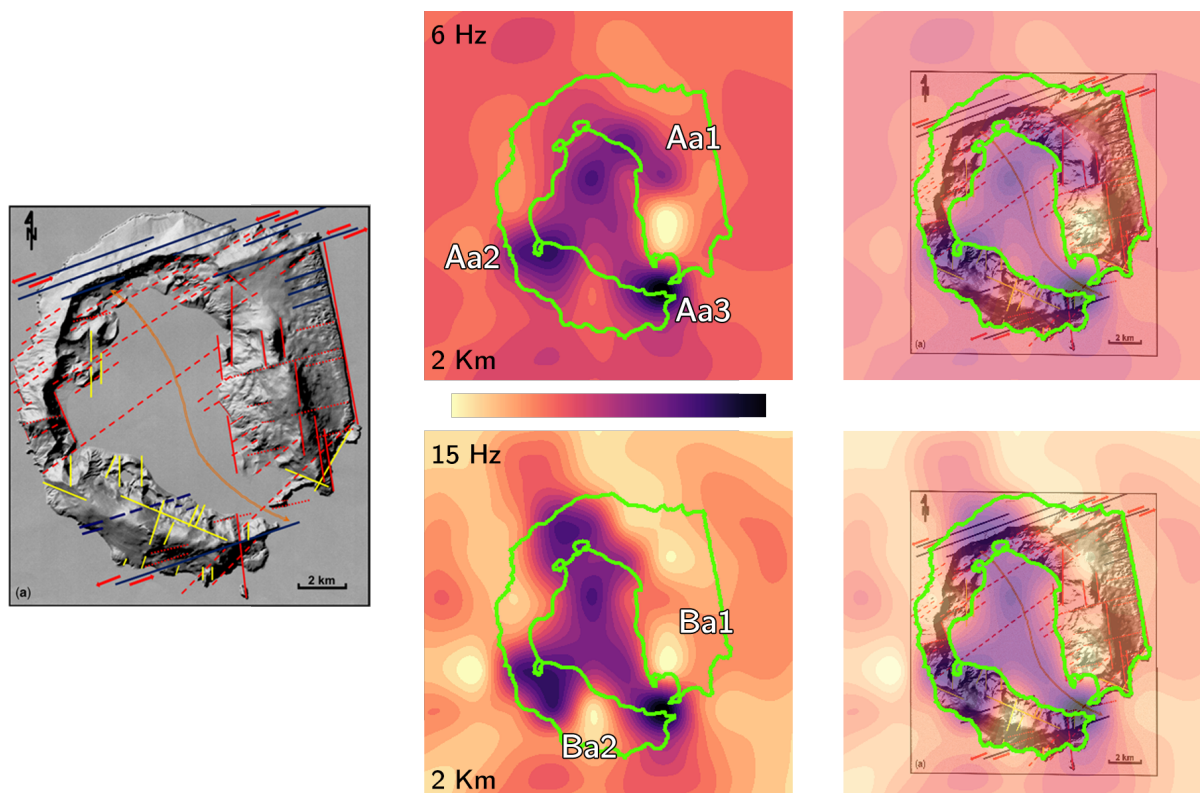


Figura 7.9: Comparación entre los resultados a 2 km de resolución y el modelo tectónico presentado por [Lopes et al. \[2015\]](#).

Esta diferencia subraya un comportamiento diferente a las distintas profundidades y a las distintas resoluciones, confirmando la hipótesis según la cual las anomalías puntuales de alta atenuación, es decir aquellas a 1 km de resolución, evidencian lugares de ascenso y/o emplazamiento magmático. Por otra parte, a una escala mayor las anomalías evidencian aquellas estructuras tectónicas de escala regional que dominan el estructuramiento geo-vulcanológico de la isla.

Confirman esta orientación preferencial NNE-SSO, a una escala mayor, también los resultados obtenidos por estudios de geoquímica discutidos en la siguiente sección.

7.4. Interpretación respecto a la geoquímica

Uno de los estudios de geoquímica que evidencia una tendencia general interpretable también desde el punto de vista tectónico es aquel de [Rey et al. \[2002\]](#), sucesivamente confirmado por el trabajo de [Somoza et al. \[2004\]](#). En estos trabajos los autores evidencian las variaciones de manganeso (*Mn*) y arsénico (*As*) que coinciden, respectivamente, con el eje NNO-SSE y el NE-SO. Como previamente se mencionó, estos ejes coinciden con las anomalías generales que involucran la isla a las dos resoluciones.

En particular, a la resolución de 2 km y a profundidades más superficiales, es decir a la frecuencia de 15 Hz, la orientación de la anomalía general a alta atenuación coincide con el eje de máxima concentración del *Mn*, mientras que a 6 Hz, entonces a mayores profundidades, coincide con la máxima distribución del *As* (Fig. 7.10).

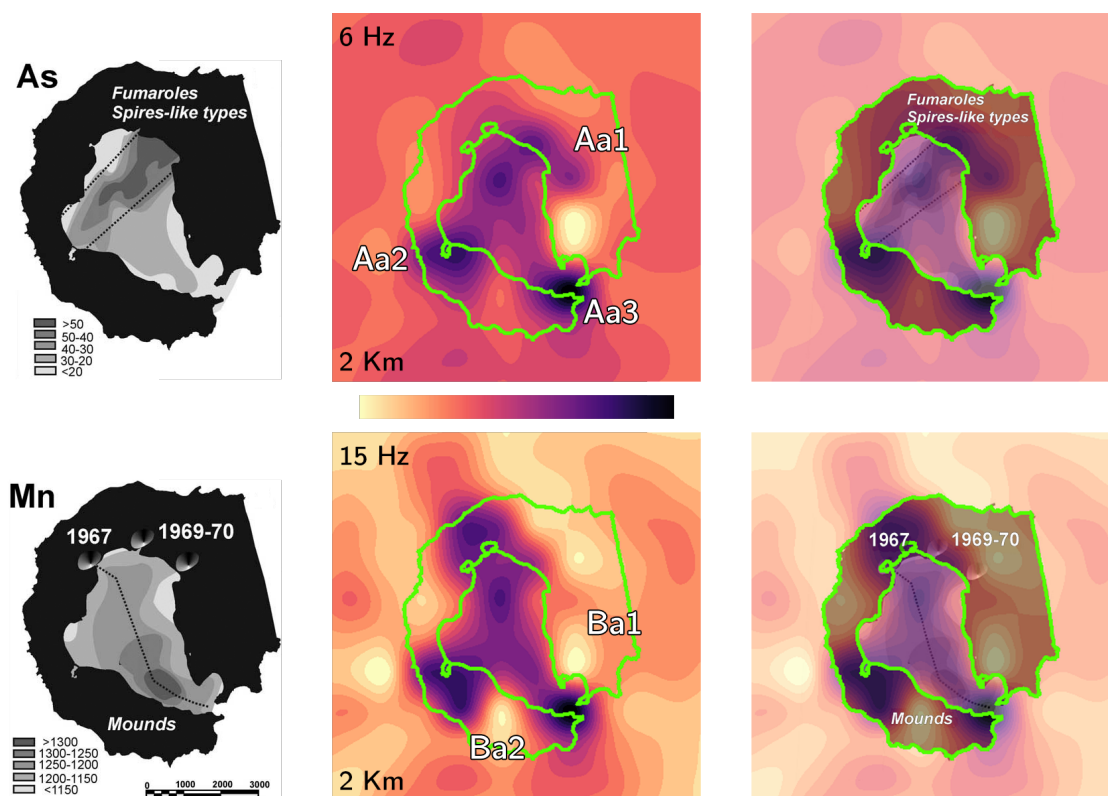


Figura 7.10: Comparación entre los resultados a 2 km de resolución y la distribución de arsénico (*As*) y manganeso (*Mn*) en el mapa de [Somoza et al. \[2004\]](#).

Además el eje NNO-SSE coincide, como fue evidenciado por [Rey et al. \[2002\]](#), con el alineamiento de los volcanes submarinos, confirmando la hipótesis según la cual la anomalía general orientada NNO-SSE, siendo más superficial, es el resultado de la actividad magmática, mientras que aquella más profunda, orientada NE-SO, es la respuesta de las estructuras tectónicas regionales coincidentes también con la actividad fumarólica presente en la isla (Fig. 7.11).

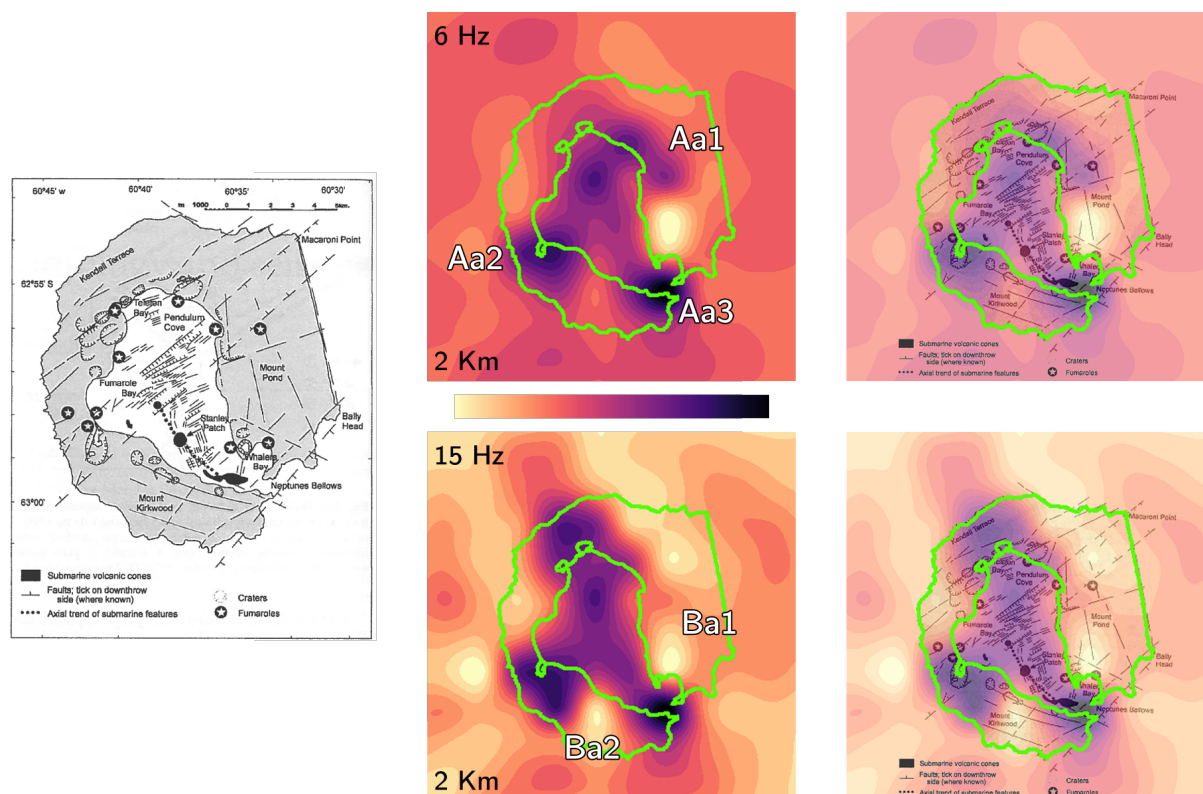


Figura 7.11: Comparación entre los resultados a 2 km de resolución y la distribución de las fumarolas en el mapa de [Rey et al. \[2002\]](#).

Confirma una correlación adicional entre posibles ascensos magmáticos y las anomalías puntuales a alta atenuación el estudio de geoquímica descrito por [Geyer et al. \[2019\]](#). De hecho, en este estudio se aclara como los magmas eruptados pertenecen a una compleja red de reservorios someros individuales, potencialmente interconectados.

Si bien estos reservorios, con volúmenes, composiciones y tamaños variables [[Geyer et al., 2019](#)], se colocan a profundidades entre 10 y 2 km debajo del nivel del mar, no se puede excluir la posibilidad de que puedan representar la continuación en profundidad de las anomalías de alta atenuación obtenidas.

Por último, en cuanto a la geoquímica, [Kusakabe et al. \[2009\]](#) describen la actividad fumarólica previamente mencionada como la expresión más superficial de un sistema hidrotermal más profundo. Específicamente, explican que los componentes gaseosos como el helio (*He*) y el dióxido de carbono (*CO*₂), provenientes del manto subyacente, se mueven a través de fallas y fracturas hasta llegar a la superficie. Esta actividad fumarólica distribuida en la isla tiene una buena correlación geográfica con las anomalías de alta atenuación (Fig. 7.11), confirmando, una vez más, las hipótesis previas.

7.5. Interpretación respecto a la geodesia

Los estudios de geodesia evidencian una reactivación del sistema volcánico después de la crisis sísmica de los años 90. En particular, [Berrocoso et al. \[2006b\]](#), gracias a los estudios sobre las deformaciones del suelo obtenidas mediante señales GPS, interpretan esta reactivación como causada por una intrusión magmática de alrededor de los 500 m bajo el nivel del mar situada en la zona de Fumarole Bay, coincidente, como se mencionó previamente, con la zona caracterizada por la anomalía Aa2. Luego, [Berrocoso et al. \[2008\]](#) hacen una implementación de la red geodésica llegando a la evidencia de que desde el 1991 hasta el 2000 dos patrones de deformaciones afectan a la isla: uno de tipo extensional orientado NO-SE y el otro, ortogonal a ese, de tipo compresivo.

También estos patrones coinciden con los dos patrones de anomalías generales de alta atenuación obtenidos en el presente trabajo (Fig. 7.12).

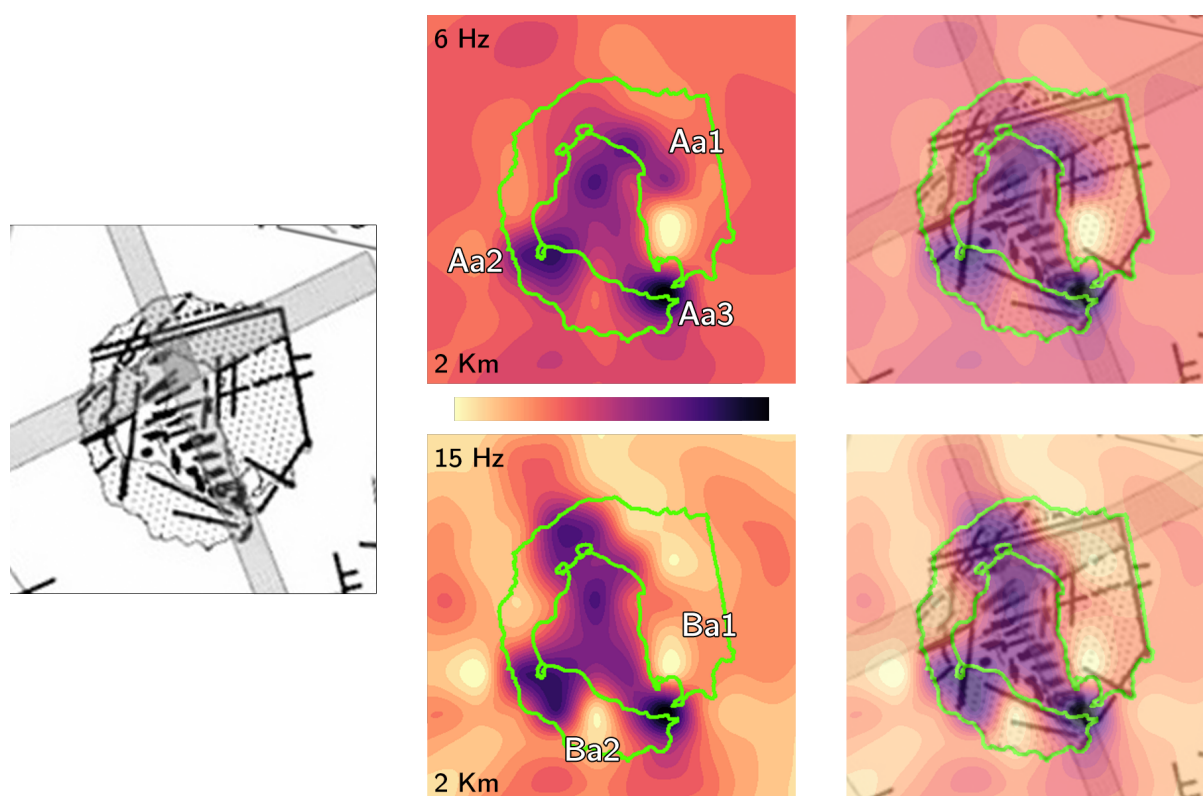


Figura 7.12: Comparación entre los resultados a 2 km de resolución y el sketch presentado por [Berrocoso et al. \[2008\]](#) relativo a los procesos deformativos en la isla en el periodo 1991/2000 (NNO-SSE) y 2002/2003 (NE-SO).

7.6. Interpretación respecto a la geofísica

Conos submarinos, cráteres y montículos individuales, pero al mismo tiempo alineados a lo largo de un eje NNO-SSE, fueron evidenciados desde el inicio de los años 90 por los estudios geofísicos de sísmica de refracción, como aquellos efectuados por [Rey et al. \[1995\]](#), [Martí et al. \[1996\]](#) y, posteriormente, retomados en consideración por [Rey et al. \[2002\]](#).

En estos estudios los autores señalan la presencia de montículos que son interpretados como procesos hidrotermales que soportan las estructuras volcánicas submarinas; estos montículos, evidenciados sucesivamente también por [Somoza et al. \[2004\]](#), están ubicados a menos de 1 km de distancia desde la anomalía *Aa3*, en la zona SE de la isla. Es importante aclarar que los mapas de anomalía Q_c^{-1} obtenidos en este estudio logran evidenciar estos montículos, a diferencia del volcán Neptuno (*Stanley Patch*), gracias a sus tamaños. De hecho, el tamaño de estos montículos, en calidad de extensión horizontal, es superior a la resolución mínima utilizada, es decir 1 km, mientras que el volcán mencionado anteriormente tiene una extensión horizontal inferior a los 800 m y, por eso, no se puede representar.

Otra correspondencia entre los resultados obtenidos y estudios previos se puede ver con el estudio de magnetotelúrica conducido por [Pedrera et al. \[2012\]](#), en el cual los autores evidencian, hasta los 2 km de profundidad, un conductor con orientación NO-SE, que coincide con la anomalía general de alta atenuación ubicada en el interior de la isla (Fig. 3.5 B).

A esta anomalía se suma el detalle de la estructura coincidente con un cuerpo de baja resistividad localizado en la proximidad de la anomalía *Aa3* (Fig. 3.5 A). Estos cuerpos de baja resistividad están interpretados como una combinación entre material parcialmente fundido y fluidos calientes, confirmando así las hipótesis previamente mencionadas respecto a las anomalías de alta atenuación. También en este caso los resultados de los estudios previos abarcan profundidades mayores respecto a aquellas investigadas en este estudio; sin embargo, la correspondencia geográfica (proximidad en algunos casos) permite interpretar las anomalías obtenidas en este trabajo como la terminación más superficial de las estructuras obtenidas en los estudios previos.

La anomalía general de alta atenuación orientada NNO-SSE en la parte interior de la isla tiene otra correlación con los resultados obtenidos por los análisis de tipo magnético efectuados por [Muñoz-Martín et al. \[2005\]](#), [Catalán et al. \[2014\]](#) y [Funaki et al. \[2014\]](#). En particular, en el estudio de [Muñoz-Martín et al. \[2005\]](#) se evidencian mínimos locales de anomalía magné-

tica que corresponden a los centros eruptivos de las erupciones previas, a los cuales se suma un mínimo, ya sea en los valores de gravedad o en aquellos de magnetismo, en la zona este de la bahía, con una orientación NO-SE y coincidentes con la misma anomalía encontrada por [Catalán et al. \[2014\]](#) y [Funaki et al. \[2014\]](#) (Fig. 7.13). El conjunto entre la orientación y el significado físico de esta anomalía, interpretada como un cuerpo intrusivo parcialmente fundido, aporta así otro elemento a favor de la hipótesis sugerida respecto a las anomalías a alta atenuación obtenidas.

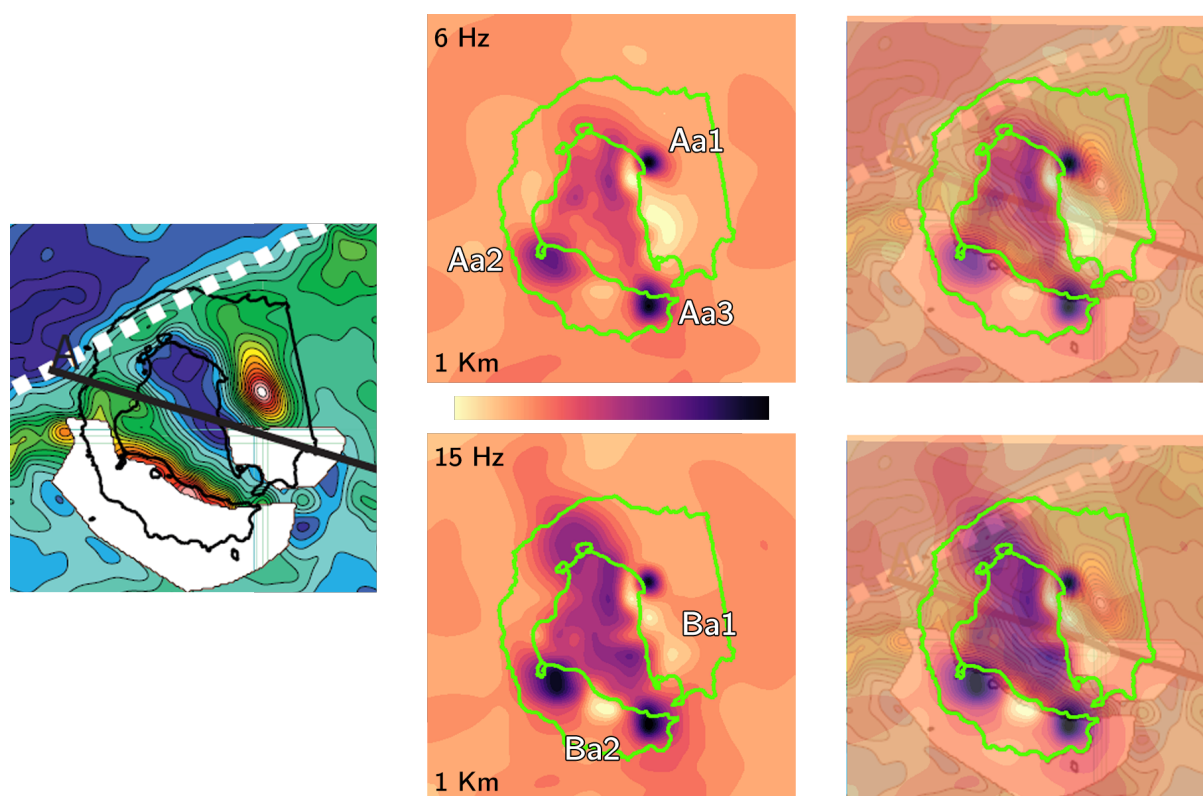


Figura 7.13: Comparación entre los resultados a 1 km de resolución y el mapa de anomalía magnética presentado por [Catalán et al. \[2014\]](#).

En los resultados de [Catalán et al. \[2014\]](#) y [Funaki et al. \[2014\]](#) se evidencia también una anomalía magnética positiva en la parte este de la isla, en la zona de Mount Pond, cuya interpretación es de un cuerpo magmático enfriado, que queda alrededor de 3 km NE desde la anomalía a muy baja atenuación *Ba1* ubicada en la misma área.

Otra coincidencia con la anomalía general, orientada NNO-SSE en el interior de la isla, se observa en el estudio de tomografía sísmica en velocidad realizado por [Zandomenighi et al. \[2009\]](#), en el cual se ve una estructura a baja velocidad con la misma orientación y en el mismo lugar (Fig. 3.13).

Esta correlación se encuentra tanto en los estudios de tomografía en velocidad como en aquellos de atenuación sísmica realizados por Prudencio et al. [2013] a la frecuencia correspondiente de 6 Hz. Además, en este último trabajo, a la frecuencia de 15 Hz, se encuentra una anomalía de alta atenuación relativa, en el centro de la isla, coincidente con la anomalía de alta atenuación obtenida ubicada en el mismo lugar (Fig. 7.14).

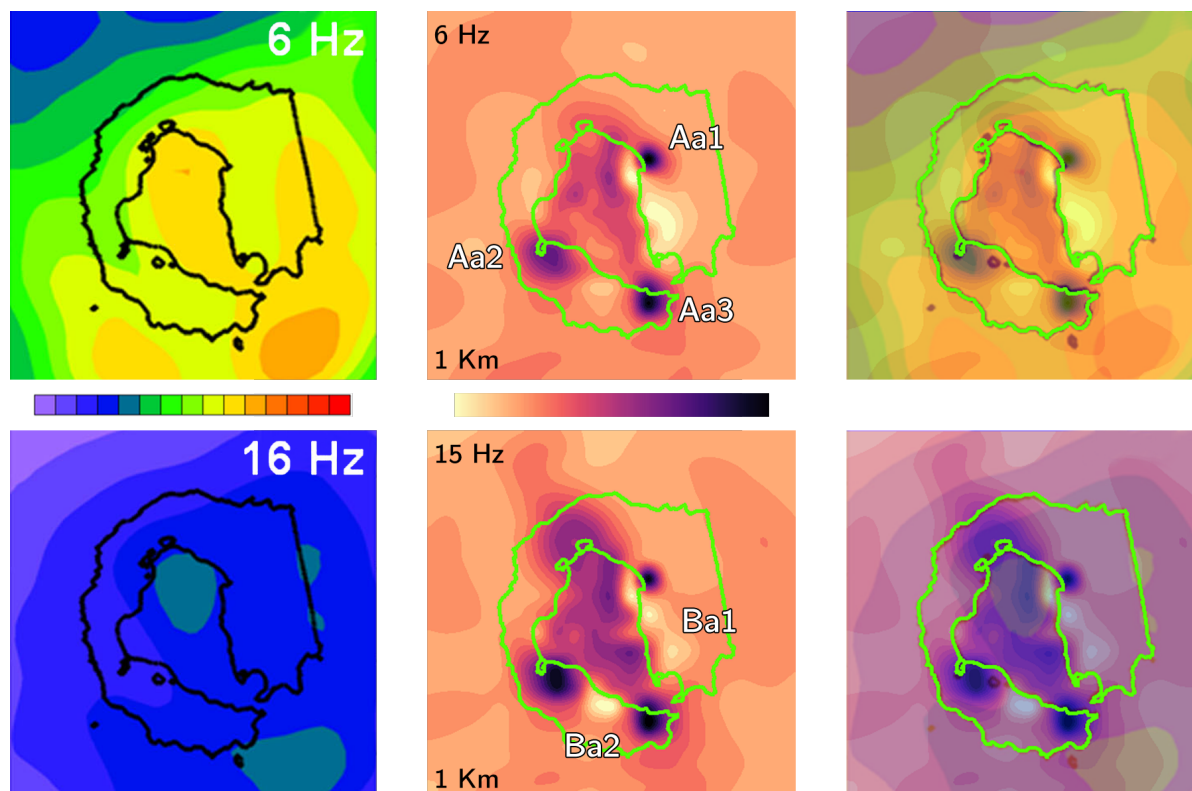


Figura 7.14: Comparación entre los resultados a 1 km de resolución y el mapa del factor de calidad Q_i^{-1} presentado por Prudencio et al. [2013].

Esta misma anomalía en la parte central de la isla tiene una correlación también con el valor mínimo de Q_c obtenido por Vila et al. [1995] (Fig. 4.4) tanto como por los valores obtenidos por Del Pezzo et al. [2016] (Fig. 4.8). Finalmente, otra correlación con las anomalías de alta atenuación en la zona de Pendulum Cove se encuentra en el estudio conducido por Luzón et al. [2011] en el cual se encuentran valores muy bajos de velocidad de las ondas S en la misma zona y que están atribuidos a la presencia de fluidos hidrotermales (Fig. 3.10). La mayoría de estos estudios, además de aportar nuevas informaciones para la comprensión de las estructuras internas de la isla, se revelan indispensables para la estimación del riesgo volcánico.

7.7. Interpretación respecto al riesgo volcánico

La estimación del riesgo volcánico en la isla Decepción es una cuestión fundamental tanto por los científicos y científicas que viven en la isla durante el verano austral como por los miles de turistas que la visitan.

Por eso, varios autores elaboran modelos para la estimación del riesgo y/o mapas del mismo que abarcan toda la isla; mientras que algunos autores como [Roobol \[1982\]](#) y [Smellie \[2002a\]](#), tienen en cuenta únicamente las erupciones pasadas y la extensión espacial de los productos por estas generados, [Bartolini et al. \[2014\]](#) tienen también en consideración los datos obtenidos por el seguimiento en tiempo real y otras informaciones geológicas como la estratigrafía y las estructuras volcano-tectónicas. No obstante la cantidad de información utilizada, entre las 3 zonas que están evidenciadas en estos mapas como de muy alto riesgo, únicamente aquella que se ubica en el área de las erupciones de los años 70 tiene una buena coincidencia espacial respecto a la anomalía de alta atenuación, en la misma zona, obtenida en este trabajo de tesis. Por otro lado, las otras 2 zonas, ubicadas en la costa interna este, desde Pendulum Cove hacia Whalers Bay y en la zona de Mount Kirkwood, están desplazadas, respectivamente al sur y sureste respecto a las anomalías de alta atenuación *Aa1* y *Aa2* (Fig. 7.15).

Diferentemente, [Berrocoso et al. \[2006b\]](#) utilizaron métodos estadísticos aptos para la evaluación del tiempo de retorno de una erupción y modelos determinísticos, utilizando un conjunto de datos multidisciplinarios. De esta manera pudieron reconstruir tanto eventos pasados como posibles áreas de erupciones futuras, produciendo un mapa de riesgo cuya localización coincide con la anomalía de alta atenuación *Aa2* ubicada en la zona de Fumarole Bay (Fig. 7.16).

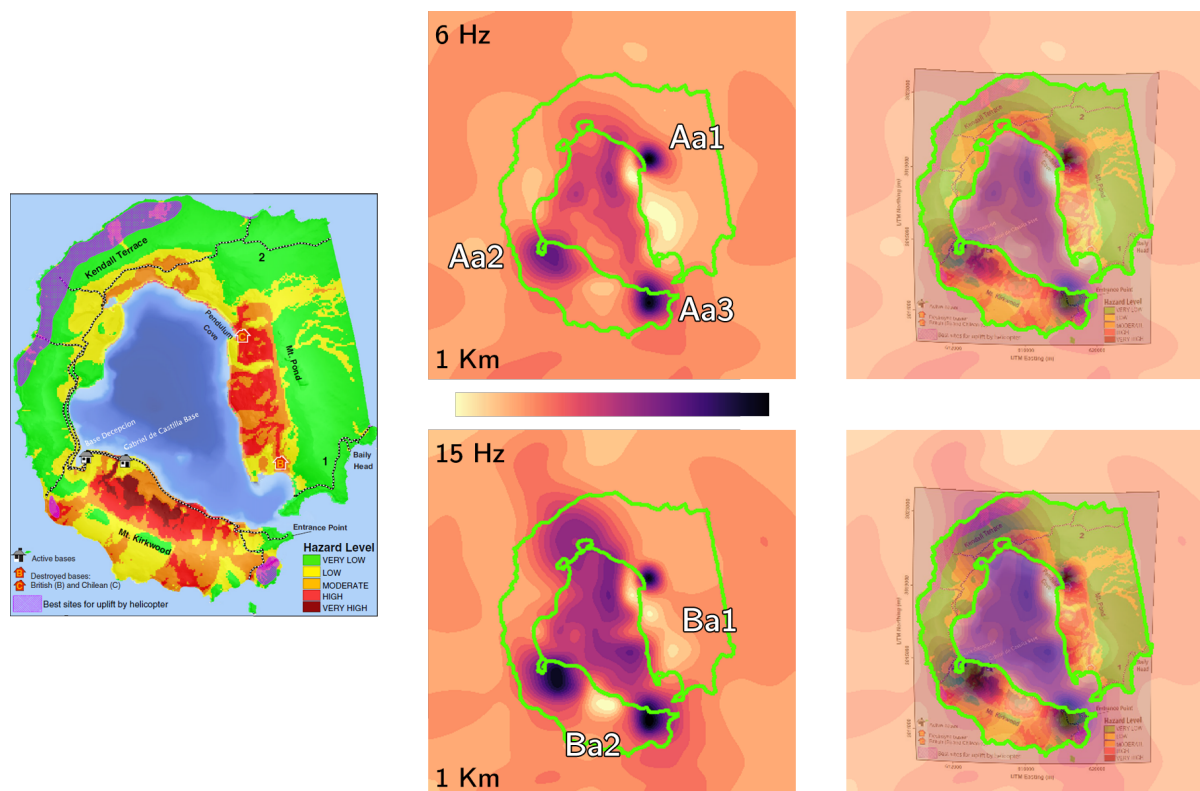


Figura 7.15: Comparación entre los resultados a 1 km de resolución y el mapa cualitativo del riesgo volcánico presentado por [Bartolini et al. \[2014\]](#).

La generación de estos mapas de riesgo es fundamental para establecer las vías de evacuación en caso de una erupción. Por lo tanto, en la realización de futuros mapas de riesgo es necesario tener en cuenta también las anomalías de alta atenuación puntuales obtenidas en este trabajo, dada la coincidencia, tanto espacial como vulcanológica, con los elementos claves de los estudios previos analizados.

En particular manera se ve la necesidad de centrar la atención en la anomalía *Aa3*, no solo porque está ubicada al ingreso de la isla si no porque coincide, en el mapa de [Smellie \[2002b\]](#) (Fig. 7.17), con el área actual indicada por el aterrizaje y despegue de los helicópteros de rescate en caso de evacuación de la isla.

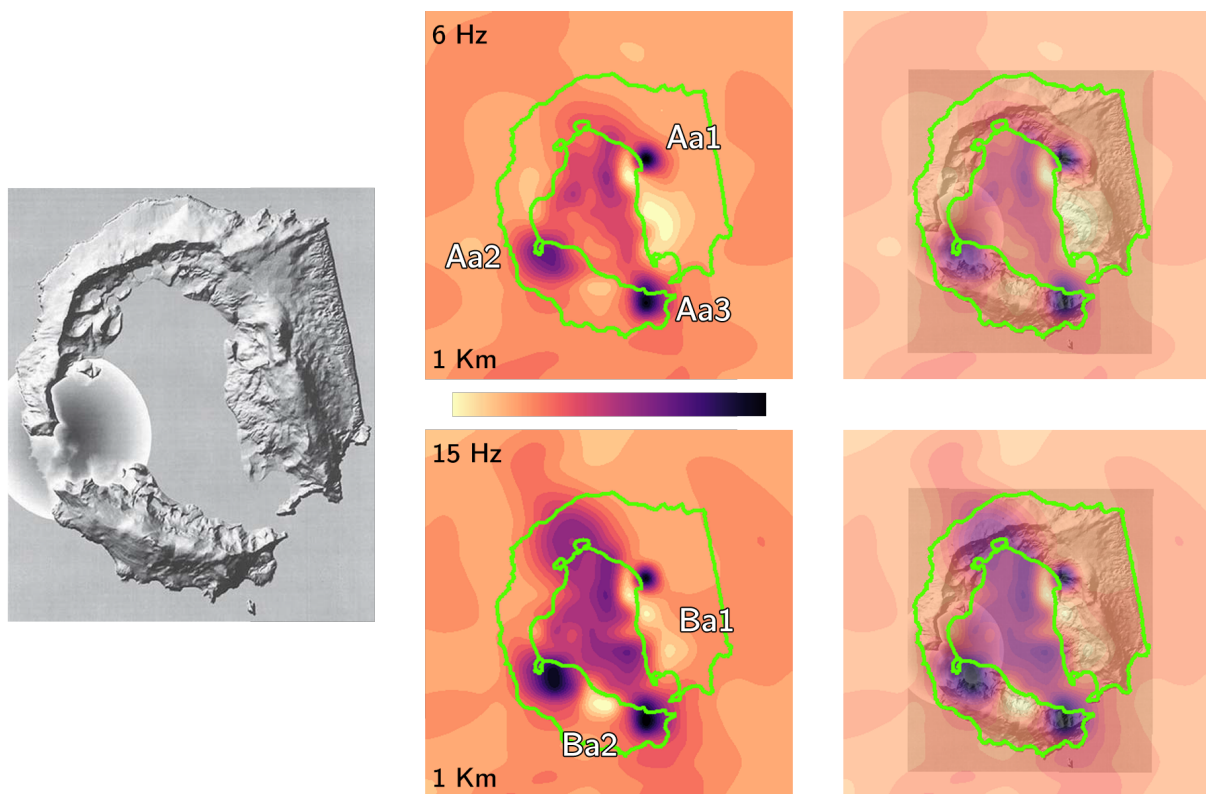


Figura 7.16: Comparación entre los resultados a 1 km de resolución y el mapa del riesgo natural en la isla Decepción presentado por Berrocoso et al. [2006b].

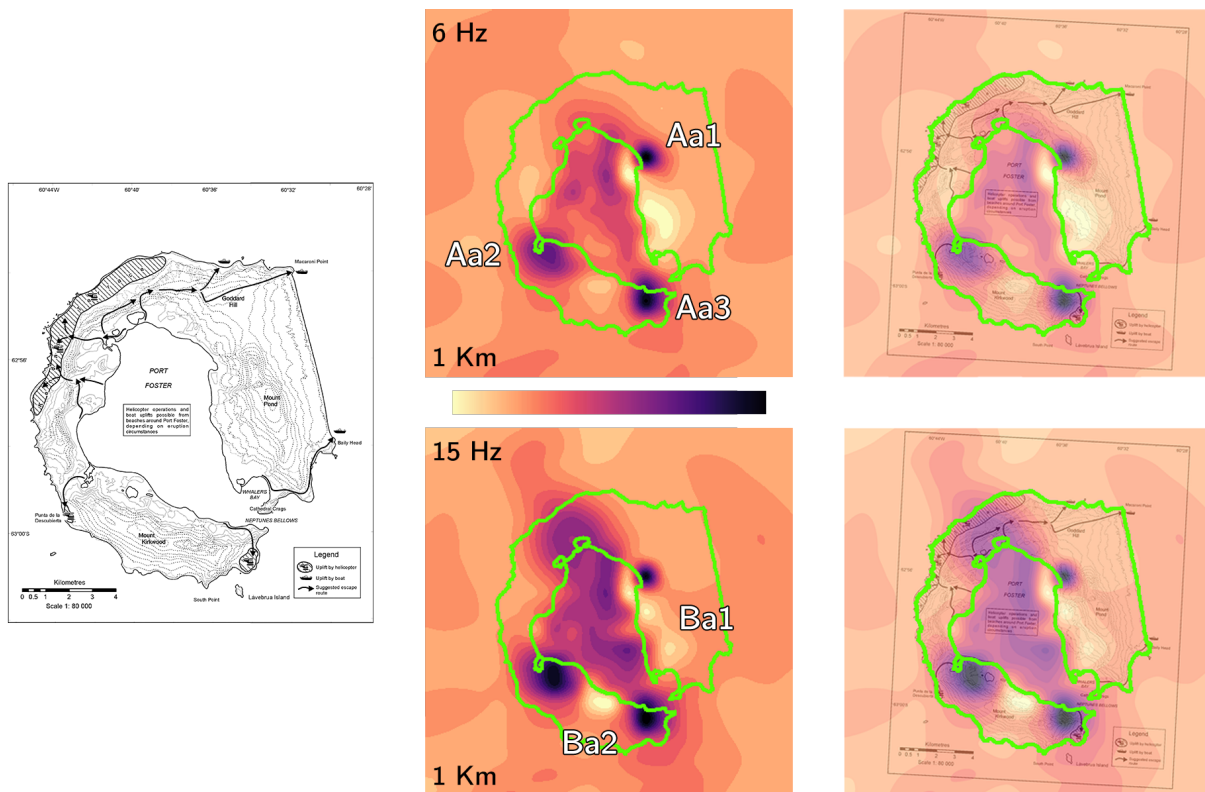


Figura 7.17: Comparación entre los resultados a 1 km de resolución y el mapa con las rutas de escape sugeridas en caso de crisis volcánicas presentado por Smellie [2002b].

Capítulo 8

Conclusiones

Los resultados obtenidos en este trabajo de tesis doctoral han puesto en evidencia por lo menos tres áreas que, luego una comparación con estudios previos, podrían interpretarse como potenciales zonas de reservorio y/o ascenso magmático y consecuentes erupciones. Estas zonas se ubican en las cercanías de Pendulum Cove, Fumarole Bay y Entrance Point. De estas tres, las primeras dos coinciden respectivamente con uno de los centros eruptivos del año 1969 y con una zona caracterizada por fuerte actividad fumarólica. Si bien la tercera, en la parte sur de la isla, no tiene evidencias claras con actividades previas, es la que se debería investigar más o tener bajo monitoreo siendo esta zona la más cercana de la zona de evacuación sugerida por previos estudios de riesgo volcánico. A estas zona puntuales se suma una anomalía de alta atenuación que se extiende por toda la bahía con una orientación NNO-SSE cuya terminación norte se ubica en la zona de Telefon Bay: también esta zona fue escenario de las erupciones de los años 1967 y 1970. En más, analizando dicha anomalía general a distintas frecuencias y resolución espaciales, se nota que su orientación varía hacia el NE-SO, coincidente con los patrones tectónicos regionales.

Por otro lado, los resultados evidencian también dos zonas de anomalías de baja atenuación, que se ubican en las zonas de Mount Pond y Mount Kirkwood y cuya interpretación es la de cuerpos magmáticos enfriados. Dicha interpretación está respaldada por las evidencias geográfica de estas zonas; de hecho, estos lugares están caracterizados por una capa de hielo permanente. Aparte de tener una buena correlación con estudios previos desde el punto de vista volcanológico, desde las comparaciones con estudios previos se vio que:

- tectonicamente: los patrones generales de alta atenuación, a distintas frecuencias y resoluciones espaciales, se relacionan con los principales ejes tectónicos NNO-SSE y NE-SO,

confirmando también las hipótesis bajo la formación de la isla y su evolución geodinámica.

- Geoquímicamente: las áreas de alta atenuación puntuales coinciden con los campos fumarólicos donde, luego crisis sísmicas, se manifiestan emisiones anómalas de gases. Mientras que las áreas de alta atenuación generales están relacionadas, a distintas frecuencias y resoluciones espaciales, con los patrones del manganeso y arsénico.
- Geofísicamente: las anomalías de alta atenuación puntuales corresponden a aquellas áreas afectadas por deformaciones, valores mínimos en las anomalías magnéticas y gravimétricas o que tienen baja velocidad de las ondas sísmicas; mientras que las anomalías de baja atenuación coinciden con las zonas que tienen valores positivos de anomalías magnéticas.

Estos resultados evidencian que el método utilizado, considerado como un conjunto entre los análisis estadísticos, tomográficos y de información geográfica, aportan nuevas informaciones a una resolución mayor al estudio del sistema volcánico de la isla Decepción.

8.1. Trabajos futuros

Los trabajos futuros que se sugieren se pueden dividir en dos categorías: relativos a la isla y relacionados al método.

Respecto a la isla Decepción, uno de los análisis que pueden aportar nuevas informaciones es un estudio temporal del factor de calidad de coda. Es decir, averiguar si las distintas posiciones de la fuente de disparo pueden aportar nuevas informaciones respecto a los procesos de atenuación que ocurren en el medio que caracteriza al volcán. Otro estudio que se sugiere es un nuevo mapa de riesgo volcánico que tenga en consideración las anomalías puntuales de alta atenuación obtenidas.

En referencia al método, como el experimento TOMO-DEC, del cual se han utilizado los datos en este trabajo, se han llevado a cabo otros experimentos similares como el TOM-TEIDEVS, para el volcán Teide y TOMO-ETNA dentro del proyecto europeo MEDSUV (Mediterranean SUPersite Volcanoes), por el volcán Etna, su entorno y las Islas Eolias. Los datos proporcionados por dichos experimentos son parecidos, por tipo y cantidad, a la base de datos utilizada en este trabajo; por esa razón, uno de los trabajos futuros sugeridos es el análisis de dichos dataset utilizando el método aplicado en esta tesis.

Para terminar, es necesario subrayar que bien el método, como el conjunto de la estimación del factor de calidad de coda Q_c utilizando los kernel espaciales con los análisis en un ambiente GIS, o el análisis estadístico de calidad del dataset, podrán aportar nuevas perspectivas respecto a las informaciones que tenemos hoy en día en los volcanes activos.

Apéndice A

Tabla y mapa de topónimos utilizados en el texto

La isla Decepción estuvo estudiada por diferentes países, por esta razón los nombres relativos a las localidades son distintos en función de los idiomas. A seguir se proporciona una tabla de la toponimia utilizada con su respectiva traducción (Tab. A.1). En detalle, en la primera columna se indica la toponimia en inglés, en la segunda aquella en español, mientras que la tercera corresponden a la toponimia del Instituto Antártico Argentino. A la tabla le sigue un mapa simple con la ubicación de dichas localidades (Fig. A.1).

Gran Bretaña	España	Argentina
Collins Point	Punta Fontana	
Crimson Hill	Morro Varela	
Entrance Point	Punta Entrada	
Fumarole Bay	Bahía Primero de Mayo	
Goddard Hill	Monte Bynon	
Kroner Lake	Laguna Verde	
Mount Kirkwood	Monte David	Monte Goyena
Mount Pond	Monte Pond	Monte Campbell
Neptune Bellows	Fuelles de Neptuno	
Pendulum Cove	Caleta Pendulo	
Port Foster	Puerto Foster	
South East Point	Punta Sureste	
Stanley Patch	Banco Stacy	
Stonethrow Ridge	Monte Beazley	
Telefon Bay	Bahía Telefon	
Whalers Bay	Caleta Balleneros	

Tabla A.1: Lista de topónimos geográficos mencionados en el texto y sus equivalentes en distintos países.

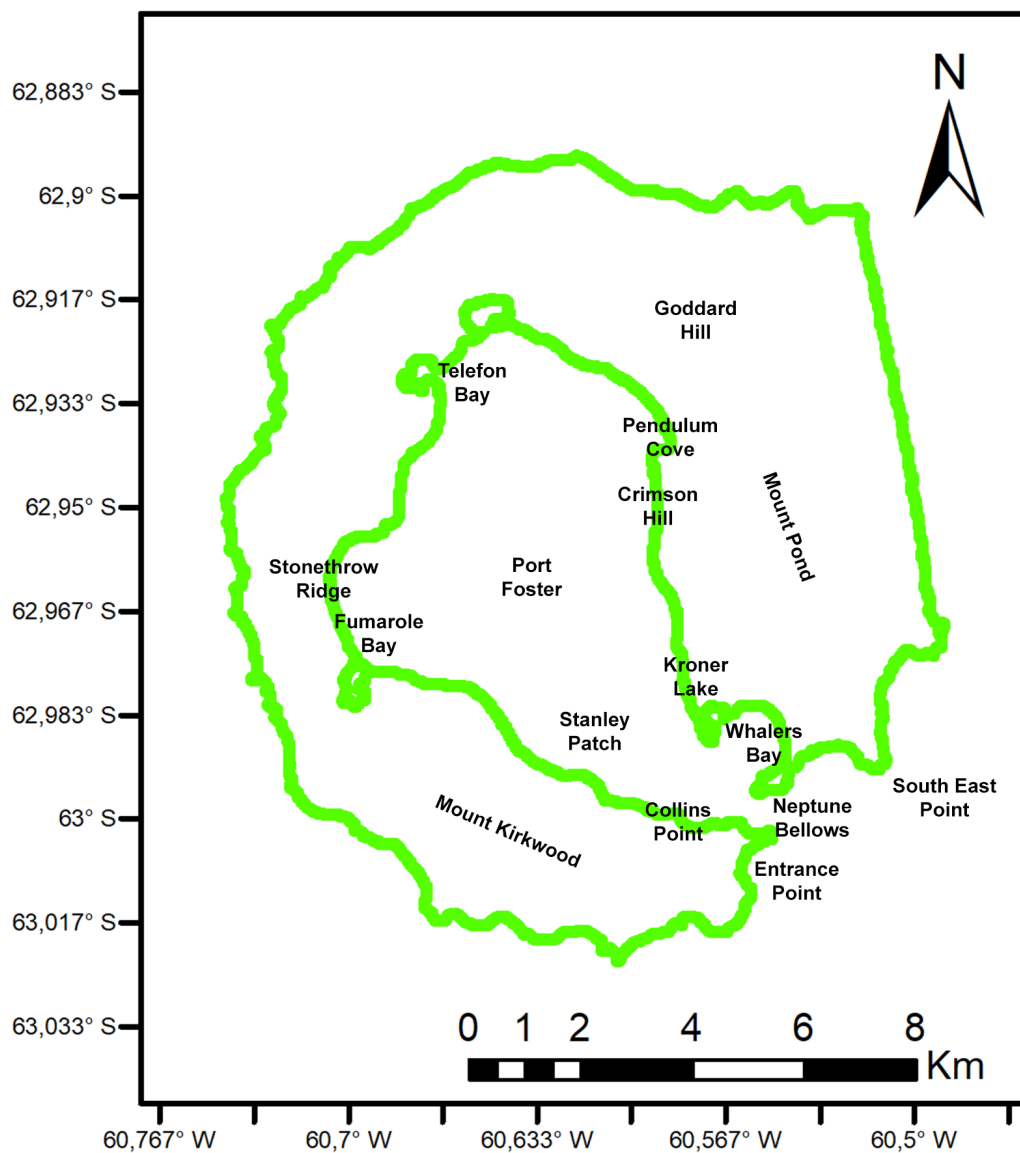


Figura A.1: Mapa de topónimos mencionados en el texto.

Apéndice B

Informaciones adicionales

- Los mapas de distribución de los valores Q_c utilizan una escala de colores que pertenece al grupo de paletas utilizadas por la visualización científica [Kulesza et al., 2017]. En particular la paleta “magma”¹ utilizada, además de tener un nombre muy pertinente a este trabajo, fue elegida porque permite la identificación de los distintos colores sin dificultades también por aquellas personas afectas por daltonismo.
- El uso de las comillas en esa tesis sigue las indicaciones² de la RAE: *[...] En textos impresos en letra redonda es más frecuente y recomendable reproducir los extranjerismos crudos en letra cursiva que escribirlos entrecomillados.*
- Para el uso de paréntesis se utilizan las reglas sintácticas utilizadas en el software Wolfram-Mathematica: los corchetes indican el argumento de una función; las llaves indican los elementos de una matriz; los paréntesis indican una agrupación algebraica.

¹<https://cran.r-project.org/web/packages/viridis/vignettes/intro-to-viridis.html>

²<http://lema.rae.es/dpd/srv/search?id=SSTAZ5sDyD6h59vijX>

Bibliografía

- Aki, K. (1969). Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *Journal of geophysical research*, 74(2):615–631.
- Aki, K. (1980). Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 21(1):50–60.
- Aki, K. and Chouet, B. (1975). Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects. *Journal of geophysical research*, 80(23):3322–3342.
- Aki, K. and Lee, W. (1976). Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first p arrival times from local earthquakes: 1. a homogeneous initial model. *Journal of Geophysical research*, 81(23):4381–4399.
- Alguacil, G., Almendros, J. C., Del Pezzo, E., Garcia, A., Ibañez, J. M., La Rocca, M., Morales, J., and Ortiz, R. (1999). Observations of volcanic earthquakes and tremor at Deception Island-Antarctica. *Annals of Geophysics*, 42(3).
- Almendros, J., Carmona, E., Jiménez, V., Díaz-Moreno, A., and Lorenzo, F. (2018). Volcano-Tectonic Activity at Deception Island Volcano Following a Seismic Swarm in the Bransfield Rift (2014–2015). *Geophysical Research Letters*, 45(10):4788–4798.
- Almendros, J., Ibañez, J., Alguacil, G., Del Pezzo, E., and Ortiz, R. (1997). Array tracking of the volcanic tremor source at Deception Island, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 24(23):3069–3072.
- Almendros, J., Ibañez, J. M., Alguacil, G., and Del Pezzo, E. (1999). Array analysis using circular-wave-front geometry: an application to locate the nearby seismo-volcanic source. *Geophysical Journal International*, 136(1):159–170.

- Antoniades, D., Giralt Romeu, S., Geyer Traver, A., Álvarez Valero, A. M., Pla Rabes, S., Granados, I., Liu, E. J., Toro Velasco, M., Smellie, J. L., and Oliva Franganillo, M. (2018). The timing and widespread effects of the Holocene Deception Island caldera collapse. *Scientific Reports*, 2018, vol. 8, num. 17279.
- Aristarain, A. J. and Delmas, R. J. (1998). Ice record of a large eruption of Deception Island Volcano (Antarctica) in the XVIIth century. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 80(1-2):17–25.
- Ashcroft, W. A. (1972). *Crustal structure of the South Shetland Islands and Bransfield strait*, volume 66. British Antarctic Survey.
- Aster, R. C., Borchers, B., and Thurber, C. H. (2018). *Parameter estimation and inverse problems*. Elsevier.
- Bai, C.-y. and Greenhalgh, S. (2005). 3d multi-step travel time tomography: Imaging the local, deep velocity structure of rabaul volcano, papua new guinea. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 151(3-4):259–275.
- Baker, P., Davies, T., and Roobol, M. (1969). Volcanic activity at Deception Island in 1967 and 1969. *Nature*, 224(5219):553–560.
- Baker, P., McReath, I., Harvey, M., Roobol, M., and Davies, T. (1975). *The geology of the South Shetland Islands: V. Volcanic evolution of Deception Island*, volume 78. British Antarctic Survey.
- Baraldo, A., Rapalini, A. E., Böhnell, H., and Mena, M. (2003). Paleomagnetic study of Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Geophysical Journal International*, 153(2):333–343.
- Baraldo, A. and Rinaldi, C. (2000). Stratigraphy and structure of Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(8):785–796.
- Barclay, A., Wilcock, W., and Ibáñez, J. (2009). Bathymetric constraints on the tectonic and volcanic evolution of Deception Island Volcano, South Shetland Islands. *Antarctic Science*, 21(2):153–167.

- Barker, D. H. and Austin Jr, J. A. (1998). Rift propagation, detachment faulting, and associated magmatism in Bransfield Strait, Antarctic Peninsula. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B10):24017–24043.
- Barker, P. (1982). The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest–trench interactions. *Journal of the Geological Society*, 139(6):787–801.
- Barker, P. F., Dalziel, I. y., and Storey, B. (1991). Tectonic development of the Scotia Arc region. In *The geology of Antarctica*, pages 215–248.
- Bartolini, S., Geyer, A., Martí, J., Pedrazzi, D., and Aguirre-Díaz, G. (2014). Volcanic hazard on Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 285:150–168.
- Ben-Zvi, T., Wilcock, W. S., Barclay, A. H., Zandomenighi, D., Ibáñez, 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(1):67–80.
- Benítez, C., Ramirez, J., Segura, J. C., Rubio, A., Ibanez, J. M., Almendros, J., and García-Yeguas, A. (2006). Continuous HMM-based volcano monitoring at Deception Island, Antarctica. In *2006 IEEE International Conference on Acoustics Speech and Signal Processing Proceedings*, volume 5, pages V–V. IEEE.
- Benítez, M. C., Ramírez, J., Segura, J. C., Ibanez, J. M., Almendros, J., García-Yeguas, A., and Cortes, G. (2007). Continuous HMM-based seismic-event classification at Deception Island, Antarctica. *IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing*, 45(1):138–146.
- Berrocoso, M., Fernández-Ros, A., Ramírez, M., Salamanca, J., Torrecillas, C., Pérez-Peña, A., Páez, R., García-García, A., Jiménez-Teja, Y., García-García, F., et al. (2008). Geodetic research on Deception Island and its environment (South Shetland Islands, Bransfield Sea and Antarctic Peninsula) during Spanish Antarctic campaigns (1987–2007). In *Geodetic and Geophysical Observations in Antarctica*, pages 97–124. Springer.
- Berrocoso, M., Fernández-Ros, A., Torrecillas, C., de Salamanca, J. M. E., Ramírez, M. E.,

- Pérez-Peña, A., González, M. J., Páez, R., Jiménez, Y., García-García, A., et al. (2006a). Geodetic Research on Deception Island. In *Antarctica*, pages 391–396. Springer.
- Berrocoso, M., García-García, A., Martín-Dávila, J., Catalán-Morollón, M., Astiz, M., Ramírez, M. E., Torrecillas, C., and de Salamanca, J. M. E. (2006b). Geodynamical Studies on Deception Island: DECVOL and GEODEC Projects. In *Antarctica*, pages 283–287. Springer.
- Berrocoso, M., Prates, G., Fernández-Ros, A., and García, A. (2012). Normal vector analysis from GNSS—GPS data applied to Deception volcano surface deformation. *Geophysical Journal International*, 190(3):1562–1570.
- Berrocoso, M., Prates, G., Fernández-Ros, A., Peci, L., de Gil, A., Rosado, B., Páez, R., and Jigena, B. (2018). Caldera unrest detected with seawater temperature anomalies at Deception Island, Antarctic Peninsula. *Bulletin of Volcanology*, 80(4):41.
- Biass, S., Frischknecht, C., and Bonadonna, C. (2012). A fast GIS-based risk assessment for tephra fallout: the example of Cotopaxi volcano, Ecuador-Part II: vulnerability and risk assessment. *Natural hazards*, 64(1):615–639.
- Birkenmajer, K. (1992). Volcanic succession at Deception Island, West Antarctica: a revised lithostratigraphic standard. *Studia Geologica Polonica*, 101:27–82.
- Birkenmajer, K. (1995). Some young volcanic features at Whalers Bay, Deception Island volcano, South Shetland Islands (West Antarctica). *Oceanographic Literature Review*, 12(42):1085–1086.
- Borleanu, F., De Siena, L., Thomas, C., Popa, M., and Radulian, M. (2017). Seismic scattering and absorption mapping from intermediate-depth earthquakes reveals complex tectonic interactions acting in the Vrancea region and surroundings (Romania). *Tectonophysics*, 706:129–142.
- Burrough, P. A. (1986). Principles of Geographical Information Systems. *Information Systems for Land Resource Assessment*. Clarendon Press, Oxford.
- Calvet, M. and Margerin, L. (2013). Lapse-time dependence of coda Q: Anisotropic multiple-scattering models and application to the Pyrenees. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(3):1993–2010.

- Carmona, E., Almendros, J., Martín, R., Cortés, G., Alguacil de la Blanca, G., Moreno, J., Benito Martín, J., Martos, A., Serrano, I., Stich, D., et al. (2014). Advances in seismic monitoring at Deception Island volcano (Antarctica) since the International Polar Year.
- Carmona, E., Almendros, J., Peña, J., and Ibáñez, J. (2010). Characterization of fracture systems using precise array locations of earthquake multiplets: An example at Deception Island volcano, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B6).
- Carmona, E., Almendros, J., Serrano, I., Stich, D., and Ibáñez, J. M. (2012). Results of seismic monitoring surveys of Deception Island volcano, Antarctica, from 1999–2011. *Antarctic Science*, 24(5):485–499.
- Caselli, A., Badi, G., Bonatto, A., Bengoa, C., Agosto, M., Bidone, A., and Ibáñez, J. (2007). Actividad sísmica y composición química fumarólica anómala debido a posible efecto sello en el sistema volcánico, Isla Decepción (Antártida). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(4):545–552.
- Caselli, A., Dos Santos Afonso, M., Risso, C., García, A., and Ortiz, R. (2002). Geochemical characterization of the volcanic gases at Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(1):69–79.
- Catalán, M., Agudo, L., and Muñoz, A. (2006). Geomagnetic secular variation of Bransfield Strait (Western Antarctica) from analysis of marine crossover data. *Geophysical Journal International*, 165(1):73–86.
- Catalán, M., Martos, Y. M., Galindo-Zaldívar, J., and Funaki, M. (2014). Monitoring the evolution of Deception Island volcano from magnetic anomaly data (South Shetland Islands, Antarctica). *Global and Planetary Change*, 123:199–212.
- Chapman, C. and Drummond, R. (1982). Body-wave seismograms in inhomogeneous media using Maslov asymptotic theory. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6B):S277–S317.
- Chouet, B. (1979). Sources of seismic events in the cooling lava lake of Kilauea Iki, Hawaii. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5):2315–2330.
- Chouet, B. (2003). Volcano seismology. *Pure and applied geophysics*, 160(3-4):739–788.

- Chouet, B. A. (1996). Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature*, 380(6572):309–316.
- Christeson, G. L., Barker, D. H., Austin Jr, J. A., and Dalziel, I. W. (2003). Deep crustal structure of Bransfield Strait: Initiation of a back arc basin by rift reactivation and propagation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B10).
- Clapperton, C. M. (1969). *The volcanic eruption at Deception island, December 1967*.
- Cooper, A., Smellie, J., and Maylin, J. (1998). Evidence for shallowing and uplift from bathymetric records of Deception Island, Antarctica. *Antarctic Science*, 10(4):455–461.
- Correig, A. M., Urquizu, M., Vila, J., and Marti, J. (1997). Analysis of the temporal occurrence of seismicity at Deception Island (Antarctica). A nonlinear approach. *pure and applied geophysics*, 149(3):553–574.
- Dainty, A. M. and Toksöz, M. N. (1981). Seismic codas on the Earth and the Moon: A comparison. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 26(4):250–260.
- De Gori, P., Chiarabba, C., and Patanè, D. (2005). Qp structure of Mount Etna: Constraints for the physics of the plumbing system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B5).
- De Rosa, R., Mazzuoli, R., Omarini, R., Ventura, G., and Viramonte, J. (1995). A volcanological model for the historical eruptions at Deception Island (Bransfield Strait, Antarctica). *Terra Antarctica*, 2(2):95–101.
- De Siena, L., Amoruso, A., Pezzo, E. D., Wakeford, Z., Castellano, M., and Crescentini, L. (2017). Space-weighted seismic attenuation mapping of the aseismic source of Campi Flegrei 1983–1984 unrest. *Geophysical Research Letters*, 44(4):1740–1748.
- De Siena, L., Calvet, M., Watson, K. J., Jonkers, A., and Thomas, C. (2016). Seismic scattering and absorption mapping of debris flows, feeding paths, and tectonic units at Mount St. Helens volcano. *Earth and Planetary Science Letters*, 442:21–31.
- De Siena, L., Del Pezzo, E., and Bianco, F. (2010). Seismic attenuation imaging of Campi Flegrei: Evidence of gas reservoirs, hydrothermal basins, and feeding systems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B9).

- De Siena, L., Del Pezzo, E., Bianco, F., and Tramelli, A. (2009). Multiple resolution seismic attenuation imaging at Mt. Vesuvius. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 173(1-2):17–32.
- Del Pezzo, E. (2008). Seismic wave scattering in volcanoes. *Advances in geophysics*, 50:353–371.
- Del Pezzo, E., Bianco, F., De Siena, L., and Zollo, A. (2006). Small scale shallow attenuation structure at Mt. Vesuvius, Italy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 157(3-4):257–268.
- Del Pezzo, E., De La Torre, A., Bianco, F., Ibanez, J., Gabrielli, S., and De Siena, L. (2018). Numerically calculated 3D space-weighting functions to image crustal volcanic structures using diffuse coda waves. *Geosciences*, 8(5):175.
- Del Pezzo, E., Ibanez, J., Prudencio, J., Bianco, F., and De Siena, L. (2016). Absorption and scattering 2-D volcano images from numerically calculated space-weighting functions. *Geophysical Journal International*, 206(2):742–756.
- Dietrich, R., Dach, R., Engelhardt, G., Ihde, J., Korth, W., Kutterer, H.-J., Lindner, K., Mayer, M., Menge, F., Miller, H., et al. (2001). ITRF coordinates and plate velocities from repeated GPS campaigns in Antarctica—an analysis based on different individual solutions. *Journal of Geodesy*, 74(11-12):756–766.
- Eberhart-Phillips, D., Reyners, M., Chadwick, M., and Chiu, J.-M. (2005). Crustal heterogeneity and subduction processes: 3-d vp, vp/vs and q in the southern north island, new zealand. *Geophysical Journal International*, 162(1):270–288.
- Felpeo, A., Martí, J., and Ortiz, R. (2007). Automatic GIS-based system for volcanic hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 166(2):106–116.
- Fernández-Ibáñez, F., Pérez-López, R., Martínez-Díaz, J. J., Paredes, C., Giner-Robles, J. L., Caselli, A. T., and Ibanez, J. M. (2005). Costa Recta beach, Deception Island, West Antarctica: a retreated scarp of a submarine fault? *Antarctic Science*, 17(3):418–426.
- Ferreira, P., Calvo, R., Santos, R., Mao de Ferro, A., Canario, J., and Mota, A. (2014). Island arc-magmatism fingerprint in the geochemistry of tephra from Deception Island, Antarctica. *Comunicações Geológicas*, 101:99–104.

- Funaki, M., Higashino, S.-I., Sakanaka, S., Iwata, N., Nakamura, N., Hirasawa, N., Obara, N., and Kuwabara, M. (2014). Small unmanned aerial vehicles for aeromagnetic surveys and their flights in the South Shetland Islands, Antarctica. *Polar Science*, 8(4):342–356.
- García, A., Blanco, I., Torta, J. M., Astiz, M. M., Ibáñez, J. M., Ortiz, R., et al. (1997). A search for the volcanomagnetic signal at Deception volcano (South Shetland I., Antarctica).
- García-Yeguas, A., Almendros, J., Abella, R., and Ibáñez, J. (2011). Quantitative analysis of seismic wave propagation anomalies in azimuth and apparent slowness at Deception Island volcano (Antarctica) using seismic arrays. *Geophysical Journal International*, 184(2):801–815.
- Garrett, S. (1990). Interpretation of reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys of the Antarctic Peninsula. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B5):6759–6777.
- Geyer, A., Álvarez-Valero, A. M., Gisbert, G., Aulinas, M., Hernández-Barreña, D., Lobo, A., and Martí, J. (2019). Deciphering the evolution of Deception Island's magmatic system. *Scientific reports*, 9(1):1–14.
- González-Casado, J., López-Martínez, J., Gimer, J., Durán, J., and Gumiel, P. (1999). Análisis de la microfracturación en la Isla Decepción, Antártida. *Geogaceta*, 26(7):27–30.
- González-Casado, J. M., Robles, J. L. G., and López-Martínez, J. (2000). Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: not a normal backarc basin. *Geology*, 28(11):1043–1046.
- González-Ferrán, O. (1985). Volcanic and tectonic evolution of the northern Antarctic Peninsula—Late Cenozoic to Recent. *Tectonophysics*, 114(1-4):389–409.
- González-Ferrán, O. (1991). The Bransfield rift and its active volcanism. In *International symposium on Antarctic earth sciences*. 5, pages 505–509.
- González-Ferrán, O. (1993). Recent Dynamic Activity of the Bransfield Rift: Potential Zone of High Natural Hazard in Antarctica. In *Recent Geodetic and Gravimetric Research in Latin America*, pages 157–175. Springer.
- González-Ferrán, O. et al. (1995). *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar.
- Gonzalez-Ferran, O. and Katsui, Y. (1970). Estudio integral del volcanismo cenozoico superior de las Islas Shetland del Sur, Antártica.

- Goodchild, M. F. (2010). Twenty years of progress: GIScience in 2010. *Journal of spatial information science*, 2010(1):3–20.
- Goyanes, G., Vieira, G., Caselli, A., Cardoso, M., Marmy, A., Santos, F., Bernardo, I., and Hauck, C. (2014). Local influences of geothermal anomalies on permafrost distribution in an active volcanic island (Deception Island, Antarctica). *Geomorphology*, 225:57–68.
- Gràcia, E., Canals, M., Farràn, M. L., Prieto, M. J., Sorribas, J., and Team, G. (1996). Morphostructure and evolution of the central and eastern Bransfield basins (NW Antarctic Peninsula). *Marine Geophysical Researches*, 18(2-4):429–448.
- Grad, M., Guterch, A., and Środa, P. (1992). Upper crustal structure of Deception Island area, Bransfield Strait, West Antarctica. *Antarctic Science*, 4(4):469–476.
- Guardo, R. and De Siena, L. (2017). Integrating ambient noise with GIS for a new perspective on volcano imaging and monitoring: The case study of Mt. Etna. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 347:397–407.
- Guidarelli, M. and Panza, G. (2006). Determination of the seismic moment tensor for local events in the South Shetland Islands and Bransfield Strait. *Geophysical Journal International*, 167(2):684–692.
- Gusev, A. and Abubakirov, I. (1987). Monte-Carlo simulation of record envelope of a near earthquake. *Physics of the earth and planetary interiors*, 49(1-2):30–36.
- Gusev, A. A. and Abubakirov, I. R. (1996). Simulated envelopes of non-isotropically scattered body waves as compared to observed ones: another manifestation of fractal heterogeneity. *Geophysical Journal International*, 127(1):49–60.
- Guterch, A., Grad, M., Janik, T., Perchuć, E., and Pajchel, J. (1985). Seismic studies of the crustal structure in West Antarctica 1979–1980—preliminary results. *Tectonophysics*, 114(1-4):411–429.
- Hansen, P. C. (1992). Analysis of discrete ill-posed problems by means of the L-curve. *SIAM review*, 34(4):561–580.
- Hansen, P. C. (2005). *Rank-deficient and discrete ill-posed problems: numerical aspects of linear inversion*, volume 4. Siam.

- Hansen, S., Thurber, C., Mandernach, M., Haslinger, F., and Doran, C. (2004). Seismic velocity and attenuation structure of the east rift zone and south flank of kilauea volcano, hawaii. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(4):1430–1440.
- Havskov, J., Peña, J. A., Ibáñez, J. M., Ottemöller, L., and Martinez-Arévalo, C. (2003). Magnitude scales for very local earthquakes. Application for Deception Island Volcano (Antarctica). *Journal of volcanology and geothermal research*, 128(1-3):115–133.
- Hawkes, D. (1961). *The geology of the South Shetland Islands: II. The geology and petrology of Deception Island*, volume 27. HMSO.
- Henriet, J., Meissner, R., Miller, H., and Team, T. G. (1992). Active margin processes along the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics*, 201(3-4):229–253.
- Holtedahl, O. (1929). *On the Geology and Physiography of Some Antarctic and Sub-Antarctic Islands: With Notes on the Character and Origin of Fjords and Strandflats of Some Northern Lands. Utgitt for Fridtjof Nansens Fond*, volume 3. I kommisjon hos Jacob Dybwad.
- Hoshiya, M. (1991). Simulation of multiple-scattered coda wave excitation based on the energy conservation law. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 67(1-2):123–136.
- Ibáñez, J., Morales, J., Alguacil, G., Almendros, J., and Del Pezzo, E. (1997). Intermediate-focus earthquakes under South Shetland Islands (Antarctica). *Geophysical research letters*, 24(5):531–534.
- Ibáñez, J. M., Almendros, J., Carmona, E., Martinez-Arévalo, C., and Abril, M. (2003). The recent seismo-volcanic activity at Deception Island volcano. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 50(10-11):1611–1629.
- Ibáñez, J. M., Díaz-Moreno, A., Prudencio, J., Zandomenighi, D., Wilcock, W., Barclay, A., Almendros, J., Benítez, C., García-Yeguas, A., and Alguacil, G. (2017). Database of multi-parametric geophysical data from the TOMO-DEC experiment on Deception Island, Antarctica. *Scientific data*, 4:170128.
- Ibáñez, J. M., Pezzo, E. D., Almendros, J., La Rocca, M., Alguacil, G., Ortiz, R., and García, A. (2000). Seismovolcanic signals at Deception Island volcano, Antarctica: Wave field analysis and source modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B6):13905–13931.

- Jabour, J. and Carlsen, J. (2008). International Association of Antarctica Tour Operators (IAATO).
- Jin, Y. K., Larter, R. D., Kim, Y., Nam, S. H., and Kim, K. J. (2002). Post-subduction margin structures along Boyd Strait, Antarctic Peninsula. *Tectonophysics*, 346(3-4):187–200.
- Kauahikaua, J., Margriter, S., Lockwood, J., and Trusdell, F. (1995). Applications of GIS to the estimation of lava flow hazards on Mauna Loa Volcano, Hawai'i. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 92:315–325.
- 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: Solid Earth*, 107(B8):ECV–4.
- Klinkhammer, G., Chin, C., Keller, R., Dählmann, A., Sahling, H., Sarthou, G., Petersen, S., Smith, F., and Wilson, C. (2001). Discovery of new hydrothermal vent sites in Bransfield Strait, Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(3-4):395–407.
- Koulakov, I. and Shapiro, N. (2015). Seismic tomography of volcanoes. *Encyclopedia of Earthquake Engineering, Springer, Dordrecht*, pages 3117–3134.
- Kraus, S., Kurbatov, A., and Yates, M. (2013). Geochemical signatures of tephras from Quaternary Antarctic Peninsula volcanoes. *Andean geology*, 40:1 – 40.
- Kulesza, J., Spencer, J., and Sood, A. (2017). White Paper Standardization of Color Palettes for Scientific Visualization.
- Kusakabe, M., Nagao, K., Ohba, T., Seo, J. H., Park, S.-H., Lee, J. I., and Park, B.-K. (2009). Noble gas and stable isotope geochemistry of thermal fluids from Deception Island, Antarctica. *Antarctic Science*, 21(3):255–267.
- Lawver, L. A., Keller, R. A., Fisk, M. R., and Strelin, J. A. (1995). Bransfield Strait, Antarctic Peninsula active extension behind a dead arc. In *Backarc Basins*, pages 315–342. Springer.
- Lawver, L. A., Sloan, B. J., Barker, D. H., 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 multibeam bathymetry. *GSA Today*, 6(11):1–6.

- Lopes, F. C., Caselli, A., Machado, A., and Barata, M. (2015). The development of the Deception Island volcano caldera under control of the Bransfield Basin sinistral strike-slip tectonic regime (NW Antarctica). *Geological Society, London, Special Publications*, 401(1):173–184.
- López-Martínez, J. and Serrano, E. (2002). Geomorphology of Deception Island. *López-Martínez, J., Smellie, JL, Thomson, JW y Thomson, MRA Geology and Geomorphology of Deception Island. Cambridge: British Antarctic Survey*, pages 31–39.
- Luzón, F., Almendros, J., and García-Jerez, A. (2011). Shallow structure of Deception Island, Antarctica, from correlations of ambient seismic noise on a set of dense seismic arrays. *Geophysical Journal International*, 185(2):737–748.
- Maestro, A., Somoza, L., Rey, J., Martínez-Frías, J., and López-Martínez, J. (2007). Active tectonics, fault patterns, and stress field of Deception Island: a response to oblique convergence between the Pacific and Antarctic plates. *Journal of South American Earth Sciences*, 23(2-3):256–268.
- Maldonado, A., Larter, R., and Aldaya, F. (1994). Forearc tectonic evolution of the South Shetland margin, Antarctic Peninsula. *Tectonics*, 13(6):1345–1370.
- 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.
- Martí, J., Vila, J., and Rey, J. (1996). Deception Island (Bransfield Strait, Antarctica): an example of a volcanic caldera developed by extensional tectonics. *Geological Society, London, Special Publications*, 110(1):253–265.
- Martínez-Arévalo, C., Bianco, F., Ibáñez, J. M., and Del Pezzo, E. (2003). Shallow seismic attenuation and shear-wave splitting in the short period range of Deception Island volcano (Antarctica). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 128(1-3):89–113.
- Martínez-Arévalo, C., Patanè, D., Rietbrock, A., and Ibáñez, J. M. (2005). The intrusive process leading to the Mt. Etna 2001 flank eruption: Constraints from 3-D attenuation tomography. *Geophysical research letters*, 32(21).

- Matsumoto, S., Uehira, K., Watanabe, A., Goto, K., Iio, Y., Hirata, N., Okada, T., Takahashi, H., Shimizu, H., Shinohara, M., et al. (2009). High resolution Q-1 estimation based on extension of coda normalization method and its application to P-wave attenuation structure in the aftershock area of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture Earthquake (M 7.0). *Geophysical Journal International*, 179(2):1039–1054.
- Mayor, J., Calvet, M., Margerin, L., Vanderhaeghe, O., and Traversa, P. (2016). Crustal structure of the Alps as seen by attenuation tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 439:71–80.
- Moreton, S. and Smellie, J. (1998). Identification and correlation of distal tephra layers in deep-sea sediment cores, Scotia Sea, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 27:285–289.
- 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(2):213–224.
- Muñoz-Salinas, E., Renschler, C., and Palacios, D. (2009). A GIS-based method to determine the volume of lahars: Popocatepetl volcano, Mexico. *Geomorphology*, 111(1-2):61–69.
- Nagihara, S. and Lawver, L. A. (1989). in the King George Basin, Bransfield Strait. *Antarctic Journal of the United States*, 24(5):123.
- Newhall, C. G. and Dzurisin, D. (1988). *Historical unrest at the large calderas of the world*, volume 2. Department of the Interior, US Geological Survey.
- Olsacher, J., Díaz, H., and Teruggi, M. E. (1956). *Contribución a la geología de la Antártida Occidental*. Number 2. Instituto Antártico Argentino.
- Orheim, O. (1972). *Volcanic activity on Deception Island, South Shetland Islands*. Ohio State University, Institute of Polar Studies.
- Ortiz, R., Vila, J., García, A., Camacho, A., Diez, J., Aparicio, A., Soto, R., Viramonte, J., Risso, C., Menegatt, N., et al. (1992). Geophysical features of Deception Island.
- Padrón, E., Hernández, P. A., Carmona, E., Pérez, N. M., Melián, G., Sumino, H., Almendros, J., Kusakabe, M., Wakita, H., and Padilla, G. D. (2015). Geochemical evidence of different

- sources of long-period seismic events at Deception volcano, South Shetland Islands, Antarctica. *Antarctic Science*, 27(6):557–565.
- Pallàs, R., Smellie, J. L., Casas, J. M., and Calvet, J. (2001). Using tephrochronology to date temperate ice: correlation between ice tephtras on Livingston Island and eruptive units on Deception Island volcano (South Shetland Islands, Antarctica). *The Holocene*, 11(2):149–160.
- Paredes, C., Pérez-López, R., Giner-Robles, J., de la Vega, R., García-García, A., and Gumiel, P. (2006). Spatial distribution of morpholineaments and tectonic zoning in the Deception Island (South Shetland, Antarctica). *Geogaceta*, 37:75–78.
- Pareschi, M., Cavarra, L., Favalli, M., Giannini, F., and Meriggi, A. (2000). GIS and volcanic risk management. In *Natural hazards*, pages 361–379. Springer.
- Peci, L. M., Berrocoso, M., Fernández-Ros, A., García, A., Marrero, J. M., and Ortiz, R. (2014). Embedded ARM system for volcano monitoring in remote areas: application to the active volcano on Deception Island (Antarctica). *Sensors*, 14(1):672–690.
- Pedrazzi, D., Aguirre-Díaz, G., Bartolini, S., Martí, J., and Geyer, A. (2014). The 1970 eruption on Deception Island (Antarctica): eruptive dynamics and implications for volcanic hazards. *Journal of the Geological Society*, 171(6):765–778.
- Pedrazzi, D., Németh, K., Geyer, A., Álvarez-Valero, A. M., Aguirre-Díaz, G., and Bartolini, S. (2018). Historic hydrovolcanism at Deception Island (Antarctica): implications for eruption hazards. *Bulletin of Volcanology*, 80(1):11.
- Pedrera, A., Ruiz-Constán, A., Heredia, N., Galindo-Zaldívar, J., Bohoyo, F., Marín-Lechado, C., Ruano, P., and Somoza, L. (2012). 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. M. and Wiens, D. A. (1989). Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B6):7293–7320.
- Poli, P., Boaga, J., Molinari, I., Cascone, V., and Boschi, L. (2020). The 2020 coronavirus lockdown and seismic monitoring of anthropic activities in northern Italy. *Scientific Reports*, 10(1):1–8.

- Prates, G., Berrocoso, M., Fernández-Ros, A., and García, A. (2013). Enhancement of sub-daily positioning solutions for surface deformation monitoring at Deception volcano (South Shetland Islands, Antarctica). *Bulletin of volcanology*, 75(2):688.
- Prudencio, J. (2013). *From 2D to 3D attenuation tomography in volcanoes: the study of Tenerife (Canary Islands) and Deception Island (Antarctica)*. PhD thesis, Universidad de Granada.
- Prudencio, J., De Siena, L., Ibáñez, J., Del Pezzo, E., Garcia-Yeguas, A., and Diaz-Moreno, A. (2015). The 3D attenuation structure of deception Island (Antarctica). *Surveys in Geophysics*, 36(3):371–390.
- Prudencio, J., Ibáñez, J. M., García-Yeguas, A., Del Pezzo, E., and Posadas, A. M. (2013). Spatial distribution of intrinsic and scattering seismic attenuation in active volcanic islands—II: Deception Island images. *Geophysical Journal International*, 195(3):1957–1969.
- Pujades, L., Canas, J., Egozcue, J., Puigvi, M., Gallart, J., Lana, X., Pous, J., and Casas, A. (1990). Coda-Q distribution in the Iberian Peninsula. *Geophysical Journal International*, 100(2):285–301.
- Ramírez, M. E., Berrocoso, M., González, M. J., and Fernández, A. (2008). Crustal Deformation Models and Time-Frequency Analysis of GPS Data from Deception Island Volcano (South Shetland Islands, Antarctica). In *Nonlinear Time Series Analysis in the Geosciences*, pages 245–272. Springer.
- Ramírez-Rodríguez, M. (2007). *Modelización de la deformación superficial en áreas volcánicas mediante la teoría de wavelets, Aplicación al Volcán Decepción*. PhD thesis, PhD Thesis, Facultad de Ciencias, Universidad de Cádiz.
- Ramos, M., Vieira, G., de Pablo, M., Molina, A., Abramov, A., and Goyanes, G. (2017). Recent shallowing of the thaw depth at Crater Lake, Deception Island, Antarctica (2006–2014). *Catena*, 149:519–528.
- Rapicetta, S. and Zanon, V. (2009). GIS-based method for the environmental vulnerability assessment to volcanic ashfall at Etna Volcano. *GeoInformatica*, 13(3):267–276.
- Rautian, T. and Khalturin, V. (1978). The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(4):923–948.

- Rawlinson, N., Pozgay, S., and Fishwick, S. (2010). Seismic tomography: a window into deep Earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 178(3-4):101–135.
- Renschler, C. S. (2005). Scales and uncertainties in using models and GIS for volcano hazard prediction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139(1-2):73–87.
- Rey, J., Maestro, A., Somoza, L., and Smellie, J. (2002). Submarine morphology and seismic stratigraphy of Port Foster.
- Rey, J., Somoza, L., and Martínez-Frías, J. (1995). Tectonic, volcanic, and hydrothermal event sequence on Deception Island (Antarctica). *Geo-Marine Letters*, 15(1):1–8.
- Rey, J., Somoza, L., Martínez-Frías, J., Benito, R., and Martín-Alfageme, S. (1997). Deception Island (Antarctica): a new target for exploration of Fe-Mn mineralization? *Geological Society, London, Special Publications*, 119(1):239–251.
- Roach, P. (1978). Nature of back-arc extension in Bransfield strait. In *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, volume 53, pages 165–165. BLACKWELL SCIENCE LTD OSNEY MEAD, OXFORD, OXON, ENGLAND OX2 0EL.
- Robertson Maurice, S. D., Wiens, D. A., Shore, P. J., Vera, E., and Dorman, L. M. (2003). Seismicity and tectonics of the South Shetland Islands and Bransfield Strait from a regional broadband seismograph deployment. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B10).
- Roobol, M. (1982). The volcanic hazard at Deception Island, South Shetland Islands. *British Antarctic Survey Bulletin*, 51:237–245.
- Rosado, B., Fernández-Ros, A., Berrocoso, M., Prates, G., Gárate, J., de Gil, A., and Geyer, A. (2019). Volcano-tectonic dynamics of Deception Island (Antarctica): 27 years of GPS observations (1991–2018). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 381:57–82.
- Saccorotti, G., Almendros, J., Carmona, E., Ibáñez, J., and Del Pezzo, E. (2001). Slowness anomalies from two dense seismic arrays at Deception Island volcano, Antarctica. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(3):561–571.
- Sato, H. (1977). Energy propagation including scattering effects single isotropic scattering approximation. *Journal of Physics of the Earth*, 25(1):27–41.

- Sato, H., Fehler, M. C., and Maeda, T. (2012). *Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth*. Springer Science & Business Media.
- Schlosser, P., Suess, E., Bayer, R., and Rhein, M. (1988). ³He in the Bransfield Strait waters: indication for local injection from back-arc rifting. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 35(12):1919–1935.
- Schurr, B., Asch, G., Rietbrock, A., Trumbull, R., and Haberland, C. (2003). Complex patterns of fluid and melt transport in the central andean subduction zone revealed by attenuation tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 215(1-2):105–119.
- Shultz, C. H. (1972). Eruption at Deception Island, Antarctica, August 1970. *Geological Society of America Bulletin*, 83(9):2837–2842.
- Smellie, J. (1988). Recent observations on the volcanic history of Deception Island, South Shetland Islands.
- Smellie, J. (2001). Lithostratigraphy and volcanic evolution of deception island, South Shetland Islands. *Antarctic Science*, (2):188–209.
- Smellie, J. (2002a). The 1969 subglacial eruption on Deception Island (Antarctica): events and processes during an eruption beneath a thin glacier and implications for volcanic hazards. *Geological Society, London, Special Publications*, 202(1):59–79.
- Smellie, J. (2002b). Volcanic hazard.
- Smellie, J., López-Martínez, J., Headland, R., Hernández-Cifuentes, F., Maestro, A., Millar, I., Rey, J., Serrano, E., Somoza, L., and Thomson, J. (2002). *Geology and geomorphology of Deception Island*. British Antarctic Survey.
- Smellie, J. L. (1989). Deception Island.
- Smellie, J. L., Pankhurst, R., Thomson, M., and Davies, R. (1984). *The geology of the South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, geochemistry and evolution*, volume 87. British Antarctic Survey.
- Somoza, L., Martinez-Frias, J., Smellie, J., Rey, J., and Maestro, A. (2004). Evidence for hydrothermal venting and sediment volcanism discharged after recent short-lived volcanic

- eruptions at Deception Island, Bransfield Strait, Antarctica. *Marine Geology*, 203(1-2):119–140.
- Thurber, C. H. (1992). Hypocenter-velocity structure coupling in local earthquake tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 75(1-3):55–62.
- Titos, M., Bueno, A., García, L., Benítez, M. C., and Ibañez, J. (2018). Detection and classification of continuous volcano-seismic signals with recurrent neural networks. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 57(4):1936–1948.
- Torrecillas, C., Berrocoso, M., Felpeto, A., Torrecillas, M., and Garcia, A. (2013). Reconstructing palaeo-volcanic geometries using a Geodynamic Regression Model (GRM): Application to Deception Island volcano (South Shetland Islands, Antarctica). *Geomorphology*, 182:79–88.
- Toyos, G., Cole, P. D., Felpeto, A., and Marti, J. (2007). A GIS-based methodology for hazard mapping of small volume pyroclastic density currents. *Natural Hazards*, 41(1):99–112.
- Tramelli, A., Del Pezzo, E., Bianco, F., and Boschi, E. (2006). 3D scattering image of the Campi Flegrei caldera (Southern Italy): new hints on the position of the old caldera rim. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 155(3-4):269–280.
- Valencio, D. A., Mendía, J., and Vilas, J. F. (1979). Palaeomagnetism and K s bnd Ar age of Mesozoic and Cenozoic igneous rocks from Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 45:61–68.
- Vila, J., Correig, A. M., and Martí, J. (1995). Attenuation and source parameters at Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Pure and applied Geophysics*, 144(2):229–250.
- Vila, J., Marti, J., Ortiz, R., Garcia, A., and Correig, A. M. (1992a). Volcanic tremors at Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53(1-4):89–102.
- Vila, J., Ortiz, R., Correig, A., and Garcia, A. (1992b). Seismic activity on Deception Island.
- Villasenor, A., Benz, H., Filippi, L., De Luca, G., Scarpa, R., Patanè, G., and Vinciguerra, S. (1998). Three-dimensional P-wave velocity structure of Mt. Etna, Italy. *Geophysical research letters*, 25(11):1975–1978.

- Vuan, A., Maurice, S. R., Wiens, D., and Panza, G. (2005). Crustal and upper mantle S-wave velocity structure beneath the Bransfield Strait (West Antarctica) from regional surface wave tomography. *Tectonophysics*, 397(3-4):241–259.
- Walker, G. P. (1984). Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B10):8407–8416.
- 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68(2):151–169.
- Wegler, U. (2003). Analysis of multiple scattering at Vesuvius volcano, Italy, using data of the TomoVes active seismic experiment. *Journal of volcanology and geothermal research*, 128(1-3):45–63.
- Wegler, U. and Lühr, B. G. (2001). Scattering behaviour at Merapi volcano (Java) revealed from an active seismic experiment. *Geophysical Journal International*, 145(3):579–592.
- Wikipedia contributors (2020). Isla Decepción — Wikipedia, la enciclopedia libre. https://es.wikipedia.org/wiki/Isla_Decepción.
- Wilkes, C. (1845). *Narrative of the United States' Exploring Expedition: During the Years 1838, 1839, 1840, 1841, 1842*, volume 1. Whittaker.
- Worboys, M. F. and Duckham, M. (2004). *GIS: a computing perspective*. CRC press.
- Wu, R.-S. (1985). Multiple scattering and energy transfer of seismic waves—separation of scattering effect from intrinsic attenuation—I. Theoretical modelling. *Geophysical Journal International*, 82(1):57–80.
- Yoshimoto, K. (2000). Monte Carlo simulation of seismogram envelopes in scattering media. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B3):6153–6161.
- Zandomenighi, D., Barclay, A., Almendros, J., Ibañez Godoy, J. M., Wilcock, W. S., and Benzvi, T. (2009). Crustal structure of Deception Island volcano from P wave seismic tomography: Tectonic and volcanic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B6).
- Zollo, A. and Emolo, A. (2011). *Terremoti e onde*. Liguore Editori, Napoli.

Agradecimientos

Trabajar en esta tesis fue un desafío gigante que me permitió crecer muchísimo, sobretodo con el ayuda de varias personas. Entre estas la primera que tengo que nombrar es Alberto Caselli, mi director a la cual sigue, obviamente mi co-director Luca De Siena. Esta experiencia fue, creo de no exagerar, entre la más inolvidable de toda mi vida. O capaz la más inolvidable! La historia, desde el comienzo, es demasiado larga de contar, obviamente no quiero hacer una cosa de este tipo en estos agradecimientos. Pero voy a hacer algo que capaz podría parecer peor: agradecer todas las personas que conocí, amigos y amigas, compañeros y compañeras de Argentina... hasta el momento jaja. Obviamente es un chiste, todas es imposible aunque si mi sueño sería enserio saludar y agradecer todas aquellas personas que me ayudaron, pero una vida no alcanzaría.

Y entonces, llegado a este punto tengo que aclarar lo que siempre me dice mi mejor amigo: *“No te olvides nunca de la primer palabra! Todo viene de allí...”*.

Gracias. Es esta la primer palabra que quiero decir. Por la duda voy agradeciendo en orden cronológico, la única manera para no volverme loco XD. Gracias a mis primos argentinos, en particular a Alejandro, sin el cual nunca hubiese logrado terminar el tramite del CONICET. Gracias a Veronica, que me dio la bienvenida y que me ayudó con los tramites cuando ni yo me estaba enterando. Un gracias gigante a Claudia, profesora, compañera, amiga y hasta doctora! Nunca olvidaré el tafirol a domicilio, gracias! Quiero agradecer también Fernando que me guió en el primer periodo en el instituto y sobre todo me mostró como encontrar prácticamente todos los papers y libros que existen <3. Desde el instituto no puedo olvidar la amistad sincera de Agustina, Nerina, gracias :) Otra dos personas que quiero agradecer son Silvio y Maria. Gracias al curso de epistemología aprendí un montón sobre el significado de la investigación y sobre todo de que NO es investigación: creo que este curso fue lo que más me enseñó en todo el doctorado, muchísimas gracias.

Afuera del IIPG, en Fiske Menuco, un gracias y abrazo gigante a mis mejores amigos de allá: Hernán y Vicky, nunca me olvidaré de todo lo que hicieron y siguen haciendo por mi. A

mis tías adoptivas: Irene de la biblioteca popular y Titina, gracias a las cuales yo y Adri somos una familia <3 las amos. A Hector, artista, maestro y compañero, y a Mirta amiga preciosa: gracias, todo fue más sencillo gracias a los dos. Y un gracias enorme por Ariel e Yamila que acompañaron los últimos dos años, aunque si la cuarentena arruinó un poco el último.

Afuera de la ciudad quiero agradecer la gente del LVCC y del CPCA de San Carlos de Bariloche, en particular a Matías y Carola. Siempre ahí en Bariloche quiero agradecer con un abrazo gigante a mi segunda familia: Mariana, Manu, Carme e Iru, grazie, vi voglio bene.

Y académicamente, en castellano, al final de todo esto tengo que agradecer a dos mujeres espectaculares sin las cuales hubiese dejado ya 2 años atrás: Paula y Janire. Gracias por ser dos investigadoras geniales!

Y ahora tengo que pasar a mi idioma nativo para agradecer quien no habla castellano :D

Ovviamente devo fare anche ringraziamenti in italiano e sono, ovviamente, i più importanti. In cima alla lista i miei genitori che hanno supportato ogni mia scelta, sopportando quindi anche la distanza che ci ha separato durante questi anni. A seguire mio fratello che è sempre stato una guida e fonte d'ispirazione, prima dell'epistemologia è stato lui a farmi innamorare della ricerca :) Dulcis in fundo, in questo podio senza gradini, Adriana; mia -se non fosse stato per il covid19- moglie, che mi ha accompagnato dal momento più difficile di questo percorso iniziato quasi 5 anni fa. Non serve che io aggiunga altro qua. A seguire, ancora una volta a pari merito tra le persone che amo: Pippo e Fil, i miei fratelli d'adozione. Grazie per starmi vicino nei momenti difficili ma soprattutto in quelli facili, quando le altre persone si dimenticano.

Un ringraziamento speciale anche a Patty e Vincenzo grazie ai quali sento di avere una doppia coppia di genitori: grazie <3

Subito sotto i miei più cari affetti devo ringraziare Alexandra Elbakyan, senza la quale questa tesi non sarebbe esistita. E ne approfitto per invitare te, folle che stai leggendo questi ringraziamenti, a donare qualcosa a sci-hub! Per la scienza libera.

Non posso non ringraziare il mio mentore, guida e supervisore Luca che, nonostante i tanti bastoni e le troppe poche carote (per i miei standard), mi ha insegnato tantissimo dal punto di vista accademico e personale e praticamente tutto per quanto riguarda la tomografia sismica e la geofisica vulcanologica avanzata: grazie. Ovviamente i ringraziamenti a lui non possono che estendersi ad Elisabetta <3

Infine un ringraziamento speciale che non so neanche come ben definire per le emozioni che mi provoca va alla CARUSANZA, vi adoro!