



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ANÁLISIS DE LA CRISIS SÍSMICA DEL 2020-2021 EN EL ESTRECHO  
DE BRANSFIELD, ANTÁRTICA**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS,  
MENCIÓN GEOFÍSICA  
MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

NICOLÁS ESTEBAN VERA CORTÉS

PROFESOR GUÍA:  
JAIME CAMPOS MUÑOZ

PROFESOR CO-GUÍA:  
PATRICIO TOLEDO PEÑA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
SERGIO RUIZ TAPIA  
RODRIGO FERNÁNDEZ VÁSQUEZ  
FERNANDO POBLETE GÓMEZ

SANTIAGO DE CHILE  
2023

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE  
MAGÍSTER EN CIENCIAS MENCIÓN GEOFÍSICA Y  
MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

AUTOR: NICOLÁS ESTEBAN VERA CORTÉS

FECHA: 2023

PROFESOR GUÍA: JAIME CAMPOS

**ANÁLISIS DE LA CRISIS SÍSMICA DEL 2020-2021 EN EL ESTRECHO DE  
BRANSFIELD, ANTÁRTICA**

Esta investigación surge en el contexto de la crisis sísmica ocurrida en el estrecho de Bransfield, Antártica, entre agosto del 2020 y septiembre del 2021, donde un nido sísmico se manifestó entre el margen tectónico de la Cuenca de Bransfield y el volcán submarino Orca, mientras otro grupo de eventos se ubicó hacia el este del estrecho alojando un evento principal de  $M_{ww}$  6.9. El estudio de esta secuencia busca conocer la fuente donde surge esta sismicidad para aportar información y conocimiento sobre la amenaza geotectónica de una región aislada con escasa cobertura instrumental. Para abordar este problema se aplican metodologías para la verificación de la calidad de los datos y corrección de estos, localización de los hipocentro y cálculo de los mecanismos focales. Para ubicar la sismicidad se utilizan métodos de localización relativa respecto a un evento maestro y localización con estación única. Los mecanismos focales de sismos de magnitud  $M > 4.5$  son calculados invirtiendo la forma de onda en dominio temporal. El control de calidad permitió detectar y corregir la orientación y amplitud de 4 estaciones. Hasta 159 eventos se lograron relocalizar con la técnica de Evento Maestro en toda la secuencia, describiendo una configuración con forma de rampa elongada y profundizada hacia el norte del volcán. Por otra parte, 290 sismos se localizaron bajo el bloque continental con la estación de campo cercano JUBA en Bransfield Central. Finalmente, se determinaron 49 mecanismos focales con el método TMDT para toda la secuencia, variando desde mecanismos de rumbo a normales, con diferentes preponderancias de las componentes DC sobre DLVC. Estos resultados indican una diferencia en el origen de ambos grupos sísmicos ubicados en el estrecho, mostrando un comportamiento fundamentalmente tectónico al este, mientras que, en el centro la sismicidad se explica a través de la interacción tectonomagmática entre los márgenes de la cuenca y el volcán submarino Orca. Adicionalmente, se evalúan procesos de gatillamiento por un pulso viscoelástico entre ambos grupos y la existencia de proto fallas transformantes incipientes en el *rift* de Bransfield comparándose con casos de estudio similares. Esta crisis sísmica ha aportado a la comprensión del nivel de amenaza sísmica, por tsunami y volcánica en el estrecho de Bransfield, reivindicando la importancia del resguardo de la población en Antártica.

## **ANALYSIS OF THE 2020-2021 SEISMIC CRISIS IN BRANSFIELD STRAIT, ANTARCTICA**

This research arises in the context of the seismic crisis that occurred in the Bransfield Strait, Antarctica, between August 2020 and September 2021, where a seismic cluster developed between the tectonic margin of the Bransfield Basin and the Orca submarine volcano, while another cluster of events was located eastward of the strait hosting a main event of  $M_{ww}$  6.9. The study of this sequence aims to understand the source of this seismicity to contribute information and knowledge about the geotectonic hazard of an isolated region with limited instrumental coverage. To address this issue, methodologies for data quality verification and correction, hypocenter localization, and focal mechanisms calculation are applied. Methods for relative location with respect to a master event and single-station location are used to pinpoint seismic activity. Focal mechanisms of earthquakes with a magnitude greater than 4.5 are calculated by inverting the waveform in time domain. Quality control allowed the detection and correction of the orientation and amplitude of 4 stations. Up to 159 events were successfully relocated with the Master Event technique throughout the sequence, describing a configuration with an elongated ramp shape deepening northward of the volcano. Moreover, 290 earthquakes were located beneath the continental block with the near-field station JUBA in Central Bransfield. Finally, 49 focal mechanisms were determined with the TMDT method for the entire sequence, ranging from strike-slip to normal mechanisms, with different predominances of DC components over CLVD components. These results indicate a difference in the origin of both seismic groups located in the strait, showing mainly tectonic behavior to the east, while in the center, seismicity is explained through the tectonomagmatic interaction between the basin margins and the Orca submarine volcano. Additionally, triggering processes due to a viscoelastic pulse between both groups and the existence of incipient transforming proto-faults in the Bransfield rift are evaluated, comparing them with similar case studies. This seismic crisis has shed light on the level of seismic, tsunami, and volcanic hazard in the Bransfield Strait, indicating efforts to be pursued for the protection of the population in Antarctica.

Se busca hombres para un viaje peligroso. Sueldo bajo.  
Frío extremo. Largos meses de completa oscuridad.  
Peligro constante. No se asegura retorno con vida.  
Honor y reconocimiento en caso de éxito.

**Ernest Shackleton, 1914**

# Agradecimientos

Inicio agradeciendo al Programa de Riesgo Sísmico (PRS), espacio donde se gestó y desarrollo esta investigación. En primer lugar, a Jaime Campos y Patricio Toledo, guía y co-guía de esta tesis, respectivamente, cuyo notable aporte a este trabajo a través de su experiencia científica y personal ha dejado una marca indeleble en mi carrera. Destaco también a los y las investigadoras del PRS, Adriana Pérez, Sophie Peyrat, Rodrigo Sánchez, Mauricio Fuentes y Cristián Siegel, con quienes compartí enriquecedoras conversaciones científicas y vocacionales. En el marco de esta tesis, tuve la oportunidad de visitar Antártica bajo el alero del PRS, agradeciendo a mi compañero de expedición Esteban Saldaño, al Instituto Antártico Chileno (INACH) y a todo el personal de las Fuerzas Armadas de Chile por su apoyo para el éxito de esta expedición. Mi paso por PRS a dejado una huella significativa en mi desarrollo académico y profesional.

Mi sincero agradecimiento a mi *alma mater*, la Universidad de Chile, por facilitar numerosas oportunidades de crecimiento durante mi permanencia. Agradezco especialmente a los profesores Nelson Zamorano, Daniel Díaz, Ángelo Castruccio, Diana Comte, Eduardo Contreras y Matías Tapia por la confianza que depositaron en mí al involucrarme en diversos proyectos científicos y docentes, así como a los profesores Rodrigo Fernández, Fernando Poblete y Sergio Ruiz por su contribución al perfeccionamiento de este trabajo como miembros de la comisión revisora. Extiendo mi gratitud al personal administrativo de los departamentos de geología y geofísica, especialmente a Elvira Cádiz, Marcela Pérez y Maritza Acuña, por todas las diligencias que apuraron y las charlas compartidas. A la escuela de postgrado y el programa de magíster, agradezco la rebaja arancelaria que ha permitido financiar parcialmente mis estudios. Por último, rindo una mención honrosa a Julio Lira, quien, en su papel de orientador de la Escuela de Ingeniería, me lanzó el salvavidas para evitar que reprobara el temido curso de Vibraciones y Ondas.

Finalmente, deseo expresar mi agradecimiento a aquellos que han sido el pilar sobre el cual he logrado crecer. A mis padres, M<sup>a</sup> Antonieta y Víctor, quienes con amor y libertad han sido la fuerza impulsora que me ha llevado hasta este punto. A mis hermanos, Constanza y Camilo, en quienes me proyecto e inspiro. A mis padrinos, tios y familiares por sus pequeñas y graaandes contribuciones. A mis amigos de la U, Nico, Diego, Joaco y Lucca, por acompañarme en este camino desde el día 1 hasta el día n. Y, por último, quiero agradecer desde lo más profundo de mi corazón a mi esposa, Marjorie, cuya paciencia, amor, aliento, empatía y una multitud de cualidades han colmado esta historia de belleza y significado.

Sin ustedes, no hubiera sido posible. ¡Gracias... totales!

# Tabla de contenido

## CAPÍTULO 1

<b>INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
1.1. ANTECEDENTES Y MOTIVACIÓN .....	1
1.2. OBJETIVOS .....	3
1.3. METODOLOGÍA GENERAL .....	4
1.4. ESTRUCTURA DE LA TESIS.....	5

## CAPÍTULO 2

<b>MARCO SISMOTECTÓNICO .....</b>	<b>7</b>
2.1. CONFIGURACIÓN TECTÓNICA .....	7
2.2. CUENCA DE BRANSFIELD: LA ZONA DE ESTUDIO.....	10
2.3. SISMICIDAD HISTÓRICA Y RECIENTE .....	15

## CAPÍTULO 3

<b>METODOLOGÍA.....</b>	<b>18</b>
3.1. MARCO TEÓRICO.....	18
3.1.1. <i>Localización hipocentral</i> .....	18
3.1.2. <i>Análisis de sismicidad</i> .....	24
3.1.3. <i>Mecanismo focal</i> .....	26
3.2. BASE DE DATOS.....	29
3.2.1. <i>Registros sísmicos y catálogo de eventos</i> .....	29
3.2.2. <i>Modelos de velocidades</i> .....	33
3.3. CONTROL DE CALIDAD.....	34
3.3.1. <i>Inspección visual de formas de onda telesísmicas</i> .....	34
3.3.2. <i>Polarización de onda Rayleigh</i> .....	36
3.3.3. <i>Polarización de onda P</i> .....	38
3.3.4. <i>Razón de amplitudes de onda P</i> .....	40

3.4. LOCALIZACIÓN CON ESTACIÓN ÚNICA .....	42
3.4.1. <i>Picado de la onda P con STA/LTA</i> .....	43
3.4.2. <i>Repicado de la onda P con linealidad</i> .....	44
3.4.3. <i>Picado de la onda S con amplitud ortogonal</i> .....	44
3.4.4. <i>Localización con estación única</i> .....	46
3.5. LOCALIZACIÓN CON TIEMPOS DE ARRIBO .....	48
3.5.1. <i>Localización por inversión lineal con elocate</i> .....	48
3.5.2. <i>Relocalización telesísmica con Evento Maestro</i> .....	50
3.6. INVERSIÓN DEL TENSOR DE MOMENTO SÍSMICO.....	51
3.6.1. <i>Cálculo de las funciones de Green</i> .....	51
3.6.2. <i>Filtrado de las señales e inversión</i> .....	52
3.6.3. <i>Encontrando la mejor solución</i> .....	53

## **CAPÍTULO 4**

<b>RESULTADOS</b> .....	<b>55</b>
4.1. CARACTERIZACIÓN DEL CATÁLOGO SÍSMICO DEL ISC .....	55
4.2. CORRECCIÓN DE LAS ESTACIONES .....	58
4.2.1. <i>Selección de eventos para el estudio de la red</i> .....	59
4.2.2. <i>Evaluación cualitativa de registros sísmicos</i> .....	61
4.2.3. <i>Corrección de orientación</i> .....	64
4.2.4. <i>Corrección de la ganancia</i> .....	68
4.3. LOCALIZACIÓN DE LA SISMICIDAD .....	70
4.3.1. <i>Localización basada en los tiempos de arribo</i> .....	70
4.3.2. <i>Localización basada en polarización de la onda P</i> .....	74
4.4. MECANISMOS FOCALES .....	76
4.4.1. <i>Mecanismos de los eventos principales</i> .....	77
4.4.2. <i>Mecanismos focales de la secuencia sísmica</i> .....	79

<b>CAPÍTULO 5</b>	
<b>DISCUSIÓN .....</b>	<b>82</b>
5.1. SOBRE LOS MÉTODOS DE LOCALIZACIÓN .....	82
5.2. IMPLICANCIAS TECTÓNICAS PARA LA CUENCA DE BRANSFIELD .....	84
5.3. AMENAZA SISMOTECTÓNICA EN EL ESTRECHO DE BRANSFIELD .....	89
<b>CAPÍTULO 6</b>	
<b>CONCLUSIÓN .....</b>	<b>93</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>96</b>
<b>ANEXOS .....</b>	<b>103</b>

# Índice de tablas

Tabla 1. Sismicidad de la Placa Antártica en el catálogo revisado del ISC .....	15
Tabla 2. Ubicación de las estaciones sismológica de interés para este estudio .....	31
Tabla 3. Modelo de velocidades del trasarco de las Islas Shetland del Sur, Antártica ..	33
Tabla 4. Resumen de los resultados de corrección de ganancia y orientación .....	58
Tabla 5. Eventos utilizados para verificar la calidad de la red sismológica .....	60
Tabla 6. Rotación de estaciones basado en la polarización de onda P.....	68
Tabla 7. Cantidad de eventos localizados con métodos basados en tiempos de arribo ..	70
Tabla 8. Resultado de 49 mecanismos focales obtenidos con método TDMT .....	81
Tabla 9. Comparativa de los métodos de localización utilizados .....	84
Tabla 10. Comparativa de los grupos sísmicos de la Cuenca de Bransfield .....	85

# Índice de figuras

Figura 1. Mapa de la región de estudio .....	2
Figura 2. Configuración tectónica de la Placa Antártica y estrecho de Bransfield .....	9
Figura 3. Modelo de la evolución estructural de la Cuenca de Bransfield .....	11
Figura 4. Configuración estructural y volcanismo de la Cuenca de Bransfield .....	12
Figura 5. Batimetría del volcán Orca .....	14
Figura 6. Sismicidad histórica de la Placa Antártica y de las Islas Shetland del Sur .....	17
Figura 7. Definición de los vectores asociados al rayo y al evento secundario .....	21

Figura 8. Transformación de las componentes ortogonales de la estación sísmica en la dirección de rayo emergente .....	23
Figura 9. Tipos de secuencias sísmicas .....	25
Figura 10. Descomposición del tensor de momento sísmico .....	28
Figura 11. Tipos de mecanismos focales con representación en planta .....	28
Figura 12. Posición de las estaciones sismológicas consideradas en el estudio .....	30
Figura 13. Localización de la sismicidad del catálogo de ISC Bulletin .....	32
Figura 14. Corrección de la orientación horizontal mediante la polarización de onda Rayleigh para la estación ESPZ .....	37
Figura 15. Localización del sismo Mww 8.0 del 26/5/2019 al norte de Perú para la corrección de la orientación de estaciones sismológicas .....	39
Figura 16. Corrección de la ganancia de un conjunto de instrumentos, mediante la razón de amplitudes de onda P para un grupo de eventos .....	41
Figura 17. Técnicas de picado de la onda P y S utilizadas para la localización de sismos con estación única .....	45
Figura 18. Localización de sismicidad local con método de estación única basado en el movimiento de partícula de la onda P .....	47
Figura 19. Estimación del valor b con método de máxima verosimilitud.....	55
Figura 20. Caracterización del catálogo obtenido del ISC Bulletin .....	56
Figura 21. Conjunto de eventos seleccionados para verificar la calidad de los datos de la red de estaciones .....	59
Figura 22. Inspección de las formas de onda P telesísmica y superficiales, con diferente escala vertical por recuadro .....	62
Figura 23. Inspección de las formas de onda P telesísmica y superficiales, usando la misma escala vertical por estación .....	63

Figura 24. Corrección de la orientación horizontal basado en la polarización radial de la onda Rayleigh .....	65
Figura 25. Revaluación de la rotación de la estación JUBA .....	66
Figura 26. Localización con estación única para la corrección de orientación basada en la polarización radial de la onda P .....	67
Figura 27. Corrección de la ganancia de la red de instrumentos a partir de la amplitud de onda P registrada .....	69
Figura 28. Relocalización obtenida para el GSBC con métodos de tiempos de arribo ...	71
Figura 29. Relocalización obtenida para el GSBE con métodos de tiempos de arribo ...	72
Figura 30. Sismicidad relocalizada en el GSBC ajustada a una rampa .....	73
Figura 31. Localización de la sismicidad del GSBC con método de estación única, utilizando la estación JUBA .....	75
Figura 32. Frecuencia estadística de la profundidad y distancia epicentral a la estación JUBA, y del ángulo de incidencia y backazimut del rayo sísmico .....	75
Figura 33. Eficiencia de las estaciones evaluadas para ajustar los datos y VR de profundidades entre 1 y 30 km para el cálculo de mecanismos focales .....	76
Figura 34. Mecanismo focal del evento principal en Bransfield Central .....	77
Figura 35. Mecanismo focal del evento principal en Bransfield Este .....	78
Figura 36. Mecanismos focales calculados para el GSBC .....	79
Figura 37. Mecanismos focales calculados para el GSBE .....	80
Figura 38. Esquema explicativo de la ocurrencia de sismicidad en dos etapas en torno a una intrusión magmática profunda asociada al volcán Orca .....	87
Figura 39. Bases antárticas y su capacidad poblacional .....	90
Figura 40. Modelo conceptual de una erupción explosiva subacuática .....	91

# Capítulo 1

## Introducción

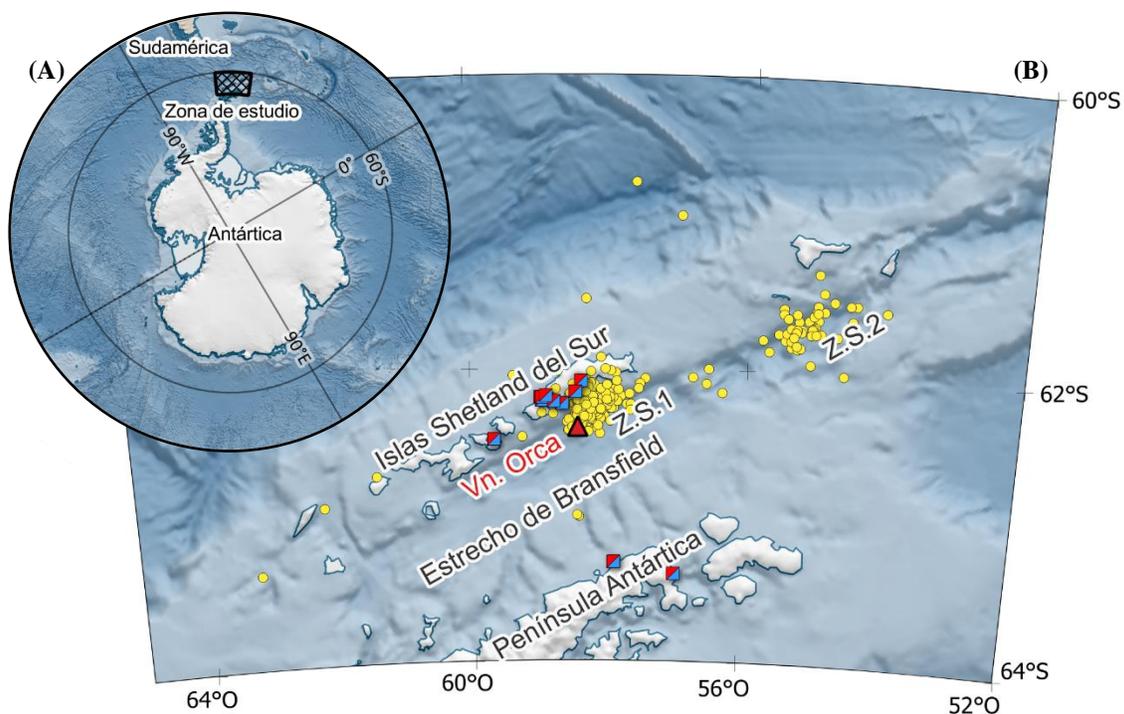
### 1.1. Antecedentes y motivación

Esta investigación se origina debido a la contingencia de una crisis sísmica (fig. 1) gatillada en agosto del 2020 en la zona central del estrecho de Bransfield, Antártica, con sismicidad anómala alrededor del volcán submarino Orca incluyendo eventos de magnitud mayor a 4, culminando con un evento principal de Mww 5.9. Posteriormente, en enero del 2021 la sismicidad reaparece hacia el este de la cuenca, comenzando con un evento principal Mww 6.9 seguido de réplicas. La condición y carácter de crisis de este suceso responde a factores que se superponen como la alarma producida en el personal de las bases locales y la incertidumbre debido a la escasa y/o inexistente sobre la contingencia debido a la poca densidad instrumental y a la poca conocida de la historia sísmica en la región.

La placa Antártica interactúa con las placas circundantes en un 88% mediante márgenes divergentes correspondiente a dorsales oceánicas, mientras solo el 5% corresponde a márgenes convergentes. Bajo esta condición y la baja tasa de deformación asociada a la cinemática local de intersección de la tectónica de placas, la densidad de eventos sísmicos de la placa Antártica es seis veces menor que la media global. Sin embargo, el sector norte de la Península Antártica y sus alrededores presenta una particular complejidad tectónica con márgenes transformante y convergente, puntos de unión triple y volcanes submarinos dentro de una zona de extensión de trasarco, introduciendo un desafío para comprender el origen de la sismicidad local. En consecuencia, este sector cuenta con la mayor ocurrencia de eventos sísmicos del continente antártico, principalmente sobre el Estrecho de Bransfield (52.2 a 62.5°O y 60.2 a 64.1°S), donde cerca del 60% de los eventos del catálogo de sismos históricos desde el 01/01/1960 al 31/12/2021 en este sector, fueron registrados entre agosto del 2020 y diciembre del 2021, marcando la inusualidad de la crisis sísmica ocurrida en esta fecha.

La ciencia cobra particular importancia en Antártica, en tanto que el Sistema del Tratado Antártico vigente desde 1961, establece que este continente debe ser utilizado exclusivamente para fines pacíficos y científicos. En ese escenario, la actividad científica en Antártica no solo permite expandir nuestro conocimiento de este continente, sino que también promueve la cooperación internacional y perpetúa su protección con miras a combatir la

actual crisis climática. No obstante, la actividad científica realizada en Antártica requiere de una logística particularmente compleja para abordar este territorio aislado de clima hostil. Dichas condiciones han dificultado el desarrollo de una red instrumental densa con fines científicos y de monitoreo de amenazas para el resguardo de la población. Cabe destacar que la zona epicentral de uno de los grupos de eventos de la crisis sísmica del 2020-2021 se encuentra entre 20 y 30 km de distancia de Bahía Fildes, el segundo núcleo poblacional más grande del continente Antártico. Las bases en esta zona suelen ubicarse cerca de la costa a baja elevación, expuestas a eventos sismotectónicos como terremotos y tsunamis (anexo A).



**Figura 1.** Mapa de la región de estudio. (A) Continente Antártico. (B) Norte de la Península Antártica, estrecho de Bransfield e Islas Shetland del Sur, indicando también la ubicación del volcán Orca (triángulo rojo), bases antárticas (cuadrados bicolor) y la sismicidad ocurrida entre agosto del 2020 y diciembre del 2021 del catálogo del ISC (círculos amarillos), repartida en dos zonas de sismicidad (Z.S.). Este mapa y los siguientes fueron creadas con QGIS, utilizando el mapa base, topografía y otros elementos geográficos extraídos de Quantartica (Matsuoka et al., 2021).

Estudios previos en la zona se han realizado principalmente con redes instrumentales temporales destinadas a fines específicos como conocer la sismotectónica y estructuras internas en la Península Antártica o caracterizar volcanes dentro del estrecho de Bransfield, utilizando también otros métodos geofísicos basados en geodesia, sísmica activa, modelos análogos, entre otros. Actualmente, se han publicado estudios atribuyendo la reciente sismicidad en Bransfield Central a un origen volcánico (Cesca et al., 2022; Poli et al., 2022) y en menor medida volcanotectónico o ligado a fallas (Olivet et al., 2021). Sin embargo, ninguno de ellos ha considerado la sismicidad ocurrida en Bransfield Este, la hipotética relación causal entre ambos sectores sísmicos, ni las consecuencias sobre la amenaza sismotectónica de la región.

En síntesis, la motivación de esta tesis es estudiar la sismicidad ocurrida a lo largo del estrecho de Bransfield durante la reciente crisis sísmica del 2020-2021, su origen y aportar nuevos antecedentes y conocimientos que permitan evaluar la amenaza sismotectónica de la región con miras al resguardo de la población en Antártica. Adicionalmente, la motivación considera el desafío del estudio de esta crisis, impuesto por la alta complejidad tectónica circundante, la anomalía de un contexto de baja sismicidad en la cual ocurre esta secuencia de eventos respecto al registro histórico y la baja densidad instrumental de la red. Por último, en el Sistema del Tratado Antártico se reconoce que la mera práctica de la ciencia en Antártica es una herramienta para su protección y, como tal, para combatir la crisis climática.

## **1.2. Objetivos**

### **Objetivo general**

- ❖ Evaluar el origen de la crisis sísmica ocurrida en el estrecho de Bransfield entre agosto del 2020 y septiembre del 2021 desde una perspectiva sismotectónica, y sus consecuencias como geoamenaza en la región con miras al resguardo de los habitantes en Antártica.

### **Objetivos específicos**

- O.E.1: Verificar la calidad de los datos sismológicos a distancia local y regional del estrecho de Bransfield. En particular, la orientación, polaridades y amplificación de las señales (capítulos 3.3 y 4.2).
- O.E.2: Desarrollar e implementar metodologías para la localización de la sismicidad de la secuencia estudiada (capítulos 3.4, 3.5, 4.3 y 5.1).

- O.E.3: Determinar el tensor de momento sísmico para eventos de magnitud  $\geq 4.5$  de la crisis sísmica de Bransfield en condiciones limitantes de Antártica (capítulos 3.6 y 4.4).
- O.E.4: Analizar la distribución espaciotemporal de la crisis sísmica, los mecanismos focales y su evolución (capítulos 4.1, 4.3 y 4.4)
- O.E.5: Proponer un modelo conceptual sobre el origen de la sismicidad en ambos grupos involucrados en la crisis sísmica de Bransfield del 2020-2021 (capítulo 5.2).
- O.E.6: Evaluar las implicancias de esta crisis sísmica sobre la amenaza sismotectónica en la región del estrecho de Bransfield (capítulo 5.3).

### 1.3. Metodología general

Una primera etapa para abordar este trabajo consiste es la recopilación de antecedentes sismotectónicos de la zona de estudio y la revisión bibliográfica de trabajos previos. Esto permitirá comprender el estudio de la crisis sísmica en un contexto sismotectónico y en términos de sismicidad histórica que aporte antecedentes a la comprensión del peligro sísmico en la región. Para ello abordaremos la caracterización de la crisis sísmica con herramientas clásicas de la sismología conducentes a generar información relevante a partir de datos y antecedentes que permitan responder la hipótesis que la crisis sísmica sería producida por un agente local al interior del estrecho de Bransfield. Para ello se realizará una compilación y discusión crítica de los datos paramétricos (catálogos de sismicidad) y de formas de ondas (señales digitales) disponibles en diferentes agencias especializadas en estas materias. Los detalles se encuentran en el capítulo 3.

**Compilación de datos existentes:** Se compila el catálogo del *ISC Bulletin* para estudiar la distribución espacial de la sismicidad, mientras que los mecanismos focales son estudiados con el catálogo de *IRIS*. Se define la red de instrumentos y se descargan las formas de ondas a utilizar. Adicionalmente, se seleccionan los modelos de velocidades global y local. Tributa a todos los OO.EE.

**Control de calidad de los registros sísmicos:** El control de calidad de los datos se enfoca en la verificación de la orientación y ganancia de los instrumentos a utilizar, el cual se realiza mediante: (i) Análisis cualitativo de las formas de onda telesísmica de una red de instrumentos, (ii) verificación de la orientación de los instrumentos con métodos basado en la polarización de la onda Rayleigh y de la onda P, y (iii) verificar problemas de amplitud en la señal mediante la razón de las amplitudes de la onda P en cada estación con una estación de referencia. Tributa a los OO.EE. 1 y 2.

**Localización hipocentral:** La localización de la sismicidad se realiza mediante una metodología regional/telesísmica basada en los tiempos de arribo, complementada con una metodología local basada en el movimiento de partícula, cuyos resultados son comparados posteriormente. La primera consiste en la utilización del programa Elocate para la localización preliminar, y la relocalización de ésta utilizando el método de localización relativa llamado Evento Maestro, el cual reubica los eventos secundarios en torno a un evento de referencia. Por otro lado, el método basado en el movimiento de partícula es desarrollado en este estudio, utilizando las formas de onda de la estación local JUBA. Este método consiste en una marcación precisa del tiempo de arribo de la onda P y S, lo que permite mediante el movimiento de partícula conocer el backazimut e inclinación del rayo sísmico y su trazado de vuelta al hipocentro. Tributa a los OO.EE. 2, 4, 5 y 6.

**Inversión del tensor de momento sísmico:** Los mecanismos focales de la sismicidad de magnitud mayor o igual a 4.5, son calculados utilizando un método de inversión del tensor de momento en dominio temporal (*TDMT* en inglés) basada en el software desarrollado por Dreger (2003), usando la forma de onda completa con registros a escala regional o mayor. De esta forma, se obtiene la descomposición del tensor de momento sísmico en sus componentes doble cupla y dipolo vectorial lineal compensado. Tributa a los OO.EE. 3, 4, 5 y 6.

## **1.4. Estructura de la Tesis**

El presente trabajo se divide en seis capítulos, los cuales se detallan a continuación:

El capítulo uno introduce la investigación de la tesis, para lo cual se presentan antecedentes sismotectónicos generales de la región y la motivación del estudio, se enuncia los objetivos de la tesis y se indica cómo se abordan estos desde la metodología. Finalmente, se facilita esta guía de lectura de la tesis.

El capítulo dos pone en contexto la investigación dentro de un marco sismotectónico, describiendo las diferentes placas tectónicas involucradas, estructuras geológicas en la Cuenca de Bransfield y sismicidad histórica.

El capítulo tres detalla la metodología a seguir para el cumplimiento de los objetivos. En primer lugar, se presenta el marco teórico que sustenta los métodos a utilizar. Luego, se expone la base de datos utilizada, comprendida por una red de instrumentos, registros sísmicos y modelo de velocidades. Finalmente, se informa del funcionamiento de los métodos replicados y desarrollados para el control de calidad de los datos, el método

desarrollado para la localización con estación única y métodos ejecutados para para la localización relativa y cálculo de mecanismos focales.

El capítulo cuatro presenta los resultados asociados al análisis del catálogo sísmico, control de calidad de los datos sismológicos, localización de los eventos y mecanismos focales calculados para ambos grupos de sismicidad del estrecho de Bransfield, desarrollando un breve análisis de ellos.

El capítulo cinco discute e interpreta los resultados obtenidos. En primer lugar, compara los métodos de localización utilizados. Luego, interpreta procesos tectónicos y volcánicos ocurriendo en el estrecho de Bransfield en base a los resultados de la sismicidad.

Finalmente, el capítulo seis presenta una conclusión del trabajo de tesis enfocándose en el cumplimiento de los objetivos propuestos y las proyecciones futuras sobre el estudio sismológico en Antártica, además de exponer las consecuencias del estudio de esta crisis sísmica sobre el conocimiento de la amenaza sismotectónica de la región.

# Capítulo 2

## Marco sismotectónico

### 2.1. Configuración tectónica, antecedentes y revisión de literatura

La placa Antártica es limitada por tres tipos de márgenes, 88% divergentes, 7% transcurrente y 5% convergente. El margen divergente corresponde a dorsales de expansión oceánicas y sus respectivas zonas de fractura, las que colindan con las placas Sudamericana, Africana, de Somalia, Australiana, del Pacífico y de Nazca (fig. 2 A); el margen transcurrente sinistral colinda con la placa de Scotia y, finalmente, los márgenes convergentes corresponden a la subducción de la placa Antártica bajo la Sudamericana, y la microplaca de Phoenix bajo la microplaca Shetland del Sur (fig. 2 B). Debido a la complejidad de la configuración tectónica en torno a la Península Antártica, la definición aquí utilizada de las placas y microplacas presentes en la zona es obtenida del marco actualizado propuesto por Hasterok et al. (2022), en vez del marco clásicamente utilizado (Bird, 2003). En este marco, se reconoce la microplaca de Phoenix y la microplaca Shetland del Sur como elementos de menor orden al interior del elemento de mayor orden que es la placa Antártica. También es utilizada el término bloque para referirse a las Islas Shetland del Sur como una corteza continental independiente.

De acuerdo con recientes modelos tectónicos dinámicos (Seton et al., 2012; van de Lagemaat et al., 2023) la placa de Phoenix fue durante el Paleozoico y el Mesozoico una extensa placa de corteza oceánica, la que se hallaba limitada por dorsales de expansión oceánica con las placas Izanagi, Farallón y Pacífica, y un margen subduciendo bajo el margen este de Gondwana durante el periodo Cretácico. Hace 120 Ma, la placa de Phoenix se fragmentó en 4 placas menores, las cuales fueron siendo capturadas por la placa del Pacífico en la medida que cesaba la actividad de las dorsales. El único de estos fragmentos que se mantiene independiente es el fragmento Aluk, al cual se le asigna el nombre de su progenitor y es actualmente nombrado la microplaca de Phoenix.

La microplaca de Phoenix (fig. 2 B) tiene una superficie de aprox. 140.000 km<sup>2</sup> y se encuentra limitada al noreste con la placa de Scotia mediante la Zona de Fractura (ZF) de Shackleton, al sureste con la microplaca Shetland del Sur mediante la fosa de las Shetland del Sur, al suroeste y al noroeste con la placa Antártica mediante la zona de fractura de Hero

y la dorsal Phoenix, respectivamente (Bohoyo et al., 2019). La dorsal Phoenix es dividida en tres segmentos extintos simultáneamente hace 3.3 millones de años (Ma) (Eagles, 2004), sincrónico a este evento ocurre la colisión dorsal-fosa al sur de la ZF de Hero según muestran los datos de anomalía magnética (Livermore et al., 2000), dicha zona de fractura subducida marca la transición entre un margen de subducción activo y un margen pasivo (Jabaloy et al., 2003). Pese a la presencia de sismicidad de rumbo en las zonas de fractura que separan los segmentos, la extinción de la dorsal sustenta la idea de que la microplaca de Phoenix ha de considerarse capturada por la placa Antártica, no obstante, la microplaca de Phoenix es reconocida aún de forma independiente en este estudio. Acerca del margen subductante, Jin et al. (2009) propone la extinción de la dorsal como la causa de la abrupta disminución de la velocidad de convergencia de la losa de Phoenix, lo que inició una subducción tipo *rollback* (González-Casado et al., 2000; Maestro et al., 2007; Robertson-Maurice et al., 2003). La presencia de sismicidad en el antearco con profundidades de hasta 65 km (fig. 4 B), es indicativa de una subducción lenta en curso de la joven y caliente litósfera de la microplaca de Phoenix (Robertson-Maurice et al., 2003). La profundidad de la losa subducida bajo las Islas Shetland del Sur se estima entre 70 y 90 km de profundidad (Parera-Portell et al., 2021).

La formación de la placa de Scotia (fig. 2 B) se remonta al inicio de la actividad en la dorsal de Scotia Oeste (DSO) hace 29 Ma (Barker & Burrell, 1977). Sobre este evento, Livermore et al. (2000) propone un cambio del estado de esfuerzos en la ZF Shackleton, límite occidental de la placa, que gatilló la disminución en la expansión de la dorsal de Phoenix y trasladó la expansión oceánica a la dorsal de Scotia Este activa actualmente, actuando como límite al este con la placa de Sandwich. Finalmente, la placa de Scotia cuenta con márgenes transformantes sinistral al norte y sur, conocidos como *Ridge* de Scotia Norte y *Ridge* de Scotia Sur (RSS), respectivamente. Hoy en día, su actividad sísmica se concentra en el RSS, hospedando el mayor evento registrado de esta zona con magnitud M<sub>w</sub> 7.8 en 2013 cercano a la Isla Coronación.

La microplaca Shetland del Sur (fig. 2 B) es un fragmento continental recientemente separado de la Península Antártica mediante la apertura del estrecho de Bransfield (~4 Ma atrás). Esta placa se conforma por las morfoestructuras asociadas al margen de subducción con la microplaca de Phoenix, estas corresponden a la cuenca de antearco, arco volcánico y cuenca de trasarco. El extinto arco volcánico corresponde a las Islas Shetland del Sur, el cual permaneció activo entre 135 Ma a 24 Ma atrás (Haase et al., 2012). El trasarco corresponde a parte de la Cuenca de Bransfield en etapa de *rifting* transitando a expansión oceánica (Barker et al., 2003), sobre el *rift* se ubican edificios volcánicos activos tanto subaéreo como submarinos. El margen noreste es limitado por el RSS hasta su intersección con la ZF de Shackleton, la cual genera la triple unión de Scotia-Shetland-Phoenix (SSPTU), la cual incide directamente en la deformación y alzamiento de la isla Elefante, la más septentrional de la



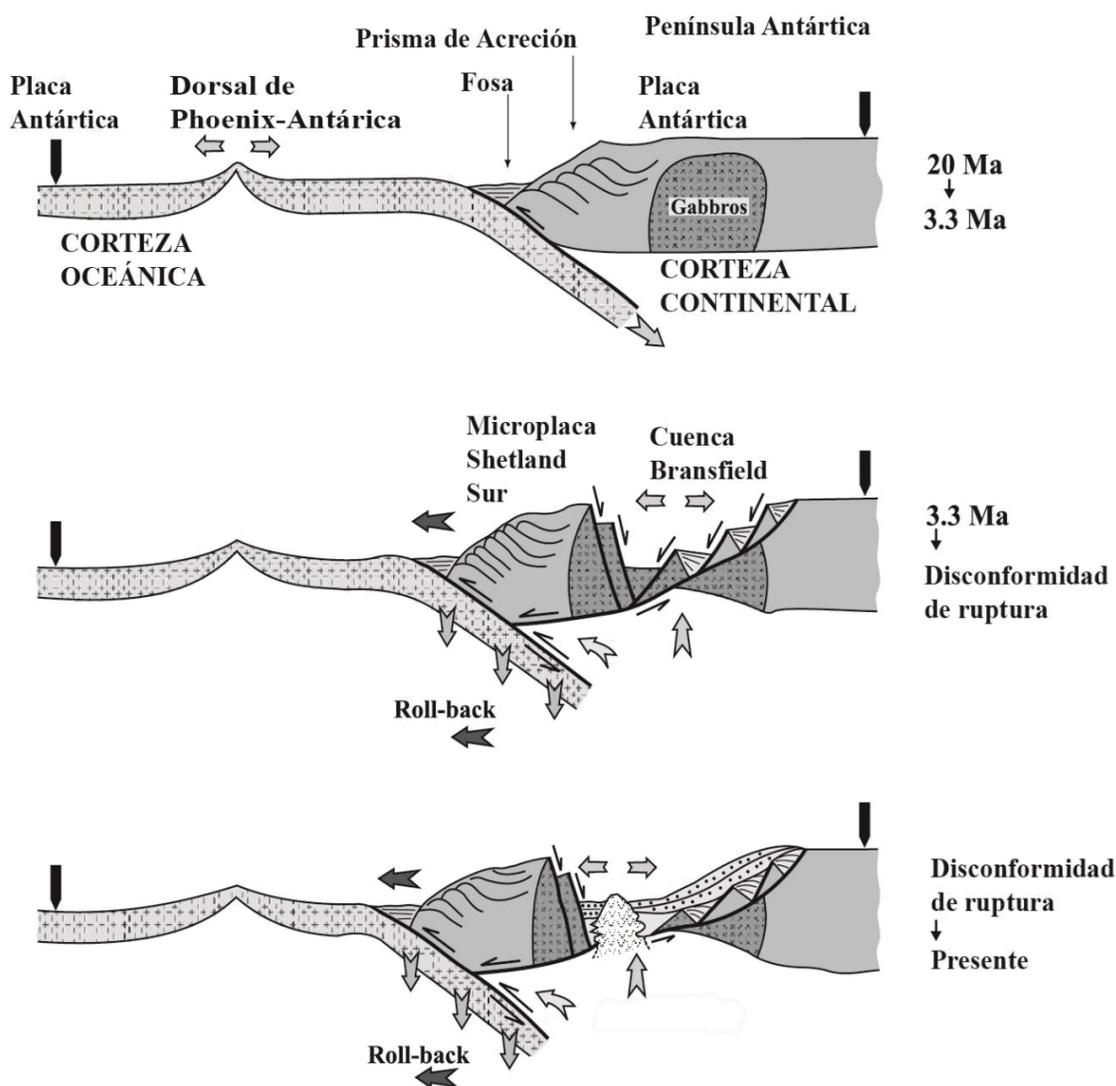
## 2.2. Cuenca de Bransfield: La zona de estudio

El estrecho de Bransfield es un elemento geográfico correspondiente a la extensión de mar de 120 km de ancho que separa las Islas Shetland del Sur de la Península Antártica, con un largo aproximado de 450 km entre la Isla Baja e Isla Clarence en dirección OSO-ENE. En su interior, predominan los elementos geotectónicos homónimos correspondientes a la Cuenca de Bransfield y *rift* de Bransfield.

La Cuenca de Bransfield (CB) corresponde a una depresión geográfica submarina ubicada en el trasarco de la subducción Phoenix-Shetland, es comprendida por las capas de sedimento depositado sobre esta depresión y las fallas geológicas normales paralelas que la limitan. Esta cuenca se extiende a lo largo del estrecho de Bransfield y es dividida en 3 subcuencas: Cuenca de Bransfield Oeste (CBO), Cuenca de Bransfield Central (CBC) y Cuenca de Bransfield Este (CBE), limitadas respectivamente por la Isla Decepción e Isla Bridgeman (Galindo-Zaldívar et al., 2004; Prieto et al., 1998) (fig. 4). Adicionalmente, se define un último segmento que completa la zona de extensión de Bransfield, el cual se extiende por 450 km en dirección O-E entre la Isla Clarence e Isla Coronación, y es limitado hacia el norte por el *ridge* de Scotia Sur.

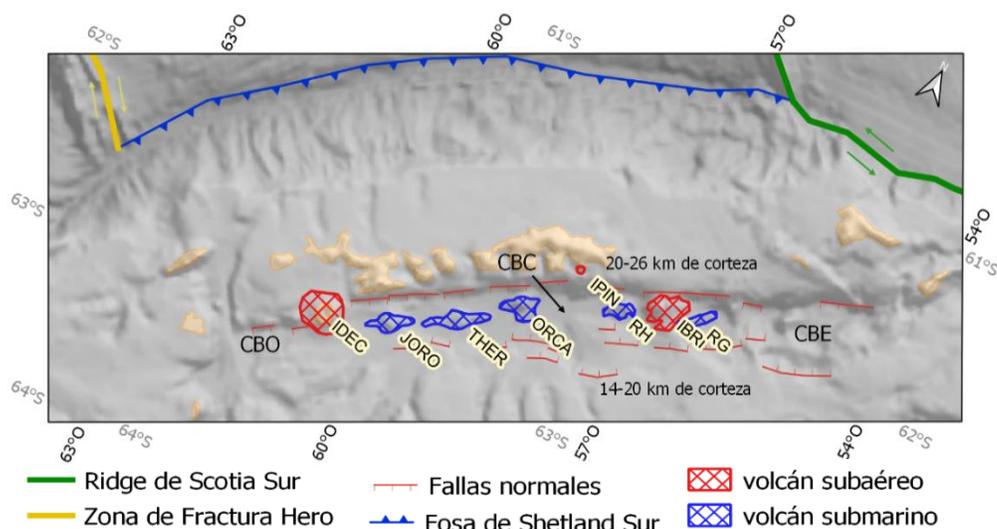
La génesis de la Cuenca de Bransfield hace ~4 Ma y los factores que fuerzan su extensión son un problema aún sin resolver. La teoría más ampliamente utilizada se asocia a la detención de la dorsal de Phoenix, la que provocó la disminución o detención de la convergencia con la microplaca Shetland del Sur. Esto inició una retirada de la fosa de las Shetland del Sur debido al *roll-back* de la losa subductante, produciendo la migración hacia el noroeste de la microplaca Shetland del Sur, generando la apertura de la CB, principalmente la subcuenca central (Galindo-Zaldívar et al., 2004; Lawver et al., 1995) (fig. 3). Otro factor de similar relevancia en la apertura de la cuenca es el esfuerzo transtensional proveniente de la interacción con la placa de Scotia mediante el RSS, la que se produjo tras la detención de la DSO hace 7 Ma (González-Casado et al., 2000). De acuerdo con modelos análogos, la apertura del estrecho requiere de los dos procesos mencionados (Solari et al., 2008). Otros mecanismos propuestos para explicar la evolución de la CB son la formación de una ventana mantélica en la losa subductante (Berk-Biryol et al., 2018; Li et al., 2021) y la rotación producida por la colisión dorsal-fosa en el extremo SO de la fosa de las Shetland del Sur (Li et al., 2021). Adicionalmente, se ha identificado la existencia de un *rift* abandonado al NE de la Cuenca de Bransfield activa actualmente, este segmento es evidencia de una actividad de *rifting* previa a la actual asociada únicamente a la influencia de la RSS (Lodolo & Pérez, 2015). Esta compleja interacción de factores hace que la Cuenca de Bransfield no se reconozca como una clásica cuenca de trasarco.

La estructura del estrecho de Bransfield (fig. 4) ha sido objeto de múltiples estudios, utilizando técnicas como sísmica multicanal (Almendros et al., 2020; Barker et al., 2003; Barker & Austin, 1998; Christeson et al., 2003; Galindo-Zaldívar et al., 2004; Lodolo & Pérez, 2015), tomografía de ruido ambiental (Li et al., 2021), función receptora telesísmica (Berk-Biryol et al., 2018; Parera-Portell et al., 2021), tomografía de ondas superficiales (Vuan et al., 2005), sísmica de refracción (Almendros et al., 2020; Grad et al., 1997), batimetría (Lawver et al., 1996), métodos de potencial (Almendros et al., 2020; Catalán et al., 2013) y otros.



**Figura 3.** Modelo de la evolución estructural de la Cuenca de Bransfield y la microplaca Shetland del Sur. Extraído de (Galindo-Zaldívar et al., 2004).

La CB cuenta con una extensión de 450 km de largo en dirección ENE y 100 km de ancho. Se ubica hacia el NO del estrecho, separada de las Islas Shetland del Sur por laderas de  $\sim 10^\circ$  de inclinación, mientras que su margen SE con la Península Antártica tiene menores pendientes de  $\sim 5^\circ$  y muestra la incisión de cañones submarinos. La misma asimetría entre el margen NO y el SE, se evidencia también en el grosor de la corteza y el ángulo de manto de las fallas normales. El margen NO hacia las Islas Shetland del Sur se caracteriza por un espesor cortical de 20 a 26 km y largas fallas normales poco separadas manteniendo de  $45^\circ$  a  $60^\circ$ . Por el otro lado, el margen SE se elonga hacia la Península Antártica, con un espesor cortical de 14 a 20 km y fallas normales menores separadas entre sí, con variación de la dirección de manto y manto medio a  $45^\circ$ , las cuales despegan desde una falla maestra de bajo ángulo (Barker & Austin, 1998; Christeson et al., 2003; Galindo-Zaldívar et al., 2004). Adicionalmente, la estructura de la Cuenca de Bransfield también varía a lo largo, con espesores corticales de 10 a 15 km, engrosándose de NE a SO (Christeson et al., 2003). Sobre las masas continentales fuera de la acción extensiva, se ha calculado un espesor cortical de hasta 33 km en la Península Antártica y de hasta 30 km en las Islas Shetland del Sur (Parera-Portell et al., 2021). Basado en estas características, existe un consenso general de que la extensión se ha propagado del NE al SO. Adicionalmente, hay consenso en que la Cuenca de Bransfield se halla aún en etapa de *rifting* y no en una etapa de generación de suelo oceánico, pese a la firma de MORB en la química del volcanismo submarino (Almendros et al., 2020; Barker et al., 2003).



**Figura 4.** Configuración estructural de la Cuenca de Bransfield y distribución del volcanismo de rifting. CBO: Cuenca de Bransfield Oeste, CBC: Cuenca de Bransfield Central, CBE: Cuenca de Bransfield Este, IDEC: Isla Decepción, JORO: volcán Jorobado, THER: ridge Tres Hermanas, ORCA: volcán Orca, IPIN: Isla Pingüino, RH: ridge Hook, IBRI: Isla Bridgeman, RG: ridge G. Volcanismo extraído de Gràcia et al. (1996) y Smellie (2021). Fallas normales extraídas de Pedrera et al. (2012).

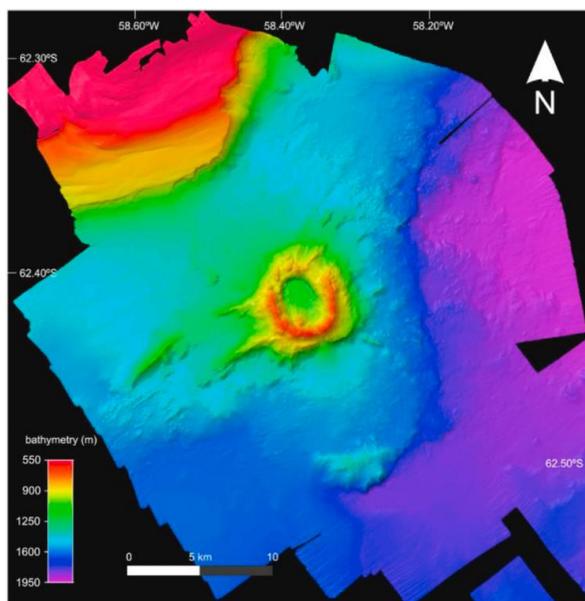
El volcanismo Cuaternario es otra característica relevante asociada al *rift* de Bransfield, sumando la presencia de los volcanes subaéreo Isla Decepción, Bridgeman y Pingüino, y las estructuras volcánicas submarinas volcán Jorobado, *ridge* Tres Hermanas, volcán Orca y *ridge* Hook (Smellie, 2021) (fig. 4), de todos estos el que representa mayor amenaza y acumula más estudios es el volcán Isla Decepción.

La evolución del volcán Isla Decepción está marcada por la formación de su caldera de colapso hace ~10.000 años (Antoniades et al., 2018; Geyer et al., 2019), la elongación de las estructuras alimentadoras de este volcán se asocia a la falla normal al margen sur de las Islas Shetland del Sur (Pedrera et al., 2012), bloque continental con el que comparte la misma tendencia de movimiento (Rosado et al., 2019). Basado en los sets de fallas identificados en la isla se propone una rotación antihoraria de esta, asociado a un movimiento de rumbo sinistral (Maestro et al., 2007). Se le ha adjudicado a este volcán la mayor erupción Holocena en Antártica hace ~4000 años con su correspondiente colapso de caldera (Antoniades et al., 2018). Más cercano a la actualidad, su último periodo eruptivo ocurrió entre 1967 y 1970, posterior a eso, al menos tres periodos de agitación sísmica se detectaron en 1992, 1999 y 2015, en base a estos se ha evidenciado el aumento de actividad hidrotermal precursora (Berrocoso et al., 2018), tremores periódicos asociados al aumento de microsismicidad oceánica (Jiménez Morales et al., 2017), sismicidad asociada a intrusiones someras de pequeña escala e intrusiones profundas de mayor escala y duración (Moreno-Vacas & Almendros, 2021), y la relación con actividad sísmica volcano-distal (VD) en Isla Livingston actuando como gatillante de la sismicidad de largo periodo (LP) y volcano tectónica (VT) durante la agitación sísmica de 2015 (Almendros et al., 2018). Todas estas características evidencian una amenaza volcánica activa para la zona del estrecho de Bransfield.

Los volcanes submarinos asociados al *rift* de Bransfield no han pasado desapercibidos, siendo el volcán Orca es el más estudiado (fig. 5). Este volcán ubicado frente a Bahía Fildes, se caracteriza por una caldera de 4 km de ancho levemente elongada en dirección NO-SE, un diámetro basal de 7.5 km, flancos con pendientes de 25° a 30° y una altura máxima de 900 m sobre el suelo marino, el que se ubica a una profundidad media de 1500 m (Almendros et al., 2020). Mediciones de anomalía de Bouguer completa y reducción al polo muestran un máximo elongado en dirección del *rift* y enanchado sobre la caldera, sugiriendo un volcanismo fisural previo seguido de la etapa de caldera. Caso opuesto es el del volcán Jorobado que sugiere una etapa de volcanismo fisural posterior a la etapa de caldera, basado en una anomalía magnética negativa sobre el edificio volcánico (Almendros et al., 2020). Otros estudios evidencian la actividad magmática latente del volcán Orca, ya sea mediante el reconocimiento de organismos termófilos asociados a fluidos hidrotermales (Rodrigo et al., 2018) o actividad sísmica en torno al volcán (Seivane et al., 2022). En este

sentido, el volcán Orca ha sido el principal elemento para explicar el enjambre sísmico ocurrido entre agosto y diciembre del 2020 (Cesca et al., 2022; Poli et al., 2022).

Mediciones geodésicas sobre las Islas Shetland del Sur y la Península Antártica permiten caracterizar la extensión del estrecho de Bransfield y su interacción con los elementos circundantes. Tres bloques de la corteza continental de las Islas Shetland del Sur han sido identificados en base a su movimiento relativo a la Península Antártica (Berrocoso et al., 2016; Taylor et al., 2008). El bloque central comprende la mayoría de las islas del archipiélago, presenta subsidencia a  $\sim 5$  mm/año y se mueve horizontalmente a 7 a 9 mm/año de forma ortogonal a la CBC, lo que corresponde a la misma tasa total de apertura de la subcuenca. El bloque oeste comprendido por las islas Nieve, Baja y Smith se diferencia del primero principalmente por una menor tasa de movimiento horizontal con solo 2.2 a 3 mm/año. El último bloque corresponde a la Isla Elefante el cual presenta alzamiento, y movimiento horizontal de  $\sim 7$  mm/año, pero en dirección ONO (Taylor et al., 2008) asociado directamente al movimiento del RSS. Estas mediciones evidencian una segmentación del movimiento de la masa continental. Por otra parte, si el *rift* es una zona de extensión amplia o más bien segmentos lineares en extensión es una interrogante aún abierta, sin embargo, registros gravimétricos, magnéticos y sísmicos (Almendros et al., 2020; Christeson et al., 2003; Gràcia et al., 1996), tanto como de agrupación de la sismicidad (Robertson-Maurice et al., 2003) sugieren segmentación a lo largo del *rift*. Por ahora, no existe consenso en los límites de los segmentos y se sugiere utilizar con precaución modelos globales como el de Bird (2003).



**Figura 5.** Batimetría del volcán Orca. Extraído de (Almendros et al., 2020).

## 2.3. Sismicidad histórica y reciente

Para describir la sismicidad histórica en Antártica, se utiliza el catálogo de eventos revisados del *International Seismological Centre (ISC) Bulletin* (Bondár & Storchak, 2011; International Seismological Centre, 2022) entre el 1 de enero de 1900 y el 1 de enero de 2022, tomando como referencia la regionalización de Flinn-Engdahl (Young et al., 1996). Con este fin, se seleccionan las regiones geográficas asociadas a la placa Antártica (anexo B) para caracterizar su sismicidad a diferentes escalas, extrayendo la información sobre el área de la región, la cantidad total de eventos registrados, la densidad de eventos y el evento de mayor magnitud (tabla 1).

Previas compilaciones de la sismicidad histórica registrada en el continente antártico (Kanao, 2014; Reading, 2007) han identificado diferentes causas en la sismicidad. De forma general, Reading (2007) reconoce la existencia de sismicidad asociada a un control tectónico en las montañas transantárticas y dispersa al interior del continente, como también identifica sismicidad en las costas del continente controladas por el ajuste isostático glacial.

**Tabla 1.** Sismicidad en la selección de zonas geográficas de Flinn-Engdahl (Young et al., 1996) asociadas a la Placa Antártica, obtenidas del catálogo de eventos revisados del ISC. Se ilustra las regiones asociadas al “Continente Antártico” (naranja) y aquellas más relevantes de “Placa Antártica no continental” (azul claro).

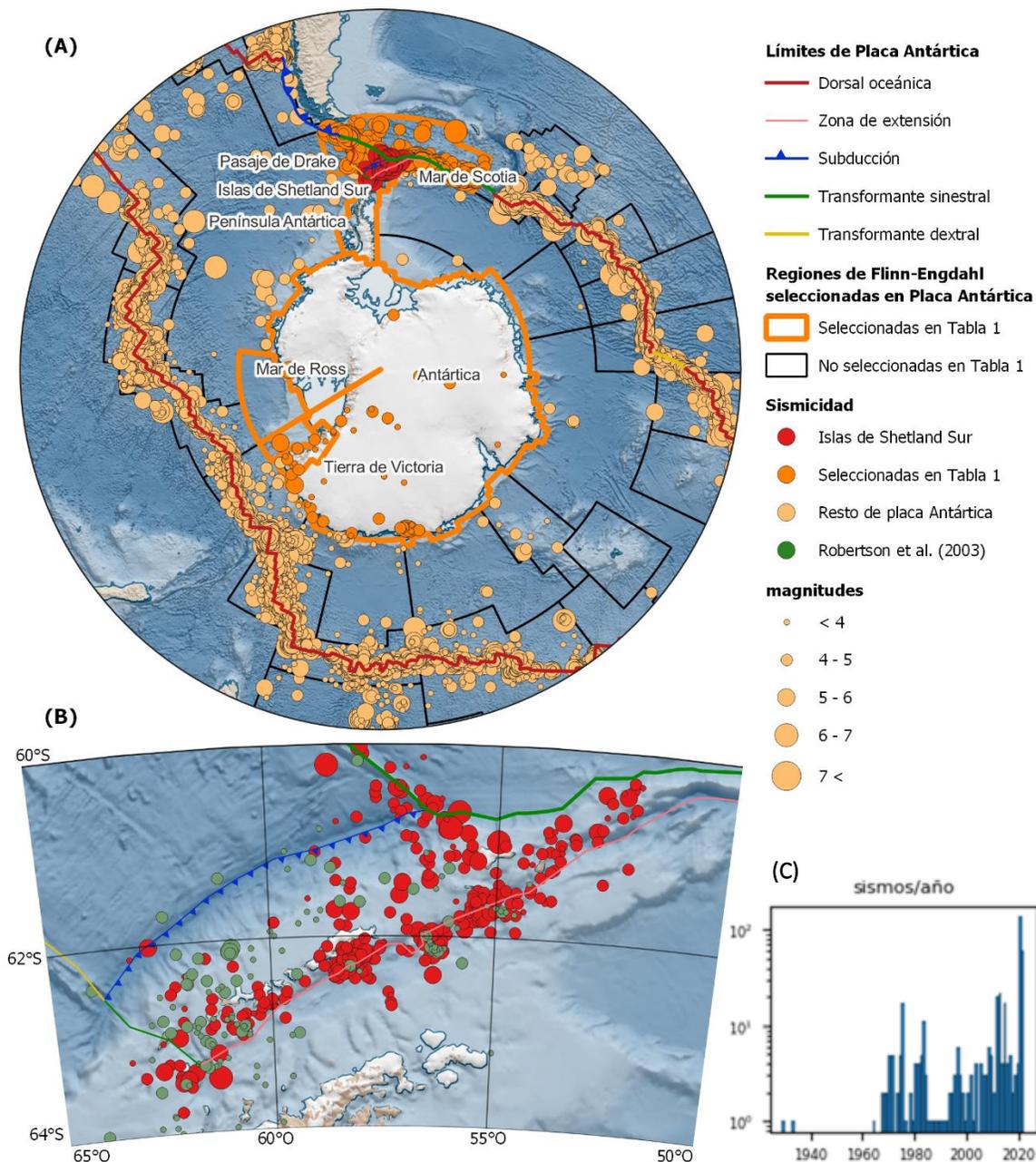
Nombre región	Región sísmica	Región geográfica	Área [km <sup>2</sup> ]	Nº eventos	Densidad [eventos/km <sup>2</sup> ]	Magnitud máxima
Pasaje de Drake	10	149	5.6 e5	111	2.0 e-4	6.8 MS
Mar de Scotia	10	150	1.1 e6	798	7.5 e-4	7.8 MS
Islas Shetland del Sur	10	154	1.8 e5	416	2.3 e-3	7.1 MS <sup>1</sup>
Península Antártica	10	155	6.1 e5	2	3.3 e-6	5.2 mb
Tierra de Victoria	50	727	3.1 e5	10	3.2 e-5	4.1 mb
Mar de Ross	50	728	1.2 e6	3	2.4 e-6	5.5 MW
Antártica	50	729	1.4 e7	76	5.4 e-6	5.8 mb <sup>2</sup>
<b>Continente Antártico*</b>	-	-	1.6 e7	91	5.6 e-6	5.8 mb <sup>2</sup>
<b>Placa Antártica no continental*</b>	-	-	5.5 e7	24638	4.5 e-4	8.1 MW <sup>3</sup>
<b>Placa Antártica*</b>	-	-	7.1 e7	24729	3.5 e-4	8.1 MW <sup>3</sup>
<b>Mundo**</b>	-	-	5.1 e8	1500000	2.9 e-3	9.5 Mw <sup>4</sup>

(\*) El detalle de esta selección se encuentra en Anexo B. (\*\*) Sismicidad de eventos moderados a grandes según ISC ([www.isc.ac.uk/about/](http://www.isc.ac.uk/about/)). (1) Referida en este trabajo como el evento principal de la crisis sísmica de Bransfield ocurrido en enero del 2021, el mayor evento previo a este es un 6.9 Mw en julio de 1983. (2) Evento de 7.1 Ms de 1910 dejado de lado por falta de información. (3) (Tsuboi et al., 2000). (4) (Barrientos & Ward, 1990). Nota: la notación “ex” equivale a 10<sup>x</sup>, por ejemplo, e - 5 = 10<sup>-5</sup>.

La densidad de eventos por unidad de área registrados en el mundo desde 1900 al 2022 es de 0.0029 eventos/km<sup>2</sup>, siendo el mayor evento registrado el de Valdivia en 1960 con 9.5 Mw (Barrientos & Ward, 1990). Por su parte, la densidad de eventos históricos de la placa Antártica es 6 veces menor que la del mundo, mientras que su mayor evento registrado es el de Isla Belleny en 1998 con 8.1 MW (Tsuboi et al., 2000). Si bien la sismicidad asociada a la placa Antártica es baja, al interior del Continente Antártico es aún más baja con una densidad de eventos 63 veces menor que la Placa Antártica, llevándola a ser creída una zona asísmica como resultado de la cobertura de hielo sobre el continente (Evison, 1967; Kanao, 2014). La sismicidad se produce principalmente en dorsales de expansión oceánica, que corresponden al 88% del margen de la placa Antártica (fig. 6 A). Pese a ello, hay excepcionales zonas sísmicas en Antártica similares en densidad de eventos a la media mundial, tal es el caso de la región de las Islas Shetland del Sur con un total de 416 eventos revisados por ISC. En esta región la sismicidad se ubica principalmente sobre la zona de extensión del *rift* de Bransfield, secundado por la zona del antearco, especialmente hacia el este, cercano al punto triple (fig. 6 B). Sin embargo, el catálogo sísmico de esta zona no solía tener esta abundancia, pues previo a 1964 solo 2 eventos habían sido detectados y, por otro lado, el 61% de los eventos se han detectados desde agosto del 2020 (fig. 6 C).

La estación sismológica más antigua conectada a la Federación Internacional de Redes Sismográficas Digitales (FDSN, en inglés), fue instalada recién en 2002 con el código JUBA, seguida de ESPZ en 2005. Recién en 2020 fue instalada una tercera estación que permita triangular los hipocentros de la sismicidad a escala local. Adicionalmente, la sismicidad ha sido estudiada por redes temporales como las que se nombran a continuación. Entre 1997 y 1999, Robertson Maurice et al. (2003) localiza con precisión 149 eventos a lo largo del estrecho de Bransfield y las Islas Shetland del Sur (fig. 6 B), si bien la mayoría se ubican sobre el *rift* de Bransfield, 4 de estos eventos se localizaron en el *outer-rise* y 43 de en la zona del antearco, donde un mecanismo inverso fue calculado, insinuando un estado de convergencia activa de la subducción de la microplaca de Phoenix. Previamente, Ibáñez et al. (1997) también reconoció sismicidad de profundidad intermedia bajo las Islas Shetland del Sur, asociándola a la subducción. Por otro lado, un elemento particularmente activo en la zona ha sido la Isla Decepción, donde Jiménez Morales et al. (2017) detectó hasta 276 temores de larga duración en un plazo de 7 años, mientras Almendros et al. (2018) describe como eventos volcano-tectónicos de entre 5 y 20 km de profundidad se hayan relacionados temporalmente a un enjambre sísmico previo frente a la Isla Livingston. Finalmente, en agosto del 2020 inicia una serie de eventos sísmicos detectados frente a Bahía Fildes en la Isla Rey Jorge, en enero del 2021 la sismicidad reaparece al este del estrecho de Bransfield frente a Isla Elefante.

## Sismicidad histórica Antártica



**Figura 6.** (A) Mapa de la sismicidad histórica obtenida del catálogo del ISC entre 1900 y 2021, asociada a las regiones de Flinn-Engdahl seleccionadas para estudiar tanto del continente Antártico, como del resto de la Placa Antártica, destacando las regiones del Pasaje de Drake (10-149), Mar de Scotia (10-150), Islas de South Shetland (10-154), Península Antártica (10-155), Tierra de Victoria (50-727), Mar de Ross (50-728) y Antártica (50-729). Adicionalmente se muestran los límites de la Placa Antártica. (B) Sismicidad histórica en las Islas Shetland del Sur, adicionalmente se muestra la sismicidad localizada por Robertson-Maurice et al. (2003). (C) Evolución temporal de eventos por año en las Islas Shetland del Sur.

# Capítulo 3

## Metodología

### 3.1. Marco teórico

Se utilizarán algunos métodos clásicos de la sismología para estudiar y revisar la localización de los eventos de la crisis sísmica, analizar la evolución espacial y temporal de la sismicidad en el periodo 2020 - 2021, y determinar los mecanismos focales mediante modelamiento de las formas de ondas para algunos de ellos. Así mismo, se revisarán aspectos conceptuales y metodológicos que se usarán en este trabajo para el análisis de los datos paramétricos y de formas de onda, para finalmente abordar también un análisis detallado de la calidad de los datos y la implementación de una estrategia metodológica robusta para corregir los eventuales errores encontrados.

#### 3.1.1. Localización hipocentral

Los terremotos ocurren debido al movimiento a lo largo de una superficie de ruptura que puede variar de escala nanométrica a cientos de kilómetros de largo. El punto focal donde inicia esta ruptura se conoce como hipocentro  $h$  y está definido por el punto en el espacio  $(x_h, y_h, z_h)$  y tiempo  $t_h$  en que inicia, es decir,  $h = h(t_h, x_h, y_h, z_h)$ , a diferencia del epicentro que es la proyección del hipocentro ortogonal a la superficie. La ruptura libera ondas sísmicas que viajan a diferentes velocidades por el subsuelo dependiendo de su estructura de velocidades de propagación por el medio, las cuales son representadas por modelos de velocidades  $V$  usualmente con simetría radial, es decir,  $V = V(z)$ . Finalmente, estas ondas son registradas por sensores sísmicos  $s$  definidos por su posición en el espacio  $(x_i, y_i, z_i)$ , es decir,  $s = s(x_i, y_i, z_i)$ . A partir del sismograma registrado por el instrumento se puede obtener la localización del hipocentro. Antes de llegar a ello, es necesario comprender algunos conceptos básicos sobre las ondas sísmicas y modelo de velocidades.

Las ondas sísmicas son las vibraciones producidas por un terremoto. Las ondas emitidas desde la fuente son conocidas como ondas de cuerpo, entre las que destacan la onda primaria P y la secundaria S. Adicionalmente, al llegar estas ondas a superficie generan las ondas superficiales mediante un fenómeno de interferencia, las cuales se propagan en grupo por una capa superficial a una velocidad menor que las ondas de cuerpo. Estas se conocen

como ondas de Rayleigh y ondas de Love. A continuación, se describen los aspectos distintivos de cada una de las ondas sísmicas (Stein & Wysession, 2009).

Onda P: Conocida como onda primaria, por ser la primera en registrarse luego de cada sismo, debido a su mayor velocidad de propagación. También se conoce como onda compresional debido al movimiento longitudinal respecto a su dirección de propagación. Onda S: Conocida como onda secundaria, ya que su velocidad es siempre menor que la de la onda P y es registrada después de esta. También se conoce como onda de corte debido al movimiento transversal respecto a su dirección de propagación. Ondas Love: Son generadas a partir de la componente horizontal de la onda S (SH) y requieren de un incremento de velocidad en profundidad. Su movimiento es paralelo a la superficie y polarizado transversalmente, es decir, transversal a la dirección de propagación. Ondas Rayleigh: Son generadas por la superposición de las ondas P y la componente vertical de la onda S (SV), sobre cualquier superficie libre. Su movimiento es elíptico retrógrado en el sentido de propagación. Su velocidad es menor que la de las ondas Love, por lo que se registrará posterior a esta en los sismogramas.

Las ondas de cuerpo viajan por el interior de la Tierra reflejándose y refractándose en estructuras o discontinuidades en su camino, tales como la discontinuidad manto-núcleo o corteza-manto. Estas interacciones generan más de 100 diferentes fases sísmicas, las cuales mediante su nomenclatura indican el tipo de onda y tipo de interacción en que se generó (Storchak et al., 2001). Cuando un terremoto ocurre, estas fases pueden ser identificadas en los sismogramas de sensores alrededor del mundo. Las fases sísmicas observadas dependen principalmente de la distancia epicentral  $D$  del sensor y el evento, la cual puede ser local ( $D \leq 1^\circ$ ), regional ( $1^\circ < D \leq 13^\circ$ ), a nivel del manto superior ( $13^\circ < D \leq 30^\circ$ ) y telesísmica ( $30^\circ < D$ ) (Lay & Wallace, 1995), como también dependen de la estructura de velocidades del medio en que se transmiten. La observación de sismogramas a diferentes distancias epicentrales permite construir las curvas camino-tiempo, las que contienen el tiempo de arribo de cada fase sísmica y permiten generar un modelo de velocidades del interior de la Tierra. La definición de un modelo de velocidades es esencial para los métodos de localización hipocentral, ya sean modelos globales o locales, con geometría 1D, 2D o 3D.

Cuando el registro de un evento está disponible en varias estaciones bien distribuidas azimutalmente, una localización puede obtenerse a partir de los tiempos de arribo  $t_i$  de las ondas P y/o S en cada estación, principalmente de la onda P por ser la más distinguible al llegar primero. Dado un modelo hipocentral  $m$  determinado por los parámetros del hipocentro  $(t_h, x_h, y_h, z_h)$  y un modelo de velocidades  $V$ , se puede conocer el vector de los valores teóricos  $d_T = t_i^T$  del tiempo de arribo a un grupo de estaciones ubicada en una coordenada específica  $(x_i, y_i, z_i)$  mediante el operador  $F$  (ecuación 1). La diferencia entre los

tiempos de arribo observados  $d = t_i$  y los teóricos se conoce como residual del modelo  $r_i$  (ec. 2). La métrica más utilizada sobre los residuales es la raíz de la media cuadrática del residual  $\epsilon$  o *RMCR* (ec. 3) y el modelo óptimo será el que minimiza esta métrica (Shearer, 2019).

$$F(m) = d_T \quad (1)$$

$$r_i = t_i - t_i^T \quad (2)$$

$$\epsilon = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N r_i^2}{N}} \quad (3)$$

Dado que la relación directa entre el modelo y los datos observados no es lineal, una forma de encontrar el modelo óptimo es rastrear el espacio de parámetros utilizando un algoritmo de búsqueda, para encontrar aquellos parámetros que minimicen el error, sin embargo, este método es computacionalmente costoso. La forma estándar de resolver esto es mediante una aproximación lineal de localización iterativa, donde cada nuevo modelo  $m$  (ec. 4) se construye considerando pequeñas perturbaciones  $\Delta m$  desde un modelo inicial  $m_0$ . Los tiempos de arribo teóricos en  $m$  se aproximan ocupando el primer término de la expansión de Taylor, lo cual resulta en una relación lineal entre el conjunto de parámetros hipocentrales del modelo  $m_j$  y los tiempos de arribo (ec. 5).

$$m = m_0 + \Delta m \quad (4)$$

$$t_i^T(m) = t_i^T(m_0) + \frac{\partial t_i^T}{\partial m_j} \Delta m_j \quad (5)$$

La expresión lineal del problema permite calcular el residual  $r_i$  del modelo  $m$  reemplazando el valor de la ec. 5 en la ec. 2 (ec. 6). Luego, la minimización de los residuales está dada por una relación lineal entre  $\Delta m_j$  y  $r_i$  (ec. 7), intermediada por la matriz  $G_{ij}$  que contiene las derivadas parciales procedentes de la expansión de Taylor. A partir de la relación lineal obtenida, la forma más sencilla de obtener los parámetros del modelo es mediante una inversión lineal de estos parámetros (ec. 8). Finalmente,  $m$  pasa a ser nuestro nuevo modelo inicial  $m_0$  y se repite el proceso, iterándolo hasta que el error converja bajo un umbral determinado (Lay & Wallace, 1995).

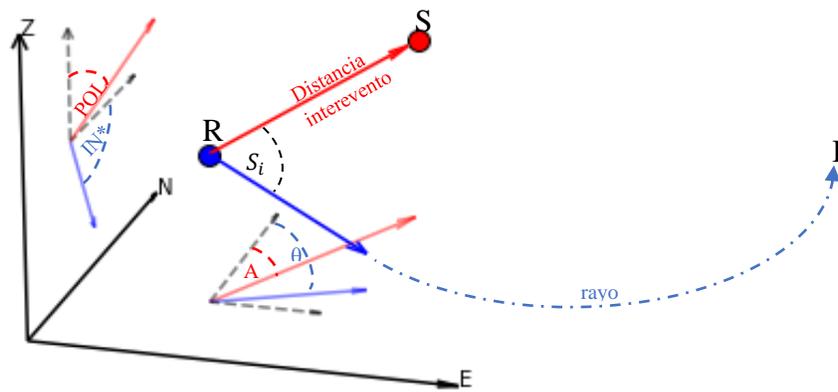
$$r_i(m) = t_i - t_i^T(m_0) - \frac{\partial t_i^T}{\partial m_j} \Delta m_j = r_i(m_0) - \frac{\partial t_i^T}{\partial m_j} \Delta m_j \quad (6)$$

$$r_i(m_0) = \frac{\partial t_i^T}{\partial m_j} \Delta m_j \quad \text{o} \quad r_i(m_0) = G \Delta m_j \quad (7)$$

$$\Delta m_j = (G_{ij}^T G_{ij})^{-1} G_{ij}^T r_i(m_0) \quad (8)$$

De forma general, el método requiere del cumplimiento de ciertas condiciones: (i) un medio sin presencia de heterogeneidades mayores asociadas a estructuras geológicas internas, (ii) una red instrumental de buena cobertura azimutal y (iii) la presencia de instrumentos a escala local. Cuando estas condiciones no se cumplen surgen errores tales como (I) el corrimiento del hipocentro hacia el medio de mayor velocidad, (II) elipses de error elongadas a la dirección de mayor cobertura azimutal o (III) compensación entre el tiempo de origen y la profundidad del evento, respectivamente a las condiciones mencionadas. Los errores II y III se abordan mejorando la red instrumental, mientras que el error I es inmanente a la complejidad del medio en que ocurre la sismicidad (Shearer, 2019).

Una manera de sobrellevar el error asociado a heterogeneidades mayores para la localización de sismicidad local, sin tener que recurrir a modelos de velocidades 2D o 3D, es mediante métodos de localización relativa. Dado que la variación de velocidad lateral fuera de la región local tiene el mismo efecto en todos los eventos, conviene localizar un grupo de eventos cercanos de forma relativa al evento mayor de este grupo, hipotéticamente mejor localizado que el resto (Stein & Wysession, 2009).



**Figura 7.** Definición de los vectores asociados al rayo (azul) y al evento secundario (rojo) en función de los ángulos  $S_i$ ,  $AZ$ ,  $POL$ ,  $\theta_i$  e  $IN_i$ . Los ángulos  $POL^*$  e  $IN^*$  son ángulos aparentes puestos sobre ese plano vertical solo para ilustrar el problema. R: evento referencial, S: evento secundario, I: instrumento. Basado en el método de Fitch (1975).

El procedimiento para la localización relativa utiliza para una determinada fase registrada en cada estación  $i$ , la diferencia de tiempo de arribo  $\Delta t_i$  (ec. 9) entre el evento secundario  $t_{i,sec}$  y el evento referencial  $t_{i,ref}$ . Al restar los tiempos de arribo se cancelan cualquier anomalía de tiempo debido a la complejidad del medio, en tanto esta afecta por igual al evento de referencia y al secundario. Luego, estableciendo el evento referencial como nuestro modelo inicial  $m_0$ , la localización relativa  $\Delta m$  está dada por la solución que mejor ajusta la relación derivada de la ec. 5 (ec. 10). Obteniendo así una solución válida en tanto  $\Delta m$  sea lo suficientemente pequeño para sustentar la aproximación lineal (Shearer, 2019).

$$\Delta t_i = t_{i,sec} - t_{i,ref} \quad (9)$$

$$\Delta t_i = t_i^T(m) - t_i^T(m_0) = \frac{\partial t_i^T}{\partial m_j} \Delta m_j \quad (10)$$

La forma de abordar este problema es planteando que el tiempo residual en la  $i$ -ésima estación  $\Delta t_i$  puede expresarse en término de las diferencias del tiempo de origen  $\Delta t_o$  y las diferencias de primer orden del trayecto del rayo (ec. 11 y ec. 12) (Fitch, 1975; Spence, 1980). Aquí,  $L$  es la distancia entre el evento referencial y el secundario,  $V$  es la velocidad de propagación del medio entre los eventos para la onda utilizada,  $S_i$  es el ángulo formado por un vector que une el evento referencial con el evento secundario y un vector tangente al rayo que viaja del evento referencial a la estación  $i$ ,  $AZ$  y  $POL$  son el azimut y ángulo polar del vector que une el evento de referencia al evento secundario,  $\theta_i$  e  $IN_i$  son el azimut y ángulo de incidencia del rayo en la estación  $i$  proyectado de vuelta al foco del evento de referencia (fig. 7). La aproximación de primer orden requiere que la distancia  $L$  sea al menos 10 veces menor que la distancia a la estación utilizada más cercana.

$$\Delta t_i = \Delta t_o - \frac{L \cos(S_i)}{V} \quad (11)$$

$$\begin{aligned} \cos(S_i) = & \cos(AZ) \cos(\theta_i) \sin(POL) \sin(IN_i) \\ & + \sin(AZ) \sin(\theta_i) \sin(POL) \sin(IN_i) \\ & + \cos(POL) \cos(IN_i) \end{aligned} \quad (12)$$

La forma linealizada de la ec. 11 se obtiene mediante una expansión de Taylor de primer orden (ec. 13), donde  $\Delta T_i$  es la diferencia de tiempo residual en la estación  $i$  para un evento secundario en particular. Cualquiera sea la expresión lineal entre los parámetros del modelo y los datos (ec. 7 o ec. 13), esta nos permitirá escribir las ecuaciones en forma

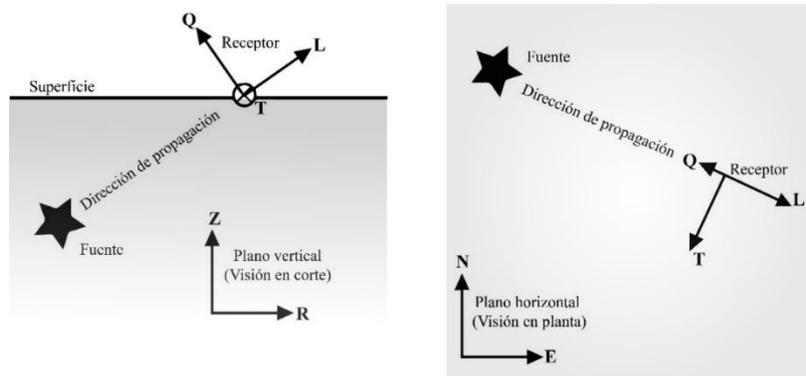
matricial (ec. 14). Para el caso de la ec. 13,  $m$  son los parámetros del modelo que nos permite conocer la diferencia entre el evento secundario y el referencial,  $G$  es la matriz de derivadas parciales que describe la física del problema y  $d$  es el vector de los datos observados, en este caso, la diferencia de los tiempos de arribo. Expresar el problema de forma lineal permite una inversión simple para obtener los parámetros del modelo utilizando la ec. 8.

$$\Delta T_i = \Delta T_0 + A_i \Delta L + B_i \Delta AZ + C_i \Delta POL + D_i \Delta V + E_i \Delta IN_i \quad (13)$$

$$G \cdot m = d \quad (14)$$

Ante la falta de una red instrumental adecuada para la localización hipocentral, incluso un único instrumento triaxial, bien orientado y ubicado a escala local de la sismicidad, puede ser utilizado para realizar una localización hipocentral. Ya que la onda P se polariza radial y verticalmente, un registro preciso del movimiento de la primera llegada de la onda P puede utilizarse para inferir el azimut e inclinación del rayo hacia el hipocentro.

La distancia al hipocentro  $D_h$  es obtenida de la diferencia entre el tiempo de arribo de dos fases sísmicas  $\Delta t_{s-p}$  (ec. 15), típicamente las ondas S y P,  $t_s$  y  $t_p$  respectivamente, asumiendo un medio isótropo y homogéneo con una determinada velocidad de propagación de la onda P  $\alpha$ , resultando una relación lineal entre la distancia y la diferencia de tiempo de la onda S y P (ec. 16). Esta relación suele ser simplificada asumiendo un valor típico de la corteza somera  $\alpha = 6 \text{ km/s}$ , de tal forma que cualquier ciudadano común, analógicamente a un instrumento solitario, puede estimar grosso modo la distancia a la que ocurrió un sismo a escala local, en tanto logre percibir la llegada de las ondas P y S (ec. 17).



**Figura 8.** Transformación de las componentes ortogonales de la estación sísmica en la dirección de rayo emergente (L), permitiendo trazar el rayo de vuelta a la fuente. Modificado de la página web de IRIS help.

$$\Delta t_{s-p} = t_s - t_p \quad (15)$$

$$D_h = \frac{\Delta t_{s-p}}{\sqrt{3} - 1} \alpha \quad (16)$$

$$D_h(km) = 8 \cdot \Delta t_{s-p} (s) \quad (17)$$

Cuando existe un modelo de velocidades del medio, un resultado más preciso se puede obtener trazando el rayo de vuelta al foco a través del medio (fig. 8), considerando la diferencia de tiempo  $\Delta t_{s-p}$ , el back azimuth y la inclinación del rayo obtenida de la medición del movimiento de partícula de la onda P. Este procedimiento pierde precisión a mayores distancias, debido a que la componente principal del rayo emergente pasa a ser la vertical, perdiendo resolución de las componentes horizontales para determinar el back azimuth.

### 3.1.2. Análisis de sismicidad

Una relación fundamental del escalamiento de los terremotos, conocida como la ley de Gutenberg-Richter, es obtenida del comportamiento de la frecuencia asociada al tamaño de los sismos. En cualquier región se reconoce que, dado un periodo suficientemente largo, el número de eventos ocurridos ( $N$ ) con una magnitud igual o superior a  $M$  sigue una ley de potencias (ec. 18), donde  $a$  es una constante asociada a la cantidad de eventos y  $b$ , mejor conocido como el valor- $b$ , es una constante que mide la cantidad de eventos pequeños en relación con los eventos mayores,  $b$  suele tener valores entre 0.8 y 1.2 dependiendo del contexto, a mayor valor de  $b$ , mayor es la cantidad de eventos menores sobre los mayores (Shearer, 2019; Udías et al., 2014).

$$\log_{10} N = a - bM \quad (18)$$

Uno de los usos de la ley de Gutenberg-Richter (GR) es determinar la completitud del catálogo para magnitudes de iguales o superiores a un valor mínimo, para las cuales los valores observados se ajustan bien a la relación lineal de GR. La magnitud mínima de completitud se suele asociar a un límite de detección de la sismicidad. Para un catálogo de eventos sísmicos hay distintos métodos para estimar el valor  $b$ , una manera es ajustando linealmente los valores de  $M$  con los valores de  $\log_{10} N$ , introduciendo así un estimador sesgado de  $b$ . Por otro lado, un estimador no sesgado se puede obtener mediante el método de máxima verosimilitud (ec. 19) (Aki, 1965), cuya estimación puede ser reforzada estadísticamente mediante el método de *bootstrap* (Johnson, 2001).

$$b = \frac{\log_{10}(e)}{\bar{M} - \left(M_C - \frac{M_{bin}}{2}\right)} \quad (19)$$

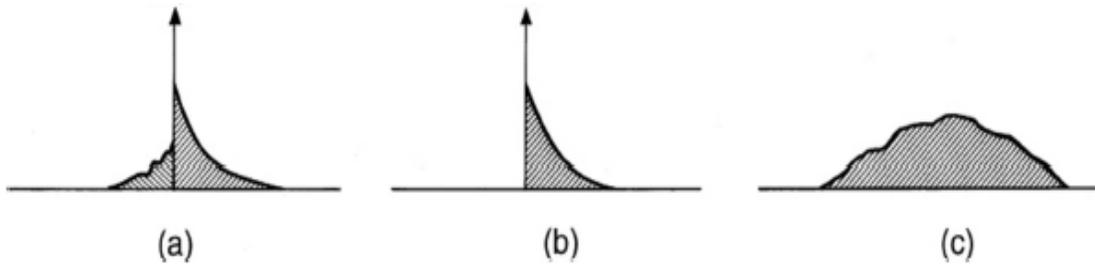
Los terremotos rara vez ocurren de forma aislada, en cambio suelen formar parte de una secuencia de eventos (fig. 9). En este sentido se reconocen secuencias de eventos precursoras y de réplicas, ambas asociadas a un evento principal. Por otro lado, las secuencias que no están dominadas por un evento mayor se conocen como enjambres (Scholz, 2019).

**Réplicas:** La presencia de réplicas se observa principalmente en terremotos tectónicos poco profundos de tamaño significativo (fig. 9 a y b). Su comportamiento es bien definido por la Ley de Omori, la que describe como decae la cantidad de réplicas en el tiempo (ec. 20). En esta relación,  $n$  es el número de réplicas en un intervalo de tiempo  $t$  luego del sismo principal,  $K$  y  $p$  son constantes, y  $c$  es un número positivo cercano a cero. Inicialmente, Omori propuso una ley hiperbólica donde  $p = 1$ , sin embargo, los valores de  $p$  varían ampliamente entre 0.5 a 1.5 con una media de 1.08, remarcando la ley de Omori como una ley de potencia (Guglielmi, 2017; Shcherbakov et al., 2004).

$$n(t) = \frac{K}{(c + t)^p} \quad (20)$$

Otra relación empírica obtenida del comportar de las réplicas es la relación de Båth. De acuerdo con esta, la diferencia de magnitud  $\Delta m$  (ec. 21) entre el evento principal  $m_{ep}$  y la réplica de mayor tamaño  $m_{re}^{max}$  es aproximadamente una constante independiente de la magnitud del evento principal, típicamente con un valor de  $\Delta m \approx 1.2$  (Console et al., 2003).

$$\Delta m = m_{ep} - m_{re}^{max} \quad (21)$$



**Figura 9.** Tipos de secuencias sísmicas. (a) Secuencia de precursoras-principal-réplicas y (b) secuencia de principal-réplicas, en ambos casos la flecha vertical indica la ubicación del evento principal. Por otro lado, (c) representa un enjambre sin presencia de evento principal. Extraído de Scholz, (2019).

Las réplicas usualmente comienzan inmediatamente después del evento principal y cubren toda el área de ruptura, aunque comúnmente se concentran en lugares donde se concentra la tensión, como alrededor de la periferia de la ruptura o al interior de esta cerca de la periferia. La productividad de las réplicas puede depender de factores regionales como el grado de acoplamiento sísmico, con mayor productividad en zonas menos acopladas (Scholz & Campos, 2012).

**Precursores:** Son eventos sísmicos menores que anteceden al evento principal, ocurriendo usualmente en la vecindad inmediata del hipocentro del evento principal. A diferencia de las réplicas, su ocurrencia es mucho más variable y no hay una correlación entre el tamaño del precursor más grande o el número de eventos precursores. Sin embargo, apilando muchas secuencias precursoras surge una estructura en que la sismicidad precursora sigue una ley de Omori inversa, es decir, la sismicidad aumentando por crecimiento algebraico hasta la ocurrencia del evento principal.

**Enjambres:** Son secuencias de eventos que usualmente empiezan y terminan de forma gradual sin un evento que domine en tamaño, cuya sismicidad suele concentrarse en un rango menor de magnitudes. Estas secuencias suelen estar asociadas a regiones volcánica (Sykes, 1970) o terremotos lentos. Holtkamp & Brudzinski (2011) identificaron algunos aspectos de los enjambres en zonas de subducción del margen circun-pacífico: (1) La cantidad de eventos no depende de la magnitud del evento mayor de la secuencia, (2) la tasa de sismicidad se mantiene aproximadamente constante, y (3) poseen un alto valor-b asociado a la ley de Gutenberg-Richter de entre 1.5 a 2.

Como muestra la presencia de precursores y réplicas, los sismos no funcionan de forma independientes aislados unos de otros, en cambio, interactúan mediante su campo de esfuerzos. No limitado a la vecindad de un evento mayor, como ocurre con los precursores y réplicas, los terremotos pueden ser gatillados a mayores distancias, ya sea a un gatillante cercano de uno a dos veces el largo del evento mayor, o un gatillante lejano a distancia regional o telesísmica. Además, el retraso del evento gatillador y gatillado  $\Delta t$  puede variar de decenas de segundos a décadas, en otras palabras,  $t_v \leq \Delta t \ll T_R$ , siendo  $t_v$  el tiempo de viaje entre el evento gatillante y gatillado, y  $T_R$  el tiempo de recurrencia del terremoto (Freed, 2005; Scholz, 2019). Más detalles de la interacción entre los sismos en anexo C.

### **3.1.3. Mecanismo focal**

El plano de ruptura describe el área de una falla afectada durante un terremoto. Especialmente en terremotos de magnitud  $M \geq 7$ , es posible estudiar la complejidad del deslizamiento ocurrido en esta área con diferentes métodos. Sin embargo, para sismicidad de

menor magnitud observada a una distancia suficientemente lejana, es válida la representación de esta ruptura como una fuente sísmica puntual y las aproximaciones que esto conlleva.

El tensor de momento sísmico  $M$  representa los pares de fuerzas equivalentes actuando sobre la fuente (Dahm & Krüger, 2014). Es conveniente descomponer el tensor  $M$  en su sistema de ejes principales (ec. 23) a través del cálculo de sus vectores y valores propios, representados como  $a_{ij} = (a_{ix}, a_{iy}, a_{iz})^T$  y  $e_i$ , respectivamente con  $i = 1,2,3$ . Con esta descomposición, nos centramos en el tensor central con los valores propios, correspondiente al tensor de momento diagonalizado  $m$ , el cual es descompuesto en una parte isotrópica y una deviatórica (ec. 24), donde  $tr(m) = e_1 + e_2 + e_3$  es la traza del tensor.

$$M = \begin{pmatrix} a_{1x} & a_{2x} & a_{3x} \\ a_{1y} & a_{2y} & a_{3y} \\ a_{1z} & a_{2z} & a_{3z} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} e_1 & 0 & 0 \\ 0 & e_2 & 0 \\ 0 & 0 & e_3 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_{1x} & a_{1y} & a_{1z} \\ a_{2x} & a_{2y} & a_{2z} \\ a_{3x} & a_{3y} & a_{3z} \end{pmatrix} = A \cdot m \cdot A^T \quad (23)$$

$$m = \frac{1}{3} \begin{pmatrix} tr(m) & 0 & 0 \\ 0 & tr(m) & 0 \\ 0 & 0 & tr(m) \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} e_1^d & 0 & 0 \\ 0 & e_2^d & 0 \\ 0 & 0 & e_3^d \end{pmatrix} = M_{ISO} + M_{DEV} \quad (24)$$

La componente isotrópica del tensor de momento sísmico responde a un cambio de volumen en la fuente, es decir, una explosión o implosión, irradiándose como onda P en todas las direcciones por igual. Esta suele observarse en sismicidad inducida por *fracking* u otros procesos no naturales, siendo también asociada a fuentes volcánicas donde ocurren cambios de volumen debido a la presencia de magma, por lo que su preponderancia es significativa de evaluar en entornos volcánicos o volcanotectónicos.

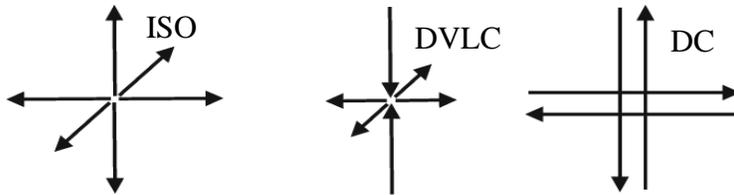
Por otro lado, la componente deviatórica se refiere a cualquier tipo de fuente sin cambio de volumen, es decir, donde  $tr^d(m) = e_1^d + e_2^d + e_3^d = 0$ . Esta componente puede descomponerse de distintas formas, siendo especialmente adecuada la descomposición de Knopoff & Randall (1970) por su interpretación física, lo que la ha llevado a ser ampliamente utilizada. Esta representación descompone el tensor deviatórico en una componente doble cupla (DC), la cual representa un fallamiento de cizalle, y en un dipolo vectorial lineal compensado (DVLC), el que se entiende como una apertura o colapso normal al plano de falla. La descomposición del tensor deviatórico (ec. 25) se realiza a partir de los valores propios deviatóricos ordenados de la forma  $|e_1^d| \leq |e_2^d| \leq |e_3^d|$ , definiendo el valor  $F = -e_1^d/e_3^d$ . La sismicidad tectónica suele tener un alto porcentaje de componente DC, mientras que la aparición de componente DVLC suele encontrarse en ambientes volcánicos asociados a la apertura o cierre de diques. De esta forma, el tensor diagonalizado puede ser representado mediante tres componentes (ec. 26) ilustradas en la figura 10.

$$M_{DEV} = e_3^d(1 - 2F) \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} + e_3^d F \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 2 \end{pmatrix} = M_{DC} + M_{DVLC} \quad (25)$$

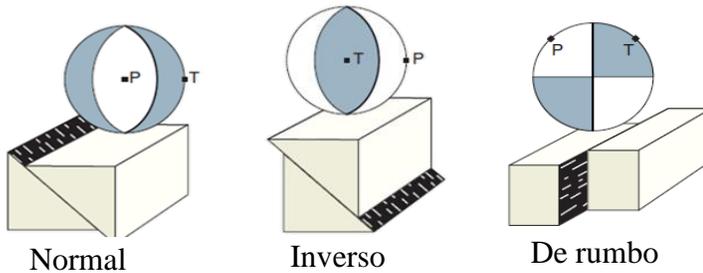
$$m = \frac{tr(m)}{3} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} + e_3^d F \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 2 \end{pmatrix} + e_3^d(1 - 2F) \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (26)$$

La parte no diagonalizada del tensor de momento sísmico es la que contiene la información de la dirección en la que se generan estas fuerzas, en otras palabras, la información de los posibles planos de falla que explican el patrón de radiación identificado por el campo de desplazamientos en los receptores. La representación de estos planos de falla se conoce como mecanismo focal (fig. 11). Esta representación está íntimamente ligada al patrón de radiación de la onda P, donde el color claro indica tracción de la onda P y el color oscuro indica compresión de la onda P.

De acuerdo con la disposición del mecanismo focal, se destacan cinco tipos: mecanismo normal, cuando ocurre tracción hacia arriba y se asocia al deslizamiento gravitacional de un bloque sobre el otro; mecanismo inverso, cuando ocurre compresión hacia arriba y se asocia, generalmente, a esfuerzos compresivos que llevan a un bloque a montarse sobre otro; mecanismos de rumbo dextral y siniestral, que ocurre cuando dos bloques se desplazan lateralmente a la derecha e izquierda, respectivamente; mecanismo oblicuo, se refiere a una combinación de los mecanismos antes mencionados.



**Figura 10.** Descomposición del tensor de momento sísmico en sus componentes isotrópica (ISO), doble cupla (DC) y dipolo vectorial lineal compensado (DVLC).



**Figura 11.** Tipos de mecanismos focales donde se observa la representación del mecanismo en planta y una representación de la falla en corte. (A) Normal, (B) inverso, (C) de rumbo. Extraído de (Fossen, 2016).

## **3.2. Base de datos**

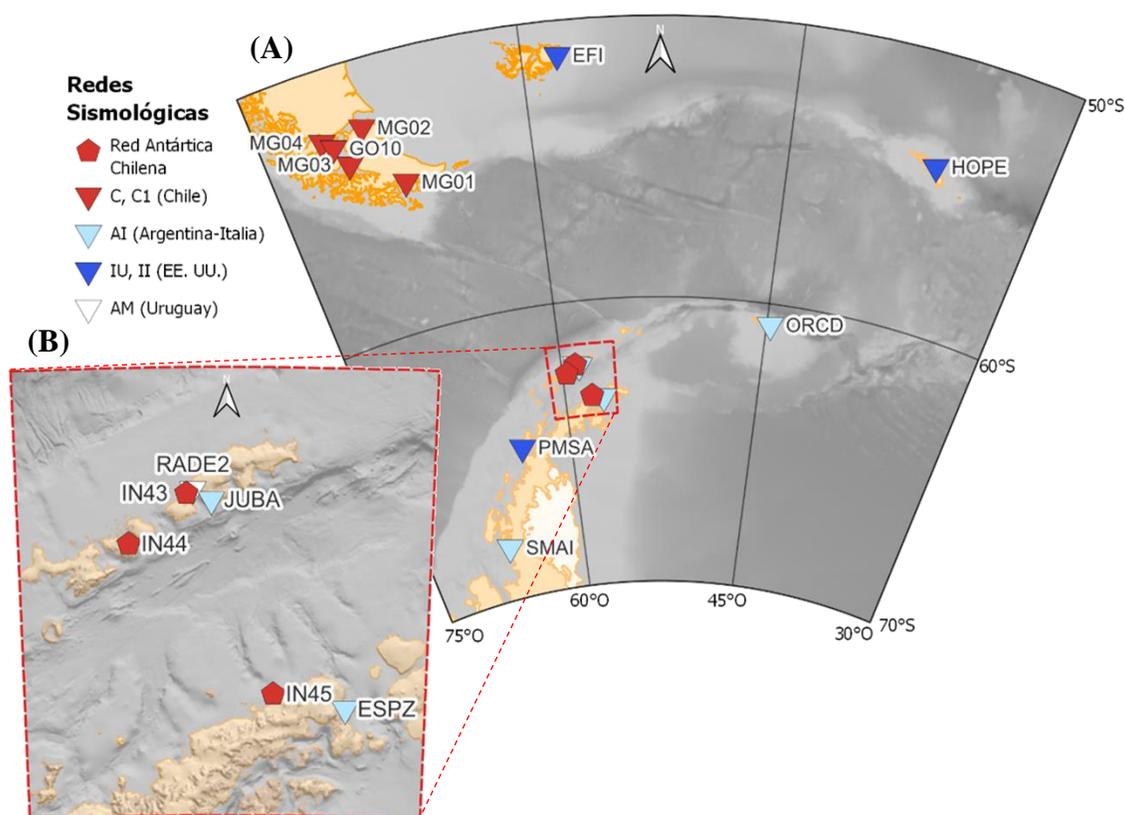
### **3.2.1. Registros sísmicos y catálogo de eventos**

La instalación de instrumentos en la Antártica presenta un desafío a varios niveles. La primera barrera en Antártica es administrativa, pues al estar regida bajo el Sistema del Tratado Antártico, toda intervención en ella está sujeta a la disposición de organismos mandatados por el Ministerio de Relaciones Exteriores o similar de cada país. En particular, en Chile el organismo mandatado para gestionar el apoyo a las intervenciones científicas es el Instituto Antártico Chileno (INACH), el cual cada verano desde el año 1964 organiza la Expedición Científica Antártica (ECA) con este fin. La segunda barrera es climática, pues una estación sismológica permanente requiere de una alimentación continua, la cual en una instalación aislada suele ser adquirida a través de paneles solares, sin embargo, ráfagas de viento sobre los 320 km/hr, caída de varios metros de nieve y pocas o nulas horas de sol durante el invierno dificultan esta opción de energización. Por este motivo, actualmente las estaciones sismológicas permanentes en la Antártica están supeditadas a la ubicación y condiciones de las bases antárticas. No solo la instalación, también la adquisición de datos presenta dificultades. La transmisión remota de los datos en lugares de mala conexión puede generar intermitencia o pérdida de datos. Los instrumentos ubicados en territorio insular antártico o subantártico están expuestos a condiciones de alto ruido sísmico asociado a las mareas y al viento (Bormann & Wielandt, 2013).

La red sismológica de interés para este trabajo está comprendida por velocímetros banda-ancha (BH\*) de todas las estaciones permanentes que tengan registro desde el inicio de la actividad sísmica en agosto del 2020 y se encuentren en la zona sur de la región de Magallanes en Chile, terreno insular del mar de Drake y la Península Antártica, espacio comprendido de los 80°O a los 30°O y de los 70°S a los 50°S (fig. 12). En total 12 estaciones pertenecientes a las redes C y C1 (CSN - Chile), II e IU (GSN - EEUU) y AI (OGS - Argentina/Italia), fueron utilizadas para este trabajo de forma preliminar. A estas se suman las 3 estaciones permanentes (IN43, IN44 e IN45) instaladas por CSN y PRS posterior al inicio de la actividad sísmica, instrumentando las bases antárticas chilenas (anexo D).

A una escala regional, considerando solo las primeras 9 estaciones de tabla 2 para evitar redundancia, la separación media de las estaciones es de 442 km repartidas en un área de ~2.200.000 km<sup>2</sup>. En contraste con la escala local, que considera las 6 estaciones permanentes del estrecho de Bransfield, la separación media es de 27 km. La distribución de las estaciones presenta un desafío con una red poco densa a escala regional y una ventaja debido a la buena distribución azimutal en torno a la fuente de la actividad sísmica estudiada y la presencia de una estación a aprox. 30 km de uno de los grupos sísmicos.

Las formas de onda proveniente del registro en las estaciones mencionadas son obtenidas por dos medios, ambos entregando archivos en formato SAC. Para el procesamiento de los tensores de momento sísmico se obtienen los registros desde el sistema Wilber 3 de la *Incorporated Research Institution for Seismology (IRIS)*, la cual entrega para cada evento seleccionado de forma manual, una carpeta con los archivos de todas las estaciones solicitadas, junto a la respuesta instrumental y la información del evento en los metadatos de cada archivo. Por otro lado, para la localización hipocentral con una estación se utiliza la función ‘*get\_waveforms*’ del módulo *obspy* en Python3, con la cual se obtienen automáticamente los registros de la estación indicada en un tramo de tiempo indicado, sin metadatos de algún evento sísmico y con la respuesta instrumental removida.



**Figura 12.** Mapa con la posición de las estaciones sismológicas consideradas en el presente estudio, asociadas a diferentes redes. (A) Instrumentos a escala regional en zona circundante a la Península Antártica. (B) Instrumentación a escala local del estrecho de Bransfield, destacando los instrumentos instalados por el Programa de Riesgo Sísmico (PRS) y la Centro Sismológico Nacional (CSN) posterior a la secuencia sísmica (anexo D).

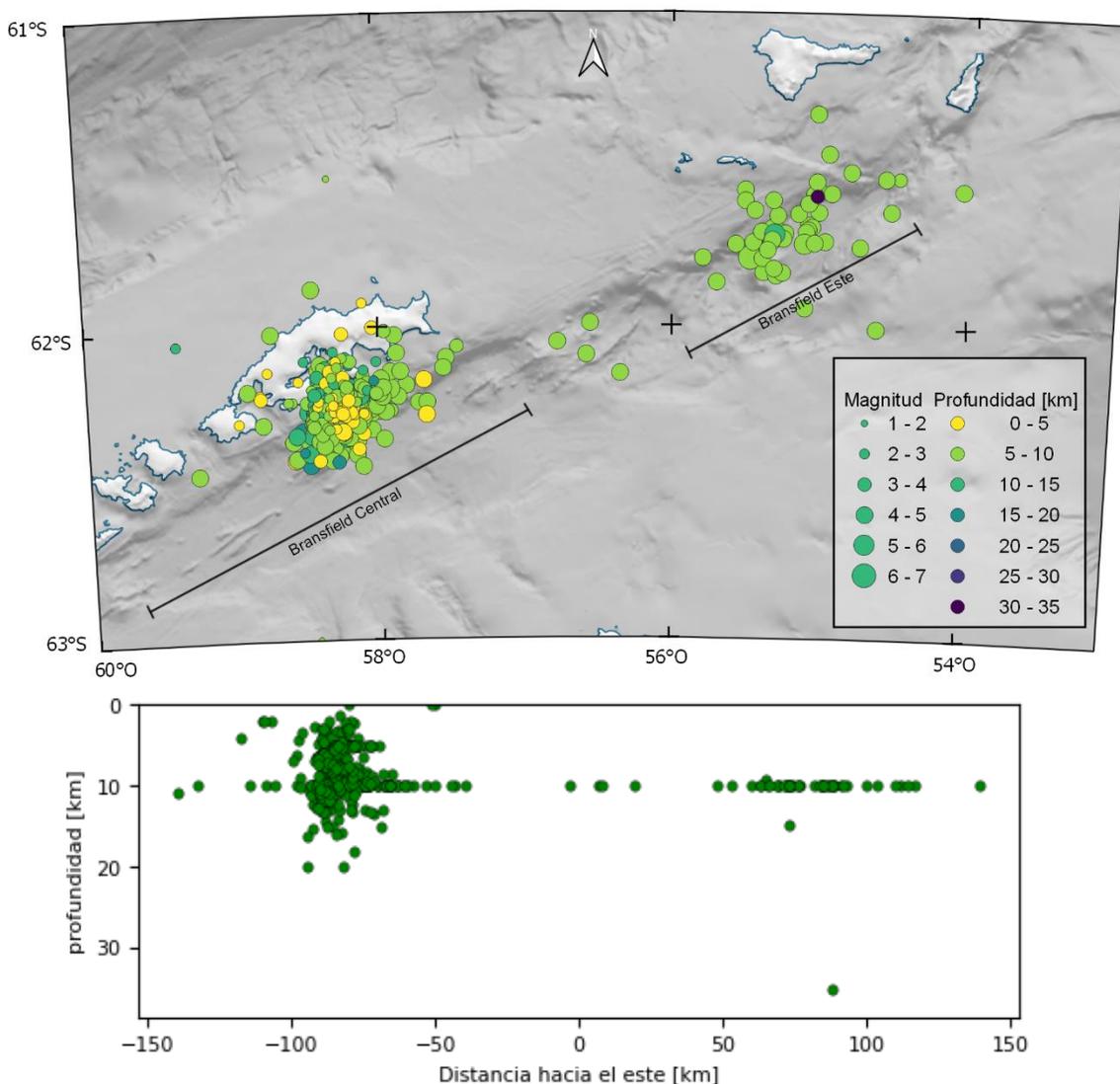
**Tabla 2.** Ubicación de las estaciones sísmológica de interés para este estudio, ubicándose en torno a la zona norte de la Península Antártica, indicando también su banda pasante, sensibilidad e inicio de operación del instrumento. Extraído de la aplicación web IRIS GMAP.

Red	Código	Nombre	Latitud (°)	Longitud (°)	Elev. (m)	Banda (Hz)	Sensibilidad	Inicio de operación
IU	PMSA	Estación Palmer, EE. UU.	-64.7744	-64.0489	40	0.02 – 20	2.4 e9	03/03/1993
II	EFI	Isla Falkland del Este	-51.6753	-58.0637	110	0.05 – 20	1.8 e9	16/02/1996
II	HOPE	Islas Georgias del Sur, R. U.	-54.2836	-36.4879	20	0.05 – 10	2.5 e9	10/12/1996
AI	ORCD	Base Orcadas, Argentina	-60.7381	-44.7361	20	0.05 – 10	4.8 e9	01/03/1997
AI	JUBA	Base Carlini, Argentina	-62.2373	-58.6627	16	0.05 – 10	4.7 e9	01/02/2001
AI	ESPZ	Base Esperanza, Argentina	-63.3981	-56.9964	31	0.05 – 10	1.8 e9	26/01/2005
AI	SMAI	Base San Martin, Argentina	-68.1302	-67.1059	9	0.05 – 10	1.9 e9	07/02/2007
C	GO10	Punta Arenas, Chile	-53.1546	-71.0498	652	0.20 – 20	5.0 e8	10/07/2011
C1	MG01	Puerto Williams, Chile	-54.9322	-67.6300	57	0.20 – 20	5.0 e8	01/11/2013
C1	MG02	Cerro Sombrero, Chile	-52.7808	-69.2242	82	0.05 – 20	5.0 e8	20/12/2014
C1	MG04	Riesco, Chile	-52.8572	-71.5700	82	0.05 – 20	5.0 e8	19/02/2015
C1	MG03	Isla Dawson, Chile	-53.8480	-70.4628	83	0.05 – 20	5.0 e8	23/04/2015
AM	R4DE2 <sup>1</sup>	Base Artigas, Uruguay	-62.1802	-58.8853	8	5 – 50	3.6 e8	23/01/2020
C1	IN43 <sup>2</sup>	Base Escudero, Chile	-62.2013	-58.9624	54	0.05 – 50	4.3 e5	23/02/2021
C1	IN44 <sup>2</sup>	Base Prat, Chile	-62.4787	-59.6640	55	0.05 – 20	3.2 e8	23/02/2021
C1	IN45 <sup>2</sup>	Base O'Higgins, Chile	-63.3206	-57.9000	15	-	-	05/02/2023 (offline)

(1) Instrumento RaspberryShake no considerado en este estudio. (2) Estaciones chilenas antárticas instaladas durante o posterior a la secuencia sísmica estudiada, por lo que no son consideradas, los detalles de su instalación se encuentran en anexo B.  $ex = 10^x$ .

Si bien el Centro Sísmológico Nacional (CSN) es el organismo encargado del monitoreo de la actividad sísmica en todo el territorio nacional chileno, durante el comienzo de la actividad sísmica en el Estrecho de Bransfield este no contaba con monitoreo en tiempo real de la zona, por lo que no existe un catálogo sísmico en la zona como tradicionalmente se genera en el resto de Chile. Debido a esto, se opta por el catálogo sísmico del *International Seismological Centre (ISC) Bulletin*, el cual recolecta los datos de 130 agencias sísmológicas alrededor del mundo. Así, el catálogo del *ISC Bulletin* entrega las soluciones propias y ajenas del hipocentro, magnitud y fases registradas para cada evento (Bondár & Storchak, 2011; International Seismological Centre, 2022).

Para obtener el catálogo se selecciona un área rectangular en coordenadas geográficas entre los paralelos 64°S y 60°S, y meridianos 65°O y 52°O, además se entrega un rango de tiempo entre el 1 de julio del 2020 y el 1 de enero del 2022, es decir, un año y medio de sismicidad. En la búsqueda se permite cualquier valor de magnitud o profundidad, incluso la ausencia de estos valores. De esta forma se compila el catálogo del ISC con 581 eventos encontrados con magnitudes entre 2.2 y 7.1, con un promedio de 50 fases por evento, pero solo 223 eventos con 6 fases o más registradas. Usando el mismo rectángulo y periodo de búsqueda antes mencionado, se consulta el catálogo de IRIS Wilber 3. En este se encuentran 191 eventos con magnitudes entre 4.0 y 6.9, que serán evaluados para el cálculo de los mecanismos focales de la secuencia.



**Figura 13.** Localización de la sismicidad del catálogo de ISC Bulletin en planta y en perfil O-E.

El área de búsqueda elegida es tal que abarca todo el bloque de las Islas Shetland del Sur y la zona del estrecho de Bransfield. Sin embargo, el 99% de la sismicidad obtenida del catálogo ocurre en el área comprendida de los 63°S a 61°S y 60°O a 53°O (fig. 13). Por tal motivo, dicho rectángulo corresponde al área de estudio de la sismicidad de aquí en adelante, donde ocurre un total de 573 sismos a analizar.

### 3.2.2. Modelos de velocidades

Los modelos de velocidades describen la velocidad a la que se propagan las ondas sísmicas al interior de la Tierra, los cuales son representados mediante modelos unidimensionales o de capas planas, modelos 2D y modelos 3D, a escalas que van de pocos metros de profundidad a una escala global. El presente trabajo utiliza metodologías que trabajan a distintas escalas de distancias, por lo tanto, es importante disponer de modelos adecuados para cada caso.

Para los métodos que utilizan registros regionales a telesísmicos se debe contar con un modelo global. Con este fin se seleccionó el modelo PREM que es ampliamente utilizado. El valor asociado a cada capa es extraído de la recopilación realizada por Bormann (2011) o bien directamente de los modelos disponibles de en obspy.

**Tabla 3.** Modelo de velocidades de la zona de trasarco de las Islas Shetland del Sur, Antártica. Extraído de Robertson-Maurice et al. (2003).

Profundidad (km)	V <sub>p</sub> (km/s)	V <sub>s</sub> (km/s)	Profundidad (km)	V <sub>p</sub> (km/s)	V <sub>s</sub> (km/s)
0.00	3.60	2.08	162.04	8.41	4.63
2.00	5.40	3.12	182.59	8.50	4.65
3.50	6.25	3.61	203.21	8.56	4.67
8.50	7.00	4.04	213.54	8.63	4.70
14.50	7.50	4.33	234.25	8.74	4.75
35.10	7.85	4.36	255.04	8.84	4.81
40.13	7.86	4.38	275.89	8.95	4.86
60.28	8.01	4.46	296.81	9.05	4.91
80.51	8.04	4.49	317.80	9.16	4.96
100.79	8.19	4.58	338.85	9.27	5.02
121.14	8.25	4.60	359.98	9.38	5.07
141.56	8.33	4.61	381.18	9.49	5.12

Para el método que opera a una escala local se utilizan los modelos de velocidades sintetizados por Robertson-Maurice et al. (2003) a partir del modelo 2D obtenido por Barker et al. (2003), los cuales definen modelos de capas planas para la zona de antearco, arco y trasarco en la zona del estrecho de Bransfield y las Islas Shetland del Sur. En particular, se utiliza el modelo de trasarco (tabla 3) asociado a los eventos que ocurren en la Cuenca de Bransfield. Este modelo llega a una profundidad de 381.18 km, bajo esta profundidad se utiliza el modelo PREM.

### **3.3. Control de calidad de los datos de formas de onda**

La manipulación de datos sismológicos proveídos por instituciones internacionales como IRIS, adquiridos por redes sismológicas permanentes bajo el cuidado de instituciones encargadas del mantenimiento de las redes, puede generar una confianza ciega sobre la calidad de los datos y la veracidad de los metadatos asociados. El inicio de este estudio se realizó con esa confianza, lo que llevó al desperdicio de tiempo mientras se observaban resultados incongruentes. En base a esta experiencia se decidió aplicar metodologías de control de calidad previo a cualquier análisis, en especial al no participar personalmente de la instalación de los instrumentos y adquisición de los datos.

Las variables por controlar para los velocímetros a utilizar son: (1) Ganancia, que se refiere al factor amplificación y al factor de conversión de la medida en que se registran los datos (cuentas) a la unidad física (distancia), y (2) Orientación, que se refiere a la dirección geográfica en que se disponen los sensores del instrumento triaxial. Más detalles sobre estos metadatos y disposición de los instrumentos durante su instalación en anexo E. A continuación, se introducen cuatro técnicas en que se verifica un metadato o ambos.

#### **3.3.1. Inspección visual de formas de onda telesísmicas**

Con el fin de identificar estaciones instaladas en disposición UVW no indicada adecuadamente en los metadatos, Herrmann (2012) propone una metodología de observación de formas de onda de eventos a distancia telesísmica, la cual permite verificar de forma cualitativa problemas de orientación y ganancia de cada instrumento.

La interpretación de la forma de ondas telesísmicas en componentes rotadas al sistema radial-tangencial-vertical (RTZ), se basa en los siguientes principios asociados al comportamiento teórico de las ondas de cuerpo y superficie (capítulo 3.1): (1) La onda P debiera observarse únicamente en las componentes R y Z, siendo más dominante en Z para un evento lejano; (2) Las ondas de Love debieran observarse únicamente en la componente

T con una amplitud menor que las ondas de Rayleigh; (3) Las ondas de Rayleigh debieran observarse únicamente en las componentes R y Z, llegando más tarde que las ondas de Love.

El primer paso es la selección de una red de instrumentos a evaluar y un evento a distancia telesísmica de la red, el evento debe ser suficientemente grande para registrarse en todos los instrumentos y la red acotada espacialmente en comparación a la distancia al evento. Una vez se cuente con el registro de este evento para cada instrumento con la respuesta instrumental removida, se tratan por separado las ondas P y las ondas superficiales. Para cada una, (i) se realiza un filtro pasa bajo de una pasada, tres polos, y frecuencias de hasta 0.2 Hz y 0.01 Hz, respectivamente; (ii) teniendo el hipocentro del evento seleccionado se rotan las componentes horizontales al sistema RTZ; (iii) se corta el registro en una ventana de tiempo que contenga en todos los instrumentos la onda P y las ondas de superficie, respectivamente, para seleccionar estas ventanas es conveniente previamente marcar las ondas P, Love y Rayleigh. Adicionalmente, en cada registro se marca el arribo teórico de las fases P, Love y Rayleigh. La onda P es picada usando la función *get\_travel\_times(\*)* del módulo *TauPyModel* de *obspy* en Python3, utilizando el modelo AK135. Las ondas superficiales son calculadas con una velocidad de propagación de fase de 4.5 y 3.8 *km/s* para las ondas Love y Rayleigh, respectivamente, las que corresponden a las velocidades a una frecuencia de 0.01 Hz.

El método cualitativo de control de calidad se basa en la observación de las ondas P y ondas superficiales por separado. ordenando los instrumentos por cercanía al evento previamente. De esta forma al ocupar la misma escala vertical para todos los canales, es posible observar como la amplitud del movimiento disminuye levemente para las estaciones lejanas. Si una estación muestra amplitudes anómalas al patrón mencionado, se identifica como una estación con posibles problemas en la ganancia.

Para observar problemas en la orientación de un instrumento, se ajusta la escala vertical para cada instrumento de forma individual, con sus 3 componentes. De esta forma se puede verificar los principios teóricos señalados anteriormente sobre el comportamiento de las ondas sísmicas e identificar un instrumento con problemas cuando éstos no se cumplen. Por ejemplo, la observación de una onda de Love en la componente radial. El monitoreo cualitativo de la calidad de los instrumentos es recomendable para un rápido chequeo de una red instrumental y para comprender de mejor manera los resultados entregados por métodos cuantitativos.

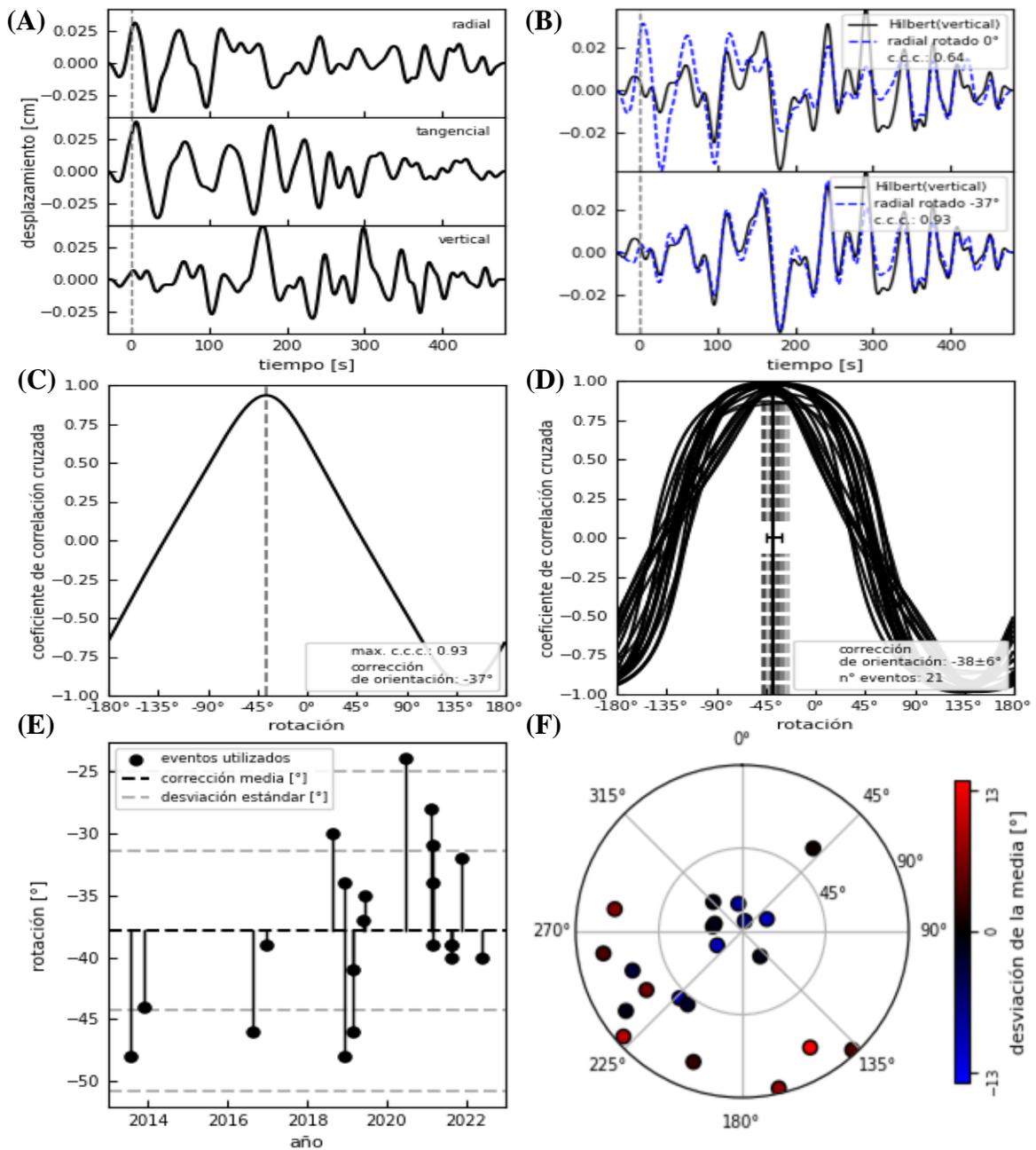
### 3.3.2. Polarización de onda Rayleigh

Debido al movimiento elíptico retrógrado de las ondas Rayleigh, al observar las componentes del movimiento radial y vertical, estas se diferencian por una fase de  $\pi/2$ . En base a este principio, Petersen et al. (2019) proponen el siguiente método para corregir la orientación de un instrumento.

En primer lugar, se selecciona un terremoto a distancia regional o telesísmica del instrumento, de forma que la incertidumbre en la localización del hipocentro sea pequeña en relación con la distancia de observación. Luego, se procesan las formas de onda asociada al evento seleccionado siguiendo estos pasos: (i) remover la respuesta instrumental, (ii) filtrar con un pasabanda entre 0.01 y 0.05 Hz, (iii) rotar la componente norte en la dirección del backazimut para obtener la componente radial, y (iv) cortar los registros entre -20 y 480 s respecto a la llegada teórica de la onda Rayleigh, la que se calcula con una velocidad de fase de 4 km/s (fig. 14 A).

Con la señal ya procesada, se aplica la transformada de Hilbert a la componente vertical, cambiando su fase en  $\pi/2$  (fig. 14 B). Luego, se calcula el coeficiente de correlación cruzada (CCC) entre la componente radial y la componente vertical transformada, obteniendo valores entre -1 y 1. Este proceso se repite rotando la componente radial cada  $1^\circ$  entre  $-180^\circ$  y  $180^\circ$ , de esta forma se obtienen los valores de CCC en función de la rotación de la componente horizontal, donde el máximo valor de CCC indica la desviación horizontal de la orientación del instrumento (fig. 14 C). En un instrumento con la orientación ingresada correctamente en los metadatos, la CCC es máxima para una rotación de  $0^\circ$ .

Este ejercicio se repite para un conjunto de eventos lejanos registrados en la estación (fig. 14 D). De esta forma se obtiene una evaluación espacial (fig. 14 F) y temporal (fig. 14 E) de los valores de corrección de orientación resultantes. Además, al considerar más eventos, se puede trabajar estadísticamente para obtener resultados más robustos. En este trabajo se procede eliminando los eventos cuyo valor máximo de CCC sea menor a 0.8, para luego calcular el promedio y desviación estándar de los valores de rotación asociados a los máximos de CCC de cada evento restante. La rotación promedio corresponde a la corrección que se debe realizar a las componentes horizontales del instrumento. Si se obtiene una desviación estándar alta, se debe revisar con más detalles los resultados asociados a cada evento para identificar algún patrón espacial o temporal asociado a este alto valor, por ejemplo, una modificación del instrumento durante el periodo de los eventos seleccionados.



**Figura 14.** Corrección de la orientación horizontal mediante la polarización de onda Rayleigh para la estación ESPZ. (A) Señal de entrada del evento Mww 8.0 del 26 de mayo del 2019 al norte de Perú, cortada respecto al arribo de la onda Rayleigh teórico (línea segmentada). (B) Cálculo del coeficiente de correlación cruzada (CCC). (C) Determinación del máximo valor de CCC y corrección de orientación óptima (línea segmentada). (D) Refinamiento de la corrección de orientación usando varios eventos en un gráfico de "peluca", destacando el valor medio y la desviación estándar. (E) Análisis temporal de los resultados de cada evento. (F) Análisis espacial de los resultados de cada evento respecto a la distancia (eje radial) y backazimut (eje polar). Basado en Petersen et al. (2019).

### 3.3.3. Polarización de onda P

La onda P proveniente desde el hipocentro de un terremoto es el primer movimiento en llegar a un instrumento, el cual suele observarse como un impulso que sobresale sobre el ruido no coherente previo a su llegada. Este impulso proviene desde la dirección de backazimut, apuntando hacia el hipocentro del evento, su amplitud es dependiente de la magnitud del evento y la distancia emisor-receptor, pero también depende de la ubicación del receptor en función del patrón de radiación, dentro del cual la amplitud es nula en el plano nodal. El correcto registro de la llegada de la onda P, en tanto el emisor no se ubique sobre un plano nodal, puede utilizarse para determinar la correcta orientación de un instrumento, similar a como se hace utilizando ondas Rayleigh.

Para utilizar este método, previamente se debe tratar la señal siguiendo estos pasos: (i) remover la respuesta instrumental llevando a desplazamiento, (ii) filtrar con un pasabanda, (iii) rotar a coordenadas RTZ, y (iv) cortar los registros en un tramo que contenga únicamente el movimiento asociado al pulso. Aislar de forma certera el movimiento de la onda P no es sencillo y dependerá del nivel de ruido base, su espectro de frecuencias, el tamaño del evento y la distancia a la que se encuentra. El rango de frecuencias del filtro y la ventana temporal son seleccionados manualmente para cada registro, sin embargo, una configuración general para todos los registros no genera una diferencia sustantiva en los resultados, como se muestra en anexo F.

Teóricamente, el arribo de la onda P se observa como un impulso lineal sobresaliendo del ruido base. A raíz de este principio, el movimiento de partícula aislado en las componentes horizontales ( $\vec{E}$ : este y  $\vec{N}$ : norte) es ajustado a una recta mediante un ajuste no-lineal por mínimos cuadrados provisto en la función *curve\_fit(\*)* del módulo *scipy.optimize* de python3. Con este ajuste se calcula la proyección de los puntos a la recta ajustada (ec. 27 y 28), la distancia ortogonal de los datos observados a la recta ajustada ( $\vec{D}_\perp$ , ec. 29) y la raíz del error cuadrático medio (RECM) utilizando las distancias ortogonales como residual (ec. 3). En estas relaciones,  $E$  y  $N$  son las componentes este y norte del movimiento,  $m_a$  y  $n_a$  son la pendiente y coeficiente de posición de la recta ajustada, y  $\vec{E}_p$  y  $\vec{N}_p$  son las componentes este y norte proyectadas a la recta ajustada, respectivamente. De esta forma se obtiene una recta ajustada al movimiento de partícula horizontal y una puntuación de la linealidad del movimiento horizontal ( $PL_h$ , ec. 30), la que se calcula considerando el RECM ( $\epsilon$ ), la distancia entre los puntos proyectados más alejados ( $D_a$ ) y un ponderador ( $p$ ) elegido con valor 10, obteniendo valores de  $PL_h = 1$  si la recta ajusta perfectamente el movimiento y valores menores cuando difieren.

$$\vec{E}_p = (\vec{N} - n_a + \vec{E}/m_a)/(m_a + 1/m_a) \quad (27)$$

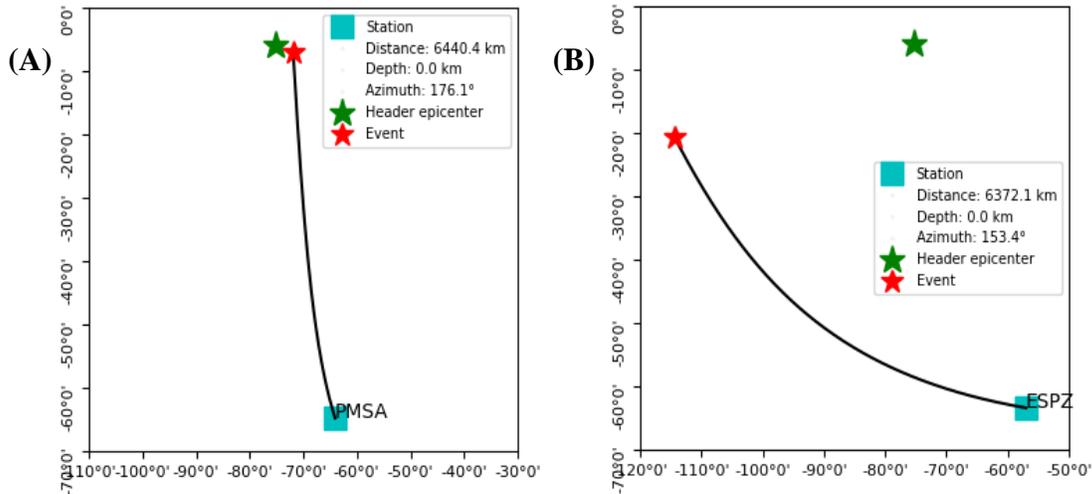
$$\vec{N}_p = m_a * \vec{E}_p + n_a \quad (28)$$

$$\vec{D}_\perp = \sqrt{(\vec{E}_p - \vec{E})^2 + (\vec{N}_p - \vec{N})^2} \quad (29)$$

$$PL_h = 1 - \frac{\epsilon * p}{D_a + \epsilon * p} \quad (30)$$

En base al valor de puntuación obtenido se puede tomar medidas como: (i) Iterar el proceso utilizando el valor de  $PL_h$  hasta encontrar las frecuencias del filtro o la ventana de tiempo adecuadas, (ii) desechar el resultado si el valor del  $PL_h$  es muy bajo, y/o (iii) Utilizar el valor de  $PL_h$  para ponderar el resultado obtenido en relación con otros resultados.

Es esperable para una estación con problemas de orientación muestre una diferencia notable entre la dirección del rayo emergente medida en la estación (back-azimut) y la dirección de back-azimut teórica, dada por la ubicación previamente reconocida del evento, así mismo se obtendrá una localización errada con esta estación (fig. 15).



**Figura 15.** Localización del sismo Mww 8.0 del 26/5/2019 al norte de Perú a distancia regional/telesmática para la corrección de la orientación de estaciones sismológicas. (A) Localización con estación sin problemas de orientación. (B) Localización con estación con problemas de orientación.

A partir de la recta obtenida al ajustar el movimiento horizontal y la orientación vertical del rayo emergente, se extrae directamente el valor del backazimut medido  $BAZ_m$  (ec 31), donde  $C$  tiene valores 1.5, 2, 0 y 1 cuando el rayo emerge hacia los cuadrantes NE, SE, SO y NO, respectivamente. Por otra parte, se tiene el valor del backazimut previo  $BAZ_o$ , que es la orientación a la cual el instrumento observa al evento cuyo hipocentro es conocido. Finalmente, la diferencia entre el backazimut medido y el backazimut previo  $\Delta BAZ$  (ec. 32), es la corrección en la orientación sugerida por este método. Para obtener un resultado más robusto y confiable, se deben usar varios eventos percibidos en la estación desde distintas orientaciones de backazimut y trabajarlos estadísticamente, en particular, el valor final de la corrección de orientación es calculado como la media ponderada de las correcciones resultantes de un conjunto de evento lejanos  $\Delta BAZ_f$  (ec. 33).

$$BAZ_m = \tan^{-1}(1/m_a) * 180/\pi + 180 * C \quad (31)$$

$$\Delta BAZ = BAZ_m - BAZ_o \quad (32)$$

$$\Delta BAZ_f = \frac{\sum(\Delta BAZ * PL_h)}{\sum PL_h} \quad (33)$$

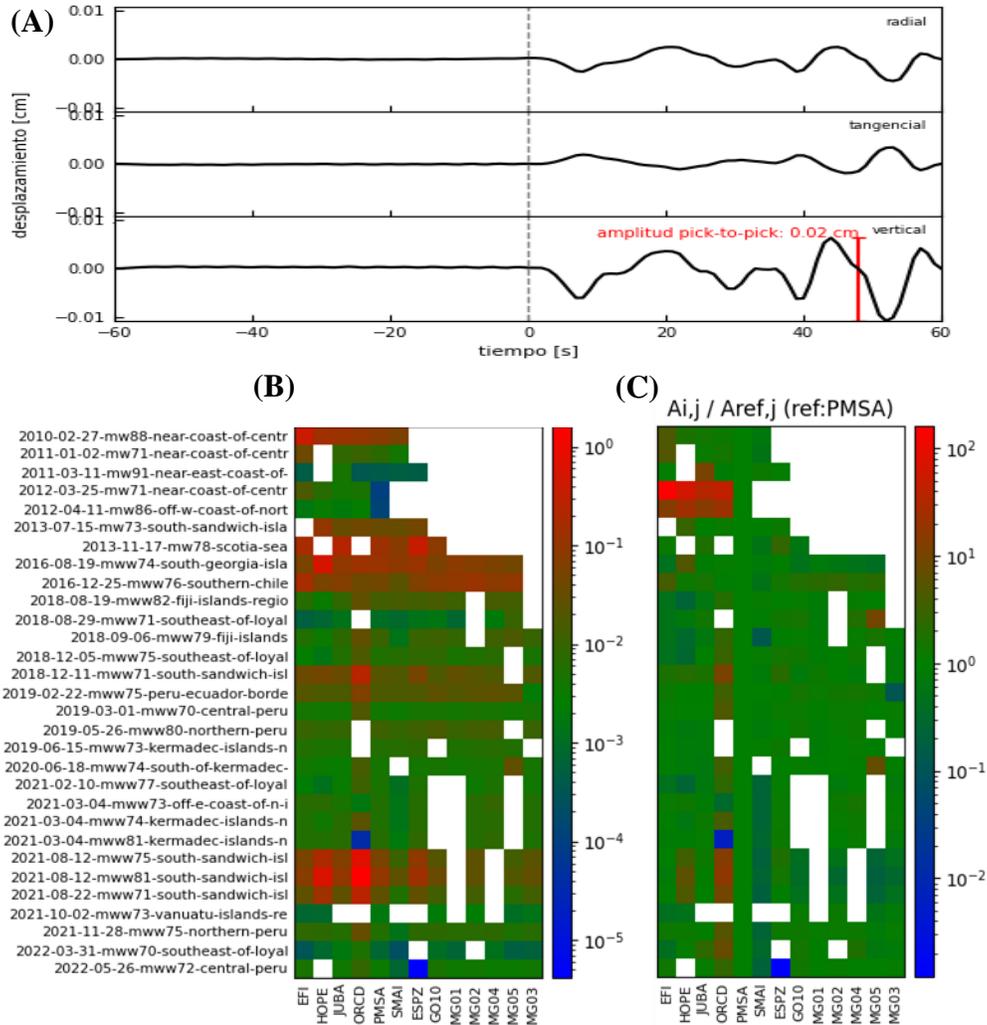
El procedimiento descrito en esta sección es también utilizado para el método de localización con estación única (cap. 3.3.4), donde se darán más detalles de la utilización del movimiento de partícula de la onda P y se ilustra el procedimiento.

### 3.3.4. Razón de amplitudes de onda P

La ganancia y el factor de normalización transforman la unidad medida por el instrumento (cuentas) a unidad física de movimiento. Un error en la asignación de este factor ya sea por una mala calibración electrónica o deterioro del instrumento, genera una señal de amplitud reducida o amplificada, por ese motivo se utilizará la amplitud de la onda P para identificar este problema (Petersen et al., 2019).

El primer paso, al igual que en el capítulo 3.2.1, es seleccionar una red de instrumentos que hayan registrado un grupo de evento de magnitud  $M \geq 7$  a una distancia suficientemente grande con relación al tamaño de la red, de esta forma se puede esperar que las amplitudes de los instrumentos de la red sean similares entre sí para cada evento analizado. Previamente, la señal debe ser tratada siguiendo estos pasos: (i) remover la respuesta instrumental llevándola a desplazamiento, (ii) filtrar el con un pasabanda entre 0.01 y 0.2 Hz, y (iii) cortar la señal entre -60 y 60 segundos respecto a la llegada teórica de

onda P a cada instrumento. Esta ventana de tiempo captura bien la onda P para observación de un evento de magnitud  $M \geq 7$  a distancia regional o telesísmica. Finalmente, se selecciona la amplitud *peak-to-peak* para cada registro, lo cual puede hacerse considerando la amplitud del movimiento 3D utilizando las tres componentes, o bien leyendo únicamente la componente vertical, que es la forma clásica (fig. 16 A).



**Figura 16.** Corrección de la ganancia de un conjunto de instrumentos, mediante la razón de amplitudes de onda P para un grupo de eventos registrados por la red instrumental. (A) Señal de entrada aislando la amplitud de la onda P. (B) Diagrama de la amplitud medida de la onda P para cada evento y estación. (C) Diagrama de la razón de la amplitud en cada estación dividido por la amplitud en la estación de referencia (PMSA). Basado en Petersen et al. (2019).

Con las amplitudes medidas en cada registro (fig. 16 B), se debe seleccionar una estación de referencia, preferentemente una que haya registrado todos los eventos, se encuentre en una posición céntrica en la red y sus amplitudes se ubiquen cercanas a las medianas para cada evento en comparación a las otras estaciones. Para cada j-ésimo evento, las amplitudes de cada i-ésima estación se dividirán por la amplitud medida en la estación de referencia (fig. 16 C). Finalmente, en cada estación se calcula la mediana de las razones calculadas para el grupo de eventos (ec. 34), este es el factor de corrección de ganancia  $F_i$  resultante. Se consideran relevantes factores mayores a 2 y menores a ½.

$$F_i = \text{Mediana}(A_{i,j}/A_{ref,j}) \quad (34)$$

Con este método es posible modular la amplitud del registro sísmico de cada estación mediante la edición de la ganancia asignada. Otro factor que puede perturbar la amplitud entre estaciones es el efecto de sitio, sin embargo, este se observa principalmente a altas frecuencias, por lo que no es relevante cuando se filtra la señal a bajas frecuencias.

### 3.4. Localización con estación única

Pese a la baja densidad de estaciones regionales alrededor de la zona donde se ubica la sismicidad, la presencia de una estación (JUBA) a una distancia local menor a 30 km del nido sísmico en Bransfield Central, insta a la utilización de métodos de estación única para la localización de la sismicidad, utilizando el backazimut y la inclinación del rayo sísmico identificado mediante el movimiento de partícula de la onda P, para trazar el rayo a través de un modelo de velocidades 1D hasta el hipocentro.

El método que se presenta a continuación toma como entrada la marca temporal obtenida de un catálogo de eventos sísmicos, es decir, el tiempo de inicio del evento. Debido al gran volumen de eventos que puede contener un catálogo, este método está diseñado para localizar automáticamente, con la posibilidad de supervisar o manipular los resultados al final del proceso. A partir de la marca temporal se descarga una ventana de tiempo del registro en las componentes E, N y Z del instrumento local. Para estudiar eventos pequeños a corta distancia es conveniente descargar un canal con alta tasa de muestreo, típicamente de 100 Hz. Si se conoce la distancia esperada de la sismicidad, la elección de una ventana temporal acotada adecuada a la distancia, reduce el tiempo de procesamiento.

A todos los registros son tratados siguiendo los siguientes pasos: (i) se les remueve la respuesta instrumental llevándolo a desplazamiento y se corrige su orientación de ser necesario, (ii) se filtra con un pasabanda entre 1 y 10 Hz, esta banda puede variar dependiendo

de la frecuencia del ruido y la magnitud de los eventos. En caso de contar con la magnitud en el catálogo, se calcula un tiempo de ruptura estimado del evento, el cual es proporcional a la duración del pulso de la onda P que se quiere registrar. Este tiempo se puede utilizar para generar una banda de filtrado que aisle el movimiento del pulso de la onda P de forma más adecuada.

### **3.4.1. Picado de la onda P con STA/LTA**

Para la identificación preliminar de la llegada de la onda P se utiliza el clásico método de *short time average / large time average (STA/LTA)*. Este método calcula el promedio de los valores en dos ventanas móviles hacia atrás, una corta y una larga. Luego, se calcula la razón entre la ventana corta y la ventana larga, es decir, STA/LTA. Cuando las ventanas se aproximan al arribo de la onda P, el promedio de la ventana corta aumentará rápidamente, mientras que el promedio de la ventana larga permanecerá bajo, aumentando el valor de STA/LTA. Si dicho valor supera un umbral previamente seleccionado, se pica la señal en ese punto con la marca de la onda P (fig. 17 A).

Esta técnica suele ser utilizada por los instrumentos para definir las ventanas temporales que almacenar mediante el reconocimiento automático de la sismicidad. Por lo tanto, suele acompañarse de otros parámetros como un segundo umbral que indica el término de la señal sísmica y un margen temporal anterior y posterior a la marca de los dos umbrales para definir la ventana total que será almacenada. Sin embargo, en este estudio solo se utiliza para reconocer el tiempo de arribo de la onda P, por lo que estos parámetros no son necesarios.

Para el caso particular se procede (i) quitando la media y la tendencia a los registros sísmicos en velocidad, (ii) filtrando con un pasabanda *butterworth* de orden 5 entre 0.01 y 5 Hz, (iii) calcular la función característica seleccionada como la envolvente de la señal, (iv) calcular los promedios de las señales cortas y largas hacia atrás desde un tiempo mayor al tiempo largo (LT), (v) Calcular la razón entre el promedio de la ventana corta y larga y, por último, (vi) picar la onda P cuando la razón de las ventanas supere el umbral seleccionado con valor de 5.

Los resultados de esta técnica son muy dependientes del largo seleccionado de las ventanas, el filtro que se realizó previamente a la señal y el umbral que se ingresa, pudiendo con frecuencia generar falsos positivos (Trnkoczy, 1999). Además, la marca generada para el arribo de la onda P suele ubicarse dentro del pulso, pero no al iniciar este. Dado que el método de localización única requiere ubicar el inicio del pulso de la onda P con mayor precisión, es necesario realizar un segundo picado que utilice esta marca aproximada que se generó.

### **3.4.2. Repicado de la onda P con linealidad**

Además del aumento en la amplitud de la señal, otra notable diferencia entre el ruido previo y la llegada de la onda P es la coherencia de la señal, esto quiere decir que el ruido tiene un comportamiento azaroso para la escala del problema, mientras que la señal de la onda P representa un pulso lineal consecuente hacia una dirección específica. En base a este principio, se puede identificar con mayor precisión el arribo de la onda P midiendo la linealidad del movimiento de partícula en ventanas de tiempo móviles.

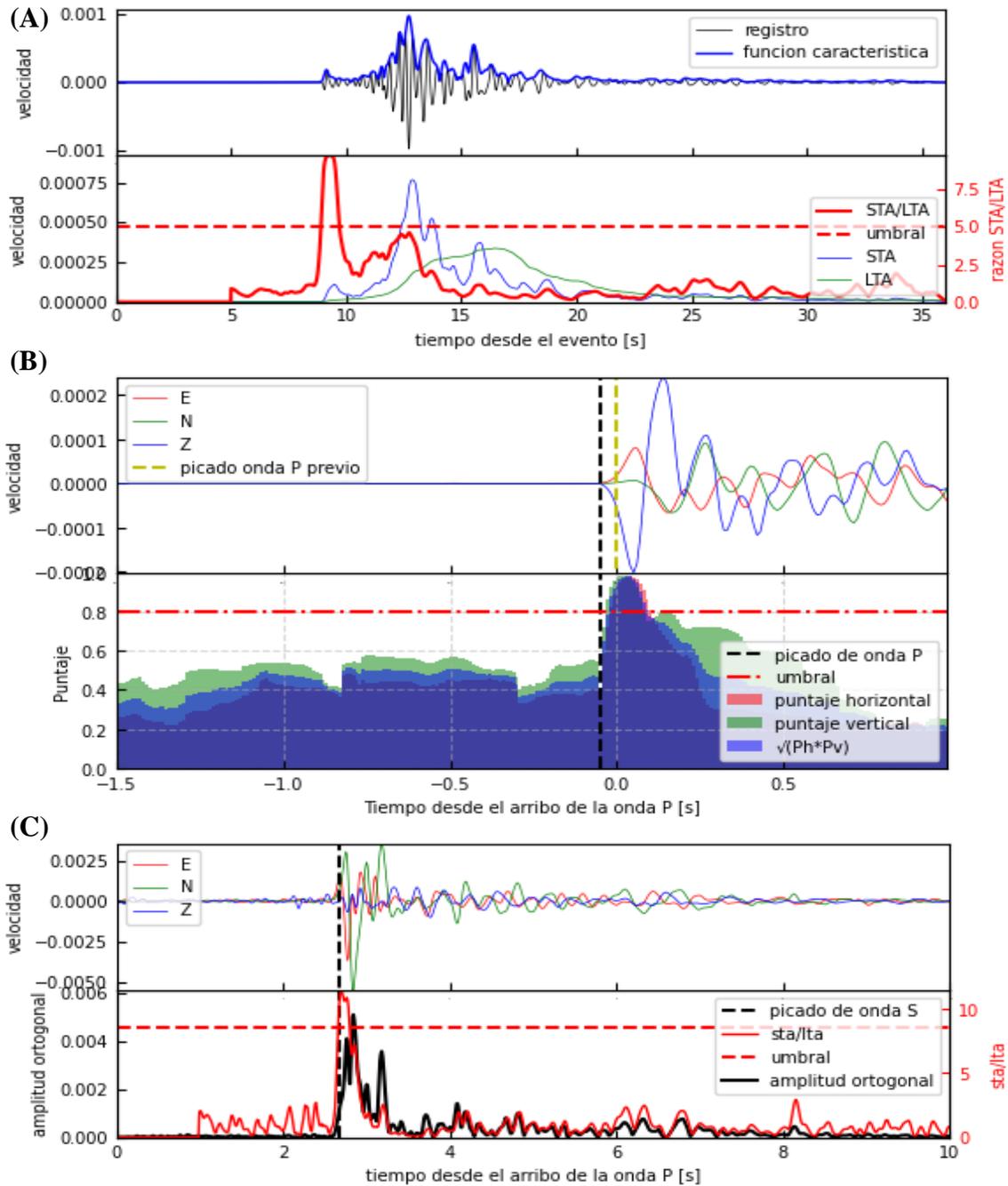
A partir de la marca previa de la onda P se selecciona una ventana entre  $-2$  y  $1$  s, dentro de esa ventana de observación se utiliza una ventana móvil de  $0.5$  s hacia atrás, lo que corresponden a 51 puntos del movimiento de partícula para un registro a  $100$  Hz. Con esta cantidad de muestras, cuando el pulso de la onda P emerja del ruido esto será captado como un aumento en la medición de linealidad de la señal en la ventana dada (cap. 3.2.3, ec. 30).

Finalmente, si el puntaje supera el umbral asignado de  $0.8$ , desde del puntaje máximo registrado, se retrocede hasta volver a cruzar el umbral hacia abajo. Desde este punto, considerando que se necesitan cuatro muestras del movimiento para despegar del ruido, se restan cuatro muestras al punto antes seleccionado, esta es la nueva marca del arribo de la onda P y debería marcar con mayor precisión el inicio del pulso (fig. 17 B).

Esta técnica pretende dar la marca más adecuada para este método, el cual depende del aislamiento del pulso lineal de la llegada de la onda P. Adicionalmente, esta técnica se diseñó para picar sismicidad tectónica, por lo que la presencia de otros tipos de señales podría generar picados donde no corresponde.

### **3.4.3. Picado de la onda S con amplitud ortogonal**

A diferencia del picado de la onda P, que es visualmente identificable, la onda S puede confundirse entre todas las fases previas a su llegada, e incluso si su amplitud es muy baja puede confundirse con las ondas superficiales que llegan posteriormente si se utiliza solo la amplitud de la señal como medida. La teoría indica que el movimiento de la onda S existe en el plano ortogonal a la dirección de la onda P, ocupando este principio se calcula dicho movimiento ortogonal para su reconocimiento.



**Figura 17.** Técnicas de picado de la onda P y S utilizadas para la localización de sismos con estación única. (A) Picado de la onda P con el método de STA/LTA sobre la componente vertical, basado en la descripción del método de Vaezi & van der Baan (2015); (B) repicado del arribo de la onda P mediante la identificación del pulso lineal en una ventana móvil; (C) picado del arribo de la onda S usando método STA/LTA sobre la amplitud ortogonal al pulso de la onda P. Ejemplo utilizando evento sin magnitud calculada ocurrido el 18 de noviembre del 2020 en el GSBC.

Para identificar la onda S, primero se debe tener bien constreñida la dirección del movimiento  $\hat{L}$  de la onda P, a la que se le exige un puntaje de linealidad mínimo de 0.7. Luego, la amplitud del movimiento ortogonal al pulso de la onda P en cada tiempo (ec. 35), se calcula a partir del producto punto entre el rayo emergente ajustado  $\hat{L}$  y el vector del movimiento en las tres componentes en cada momento  $\vec{V}$ .

$$A_{\perp} = (1 - |\hat{L} \cdot \hat{V}|) * \|\vec{V}\| \quad (35)$$

Usando el registro de la amplitud ortogonal, se realiza nuevamente el método de STA/LTA descrito en la sección 3.3.1, con valores de ventana corta, ventana larga y umbral de 0.05 s, 1 s y 5, respectivamente. El cual genera la marca de tiempo de la onda S con suficiente precisión para luego determinar la diferencia de tiempo de S-P (fig. 17 C).

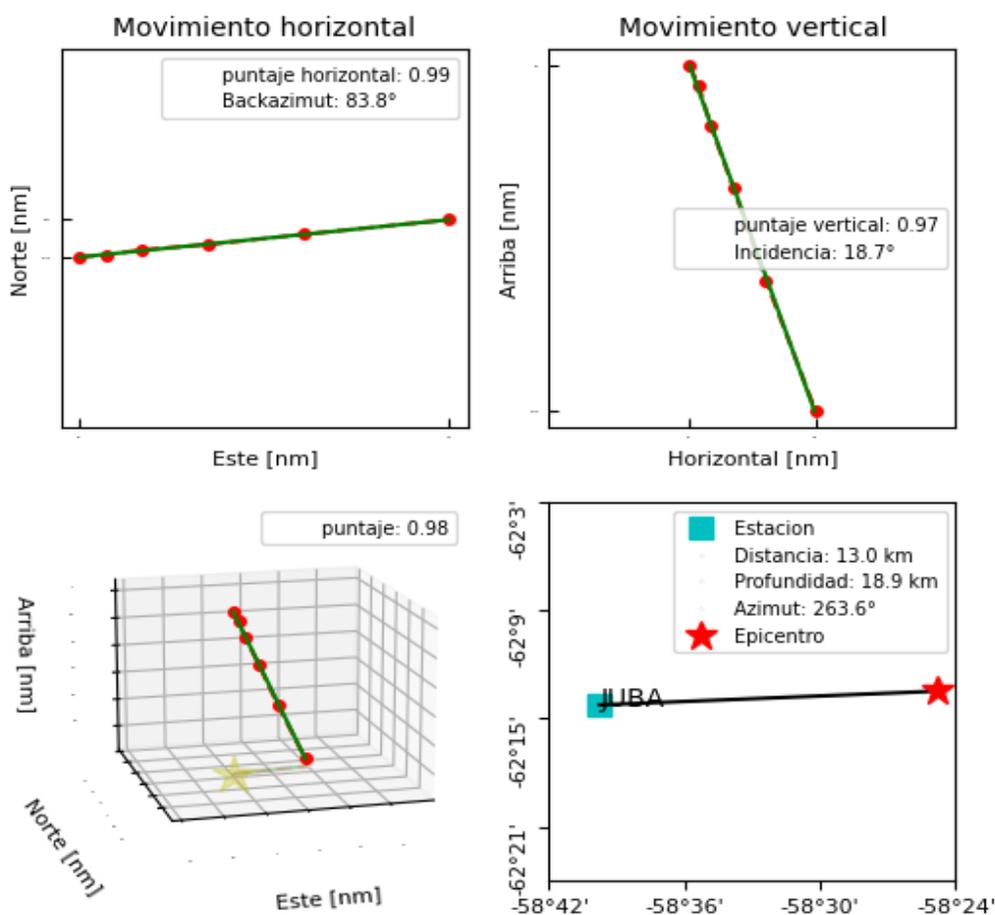
#### 3.4.4. Localización con estación única

Una vez que se tiene la onda P picada de forma precisa al inicio de un pulso lineal y la onda S picada sin necesidad de tanta precisión, es posible realizar el método de localización con una estación, el cual fue desarrollado en este trabajo.

En primer lugar, se selecciona una ventana de tiempo que contenga el movimiento en las tres componentes del pulso lineal de la onda P, para el cual se ajusta el movimiento horizontal y vertical por separado. El movimiento horizontal es ajustado a una recta para obtener el valor del backazimut ajustado (cap. 3.2.3). Por otro lado, el movimiento horizontal es proyectado a la recta ajustada generando  $\vec{H}$ , la cual tiene valor positivos crecientes al este. El movimiento vertical es ajustado de la misma manera que el movimiento horizontal, reemplazando los vectores  $\vec{E}$  y  $\vec{N}$ , por los vectores horizontal  $\vec{H}$  y vertical  $\vec{Z}$ , obteniendo también la puntuación de linealidad del movimiento vertical  $PL_v$ . A partir de la pendiente de la recta ajustada  $m_a$ , se obtiene la inclinación del rayo emergente  $IN$ .

Una forma alternativa de abordar el problema sería ajustar una recta 3D con las componentes E, N y Z directamente, obteniendo una puntuación de todo al movimiento. Sin embargo, se opta por separar el ajuste en una recta en el plano horizontal y otra en el plano vertical. De esta forma es posible discriminar por separado la validez de la medición del backazimut y de la inclinación, ya que la linealidad del movimiento vertical suele ser peor que la del movimiento horizontal. Finalmente, la puntuación de linealidad total se calcula como la media geométrica de las puntuaciones horizontal y vertical, indicando que tan lineal es el movimiento y, por tanto, que tan válido es el resultado obtenido.

Teniendo el valor de la inclinación  $IN$ , la diferencia de tiempo  $\Delta T_{s-p}$  de las ondas S y P, y un modelo de velocidades 1D, es posible trazar directamente el rayo sísmico a través del medio para obtener la profundidad y distancia epicentral (fig. 18). Sin embargo, se opta por aprovechar la función `Model.get_travel_times(prof,dist)` habilitada dentro del módulo `TauPyModel` del paquete `obspy` en Python3, la cual a partir de la profundidad y distancia epicentral del evento, entrega la inclinación del rayo y diferencia de tiempo S-P registrada en el instrumento. De esta forma, los valores de profundidad  $P_e$  y distancia epicentral  $D_e$  más adecuados se encuentran mediante una búsqueda de saltos geométricos hasta que los valores obtenidos y los valores esperados converjan bajo un umbral determinado.



**Figura 18.** Localización de sismicidad local con método de estación única basado en el movimiento de partícula de la onda P, utilizando una ventana de 0.05 s de la estación JUBA para localizar un evento del GSBC ocurrido el 18 de noviembre del 2020. Se muestran en las imágenes se muestra el movimiento medido (puntos rojos), el movimiento ajustado con una recta (línea verde) y el inicio del movimiento (estrella amarilla), tanto para el ajuste del movimiento horizontal, vertical y su representación 3D. Finalmente, se ilustra la localización del evento desde la estación.

Finalmente, con la información de la latitud  $LAT_{est}$  [rad] y longitud  $LON_{est}$  [rad] de la estación utilizada, backazimut  $BAZ$  [rad], profundidad y distancia epicentral  $D_e$ , es posible localizar el hipocentro del evento con sus valores de longitud, latitud y profundidad. A distancias locales la curvatura de la Tierra es menospreciable y el epicentro puede ser trazado con geometría cartesiana. Sin embargo, este método también es utilizado a mayores distancias, por lo que la latitud  $LAT_{epi}$  y longitud  $LON_{epi}$  del epicentro son calculada con geometría esférica asumiendo un radio terrestre de  $R = 6371 \text{ km}$  (ec. 36 y 37, respectivamente). El trazado del rayo sísmico se observa como una curva en el plano cartesiano (fig. 15).

$$LAT_{epi} = \sin^{-1} \left( \sin(LAT_{est}) * \cos\left(\frac{D_e}{R}\right) + \cos(LAT_{est}) * \sin\left(\frac{D_e}{R}\right) * \cos(BAZ) \right) * \frac{180}{\pi} \quad (36)$$

$$LON_{epi} = LON_{est} + \tan^{-1} \left( \frac{\sin(BAZ) * \sin\left(\frac{D_e}{R}\right) * \cos(LAT_{est})}{\cos\left(\frac{D_e}{R}\right) - \sin(LAT_{est}) * \sin\left(LAT_{epi} * \frac{\pi}{180}\right)} \right) * \frac{180}{\pi} \quad (37)$$

### 3.5. Localización con tiempos de arribo

Los siguientes métodos presentados utilizan los tiempos de arribo de las fases P y S reconocidos en instrumentos a varias escalas. Estos tiempos son obtenidos del catálogo del *ISC Bulletin* (cap. 4.2). Los métodos que se detallan en esta sección no fueron desarrollados ni replicados en este trabajo, por lo que se trata superficialmente funcionamiento interno de los programas y se ahonda en los procedimientos para la ejecución de estos.

#### 3.5.1. Localización por inversión lineal con *elocate*

*Elocate* es un método implementado dentro del paquete de *Computer Programs in Seismology (CPS)*, basado en *HYPO71*, el cual realiza una inversión lineal iterativa de los tiempos de arribo para la localización hipocentral de un sismo (cap. 3.1.1). Además de los tiempos de arribo, el programa requiere el ingreso de un modelo de velocidades unidimensional, para el cual se ingresa el modelo de velocidades PREM (cap. 3.2.3). En paralelo, se realiza la localización con un método interno del programa basado en las tablas de Jeffreys-Bullen, sin embargo, al no ser aplicable como modelo de velocidad a los otros métodos, se opta por mantener la localización con el modelo PREM para mantener una consecuencia en la localización.

A diferencia del método por inversión lineal simple, *elocate* utiliza pesos en la inversión de los datos, los cuales son incorporados a la ecuación 8, obteniéndose la ec. 38, donde  $P$  es la matriz de pesos de las observaciones. Los pesos base para cada tiempo de arribo es  $P_i = 1$ , el cual es editado según los siguientes criterios: (i) Indicación directa del analista ingresando valores de 0 ( $P_i = 1$ ) a 4 ( $P_i = 0$ ) o dependiendo si la fase es registrada como impulsiva o emergente; (ii) discriminación por distancia, disminuyendo el peso de instrumentos desde una distancia cercana ( $X_c = 50 \text{ km}$ ) a una distancia lejana ( $X_l = 500 \text{ km}$ ) (ec. 39), desde la que se mantiene el ponderador del peso de valor 0.1; (iii) disminución iterativa del peso de los arribos que generan mayores tiempos residuales, desestimando los tiempos de arribos que no ajustan bien la solución obtenida según la ec. 40, donde  $r_i$  es el tiempo residual de la  $i$ -ésima fase registrada en cada iteración.

$$\Delta m = (G^T * P * G)^{-1} * G^T * P * r(m_0) \quad (38)$$

$$P_i = P_i * \frac{X_l - X_c}{9 * X - X_l + 10 * X_c} \quad (39)$$

$$P_i = P_i * \left( \frac{1}{1 + |r_i|} \right)^2 \quad (40)$$

Previo a la ejecución del programa se lee el catálogo de *ISC Bulletin*, escribiendo un archivo para cada evento en el formato requerido por *elocate* donde se encuentra la información del tiempo de arribo de las fases P y S extraídas del catálogo. Adicionalmente, se entrega un archivo con el modelo de velocidades 1D esférico en un archivo llamado *VEL.MOD*.

Para localizar cada evento se crea un archivo temporal *elocate.dat* con la información de los arribos del evento. Luego, si este evento cuenta con al menos 6 fases P o S registradas, se ejecuta el programa '*elocate -M 3 -D 10*' donde -M indica el modelo a ocupar dentro del archivo *VEL.MOD* y -D la profundidad inicial de localización en km. De esta forma para cada evento procesado se obtiene un archivo *elocate.out* con la información de las fases ingresadas, las localizaciones resultantes de cada iteración, los residuos y pesos resultantes de cada fase utilizada e información detallada de la solución final, tales como latitud, longitud, profundidad y tiempo del hipocentro y sus respectivas varianzas, elipse de error, RMCR y brecha azimutal. Toda esta información es llevada a una tabla resumen para cada evento.

### 3.5.2. Relocalización telesísmica con Evento Maestro

El método de relocalización relativa a utilizar, denominado Evento Maestro, recibe las diferencias de tiempo de arribo de una fase entre un evento referencial y un evento secundario, registradas en varias estaciones a distancia telesísmica, para así obtener una posición del evento secundario relativa al evento de referencia basada en las perturbaciones de primer orden de la trayectoria de los rayos sísmicos.

Previo al procesamiento de los eventos secundarios se computan las trayectorias de los rayos al evento referencial. Para esto se utiliza un programa escrito en *fortran* llamado *Pre-Master.f*, que utiliza un modelo global y la información de las fases registradas en distintas estaciones para el evento referencial, y retorna un archivo con la información del rayo proveniente de cada estación hasta el evento referencial. Este programa fue diseñado para localizar una secuencia de eventos en Chile Central entre 1997 y 1998 (Lemoine et al., 2001).

Previo al proceso de inversión se realizan los siguientes filtros a los datos: (i) Se eliminan los eventos sin información sobre las fases registradas o magnitud; (ii) Se eliminan los eventos secundarios a una distancia mayor o igual a 100 km del evento referencial; (iii) Se eliminan las fases registradas a una distancia menor a  $9^\circ$  de la estación; (iv) Se eliminan las fases registradas en estaciones que no registró el evento referencial; (v) Se eliminan los eventos secundarios con menos de 4 fases registradas en instrumentos en común con el evento referencial.

Con los tiempos de arribos  $i$  de las fases en común restantes, se procede a realizar la inversión lineal para cada evento secundario  $j$  (ec. 13). En esta relación se asumen constantes los valores de  $IN_i$  y  $V$  en la vecindad del evento referencial, por lo que las expresiones  $\Delta IN_i$  y  $\Delta V$  son nulas. Los valores asociados a las derivadas parciales  $A_i$ ,  $B_i$  y  $C_i$  son calculadas siguiendo el algoritmo computacional sugerido por (Fitch, 1975). Con estos valores se construye la matriz de diseño  $G$ , la cual es invertida (ec. 8) para obtener los valores del modelo  $m$ , es decir, la diferencia de tiempo de origen del evento de referencia y secundario  $\Delta T_0$  y la distancia  $\Delta L$ , azimuth  $\Delta AZ$  y colatitud  $\Delta POL$  del vector que une el evento de referencia con el evento secundario. De esta forma, la nueva posición del evento secundario  $j$  se obtiene sumando la diferencia de tiempo de origen al tiempo de origen del evento referencial y trazando el vector resultante desde el evento referencial (fig. 7).

### 3.6. Inversión del Tensor de Momento Sísmico

Para el cálculo de los mecanismos focales de cada evento se utiliza el método desarrollado por Dreger (2003), el cual invierte la forma de onda en dominio temporal para obtener el tensor de momento sísmico (TMDT), el cual es separado en sus componentes doble cupla (DC), dipolo vectorial lineal compensado (DVLC) e isotrópica (ISO).

El primer paso es seleccionar los sismos que se procesaran y obtener las formas de onda de las estaciones sísmicas con registros a distancia regional entre  $1^\circ$  y  $12^\circ$ . Luego, estas señales deben ser tratadas siguiendo estos pasos: (i) se remueve la respuesta instrumental llevando el registro a desplazamiento en cm, (ii) se filtra la señal entre 0.02 y 0.05 Hz con un filtro butterworth no-causal de dos pasadas, (iii) se decima el registro remuestreando a 1 Hz, (iv) se rota las componentes al sistema radial-transversal-vertical, (v) se cortan los registros entre -20 y 600 s desde la marca de origen del evento y, finalmente, (vi) las 3 componentes son transformadas al formato *Helmberger* con el comando *sac2helm* del programa *CPS*.

#### 3.6.1. Cálculo de las funciones de Green

Por otro lado, se deben generar los registros sintéticos que serán modelados a partir de los registros observados. Para esto se genera un repositorio con archivos correspondientes a las funciones de Green a distancias entre 1 y 1700 km y profundidades entre 1 y 30 km, calculadas de forma automatizada por un script desarrollado. El procesamiento de todos estos archivos toma un tiempo relativamente largo e incluso innecesario dado que no todas las distancias se utilizarán, sin embargo, permite realizar la posterior inversión de forma más expedita simplemente seleccionando los archivos necesarios.

La generación de los archivos de las funciones de Green se realiza con las aplicaciones disponibles en el programa *CPS*, los cuales se basan en la integración discreta del número de onda propuesto por Bouchon (1981). Con este fin, se siguen los siguientes pasos: (i) Se crea un archivo donde se indican las distancias epicentrales a procesar, el periodo de muestreo y la cantidad de puntos; (ii) este archivo es leído por el comando *hprep96* junto a la profundidad de la fuente y el modelo de velocidades previamente generado en formato *model96*, este comando sintetiza la información en el archivo *hspec96.dat*; (iii) el comando *hspec96* toma este archivo para generar el archivo binario *hspec96.grd*, el cual contiene información del campo de ondas en la fuente y el receptor; (iv) el archivo binario es leído con el comando *hpulse96* para realizar la convolución por el impulso de Dirac, entregando un archivo de salida *hpulse96.out* en formato *file96*, el cual contiene la información en serie de tiempo de la función de Green; (v) el último comando de *CPS* en utilizarse es *f96tosac*, el cual convierte la serie de tiempo a una salida al formato SAC para cada una de las diez funciones de Green, cuya combinación permite modelar diferentes tipos

de fuentes puntuales; (vi) se comienza a utilizar las aplicaciones del programa *TDMT\_INV* (Dreger, 2003) partiendo por el comando *sac2bin* para generar un archivo binario de cada uno de los diez archivos de funciones de Green y, finalmente, (vii) el comando *mkHelm* para tomar las diez funciones de Green y escribir un único archivo binario en formato *Helmberger* asociado a una distancia epicentral y profundidad de la fuente, nombrados según el formato *{modelo}\_{dist}{prof}.disp*. Todo este proceso fue implementado con un único código para el cálculo de las funciones de Green.

### 3.6.2. Filtrado de las señales e inversión

Teniendo ya los registros observados filtrados en formato *Helmberger* y las funciones de Green sin filtra en el mismo formato, es necesario realizar el mismo filtro pasabanda no-causal que se realizó al registro observado, sobre las funciones de Green. Para esto se ejecuta el comando *fromHelm* para llevar el archivo de las funciones de Green a un archivo binario, y *bin2sac* para llevar este archivo binario a formato SAC, con el cual se realiza el filtrado con programa SAC. Posteriormente, se invierte este proceso con los comandos *sac2bin* y *mkHelm* para volver a obtener el archivo en formato *Helmberger*. Se automatiza este proceso con un código escrito en *bash*.

Ya preparadas las señales observadas y las funciones de Green filtradas comienza el proceso de inversión de los datos. Para esto se crea el archivo *mt\_inv.in*, el cual tiene información sobre la profundidad de la fuente, si se le asigna un peso por distancia para las estaciones y si se invierte o no la componente isotrópica, además tiene la información de la distancia, azimut, *offset* y número de muestras en la serie de tiempo de cada estación a invertir. Finalmente, la inversión se realiza con el comando *tdmt\_invc\_iso* y el gráfico de la solución con la respectiva comparación del registro observado y sintético se realiza con el código *tdmt\_plot\_gmt5.perl*. Como resultado de la inversión se obtiene un archivo *mtinv.out* con los datos del registro observado y sintético, y un archivo *mt\_inv.out* con la información del resultado de la inversión, destacando los seis elementos del tensor de momento simétrico de 3x3 en la convención de Aki, el momento símico, el rumbo (*strike*), manto (*dip*) y dirección de deslizamiento (*rake*) de ambos planos conjugados del mecanismo focal, el porcentaje de las componentes DC, DVLC e ISO de la solución y la reducción de varianza con valores de 0 a 100 cuando el ajuste es perfecto. A partir del valor de reducción de varianza (VR) se calcula un índice de calidad del resultado, el valor de VR típicamente supera los 90 para el cálculo de mecanismos en una red densa como la chilena continental, sin embargo, dada las condiciones de ruido y mala densidad de la red, se considerarán aceptables los resultados con valores de  $VR \geq 40$  ( $Q = 2$ ) y buenos los resultados de  $VR \geq 60$  ( $Q = 3$ ).

### 3.6.3. Encontrando la mejor solución

Tres diferentes procesos son realizados para mejorar la solución obtenida, es decir, la solución con la menor reducción de varianza y con una cantidad adecuada de estaciones con buena cobertura azimutal, la que se determinó como un mínimo de cuatro estaciones. Estos procesos exploran el campo de variables para encontrar la mejor solución, siendo estas variables la profundidad de la fuente, las estaciones utilizadas y el *offset* de las estaciones. La desventaja de esta exploración es la gran demanda computacional para generar tantas soluciones para comparar.

Las soluciones obtenidas de la inversión de las formas de onda no son tan sensibles a la ubicación del epicentro, como si lo es a la profundidad, de hecho, usualmente la profundidad del hipocentro no coincide con la profundidad a la que se obtiene la solución de mejor ajuste. Es por eso que en ejecución se procesaran los resultados para una serie de profundidades indicadas, para así obtener la solución de mejor ajuste.

Cuántas y qué estaciones utilizar para la inversión varía significativamente los resultados. Dado que con este método es posible obtener una solución con una única estación y que mientras menos estaciones se utilizan mejor es el ajuste obtenido, tiente la idea de ocupar el mínimo de estaciones para obtener un buen ajuste. Por otro lado, la idea de eliminar datos observados sin un criterio definido no es recomendado. Sin embargo, la exposición de las estaciones a ruido introducido por las condiciones climáticas y geográficas, y la presencia de agujeros en la transmisión de datos, puede generar importantes perturbaciones sobre la señal no fácilmente distinguibles. Por este motivo se emplea una metodología estadística para seleccionar al menos cuatro estaciones para realizar la inversión, cuidando de mantener una buena cobertura azimutal y evitar la redundancia de las observaciones, por ejemplo, no seleccionar más de dos estaciones de la zona de Magallanes, Chile. En lo práctico, este método consiste en procesar todas las combinaciones de  $n$  estaciones del total  $N$  disponibles, donde usualmente se ejecutó con  $n = 4$ . De esta forma para cada estación  $i$  se generó un índice de eficiencia ( $EF_i$ , ec. 41), donde  $i$  alude a una estación dada,  $j$  a una de las combinaciones procesadas y  $C_{n,N}$  el total de combinaciones procesadas. Este índice tiene valores entre -100 y 100, e indica en que porcentaje aporta o perjudica la utilización de cada estación, ya que la suma de los índices de todas las estaciones siempre es cero.

$$EF_i = 100 * \left( 1 - \frac{n * \sum_{j=1}^{C_{n,N}} VR_{i,j}}{\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^{C_{n,N}} VR_{i,j}} \right) \quad (41)$$

Debido a la realización del filtro no causal de dos pasadas sobre las señales, el programa calcula automáticamente el *offset* de mejor ajuste para cada estación. Pese a ello, la exploración de los *offset* cada un segundo llegando a un máximo local de reducción de varianza en cada estación, permite encontrar una solución de mejor ajuste.

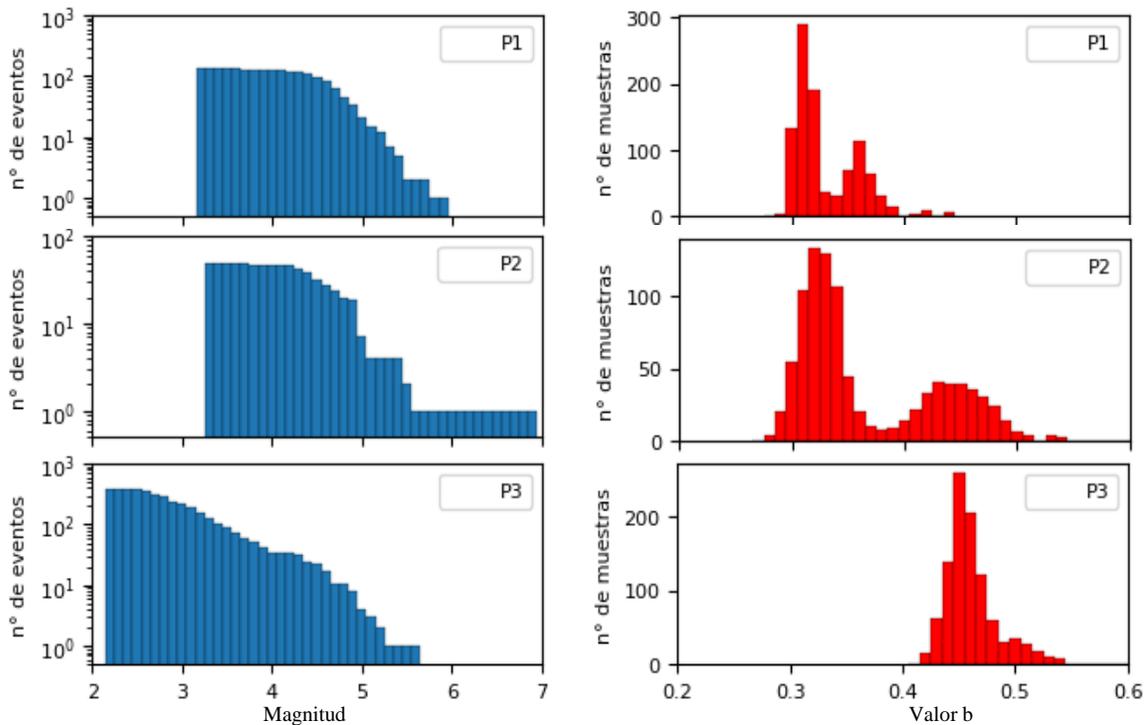
En base a la información resultante de estos tres procesos, resulta una solución final, la que se invierte con las estaciones de mayor índice de eficiencia, a la profundidad de mejor ajuste y con los valores de *offset* que maximizan la reducción de varianza.

# Capítulo 4

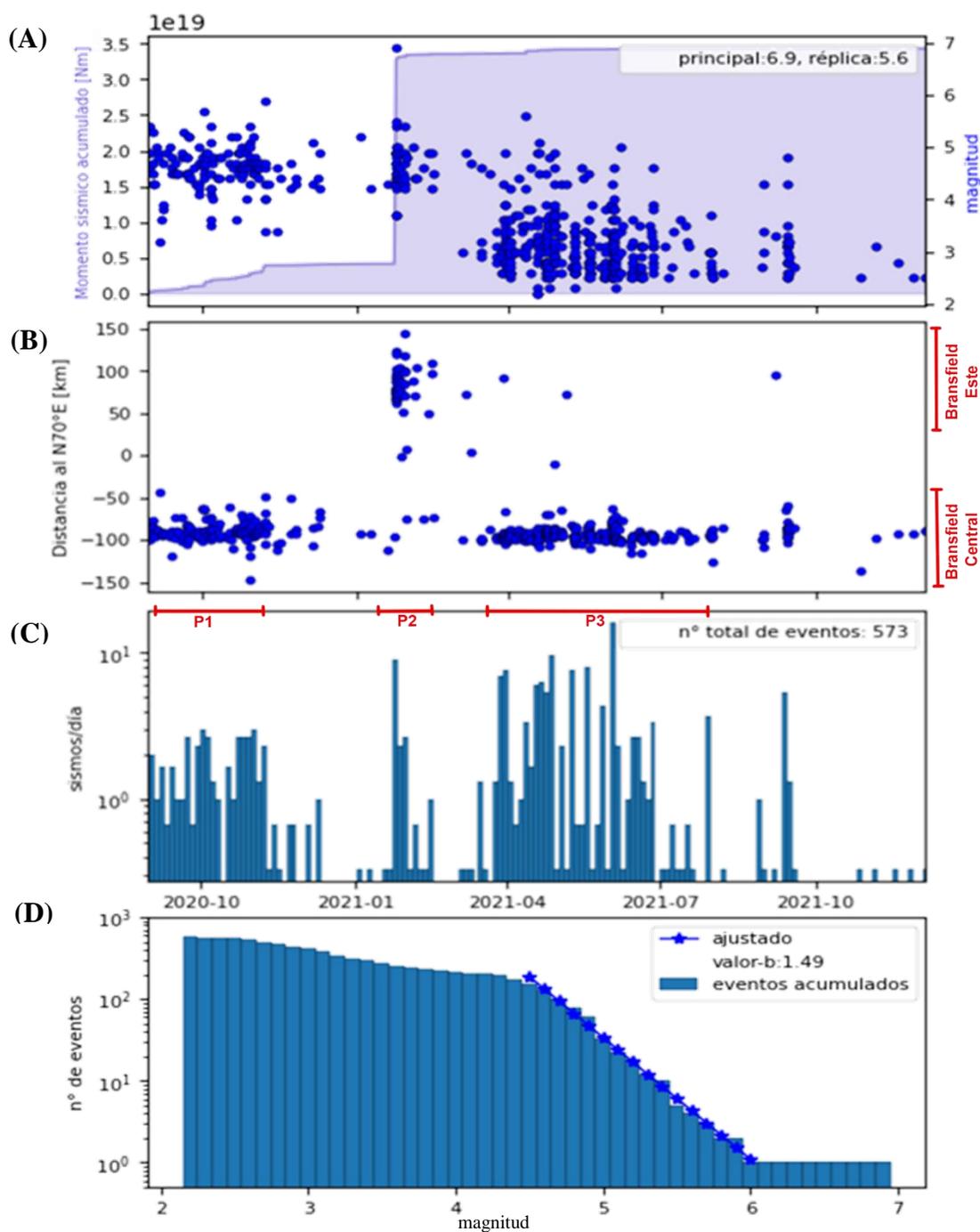
## Resultados

### 4.1. Caracterización del catálogo sísmico del ISC

Los 573 eventos detectados y localizados en el área de estudio en el periodo de agosto del 2020 a septiembre del 2021 son caracterizados en función del momento sísmico liberado en el tiempo (fig. 20 A), evolución temporal (fig. 20 B), frecuencia de eventos en el tiempo (fig. 20 C) y la frecuencia de eventos a una magnitud dada (fig. 19 y fig. 20 D), donde se evalúa la coherencia de forma cualitativa con la ley de Omori y cuantitativa con la ley de Gutenberg-Richter. En base a la caracterización de la secuencia sísmica se reconocen aspectos sobre su (1) distribución espacial, (2) evolución temporal, (3) frecuencia de magnitudes y (4) profundidad:



**Figura 19.** Estimación del valor  $b$  mediante el método de máxima verosimilitud para los periodos P1, P2 y P3, utilizando el método estadístico de bootstrapping con 1000 repeticiones.



**Figura 20.** Caracterización del catálogo compilado del ISC Bulletin. (A) Evolución del tamaño de los terremotos en el tiempo y verificación de la relación de Bath, momento sísmico estimado de acuerdo con la relación propuesta por Hanks & Kanamori (1979). (B) Distribución espacial de la sismicidad en el tiempo proyectada en la dirección del rift, indicando las subcuencas de Bransfield Central y Este, con el cero ubicado aproximadamente en la isla Bridgeman. (C) Cantidad de eventos a intervalos de 3 días y comprobación de la ley de Omori, indicando los periodos de sismicidad P1, P2 y P3. (D) Ley de Gutenberg-Richter con límites de la magnitud modelada entre 4.5 y 6.

Del catálogo sísmico compilado del *ISC Bulletin* se observa:

(1) La sismicidad de la secuencia se distribuye en dos grupos claramente distinguibles, separados uno del otro por 200 km (fig. 20 B). Debido a su ubicación estos grupos se conocerán como grupo sísmico de Bransfield Central (GSBC), ubicado entre el volcán Orca y en el margen norte de la cuenca, y grupo sísmico de Bransfield Este (GSBE), ubicado en el margen noreste de la cuenca, al sur de Isla Elefante. Un pequeño grupo de eventos dentro de la secuencia se ubica en el límite entre CBC y CBE, es decir, en la zona de la isla Bridgeman (fig. 4 y 13), pese a que la presencia de esta sismicidad pueda tener alguna implicancia genética, la relocalización a realizar se centra en la sismicidad que ocurre en los grupos sísmicos aislados.

(2) Tres periodos de sismicidad son reconocidos en la secuencia, separados por dos periodos de calma (fig. 20 A). La sismicidad inicia en forma de enjambre a fines de agosto del 2020 en BC (P1) con una tasa de liberación de momento sísmico persistente (fig. 20 A), terminando el 6 de noviembre del 2020 con un evento de Mww 5.9, el mayor registrado del GSBC. Este evento es seguido por una disminución en la frecuencia de eventos del GSBC, evolucionando a un periodo de calma sísmica (Q1) de once semanas de duración. Dicho periodo de baja sismicidad es cortado abruptamente por la activación del GSBE con un evento principal de Mww 6.9 ocurrido el 23 de enero del 2021, el cual libero el 85% del momento sísmico de la secuencia y es seguido de réplicas por 3 semanas (P2), siendo la mayor réplica de Mww 5.6, consecuente con la relación de Bath. Un nuevo periodo de baja sismicidad general (Q2) se extiende luego del cese de las réplicas, extendiéndose 4 semanas. Finalmente, el GSBC se vuelve a activar el 14 de marzo del 2021 en un nuevo episodio de enjambre (P3), disminuyendo considerablemente su actividad para julio del 2021. Adicionalmente, un breve episodio de sismicidad ocurrió en BC entre el 9 y el 16 de septiembre del 2021, iniciado con un sismo de 4.8, observándose cualitativamente como una secuencia menor de evento principal y réplicas.

(3) La estimación del valor  $b$  mediante el método de máxima verosimilitud de los tres periodos de sismicidad definidos (fig. 19), muestra valores  $b$  de  $0.33 \pm 0.03$ ,  $0.39 \pm 0.11$  y  $0.46 \pm 0.03$ , para los periodos P1, P2 y P3, respectivamente. La bimodalidad en la distribución de los valores de  $b$  puede explicarse por el límite de precisión de las magnitudes entregadas, mientras que el mayor error en la estimación en P2 se debe a la menor cantidad de eventos disponibles. Del análisis clásico de la frecuencia de las magnitudes de todo el catálogo, se evidencia un comportamiento del tipo “catálogo completo” para magnitudes sobre 4.5. En este rango se estima un valor  $b$  de 1.49 de forma sesgada mediante un ajuste lineal entre las magnitudes 4.5 y 6 (fig. 20 D). Este valor es superior a la media esperada en un ambiente tectónico típico, con un valor de 1.08. Por otra parte, durante P1 y P2 pocos eventos se identificaron con magnitud menor a 4, mientras que durante P3 el rango de sismicidad detectada creció, permitiendo identificar sismicidad de hasta magnitud 2 (fig. 19). Este cambio no tiene una explicación certera, pero puede asociarse

a una mejora instrumental o metodológica aplicada a este tramo de la secuencia, lo cual puede distorsionar la medición del valor-b, haciéndolo más grande de lo que es en realidad.

(4) Las profundidades entregadas en el catálogo (fig. 13), particularmente del GSBE y los márgenes del GSBC, corresponden a 10 km de profundidad en un 35% de las veces. Esta profundidad es configurada por defecto por ISC cuando no se obtuvo una solución sobre ciertos parámetros mínimos de calidad (Bolton et al., 2006). Por otra parte, toda la sismicidad a excepción de un evento fue localizada a una profundidad igual o menor a 20 km.

## 4.2. Corrección de las estaciones

Esta sección detalla el catálogo de eventos lejanos para el estudio de la red y se muestran y discuten los resultados de cuatro métodos distintos para la verificación del estado de la red instrumental. Se muestra adelantadamente el resumen de los resultados para cada estación (tabla 4). Estas correcciones son aplicadas sobre cada estación para el procesamiento de los resultados posteriores.

Las cuatro estaciones con problemas relevantes en la ganancia y/o orientación pertenecen a la red argentino-italiana (AI). Estas estaciones son las mismas que identifica Cesca et al. (2022) con su análisis de calidad de datos, sin embargo, dicho estudio no reconoce un problema de ganancia en SMAI, identifica una menor rotación en SMAI y una rotación de  $-21^\circ$  en JUBA, lo cual no se pudo replicar bajo ningún escenario con los métodos utilizados.

**Tabla 4.** Resumen de los resultados de corrección de ganancia y orientación más relevantes, comprometiendo a cuatro estaciones de la red AI cuyos metadatos son corregidos posteriormente.

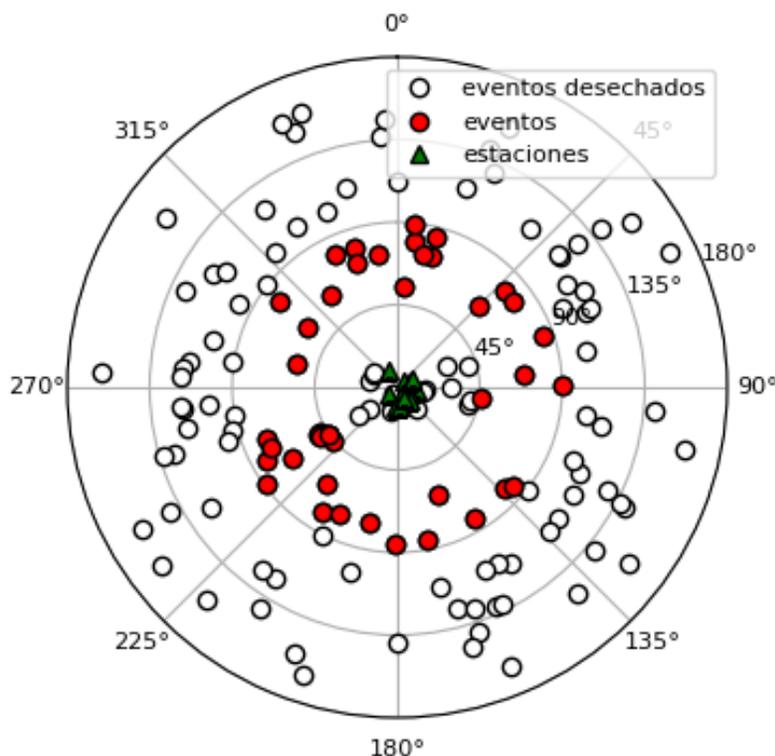
Método	Parámetros	ORCD	JUBA	ESPZ	SMAI
Polarización de onda Rayleigh	Corrección de orientación*	–	$-8 \pm 7^\circ$	$-32 \pm 10^\circ$	$-29 \pm 15^\circ$
	Nº eventos	–	9	27	25
	Periodo	–	2020 – 21	2012 – 21	2012 – 21
Polarización de onda P	Corrección de orientación*	–	$0 \pm 11^\circ$	$-41 \pm 6^\circ$	$-29 \pm 8^\circ$
	Nº eventos	–	21	21	18
	Periodo	–	2012 – 21	2012 – 21	2012 – 21
Razón de amplitudes	Factor de amplitud	1/4.3	–	–	3.8
	Nº eventos	20	–	–	7
	Periodo	Nov. 2016 – 21	–	–	2021
<b>Factor de ganancia</b>		<b>1/4.3</b>	–	–	<b>3.8</b>
<b>Corrección de orientación</b>		–	<b><math>-8^\circ</math></b>	<b><math>-35^\circ</math></b>	<b><math>-29^\circ</math></b>

(\*) Orientación azimutal, es decir, en el plano horizontal con respecto al norte.

#### 4.2.1. Selección de eventos para el estudio de la red

Todos los métodos detallados para verificar la calidad de los datos sísmicos (cap. 3.3) requieren la selección previa de un conjunto de eventos sísmicos suficientemente alejados de la red a estudiar. El conjunto de eventos preliminar es comprendido por todos los eventos globales de magnitud mayor o igual a 7.0 ocurridos en un lapso de 10 años entre el 2010 y el 2021, con un total de 146 eventos.

Este conjunto de eventos se filtra a partir de una distancia mínima y máxima al centro de la red, el que se calcula como el centro del círculo de menor tamaño que contiene todas las estaciones de la red y se ubica a los  $54.8456^{\circ}\text{O}$  con  $58.5776^{\circ}\text{S}$ . La distancia mínima se calcula tal que la razón entre las distancias entre dos estaciones cualquiera a un evento sea siempre mayor o igual a  $2/3$ . Dada la máxima distancia entre estaciones de 1917 km, la distancia mínima de los eventos es de 4794 km ( $43.14^{\circ}$ ). Por otra parte, la distancia máxima se fija en 10000 km ( $90^{\circ}$ ). De esta forma se obtienen 42 eventos (tabla 5) a distancia telesísmica entre  $43.14^{\circ}$  y  $90^{\circ}$  del centro de la red (fig. 21), extraídos del catálogo de IRIS. Los registros de los sismómetros banda ancha (BH) de cada estación para cada evento son descargados manualmente desde IRIS Wilber 3, en una ventana de tiempo entre 5 minutos previos y 60 minutos posterior al sismo.



**Figura 21.** Conjunto de eventos seleccionados para verificar la calidad de los datos de la red de estaciones, desplegados en función de su distancia y azimut respecto al centro de la red. Todos los eventos son de magnitud mayor o igual a 7.0 y ocurrieron entre 2010 y 2021.

**Tabla 5.** Conjunto de 42 eventos utilizados para verificar la calidad de la red sísmológica circundante a la Península Antártica, mostrando las distancias [km] al centro de la red.

Fecha	Mag.	Lugar	Dist.	Fecha	Mag.	Lugar	Dist.
2012/03/20	7.5	Costa de Guerrero, México	9238	2017/09/08	8.1	Costa de Chiapas, México	8922
2012/08/27	7.3	Costa afuera Centroamérica	8436	2017/09/19	7.1	Centro de México	9459
2012/09/05	7.6	Costa Rica	8109	2018/01/10	7.5	Norte de Honduras	8854
2012/09/30	7.2	Colombia	6989	2018/01/14	7.1	Costa de Perú	5035
2012/11/07	7.4	Costa de Chiapas, México	8752	2018/02/16	7.2	Oaxaca, México	9214
2013/02/09	7.0	Colombia	6921	2018/08/21	7.3	Costa de Venezuela	7747
2013/05/23	7.4	Sur de islas Fiji	9512	2018/08/24	7.1	Borde Perú-Brasil	5454
2013/09/25	7.0	Costa de Perú	5017	2019/02/22	7.5	Borde Perú-Ecuador	6560
2014/04/18	7.3	Guerrero, México	9429	2019/03/01	7.0	Centro de Perú	5041
2014/10/09	7.0	Sur del alto del Pacífico este	5051	2019/05/26	8.0	Norte de Perú	6124
2014/10/14	7.3	Costa afuera Centroamérica	8466	2019/06/15	7.3	Islas Karmadec, Nueva Zelanda	8796
2014/11/01	7.1	Islas Fiji	9867	2020/01/28	7.7	Cuba	8946
2015/11/24	7.6	Borde Perú-Brasil	5512	2020/06/18	7.4	Sur de islas Karmadec	8522
2015/11/24	7.6	Borde Perú-Brasil	5566	2020/06/23	7.4	Costa de Oaxaca, México	9087
2015/12/04	7.1	Ridge indio del sureste	7652	2021/02/10	7.7	Sureste de islas Lealtad	9983
2016/04/16	7.8	Costa de Ecuador	6915	2021/03/04	7.3	Costa afuera Nueva Zelanda	8211
2016/08/12	7.2	Sureste de islas Lealtad	9984	2021/03/04	7.4	Islas Karmadec, Nueva Zelanda	8882
2016/08/29	7.1	Norte de isla Ascensión	7267	2021/03/04	8.1	Islas Karmadec, Nueva Zelanda	8853
2016/09/01	7.0	Costa afuera Nueva Zelanda	8238	2021/08/14	7.2	Haití	8730
2016/11/13	7.8	Isla Sur, Nueva Zelanda	7917	2021/09/08	7.0	Costa de Guerrero, México	9343
2016/11/24	7.0	Costa afuera Centroamérica	8424	2021/11/28	7.5	Norte de Perú	6310

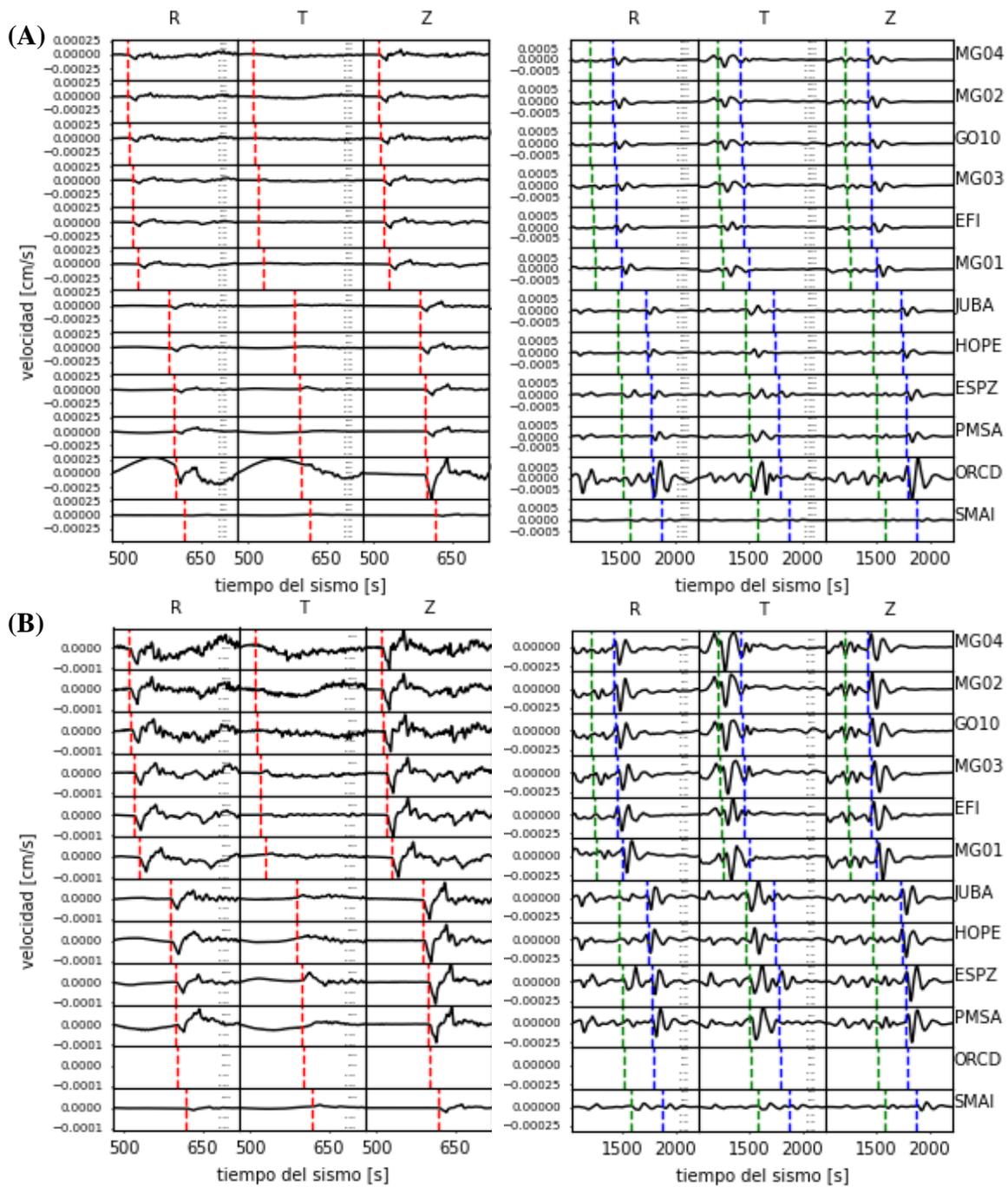
#### **4.2.2. Evaluación cualitativa de registros sísmicos**

Para la identificación de señales incongruentes registrados en los instrumentos a verificar mediante la observación de las formas de onda P telesísmica y superficiales, se utiliza el último evento en ocurrir del catálogo compilado, es decir, el evento M<sub>w</sub> 7.5 del 28 de noviembre del 2021 al norte de Perú. Su magnitud es suficientemente grande para ser bien capturado por la red en comparación a los otros eventos y representa el estado más actualizado de la red.

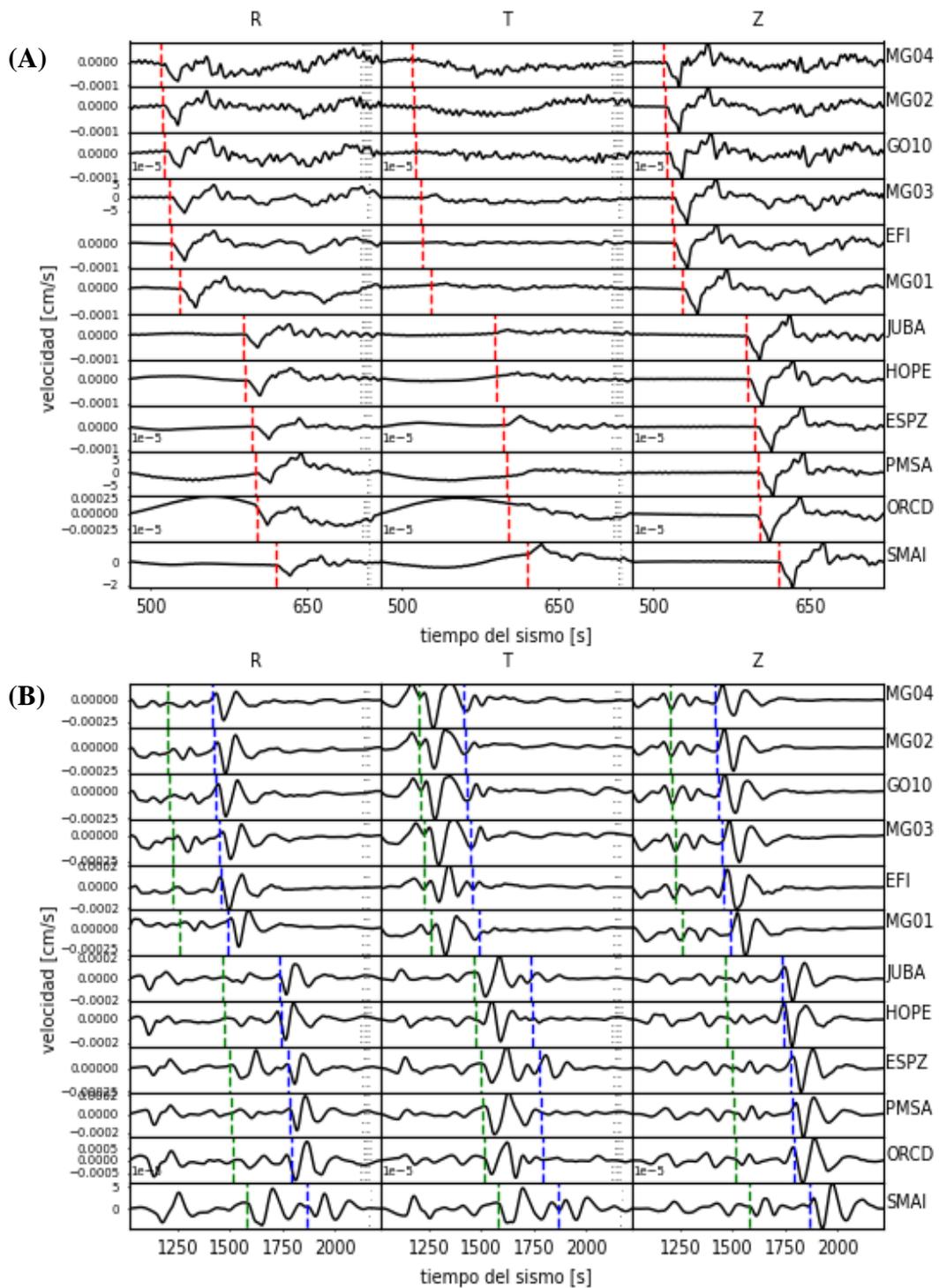
Para el diagnóstico se mostrarán todos los registros con la misma escala vertical, de esta forma se puede identificar que registros presentan una amplificación o disminución anómala de su amplitud (fig. 22). Luego, se muestran los registros con la escala ajusta a cada estación, de esta forma son apreciables las distorsiones generadas por una mala orientación de las componentes para cada estación (fig. 23). En cada registro se muestran los correspondientes arribos teóricos de las fases P, Love y Rayleigh.

Mediante la observación de las formas de onda en fig. 22 A se distingue la mayor amplitud del registro de la estación ORCD sobre las demás. Al quitar el registro de esta estación para observar mejor el resto, se nota que todas las estaciones tienen amplitudes similares, excepto la estación SMAI cuya amplitud es notablemente menor que la del resto (fig. 22 B).

La distinción de problemas en la orientación es más compleja que los problemas de amplitud. Basándose en el movimiento teórico de las ondas P, Love y Rayleigh. Es de esperarse que las ondas P y Rayleigh se observen en las componentes R y Z, mientras que la onda Love se debe observar únicamente en la componente T (fig. 23). Los problemas más distinguibles ocurren en las estaciones ESPZ y SMAI, donde se observa el pulso de la onda P y Rayleigh en la componente tangencial, la onda Love en la componente radial. En menor medida, también se distingue la onda Love la componente R de MG02 y MG03, y más notoriamente la onda Rayleigh en la componente T de las estaciones MG03, MG04, GO10 y JUBA.



**Figura 22.** Inspección de las formas de onda P telúsmica (izquierda) y superficiales (derecha), filtrando con pasabajo a 0.2 y 0.01 Hz, respectivamente. Para la inspección de problemas de amplitud se ocupa la misma escala vertical para cada uno de los 4 recuadros. La marca roja, verde y azul muestran los arribos teóricos de las ondas P, Love y Rayleigh, respectivamente. (A) muestra todos los registros disponibles, mientras (B) quita el registro de ORCD para inspeccionar la amplitud de los otros registros.



**Figura 23.** Inspección de las formas de onda P telesísmica (A) y superficiales (B), filtrando con pasabajo a 0.2 y 0.01 Hz, respectivamente. Para la inspección de problemas de orientación se ocupa la misma escala vertical para cada estación. La marca roja, verde y azul muestran los arribos teóricos de las ondas P, Love y Rayleigh, respectivamente.

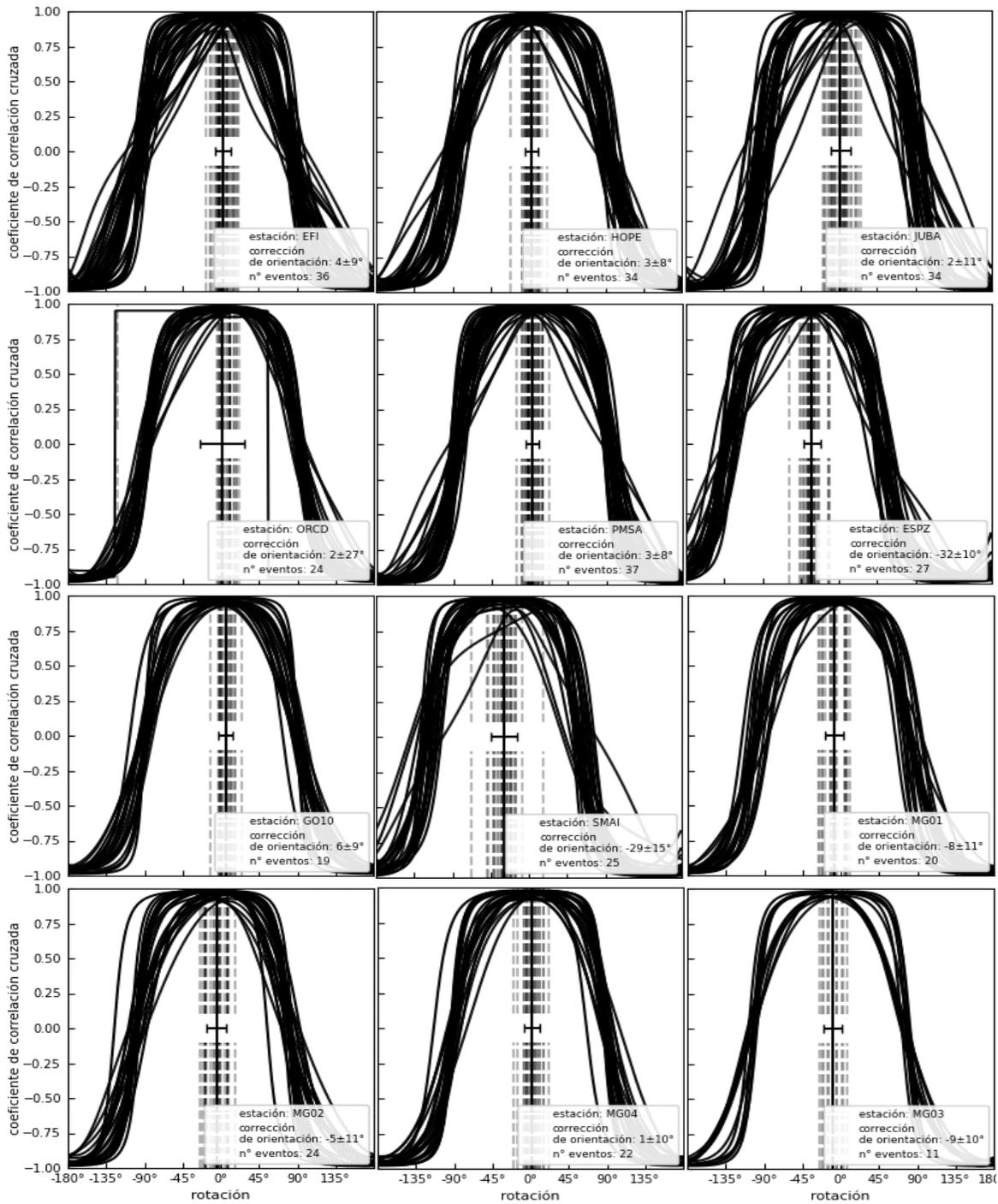
### 4.2.3. Corrección de orientación

En esta sección se muestran los resultados de los métodos basados en la polarización radial de la onda Rayleigh y P para la corrección de la orientación horizontal de una estación.

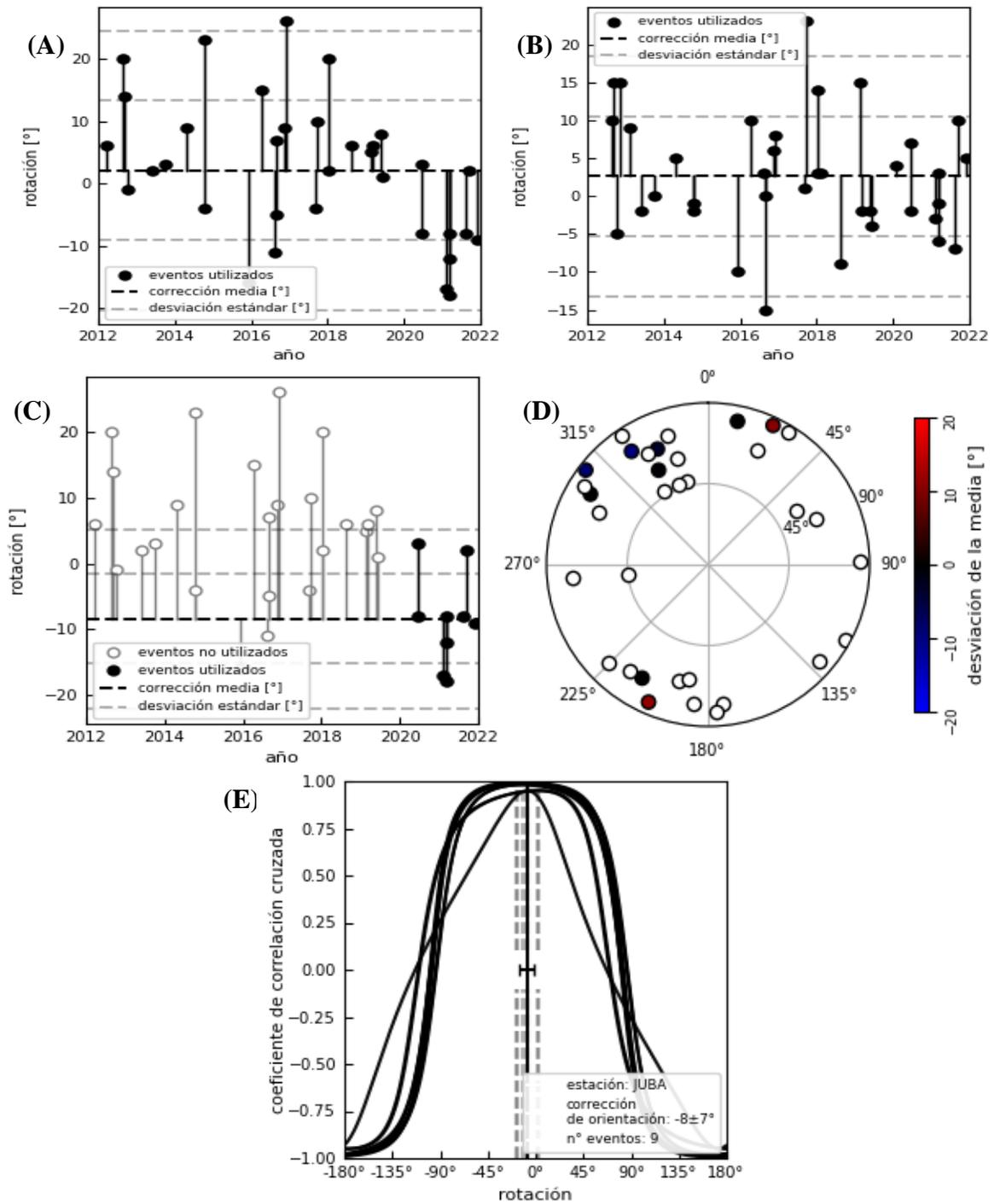
La solución entregada por el método basado en la polarización de la onda Rayleigh para cada estación es entregado mediante un gráfico de ‘peluca’, donde cada ‘cabello’ representa la solución individual para un evento procesado y una barra central muestra la media de estas soluciones ponderadas por el coeficiente de correlación máximo de cada una, obteniendo así el ángulo horario en que está rotada las componentes horizontales de cada estación.

De 42 eventos procesados, en promedio 25 eventos fueron utilizados para la corrección de cada estación, variando entre 11 eventos para MG03 hasta 37 eventos para PMSA. Como se observa en la figura 22, los resultados de los eventos individuales cuentan con una forma similar a una senoide, pero con una concentración de valores altos en torno al máximo, lo que explica en parte el amplio margen de error del promedio de los datos. Ocasionalmente se observan formas distintas, ya sea con máximos bien marcados (ej: EFI, JUBA, PMSA y SMAI) o en forma de cajón (ej: ORCD), la ocurrencia de estas formas no fue diagnosticada y pese a que generan una distorsión en los datos, su presencia no varía considerablemente el resultado. Incluso en el peor de los casos, los eventos ocupados permitieron obtener un resultado válido.

A partir de los valores de rotación de las estaciones resultantes (fig. 24), se observa que la mayoría de las estaciones presenta una rotación menor a  $\pm 6^\circ$  con márgenes de error suficientemente amplios como para considerar que esta rotación es insignificante, en este sentido se considera que las estaciones EFI, HOPE, ORCD, PMSA, GO10 y MG04 están bien orientadas. JUBA preliminarmente parece estar bien orientada, sin embargo, se observará con más detalle esta estación al ser la que se utilizará para el método de estación única, donde una rotación en la estación rota toda la nube de eventos localizados. Por su parte, las estaciones MG01, MG02 y MG03 instaladas en la región de Magallanes, Chile, tienen valores de rotación entre  $-5^\circ$  y  $-9^\circ$  con márgenes de error de  $\pm 11^\circ$ , valores que se acercan a la declinación magnética local de  $\sim -14^\circ$ , lo cual explicaría una orientación hacia el norte magnético en vez del norte geográfico, que es como corresponde. Finalmente, las estaciones SMAI y ESPZ muestran un serio problema de orientación con valores de  $-29^\circ$  y  $-32^\circ$  respectivamente.



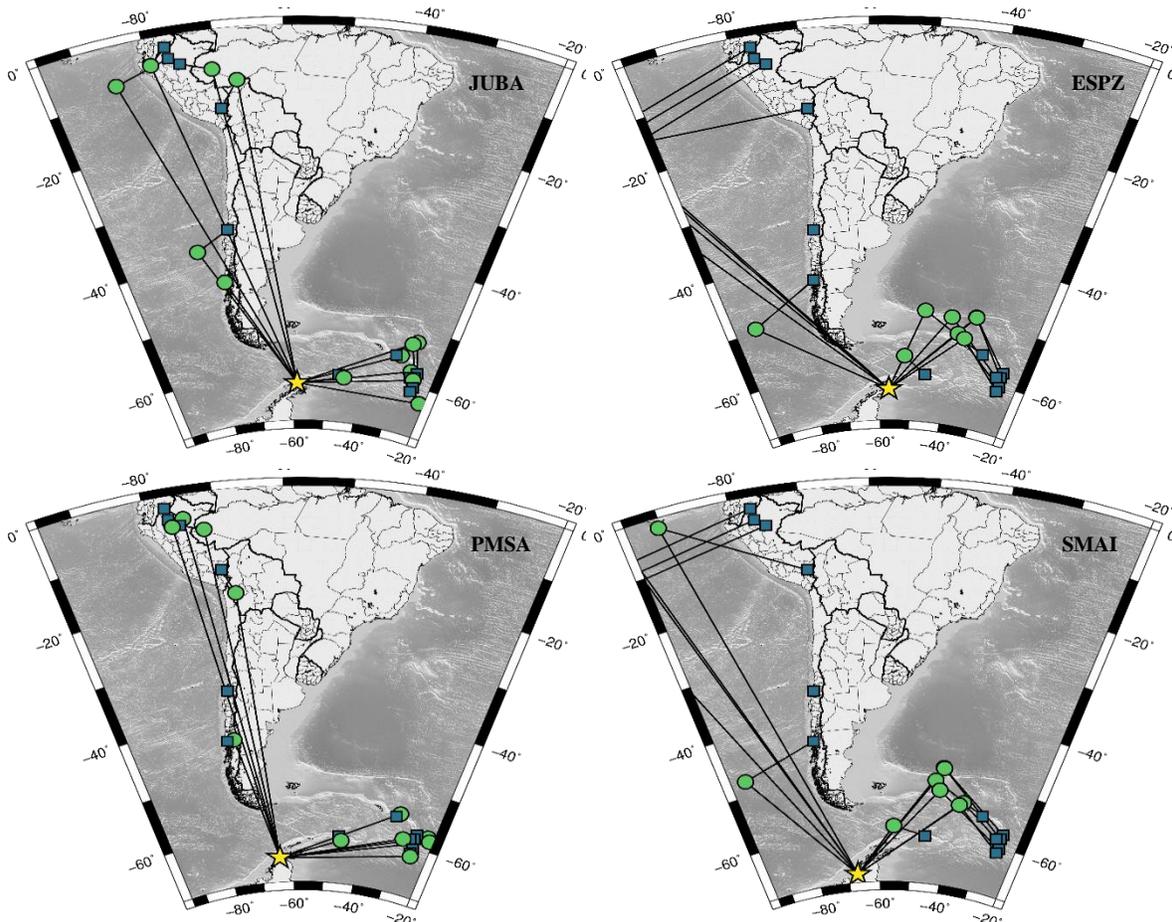
**Figura 24.** Gráficos de ‘peluca’ para la corrección de la orientación horizontal de 12 estaciones mediante el cálculo del coeficiente de correlación cruzada basándose en la polarización radial de la onda Rayleigh. Cada ‘cabello’ de la peluca representa uno de los 42 eventos procesados, las barras verticales segmentadas representan la solución para cada cabello, mientras que la barra vertical sólida representa el promedio de las soluciones con su respectiva desviación estándar.



**Figura 25.** Revaluación de la rotación de la estación JUBA. Evolución temporal de los valores de rotación de la estación (A) JUBA y (B) PMSA, obtenidos para cada evento. (C) Evolución temporal y (D) distribución azimutal de los eventos considerando solo los eventos desde el 2020 en adelante. Gráfico de peluca mostrando la solución final para la estación JUBA (E).

### Resultados para la estación local JUBA:

Para la estación JUBA se observa la evolución temporal de los valores de rotaciones resultantes para cada evento analizado, comparándose con el comportamiento de una estación bien orientada. Mientras PMSA (fig. 25 B) muestra una distribución desordenada en el tiempo en todo el lapso considerado, JUBA (fig. 25 A) muestra un cambio en la ubicación de los valores desde el 2020, donde consistentemente muestra valores de rotación inferiores a los que se obtuvieron previo al 2020. En base a esta observación, se decide calcular la rotación de JUBA utilizando únicamente los valores eventos desde el año 2020 en adelante (fig. 25 C). Se descarta que este efecto sea producto de la distribución azimutal de los eventos, ya que, tanto en el rango de tiempo completo como en el nuevo rango reducido, los eventos se hayan bien distribuidos en las direcciones azimutales (fig. 25 D). Finalmente, un nuevo resultado es obtenido para JUBA con un valor de rotación de  $-8 \pm 7^\circ$ .



**Figura 26.** Localización con estación única para la corrección de orientación basada en la polarización radial de la onda P para las estaciones JUBA, ESPZ, PMSA y SMAI. Estrella: estación, círculo: epicentro con estación única, cuadrado: epicentro en el catálogo. Generado con GMT (Wessel et al., 2019).

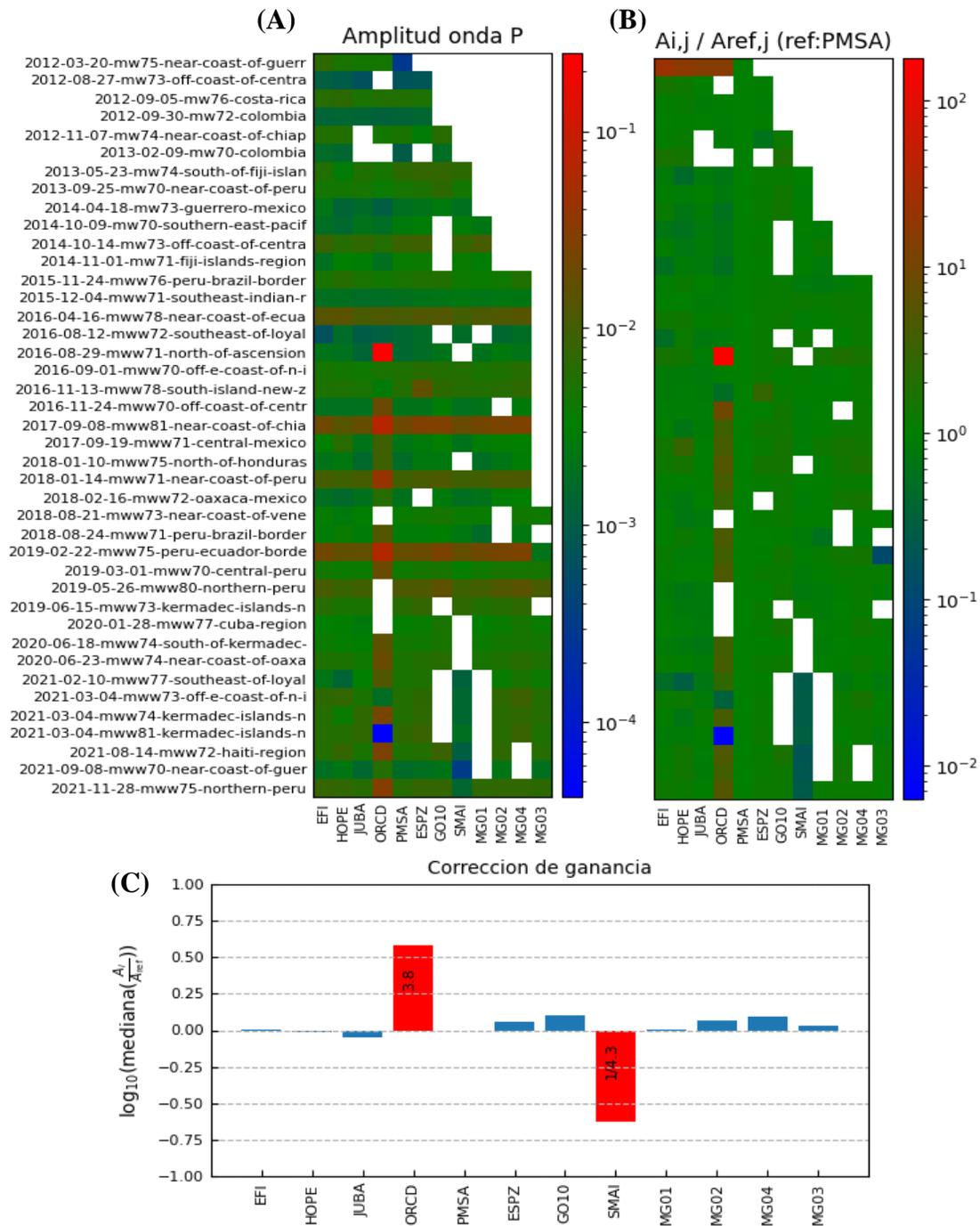
Por otra parte, el método de evaluación de la orientación de una estación basado en la polarización radial de la onda P calcula la diferencia del backazimut con el hipocentro localizado y el hipocentro del catálogo. Para ello, se utilizan 25 eventos de magnitud mayor o igual a 7, ocurridos entre el 2012 y el 2021 de distancia regional. Dichos eventos son localizados con el método de estación única por las estaciones JUBA, ESPZ, PMSA y SMAI para la evaluación de su orientación (fig. 26). Los resultados (tabla 6) muestran con poco error la correcta orientación de PMSA, y con mala precisión la orientación de JUBA lo cual puede deberse a un cambio en la estación en el tiempo de evaluación. Por otro lado, las estaciones ESPZ y SMAI muestran una rotación horaria similar a la reconocida con el método basado en la polarización de la onda Rayleigh, resultando incluso un menor margen de error usando la onda P, lo cual le entrega validez al método.

*Tabla 6. Rotación de estaciones basado en la polarización de onda P*

Estación	dif. backazimut	n° eventos
JUBA	$0 \pm 11^\circ$	21
ESPZ	$-41 \pm 6^\circ$	21
PMSA	$0 \pm 4^\circ$	22
SMAI	$-29 \pm 8^\circ$	18

#### 4.2.4. Corrección de la ganancia

Las amplitudes de la onda P registradas en cada instrumento con registro para cada uno de los eventos seleccionados son procesadas, mostrando además ocasiones en que las estaciones no registraron datos para ciertos eventos (fig. 27 A). Para el cálculo de la razón de amplitudes se utilizó la estación PMSA como referencia, principalmente debido a contar con registro en todos los eventos procesados y, en segundo lugar, debido a que sus amplitudes se hayan cercanas a la mediana de los datos para cada evento. Dada la distribución de estaciones de la red, ninguna ocupa una ubicación central para perfilarse como mejor candidata a estación de referencia. Aun así, PMSA es de las estaciones más cercanas al centro y en consecuencia se le usó como estación de referencia.



**Figura 27.** Corrección de la ganancia de la red de instrumentos a partir de la amplitud de onda P registrada. (A) Amplitudes pick-o-pick de la componente vertical de la onda P. (B) Valores de la razón de amplitud de cada evento en relación con la estación de referencia PMSA. Los cuadros en blanco muestran que el instrumento no había sido instalado o no registró dicho evento. (C) Resultados del factor de corrección a realizar a la ganancia de cada estación, destacando en rojo los cambios significativos ( $F > 2$  o  $F < 1/2$ ).

Basándose en la razón de amplitudes de onda P (fig. 27 B), se observan dos estaciones con un problema de ganancia persistente. Estas estaciones son PMSA con amplitudes mayores que las esperadas desde el evento del 13/11/2016 y SMAI con amplitudes menores que las esperadas desde el evento del 10/02/2021, previo al cual no tenía registros desde el evento del 28/01/2020. Estos desajustes en la amplitud de la señal son consistentes desde el evento indicado hasta el último evento ocurrido que se procesó, salvo casos particulares. Pese a que no se declara ningún cambio en estas estaciones en las fechas mencionadas, no es extraño que se realicen modificaciones en las estaciones que luego no son cargadas a los centros de manejo de datos como IRISDMC (Trabant et al., 2018). Para estas estaciones la mediana de la razón de amplitudes es calculada para este último periodo en que son consistentes.

Finalmente, los resultados muestran que solo las estaciones SMAI y ORCD tienen factores de corrección de ganancia significativos, es decir,  $F > 2$  o  $F < 1/2$ . Por lo tanto, la ganancia de la estación ORCD es amplificada 3.8 veces y la ganancia de la estación SMAI es disminuida 4.3 veces (fig. 27 C). El resultado obtenido para SMAI es incluso más preciso que las otras estaciones debido a su cercanía a la estación de referencia.

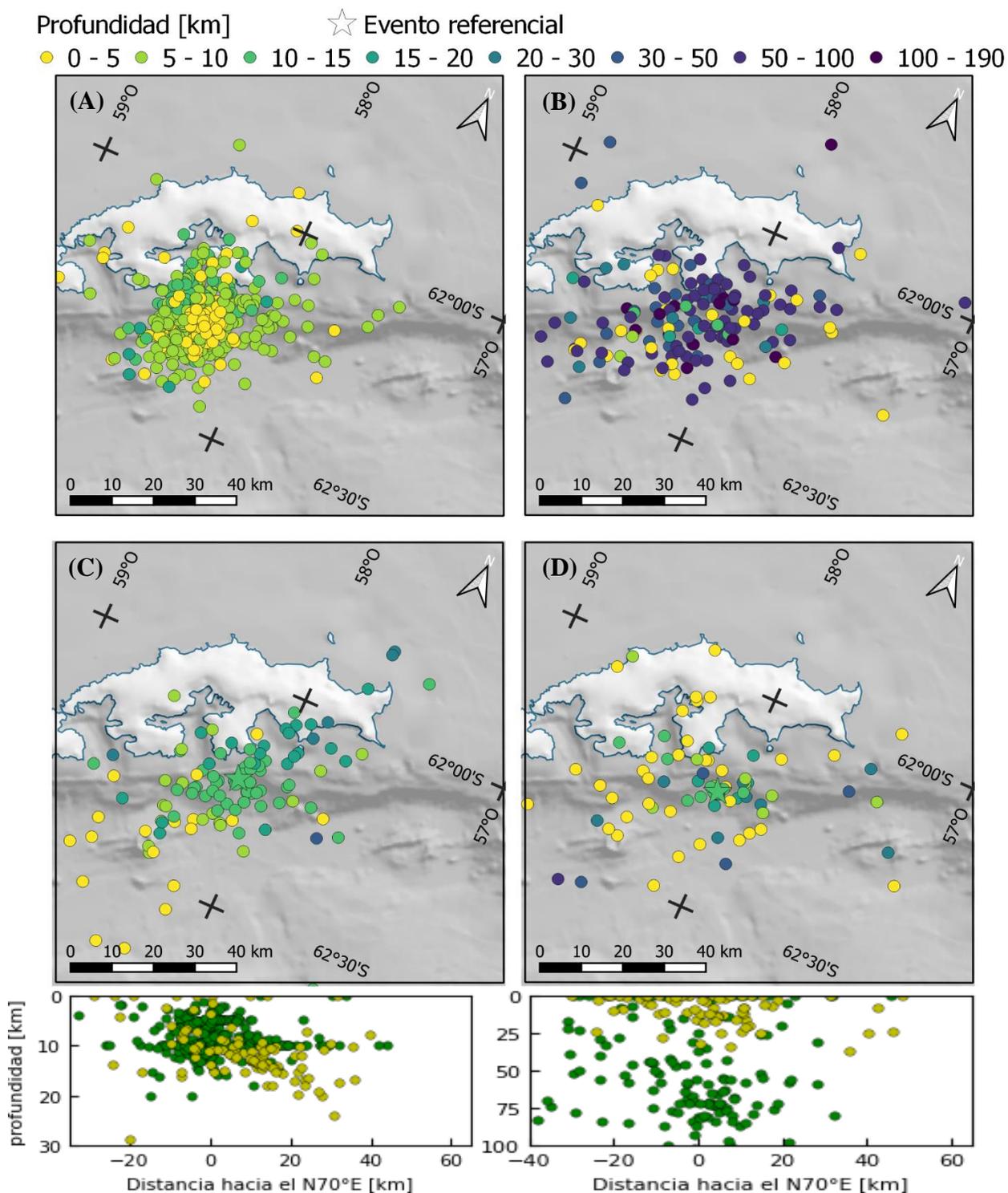
### 4.3. Localización de la sismicidad

#### 4.3.1. Localización basada en los tiempos de arribo

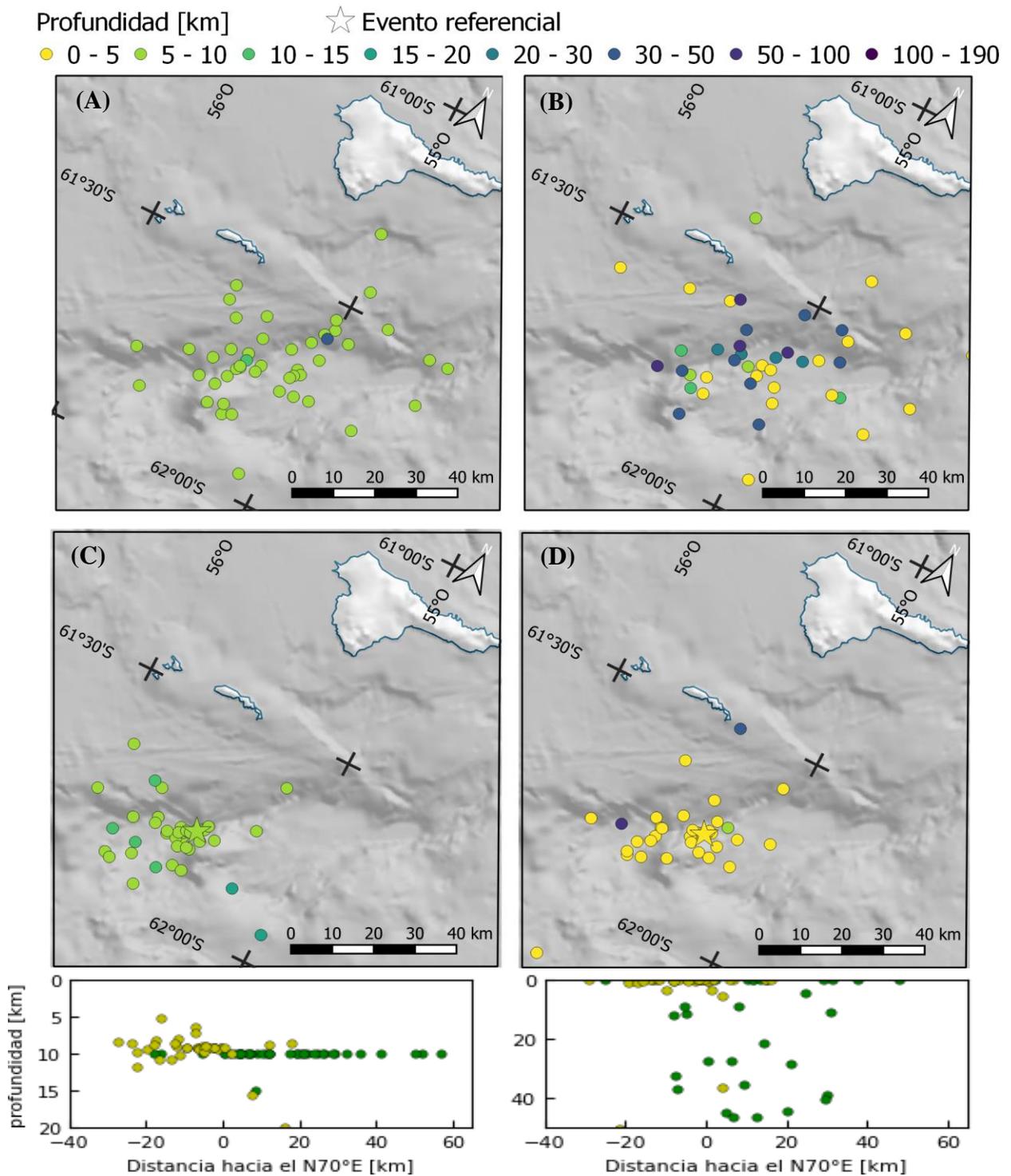
En esta sección se presentan y analizan cuatro catálogos de sismicidad tanto para el GSBC (fig. 28), como para el GSBE (fig. 29). El primero es (A) el catálogo compilado del *ISC Bulletin* (fig. 14), luego se muestran (B) las localizaciones obtenidas con el programa *elocate*. Finalmente, se muestran las localizaciones obtenidas con el método de Evento Maestro ocupando los hipocentros tanto del catálogo del *ISC* (C), como del catálogo generado con *elocate* (D), ocupando como eventos de referencia los dos mayores eventos en cada grupo sísmico, es decir, el evento Mww 5.9 del 6 de noviembre del 2020 en el GSBC y el evento Mww 6.9 del 23 de enero del 2021 en el GSBE. La cantidad de eventos en cada uno de los catálogos generados se muestra en tabla 7.

**Tabla 7.** Cantidad de eventos localizados con los métodos basados en los tiempos de arribo registrados.

	Catálogo ISC	Elocate
Previa relocalización	573	217
Evento Maestro total	159	114
Evento Maestro en GSBC	118	77
Evento Maestro en GSBE	41	37



**Figura 28.** Localización obtenida para el GSBC a partir de (A) el catálogo del ISC Bulletin, (B) Elocate y Evento Maestro ocupando hipocentros del (C) ISC Bulletin y (D) Elocate. En verde y amarillo la profundidad de los eventos previos y relocados, respectivamente.

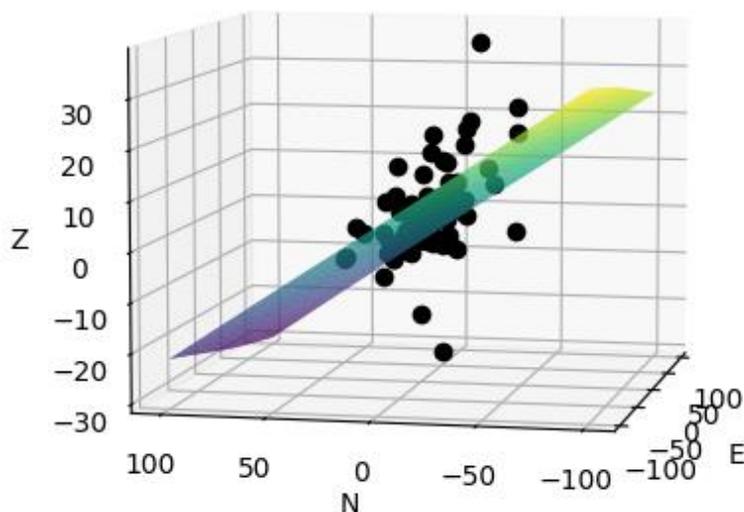


**Figura 29.** Localización obtenida para el GSBE a partir de (A) el catálogo del ISC Bulletin, (B) Elocate y Evento Maestro ocupando hipocentros del (C) ISC Bulletin y (D) Elocate. En verde y amarillo la profundidad de los eventos previos y relocalizados, respectivamente.

El programa *elocate* del *CPS* localizó un total de 217 eventos que contaban con 6 o más fases P y/o S registradas. Esta localización comparada con el catálogo previo, son similares en la ubicación de los epicentros, más no en la profundidad del hipocentro, donde los eventos localizados llegan a profundidades de hasta 180 km, mientras que el catálogo previo no superaba los 30 km de profundidad.

Los resultados del procesamiento se caracterizan en términos generales por un error de  $0.68 \pm 0.17$  s y una elipse de error elongada en orientación  $68 \pm 10^\circ$  de azimut, con eje mayor de  $4.9 \pm 2.9$  km y eje menor de  $1.7 \pm 0.8$  km. Esta elipse elongada en dirección E-O se refleja en el error asociado a la longitud y latitud, con valores de  $4.5 \pm 2.7$  km y  $2.5 \pm 1.3$  km, respectivamente. Como es de esperarse, mayor es el error asociado a la profundidad con un valor de  $12.6 \pm 6.4$  km. La distribución azimutal de las estaciones utilizadas en la localización de los eventos es homogénea, por lo tanto, la coincidencia entre la elongación de la elipse de error y la orientación de la CB sugiere que el error horizontal de las localizaciones es afectado por la presencia de estructuras locales asociadas al rift. Por otro lado, la validez de la solución es mermada por el amplio error en profundidad.

La relocalización realizada con Evento Maestro se realizó ocupando como localización inicial tanto el catálogo del *ISC Bulletin*, como las localizaciones calculadas con *elocate*. En el primer caso se logró calcular un total de 159 eventos, mientras que en el segundo caso un total de 114 eventos. Esta diferencia se debe principalmente a la mayor profundidad con la que fueron calculados los sismos por *elocate*, lo que llevo a dichos eventos a ser filtrados por encontrarse a una distancia mayor a 100 km del respectivo evento de referencia, los que se localizaron más cerca de la superficie.



**Figura 30.** Sismicidad relocalizada en el GSBC con hipocentros previos del ISC, ajustada a una rampa con manteo de  $15.8^\circ$  y dirección de manteo de  $8.5^\circ$ , es decir, hacia el norte. Distancias en kilómetros.

Le relocalización realizada para el GSBC se distribuye en un área similar a la de los eventos previos. Sin embargo, los eventos relocalizados se ubican más profundos hacia el norte y más someros hacia el sur, en este mismo sentido, los eventos relocalizados del catálogo de ISC son ajustados por una rampa (fig. 30) con manteo de  $15.8^\circ$  y dirección de manteo de  $8.5^\circ$  de azimut. Por otra parte, la sismicidad relocalizada del GSBE se distribuye sobre un área menor a la de los eventos previos, donde la profundidad de los eventos secundarios no varía notablemente a la del evento referencial, con epicentros principalmente hacia el suroeste del evento de referencia, a lo largo del eje del *rift*.

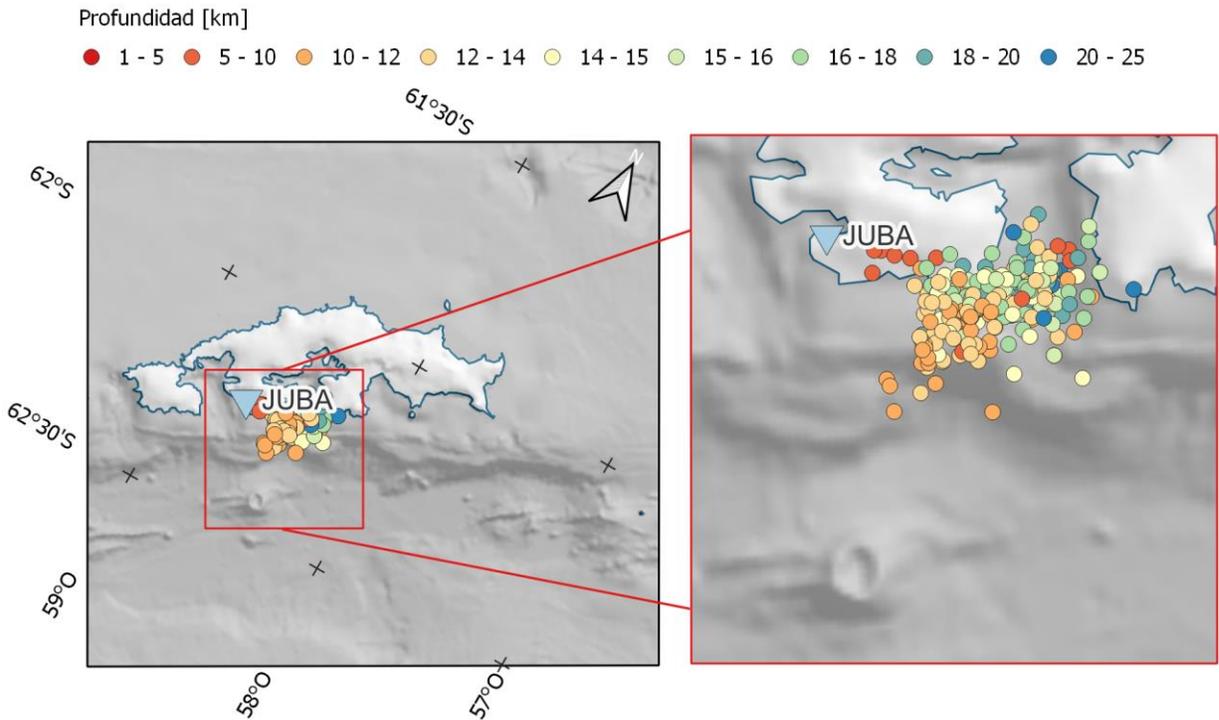
#### **4.3.2. Localización basada en polarización de la onda P**

Se presentan los resultados de la localización con estación única usando canales HH de la estación JUBA, es decir, velocímetros con tasa de muestreo de 100 Hz. Esta se realizó corrigiendo la orientación de la estación JUBA en  $8^\circ$  en sentido antihorario, lo que genera que toda la nube de eventos se relocalice rotada en  $8^\circ$  en sentido horario respecto al caso en que no se realiza corrección de orientación.

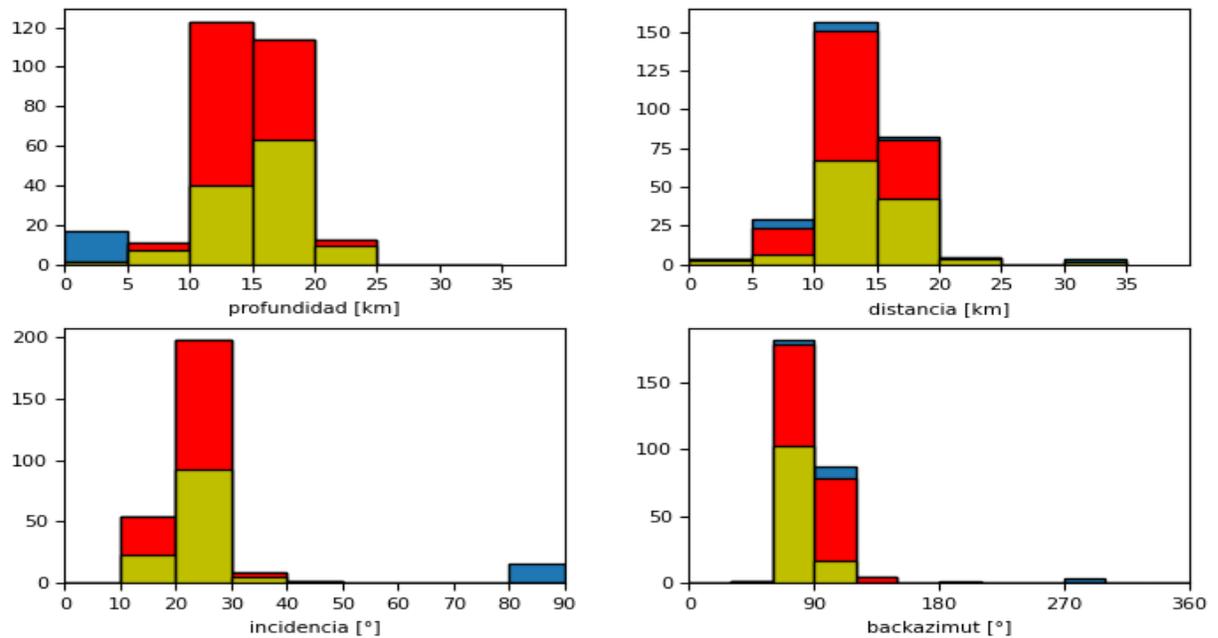
De un total de 573 eventos dentro del catálogo del *ISC*, se logró localizar automáticamente 278 eventos con el método de estación única (fig. 31). Considerando que los parámetros utilizados se enfocaron en la localización del GSBC con 521 eventos de entrada, se atribuye una tasa de logro del 53% para el método en este estudio, es decir, para más de la mitad de las marcas temporales ingresadas se logró una determinación precisa del arribo de la onda P, una estimación adecuada del arribo de la onda S y, con ello, la identificación de un pulso lineal asociado a la onda P. Sin embargo, 16 eventos se determinaron con una inclinación anómalamente alta de  $\sim 90^\circ$ , los cuales son interpretados como falsos positivos y quitados de los resultados (fig. 32). De esta manera, se obtiene un total de 262 hipocentros localizados de forma correcta.

La sismicidad localizada se ubica más constreñida y cercana a la Islas Shetland del Sur que en cualquier resultado obtenido anteriormente. Para ser específicos, se ubica en el bloque continental, entre el margen este de la cuenca y la Bahía Maxwell. La cercanía entre los eventos se debe a la poca variación de los parámetros estimados por el método, donde se obtuvieron backazimut de  $86 \pm 13^\circ$  e inclinaciones de  $23 \pm 4^\circ$ . De esta forma se localizó la sismicidad a distancias de  $14 \pm 3 \text{ km}$  al este de JUBA con profundidades de  $15 \pm 4 \text{ km}$ .

De acuerdo con la localización obtenida, la sismicidad se distribuyó de distinta forma en los periodos P1 y P3 del GSBC (fig. 32). Durante P1 la sismicidad ocurrió ligeramente a mayor profundidad y más al norte hacia el interior del bloque continental. Por su parte, la sismicidad del periodo P3 es más somera y cercana a la cuenca. Esta progresión de la sismicidad ocurre ascendiendo en el tiempo en dirección hacia el volcán submarino Orca.



**Figura 31.** Localización de la sismicidad del GSBC con método de estación única, utilizando la estación JUBA.

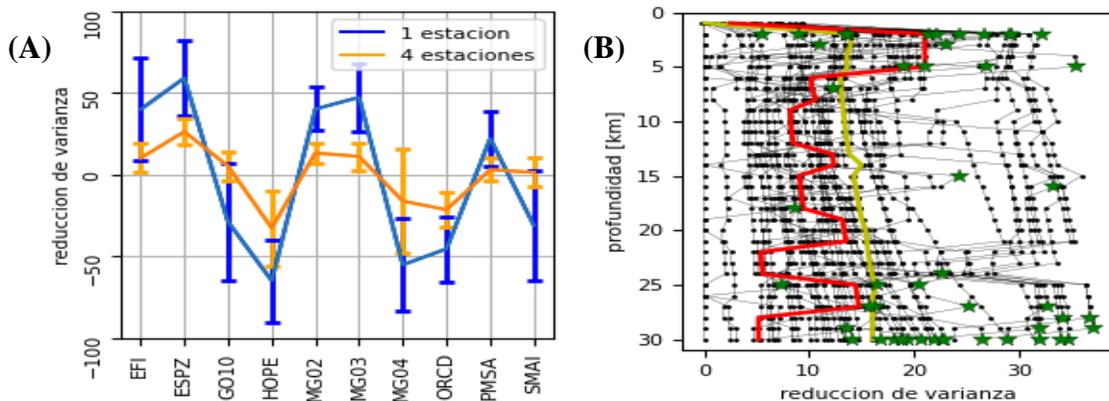


**Figura 32.** Frecuencia estadística de la profundidad y distancia epicentral a la estación JUBA, y del ángulo de incidencia y backazimut del rayo sísmico. En azul se muestran los falsos positivos reconocidos por una incidencia cercana a  $90^\circ$ , en amarillo y rojo, los eventos restantes luego de retirar los falsos positivos, pertenecientes a los periodos P1 y P3, respectivamente.

#### 4.4. Mecanismos focales

En esta sección se presentan los tensores de momento sísmicos obtenidos con el método de inversión de la forma de onda en dominio temporal de Dreger (2003). Para la selección de las estaciones a utilizar para la inversión de cada evento, se realiza en primer lugar las pruebas de los resultados obtenidos con las combinaciones posibles con una y cuatro estaciones, usando profundidades de 5, 10, 15 y 20 km. De esta forma se obtiene una estadística de que tan bueno es el ajuste de los resultados en que participa cada estación (fig. 33 A), la cual es consistente entre ambas pruebas, en las cuales no se evaluó JUBA por su distancia epicentral a escala local, a excepción de los eventos del GSBE donde si se utilizó. A partir de estos valores se decide en adelante utilizar las estaciones EFI, ESPZ, MG02, MG03 y PMSA cuando estén disponibles. Este conjunto de estaciones ofrece una buena distribución azimutal y de distancia epicentral. Una de las causas más recurrentes del mal ajuste de las estaciones dejadas de lado es la intermitencia de la señal, la cual genera ruido importante en bajas frecuencias.

Para cada uno de los eventos se realiza la inversión de los mecanismos focales para todas las profundidades entre 1 y 30 km (fig. 33 B), que es el rango de profundidades en que se localizó la sismicidad con estación única y evento maestro. Se reconocen ocasiones donde la solución varía suavemente con la profundidad (amarillo), y otras en que los valores cambian abruptamente. Para conocer el motivo de la inestabilidad de la solución con la profundidad se debe estudiar con mayor detalle el algoritmo de inversión. Sin embargo, se reconoce que las soluciones se ajustan mejor a mayor profundidad, por lo que se decide realizar la inversión de los mecanismos a 30 km de profundidad, salvo casos particulares. Hay que destacar que esta profundidad no indica una localización del evento. Finalmente, utilizando la profundidad que mejor ajusta los datos, se itera hasta encontrar el valor de *offset* entre la señal modelada y la observada que encuentra el máximo local de reducción de varianza (VR), acompañado de una inspección visual final de los resultados.



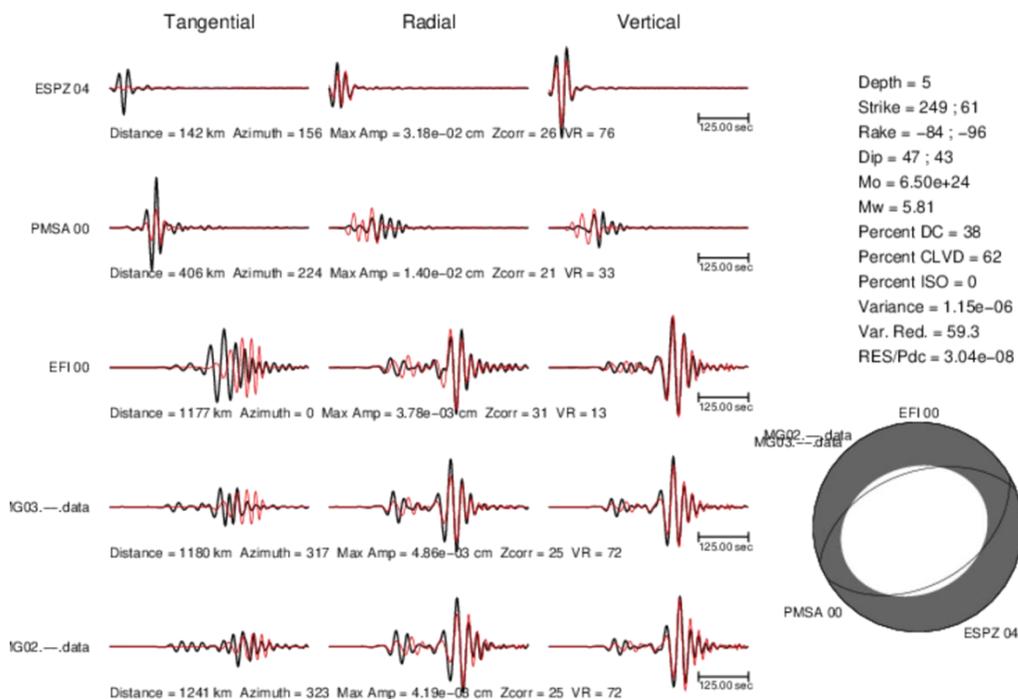
**Figura 33.** (A) Eficiencia de las estaciones evaluadas para ajustar los datos. (B) VR de profundidades entre 1 y 30 km, se destacan (amarillo y rojo) dos tipos de comportamiento y en estrellas los máximos por evento.

En cuanto a los epicentros utilizados para la inversión de los mecanismos de cada evento, se opta por mantener las ubicaciones compiladas en el catálogo del *ISC*, dado que las soluciones obtenidas con elocate y Evento Maestro no muestran ser soluciones sustancialmente mejores individualmente para cada evento que aquellas previamente compiladas.

#### 4.4.1. Mecanismos de los eventos principales

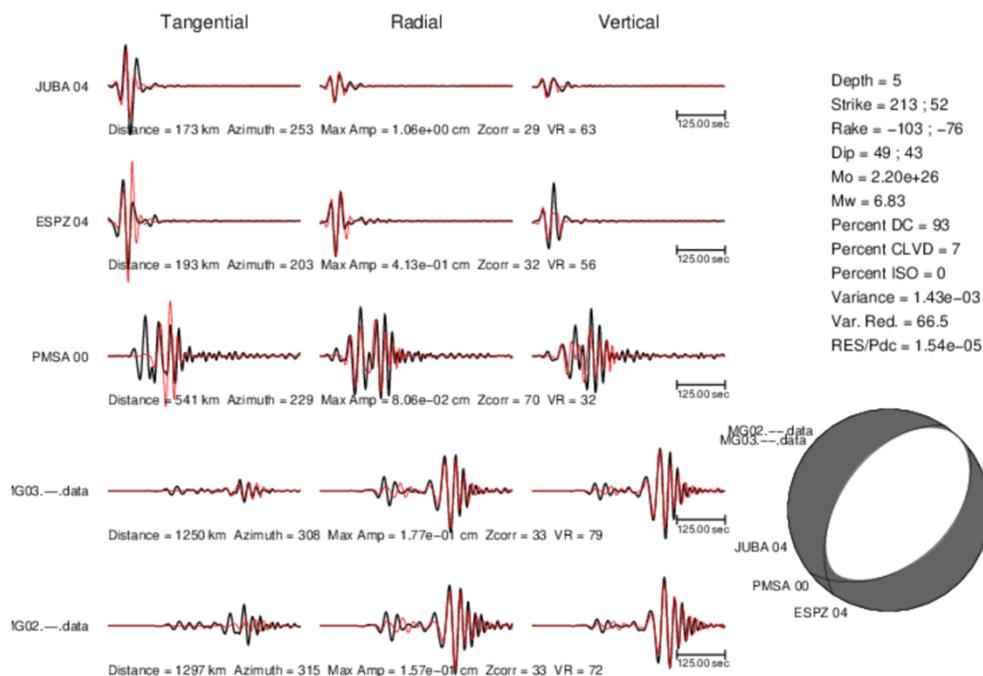
El resultado de la inversión de los mecanismos focales es ilustrado por un código del programa de *TDMT\_INV* llamado *tdmt\_plot\_gmt5.pearl*, el cual muestra las formas de onda observadas (negro) y modeladas (rojo) de las componentes tangencial, radial y vertical, junto con la distancia, azimut, amplitud máxima, *offset* y reducción de varianza (VR) para cada estación individual. Además, muestra la profundidad con la que se generó la inversión, los distintos valores que describen el tensor de momento sísmico resultante, la reducción de varianza total de la inversión y el mecanismo focal (*beachball*).

De particular interés son los resultados del mayor evento ocurrido tanto en BC (fig. 34) como en BE (fig. 35), debido a que estos son causantes de la mayor parte de la energía sísmica liberada. Para ambos eventos la profundidad que mejor ajusto los datos observados fue de 5 km. Ambos eventos fueron procesados con las estaciones ESPZ, EFI, MG02 y MG03, agregando la estación PMSA al evento principal del GSBC y JUBA al evento principal del GSBE.



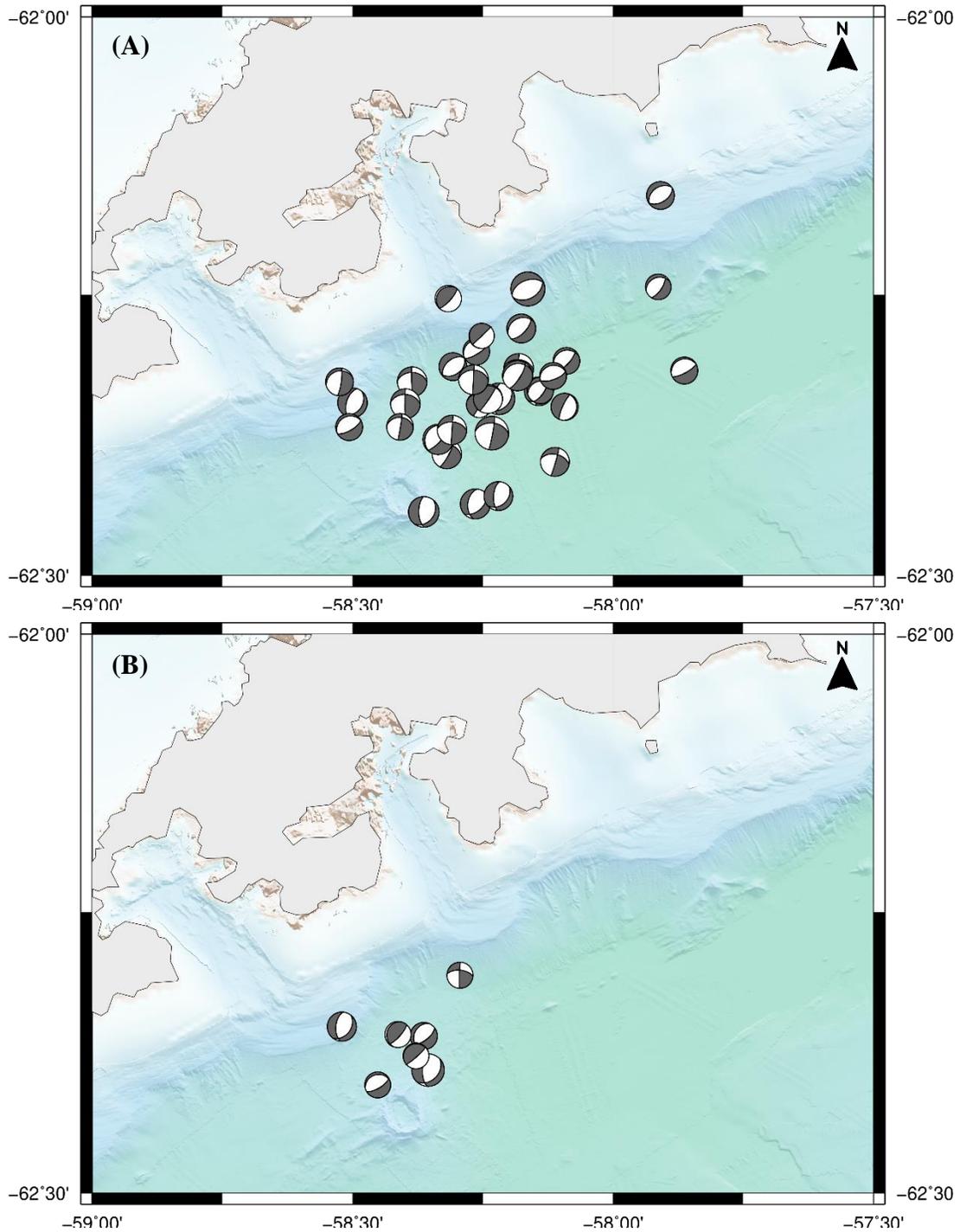
**Figura 34.** Mecanismo focal del evento principal en Bransfield Central, ocurrido el 6 de noviembre del 2020. En negro la señal observada y en rojo la señal ajustada.

Las soluciones de los eventos principales se asemejan entre ellas en varios aspectos, ambos mecanismos focales obtenidos muestran fallamiento normal en rumbo N60°E aproximadamente, es decir, en la dirección del *rift*, y manteo en 45° hacia el este u oeste para ambos planos del mecanismo. El valor de VR de ambos mecanismos es de 60 aprox., lo que significa una solución de calidad 3 o “buena”. La magnitud obtenida es de 5.8 y 6.8 Mw para los eventos principales de BC y BE, respectivamente, lo cual resulta en ambos casos una magnitud menor en 0.1 al valor presentado en el catálogo de IRIS. Por otro lado, la principal diferencia entre ambas soluciones es la relación de las componentes DC y DVLC, donde el evento principal del GSBC cuenta con un 38% de componente DC, en oposición al 93% de componente DC del evento principal del GSBE. El programa utilizado para la inversión de los mecanismos no permite realizar una inversión utilizando únicamente la componente DC, por lo que no se pudo contrastar la importancia de la componente DVLC en mejorar el ajuste de los datos.



**Figura 35.** Mecanismo focal del evento principal en Bransfield Este, ocurrido el 23 de enero del 2021. En negro la señal observada y en rojo la señal ajustada.

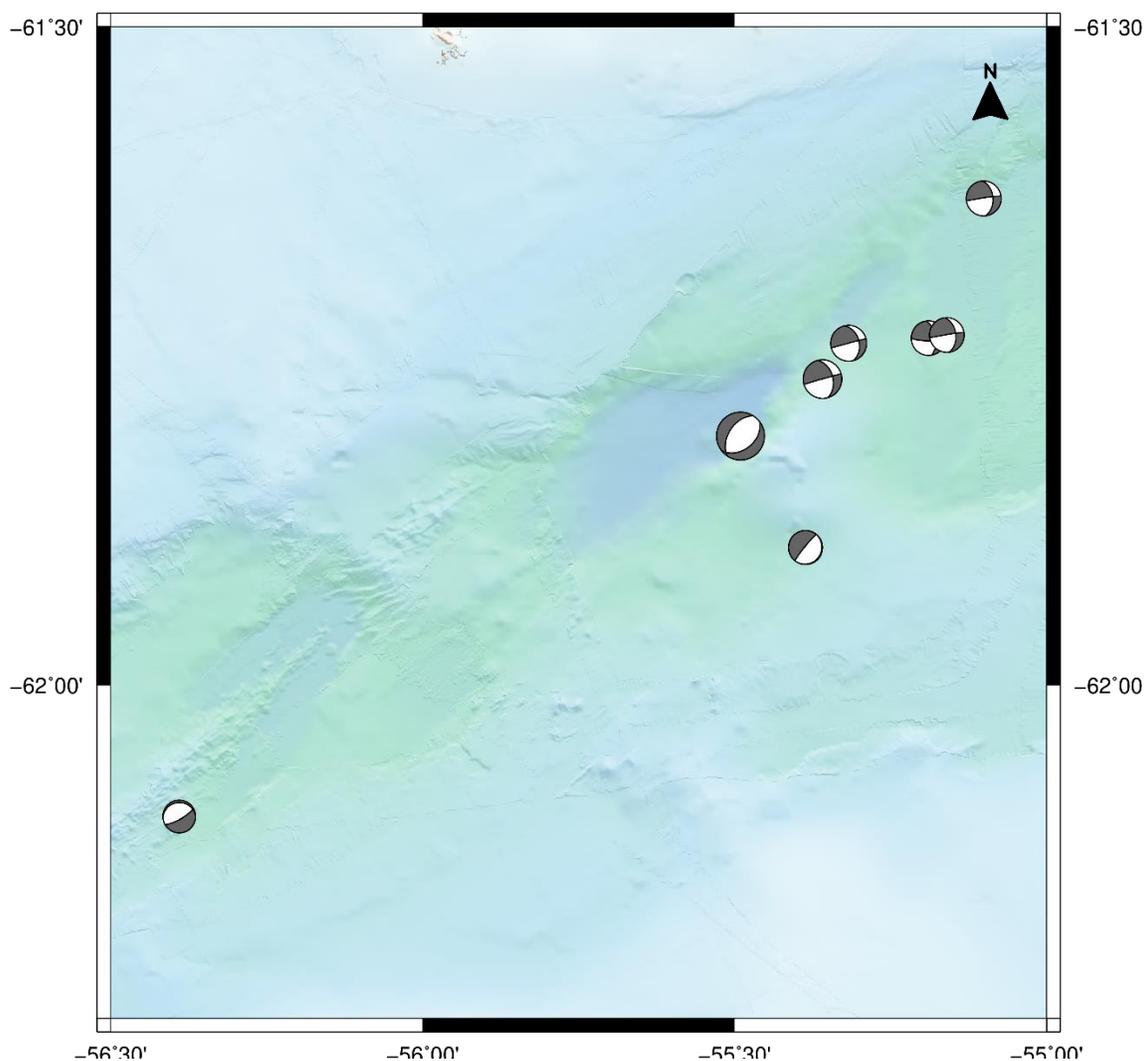
#### 4.4.2. Mecanismos focales de la secuencia sísmica



**Figura 36.** Mecanismos focales calculados para el GSBC, frente a Isla Rey Jorge. Por separado se muestran los eventos ocurridos durante el periodo P1 (A) y P3 (B). Graficado con Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel et al., 2019).

Un total de 49 eventos lograron ser procesados con calidad, al menos, aceptable ( $VR > 40$ ) para toda la secuencia sísmica, utilizando 4 o 5 estaciones para cada evento. 41 de estos eventos corresponden al GSBC (fig. 36), 7 al GSBE y un mecanismo se ubica entre ambos grupos (fig. 37). De los 41 mecanismos obtenidos para el GSBC, 34 corresponden al primer periodo de sismicidad descrito (P1) y los otros 7 mecanismos corresponden al tercer periodo (P3).

Del total de mecanismos calculados se distingue la presencia de 25 mecanismos normales a lo largo de todo el *rift*, con rumbo de orientación NE. En segundo lugar, se encontraron 11 mecanismos de rumbo en el GSBC, ubicados principalmente sobre una franja de orientación ESE cercana al volcán Orca, proyectándose desde la Bahía Fildes, como también 5 mecanismos de rumbo en el GSBE. Finalmente, se observa un grupo de 8 mecanismos con un plano vertical y otro horizontal, con la componente compresional del mecanismo orientada hacia el NO (tabla 8).



**Figura 37.** Mecanismos focales calculados para el GSBE. Graficado con GMT.

Los mecanismos presentados en fig. 36 y 37 muestran solo la componente DC, sin embargo, la sismicidad cuenta con una variedad de relaciones de DC y CLVD (tabla 8). Durante los periodos P1, P2 y P3 los mecanismos se caracterizan por una componente DC de  $69 \pm 21\%$ ,  $71 \pm 22\%$  y  $79 \pm 19\%$ , respectivamente. La preponderancia de la componente DC o CLVD no guarda relación con el tipo de mecanismo distinguidos como mecanismos, normales, de rumbo y vertical.

**Tabla 8.** Resultado de 49 mecanismos focales obtenidos con método TDMT. Indicando fecha, magnitud de momento, % de componente doble cupla, reducción de varianza y el tipo de mecanismo, donde N: normal, R: rumbo y V: vertical. Con líneas punteadas se separa los periodos de sismicidad P1, P2 y P3.

Fecha	Mw	%DC	VR	Tipo	Fecha	Mw	%DC	VR	Tipo
2020/09/01	5.13	77	49.3	N	2020/10/31	4.31	62	47.7	V
2020/09/01	4.58	66	40.8	N	2020/10/31	4.97	54	52.9	V
2020/09/03	4.92	53	47.1	R	2020/11/01	4.51	98	47.5	V
2020/09/09	4.90	88	47.2	N	2020/11/01	4.55	64	45.1	R
2020/09/11	5.05	97	44.8	N	2020/11/01	4.59	32	67.5	N
2020/09/19	5.23	93	43.8	N	2020/11/06	5.81	38	59.3	N
2020/09/22	4.63	96	51.9	N	2020/12/05	5.06	48	49.7	R
2020/09/22	5.09	69	51.6	R	2020/12/09	4.66	90	43.9	V
2020/09/22	5.06	60	47.8	R	2021/01/02	5.02	56	43.1	R
2020/09/29	4.52	64	56.4	N	2021/01/23	6.83	93	66.5	N
2020/09/29	4.92	98	46.9	N	2021/01/24	5.51	51	67.3	R
2020/10/02	5.76	52	52.0	R	2021/01/24	4.99	75	68.4	R
2020/10/02	4.39	51	55.9	N	2021/01/24	4.93	49	49.5	R
2020/10/06	5.40	92	51.1	N	2021/01/27	4.84	97	45.2	V
2020/10/16	4.60	42	59.1	N	2021/01/29	5.12	34	49.4	R
2020/10/18	5.09	46	45.2	R	2021/01/30	4.66	78	48.5	N
2020/10/21	4.76	18	43.4	N	2021/02/03	4.95	88	67.4	R
2020/10/21	4.43	62	40.0	V	2021/03/19	4.45	52	56.5	R
2020/10/22	4.58	92	49.1	N	2021/04/10	5.57	93	48.5	N
2020/10/23	4.76	87	67.5	N	2021/04/18	4.97	95	42.3	N
2020/10/24	5.03	66	52.2	R	2021/04/18	4.64	95	43.7	N
2020/10/27	4.73	86	50.0	R	2021/04/23	4.43	50	54.5	N
2020/10/28	5.18	96	53.5	N	2021/04/27	4.48	94	50.9	V
2020/10/28	5.16	89	49.8	N	2021/06/05	4.42	72	42.6	V
2020/10/29	4.94	80	49.8	N					

# Capítulo 5

## Discusión

### 5.1. Sobre los métodos de localización

En este estudio se implementaron dos metodologías para la localización de los eventos de la secuencia sísmica y se desarrolló una tercera metodología con el mismo fin. En esta sección se discuten las ventajas y limitaciones identificadas para cada metodología, resumidas en la tabla 9.

Ambos métodos de localización implementados (*elocate* y Evento Maestro) requirieron de la compilación de un catálogo de eventos que incluyera el registro de las fases reconocidas en diferentes estaciones, para lo cual se acudió al catálogo de *ISC Bulletin*, el cual reúne información de agencias sismológicas a lo largo de todo el mundo, mientras de forma independiente también revisa las soluciones ajenas y genera sus propias soluciones. La obtención abierta y sencilla del catálogo de eventos y sus respectivas fases registradas es la mayor ventaja de esta plataforma, sin embargo, también se identifican desventajas tales como: abundante presencia de eventos sin registro de fases sísmicas, particularmente en zonas de baja densidad instrumental como la región Antártica, donde la mediana de fases registradas por evento en el catálogo compilado es de 4 fases; actualización de la información del catálogo sobrescrita a las versiones anteriores mostradas, en otras palabras, con un desfase de meses a años *ISC* revisa la localización, magnitudes y fases registradas de los eventos de su catálogo, lamentablemente esta revisión puede reemplazar o borrar información antes mostrada, por lo que no se garantiza la replicabilidad para la compilación de los catálogos de *ISC Bulletin*. Por estos motivos, es sugerible complementar la información obtenida del catálogo de *ISC* con métodos (semi)automáticos de picado con diferentes estaciones a diferentes escalas, para así obtener un catálogo más robusto de las fases registradas para un catálogo de eventos sísmicos.

El método de Evento Maestro requiere conocer la ubicación relativa previa del evento de referencia y el evento secundario para generar la matriz de diseño del problema inverso (G en ec. 3.14). Sin embargo, cuando no se supera cierto nivel de calidad para resolver la profundidad, *ISC* entrega una profundidad por defecto de 10 km, lo cual desecha una diferencia relativa de profundidad entre el evento referencial y secundario. Por este motivo

se implementa una localización lineal propia utilizando *elocate*. Sobre las localizaciones obtenidas con este método, la amplia gama de profundidades entre 0 y 170 km no responde a ningún escenario explicable con la geodinámica reconocida en el área donde ocurre la sismicidad, lo cual se condice con un error en la profundidad de 12.6 km, el cual se explica por la baja cantidad de fases utilizadas para la inversión, y particularmente por la baja cantidad de estaciones a escala local en ese momento, para constreñir de mejor manera la profundidad. Pese a esto, la diferencia relativa de profundidades entre los eventos es menester para realizar la relocalización con el método de evento maestro.

El método de Evento Maestro fue realizado utilizando por separado las localizaciones compiladas de *ISC Bulletin* y aquellas calculadas con *elocate*. Pese a las diferencias de la ubicación de los eventos de entrada, una estructura común sobresale en los eventos relocalizados de ambos catálogos para el GSBC donde la sismicidad se ubica principalmente sobre los 40 km de profundidad sobre una estructura que se profundiza hacia el SO del *rift*. Por otra parte, la relocalización del GSBE reordena los epicentros hacia el SO del evento de referencia, mientras que la profundidad de los eventos se mantiene similar al evento de referencia. En particular, la relocalización del GSBE a partir del catálogo de *elocate* habría mostrado, en principio, la localización de eventos a menor profundidad, sin embargo, se decide posicionar en 0 km aquellos eventos que se ubican sobre este valor.

La presencia de una estación a escala local del GSBC presenta la oportunidad de utilizar un método de estación única para su localización. La ubicación de la sismicidad resultante de este método se acota a un área menor que los métodos antes presentados, ubicándose sobre la plataforma continental al norte del talud de la cuenca. Esta diferencia es explicable por la sensibilidad del método al modelo de velocidades utilizado, pues con un modelo de velocidades más veloz la sismicidad se habría ubicado en un área más amplia, similar a la de los métodos previos. Por otra parte, la ubicación de la sismicidad está ligada directamente a la correcta orientación de la estación JUBA, para la cual se identificó y corrigió su orientación horizontal en  $8^\circ$ , difiriendo de la corrección de  $20^\circ$  presentada por Cesca et al. (2022). Pese a ello la distribución de los epicentros es similar a la de los métodos antes presentados, elongándose hacia el norte. El método como fue implementado en este trabajo tiene aún espacio de mejora, por lo que se espera continuar el desarrollo del método de localización única y métodos derivados basados en la dirección del rayo emergente.

En definitiva, el reconocimiento de las limitaciones y virtudes de los métodos utilizados, así como la comparación de las diferencias y similitudes de los resultados obtenidos con cada uno, permite rescatar de cada método la información más pertinente para la comprensión de la sismotectónica asociada a la crisis sísmica que tuvo lugar en la Cuenca de Bransfield.

**Tabla 9.** Comparativa de los métodos utilizados para la localización de los eventos.

<b>Método</b>	<b>Elocate</b>	<b>Evento Maestro</b>	<b>Estación Única</b>
Utilización	Implementado.	Implementado.	Desarrollado e implementado.
Descripción	Inversión lineal de tiempos de arribo para localización.	Inversión lineal de la diferencia de posición y tiempos de arribo de evento referencial y secundario para relocalización relativa al evento de referencia.	Medición de tiempo S-P y dirección del rayo emergente en una única estación para localización por método <i>forward</i> .
Limitaciones	- Requiere de la lectura de varias fases, especialmente a escala local para ajustar la profundidad.	- Requiere de la lectura de varias fases a una escala regional o mayor. - Es dependiente de una localización previa de los eventos.	- Efectivo solo en la cercanía de una estación. - Requiere una baja razón ruido/señal y poca intermitencia
Virtudes	- Localización a escala global	- Los eventos secundarios se localizan en torno a un evento, supuestamente, bien localizado.	- Saca provecho de la información de una señal sísmica. - Requiere de una sola estación.

Tanto la utilización del método de estación única, como la relocalización de eventos con el método de evento maestro, han mostrado ser un aporte para la comprensión del proceso sísmico en Bransfield, por lo que su utilización es recomendada para estudios de eventos sísmicos ocurridos en zonas de baja densidad instrumental, donde los métodos convencionales no entregan su mejor rendimiento.

## 5.2. Implicancias tectónicas para la Cuenca de Bransfield

Los grupos sísmicos de Bransfield Central y Bransfield Este fueron analizados para comprender la distribución espacial y temporal de los hipocentros y mecanismos focales. En este análisis resalta una disparidad en la cantidad de información obtenida para cada grupo, donde se alcanza un mayor volumen de información para el GSBC en relación con el GSBE, para el cual no se realizó el método de localización de estación única. Por este motivo, es posible realizar una interpretación tectónica más detallada en la subcuenca de Bransfield Central. En la misma línea, en estudios previos se ha centrado la atención científica sobre el GSBC (Cesca et al., 2022; Olivet et al., 2021; Poli et al., 2022), relegando la importancia del GSBE. Pese a ello, se logra realizar una comparación entre la sismicidad ocurrida en ambos grupos permitiendo la interpretación de procesos tectónicos en la Cuenca de Bransfield. La tabla 10 recopila las observaciones realizadas en torno a varios aspectos sobre cada grupo de sismicidad a partir de los resultados obtenidos. En base a estas observaciones se realizan interpretaciones sobre la tectónica activa en el estrecho de Bransfield.

**Tabla 10.** Comparativa de los grupos sísmicos estudiados en la Cuenca de Bransfield durante la crisis sísmica ocurrida entre el 2020 y el 2021. GSBC: grupo sísmico de Bransfield Central; GSBE: grupo sísmico de Bransfield Este.

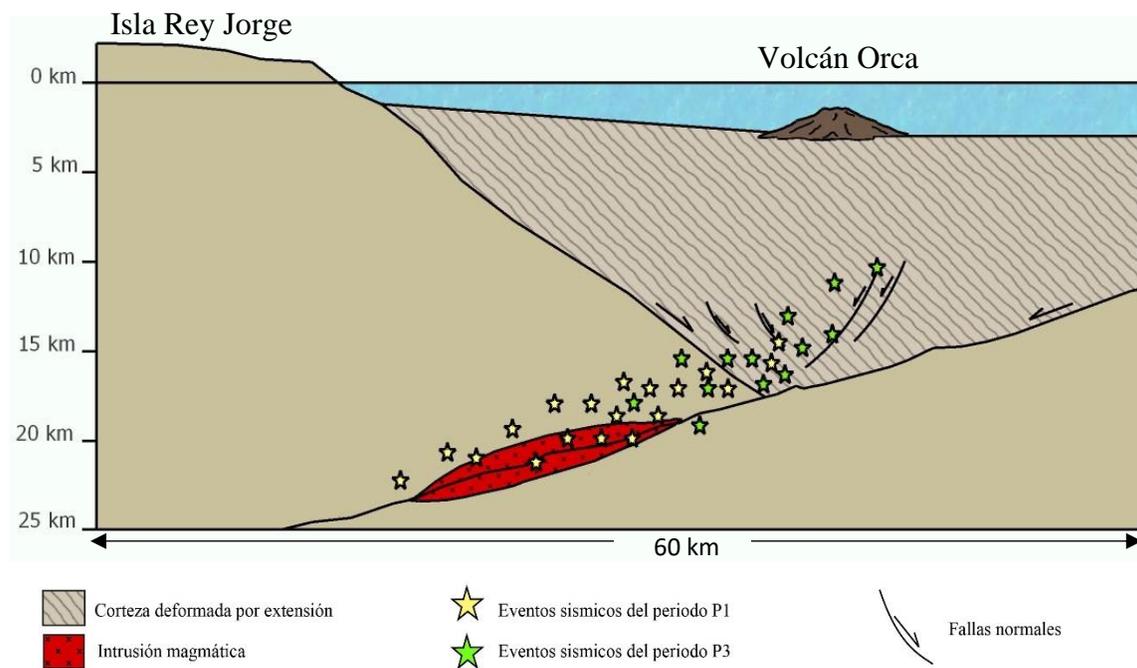
Aspecto	GSBC	GSBE
Sector	Entre el margen norte de la CBC y el volcán submarino Orca.	Dentro de la CBE.
Duración	P1: desde agosto del 2021 al 6 de noviembre del 2020. P3: desde el 14 de marzo del 2021 hasta julio del 2021.	P2: desde el 23 de enero del 2021 por 3 semanas.
Distribución temporal	Apariencia de enjambre en ambos periodos	Evento principal - réplicas
Distribución espacial	Elongada en dirección norte desde el volcán Orca, también profundizada de sur a norte. Mas somera en periodo P3 que en periodo P1.	Sobre el margen norte de la CBE, sismicidad de profundidad constante ubicada al oeste del evento principal.
Evento principal	Mww 5.8 al final de P1. Fallamiento normal con 38% de componente DC	Mww 6.8 al inicio de P2. Fallamiento normal con 92% DC
Valor b	1.49	No representativo
Tipos de mecanismos	Principalmente fallamiento normal, seguido de fallamiento de rumbo en una franja oblicua al rift, finalizando con eventos de planos vertical/horizontal.	Principalmente fallamiento de rumbo, mientras el evento principal es normal.
Componente doble cupla	$74 \pm 20\%$	$71 \pm 22\%$

Trabajos previos han adjudicado un origen magmático a la sismicidad ocurrida en Bransfield Central (Poli et al., 2022), determinando incluso la geometría y volumen de la intrusión magmática (Cesca et al., 2022). Esta hipótesis es respaldada por resultados obtenidos aquí, tales como (i) el alto valor b de 1.49 para el GSBC calculado para magnitudes mayores o iguales a 4.5 y el bajo valor b de 0.33 calculado con el método de máxima verosimilitud para todas las magnitudes, (ii) la ausencia de un evento principal notorio insinuando un comportamiento tipo enjambre, (iii) menor porcentaje de componente doble cupla en el fallamiento, (iv) la distribución de la sismicidad en una rampa apuntando hacia el volcán submarino Orca y (v) la presencia de un evento mayor con 62% de componente DVLC al cierre de la secuencia, dando un cierre temporal al proceso sísmico y magmático. Las principales diferencias con el trabajo de Cesca et al. (2022) son el modelaje de la deformación medida por limitados datos GNSS e InSAR, y la mayor cantidad de eventos procesados por este, los cuales le permiten definir una geometría lobular para la evolución sismomagmática. Estos resultados aplican para el periodo sísmico P1 ocurrido en BC con mayor intensidad entre agosto y noviembre del 2020. Por otro lado, la distribución espacial de la sismicidad alineada de forma oblicua al *rift* como ya había identificado (Olivet et al., 2021), ubicándose sobre el margen de la cuenca más que directamente bajo el edificio volcánico, dan cuenta de

la influencia estructural sobre los procesos sísmicos y magmáticos ocurridos. Un caso de estudio similar es la secuencia sísmica ocurrida entre 2018 y 2019 costa afuera al este de la isla volcánica de Mayotte (Cesca et al., 2020; Lemoine et al., 2020). Esta isla pertenece al archipiélago volcánico de Comoros, formado por una cadena de volcanes basálticos entre África y Madagascar. La cuenca de Comoros se haya sometida a un régimen transtensional de orientación NE-SO, mientras que la naturaleza de su corteza aún se debate entre una corteza continental fina o corteza oceánica. Aproximadamente 7000 eventos tectónicos fueron registrados en la etapa temprana de la secuencia volcánica iniciada en 2018, distribuidos de forma espacial y temporal ascendiendo hacia el edificio volcánico, siendo el mayor de ellos de magnitud Mw 5.9. En una segunda etapa, eventos someros de muy larga duración (*VLP: very long period*) y la señal deformacional de deflación medida con GNSS e InSAR completan los registros geofísicos utilizados para caracterizar y modelar el ciclo pre y sin-eruptivo. De esta secuencia sísmica se reconocen semejanzas y diferencias con la crisis sísmica de Bransfield. Entre las semejanzas más relevantes se encuentran (i) la presencia de una cuenca submarina en régimen de esfuerzo transtensional, (ii) la distribución de sismicidad ascendente de forma oblicua hacia el edificio volcánico y (iii) la duración de la fase de eventos tectónicos dentro del rango de 1 a 3 meses. En oposición, las principales diferencias entre ambas secuencias son (i) la mayor factibilidad para medir la deformación en Mayotte sobre la Isla Rey Jorge, (ii) el registro de señales de periodo largo asociadas al movimiento de fluidos en Mayotte y (iii) el evento eruptivo submarino en Mayotte posterior a la actividad sísmica, lo cual no se ha registrado en el volcán Orca a dos años de la secuencia de eventos. En definitiva, los resultados obtenidos y las similitudes con el caso de Mayotte soportan la idea de un evento magmático asociado al volcán Orca, donde la sismicidad es forzada por una intrusión magmática profunda a nivel del Moho, diferenciándose del evento de Mayotte donde el magma basáltico se abre camino hasta la superficie evidenciado por señales volcánicas de largo periodo.

El periodo de sismicidad P3, ocurrido en BC desde marzo a julio del 2021, difiere en algunos aspectos de la sismicidad ocurrida durante P1 en la misma zona. La sismicidad durante P3 se caracteriza por (i) la identificación de eventos menores, de magnitud entre 2 y 4, y menor presencia de eventos de magnitud mayor a 4, (ii) la presencia de una secuencia de evento mayor y réplicas en septiembre del 2021, (iii) mayor preponderancia de la componente DC respecto al periodo P1, (iv) sismicidad más somera y cercana al volcán submarino Orca. Estas características indican un periodo de sismicidad con menor influencia magmática. Este comportamiento se explica por el emplazamiento de un cuerpo magmático ocurrido durante P1 forzando la sismicidad volcanotectónica ocurrida durante P3 (fig. 38), el cual reactiva fallas preexistentes en la corteza, explicando tanto la ocurrencia de eventos de mecanismo normal, como eventos de rumbo, asociados a los esfuerzos de la tectónica regional.

La sismicidad ocurrida en BE durante P2 difiere notablemente de la sismicidad ocurrida en BC. La sismicidad del GSBE se caracteriza por (i) el cumplimiento de la ley de Omori normal y la relación de Bath en una secuencia tipo evento principal y réplicas con una duración de solo 3 semanas, (ii) presencia de un evento principal con fallamiento normal, Mw 6.8 y un 92% de componente DC, concentrando la energía liberada en esta zona y (iii) localización de la sismicidad a una profundidad estable y somera (< 10 km) a lo largo del *rift*. Pese a que la presencia de componente DVLC de  $19 \pm 22\%$  no es despreciable, los resultados obtenidos son consecuentes con una secuencia sísmica de origen tectónico en la zona de Bransfield Este, en la cual se ha reconocido una mayor evolución en el proceso de *rifting* que las subcuencas ubicadas hacia el oeste, justificando la ocurrencia de eventos de mayor magnitud sobre márgenes más desarrollados, distinguiendo que la mayor elevación de las isothermas en este margen restringe la sismicidad a su porción más somera. La preponderancia de eventos de rumbo en esta zona es consecuente con la transmisión de esfuerzo transtensional desde la placa de Scotia, especialmente en esta zona de inflexión donde la cuenca cambia de orientación ENE-OSO a E-O.



**Figura 38.** Esquema explicativo de la ocurrencia de sismicidad en dos etapas en torno a una intrusión magmática profunda asociada al volcán Orca.

Un elemento distintivo de la secuencia sísmica de la Cuenca de Bransfield, es la temporalidad con la que se activan los dos grupos sísmicos. Para ser preciso, el evento principal Mw 5.8 del GSBC ocurrido el 6 de noviembre del 2020, marca el final del primer periodo de sismicidad y al mismo tiempo el inicio de un periodo de calma sísmica en toda la cuenca, el cual es interrumpido el 23 de enero del 2021 por el inicio de la sismicidad del GSBE con el evento principal Mw 6.8, ubicado a aprox. 200 km de distancia del anterior grupo sísmico. Dejando de lado la posibilidad de una notable coincidencia en un entorno de baja productividad sísmica, el fenómeno que mejor explicaría el gatillamiento de sismicidad con un retardo de dos meses y medio es la migración de un pulso de esfuerzo viscoelástico, como ya se ha documentado en otros eventos sísmicos y en otras regiones (Rastogi et al., 2013; Zeng, 2001). Si bien el evento mayor ocurrido en P1 con Mw 5.8 es mucho menor en tamaño a otros ejemplos de eventos que han gatillado sismicidad por esfuerzos viscoelásticos, como los terremotos de Landers Mw 7.3 (Zeng, 2001) y de Bhuj Mw 7.7 (Rastogi et al., 2013), el agrupamiento de la sismicidad y el alto valor  $b$  relevan la importancia relativa de la carga producida a los eventos menores de la sismicidad de P1 (Helmstetter et al., 2005). Adicionalmente, la duración del retardo de pocos meses y la distancia de hasta 200 km coincide con alguno de los eventos gatillados por el terremoto de Bhuj, India en 2001. Estos antecedentes soportan la idea de un gatillamiento por la migración de un pulso viscoelástico, sin embargo, la validación cuantitativa de esta hipótesis requiere del cálculo de la carga por esfuerzo de Coulomb del sismo gatillante, su migración a través de la parte baja de la corteza y su efecto sobre diferentes geometrías particulares del sismo gatillado.

La segmentación de la microplaca Shetland del Sur en tres bloques hasta ahora reconocidos, ha sido evidenciada a partir de mediciones geodésicas y sísmicas (Berrocoso et al., 2016; Taylor et al., 2008), guardando relación directa con el proceso de *rifting* en Bransfield, donde la segmentación del *rift* sería intermediada por proto fallas transformantes. Si bien hay evidencia de que la generación de fallas transformantes ocurre posterior al inicio de la formación de suelo oceánico (Basile, 2015), es decir, posterior a la etapa de *rifting*, un reciente caso de estudio muestra la formación de una proto falla transformante aún en etapa de *rifting* en la extensión en tierra del mar Rojo a la depresión de Afar (Illsley-Kemp et al., 2018), la cual utiliza mediciones geodésicas, cálculo de mecanismos focales, reubicación de la sismicidad y modelamiento numérico termomecánico para identificar la etapa temprana de la formación de una falla transformante entre dos segmentos del rift con expresión topográfica. Aunque la medición de la ubicación de la sismicidad y el cálculo de los mecanismos focales no llegan al nivel de detalle logrado en Afar, ni existe una expresión superficial de desfase lateral del eje del *rift* de Bransfield, ciertas semejanzas tales como la localización de sismicidad en una franja oblicua con fallamiento normal paralelo al rift y fallamiento de rumbo, y eventos de intrusión magmática, sustentan la idea del reconocimiento de una proto falla transformante bajo la isla Rey Jorge. Este tipo de

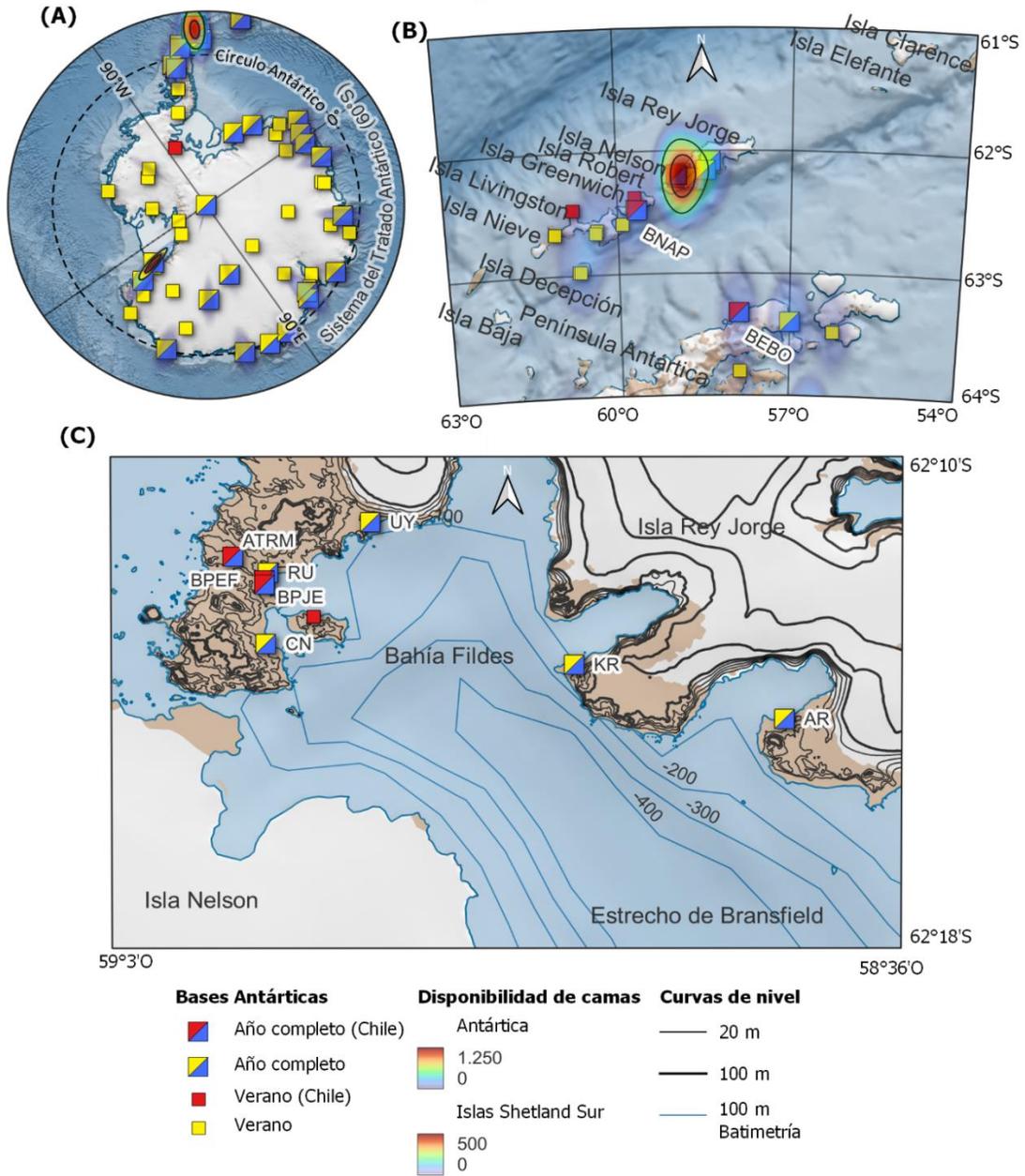
estructuras suelen desarrollarse sobre fallas preexistentes de la corteza, como la recientemente reconocida por Olivet et al. (2021) en la isla Rey Jorge. Ciertamente, los datos presentados son insuficientes para la validación de una hipotética proto falla transformante, para lo cual se requiere la integración de modelos termomecánicos donde se incluyan el esfuerzo tectónico transtensional y la distribución de la sismicidad con sus respectivos mecanismos focales.

En definitiva, basándose en el conocimiento previo de la cuenca de Bransfield, la cual se ha reconocido como un *rift* continental en transición a dorsal de expansión oceánica, que se ha desarrollado migrado desde el este del estrecho hacia el oeste, sumándose a los recientes resultados obtenidos en este estudio sobre la crisis sísmica, se propone un modelo explicativo de la sismicidad ocurrida tanto en Bransfield Central, como en Bransfield Este, las cuales son consistentes con un régimen tectónico transtensional. Estos modelos junto a la evaluación de procesos inusuales como el gatillamiento de sismicidad por un pulso de esfuerzo viscoelástico y la formación de una proto falla transformante previa a la formación de corteza oceánica, comprenden el principal aporte científico de este estudio al conocimiento sobre los procesos tectónicos actuales del estrecho de Bransfield.

### **5.3. Amenaza sismotectónica en el estrecho de Bransfield**

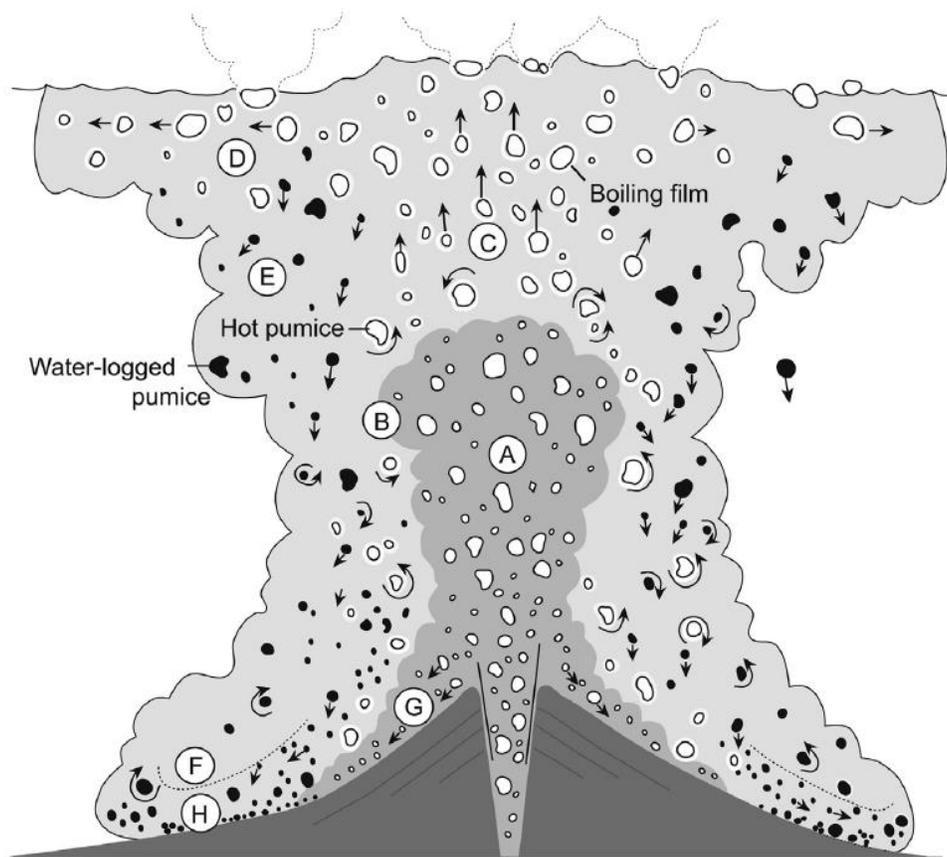
Actualmente, la capacidad poblacional en la Antártica basándose en la disponibilidad de camas es de aprox. 5000 personas repartidas en las 81 bases y refugios administrados por diferentes países, 43 de estas permanecen operativas todo el año. Los dos principales núcleos poblacionales son la base McMurdo (USA) en el Mar de Ross con una capacidad de 1200 habitantes y la zona norte de la Península Antártica con una capacidad de 1524 habitantes (fig. 39 A), dentro de la cual los recintos chilenos aportan una capacidad para 433 personas (COMNAP, 2022). Dentro de la Península Antártica, el principal núcleo poblacional se ubica en Bahía Fildes entre Isla Rey Jorge e Isla Nelson con una capacidad para aprox. 500 personas (fig. 39 B), las que se distribuyen en bases de Chile y otros 5 países, la mayoría ubicadas en la costa a una elevación menor a 20 msnm (fig. 39 C). A esta cantidad se suma el creciente flujo de turistas, las colonias de fauna silvestre y especies vegetales protegidas de gran importancia ecosistémica y, por último, la infraestructura de las bases tales como puertos, pistas de aterrizaje, laboratorios, entre otros. Naturalmente, los eventos climáticos son la principal amenaza natural de la región, por lo que la logística y capital humano se enfoca en abordar este problema y reducir los riesgos asociados, sin embargo, la reciente actividad sísmica ubicada entre 20 a 30 km de Bahía Fildes, evidencia la necesidad de evaluar la amenaza sismotectónica de la región. Cabe destacar que el Plan Estratégico Antártico (2021-2025) chileno (Subsecretaría de Relaciones Exteriores, 2021), no nombra en todo el texto los conceptos de amenaza, riesgo ni peligro con relación a eventos geotectónicos.

### Población y bases antárticas



**Figura 39.** Bases antárticas y su capacidad poblacional asociada a la disponibilidad de camas en cada una de ellas. Dicha capacidad poblacional se ilustra como un mapa de calor para destacar la ubicación de los núcleos poblacionales. (A) Mapa del continente Antártico. (B) Mapa de la zona circundante al estrecho de Bransfield. (C) Mapa de Bahía Fildes en Isla Rey Jorge. BNAP: Base Naval Arturo Prat; BEBO: Base del Ejército Bernardo O'Higgins; BPEF: Base presidente Eduardo Frei Montalva; BPJE: Base Profesor Julio Escudero; ATRM: Aeródromo teniente Rodolfo Marsh; AR: Argentina; CN: China; KR: Corea del Sur; RU: Rusia; UY: Uruguay. Información de las bases y capacidad poblacional extraída de (COMNAP, 2022).

No solo su relativamente alta densidad poblacional hace especial al estrecho de Bransfield y sus alrededores, esta zona también muestra la mayor complejidad tectónica y actividad sísmica de toda la placa Antártica. La reciente actividad sísmica y procesos tectónicos documentados muestran que esta zona no está exenta de procesos de amenaza sismotectónica, tales como terremotos, tsunamis o erupciones volcánicas. El evento sísmico más grande registrado en el estrecho de Bransfield ocurrió durante la crisis sísmica aquí estudiada, con una magnitud reportada de M<sub>w</sub> 6.9, aquí calculada como M<sub>w</sub> 6.8. Si bien este evento de fallamiento normal ocurrió, al menos, a 200 km de distancia de las bases antárticas, estas fueron alertadas de un posible tsunami con amplitudes inferiores a un metro, realizando evacuación preventiva del área costera (Armada chilena, 2021). La ocurrencia de un evento de estas características en otras subcuencas como Bransfield Central implicaría una disminución drástica en el tiempo de reacción ante un tsunami de mayor amplitud y el riesgo de daños en la infraestructura de las bases cuyo diseño no es antisísmico.



**Figura 40.** Modelo conceptual de una erupción explosiva subacuática. (A) propulsión de gas, (B) zona de mezcla entre de la propulsión con el agua, (C) pluma convectiva con ceniza y pumice, (D) nube en suspensión de ceniza y pumice, (E) caída de clastos de pumice y otros materiales densos, (F) corriente de densidad soportada por gas y agua, (G) flujo piroclástico soportado en gas, (H) depósito de pumice. Extraído de White et al. (2015), modificado de (Kano et al., 1996).

La principal amenaza volcánica en la zona es el volcán Isla Decepción, con erupciones históricas registradas, incluso teniendo afectación directa sobre bases otrora ubicadas sobre el edificio volcánico. Sin embargo, la evidencia de actividad magmática asociada al volcán submarino Orca insta a evaluar el riesgo de una erupción de este volcán. Si bien las erupciones submarinas representan el 85% del vulcanismo global, donde el 95% de estas ocurre de forma efusiva sobre las dorsales meso oceánicas, generando lavas tipo MORB y sin significar ningún tipo de riesgo, el otro 5% ocurre de forma explosiva (White et al., 2015). El volcán Orca tiene una profundidad de 900 a 1500 m bnm, una morfología de caldera y, aun siendo los basaltos el principal producto generado, andesitas y riolitas han sido identificadas en este y otros edificios volcánicos submarinos del *rift* de Bransfield (Keller, 2002), lo que es esperable para una corteza en transición. La profundidad del volcán Orca es demasiada para sustentar una erupción surtseyana, pero dada sus similitudes con el volcán submarino Havre un escenario extremo sería una erupción explosiva (fig. 40) similar a la ocurrida allí en 2012 (Jutzeler et al., 2014), con la extensión de la pluma eruptiva a nivel subaéreo y la generación de una balsa de pumicita de  $\sim 400 \text{ km}^2$  en un día. Estos procesos suelen afectar directamente las rutas marítimas y el desembarco y navegación con navíos de menor tamaño, afortunadamente, su similitud con un fenómeno familiar en la zona que es la dispersión de escombros de hielo disminuye el riesgo de verse afectado por este tipo de erupciones submarinas explosivas.

Las tierras aledañas al estrecho de Bransfield, es decir, la Península Antártica y las islas Shetland del Sur, son habitadas por hasta 1500 ciudadanos de diferentes nacionalidades, cuyo aislamiento aumenta su vulnerabilidad ante las amenazas naturales identificadas, donde las respuestas y ayudas tardarían más y serían más costosas de resolver ante cualquier catástrofe socionatural. La mayoría de los habitantes en Antártica pasan meses en un aislamiento tecnológico y social para cumplir sus funciones de operación y mantenimiento de las bases antárticas. Los habitantes de esta región son embajadores mundiales del sistema del tratado antártico, representando los valores de colaboración y preservación esenciales para abordar los desafíos actuales de la humanidad. Si bien la densidad poblacional no es muy alta, ni el peligro inminente, estos ciudadanos merecen la mayor de las precauciones, extremando recursos para reconocer y comprender los peligros sismotectónicos en la región.

# Capítulo 6

## Conclusión

Se identificaron señales defectuosas en 4 estaciones sismológicas pertenecientes a diferentes redes operativas en Antártica. Los problemas relacionados a una mala orientación y/o amplitud de la señal, fueron identificados gracias a la generación preliminar de resultados, análisis cualitativo de las formas de onda y, finalmente, análisis cuantitativo mediante 3 métodos para corregir la orientación y/o amplitud, con resultados consecuentes entre sí. Las estaciones que presentaron problemas mayores son ORCD, JUBA, ESPZ y SMAI, a las que se suman algunas estaciones de la red chilena en Magallanes con problemas menores de orientación. La corrección de orientación de la estación JUBA difiere notablemente del resultado obtenido por Cesca et al. (2022), lo cual repercute directamente en la ubicación de los sismos localizados con métodos de estación única.

Se relocizó un total de 159 sismos en el estrecho de Bransfield ocurridos entre agosto del 2020 y septiembre del 2021 mediante la metodología de Evento Maestro. Como resultado, la sismicidad que se mostraba dispersa en el catálogo de ISC, se reordenó y estructuró en torno a una configuración con geometría tipo rampa ascendente desde el norte hacia el volcán Orca. Por su parte, la sismicidad ocurrida en Bransfield Este se reordenó a una profundidad constante de 3 km en torno al evento principal en la dirección del *rift*. Adicionalmente, 262 eventos fueron localizados al sureste de la estación JUBA utilizando una metodología de estación única desarrollada en este trabajo. Dichos eventos se ubican a una distancia menor que 20 km de la estación JUBA, con epicentro sobre el bloque continental Shetland del Sur y una distribución similar a la obtenida con Evento Maestro, indicando también que la última etapa de sismicidad fue más superficial que la primera etapa. Pese a la diferencia de extensión espacial de la nube de eventos obtenida con ambos métodos de localización, la similitud en su geometría refuerza la validez de los resultados obtenidos.

Un total de 49 mecanismos focales fueron calculados para toda la secuencia, los cuales son consecuentes con el régimen tectónico transpresivo identificado en la región, mostrando fallamiento normal en un 51% y de rumbo en un 33%, por otra parte, se reconoce una predominancia de componente doble cupla media de  $69 \pm 21\%$ ,  $71 \pm 22\%$  y  $79 \pm 19\%$  para los periodos de sismicidad P1, P2 y P3, respectivamente.

Notables diferencias fueron identificadas entre los grupos sísmicos de Bransfield Central (GSBC) y Bransfield Este (GSBE), particularmente en su origen, donde el GSBC sería originado por un emplazamiento magmático profundo que interacciona con los márgenes de la cuenca, mientras que el GSBE corresponde a un evento tectónico sobre el margen norte de la subcuenca de Bransfield Este, reforzando el entendimiento de un estado más evolucionado en el proceso de *rifting* en Bransfield Este, donde la restricción de la sismicidad tectónica a la porción superior de las fallas normales al margen de la cuenca, indican una elevación de las isotermas asociadas al adelgazamiento de la litósfera. Estas conclusiones son sustentadas por el análisis espaciotemporal de la secuencia sísmica y sus mecanismos focales. El GSBC se caracterizó por una secuencia tipo enjambre, elongada de forma oblicua al rift, ascendente hacia el volcán Orca, separada en un primer periodo de sismicidad de profundidad entre 20 y 15 km de profundidad, seguido de un periodo más somero entre 15 y 10 km. Además, su evento principal de Mw 5.8 cuenta con fallamiento normal con una alta componente CLVD. Por otro lado, el grupo sísmico de Bransfield Este se caracterizó por una secuencia iniciada con un evento principal de fallamiento normal de componente DC pura y magnitud Mw 6.8, seguido de réplicas ubicadas a una profundidad similar al evento principal, menor a 10 km.

Se reconoce la posible ocurrencia causativa de dos fenómenos tectónicos inusuales mediante la comparación con estudios en entornos similares. Estos fenómenos serían el gatillamiento de la sismicidad de Bransfield Este mediante un pulso de estrés viscoelástico procedente de la sismicidad en Bransfield Central, y la formación incipiente de una falla transformante producto de la segmentación del *rift* de Bransfield. Si bien el breve análisis aquí realizado es insuficiente para dar certeza de su ocurrencia, nuestros resultados aportarían un precedente para futuros estudios enfocados en la hipótesis de la ocurrencia de estos fenómenos en el estrecho de Bransfield.

El estrecho de Bransfield y particularmente la Bahía Fildes, está expuesto a procesos de amenaza volcánica, sísmica y de tsunamis. Cada una de estas amenazas requiere de esfuerzos científicos y estatales para su mitigación, en particular se sugieren los siguientes: Modelamiento numérico de la dispersión de una balsa de pumicitas producida por una hipotética erupción explosiva del volcán Orca; evaluación de la respuesta del suelo y de las estructuras para un hipotético sismo de Mw 6.8 frente a la isla Rey Jorge en el margen norte de la subcuenca de Bransfield Central; idear nuevos tipos de estructuras habitacionales que cumplan tanto con el confort térmico y habitabilidad actual, como con un mayor estándar sísmico; estudio detallado de la batimetría de Bahía Fildes y evaluación del escenario de inundación por tsunami en la Bahía Fildes para el hipotético sismo recién mencionado u otros sismos locales del tipo tsunamigénicos. Estos esfuerzos permitirían proteger a la población antártica y respaldar la labor que ejercen como embajadores de la colaboración internacional

y preservadores del ecosistema, valores esenciales para enfrentar los actuales desafíos de la humanidad.

# Bibliografía

- Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimate of  $b$  in the formula  $\log N = a - bM$  and its confidence limits. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, 43, 237–239.
- Almendros, J., Carmona, E., Jiménez, V., Díaz-Moreno, A., & 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. <https://doi.org/10.1029/2018GL077490>
- Almendros, J., Wilcock, W., Soule, D., Teixidó, T., Vizcaino, L., Ardanaz, O., Granja-Bruña, J. L., Martín-Jiménez, D., Yuan, X., Heit, B., Schmidt-Aursch, M. C., Geissler, W., Dziak, R., Carrión, F., Ontiveros, A., Abella, R., Carmona, E., Agüí-Fernández, J. F., Sánchez, N., ... Schmahl, L. (2020). BRAVOSEIS : Geophysical investigation of rifting and volcanism in the Bransfield strait, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*, 104(August).
- Antoniades, D., Giralt, S., Geyer, A., Álvarez-Valero, A. M., Pla-Rabes, S., Granados, I., Liu, E. J., Toro, M., Smellie, J. L., & Oliva, M. (2018). The timing and widespread effects of the largest Holocene volcanic eruption in Antarctica. *Scientific Reports*, 8(1), 8:17279. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-35460-x>
- Armada chilena. (2021, enero 27). *Terremoto de Magnitud 7.1 en la Antártica Chilena*. <https://www.armada.cl/en-el-radar/terremoto-de-magnitud-7-1-en-la-antartica-chilena>
- Barker, D. H. N., & Austin, J. A. (1998). Rift propagation, detachment faulting, and associated magmatism in Bransfield Strait, Antarctic Peninsula. *Geophysical Research Letters*, 103(10), 17–24.
- Barker, D. H. N., Christeson, G. L., Austin, J. A., & Dalziel, I. W. D. (2003). Backarc basin evolution and cordilleran orogenesis: Insights from new ocean-bottom seismograph refraction profiling in Bransfield Strait, Antarctica. *Geology*, 31(2), 107–110. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0107:BBEACO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0107:BBEACO>2.0.CO;2)
- Barker, P. F., & Burrell, J. (1977). The problem of Drake Passage opening has significance outside the field of regional tectonics : the creation of a continuous circum-Antarctic deep- water path in the zone of the mid-latitude westerly winds -- by separation from Antarctica of South America. *Marine Geology*, 25, 15–34.
- Barrientos, S. E., & Ward, S. N. (1990). The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, 103(3), 589–598. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb05673.x>
- Basile, C. (2015). Transform continental margins - part 1: Concepts and models. *Tectonophysics*, 661, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.034>
- Berk-Biryol, C., Lee, S. J., Lees, J. M., & Shore, M. J. (2018). Lithospheric structure of an incipient rift basin: Results from receiver function analysis of Bransfield Strait, NW Antarctic Peninsula. *Polar Science*, 16(January), 47–58. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2018.02.003>
- Berrocso, M., Fernández-Ros, A., Prates, G., García, A., Kraus, S., García, A., & Kraus, S. (2016). Geodetic implications on block formation and geodynamic domains in the South Shetland Islands, Antarctic Peninsula. *Tectonophysics*, 666, 211–219. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.10.023>
- Berrocso, M., Prates, G., Fernández-Ros, A., Peci, L. M., de Gil, A., Rosado, B., Páez, R., & Jigena, B. (2018). Caldera unrest detected with seawater temperature anomalies at Deception Island, Antarctic Peninsula. *Bulletin of Volcanology*, 80(4). <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1216-2>
- Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3). <https://doi.org/10.1029/2001GC000252>

- Bohoyo, F., Larter, R. D., Galindo-Zaldívar, J., Leat, P. T., Maldonado, A., Tate, A. J., Flexas, M. M., Gowland, E. J. M. M., Arndt, J. E., Dorschel, B., Kim, Y. D., Hong, J. K., López-Martínez, J., Maestro, A., Bermúdez, O., Nitsche, F. O., Livermore, R. A., Riley, T. R., Behoyo, F., ... Riley, T. R. (2019). Morphological and geological features of Drake Passage, Antarctica, from a new digital bathymetric model. *Journal of Maps*, 15(2), 49–59. <https://doi.org/10.1080/17445647.2018.1543618>
- Bolton, M. K., Storchak, D. A., & Harris, J. (2006). Updating default depths in the ISC bulletin. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 158(March), 27–45. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2006.03.004>
- Bondár, I., & Storchak, D. (2011). Improved location procedures at the International Seismological Centre. *Geophysical Journal International*, 186(3), 1220–1244. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05107.x>
- Bormann, P. (2011). Global 1-D Earth models. En *Datasheet*. <https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP-2>
- Bormann, P., & Wielandt, E. (2013). *Seismic Signals and Noise* (pp. 1–62). <https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP-2>
- Bouchon, M. (1981). A Simple Method to Calculate Green's Functions for Elastic Layered Media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(4), 959–971.
- Bruna, M., & Forliviesi, P. (2021). *CHILE EN LA ANTÁRTICA: LA CIENCIA COMO INSTRUMENTO SOBERANO* [Memoria para optar al grado de licenciado en ciencias jurídicas y sociales]. Universidad de Chile.
- Catalán, M., Galindo-Zaldívar, J., Davila, J. M., Martos, Y. M., Maldonado, A., Gambôa, L., & Schreider, A. A. (2013). Initial stages of oceanic spreading in the Bransfield Rift from magnetic and gravity data analysis. *Tectonophysics*, 585, 102–112. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.09.016>
- Cesca, S., Letort, J., Razafindrakoto, H. N. T., Heimann, S., Rivalta, E., Isken, M. P., Nikkhoo, M., Passarelli, L., Petersen, G. M., Cotton, F., & Dahm, T. (2020). Drainage of a deep magma reservoir near Mayotte inferred from seismicity and deformation. *Nature Geoscience*, 13(1), 87–93. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0505-5>
- Cesca, S., Sukan, M., Rudzinski, Ł., Vajedian, S., Niemz, P., Plank, S., Petersen, G., Deng, Z., Rivalta, E., Vuan, A., Plasencia Linares, M. P., Heimann, S., & Dahm, T. (2022). Massive earthquake swarm driven by magmatic intrusion at the Bransfield Strait, Antarctica. *Communications Earth and Environment*, 3(1). <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00418-5>
- Choudhary, S., & Khare, N. (2022). Climate Change Over the Antarctic and the Southern Ocean and Its Impact and Bearing on the Global Climate System. En *Assessing the Antarctic Environment from a Climate Change Perspective: An Integrated Approach* (pp. 37–46).
- Christeson, G. L., Barker, D. H. N., Austin, J. A., & Dalziel, I. W. D. (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), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2003jb002468>
- Collis, C., & Dodds, K. (2008). Assault on the unknown: the historical and political geographies of the International Geophysical Year (1957-8). *Journal of Historical Geography*, 34(4), 555–573. <https://doi.org/10.1016/j.jhg.2008.05.016>
- COMNAP. (2022). *Antarctic Facilities Information*. [comnap.aq/antarctic-facilities-information](http://comnap.aq/antarctic-facilities-information)
- Console, R., Lombardi, A. M., Murru, M., & Rhoades, D. (2003). Båth's law and the self-similarity of earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2). <https://doi.org/10.1029/2001jb001651>
- Dahm, T., & Krüger, F. (2014). Moment tensor inversion and moment tensor interpretation. *New manual of seismological observatory practice 2*, 1–41. <https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP-2>
- Dreger, D. S. (2003). TDMT\_INV: Time domain seismic moment tensor INVersion. *International Geophysics*, 81(PART B), 1627. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(03\)80290-5](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(03)80290-5)

- Eagles, G. (2004). Tectonic evolution of the Antarctic-Phoenix plate system since 15 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*, 217(1–2), 97–109. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00584-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00584-3)
- Evison, F. E. (1967). Note on the Aseismicity of Antarctica. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 10(2), 479–483. <https://doi.org/10.1080/00288306.1967.10426752>
- Fitch, T. J. (1975). Compressional velocity in source regions of deep earthquakes: an application of the master earthquake technique. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 156–166.
- Fossen, H. (2016). *Structural Geology*. Cambridge University Press.
- Freed, A. M. (2005). Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33(October 1999), 335–367. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122505>
- Galindo-Zaldívar, J., Gamboa, L., Maldonado, A., Nakao, S., & Bochu, Y. (2004). Tectonic development of the Bransfield Basin and its prolongation to the South Scotia Ridge, northern Antarctic Peninsula. *Marine Geology*, 206(1–4), 267–282. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.02.007>
- Geyer, A., Álvarez-Valero, A. M., Gisbert, G., Aulinas, M., Hernández-Barreña, D., Lobo, A., & Martí, J. (2019). Deciphering the evolution of Deception Island’s magmatic system. *Scientific Reports*, 9(1), 1–14. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-36188-4>
- González-Casado, J. M., Giner-Robles, J. L., & López-Martínez, J. (2000). Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Not a normal backarc basin. *Geology*, 28(11), 1043–1046. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<1043:BBAPNA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<1043:BBAPNA>2.0.CO;2)
- Gràcia, E., Canals, M., Farràn, M., Prieto, M. J., Sorribas, J., Acosta, J., Baraza, J., Bart, P., Calafat, A. M., Casamor, J. L., De Batist, M., Ercilla, G., Francés, G., Ramos, E., Sanz, J. L., & Tassone, A. (1996). Morphostructure and evolution of the Central and Eastern Bransfield Basins (NW Antarctic Peninsula). *Marine Geophysical Research*, 18(2–4), 429–448. <https://doi.org/10.1007/bf00286088>
- Grad, M., Shiobara, H., Janik, T., Guterch, A., & Shimamura, H. (1997). Crustal model of the Bransfield Rift , West Antarctica , from detailed OBS refraction experiments Ant arctic Antarctic. *Geophysical Journal International*, 130(2), 506–518. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05665.x>
- Guglielmi, A. V. (2017). Omori’s law: a note on the history of geophysics. *Uspekhi Fizicheskikh Nauk*, 187(03), 343–348. <https://doi.org/10.3367/ufnr.2017.01.038039>
- Haase, K. M., Beier, C., Fretzdorff, S., Smellie, J. L., & Garbe-Schönberg, D. (2012). Magmatic evolution of the South Shetland Islands, Antarctica, and implications for continental crust formation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(6), 1103–1119. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0719-7>
- Hanks, T. C., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 84(B5), 2348–2350. <https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02348>
- Hasterok, D., Halpin, J. A., Collins, A. S., Hand, M., Kreemer, C., Gard, M. G., & Glorie, S. (2022). New Maps of Global Geological Provinces and Tectonic Plates. *Earth-Science Reviews*, 231(March). <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104069>
- Helmstetter, A., Kagan, Y. Y., & Jackson, D. D. (2005). Importance of small earthquakes for stress transfers and earthquake triggering. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(5), 1–13. <https://doi.org/10.1029/2004JB003286>
- Herrmann, R. B. (2012). *Instrument QC - UVW - XYZ*. [https://www.eas.slu.edu/eqc/eqc\\_cps/TUTORIAL/QCuvw/index.html](https://www.eas.slu.edu/eqc/eqc_cps/TUTORIAL/QCuvw/index.html)
- Holtkamp, S. G., & Brudzinski, M. R. (2011). Earthquake swarms in circum-Pacific subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 305(1–2), 215–225. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.03.004>
- Ibáñez, J. M., Morales, J., Alguacil, G., Almendros, J., Ortiz, R., & Del Pezzo, E. (1997). Intermediate-focus earthquakes under South Shetland Islands (Antarctica). *Geophysical Research Letters*, 24(5), 531–534. <https://doi.org/10.1029/97GL00314>

- Illsley-Kemp, F., Bull, J. M., Keir, D., Gerya, T., Pagli, C., Gernon, T., Ayele, A., Goitom, B., Hammond, J. O. S., & Kendall, J. M. (2018). Initiation of a Proto-transform Fault Prior to Seafloor Spreading. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *19*(12), 4744–4756. <https://doi.org/10.1029/2018GC007947>
- Instituto Antártico Chileno. (2006). *La Antártica Nuestra, una introducción a su conocimiento*.
- International Seismological Centre. (2022). *On-line Bulletin*. doi.org/10.31905/D808B830
- Jabaloy, A., Balanyá, J. C., Barnolas, A., Galindo-Zaldívar, J., Hernández-Molina, F. J., Maldonado, A., Martínez-Martínez, J. M., Rodríguez-Fernández, J., de Galdeano, C. S., Somoza, L., Surinach, E., & Vázquez, J. T. (2003). The transition from an active to a passive margin (SW end of the South Shetland Trench, Antarctic Peninsula). *Tectonophysics*, *366*(1–2), 55–81. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00060-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00060-X)
- Jara, M., & Mancilla, P. (2014). Aproximación a una primera visión científica chilena sobre Tierra del fuego, Islas australes y Antártica, 1892-1906. *Magallania (Punta Arenas)*, *42*(2), 61–79. <https://doi.org/10.4067/s0718-22442014000200004>
- Jiménez Morales, V., Almendros, J., & Carmona, E. (2017). Detection of long-duration tremors at Deception Island volcano, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *347*, 234–249. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.09.016>
- Jin, Y. K., Lee, J., Hong, J. K., & Nam, S. H. (2009). Is subduction ongoing in the South Shetland Trench, Antarctic Peninsula?: New constraints from crustal structures of outer trench wall. *Geosciences Journal*, *13*(1), 59–67. <https://doi.org/10.1007/s12303-009-0005-5>
- Johnson, R. W. (2001). An Introduction to the Bootstrap. *Teaching statistics*, *23*(2), 49–54.
- Jutzeler, M., Marsh, R., Carey, R. J., White, J. D. L., Talling, P. J., & Karlstrom, L. (2014). On the fate of pumice rafts formed during the 2012 Havre submarine eruption. *Nature Communications*, *5*. <https://doi.org/10.1038/ncomms4660>
- Kanao, M. (2014). Seismicity in the Antarctic Continent and Surrounding Ocean. *Open Journal of Earthquake Research*, *03*(01), 5–14. <https://doi.org/10.4236/ojer.2014.31002>
- Kano, K., Yamamoto, T., & Ono, K. (1996). Subaqueous eruption and emplacement of the Shinjima Pumice, Shinjima (Moeshima) Island, Kagoshima Bay, SW Japan. En *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Vol. 71).
- Keller, R. A. (2002). Geochemistry of back arc basin volcanism in Bransfield Strait, Antarctica: Subducted contributions and along-axis variations. *Journal of Geophysical Research*, *107*(B8). <https://doi.org/10.1029/2001jb000444>
- Knopoff, L., & Randall, M. J. (1970). The Compensated linear- vector dipole: A possible mechanism for deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, *75*(26), 4957–4963. <https://doi.org/10.1029/jb075i026p04957>
- Landis, M. J. (2001). *Antarctica: Exploring the extreme; 400 years of adventure*. Chicago Review Press.
- Lawver, L. A., Keller, R. A., Fisk, M. R., & Strelin, J. A. (1995). Bransfield Strait, Antarctic Peninsula Active Extension behind a Dead Arc. *Backarc Basins*, 315–342. [https://doi.org/10.1007/978-1-4615-1843-3\\_8](https://doi.org/10.1007/978-1-4615-1843-3_8)
- Lawver, L. A., Sloan, B. J., Barker, D. H. N. N., Ghidella, M., Von Herzen, R. P., Keller, R. A., Klinkhammer, G. P., & Chin, C. S. (1996). Distributed, active extension in Bransfield basin Antarctic Peninsula: Evidence from multibeam bathymetry. *GSA Today*, *6*(11), 1–6. <http://www.geosociety.org>.
- Lay, T., & Wallace, T. C. (1995). *Modern global seismology*. Elsevier.
- Lemoine, A., Briole, P., Bertil, D., Roullé, A., Foumelis, M., Thinon, I., Raucoules, D., de Michele, M., Valtý, P., & Colomer, R. H. (2020). The 2018–2019 seismo-volcanic crisis east of Mayotte, Comoros islands: Seismicity and ground deformation markers of an exceptional submarine eruption. *Geophysical Journal International*, *223*(1), 22–44. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa273>

- Lemoine, A., Madariaga, R., & Campos, J. (2001). Evidence for earthquake interaction in Central Chile: The July 1997-September 1998 sequence. *Geophysical Research Letters*, 28(14), 2743–2746. <https://doi.org/10.1029/2000GL012314>
- Li, W., Yuan, X., Heit, B., Schmidt-Aursch, M. C., Almendros, J., Geissler, W. H., & Chen, Y. (2021). Back-Arc Extension of the Central Bransfield Basin Induced by Ridge–Trench Collision: Implications From Ambient Noise Tomography and Stress Field Inversion. *Geophysical Research Letters*, 48(21). <https://doi.org/10.1029/2021GL095032>
- Livermore, R., Balanyá, J. C., Maldonado, A., Martínez, J. M., & Jabaloy, A. (2000). Autopsy on a dead spreading center : The Phoenix Ridge, Drake Passage, Antarctica. *Geology*, 28(7), 607–610.
- Lodolo, E., & Pérez, L. F. (2015). An abandoned rift in the southwestern part of the South Scotia Ridge (Antarctica): Implications for the genesis of the Bransfield Strait. *Tectonics*, 34(12), 2451–2464. <https://doi.org/10.1002/2015TC004041>
- Lythe, M. B., & Vaughan, D. G. (2001). BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B6), 11335–11351. <https://doi.org/10.1029/2000jb900449>
- Maestro, A., Somoza, L., Rey, J., Martínez-Frías, J., & 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.09.023>
- Matsuoka, K., Skoglund, A., Roth, G., de Pomereu, J., Griffiths, H., Headland, R., Herried, B., Katsumata, K., Le Brocq, A., Licht, K., Morgan, F., Neff, P. D., Ritz, C., Scheinert, M., Tamura, T., Van de Putte, A., van den Broeke, M., von Deschwandten, A., Deschamps-Berger, C., ... Melvær, Y. (2021). Quantarctica, an integrated mapping environment for Antarctica, the Southern Ocean, and sub-Antarctic islands. *Environmental Modelling and Software*, 140(February). <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2021.105015>
- Moreno-Vacas, A., & Almendros, J. (2021). On the origin of recent seismic unrest episodes at Deception Island volcano, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 419, 107376. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107376>
- Okal, E. A. (2005). A re-evaluation of the great Aleutian and Chilean earthquakes of 1906 August 17. *Geophysical Journal International*, 161(2), 268–282. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02582.x>
- Olivet, J. L., Sánchez Bettucci, L., Castro-Artola, O. A., Castro, H., Rodríguez, M., Latorres, E., Olivet, J. L., Sánchez-Bettucci, L., Castro-Artola, O. A., Castro, H., Rodríguez, M., Latorres, E., Loureiro Olivet, J., Sánchez Bettucci, L., Castro-Artola, O. A., Castro, H., Rodríguez, M., & Latorres, E. (2021). A seismic swarm at the Bransfield Rift, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*, 111(June). <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103412>
- ONU. (s. f.). *Cambio climático*. [un.org/es/global-issues/climate-change](http://un.org/es/global-issues/climate-change)
- Parera-Portell, J. A., Mancilla, F. de L., Morales, J., Almendros, J., & Jiménez-Morales, V. (2021). Structure of the crust and upper mantle beneath the Bransfield Strait (Antarctica) using P receiver functions. *Tectonophysics*, 802. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228744>
- Pedreira, A., Ruiz-Constán, A., Heredia, N., Galindo-Zaldívar, J., Bohoyo, F., Marín-Lechado, C., Ruano, P., & 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. <https://doi.org/10.1017/S0954102011000794>
- Petersen, M., Cesca, S., Kriegerowski, M., Group, A. W., Petersen, G. M., Cesca, S., & Kriegerowski, M. (2019). Automated Quality Control for Large Seismic Networks : Implementation and Application to the AlpArray Seismic Network. *Seismological Research Letters*, 90(3), 1177–1190. <https://doi.org/10.1785/0220180342>

- Poli, P., Cabrera, L., Flores, M. C., Báez, J. C., Ammirati, J. B., Vásquez, J., & Ruiz, S. (2022). Volcanic Origin of a Long-Lived Swarm in the Central Bransfield Basin, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, *49*(1), 1–9. <https://doi.org/10.1029/2021GL095447>
- Prieto, M. J., Canals, M., Ercilla, G., & De Batist, M. (1998). Structure and geodynamic evolution of the Central Bransfield Basin (NW Antarctica) from seismic reflection data. En *Marine Geology* (Vol. 149).
- Rastogi, B. K., Choudhury, P., Dumka, R., Sreejith, K. M., & Majumdar, T. J. (2013). Stress Pulse Migration by Viscoelastic Process for Long-Distance Delayed Triggering of Shocks in Gujarat, India, After the 2001 Mw 7.7 Bhuj Earthquake. *Extreme Events and Natural Hazards: The Complexity Perspective, September 2014*, 63–74. <https://doi.org/10.1029/2011GM001061>
- Robertson Maurice, S. D., Wiens, D. A., Shore, P. J., Vera, E., & 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), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2003jb002416>
- Rodrigo, C., Blamey, J. M., Huhn, O., & Provost, C. (2018). Is there an active hydrothermal flux from the orca seamount in the bransfield strait, antarctica? *Andean Geology*, *45*(3), 344–356. <https://doi.org/10.5027/andgeoV45n3-3086>
- Rosado, B., Fernández-Ros, A., Berrocoso, M., Prates, G., Gárate, J., de Gil, A., & 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. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.05.009>
- Scholz, C. H. (2019). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press.
- Scholz, C. H., & Campos, J. (2012). The seismic coupling of subduction zones revisited. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *117*(5), 1–22. <https://doi.org/10.1029/2011JB009003>
- Seivane, H., Mart, R., Almendros, J., Wilcock, W., & Soule, D. (2022). *Microseismicity around Orca submarine volcano, Bransfield Strait, Antarctica, during 2019-2020 from OBS data*. 1–2.
- Seton, M., Müller, R. D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S., & Chandler, M. (2012). Global continental and ocean basin reconstructions since 200Ma. En *Earth-Science Reviews* (Vol. 113, Números 3–4, pp. 212–270). <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.002>
- Shcherbakov, R., Turcotte, D. L., & Rundle, J. B. (2004). A generalized Omori's law for earthquake aftershock decay. *Geophysical Research Letters*, *31*(11), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2004GL019808>
- Shearer, P. M. (2019). Introduction to Seismology. En *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781316877111>
- Smellie, J. L. (2021). Chapter 3.2 a Bransfield strait and James Ross Island: Volcanology. *Geological Society Memoir*, *55*(1), 227–284. <https://doi.org/10.1144/M55-2018-58>
- Solari, M. A., Hervé, F., Martinod, J., Le Roux, J. P., Ramírez, L. E., & Palacios, C. (2008). Geotectonic evolution of the Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Insights from analogue models. *Antarctic Science*, *20*(2), 185–196. <https://doi.org/10.1017/S095410200800093X>
- Spence, W. (1980). Relative epicenter determination using P-wave arrival-time differences. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *70*(1), 171–183.
- Stein, S., & Wysession, M. (2009). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley and Sons Inc.
- Storchak, D. A., Schweitzer, J., Bormann, P., & Potsdam, G. (2001). *The IASPEI Standard Seismic Phase List* (Vol. 74). <http://www.isc.ac.uk/Documents/isf.pdf>
- Subsecretaría de Relaciones Exteriores. (2021). *Plan Estratégico Antártico 2021 - 2025*. [biblioteca.digital.gob.cl/handle/123456789/3932](https://biblioteca.digital.gob.cl/handle/123456789/3932)

- Sykes, L. R. (1970). Earthquake swarms and sea- floor spreading. *J Geophys Res*, 75(32), 6598–6611. <https://doi.org/10.1029/jb075i032p06598>
- Taylor, F. W., Bevis, M. G., Dalziel, I. W. D., Smalley, R., Frohlich, C., Kendrick, E., Foster, J., Phillips, D., & Gudipati, K. (2008). Kinematics and segmentation of the South Shetland Islands- Bransfield basin system, northern Antarctic Peninsula. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4), 1–7. <https://doi.org/10.1029/2007GC001873>
- Trabant, C. M., Clark, A., Ahern, T. K., Falco, N., Van Fossen, M., & Casey, R. E. (2018). Easy Discovery and Access of Data from Multiple Data Centers Through Federation. *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Tsuboi, S., Kikuchi, M., Yamanaka, Y., & Kanao, M. (2000). The March 25,1998 Antarctic Earthquake: Great earthquake caused by postglacial rebound. *Earth, Planets and Space*, 52(2), 133–136. <https://doi.org/10.1186/BF03351621>
- Turner, J., Colwell, S. R., Marshall, G. J., Lachlan-Cope, T. A., Carleton, A. M., Jones, P. D., Lagun, V., Reid, P. A., & Iagovkina, S. (2005). Antarctic climate change during the last 50 years. *International journal of Climatology*, 25(3), 279–294.
- Udías, A., Vallina, A. U., Madariaga, R., & Buforn, E. (2014). *Source mechanisms of earthquakes: Theory and practice*. Cambridge University Press.
- Vaezi, Y., & van der Baan, M. (2015). Comparison of the STA/LTA and power spectral density methods for microseismic event detection. *Geophysical Journal International*, 203(3), 1896–1908. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv419>
- van de Lagemaat, S. H. A., Kamp, P. J. J., Boschman, L. M., & van Hinsbergen, D. J. J. (2023). Reconciling the Cretaceous breakup and demise of the Phoenix Plate with East Gondwana orogenesis in New Zealand. *Earth-Science Reviews*, 236(February 2022), 104276. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104276>
- Vuan, A., Robertson Maurice, S. D., Wiens, D. A., & Panza, G. F. (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. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.011>
- Wessel, P., Luis, J. F., Uieda, L., Scharroo, R., Wobbe, F., Smith, W. H. F., & Tian, D. (2019). The Generic Mapping Tools Version 6. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(11), 5556–5564. <https://doi.org/10.1029/2019GC008515>
- White, J. D. L., Schipper, C. I., & Kano, K. (2015). Submarine Explosive Eruptions. En *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 553–569). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00031-6>
- Young, J. B. B., Presgrave, B. W., Aichele, H., Wiens, D. A. A., Flinn, E. A. A., Presgrave, B. W., Aichele, H., Wiens, D. A. A., & Flinn, E. A. A. (1996). The Flinn-Engdahl Regionalisation Scheme: the 1995 revision. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 96(4), 221. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(96\)82470-8](https://doi.org/10.1016/0031-9201(96)82470-8)
- Zambrano, P. (2018). El Sistema Del Tratado Antártico Y La Cuestión De La Soberanía: ¿Es Realmente Un Problema La Ambigüedad Del Artículo Iv? *Centro de investigacionesy estudios estrategicos*, 1–18. [www.anepe.cl](http://www.anepe.cl)
- Zeng, Y. (2001). Viscoelastic stress-triggering of the 1999 Hector mine earthquake by the 1992 landers earthquake. *Geophysical Research Letters*, 28(15), 3007–3010. <https://doi.org/10.1029/2000GL012806>

# Anexos

## **Anexo A. Antártica: antecedentes históricos y geopolíticos**

El Continente Antártico, ubicado sobre el polo sur, cuenta con una superficie de aprox. 14.000.000 km<sup>2</sup> cubierta por un casquete glaciar de un grosor medio de 2500 m, cantidad de agua equivalente a un alzamiento medio del mar de 57 m (Lythe & Vaughan, 2001). La Antártica es considerada el continente más seco y ventoso, con ráfagas de hasta 320 km/hr. Su clima es desértico polar en el 98% del continente, con una temperatura media de -49°C y precipitaciones sólidas, el restante 2% ubicado en las costas cuenta con clima polar oceánico, caracterizado por temperaturas que oscilan entre 8 y -30°C, abundante nubosidad y precipitaciones líquidas y solidas (Instituto Antártico Chileno, 2006). La presencia de este continente juega un rol esencial en la regulación del clima global y la circulación oceánica (Turner et al., 2005), convirtiéndolo en un elemento clave a considerar para abordar la crisis climática global (Choudhary & Khare, 2022), probablemente el desafío más grande que enfrenta la humanidad actualmente (ONU).

Las primeras expediciones al continente datan de inicios del siglo XIX, motivados por el heroísmo, la proclamación de tierras y la explotación de recursos marinos como la caza de ballenas, siendo William Smith el primero en llegar a tierra antártica y proclamarla, seguido de exploradores como Shackleton, Amundsen, Scott, entre otros (Landis, 2001). Un interesante encuentro entre la sismología y la exploración antártica ocurrió en 1906, por ese entonces se gestaba la primera expedición chilena a Antártica a cargo del general Jorge Boonen Rivera con la intención de tener presencia efectiva en el territorio antártico, fue en agosto de ese año que el puerto de Valparaíso fue destruido por un terremoto de 8.2 MW (Okal, 2005), lo que llevó a reasignar los recursos estipulados para la expedición (Jara & Mancilla, 2014), debido a esto la llegada de Chile a Antártica ocurriría recién en 1947. Por la década de 1940, siete naciones manifestaron sus reclamaciones territoriales sobre Antártica, siendo la zona de la Península Antártica reclamada por Chile, Argentina y Reino Unido. Fue durante la Guerra Fría, en circunstancias desconocidas, que la comunidad internacional incluídas las potencias de Estados Unidos y Unión Soviética decidieron prestarse apoyo científico y logístico para una exploración a escala global de los mares, los polos y el espacio exterior. Esta instancia única ocurrida entre 1957 y 1958, fue nombrada el Año Geofísico Internacional (AGI), el cual sentaría las bases para una posterior administración conjunta de Antártica (Collis & Dodds, 2008).

Las pretensiones soberanas sobre Antártica quedaron suspendidas mediante el Sistema del Tratado Antártico, vigente por 40 años desde 1961, posteriormente renovado. Este sienta las bases de una administración conjunta de todas las tierras al sur de los 60°S, consagrándose bajo los principios fundamentales de paz y desmilitarización controlada; investigación y cooperación internacional; perseveración de las reclamaciones territoriales; y prohibición de pruebas nucleares (Bruna & Forliviesi, 2021). En este marco, siete naciones miembros consultivos del tratado, entre ellas Chile, mantienen reclamaciones territoriales sobre la Antártica bajo distintos fundamentos, convirtiendo a la ciencia e investigación, antes que todo, en la continuación de la política por otros medios (Zambrano, 2018). Más allá, la actividad científica en Antártica, tal como lo hizo durante el AGI, fortalece la validez del tratado y perpetúa la protección de este continente.

## Anexo B. Sismicidad histórica en Antártica

La Tabla Anexa 1 detalla todas las regiones geográficas utilizadas para generar la información sobre “Continente Antártico” y “Placa Antártica no continental” que se muestran en Tabla 1. Las 32 regiones geográficas presentadas aquí, correspondientes a 7 regiones sísmicas, fueron seleccionadas en tanto una parte importante de cada una es parte de la Placa Antártica. En algunos casos se seleccionó regiones comprendidas mayormente por otra placa, como es el caso de “Océano Índico Sur”, mientras que en otros casos no se seleccionó ciertas regiones que contenían parte de la Placa Antártica, pero que su sismicidad esta principalmente asociada a la interacción de otras placas, como es el caso de “Islas Sandwich Sur” y “Ridge Índico medio”.

**Tabla anexa 1.** Sismicidad histórica de todas las regiones de Flinn-Engdahl seleccionadas para caracterizar la Placa Antártica, información extraída del catálogo de eventos revisados por ISC. En naranja claro se destacan las regiones que tributan a “Continente Antártico”, mientras que en azul claro aquellas que tributan a “Placa Antártica no continental”.

Nombre región	Región sísmica	Región geográfica	Área [km <sup>2</sup> ]	N° eventos	Densidad [eventos/km <sup>2</sup> ]	Magnitud máxima
Costa afuera de Chile sur	9	143	9.6 e5	637	6.6 e-4	7.3 MS
Pasaje de Drake	10	149	5.6 e5	111	2.0 e-4	6.8 MS
Mar de Scotia	10	150	1.1 e6	798	7.5 e-4	7.8 MS
Islas Shetland del Sur	10	154	1.8 e5	416	2.3 e-3	7.1 MS <sup>1</sup>
Península Antártica	10	155	6.1 e5	2	3.3 e-6	5.2 mb
Océano Atlántico suroeste	10	156	2.4 e6	42	1.7 e-5	6.9 Ms
Mar de Weddell	10	157	7.3 e5	2	2.7 e-6	4.0 mb
Región de Islas Bouvet	32	412	8.7 e5	287	3.3 e-4	6.8 Mwb
Suroeste de África	32	413	1.6 e6	471	2.9 e-4	6.6 Mww
Océano Atlántico sureste	32	414	1.2 e6	1	8.3 e-7	3.9 mb
Océano Índico Sur	33	425	7.0 e6	857	1.2 e-4	7.9 MW
Ridge Índico Suroeste	33	428	9.4 e5	2232	2.4 e-3	7.0 mw
Ridge Índico medio	33	429	3.0 e6	4296	1.4 e-3	6.6 MW
Sur de África	33	430	1.8 e6	749	4.2 e-4	8.0 Mw
Región de Islas de Prince Edward	33	431	1.1 e6	656	5.9 e-4	6.7 Mww
Región de Islas Crozet	33	432	1.2 e6	28	2.3 e-5	5.7 Mww
Región de Islas Kerguelen	33	433	1.2 e6	67	5.8 e-5	5.9 MW

Ridge Índico sureste	33	435	3.4 e6	1596	4.8 e-4	7.1 Mww
Plateau de Kerguelen del sur	33	436	1.2 e6	8	6.6 e-6	5.4 mb
Sur de Australia	33	437	2.2 e6	322	1.5 e-4	7.1 MW
Elevación submarina del Pacífico Este del sur	43	684	5.4 e6	2004	3.7 e-4	7.0 Mww
Ridge Pacífico-Antártico	43	691	2.8 e6	2188	7.8 e-4	6.7 Mww
Océano Pacífico del sur	43	692	9.2 e6	70	7.6 e-6	6.6 MW
Oeste de Isla Macquarie	45	701	1.2 e6	1382	1.1 e-3	6.8 MW
Región de Islas Balleny	45	702	1.4 e6	1238	8.9 e-4	8.1 MW <sup>3</sup>
Tierra de Victoria	50	727	3.1 e5	10	3.2 e-5	4.1 mb
Mar de Ross	50	728	1.2 e6	3	2.4 e-6	5.5 MW
Antártica	50	729	1.4 e7	76	5.4 e-6	5.8 mb <sup>2</sup>
Este de las Islas Sandwich Sur	10	732	4.2 e5	274	6.5 e-4	7.4 MW
Triple unión del Océano Índico	33	741	2.1 e5	914	4.3 e-3	5.7 Mww
Ridge Índico-Antártico del oeste	33	742	1.2 e6	2191	1.8 e-3	7.4 Mw
Sureste de Islas del Este	43	756	1.5 e5	801	5.3 e-3	6.7 MW
<b>Continente Antártico</b>	-	-	1.6 e7	91	5.6 e-6	5.8 mb <sup>2</sup>
<b>Placa Antártica no continental</b>	-	-	5.5 e7	24638	4.5 e-4	8.1 MW <sup>3</sup>
<b>Placa Antártica</b>	-	-	7.1 e7	24729	3.5 e-4	8.1 MW <sup>3</sup>
<b>Mundo*</b>	-	-	5.1 e8	1500000	2.9 e-3	9.6 Mw <sup>4</sup>

(\*) Sismicidad de eventos moderados a grandes según ISC (<http://www.isc.ac.uk/about/>). (1) Referida en este trabajo como el evento principal 6.9 Mww de la crisis sísmica de Bransfield, el mayor evento previo a este es un 6.9 mw en julio de 1983. (2) Evento de 7.1 Ms de 1910 dejado de lado por falta de información. (3) (Tsuboi et al., 2000). (4) (Barrientos & Ward, 1990).

## Anexo C. Interacción entre eventos sísmicos

El modelo comúnmente utilizado para explicar la interacción de eventos cercanos entre sí es a través de un gatillante estático producido por una carga por esfuerzo de Coulomb. Asumiendo un modelo de fricción simple de Coulomb para terremotos, el potencial de deslizamiento será aumentado o retardado por un cambio en el esfuerzo de fallamiento de Coulomb ( $\Delta EFC$ , ec. anexa 1), donde  $\Delta\tau_s$  es el cambio en el esfuerzo de corte resulto en la dirección de deslizamiento de la falla potencial,  $\Delta\sigma_n$  y  $\Delta p$  son el cambio del esfuerzo normal y la presión de poro en la falla y  $\mu$  es el coeficiente de fricción. Entonces, si  $\Delta EFC$  es positivo, el potencial aumenta, y si  $\Delta EFC$  es negativo, se inhibe (Scholz, 2019).

$$\Delta EFC = \Delta\tau_s - \mu(\Delta\sigma_n - \Delta p) \approx \tau_s - \mu'(\Delta\sigma_n) \quad (\text{anexa 1})$$

El cálculo de  $\Delta EFC$  producido por un terremoto depende de la geometría y distribución de deslizamiento del terremoto, la magnitud y orientación del esfuerzo regional, y el valor que se asume de  $\mu'$ . El cálculo es específico para una orientación y vector de deslizamiento de la falla objetivo potencialmente gatillada. Este método permite estudiar el gatillamiento de sismicidad a una escala cercana, cambiando las condiciones de la zona gatillada inmediatamente durante el cosísmico del evento gatillador.

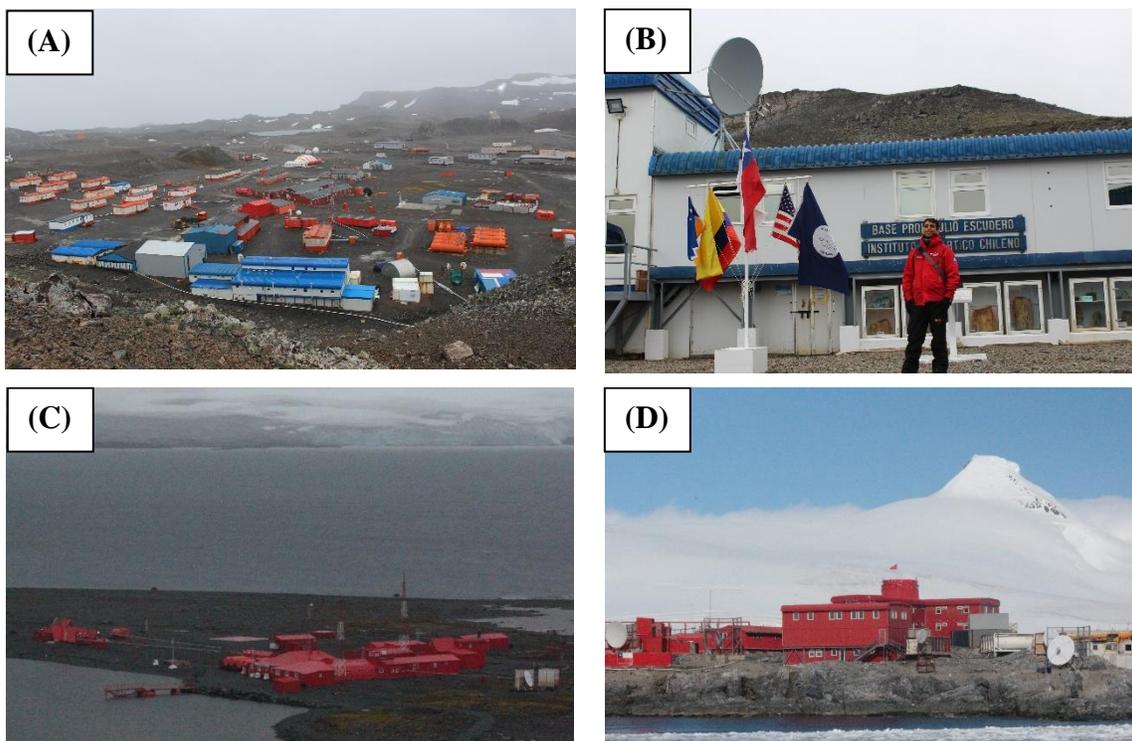
La respuesta viscoelástica de la corteza ante un terremoto como gatillante estático, introduce un mecanismo con que un terremoto puede ser gatillado luego de un retardo de tiempo a una distancia regional. Este responde al fenómeno de relajación viscoelástica de la corteza inferior y manto superior durante el periodo postsísmico.

Menos conocida es la mecánica de un gatillamiento dinámico. Este es el proceso de gatillamiento más inmediato y se refiere al gatillamiento de un terremoto debido al paso de las ondas sísmicas de otro terremoto. Por lo tanto, su ocurrencia requiere de una notable sincronización entre ambos eventos.

## Anexo D. Campaña de instalación de red sismológica en Antártica

Debido a la contingencia de la crisis sísmica en el Estrecho de Bransfield, espacio próximo a las tres bases chilenas más importantes en Antártica, nace un esfuerzo conjunto entre el Programa de Riesgo Sísmico (PRS) y el Centro Sismológico Nacional (CSN), con apoyo logístico del Instituto Antártico Chileno (INACH). Este esfuerzo busca responder a la emergencia instrumentando las tres bases antárticas chilenas (fig. anexa 1) con sismómetros de banda ancha y acelerómetros con transmisión en tiempo real, y así manera mejorar el monitoreo sismológico en la zona del Estrecho de Bransfield.

La primera campaña de instrumentación se llevó a cabo del 5 al 28 de febrero del 2021, cuando aún estaba en curso la secuencia sísmica con actividad principalmente en la subcuenca de Bransfield Central. Los participantes de esta campaña fueron Patricio Toledo (PRS), Sophie Peyrat (PRS) y Rodrigo Sánchez (CSN). Los resultados de esta campaña fue la instrumentación de un acelerómetro (IN43) en la Base Profesor Julio Escudero (BJE), ubicada en Bahía Fildes de la Isla Rey Jorge, y de un sismómetro y acelerómetro (IN44) en la Base naval Capitán Arturo Prat (BAP), ubicada en Bahía Chile de la Isla Greenwich.



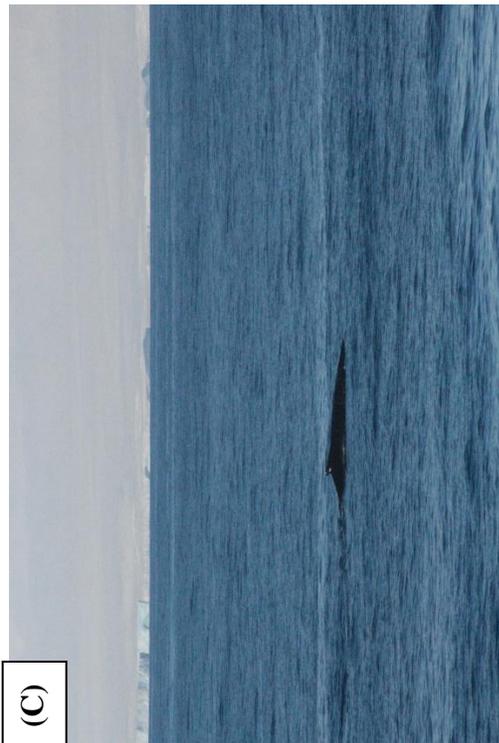
**Figura anexa 1.** Bases chilenas de año completo en Antártica. (A) Base Presidente Eduardo Frei Montalva, también conocida como Villa Las Estrellas; (B) Base Profesor Julio Escudero de INACH; (C) Base naval Arturo Prat; (D) Base militar Bernardo O'Higgins.

La segunda campaña se realizó dos años más tarde debido a las restricciones sanitarias del Covid-19, ocurriendo entre el 27 de enero y el 17 de febrero del 2023 con la participación de Nicolás Vera (PRS, autor de esta tesis) y Esteban Saldaño (CSN). Durante esta expedición se instaló de forma *off-line* una tercera estación (IN45) sismológica con sismómetro y acelerómetro en la Base militar Capitán General Bernardo O'Higgins o Base Antártica del Ejército (BAE), ubicada en el margen norte de la Península Antártica. Luego, se realizó mantención a los instrumentos instalados en la Base Arturo Prat, donde se cambió el sismómetro por uno en mejor estado y se calibraron y reinstalaron los otros equipos. Por último, en la Base Julio Escudero se instaló el sismómetro que había sido retirado de la anterior base, resultando así una red sismológica Antártica con tres bases equipadas con sismómetros banda ancha Trillium Compact de Nanometrics, acelerómetro Episensor y digitalizador Quanterra330 (fig. anexa 2), entregando una cobertura a ambos lados del Estrecho de Bransfield.



**Figura anexa 2.** Estaciones sismológicas de la red chilena en Antártica a la fecha de febrero del 2023.

Como participante de la campaña de instrumentación sismológica durante la 59<sup>va</sup> Expedición Científica Antártica (ECA), en el marco de la presente tesis, me parece valioso relatar en primera persona algunos aspectos y vivencias durante esta expedición. El viaje comenzó en la Base aérea Chabunco en Punta Arenas, donde abordamos una aeronave de la Fuerza Aérea Colombiana que nos transportaría al Aeródromo Teniente Rodolfo Marsh Martin, ubicado en la Isla Rey Jorge, pronto sucedería que además compartiríamos expedición con un grupo de la Fuerza Aérea Colombiana que investigaba sobre la capacidad humana en condiciones extremas, experiencia que me permite destacar el valor de colaboración internacional impulsado por el Tratado Antártico. Al día siguiente, ya instalados en la Base Julio Escudero de INACH, se nos informa que pasaremos otra noche allí para esperar por la mañana al buque “Galvarino” de la armada que nos transportaría a la Base Antártica del Ejército (BAE), esta espera se acortó y cerca de las 3 pm se nos informa que debemos abordar de forma inmediata el buque. Luego de 9 horas a bordo siendo cerca de las 12 pm, cuando recién comenzaba a sentirse la oscuridad de la noche, estábamos listo para desembarcar en la BAE, sin embargo, el tramo entre el buque y la base era obstaculizado por bloques de hielo que dificultaban la maniobra, razón por la cual debimos volver mar adentro a pasar la noche embarcados y poder desembarcar al día siguiente luego de 30 horas a bordo. Con esta experiencia destaco la incertidumbre de todo tipo de trabajos en Antártica donde las planificaciones deben ser flexibles para adaptarse constantemente a las condiciones impuestas por el clima subantártico insular. Me es necesario destacar la dimensión humana del quehacer antártico, donde los uniformados que cumplen su servicio en las bases antárticas chilenas, pese al aislamiento, mantienen una voluntad intachable para ponerse a disposición de la labor de los científicos que visitan las bases. Por último, nombrar la maravilla de compartir el entorno con la fauna silvestre antártica comprendida principalmente por focas, pingüinos y otras aves voladoras (fig. anexa 3), destacando particularmente el caso del islote donde se encuentra la BAE, el cual posterior a su instalación fue elegido por una colonia de pingüinos papua para anidar de forma exitosa, siendo este un claro ejemplo de cohabitación entre un asentamiento humano y la fauna silvestre, reflejando el valor de protección del entorno natural forjado en el Tratado Antártico y sirviendo de ejemplo para afrontar la crisis climática y el estrés producido por el ser humano a diversos entornos silvestres.



**Figura anexa 3.** Fauna silvestre en Antártica. (A) Colonia de pingüinos Papua en el islote de la BAE; (B) Colonia de pingüinos Barbijo en Isla Kopaitic coexistiendo con lobos marinos; (C) Ballena Minke nadando en el Estrecho de Bransfield; (D) Foca Leopardo descansando en hielo marino.

## **Anexo E. Metadatos de interés**

Los metadatos son un grupo de datos que describen un conjunto de datos. En particular, las trazas de registros sísmicos, además de contener los valores de la variable física medida, contienen información sobre la estación sísmica que lo registró, el periodo de tiempo que comprende la traza, el evento al que está asociado, entre otras. Algunos de estos metadatos suelen incluirse al nombrar un archivo, por ejemplo, las trazas sísmicas obtenidas de IRIS son nombradas con el formato RED.EST.LOC.CAN.Q.AÑO.DJ.HHMMSS.EXT, donde RED: código de la red; EST: código de la estación; LOC: código de locación del instrumento; CAN: código de 3 caracteres para el canal, donde el primer carácter se refiere a la tasa de muestreo, el segundo al tipo de instrumento y el tercero a la orientación de la componente; Q: marcador de control de calidad; AÑO: año de la medición; DJ: día juliano, HHMMSS: hora, minuto y segundo del inicio de la medición; y EXT: extensión del archivo, típicamente SAC o MSEED. Dos metadatos son de particular interés en este estudio.

### **Orientación de la componente (CMPAZ y CMPINC):**

La orientación de un instrumento triaxial suele indicarse de manera amplia en el tercer carácter de cada uno de los 3 canales del instrumento (CAN), por ejemplo BHE, indica un canal de un velocímetro banda ancha orientado hacia el este, en ese sentido se reconocen 3 tripletas de canales ortogonales: E-N-Z indica un instrumento orientado con una componente vertical y dos horizontales en las direcciones geográficas norte y este; 1-2-Z indica una componente vertical y dos horizontales en direcciones distintas a norte y este; y U-V-W que indica 3 componentes con igual inclinación a la superficie con tal de evitar una distorsión en la adquisición entre una componente vertical de las horizontales. Adicionalmente, se reconocen otras tripletas que orientan las señales en relación a un evento sísmico, estas son: R-T-Z cuando las componentes horizontales se rotan en la dirección radial o de back-azimuth (R), apuntando hacia el evento y en la dirección transversal a esta (T); y L-T-Q cuando las componentes se rotan en la dirección del rayo emergente, donde L es la dirección en que emerge el rayo, Q la dirección ortogonal a L en el plano en que viaja el rayo y T la dirección ortogonal a las anteriores (fig. 9).

Esta información es entregada en mayor detalle a través del azimut (CMPAZ) e inclinación (CMPINC) del sensor, donde el azimut es el ángulo desde el norte en sentido horario y la inclinación el ángulo es en ángulo desde la vertical hacia abajo. Por ejemplo, una componente E bien orientada debería tener valores de CMPAZ: 90 y CMPINC: 90.

La mayoría de los instrumentos suelen orientarse de forma análoga, es decir, el instrumento se nivela centrando una burbuja sobre el instrumento y se orienta al norte con una brújula magnética o algún instrumento GPS. Especialmente la orientación azimutal tiene

mucho margen de fallo, pues la estación puede encontrarse en un sector sin visión a satélites para la orientación por GPS o bien algunos elementos ferromagnéticos pueden desorientar la brújula magnética. Más aún, la orientación con brújula orienta el instrumento hacia el polo norte magnético, no al polo norte geográfico como es de esperar, en este caso es necesario incorporar el valor de la declinación magnética local en el metadato CMPAZ.

Factor de ganancia (CONSTANT):

Los instrumentos sismológicos al medir de forma análoga el movimiento y luego digitalizarlo funcionan como un filtro para la señal real, este fenómeno se conoce como respuesta instrumental. Por este motivo, los instrumentos entregan su medición en Cuentas, las cuales son llevadas a una unidad física como velocidad o aceleración mediante una función de transferencia asociada al tipo de instrumento. Dicha función de transferencia es descrita por una serie de polos y ceros en el plano complejo, y por un factor de ganancia el cual permite variar la amplitud de la señal resultante. Debido a la complejidad de la función de transferencia, esta se suele entregar en un archivo aparte que contiene la información de los polos, ceros y el factor de ganancia (CONSTANT).

El efecto de sitio es el fenómeno en que las capas más superficiales de la Tierra, mucho más variadas en su reología debido a sus diferentes grados de compactación, amplifican o atenúan la onda sísmica que emerge a la superficie. Al igual que un error en la asignación de la ganancia, este fenómeno generará una incongruencia entre la amplitud del movimiento esperado para un sismo y la amplitud del movimiento observado en el registro. Sin embargo, para propósitos de esta investigación, toda incongruencia de este tipo será atribuida a un error en el factor de ganancia.

## Anexo F. Configuración individual vs. general para la corrección de orientación con polarización de onda P

Esta sección presenta resultados de la corrección de orientación de instrumentos basado en la polarización radial de la onda P. En particular, se enfatiza en la comparación entre los resultados obtenidos bajo dos circunstancias: (i) Configuración individual del filtro y ventana de tiempo con que se procesa el movimiento de partícula de la onda P, decidido mediante prueba y error por el autor de la tesis, y (ii) configuración general para todos los registros, utilizando un filtro pasabanda entre 0.01 y 0.1 Hz, y un rango de tiempo entre 5 y 15 segundos desde la marca del arribo de la onda P.

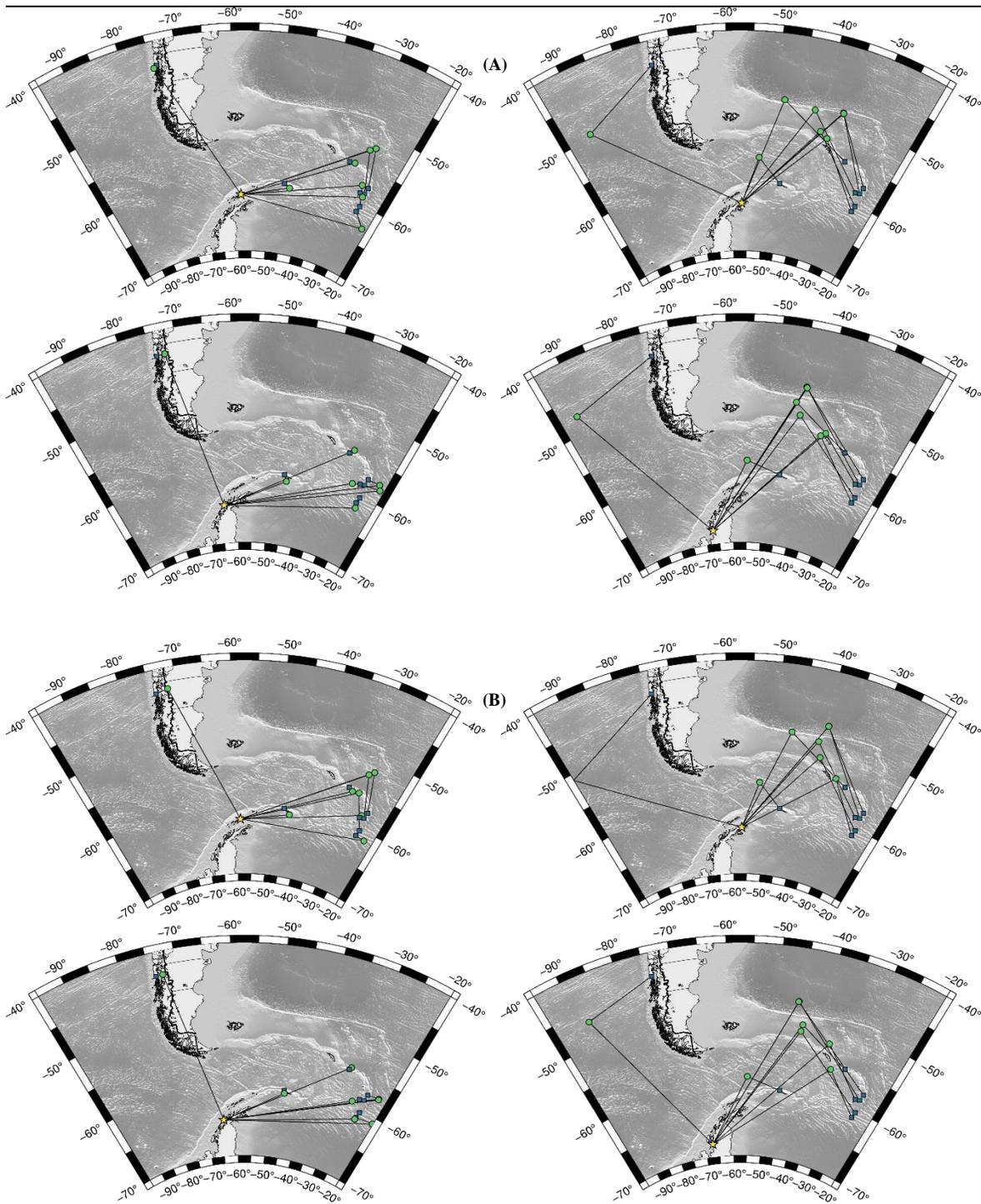
Un grupo de 30 eventos sísmicos ocurridos entre 2010 y 2022 desde distancia regional a telesísmica fueron procesados para las estaciones JUBA, ESPZ y SMAI, cuyo problema de orientación ya había sido identificado, y para la estación PMSA, para ilustrar el comportamiento de una estación sin problemas. Los resultados son resumidos en la tabla anexa 2 e ilustrados en la figura anexa 4.

Los resultados obtenidos con ambos métodos son similares, no diferenciándose por más de 2° en ningún caso. Naturalmente, el resultado obtenido con una configuración general desechó más eventos en base a su puntuación de linealidad que el caso en que se configuraban individualmente, ya que estos se lograban ajustar mediante prueba y error hasta cumplir con los parámetros para ser procesados. Sin embargo, en ambos casos el número de eventos utilizados para generar el resultado es suficientemente grande para generar un resultado estadísticamente válido.

En definitiva, el resultado de este ejercicio valida la utilización de una configuración general para el procesamiento de las trazas sísmicas para este y otros métodos, en tanto que los parámetros configurados hayan surgido de la práctica y observación previa del comportamiento de las trazas para cada estudio específico, como fue en este caso. Adicionalmente, con un procesamiento genérico se elimina el factor subjetivo de las decisiones de un analista.

**Tabla anexa 2.** Resultados de la corrección de orientación basada en la polarización de la onda P utilizando una configuración individual (izquierda) y general (derecha).

Estación	dif. backazimut	n° eventos	dif. backazimut	n° eventos
JUBA	$0 \pm 11^\circ$	24	$2 \pm 11^\circ$	17
ESPZ	$-41 \pm 6^\circ$	21	$-42 \pm 5^\circ$	17
PMSA	$0 \pm 4^\circ$	25	$1 \pm 4^\circ$	21
SMAI	$-30 \pm 8^\circ$	22	$-30 \pm 8^\circ$	19



**Figura anexa 4.** Corrección de orientación basado en la polarización de onda P utilizando configuración individual (A) y general (B), para las estaciones JUBA, ESPZ, PMSA Y SMAI, mostrando 8 de los eventos utilizados. La estrella amarilla muestra la ubicación de la estación, los cuadrados azules muestran el hipocentro previo de cada evento y los círculos verdes muestran la localización del hipocentro obtenida mediante el método de localización con estación única.

