

1 **Caracterización de estructuras del manto superior en la región**  
2 **del extremo norte de la Península Antártica, mediante un**  
3 **análisis de las anomalías de velocidad sísmica**

4  
5 **Oscar Marcos ZAMBRANO<sup>1,2</sup>, Adriana María GULISANO<sup>1,3,4</sup>, Stella POMA<sup>2,5</sup> y**  
6 **María Inés RUOCCO<sup>1</sup>**  
7

8  
9 <sup>1</sup> Instituto Antártico Argentino, Dirección Nacional del Antártico, Argentina.

10 <sup>2</sup> Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,  
11 Universidad de Buenos Aires (UBA), Argentina.

12 <sup>3</sup> Grupo LAMP, Instituto de Astronomía y Física del Espacio, CONICET, UBA,  
13 Argentina.

14 <sup>4</sup> Grupo LAMP, Departamento de Física, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,  
15 UBA, Argentina.

16 <sup>5</sup> Laboratorio de Petrología. Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales  
17 de Buenos Aires, IGEBA - CONICET, Argentina.

18  
19 E-mail: [omzambrano1966@gmail.com](mailto:omzambrano1966@gmail.com); [oszl@mpecic.gov.ar](mailto:oszl@mpecic.gov.ar)  
20  
21

22 Editor: María Paula Iglesia Llanos  
23

24 Recibido: 1 de marzo de 2021

25 Aceptado: 31 de enero de 2022  
26

27 **RESUMEN**  
28

29 Se realizó una tomografía sísmica de inversión conjunta basada en los residuales de  
30 tiempo de viaje de las ondas P y S, con el objeto de estudiar la estructura sísmica del  
31 manto superior infrayacente a la dorsal Sur del Scotia y extremo norte de la Península  
32 Antártica. La misma se basó en registros sismográficos adquiridos en forma continua en  
33 estaciones sismológicas situadas en bases antárticas argentinas, procedentes del  
34 Proyecto Argentino Italiano para la gestión y mantenimiento de la red ASAIN: *Antarctic*  
35 *Seismograph Argentinian Italian Network*. Las señales analizadas corresponden a  
36 eventos sismotectónicos locales de moderada a elevada magnitud ocurridos entre los  
37 años 2009 y 2019. Para la inversión discreta de los datos se implementó el método de  
38 regularización. Los resultados fueron evaluados mediante pruebas de resolución  
39 sintéticas. Se caracterizaron e interpretaron las estructuras sísmicas resueltas en las  
40 tomografías. El estudio se complementó mediante la estimación del módulo de Poisson  
41 y de la anomalía de velocidad acústica  $V_{\phi}$ , lo cual permitió incorporar condiciones de  
42 restricción y por tanto de valoración a la interpretación de las tomografías. Se destaca  
43 la presencia de una anomalía negativa de velocidad de onda S en el sector de la cuenca  
44 Bransfield, en correspondencia con lo reportado por otros autores. Se interpreta como  
45 una región de la corteza y manto sometida a modificaciones del estado reológico  
46 (disminución de la rigidez, incremento de la incompresibilidad y aumento de la  
47 anelasticidad) causadas por un flujo térmico anómalo proveniente de una fuente  
48 localizada a mayor profundidad en el manto.  
49

50 **Palabras clave:** Tomografía sísmica, Inversión conjunta, Regularización, Dorsal Sur del  
51 Scotia, Península Antártica, Manto superior.  
52

53 **ABSTRACT**

54

55 *Characterization of upper mantle structures in the northern region of the Antarctic*  
56 *Peninsula, through an analysis of seismic velocity anomalies*

57 In order to study the seismic structure of the upper mantle underlying the South ridge of  
58 Scotia and the northern end of the Antarctic Peninsula, a joint inversion seismic  
59 tomography, based on the travel time residuals of the P and S waves, was carried out.  
60 It was based on seismographic records acquired continuously at seismological stations  
61 located in Argentine Antarctic bases, from the Argentine-Italian Project for the  
62 management and maintenance of ASAIN: Antarctic Seismograph Argentinian Italian  
63 Network. The signals used correspond to local seismotectonic events of moderate to  
64 large magnitude that occurred between 2009 and 2019. The regularization method was  
65 implemented for the data discrete inversion. The results were evaluated by synthetic  
66 resolution tests. The seismic structures resolved with the tomographies were  
67 characterized and interpreted. The study was complemented by estimating the Poisson's  
68 modulus and the bulk sound velocity anomaly, which allowed the incorporation of  
69 restriction conditions and, therefore, assessment conditions in the interpretation of the  
70 tomographies. The presence of a negative S-wave velocity anomaly in the Bransfield  
71 basin sector is highlighted, in correspondence with that reported by other authors. It is  
72 interpreted as a region of the crust and mantle subjected to modifications of the  
73 rheological condition (decrease in rigidity, increase in incompressibility and increase in  
74 anelasticity) caused by an anomalous thermal flux from a source located deeper in the  
75 mantle.

76

77 **Keywords:** Seismic tomography, Joint inversion, Regularization, Scotia South Ridge,  
78 Antarctic Peninsula, Upper mantle.

79

## 80 INTRODUCCIÓN

81

82 La Antártida representa un ámbito de nuestro planeta que plantea importantes  
83 desafíos logísticos para el desenvolvimiento de las investigaciones científicas *in situ*,  
84 debido fundamentalmente a las condiciones climáticas extremas y a la presencia de  
85 vastas extensiones de tierra y mar cubiertas por espesos mantos de hielo. La  
86 información que puede recabarse de dicho entorno, resulta en general inferior a la que  
87 puede extraerse de otras regiones del planeta. En lo que respecta a instrumental  
88 geofísico que requiera de una ubicación fija en tierra para recolectar datos en forma  
89 continua, surgen algunas limitaciones cuando se pretende abordar la estructura interna  
90 de la Tierra mediante estudios basados en tomografía sísmica regional. La mayoría de  
91 los sismómetros que operan en Antártida se localizan en las inmediaciones de las bases  
92 ya establecidas. Por lo tanto, la obtención del dato sísmico queda restringida a la  
93 posición de dichas bases, lo cual sumado al escaso número de sismómetros disponibles  
94 implica variaciones sensibles en el cubrimiento efectivo de los rayos sísmicos  
95 determinados por las señales que se propagan desde los focos sísmicos a las  
96 estaciones sismológicas. Debido a dichas limitaciones, resulta conveniente la aplicación  
97 de procedimientos de inversión de datos que aseguren un grado aceptable de  
98 confiabilidad de las tomografías obtenidas.

99

100 Los estudios sismológicos realizados en la región del Scotia y Península  
101 Antártica, contribuyeron a afianzar el conocimiento de la estructura y dinámica de las  
102 placas tectónicas en la región. Los trabajos de Forsyth (1975) y Pelayo y Wiens (1989),  
103 basados en la inversión de eventos telesísmicos, permitieron caracterizar los principales  
104 regímenes de deformación y determinar el movimiento relativo entre las placas Antártica  
105 y Sudamericana. Los trabajos de Della Vedova y colaboradores (Della Vedova 1999,  
106 Della Vedova et al. 1997a, 1997b, 1998, 1999, 2011) y Robertson Maurice et al. (2003)  
107 realizados a partir de la instalación transitoria de sismómetros de fondo oceánico (*ocean*  
108 *bottom seismometer*) en la región del Mar de la Flota, permitieron conocer la estructura  
local de la corteza profunda a través de la determinación de los mecanismos focales.

109 Dichos trabajos develaron la existencia de una tectónica de subducción lenta y una  
110 extensión de retroarco en el único segmento de convergencia actualmente activo del  
111 margen continental Antártico.

112 A partir de la instalación de la red de sismógrafos ASAIN (Antarctic  
113 *Seismographic Argentinean-Italian Network*) (Russi et al. 1994, 1996, Russi y Febrer  
114 2000, Russi et al. 2004, 2010), el monitoreo de la actividad sísmica en la región del  
115 Scotia y extremo norte de Península Antártica se desenvuelve en forma ininterrumpida.  
116 Desde entonces, los estudios realizados con los datos de la red ASAIN se orientaron  
117 fundamentalmente a dos ramas de la sismología: a) sismotectónica y caracterización de  
118 los mecanismos focales (Russi et al. 1994, Febrer et al. 2001, Plasencia Linares 2008,  
119 y citas dentro de estos trabajos) y b) estructura sísmica del interior de la Tierra (Russi et  
120 al. 1997, Vuan 2001, Vuan et al. 1997, 1999, 2000, 2005a, 2005b, 2014, Plasencia  
121 Linares 2008, Park et al. 2012, Zambrano et al. 2017, 2018, y citas dentro de estos  
122 trabajos). En la región de Tierra del Fuego, los estudios de sismicidad y su vinculación  
123 con la actividad tectónica del sistema transforme Magallanes-Fagnano, fueron  
124 abordados por Febrer et al. (2000), Plasencia Linares et al. (2002), Sabbione et al.  
125 (2007), Buffoni et al. (2009), Buffoni (2016).

126 Los trabajos de Vuan y colaboradores (Vuan 2001, Vuan et al. 1997, 1999, 2000,  
127 2005a, 2005b, 2014) permitieron abordar la estructura sísmica de la corteza y manto en  
128 la región del Scotia, extremo sur de Sudamérica y extremo norte de la Península  
129 Antártica, mediante tomografías de velocidad de grupo basadas en ondas superficiales.  
130 La aplicación de sus técnicas permitió la obtención de modelos locales de velocidad de  
131 onda S para la corteza y porción superior del manto litosférico en las regiones del Mar  
132 de Hoces (Pasaje de Drake), Mar de la Flota, extremo norte de la Península Antártica,  
133 Mar del Scotia, meseta de Malvinas y extremo meridional de Sudamérica (Fig. 1). Sus  
134 estudios permitieron establecer el trazado de la discontinuidad de Mohorovičić a escala  
135 regional y distinguir zonas de alto y bajo gradiente de velocidad sísmica, tanto en corteza  
136 oceánica como en corteza continental, logrando una profundidad de alumbrado de 60  
137 km (e.g. Vuan et al. 1997, 1999).

138 La tomografía realizada por Yegorova et al. (2009), basada en la inversión de los  
139 tiempos de viaje de la onda compresional P, abarcó exclusivamente la región del Mar  
140 de Hoces (Pasaje de Drake). Se obtuvo una resolución óptima a una profundidad  
141 aproximada de 100 km, donde se constató la presencia de una anomalía de baja  
142 velocidad localizada en el sector centro-sur de dicho pasaje, al noroeste de las islas  
143 Shetland del Sur (Yegorova et al. 2009). La anomalía en cuestión es consistente con el  
144 descenso observado de la velocidad de grupo de las ondas superficiales y fue atribuida  
145 a un incremento anómalo de la temperatura en el manto superior (Vuan et al. 2005a).

146 Park et al. (2012) realizaron una tomografía telesísmica basada en los residuales  
147 de tiempo de viaje de las fases compresionales P y PKP, lo cual permitió sondear la  
148 estructura sísmica del manto a profundidades mayores. La tomografía abarcó la región  
149 septentrional de la Península Antártica, incluyendo el sector de las cuencas Bransfield  
150 (al noroeste) y James Ross (al sureste), logrando penetraciones entre 100 km y 300 km  
151 (Park et al. 2012). Las imágenes revelaron la presencia de la antigua placa Phoenix  
152 subducida bajo el bloque de las Shetland del Sur, con ángulo de subducción aproximado  
153 de 70° a una profundidad de 100 km (Park et al. 2012) (Fig. 1). Constataron la presencia  
154 de una anomalía de baja velocidad localizada en el flanco sureste de la cuenca  
155 Bransfield y margen Pacífico de la Península Antártica. El descenso de la velocidad fue  
156 atribuido a la presencia de una anomalía térmica en el manto superior, la cual constituiría  
157 la fuente del elevado flujo térmico y del desarrollo del volcanismo activo a lo largo del  
158 eje de la cuenca (ver Park et al. 2012, y citas dentro de ese trabajo).

159 En el presente trabajo se realiza una tomografía sísmica basada en la inversión de  
160 los tiempos de viaje de las ondas P y S. La misma se restringe al extremo nororiental de  
161 la Península Antártica y el sector meridional de la dorsal Sur del Scotia en el Mar de  
162 Weddell (Fig. 1). Los objetivos del trabajo son:

- 163 1- Realizar la inversión conjunta (simultánea) de las fases P y S, con el fin de  
164 recabar información adicional de otros parámetros físicos de medio terrestre  
165 cuya estimación requiere la implementación de dichas fases.  
166 2- Caracterizar las estructuras sísmicas resueltas mediante un análisis integrado  
167 de las anomalías de velocidad de onda P, de onda S, acústica  $V_{\phi}$ , y el módulo  
168 de Poisson.  
169 3- Establecer el significado geodinámico de las estructuras sísmicas resueltas.  
170

171 En base a las observaciones y los análisis realizados se interpreta la presencia de  
172 una región de la corteza y manto sometida a modificaciones del estado reológico  
173 producto de un flujo térmico anómalo proveniente de una fuente localizada a una  
174 profundidad entre 40 km y 60 km en el manto, caracterizada por bajos valores de rigidez  
175 y altos valores de incompresibilidad y de anelasticidad, en relación al manto circundante.  
176 La fuente podría corresponder a un reservorio parcialmente fundido, el cual se interfiere  
177 con otros cuerpos de características reológicas distintas que podrían corresponder a  
178 partes no fundidas del mismo reservorio y/o a porciones del manto que difieren en su  
179 composición química.

180 **Figura 1 por acá (2 columnas)**

181 **Cuadro 1 aprox por aca**

182

## 183 **MARCO ESTRUCTURAL Y GEODINÁMICO DE LA REGIÓN DE ESTUDIO**

184

### 185 **Estructuras, estado de deformación y campo de esfuerzos regional**

186 El Arco del Scotia comprende el desarrollo de una serie de islas y bloques  
187 continentales que permiten continuar el extremo sur de los Andes con la Península  
188 Antártica (Ramos 1999). Esta región tectónicamente activa representa el escenario de  
189 fragmentación, dispersión y migración de bloques continentales conducidos por un flujo  
190 somero de manto sublitosférico dirigido hacia el este desde el Paleógeno temprano (ej:  
191 Alvarez 1982, Barker 2001) (Fig. 1).

192 Dos extensos lineamientos de carácter esencialmente transcurrente y  
193 orientación E-O: dorsal Norte del Scotia y dorsal Sur del Scotia, constituyen  
194 respectivamente los límites septentrional y meridional de la placa Scotia (ej: Pelayo y  
195 Wiens 1989) (Fig. 1). El carácter sinistral transpresivo de la dorsal Norte del Scotia  
196 (límite entre las placas Scotia y Sudamericana) queda evidenciado por la presencia de  
197 dos sistemas de fallamiento inverso oblicuo de polaridades opuestas, localizados uno al  
198 norte del banco Burdwood y el otro al sur del bloque de las islas Georgias del Sur (ej:  
199 Pelayo y Wiens 1989). Por otro lado, el carácter sinistral transtensivo de la dorsal Sur  
200 del Scotia (límite entre las placas Scotia y Antártica) se manifiesta por la alternancia  
201 entre segmentos transcurrentes y zonas de extensión oblicua que se desarrollan a uno  
202 y otro lado de la dorsal (ej: Pelayo y Wiens 1989).

203 Las dorsales Norte y Sur del Scotia se conectan al este a través de la fosa  
204 arqueada de las Sandwich del Sur, donde la placa Sudamericana se hunde por debajo  
205 de la placa Sandwich. Las islas Sandwich del Sur integran el arco volcánico producto de  
206 la subducción, en tanto que la extensión de retroarco define el límite entre las placas  
207 Scotia y Sandwich (denominado dorsal Este del Scotia). En contraste, el borde  
208 occidental de la placa Scotia está determinado por la zona de Fractura Shackleton (límite  
209 entre las placas Scotia y Antártica): un sistema transcurrente de carácter sinistral  
210 transpresivo que experimenta un cambio gradual a convergente en dirección al  
211 noroeste, donde pasa a conformar el margen de subducción andina a la altura de la  
212 Cordillera Fueguina (ej: Yamin y Anselmi 2020) (Fig. 1).

213 En el margen Pacífico de la Península Antártica, en el segmento que abarca a  
214 las islas Shetland del Sur, entre las zonas de fractura Hero y Shackleton, se desarrolla  
215 el complejo de subducción lenta, producto del hundimiento de la placa Pacífica bajo la  
216 placa Antártica (ej: Della Vedova et al. 1997a, Robertson Maurice et al. 2003). A  
217 retroarco de dicha subducción se desarrolla el rift de la cuenca Bransfield, con

218 manifestación de actividad volcánica submarina (ej: Pelayo y Wiens 1989, Caminos et  
219 al. 1999) (Fig. 1).

220 Las tomografías y modelos de velocidad sísmica realizados por Vuan et al.  
221 (1997, 1999, 2000, 2001, 2005a, 2005b, 2014) basados en la velocidad de grupo de las  
222 ondas superficiales, indican para la región del Scotia la conformación de un mosaico de  
223 unidades de corteza de tipo oceánico y continental, de tamaños y espesores variables.  
224 En el sector oeste del Mar del Scotia la corteza oceánica es más delgada que en el  
225 sector central, donde el manto superior queda alumbrado a partir de los 20 km de  
226 profundidad (Vuan et al. 2014). En la región de la meseta de Malvinas y bloque de las  
227 islas Georgias del Sur, la respectivas cortezas, de tipo continental, se encuentran  
228 sustancialmente engrosadas; en tanto que en el sector del bloque de las islas Orcadas  
229 del Sur, la corteza de tipo continental es más delgada (Vuan et al. 2014). La anomalía  
230 sísmica en el flanco sureste del rift del Bransfield puede rastrearse hasta profundidades  
231 cercanas a los 300 km mediante tomografía telesísmica (Park et al. 2012) y fue  
232 interpretada como una anomalía térmica en el manto (Park et al. 2012, Vuan et al. 2014).

233 El desplazamiento relativo que se observa a lo largo de las dorsales Norte y Sur  
234 del Scotia y la zona de Fractura Shackleton, está evidenciando un intenso campo de  
235 esfuerzos compresivo de orientación noreste-suroeste, el cual resulta del movimiento  
236 relativo entre las placas Sudamericana y Antártica (Forsyth 1975, Pelayo y Wiens 1989).  
237 Las velocidades relativas entre las placas Sudamericana, Antártica, Scotia y Sandwich  
238 determinan: a) un desplazamiento de rumbo sinistral con componente compresional en  
239 la dorsal Norte del Scotia, b) un desplazamiento de rumbo sinistral con componente  
240 extensional en la dorsal Sur del Scotia y c) una compresión este-oeste en la región del  
241 Mar de Hoces (Pasaje de Drake) (Pelayo y Wiens 1989, Thomas et al. 2003, Dietrich et  
242 al. 2001, 2004, Smalley et al. 2007).

243

#### 244 **Actividad sísmica**

245 En la dorsal Norte del Scotia, la actividad sísmica se desarrolla intermitentemente  
246 por más de 2500 km (Figs. 1 y 2). En el tramo continental se distribuye a lo largo del  
247 sistema transforme Magallanes-Fagnano (ej: Buffoni et al. 2009, Torres Carbonell et al.  
248 2014, Buffoni 2016), y en el tramo marítimo se concentra en el sector de los bancos  
249 Burdwood, Davis y Aurora, y el bloque de las islas Georgias del Sur (ej: Pelayo y Wiens  
250 1989, Buffoni 2016, Buffoni et al. 2009) (Figs. 1 y 2). En la fosa de las Sandwich del Sur,  
251 la sismicidad se desarrolla en forma profusa en la zona de Wadati-Benioff, hasta  
252 aproximadamente 400 km de profundidad del segmento subducido de placa  
253 Sudamericana (Figs. 1 y 2). A retroarco la sismicidad se distribuye en torno al eje de  
254 expansión oceánica (dorsal Este del Scotia), concentrándose especialmente en los  
255 extremos norte y sur, que corresponden a los puntos triples determinados por las placas  
256 Sudamericana, Scotia y Sandwich, y las placas Antártica, Scotia y Sandwich,  
257 respectivamente (Figs. 1 y 2). En la dorsal Sur del Scotia la actividad sísmica es más  
258 frecuente que en la dorsal Norte del Scotia y se extiende por más de 1500 km (Figs. 1 y  
259 2). En el tramo correspondiente a la dorsal Irizar y banco Discovery se manifiesta en  
260 forma difusa, mientras que en el tramo central se concentra al norte del bloque de las  
261 islas Orcadas del Sur y de la cuenca Powell (Figs. 1 y 2). En la zona de Fractura  
262 Shackleton la sismicidad es somera y se extiende por más de 800 km. Se intensifica en  
263 aquellos sectores donde las dorsales fósiles Antártica-Phoenix y Oeste del Scotia  
264 intersectan la franja de transcurrencia, y se ramifica en forma difusa por dichas  
265 estructuras hacia el interior de las placas Antártica y Scotia, respectivamente (Figs. 1 y  
266 2). En la región del Mar de la Flota, la sismicidad se distribuye a lo largo del rift activo  
267 de la cuenca Bransfield por más de 400 km, y su ocurrencia se verifica en cúmulos  
268 alrededor de los principales centros de actividad volcánica, emergidos y submarinos  
269 (Figs. 1 y 2). A lo largo del margen noroccidental de las islas Shetland del Sur, la  
270 sismicidad es difusa y se asocia al proceso de subducción lenta que tiene lugar en la  
271 trinchera de las Shetland del Sur. La actividad se prolonga hasta profundidades

272 cercanas a los 100 km, lo cual indica actividad de deformación a nivel del manto superior  
273 (Robertson Maurice et al. 2003).

274

275

### 275 **Circulación del manto**

276

277

278

279

280

281

282

283

284

285

286

287

288

289

290

291

292

293

294

295

Estudios de anisotropía sísmica basados en la birrefringencia de la onda S (*shear wave splitting*), descartan que en la actualidad exista un flujo de manto pacífico canalizado a través de la región del Scotia, circunvalando el extremo sur de Sudamérica y la Península Antártica (Helfrich et al. 2002), a modo de lo que ocurre en el extremo norte del continente Sudamericano en la región del Caribe (Alvarez 1982, Russo y Silver 1994, Russo et al. 1996, Abratis y Wörner 2001). Dichos resultados se encuentran respaldados por los modelos de topografía dinámica de Nerlich et al. (2013), quienes concluyen que el material necesario para suministrar el crecimiento del manto atlántico pudo haber provenido de cualquier fuente en el manto. La señal de anisotropía sísmica indica el desarrollo de un flujo horizontal de manto atlántico, con orientación NE-SO a ENE-OSO, circulando por debajo del extremo sur de Sudamérica, la región circumpolar Atlántica y la Península Antártica (Helfrich et al. 2002, Müller et al. 2008). El espesor de la correspondiente capa de flujo fue estimado en alrededor de los 200 km (Helfrich et al. 2002). Se propone que dicho flujo es el responsable del movimiento absoluto hacia el oeste de la placa Sudamericana, impuesto por la fuerza de arrastre basal y favorecido por la presencia del margen de subducción pacífica (Helfrich et al. 2002). Basados en la hipótesis del arrastre basal, Helfrich et al. (2002) aducen que el hecho por el cual Antártida no resulta conducida en igual dirección que Sudamérica es debido a que la placa Antártica se encuentra rodeada por dorsales que imponen restricción a su movimiento lateral (Helfrich et al. 2002).

296

**Figura 2 aprox por acá (2 columnas)**

297

298

### 298 **DATOS**

299

300

301

302

303

304

305

306

307

308

309

310

311

312

313

314

315

316

Los datos sísmicos que se procesan en el presente trabajo proceden del Proyecto Argentino Italiano para la gestión y mantenimiento de la red ASAIN (*Antarctic Seismograph Argentinian Italian Network*) (Russi y Febrer 2000, Russi et al. 2010). Comprende sismogramas digitales en las tres componentes ortogonales del desplazamiento: este-oeste, norte-sur y vertical, adquiridos en forma continua entre los años 2009 y 2019, retransmitidos y almacenados digitalmente en las frecuencias: 2, 20 y 40 Hz (Otras características técnicas y del instrumental pueden consultarse en Russi et al. 2010). Actualmente, la red ASAIN cuenta con estaciones sismológicas operando en las bases antárticas argentinas permanentes: Base Orcadas (en las islas Orcadas del Sur), Base Esperanza (en bahía Esperanza, Península Antártica), Base Carlini (en la isla 25 de Mayo), Base Marambio (en la isla Marambio), Base San Martín (en bahía Margarita, Península Antártica) y Base Belgrano II (nunatak Bertrab, costa Confín del Mar de Weddell), (Russi et al. 1994, 1996, Russi y Febrer 2000, Russi et al. 2010). Los registros que se procesan abarcan cuatro estaciones de la red ASAIN: estación sismológica Orcadas (ORCD), estación sismológica Esperanza (ESPZ), estación sismológica Jubany (JUBA, en base Carlini) y estación sismológica Marambio (MBIO) (Cuadro 1 y Fig. 1).

317

318

319

320

321

322

323

324

325

326

La ocurrencia temporal y localización espacial de los eventos sismotectónicos fueron extraídas de las bases de datos de libre acceso GEOFON del GFZ *German Research Centre for Geosciences* (<https://geofon.gfz-potsdam.de>), e IRIS *Incorporated Research Institutions for Seismology* (<https://ds.iris.edu>). La información básica de los registros comprende: 1) fecha y hora (UTC: *Coordinated Universal Time*), 2) localización del evento: latitud y longitud geográficas y profundidad hipocentral y 3) Magnitud del evento (IASPEI 2005). Los focos sísmicos utilizados corresponden al período 2009 a 2019. Se localizan a lo largo de la dorsal Sur del Scotia, la trinchera de las Shetland del Sur y el sector sureste de la zona de Fractura Shackleton (Cuadro 2). Para los datos utilizados, se chequeó la consistencia entre ambas fuentes.

327 **Cuadro 2 aprox por acá**

328

329 **MÉTODOS**

330

331 **Formulación del problema tomográfico**

332 En la teoría de aproximación del rayo sísmico, el teorema de Fermat establece  
333 que entre dos puntos fijos, el tiempo de viaje de la señal sísmica representa una cantidad  
334 estacionaria frente a pequeñas perturbaciones de la trayectoria (Nolet 1987, 2008). Esta  
335 propiedad permite obtener una aproximación a primer orden de la perturbación del  
336 tiempo de viaje de la señal en función de la perturbación producida en el campo de  
337 velocidades que caracteriza al medio de propagación. Dicha aproximación (ec. (1))  
338 constituye la ecuación base en el planteo del problema tomográfico: “obtener mediante  
339 inversión la perturbación del campo de velocidades a partir de la perturbación de los  
340 tiempos de viaje” (Nolet 1987, 2008).

341

$$342 \quad \delta t_{ij} = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{cal} = - \int_{L_{ij}} \frac{\delta V_{p,s}(r)}{v_{p,s}^2(r)} ds \quad (1)$$

343

344 Donde  $\delta t_{ij}$  es la perturbación del tiempo de viaje de la fase sísmica correspondiente al  
345 i-ésimo foco sísmico ( $i=1, \dots, I$ ) y j-ésima estación sismológica ( $j=1, \dots, J$ ),  $t_{ij}^{obs}$  es el ij-  
346 ésimo tiempo de viaje observado,  $t_{ij}^{cal}$  es el ij-ésimo tiempo de viaje calculado para un  
347 modelo standard de referencia de velocidades sísmicas, de la región analizada,  $L_{ij}$  es  
348 la ij-ésima trayectoria sísmica no perturbada,  $V_{p,s}(r)$  es la velocidad de referencia (P o  
349 S) expresada como función de la distancia radial al geocentro,  $\delta V_{p,s}(r)$  es la perturbación  
350 de la velocidad sísmica (P o S), y  $ds$  es el diferencial de arco de la trayectoria.

351 **Discretización del dominio:** El sector de la inversión tomográfica quedó determinado  
352 entre  $41^{\circ}30'$  y  $65^{\circ}30'$  de longitud oeste (1200 a 1400 km de extensión latitudinal,  
353 dependiendo de la latitud), entre  $59^{\circ}18'$  y  $64^{\circ}18'$  de latitud sur (550 km de extensión  
354 longitudinal), y entre 0 y 75 km de profundidad. El dominio espacial fue discretizado  
355 definiendo una grilla regular de 30 divisiones equiespaciadas en sentido este-oeste, 15  
356 divisiones equiespaciadas en sentido norte-sur y 15 divisiones equiespaciadas en  
357 sentido radial. La grilla consta de 6750 celdas, donde las dimensión aproximada de una  
358 celda es: 43.3 km x 36.6 km x 5 km. Las coordenadas ( $k, m, n$ ) del sistema grillado se  
359 vinculan respectivamente con las coordenadas geográficas ( $\lambda_k, \phi_m, r_n$ ) del Sistema  
360 Convencional de Referencia Terrestre (*International Terrestrial Reference System*)  
361 (*IERS Conventions 2010*).

362 **Linealización de las ecuaciones tomográficas:** El sistema de ecuaciones (1) queda  
363 expresado en la forma de un sistema de ecuaciones lineales:

364

$$365 \quad \delta t_{ij} = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{cal} = \sum_{k=1}^K \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N \Psi_{ijkmn} \delta V_{kmn} \quad (2)$$

366

$$\text{con } \Psi_{ijkmn} = - \int_{L_{ijkmn}} \frac{ds}{v_{p,s}^2(r)} \quad (3)$$

367 Donde  $\delta V_{kmn}$  representa la kmn-ésima incógnita del sistema (o kmn-ésima perturbación  
368 de la velocidad sísmica);  $\Psi_{ijkmn}$  es el kmn-ésimo coeficiente de la ij-ésima ecuación del  
369 sistema;  $\delta t_{ij}$  es el término independiente de la ij-ésima ecuación del sistema. Cada  
370 coeficiente  $\Psi_{ijkmn}$  define una integral curvilínea a lo largo del kmn-ésimo segmento del  
371 ij-ésimo rayo sísmico contenido en la kmn-ésima celda del sistema grillado. Los  
372 coeficientes fueron resueltos por el método adaptativo de cuadratura gaussiana (Burden  
373 y Faires, 2009) mediante la instrucción *quad* del paquete de computación Octave  
374 (Burden y Faires 2009).

375 El sistema lineal (2) se expresa en forma matricial compacta como:

376

377  
378

$$Gm = d \quad (4)$$

379 con  $d = (\delta t)_{ij} \in \mathbb{R}^{T \times 1}$  el vector de los datos (las perturbaciones de los tiempos de viaje  
380 de las fases P y S),  $m = (\delta V)_{kmn} \in \mathbb{R}^{(K * M * N) \times 1}$  el vector de las incógnitas (las anomalías  
381 de velocidad de onda P y S) y  $G = (\Psi)_{ijkmn} \in \mathbb{R}^{T \times (K * M * N)}$  el operador lineal.

382 **Tiempos de viaje observados:** A partir de un análisis exhaustivo de las señales  
383 sísmicas, se seleccionaron un total de 84 eventos sísmicos de moderada a elevada  
384 magnitud para la realización de la tomografía (Cuadro 2). Dichos eventos corresponden  
385 a señales cuyos tiempos de arribo resultaron legibles en la mayoría de las estaciones  
386 sismológicas, tanto para la fase directa P como para la fase directa S. Cada arribo fue  
387 chequeado en las tres componentes ortogonales del desplazamiento: este-oeste, norte-  
388 sur y vertical, y constatados con los correspondientes espectrogramas en las distintas  
389 frecuencias de adquisición de la señal (Fig. 3). La fase directa P se caracteriza por el  
390 arribo de una señal impulsiva que representa el frente del tren de ondas compresivas.  
391 Dicho pulso se distingue del ruido sísmico por el desarrollo de un pico nítido de mayor  
392 amplitud que precede la llegada de un conjunto de oscilaciones de alta frecuencia (Fig.  
393 3). La fase directa S sucede a la fase directa P debido a que desarrolla menor velocidad  
394 en el medio de propagación; representa la llegada del tren de ondas de corte. Se  
395 caracteriza por un arribo más o menos impulsivo y por un pico en el espectrograma, que  
396 no siempre resulta bien definido. Llega con un retraso que es mayor cuanto mayor es la  
397 distancia epicentral y por lo tanto suele estar interferida por otras fases dispersas en el  
398 medio (Havskov y Ottemöller 2010). Por este motivo se lograron menos determinaciones  
399 para la fase S. Para todos los eventos examinados, las incidencias de los rayos a las  
400 estaciones resultaron más próximas a la vertical que a la horizontal. Por lo tanto, cuando  
401 se midió la fase compresional P se puso especial énfasis en la componente sismográfica  
402 vertical, pues es en dicha dirección que la proyección del movimiento longitudinal queda  
403 mejor registrada. El criterio complementario se aplicó para la medición de la fase de  
404 corte S, donde la proyección del movimiento trasversal queda mejor registrada en las  
405 componentes sismográficas horizontales: este-oeste / norte-sur. Los tiempos de arribo  
406 fueron determinados con un error promedio de 0.24 seg para la fase P, y 0.43 seg para  
407 la fase S, fijando márgenes de tolerancia de 0.5 seg y 1 seg, respectivamente. De esta  
408 forma se determinaron 225 tiempos de arribo para la fase P y 187 tiempos de arribo  
409 para la fase S.

410 **Figura 3 aprox por acá (2 columnas)**

411 **Tiempos de viaje teóricos y trayectorias sísmicas:** La aproximación semiclásica de  
412 la teoría de ondas es la herramienta más poderosa para predecir la propagación de las  
413 ondas sísmicas en un medio no homogéneo de variación suave, y también la más  
414 utilizada para el estudio de las ondas sísmicas en la Tierra (Nolet 2008).

415 El sistema de ecuaciones que describe el frente de la onda sísmica (Nolet 2008), viene  
416 expresado en coordenadas esféricas adecuadas como un sistema no lineal de primer  
417 orden en derivadas parciales:

418

$$419 \left\{ \begin{array}{l} \frac{di}{ds} = \frac{\text{sen}(i)}{V_{p,s}} \left( \frac{dV_{p,s}}{dr} - \frac{V_{p,s}}{r} \right) \\ \frac{dr}{ds} = \cos(i) \\ \frac{d\varphi}{ds} = \frac{\text{sen}(i)}{r} \\ \frac{dt}{ds} = \frac{1}{V_{p,s}} \end{array} \right. \quad (5)$$

420 Las ecs. (5) contienen la solución de los rayos sísmicos que surgen de los posibles  
421 perfiles de velocidad. Resuelven la geometría del rayo en el plano ecuatorial  $\theta = \pi/2$   
422 de un sistema de coordenadas esféricas geocéntrico, con  $r$ : distancia radial,  $\varphi$ : distancia  
423 angular epicentral,  $i$ : ángulo de incidencia,  $s$ : longitud de la trayectoria, y  $t$ : tiempo de

424 viaje (Fig. 4). La última de las ecuaciones del sistema (5) representa la ley de velocidad  
425  $V_{p,s}$  para la fase correspondiente: P o S.

426 **Figura 4 aprox por acá (2 columnas)**

427

428 El sistema (5) puede expresarse en notación vectorial como:

429

430 
$$\frac{dx}{ds} = F(x, s) \quad (6)$$

431 Donde  $F(x, s) = (F_1(x, s), F_2(x, s), F_3(x, s), F_4(x, s))$  y  $x = (i(s), r(s), \varphi(s), t(s))$ ; con  $x$  el  
432 vector posición expresado en coordenadas generalizadas. De este modo el sistema fue  
433 resuelto implementando el método recursivo de Runge-Kutta de orden 4 (Nolet 2008,  
434 Burden y Faires 2009; Causon y Mingham 2010), obteniendo la solución discreta que  
435 representa la evolución espacio-temporal del rayo sísmico:

436

437 
$$\begin{cases} x_k = (i_k, r_k, \varphi_k, t_k) \\ s_k \\ k = 1, 2, 3, \dots, N \end{cases} \quad (7)$$

438

439 Donde  $(i_k, r_k, \varphi_k)$  es la sucesión de puntos equiespaciados que describen la  
440 trayectoria del rayo, ordenados temporalmente en los instantes  $t_k$  ( $k=1, \dots, N$ );  $s_k$  es la  $k$ -  
441 ésima longitud de trayecto en el instante  $t_k$ . El paso del método ( $\Delta s = s_{k+1} - s_k$ ) fue  
442 fijado de manera que garantizara la convergencia asintótica (o estabilidad de Liapunov)  
443 de la solución numérica (Jordan y Smith 2007, Burden y Faires 2009, Zambrano et al.  
444 2018). Las condiciones iniciales y de contorno del problema numérico se plantearon con  
445 la aplicación del método de disparo (Burden y Faires 2009, Zambrano et al. 2018) el  
446 cual consistió en ir variando paulatina y sistemáticamente el ángulo de emergencia del  
447 rayo en el hipocentro hasta hacerlo incidir en la estación, fijando un margen de error (en  
448 la incidencia) del orden del paso  $\Delta s$ . Como modelo de velocidad de referencia se empleó  
449 el IASP91 (Kennett y Engdahl 1991, Kennett et al. 1995) frecuentemente utilizado en  
450 tomografía sísmica global como regional. Dicho modelo recrea la zona de inversión de  
451 velocidad que se observa a escala global en el manto terrestre, sobre todo en las  
452 regiones oceánicas. Las observaciones indican que la zona de inversión no exhibe igual  
453 desarrollo en todo el globo, como por ejemplo bajo los cratones estables donde puede  
454 encontrarse pobremente desarrollada o incluso estar ausente (Stein y Wysession 2005,  
455 Shearer 2009). La región de estudio de este trabajo está integrada por sectores de  
456 corteza oceánica como de corteza continental, más una historia de evolución tectónica  
457 compleja que involucra eventos de deformación, fragmentación, migración, generación  
458 y consumición de litósfera. El IASP91 recrea transiciones de velocidad más suaves, en  
459 particular para el segmento del manto superior, por lo cual fue tomado como modelo de  
460 referencia para el presente trabajo (e.j.: Park et al. 2012).

461 En particular, la solución dada por la expresión (7) contiene el tiempo total de  
462 recorrido del rayo:  $t_N$  para  $s_N$ . Por lo tanto, de dicha solución se extrajeron  
463 simultáneamente: a) la trayectoria discreta del rayo sísmico y b) el tiempo de viaje  
464 teórico; los cuales, junto a los tiempos observados, representan los datos necesarios  
465 para el planteo del problema tomográfico. Se realizaron histogramas de las frecuencias  
466 absolutas correspondientes a la desviación relativa de los tiempos de viaje observados  
467 (medidos en el sismograma) respecto a los tiempos de viaje sintéticos (calculados en el  
468 modelo de referencia) (Fig. 5). El histograma obtenido para la fase P se basó en un total  
469 de 225 tiempos de arribo medidos en el sismograma, en contraste con 187 tiempos de  
470 arribo medidos para la fase S. Las mediciones cuyas desviaciones relativas (en valor  
471 absoluto) resultaron superiores a 0.25, fueron descartadas por exceder el límite en el  
472 error de resolución buscado. De esta manera, para la formulación del problema  
473 tomográfico se usaron 380 determinaciones (208 correspondientes a la fase P y 172  
474 correspondientes a la fase S) (Fig. 5).

475 **Figura 5 aprox por acá (2 columnas)**

476 **Georeferenciación:** La solución numérica del rayo sísmico fue obtenida en el  
477 plano ecuatorial de un sistema local de coordenadas esféricas geocéntrico (ec. (7) y Fig.  
478 4). Su georeferenciación en el sistema geográfico CTRS (*Conventional Terrestrial*  
479 *Reference System*) (IERS *Conventions* 2010) se obtuvo aplicando transformaciones de  
480 rotación. Los ángulos de Euler empleados fueron: longitud geográfica de la estación,  
481 latitud geográfica de la estación y retro azimut. En la figura 6 se definen los sistemas de  
482 referencia empleados, las variables de posicionamiento y los tensores de rotación que  
483 fueron aplicados en las sucesivas etapas de rotación; en la figura 7 se representan las  
484 soluciones georeferenciadas correspondientes a los 380 rayos determinados (208  
485 correspondientes a la fase P y 172 correspondientes a la fase S).

486 **Figura 6 aprox por acá (2 columnas)**

487 **Figura 7 aprox por acá (2 columnas)**

488 **Correcciones a los tiempos de viaje:** Se realizaron dos tipos de correcciones a  
489 los tiempos de viaje:

490 a) Corrección por imprecisión de los parámetros hipocentrales: latitud geográfica  
491 ( $\phi$ ), longitud geográfica ( $\lambda$ ), profundidad hipocentral ( $h$ ) y tiempo de origen del evento  
492 ( $t_0$ ) (Zhao 2015):

$$493 \delta t_{ij}^{hipo} = A_{ij}\Delta\phi_i + B_{ij}\Delta\lambda_i + C_{ij}\Delta h_i + \delta t_{0,i} \quad (8)$$

494  
495 Con  $A_{ij} = -(R - h)\text{sen}(e) \cos(\alpha) / V_0$ ,  $B_{ij} = -(R - h)\text{sen}(e) \cos(\phi) \text{sen}(\alpha) / V_0$  y  $C_{ij} =$   
496  $-\cos(\alpha) / V_0$ . Donde  $\delta t_{ij}^{hipo}$  es la corrección hipocentral aplicada al tiempo de viaje del i-  
497 ésimo evento sísmico ( $i=1, \dots, I$ ) en la j-ésima estación ( $j=1, \dots, J$ ),  $\Delta\phi_i$  es la imprecisión  
498 en la latitud geográfica,  $\Delta\lambda_i$  es la imprecisión en la longitud geográfica,  $\Delta h_i$  es la  
499 imprecisión en la profundidad hipocentral,  $\delta t_{0,i}$  es la imprecisión en el tiempo de origen  
500 del evento,  $R$  es el radio medio terrestre,  $\alpha$  es el retro-azimut,  $e$  es el ángulo de  
501 emergencia del rayo sísmico en el hipocentro, y  $V_0$  la velocidad de referencia (P o S) en  
502 el hipocentro.

503 b) Corrección por elipticidad terrestre (Nolet 2008). Esta corrección considera el  
504 ajuste de tiempo necesario para convertir los tiempos computados en el modelo de  
505 velocidad de referencia con simetría esférica, a los tiempos estimados en un modelo de  
506 Tierra elipsoidal, más próximo al geoide real (Nolet 2008):

$$508 \delta t_{ij}^{elip} = \frac{1}{p_{ij}} \int_0^{\Delta_{ij}} \frac{r^3}{V_{p,s}(r)} \epsilon(r) \left( \frac{1}{3} - \cos^2 \theta \right) \frac{dV_{p,s}}{dr} d\psi \quad (9)$$

509  
510 Donde  $\delta t_{ij}^{elip}$  es la corrección por elipticidad correspondiente al i-ésimo evento  
511 sísmico ( $i=1, \dots, I$ ) y j-ésima estación ( $j=1, \dots, J$ ),  $p_{ij}$  es el parámetro del rayo,  $\Delta_{ij}$  es la  
512 distancia epicentral,  $r$  es la distancia radial al geocentro,  $V_{p,s}$  es el modelo de velocidad  
513 de referencia (P o S),  $\theta$  es la coordenada angular colatitud,  $d\psi$  es el diferencial del  
514 ángulo epicentral  $\psi$ , y  $\epsilon(r)$  es la elipticidad terrestre en función de la distancia al  
515 geocentro. La integral (9) fue resuelta por el método adaptativo de cuadratura gaussiana  
516 mediante la instrucción *quad* del paquete de computación Octave (Burden y Faires 2009,  
517 Zambrano et al. 2018). Se empleó la solución numérica del modelo de elipticidad  
518 hidrostática provista por Moon (1980), que fue ajustada mediante interpolantes cúbicos  
519 de Hermite (Burden y Faires 2009, Zambrano et al. 2018).

520

## 521 **Inversión de los datos**

522 El sistema lineal de ecuaciones tomográficas (ecs. (4)) fue planteado con las  
523 correspondientes correcciones a los tiempos de viaje. Para cada evento fuente-receptor  
524 se procuró tener registrados los tiempos de arribo de las fases P y S, lo cual fue posible  
525 de determinar en la mayoría de los casos. De este modo los haces de rayos presentan  
526 en el espacio similar cubrimiento para ambas fases (Fig. 7). Esto permitió poder realizar

527 la inversión conjunta (simultánea) de los datos. Para la inversión del sistema se  
528 implementó el método de regularización de Tikhonov (Tikhonov 1963, Tikhonov y  
529 Arsenin 1977, Aster et al. 2005). Se emplearon los códigos de regularización de Hansen  
530 (1994) mediante el paquete de computación Octave (Burden y Faires 2009). Las  
531 perturbaciones de los tiempos de viaje de ambas fases se consideraron independientes.

532 Dado que el sistema lineal de ecuaciones tomográficas es subdeterminado,  
533 cualquier solución (modelo de anomalía de velocidad sísmica) que fuera obtenida  
534 mediante el criterio de mínimos cuadrados (minimización del residuo dado por la norma  
535 de la diferencia entre los datos observados y los datos predichos por el modelo  
536 estimado) podría resultar un amplificador del ruido contenido eventualmente en los datos  
537 (Aster et al. 2005). En otras palabras, si los datos contuvieran ruido, dado que el sistema  
538 es subdeterminado, pueden existir múltiples soluciones que predigan adecuadamente  
539 los datos en el sentido de lograr minimizar la norma del residuo. En el peor de los casos  
540 la solución resultaría un amplificador del ruido en los datos. Para evitar dicha situación,  
541 el método de regularización considera todas las soluciones que fijan un margen de error  
542 arbitrario a la norma del residuo, y selecciona aquella que minimiza la norma del modelo  
543 estimado, evitando de este modo las soluciones con baja relación señal-ruido.

544

$$545 \min_m \|m\|_2 \wedge \|Gm - d\|_2 \leq \delta \quad (10)$$

546

547 Por otra parte, considera todas las soluciones que fijan un margen de error  
548 arbitrario a la norma del modelo estimado, y selecciona aquella que minimiza la norma  
549 del residuo:

550

$$551 \min_m \|Gm - d\|_2 \wedge \|m\|_2 \leq \varepsilon \quad (11)$$

552

553 Las condiciones (10) y (11) pueden combinarse en una condición simultánea de  
554 amortiguamiento:

555

$$556 \min_m \{\|Gm - d\|_2^2 + \alpha^2 \|m\|_2^2\} \quad (12)$$

557

558 Donde  $\alpha$  se denomina parámetro de regularización.

559 El criterio empleado consistió en fijar explícitamente los umbrales  $\delta$  y  $\varepsilon$ , utilizando  
560 el conocimiento previo de las características de las anomalías sísmicas y de la propia  
561 información contenida en la medición de los tiempos de arribo. Para determinar el  
562 umbral  $\delta$  se planteó la condición de semejanza entre las perturbaciones de los tiempos  
563 observados y las perturbaciones de los tiempos predichos por el modelo de velocidad  
564 estimado, de la cual se obtuvo:

565

$$566 \|Gm - d^{obs}\|_2 \leq \delta = 2\|d^{obs}\|_2 \quad (13)$$

567

568 Mediante dicha restricción se asegura que cualquier modelo estimado no  
569 contenga perturbaciones de los tiempos de viaje que excedan las perturbaciones  
570 máximas obtenidas a partir de: los tiempos de viaje medidos y los tiempos de viaje  
571 sintéticos predichos por el modelo de velocidad de referencia, para la región de estudio.  
572 Por otro lado, el umbral  $\varepsilon$  fue establecido fijando un límite máximo esperable ( $M$ ) para  
573 la perturbación fraccional de la velocidad sísmica en el medio terrestre, obteniendo:

574

$$575 \|m\|_2 \leq \varepsilon = \sqrt{n}M \quad (14)$$

576

577 Donde  $n$  es el número de nodos de la grilla de inversión. Mediante dicha  
578 restricción se asegura que cualquier modelo estimado no contenga perturbaciones de

579 velocidad sísmica que excedan las perturbaciones máximas de velocidad esperables  
580 para la región de estudio.

581 Una vez restringido el espacio de soluciones matemáticas a un espacio con  
582 sentido físico y estadístico, se examinó la secuencia de soluciones generadas por una  
583 sucesión monótona creciente del parámetro de regularización, dentro del campo de  
584 tolerancia que fue establecido para dicho parámetro (Fig. 8.a). El examen consistió en  
585 ir comparando los espectros entre dos soluciones consecutivas, recorriendo el conjunto  
586 en sentido creciente del parámetro, hasta encontrar una sucesión de soluciones  
587 discrepantes, o sea soluciones cuyas normas son distintas pero sus espectros resultan  
588 virtualmente indistinguibles (Aster et al. 2005). Esto implica encontrar un conjunto de  
589 soluciones semejantes representativo de una región estable del espacio de soluciones  
590 factibles. Se seleccionó el conjunto discrepante de mayor norma para evitar incurrir en  
591 estimaciones por defecto en la intensidad de las anomalías, ya que la cota superior viene  
592 determinada por el umbral  $\varepsilon$  (Fig. 8.a y ec. (14)). El principio de discrepancia es muy  
593 utilizado en regularización (Aster et al. 2005). Acorde al procedimiento descripto, pudo  
594 hallarse una sucesión de soluciones discrepantes, seleccionando la de mayor norma del  
595 conjunto (Fig. 8). El 99 % del espectro de la solución correspondiente a la fase P, registra  
596 variaciones porcentuales de velocidad entre -2% y 2%, en tanto que 99 % del espectro  
597 correspondiente a la fase S exhibe variaciones porcentuales de velocidad entre -5% y  
598 5%. Dichas variaciones resultan consistentes con las anomalías típicas de velocidad  
599 sísmica observadas en el manto terrestre para una y la otra fase. El leve sesgo hacia el  
600 lado de las variaciones positivas que denotan ambos espectros, está reflejando la  
601 estructura sísmica local del manto en el sector de inversión (Figs. 8.b y c). Finalmente a  
602 la solución se le aplicó un suavizado utilizando un filtro 3D de promedios ponderados de  
603 tipo gaussiano, isotrópico en las direcciones latitudinal, longitudinal y radial. Los  
604 resultados y análisis de las tomografías se exponen en la sección Resultados.

605 **Figura 8 aprox por acá (2 columnas)**

### 607 Pruebas de resolución

608 Fue necesario evaluar la inversión tomográfica mediante un análisis de la  
609 resolución de la imagen. El concepto de resolución en tomografía sísmica está ligado al  
610 de grado de recuperación de la estructura real del medio terrestre que aparece  
611 representada en la imagen tomográfica (anomalías sísmicas) producto de la inversión  
612 de los datos. Para ello se implementó la prueba de resolución del damero (*checkerboard  
613 resolution test*) (Rawlinson y Sambridge 2003). El procedimiento consistió en definir un  
614 modelo sintético de velocidad sísmica como suma entre el modelo de velocidad de  
615 referencia y un modelo de anomalía de velocidad construido a priori, integrado por un  
616 patrón regular de perturbaciones de velocidades positivas y negativas alternadas. En  
617 base al modelo sintético definido, se computaron los tiempos de viaje para la misma  
618 configuración fuente-receptor que fue empleada con los datos reales. Finalmente, a los  
619 datos sintéticos se les aplicó las mismas técnicas de inversión discreta que fueron  
620 empleadas para invertir los datos reales.

621 Se realizaron pruebas para diferentes modelos del tipo damero, variando  
622 alternadamente la frecuencia espacial del patrón de perturbaciones en los sentidos  
623 longitudinal, latitudinal y radial (en profundidad). El modelo general de perturbación  
624 empleado es de la forma:

$$625 \quad f(\lambda, \phi, r, n_\lambda, n_\phi, n_r) = A \sin\left(\frac{\pi n_\lambda \lambda}{180^\circ}\right) \sin\left(\frac{\pi n_\phi \phi}{180^\circ}\right) \sin\left(\frac{\pi n_r (R-r)}{1Km}\right) \quad (15)$$

626 con  $A$ : amplitud de la anomalía de velocidad sísmica (se empleó el valor 0.1),  $R$ : radio  
627 medio terrestre (6371 km),  $\lambda$ : longitud geográfica,  $\phi$ : latitud geográfica,  $r$ : distancia radial  
628 al geocentro,  $n_\lambda$ : número de onda en sentido longitudinal,  $n_\phi$ : número de onda en sentido  
629 latitudinal,  $n_r$ : número de onda en sentido radial. De este modo pudo evaluarse el grado  
630 de recuperación del patrón de anomalías sintéticas o equivalentemente la calidad de la  
631  
632

633 imagen. Las regiones en las cuales el patrón del damero fue restituido con mayor (o  
634 menor) nitidez representan las de mayor (o menor) resolución alcanzada por la  
635 configuración de rayos y el método de inversión empleados. Comparando con el modelo  
636 real de anomalías sísmicas pudieron establecerse las regiones de mayor y menor  
637 resolución alcanzada por el mismo (Figs. 9, 10 y 11).

638

### 639 **Estimación de otros parámetros físicos del medio terrestre**

640 El conocimiento de las anomalías de velocidad de onda P y S estimadas en  
641 forma conjunta ofrece la posibilidad de poder realizar la estimación directa del módulo  
642 de Poisson ( $\nu$ , *Poisson ratio*) y de la anomalía de la velocidad acústica  $V_\phi$  ( $V_\phi$  *bulk*  
643 *sound velocity*) (Karato 2008, Karato y Karki 2001, Zhao 2015). La estimación de dichos  
644 parámetros fue realizada punto a punto, en cada nodo de la grilla espacial que fue  
645 empleada para la inversión de los datos sísmicos (ver sección *Inversión de los datos*).  
646 Puesto que las estimaciones son cálculos directos, los errores cometidos fueron  
647 estimados por propagación.

648 El módulo de Poisson se computó mediante la relación:

649

$$650 \quad \nu_{kmn} = \frac{2-3\gamma_{kmn}}{4-3\gamma_{kmn}} \quad (16)$$

651

652 con  $\gamma_{kmn} = 4V_{s,kmn}^2/3V_{p,kmn}^2$  (ej: Stein y Wysession 2005, Karato y Karki 2001, Karato  
653 2008, Zhao 2015).

654  $V_{p,s,kmn} = V_{p,s,kmn}(iasp91) + \delta V_{p,s,kmn}$ , representa el modelo perturbado de velocidad  
655 sísmica (P y S) correspondiente a la coordenada de grilla ( $k, m, n$ ) asociada con la  
656 coordenada geográfica ( $\lambda_k, \phi_m, r_n$ ) del Sistema Convencional de Referencia Terrestre  
657 (*International Terrestrial Reference System*) (IERS *Conventions* 2010).

658 La perturbación de la velocidad acústica  $V_\phi$  fue estimada a partir del diferencial  
659 total de la función que relaciona dicha velocidad con las velocidades de las ondas P y S  
660 (Stein y Wysession 2005):

661

$$662 \quad V_\phi = \sqrt{V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2} \quad (17)$$

663

664 La estimación se consideró a primer orden (Burden y Faires 2009, Causon y  
665 Mingham 2010):

666

$$667 \quad d \ln V_{\phi,kmn} \cong \frac{1}{V_c} \left( \frac{\partial V_\phi}{\partial V_p} \delta V_p + \frac{\partial V_\phi}{\partial V_s} \delta V_s \right) \Big|_{kmn} \quad (18)$$

668

669 La ventaja de considerar la variación de la velocidad acústica  $V_\phi$ , es que ésta es  
670 sensible al módulo de compresibilidad ( $\kappa$ ), de forma similar a lo que ocurre con la  
671 velocidad de la onda S que es sensible al módulo de rigidez ( $\mu$ ) (Shearer 2009, Karato  
672 y Karki 2001, Karato 2008). En contraste, la velocidad de la onda P depende de ambos  
673 módulos (ecs. (19)).

674

$$675 \quad V_p = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}, \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \quad V_\phi = \sqrt{\frac{\kappa}{\rho}} \quad (19)$$

676

677 Donde  $\rho$  es la densidad. Los resultados y análisis de la estimación del módulo  
678 de Poisson y de la anomalía de la velocidad acústica  $V_\phi$  se exponen en la sección  
679 Resultados.

680

681

 682 **RESULTADOS**

683

 684 **Caracterización de las anomalías de velocidad de onda P y S**

 685 Las anomalías de velocidad sísmica resuelven las inhomogeneidades laterales  
 686 del medio terrestre respecto de determinado modelo de referencia, pero no brindan por  
 687 sí mismas información directa de la naturaleza de las fuentes que las producen.

 688 Las tomografías fueron evaluadas comparándolas con la calidad de recuperación de  
 689 modelos de anomalías sintéticas que fueron establecidos a priori, del tipo damero, de  
 690 acuerdo a los procedimientos descriptos en la sección Pruebas de resolución. En base  
 691 a las características generales de las anomalías reales obtenidas, los modelos sintéticos  
 692 fueron ajustados variando las dimensiones de la unidad patrón del damero: entre 147  
 693 km y 330 km en sentido longitudinal, entre 147 km y 330 km en sentido latitudinal, y  
 694 entre 10 km y 20 km en sentido radial. Las dimensiones respectivas de la celda unidad  
 695 de la grilla empleada para la inversión de los datos son: 43.3 km x 36.6 km x 5 km (ver  
 696 sección Discretización del dominio espacial). Se analizaron secciones horizontales y  
 697 secciones verticales orientadas en sentido E-O y N-S. Por cada sección analizada, se  
 698 probaron ocho modelos sintéticos distintos, seleccionando aquel que implicó la mejor  
 699 restitución posible del patrón de anomalías sintéticas dentro del sector de cubrimiento  
 700 efectivo de los rayos. De este modo pudieron reconocerse las siguientes estructuras de  
 701 velocidad sísmica:

 702 1- **Anomalías negativas de velocidad de onda S ( $A_{1,S}^-$ ) y P ( $A_{1,P}^-$ ).** Debido a la  
 703 limitación impuesta por el cubrimiento de los rayos sísmicos, las anomalías  
 704 pueden rastrearse entre las profundidades ~40 km y ~60 km (Figs. 9, 10 y 11, y  
 705 Fig. 1). La anomalía  $A_{1,S}^-$  es la de mayor extensión regional (Fig. 9). Se desarrolla  
 706 desde el extremo norte de la Península Antártica y correspondientes márgenes:  
 707 a) sobre el margen Atlántico, en el sector de la península Tabarín y archipiélago  
 708 James Ross, y b) sobre el margen Pacífico, en la franja suroriental de la cuenca  
 709 Bransfield (Figs. 9 y 12). Se proyecta en dirección al norte expandiéndose en el  
 710 sector central y noreste de la cuenca Bransfield, donde alcanza una amplitud de  
 711 -1.8% (Figs. 9 y 12). Prosigue su desarrollo a lo largo del margen meridional de  
 712 la dorsal Sur del Scotia, en el sector del bloque de la isla Elefante y norte de la  
 713 cuenca Powell, hasta su ingreso en el sector del bloque de las islas Orcadas del  
 714 Sur (Figs. 9 y 12). La interrupción que experimenta a la altura del sector central  
 715 de la cuenca Powell (donde en su lugar se sitúa la anomalía positiva de velocidad  
 716 de onda S:  $A_{4,S}^+$  (de baja amplitud:  $<+0.1\%$ ) es aparente por encima de los 45 km  
 717 de profundidad (Fig. 9), puesto que la anomalía se proyecta por debajo de  $A_{4,S}^+$   
 718 de acuerdo a lo observado en las secciones más profundas (Fig. 12). Presenta  
 719 continuidad a lo largo de la dorsal Sur del Scotia, exhibiendo mayor desarrollo  
 720 en el sector de la isla Elefante y cuenca Powell, donde su intensidad aumenta a  
 721 -2.5% (Fig. 12). En las secciones verticales, no es posible establecer su  
 722 continuidad por encima de los ~40 km de profundidad, bajo la cuenca Powell,  
 723 debido a falta de cubrimiento de los rayos sísmicos (Figs. 13 a 14). Sin embargo,  
 724 las anomalías negativas de velocidad de onda S:  $A_{5,S}^-$  y  $A_{6,S}^-$  (ambas de amplitud  
 725 -0.5%), sugieren su proyección hacia arriba por debajo de la región del Mar de  
 726 la Flota (al oeste) y del bloque de las islas Orcadas del Sur (al este),  
 727 respectivamente, decayendo en intensidad, de acuerdo a lo observado en  
 728 distintos perfiles (Figs. 13 y 14). Por otro lado, la fase P correspondiente presenta  
 729 menor amplitud y también menor desarrollo. La anomalía negativa de velocidad  
 730 de onda P:  $A_{1,P}^-$ , se concentra en el sector centro-noreste de la cuenca Bransfield  
 731 y en el sector del bloque de las islas Orcadas del Sur, siendo baja su amplitud: -  
 732 0.1% (Fig.9). A mayor profundidad se hace algo más intensa (-0.3%)  
 733 concentrándose en el sector del bloque de la isla Elefante (Fig. 12). A diferencia  
 734 de  $A_{1,S}^-$ , su desarrollo vertical es más restringido (Figs. 13 y 14). Se destaca que

- 735 ambas anomalías ( $A_{1,S}^-$  y  $A_{1,P}^-$ ) aumentan su intensidad con el aumento de la  
736 profundidad.
- 737 2- **Anomalías positivas de velocidad de onda S ( $A_{2,S}^+$ ) y P ( $A_{2,P}^+$ ).** Pueden  
738 rastrearse entre los niveles  $\sim 45$  km y  $\sim 50$  km de profundidad. La anomalía  
739 positiva de velocidad de onda S:  $A_{2,S}^+$ , de amplitud +0.6%, se desarrolla en el  
740 sector central y sudoeste del bloque de las islas Shetland del Sur (Figs. 9 y 10).  
741 La correspondiente anomalía positiva de velocidad de onda P:  $A_{2,P}^+$  es de menor  
742 amplitud (+0.1%) y de menor extensión que  $A_{2,S}^+$  (Fig. 9).
- 743 3- **Anomalías positivas de velocidad de onda S ( $A_{3,S}^+$ ) y P ( $A_{3,P}^+$ ).** Debido a la  
744 limitación que impone el cubrimiento de los rayos sísmicos, pueden rastrearse  
745 entre los niveles  $\sim 40$  km y  $\sim 60$  km de profundidad. La anomalía positiva de  
746 velocidad de onda S:  $A_{3,S}^+$ , de amplitud +1.5%, se desarrolla en la prolongación  
747 *off shore* de la Península Antártica, en el sector de la plataforma continental  
748 Antártica, al este de la isla Joinville (Figs. 9 y 12). Se proyecta hacia el noreste  
749 por debajo de  $A_{1,S}^-$ , disminuyendo en intensidad y reapareciendo en el sector del  
750 bloque de las islas Orcadas del Sur, de acuerdo a lo observado en otras  
751 secciones (Fig. 13). Se correlaciona fuertemente con la anomalía positiva de  
752 velocidad de onda P:  $A_{3,P}^+$  de amplitud +1%, donde pueden seguirse a través de  
753 los perfiles E-O (Fig. 13) y N-S (Fig. 14).
- 754 4- **Anomalía negativa de velocidad de onda S: ( $A_{5,S}^-$ ).** Se desarrolla al nivel de la  
755 corteza en las islas Shetland del Sur y en el sector central de la cuenca Bransfield  
756 (de amplitud -0.5%). No es posible establecer su continuidad hacia el sudoeste  
757 debido a la limitación impuesta por la resolución de la tomografía (Figs. 10 y 13).  
758 Se profundiza y proyecta hacia la anomalía  $A_{1,S}^-$  (de amplitud -1.8%) de igual  
759 polaridad, situada en el manto, sugiriendo la posibilidad de que ambas estén  
760 representando la misma estructura sísmica (Figs. 13 y 14).
- 761 5- **Anomalía negativa de velocidad de onda S ( $A_{6,S}^-$ ) y anomalía positiva de  
762 velocidad de onda P ( $A_{6,P}^+$ ).** Se desarrollan en el bloque de las islas Orcadas  
763 del Sur. La anomalía negativa de velocidad de onda S:  $A_{6,S}^-$  (de amplitud -0.5%),  
764 puede rastrearse hasta  $\sim 20$  km de profundidad (Fig. 13). La anomalía de  
765 velocidad de onda P correspondiente:  $A_{6,P}^+$ , de polaridad opuesta y amplitud  
766 +0.4%, presenta menor desarrollo vertical (Fig. 13).
- 767 6- **Anomalías positivas de velocidad de onda S ( $A_{7,S}^+$ ) y P ( $A_{7,P}^+$ ).** Se desarrollan  
768 al nivel de la corteza en el extremo norte de la Península Antártica y cuenca  
769 Bransfield (Figs. 10 a 14), exhibiendo amplitudes del +1% ambas anomalías.  
770 Alcanzan mayor desarrollo vertical en el sector de la Península Antártica ( $\sim 20$ -  
771  $25$  km de profundidad) y menor desarrollo vertical en el sector de la cuenca  
772 Bransfield donde pueden rastrearse hasta los  $\sim 10$ - $15$  km de profundidad (Figs.  
773 13 y 14). Se destaca que ambas anomalías disminuyen en intensidad con el  
774 aumento de la profundidad.

775 **Figura 9 aprox por acá (2 columnas)**

776 **Figura 10 aprox por acá (2 columnas)**

777 **Figura 11 aprox por acá (2 columnas)**

778

#### 779 **Caracterización del módulo $\nu$ y la anomalía de velocidad acústica $V_\phi$**

780 Las observaciones sísmicas de la velocidad de onda S permiten, en primera  
781 aproximación, relacionarla con el módulo de rigidez ( $\mu$ ) (ecs. (19)). Del mismo modo, el  
782 cómputo de la velocidad acústica  $V_\phi$  permite aislar la sensibilidad con relación al módulo  
783 de compresibilidad ( $\kappa$ ) (ecs. (19)) (Shearer 2009). Su estimación se emplea para discutir  
784 variaciones composicionales y térmicas en el manto (Zhao 2015). Por otra parte, el  
785 módulo elástico de Poisson ( $\nu$ ), define el cociente negativo entre las deformaciones  
786 fraccionales transversal y axial experimentadas por el material terrestre. Su estimación  
787 se emplea para discutir anomalías térmicas en áreas volcánicas, fusión y contenido de

788 fluidos en corteza y manto y metamorfismo hidrotermal, entre otros (Zhao 2015, Schön  
789 2015).

790 Los resultados indican que las variaciones del módulo  $\nu$  (Figs. 12, 13 y 14) están  
791 fuertemente influenciadas por las perturbaciones de la velocidad de onda S a través del  
792 cociente cuadrático  $\gamma$  (ec.(16)). Esto significa que los gradientes de velocidad de onda  
793 S resultan estadísticamente mayores a los gradientes de velocidad de onda P, a la  
794 escala de resolución de las estructuras sísmicas en el sector de inversión tomográfica.  
795 Esta característica también se manifiesta en la estimación de la anomalía de velocidad  
796 acústica  $V_\phi$  (Figs. 12, 13 y 14), donde la correlación negativa que se observa entre la  
797 anomalía de velocidad acústica  $V_\phi$  y la anomalía de velocidad de onda S, resulta del  
798 predominio estadístico del término que contiene la perturbación de la velocidad de onda  
799 S sobre el término que contiene la perturbación de la velocidad de onda P (segundo  
800 término de la ec. (18)).

801 **Módulo  $\nu$ :** El rango de variación del módulo de Poisson es amplio para las rocas  
802 cristalinas y sedimentos consolidados: 0.18 a 0.36, dependiendo principalmente del tipo  
803 de roca y del grado de saturación en fluidos intersticiales (Schön 2015). Al igual que el  
804 cociente  $V_p/V_s$ , es independiente de la presión (Schön 2015). Se obtuvieron valores  
805 comprendidos entre 0.21 y 0.31 (correspondiente al rango 1.65 - 1.9 del cociente  $V_p/V_s$ ).  
806 Las variaciones de este parámetro se tomaron en relación al nivel de referencia  $\nu=0.25$ ,  
807 que representa al sólido isotrópico de Poisson (Shearer 2009, Zhao 2015). De este  
808 modo, se reconocieron las anomalías  $A_{1,\nu}^+$  y  $A_{7,\nu}^-$ , anticorrelacionadas fuertemente con  
809 las anomalías de velocidad de onda S:  $A_{1,S}^-$  y  $A_{7,S}^+$ , respectivamente. No obstante  
810 presentan diferencias menores en cuanto a forma y extensión, dentro del grado de  
811 resolución alcanzado (Figs. 12, 13 y 14). La anomalía de alto valor de  $\nu$  ( $A_{1,\nu}^+$ ) abarca el  
812 sector del extremo norte de la Península Antártica, cuenca Bransfield, y margen  
813 meridional de la dorsal Sur del Scotia hasta el bloque de las islas Orcadas del Sur. Se  
814 desarrolla entre los ~40 km y ~60 km de profundidad y presenta valores comprendidos  
815 entre 0.275 y 0.31 (Figs. 12, 13 y 14). La anomalía de bajo valor de  $\nu$  ( $A_{7,\nu}^-$ ) se localiza  
816 en el sector cortical del extremo norte de la Península Antártica y cuenca Bransfield y  
817 exhibe valores comprendidos entre 0.21 y 0.245 (Figs. 13 y 14).

818 **Anomalía de velocidad acústica  $V_\phi$ :** Se verifica una fuerte correlación negativa  
819 entre las anomalías de velocidad acústica  $V_\phi$  y las anomalías de velocidad de onda S.  
820 Por lo tanto se reconocieron para la fase  $\Phi$  las mismas anomalías que fueron  
821 reconocidas para la fase S, aunque presentando diferencias mayores en cuanto a la  
822 amplitud, y diferencias menores en cuanto a la forma, dentro del grado de resolución  
823 alcanzado (Figs. 12, 13 y 14). Entre ellas, se destacan la anomalía positiva de velocidad  
824 acústica  $V_\phi$ :  $A_{1,\phi}^+$  y la anomalía negativa de velocidad acústica  $V_\phi$ :  $A_{3,\phi}^-$ , correlacionables  
825 con las anomalías de velocidad de onda S:  $A_{1,S}^-$  y  $A_{3,S}^+$ , respectivamente (Figs. 12, 13 y  
826 14).

827

## 828 DISCUSIÓN

829

### 830 Significado geodinámico de las anomalías de velocidad de onda P, de onda S, 831 acústica $V_\phi$ , y módulo $\nu$

832 Teniendo en cuenta las relaciones que vinculan las velocidades sísmicas con los  
833 distintos módulos elásticos (ecs. (19)), es posible interpretar las variaciones de las  
834 velocidades de onda P, de onda S y acústica  $V_\phi$  y del módulo de Poisson ( $\nu$ ) en términos  
835 de las variaciones de los módulos de rigidez ( $\mu$ ), compresibilidad ( $\kappa$ ) y de la densidad  
836 ( $\rho$ ). El análisis conjunto de dichos parámetros permite establecer restricciones y hacer  
837 inferencias sobre las condiciones reológicas y termodinámicas que caracterizan a las  
838 fuentes de heterogeneidad sísmica. De este modo quedan establecidas  
839 correspondencias entre las variaciones que experimentan los distintos parámetros  
840 físicos estimados, para cada estructura sísmica resuelta:

841 **Estructura sísmica  $A_1$** : La estructura sísmica  $A_1$  (Figs. 12, 13 y 14) se manifiesta  
842 a través de variaciones negativas de la velocidad de onda S (hasta -2.5%) y altos valores  
843 del módulo  $\nu$  (entre 0.275 y 0.31) (ver sección Resultados). A las profundidades en que  
844 dicha estructura se desarrolla (entre ~40 km y ~60 km), ya en el manto, y considerando  
845 que los cambios fraccionales que experimenta la densidad del material por aumento de  
846 la carga litostática afectan en forma diferencial la velocidad de las ondas sísmicas, luego  
847 las variaciones negativas de la velocidad de onda S se encuentran controladas por la  
848 disminución del módulo de rigidez (ecs. (19)). Por otro lado, el aumento significativo del  
849 módulo  $\nu$ , indicaría un aumento del carácter anelástico del medio, o sea un mayor  
850 acercamiento a la condición hidrostática ideal ( $\nu = 0.5$ ). A su vez, las variaciones  
851 positivas de la velocidad acústica  $V_\phi$  (hasta +0.2%) indican un aumento del módulo  $\kappa$ , o  
852 sea que el material se hace más incompresible. Una fuente térmica localizada a dicha  
853 profundidad puede dar cuenta de las variaciones observadas. La fuente de calor provoca  
854 una disminución de la resistencia a los esfuerzos de corte y por lo tanto del módulo de  
855 rigidez; en consecuencia, la velocidad de onda S disminuye (ecs. (19)). Por otro lado, la  
856 disminución de la densidad por los efectos de la expansión térmica no acarrea efectos  
857 significativos. El término del gradiente positivo de velocidad de onda S que resulta por  
858 la expansión diferencial es inferior al gradiente negativo que resulta por la disminución  
859 de la rigidez (ecs. (19)). Como consecuencia de la expansión térmica y debido a las  
860 altas presiones reinantes a esas profundidades, el material va perdiendo capacidad de  
861 expansión, aumentando su incompresibilidad, la cual se ve reflejada en el aumento de  
862 la velocidad  $V_\phi$  (ecs. (19)). El aumento sustancial del módulo  $\nu$  podría estar indicando  
863 la presencia de fluido intersticial, representando la fase del manto parcialmente fundida  
864 a consecuencia del calentamiento provocado por la fuente térmica.

865 **Estructura sísmica  $A_5$** : En las secciones verticales (Figs. 13 y 14), la estructura  
866 sísmica  $A_5$  sugiere la continuidad de la estructura sísmica  $A_1$  hacia los niveles superiores  
867 del manto y la corteza en la región del Bransfield y extremo norte de la Península  
868 Antártica (ver sección Resultados). Presenta semejanza con la estructura sísmica  $A_1$  en  
869 cuanto al aumento del módulo de compresibilidad y disminución del módulo rigidez,  
870 aunque de menor amplitud. Sin embargo no se observa anomalía del módulo  $\nu$ , el cual  
871 registra valores normales comprendidos entre 0.245 y 0.265 (Figs. 13 y 14). Esta  
872 situación destaca una diferencia de estado reológico entre el segmento inferior del  
873 manto, localizado entre los ~40 km y ~60 km, y el segmento superior, localizado por  
874 encima de los 40 km (incluyendo a la corteza). Una interpretación posible es la de que  
875 el flujo de calor proveniente de la fuente térmica produce los mismos efectos que fueron  
876 descriptos para la estructura sísmica  $A_1$ , situada en el segmento inferior. Dichos efectos  
877 serían de menor intensidad debido al alivio de la carga litostática, y sin manifestación de  
878 fusión parcial, al menos reconocible a la escala de resolución de las tomografías. De  
879 este modo se interpreta a la estructura sísmica  $A_5$  como el bloque de la Península  
880 Antártica y región del Mar de la Flota, y la franja subyacente del manto en contacto,  
881 afectados por un flujo térmico anómalo proveniente del manto.

882 **Estructura sísmica  $A_7$** : La estructura sísmica  $A_7$  (Figs. 13 y 14) se manifiesta a  
883 través de variaciones positivas de la velocidad de onda S (hasta +1%) y bajos valores  
884 del módulo  $\nu$  (entre 0.21 y 0.245) (ver sección Resultados). Se desarrolla al nivel de la  
885 corteza (hasta ~20-25 km de profundidad) en la región de la Península Antártica y  
886 cuenca Bransfield (ver sección Resultados). Dado que a lo largo del espesor cortical  
887 pueden esperarse aumentos de la densidad, fundamentalmente por el aumento  
888 combinado de la presión litostática y la densidad lítica, luego las variaciones positivas  
889 de la velocidad de onda S están controladas exclusivamente por el aumento del módulo  
890 de rigidez (ecs. (19)). Se interpreta a la estructura sísmica  $A_7$  como la parte más rígida  
891 de la corteza de la Península Antártica y del Bransfield.

892 **Estructura sísmica  $A_6$** : A nivel del espesor cortical, en la región del bloque de  
893 las islas Orcadas del Sur, la estructura sísmica  $A_6$  exhibe las mismas  
894 características que la estructura sísmica  $A_5$  situada en la región del Mar de la Flota y

895 Península Antártica (Figs. 13 y 14) (ver sección Resultados). Manifiesta aumento del  
896 módulo de compresibilidad, disminución del módulo rigidez y ausencia de la anomalía  
897 de módulo  $\nu$ , el cual observa valores normales comprendidos entre 0.245 y 0.265 (Figs.  
898 13 y 14). Dicha estructura podría estar vinculada con la estructura sísmica  $A_1$ , al igual  
899 que se interpreta para la estructura sísmica  $A_5$  (Figs. 13 y 14). Si así fuera, dado que en  
900 la región del Mar de la Flota el flujo térmico anómalo es canalizado a través del rift central  
901 de la cuenca (ej: Caminos et al. 1999), luego debiera esperarse una acumulación de  
902 calor por debajo del bloque de las islas Orcadas del Sur, o al menos un  
903 redireccionamiento del flujo hacia algún sector cercano en la dorsal Sur del Scotia (como  
904 por ejemplo la dorsal Irizar), o hacia alguna de las cuencas de *pull apart* aledañas. De  
905 este modo se interpreta a la estructura sísmica  $A_6$  como el bloque de las islas Orcadas  
906 del Sur y la franja subyacente del manto en contacto, afectados por un flujo térmico  
907 anómalo proveniente del manto.

908 **Estructura sísmica  $A_3$ :** La estructura sísmica  $A_3$  se desarrolla entre los ~40 km  
909 y ~60 km de profundidad, abarcando desde la prolongación *off shore* de la Península  
910 Antártica hasta el bloque de las islas Orcadas del Sur (Figs. 12, 13 y 14) (ver sección  
911 Resultados). Se manifiesta a través de variaciones positivas de la velocidad de onda S  
912 (hasta +1.5%) y negativas de la velocidad  $V_\phi$  (hasta -0.2%), lo cual implica un aumento  
913 de la rigidez y de la compresibilidad de las rocas, respectivamente. No exhibe anomalía  
914 de módulo  $\nu$ , si bien registra valores altos comprendidos entre 0.265 y 0.275. Debido a  
915 que la estructura  $A_3$  mantiene una relación de contacto extensa y compleja con la  
916 estructura sísmica  $A_1$  (ver sección Resultados), y que las variaciones de los módulos  
917 elásticos resultan recíprocamente inversas entre ambas estructuras (Figs. 12, 13 y 14),  
918 se sugiere que dichas estructuras forman parte de un único cuerpo en el manto, donde  
919 la estructura  $A_1$  constituiría una parte del reservorio en estado parcialmente fundido,  
920 mientras que la estructura  $A_3$  constituiría la parte no fundida del reservorio. Otra  
921 explicación posible es la de que ambas estructuras constituyan cuerpos que difieran en  
922 su composición química, y que por tal motivo uno de ellos resulte más resistivo a la  
923 fusión parcial.

924 **Estructura sísmica  $A_2$ :** La estructura sísmica  $A_2$  se desarrolla entre los ~45 km  
925 y ~50 km de profundidad, bajo en el sector centro y sureste del bloque de las islas  
926 Shetland del Sur (Figs. 12, 13 y 14) (ver sección Resultados). Presenta las mismas  
927 características que la estructura sísmica  $A_3$ . Se manifiesta a través de variaciones  
928 positivas de la velocidad de onda S (hasta +0.6%) y negativas de la velocidad  $V_\phi$  (hasta  
929 -0.1%), lo cual implica aumento de la rigidez y de la compresibilidad, respectivamente.  
930 No exhibe anomalía de módulo  $\nu$ , no obstante registra valores altos comprendidos entre  
931 0.265 y 0.275. Presenta un contacto lateral con la estructura sísmica  $A_1$ . Su naturaleza  
932 se interpreta de la misma manera que se interpreta la estructura  $A_3$  en relación a la  
933 estructura  $A_1$ : como un reservorio de composición química diferente, o como la parte no  
934 fundida del mismo reservorio.

935 **Figura 12 aprox por acá (2 columnas)**

936 **Figura 13 aprox por acá (2 columnas)**

937 **Figura 14 aprox por acá (2 columnas)**

938 De acuerdo a Park et al. (2012), la anomalía negativa de velocidad de onda P  
939 que se desarrolla bajo el margen sureste de la cuenca Bransfield y extremo norte de la  
940 Península Antártica, representa una anomalía térmica en el manto, de intensidad  
941 estimada: 350°K -560°K (Park et al. 2012, Vuan et al. 2014). La fuente fue reconocida  
942 entre al menos los 100 km y 300 km de profundidad, debido a la limitación espacial  
943 impuesta por la tomografía telesísmica desarrollada por dichos autores (Park et al.  
944 2012). De este modo fue posible fundamentar el alto flujo térmico y volcanismo activo  
945 que se observan en la región del Mar de la Flota (Park et al. 2012, Vuan et al. 2014) y  
946 reconocer que dicha anomalía se encuentra vinculada con la anomalía negativa de  
947 velocidad de onda S reportada por Vuan et al. (2000, 2014) presente en la corteza y  
948 manto infrayacentes a la cuenca Bransfield. Las tomografías realizadas por Vuan et al.  
949 (2014) se encuentran restringidas al intervalo 0 km - 60 km de profundidad, al igual que

950 las realizadas en el presente trabajo (Fig. 15). No obstante, a la fecha no existe  
951 información de las estructuras sísmicas situadas entre los 60 km y 100 km de  
952 profundidad en la región.

953 De acuerdo a las características que definen a la estructura sísmica  $A_1$ , la misma  
954 podría corresponder a una potencial fuente de anomalía térmica en el manto. La  
955 combinación de dicha estructura con la estructura sísmica  $A_5$ , expresa la misma  
956 anomalía negativa de velocidad de onda S que es reportada por Vuan et al. (2000,  
957 2014), caracterizada por una interrupción brusca a una profundidad entre 50 km y 60  
958 km, debida a la presencia de una anomalía de alta velocidad (Estructura sísmica  $A_3$ ). La  
959 misma interrupción, aunque no informada, se encuentra registrada a los 50 km de  
960 profundidad en las tomografías de Vuan et al. (2014) (Fig. 15). Las tomografías de ondas  
961 P y S realizadas en el presente trabajo (entre ~5 km y ~65 km de profundidad) se  
962 superponen parcialmente con las tomografías de onda S realizadas por Vuan et al.  
963 (2014), en un 5% del volumen total abarcado por dichos autores; en la figura 15 puede  
964 apreciarse la consistencia que existe entre los resultados tomográficos de Vuan et al.  
965 (2014) y los del presente trabajo. Por otra parte, la misma resulta complementaria con  
966 la tomografías de onda P de Yegorova et al. (2009) y de onda P-PKP de Park et al.  
967 (2012), localizadas a 100 km y entre 100 km y 300 km de profundidad, respectivamente.  
968 Con lo cual el presente trabajo brinda información original a profundidades y en zonas  
969 no abordadas por los trabajos mencionados.

970 Altos valores del cociente  $V_p/V_s$  de alrededor de 1.85 (correlacionables con altos  
971 valores del módulo  $\nu$  mediante la ec. (16)) se registran en la región del Mar de la Flota,  
972 entre aproximadamente 40 km y 60 km de profundidad (Fig. 16). Dichos valores resultan  
973 comparables con los determinados por Biryol et al. (2018) en la misma región entre los  
974 26 km y 40 km de profundidad, comprendidos entre 1.82 y 1.93. De acuerdo a Biryol et  
975 al. (2018; y citas dentro del este trabajo), los valores de  $V_p/V_s$  hallados se encuentran  
976 en concordancia con el carácter extensional del rift del Bransfield y con la presencia de  
977 fundido parcial en la corteza y manto. Nuestras estimaciones, dado que resultan  
978 complementarias y consistentes con las de Biryol et al. (2018), permiten extender dicha  
979 hipótesis a mayores profundidades.

980 Por lo tanto, se puede concluir que el alto flujo térmico que es canalizado a través  
981 de la región del Mar de la Flota procede de un reservorio parcialmente fundido localizado  
982 en el manto a una profundidad entre 26 km y 60 km al menos. El reservorio se prolonga  
983 hacia el este por debajo de la dorsal Sur del Scotia, presentando interferencia con otros  
984 cuerpos de características reológicas distintas que podrían corresponder a partes no  
985 fundidas del mismo reservorio y/o a porciones del manto que difieren en su composición  
986 química. No es posible establecer la continuidad hacia abajo de la correspondiente  
987 estructura debido a la limitación lateral y vertical del alumbrado. Por lo tanto no es  
988 posible establecer de modo concluyente si existe una vinculación genética con la fuente  
989 térmica reconocida a mayor profundidad, por debajo de los 100 km, o si ambas fuentes  
990 constituyen partes de una misma.

991 **Figura 15 aprox por acá (2 columnas)**

992 Asimismo, se observan altos valores del cociente  $V_p/V_s$  (o equivalentemente del  
993 módulo  $\nu$ ) a lo largo de la dorsal Sur del Scotia, con un máximo registrable a  
994 aproximadamente 50 km de profundidad (Figs. 12, 13, 14 y 16).

995 La reconstrucción geodinámica de Vérard et al. (2012), establece una época de  
996 la evolución geotectónica de la región del Scotia, situada alrededor de los 18 Ma, a partir  
997 de la cual la colisión oblicua de la dorsal Sudamericana-Antártica con el entonces  
998 margen de convergencia activo al sur del bloque de las islas Orcadas del Sur, dio lugar  
999 a la formación de un *slab tear*, por partición de la deformación en la placa hundida con  
1000 generación de doble curvatura, producto de la flotabilidad de la dorsal oceánica  
1001 subducida. El *slab tear* fue progresando a la par que el desarrollo de un *half-slab window*  
1002 por debajo de la región del bloque de las islas Orcadas del Sur y la interrupción de la  
1003 convergencia en el margen asociado (Vérard et al. 2012).

1004 De este modo, los altos valores del cociente  $V_p/V_s$  (o equivalentemente del  
1005 módulo  $\nu$ ) que se observan por debajo de la dorsal Sur del Scotia podrían atribuirse a la  
1006 presencia de un flujo térmico anómalo conducido a través del *slab window* propuesto  
1007 por Vérard et al. (2012) que causa en el material del manto los efectos descritos para  
1008 la estructura sísmica  $A_1$ : disminución de la rigidez, incremento de la incompresibilidad y  
1009 aumento de la anelasticidad. A su vez, el *slab tear* pudo haber actuado de control  
1010 estructural en la formación y redireccionamiento paulatino de un canal de flujo local de  
1011 manto atlántico, favorecido por el sentido de la circulación general NE-SO a ENE-OSO  
1012 (Helffrich et al. 2002), a medida que el margen activo de subducción (actual arco de las  
1013 Sandwich del Sur) fue migrando hacia el este distanciándose progresivamente del  
1014 margen inactivo (antiguo arco Jane), mientras que la deformación por transtensión  
1015 oblicua dominó el desarrollo de la dorsal Sur del Scotia con la formación concomitante  
1016 de cuencas de pull apart localizadas a lo largo de dicha franja. A su vez, dicho canal de  
1017 manto habría quedado expuesto al elevado flujo térmico proveniente del *slab window*  
1018 abriéndose en dirección al norte (Fig. 16).

1019 En base al análisis precedente, se sugiere que al menos dos posibles reservorios  
1020 o fuentes de calor anómalo estarían afectando la región del extremo norte de la  
1021 Península Antártica y dorsal Sur del Scotia: la primera situada bajo la región del mar de  
1022 la Flota, vinculada al rift activo del Bransfield, entre 26 km y 60 km de profundidad, con  
1023 posible vinculación con la anomalía térmica infrayacente descrita entre los 100 km y  
1024 300 km de profundidad (Park et al. 2012, Vuan et al. 2014, Biryol et al. 2018); y la  
1025 segunda bajo la franja meridional de la dorsal Sur del Scotia (bloque de la isla Elefante,  
1026 sector norte de la cuenca Powell y bloque de las islas Orcadas del Sur), reconocible  
1027 entre los 40 km y 60 km de profundidad, vinculada a la presencia de un *slab-window*  
1028 (Vérard et al. 2012) (Fig. 16). No se descarta que pueda existir conexión física entre  
1029 ambas fuentes, o al menos interacción entre sus respectivos flujos calóricos.

1030 **Figura 16 aprox por acá (2 columnas)**

## 1032 CONCLUSIONES

1034 La tomografía sísmica realizada tuvo como objeto alumbrar la estructura sísmica  
1035 del manto superior infrayacente a la dorsal Sur del Scotia y extremo norte de la  
1036 Península Antártica. A partir de la inversión conjunta de los residuales de tiempo de viaje  
1037 de las fases P y S, se estimaron el módulo de Poisson y la anomalía de velocidad  
1038 acústica  $V_\phi$ , incorporando condiciones adicionales que permitieron caracterizar de modo  
1039 más restringido las estructuras del manto manifiestas a través de las anomalías de  
1040 velocidad sísmica.

1041 Se destaca la anomalía negativa de velocidad de onda S y P en el sector de la  
1042 cuenca Bransfield y extremo norte de la Península Antártica, en consistencia con lo  
1043 reportado por otros autores. Se interpreta como una región de la corteza y manto  
1044 sometida a modificaciones del estado reológico producto de un flujo térmico anómalo  
1045 proveniente de una fuente localizada a una profundidad entre 26 km y 60 km,  
1046 caracterizada por bajos valores de rigidez y altos valores de incompresibilidad y de  
1047 anelasticidad, en relación al manto circundante. La fuente podría corresponder a un  
1048 reservorio parcialmente fundido, el cual denota una prolongación hacia el este ganando  
1049 profundidad por debajo de la dorsal Sur del Scotia, presentando interferencia con otros  
1050 cuerpos de firmas reológicas distintas que podrían corresponder a partes no  
1051 fundidas del mismo reservorio y/o a porciones del manto que difieren en su composición  
1052 química.

1053 Se sugieren dos posibles fuentes de calor anómalo afectando la región del  
1054 extremo norte de la Península Antártica y dorsal Sur del Scotia: la primera situada bajo  
1055 la región del mar de la Flota y vinculada al rift activo del Bransfield, entre 26 km y 60 km  
1056 de profundidad, en concordancia con lo interpretado por otros autores, y la segunda bajo  
1057 la franja meridional de la dorsal Sur del Scotia reconocible entre los 40 km y 60 km de  
1058 profundidad y vinculada a la presencia de un *slab-window*. No se descarta que pueda

1059 existir una conexión física entre ambas fuentes o interacción entre sus respectivos flujos  
1060 calóricos.

1061

1062

### Agradecimientos

1063 Los autores agradecen a los árbitros (anónimos) por sus comentarios y  
1064 sugerencias que han resultado de gran utilidad para el mejoramiento de este trabajo. El  
1065 presente trabajo fue realizado en el marco de la carrera de doctorado de la Universidad  
1066 de Buenos Aires (área Ciencias Geológicas) del Lic. Oscar Marcos Zambrano, dirigida  
1067 por la Dra. Stella Poma y la Dra. Adriana María Gulisano. La Dra AMG es miembro de  
1068 la carrera de Investigador Científico de CONICET. Los datos del Proyecto Argentino  
1069 Italiano para la gestión y mantenimiento de la ASAIN: Antarctic Seismograph Argentinian  
1070 Italian Network, fueron gentilmente cedidos por la Dra. María Inés Ruocco. Se agradece  
1071 al Lic. Claudio Matko (IAA-INUN-UNSAM) por su asesoramiento y sugerencias en el  
1072 empleo del software de proyección geográfica y de representación digital para la  
1073 realización de las figuras del presente trabajo.

1074

1075

1076

### REFERENCIAS

1077

1078 Abratis, M. y Wörner, G. 2001. Ridge collision, slab-window formation, and the flux of  
1079 Pacific asthenosphere into the Caribbean realm. *Geology* 29: 127-130.

1080 Alvarez, W. 1982. Geological evidence for the geographical pattern of mantle return flow  
1081 and the driving mechanism of plate tectonics. *Journal of Geophysical Research* 87:  
1082 6697-6710.

1083 Aster, R.C., Borchers, B. y Thurber, C.H. 2005. Parameter Estimation and Inverse  
1084 Problems. *International Geophysics Series*. Vol. 90. Elsevier Academic Press.

1085 Barker, P.F. 2001. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow  
1086 and paleocirculation. *Earth Science Reviews* 55: 1-39.

1087 Biryol, C.B., Lee, S.J., Lees, J.M. y Shore, M.J. 2018. Lithospheric structure of an  
1088 incipient rift basin: Results from receiver function analysis of Bransfield Strait, NW  
1089 Antarctic Peninsula. *Polar Science* 16: 47-58

1090 Buffoni, C. 2016. Determinación de la estructura cortical en el sector argentino de la Isla  
1091 Grande de Tierra del Fuego. Tesis  
1092 doctoral. <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/67907>

1093 Buffoni, C., Sabbione, N.C., Connon, G. y Hormaechea, J.L. 2009. Localización de  
1094 hipocentros y determinación de su magnitud en Tierra del Fuego y zonas aledañas.  
1095 *Geoacta*, 34: 75-85.

1096 Burden, R.L. y Faires, J.D. 2009. Análisis Numérico. CENGAGE Learning Editores, S.A.,  
1097 Mexico 2002.

1098 Caminos, R.L., Panza, J.L.A., Pezzutti, N.E., Rastelli, D.C. y Etcheverría, M.P. 1999.  
1099 *Geología Argentina*. SEGEMAR, Instituto de Geología y Recursos Minerales,  
1100 *Anales* 29 (3): 4-96, Buenos Aires.

1101 Causon, D.M. y Mingham, C.G. 2010. *Introductory Finite Difference Methods for PDEs*.  
1102 Ventus Publishing ApS, 2010.

1103 Della Vedova, B. 1999. Crustal structure and tectonic evolution of the northern Antarctic  
1104 Peninsula, TENAP Seismic Experiment. 8th International Symposium on Antarctic  
1105 Earth Sciences, Wellington.

1106 Della Vedova, B., Pellis, G., Accaino, F., Petronio, L., Romanelli, M., Rinaldi, C., Febrer,  
1107 J., Tassone, A., Mazzarini, F., Bozzo, E., Caneva, G., Zhang, J., y Gruppo TENAP.  
1108 1997a. Preliminary results on the crustal thickness of the northern Antarctic

- 1109 Peninsula (TENAP Project). Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida Atti  
1110 del 16° Convegno Nazionale, Roma.
- 1111 Della Vedova, B., Febrer, J., Tassone, A., Nicolich, R., Rinaldi, C., y Pellis, G. 1997b.  
1112 Cenozoic tectonic evolution of the northern Antarctic Peninsula (TENAP project):  
1113 Data Quality. IV Jornadas sobre Investigaciones Antárticas, Bahía Blanca.
- 1114 Della Vedova, B., Accaino, F., Cernobori, L., Pellis, G., Petronio, L., Rinaldi, C.,  
1115 Romanelli, M. y Tassone, A. 1998. Crustal structure and the Tectonic Evolution of  
1116 the Northern Antarctic Peninsula from the TENAP Seismic Experiment. Fall Meeting:  
1117 California.
- 1118 Della Vedova, B., Accaino, F., Romanelli, M., Pellis, G., Petronio, L., Rinaldi, C., Febrer,  
1119 J. y Tassone, A. 1999. Crustal structure and the Tectonic Evolution of the Northern  
1120 Antarctic Peninsula, TENAP Seismic Experiment. Broad-Band seismic observation  
1121 Meeting, Trieste.
- 1122 Della Vedova, B., Febrer, J., Tassone, A., Nicolich, R. y Rinaldi, C. 2011. Cenozoic  
1123 tectonic evolution of the northern Antarctic Peninsula (TENAP project): Field  
1124 Operations. IV Jornadas sobre Investigaciones Antárticas, Buenos Aires.
- 1125 Dietrich, R., Dach, R., Engelhardt, G., Ihde, J., Korth, W., Kutterer, H.J., Lindner, K.,  
1126 Mayer, M., Menge, F., Miller, H., Müller, C., Niemeier, W., Perlt, J., Pohl, M.,  
1127 Salbach, H., Schenke, H.-W., Schöne, T., Seeber, G., Veit, A. y Völksen, C. 2001.  
1128 ITRF coordinates and plate velocities from repeated GPS campaigns in Antarctica -  
1129 An analysis based on different individual solutions, *Journal of Geodesy* 74: 756-766.
- 1130 Dietrich, R., Rülke, A., Ihde, J., Lindner, K., Miller, H., Niemeier, W., Schenke, H.W. y  
1131 Seeber, G. 2004. Plate kinematics and deformation status of the Antarctic Peninsula  
1132 based on GPS. *Global and Planetary Change* 42: 313-321.
- 1133 Febrer, J., Plasencia, M.P. y Sabbione, N.C. 2000. Local and Regional Seismicity from  
1134 Ushuaia Broadband Station Observations (Tierra del Fuego). *Terra Antarctica* 8 (2):  
1135 35-40.
- 1136 Febrer J.M., Plasencia M.P. y Sabbione N.C. 2001: Local and regional seismicity from  
1137 Ushuaia Broadband station observations (Tierra del Fuego). *Terra Antarctica* 8: 35-  
1138 40.
- 1139 Forsyth, D. W. 1975. Fault plane solutions and tectonics of the South Atlantic and Scotia  
1140 Sea. *Journal of Geophysical Research* 80: 1429-1443.
- 1141 GEOFON Global Seismic monitor: <https://geofon.gfz-potsdam.de>.
- 1142 Hansen, P.C. 1994. Regularization tools: A MATLAB package for analysis and solution  
1143 of discrete ill-posed problems. *Numerical Algorithms* 6(I-II):1-35.
- 1144 Havskov, J. y Ottemöller, L. 2010. Routine Data Processing in Earthquake Seismology.  
1145 With sample data, exercises and software. Springer Science Business Media B.V..
- 1146 Helffrich, G., Wiens, D.A., Vera, E., Barrientos, S., Shore, P., Robertson, S., y Adaros,  
1147 R. 2002. A teleseismic shear-wave splitting study to investigate mantle flow around  
1148 South America and implications for plate-driving forces. *Geophysical Journal  
1149 International* 149: F1-F7.
- 1150 IASPEI, 2005. Summary of Magnitude Working Group recommendations on standard  
1151 procedures for determining earthquake magnitudes from digital data (available  
1152 online at <http://www.iaspei.org/commissions/CSOI.html>).
- 1153 IERS Conventions 2010. Gérard Petit and Brian Luzum (eds.) (IERS Technical Note; No.  
1154 36).
- 1155 IRIS Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS Earthquake browser):  
1156 <https://ds.iris.edu>.
- 1157 Jordan y Smith 2007. *Nonlinear Ordinary Differential Equation. An introduction to  
1158 scientists and engineers.* Oxford University Press.
- 1159 Karato, S. 2008. *Deformation of Earth Materials: An introduction to the Rheology of Solid  
1160 Earth.* Cambridge University Press..

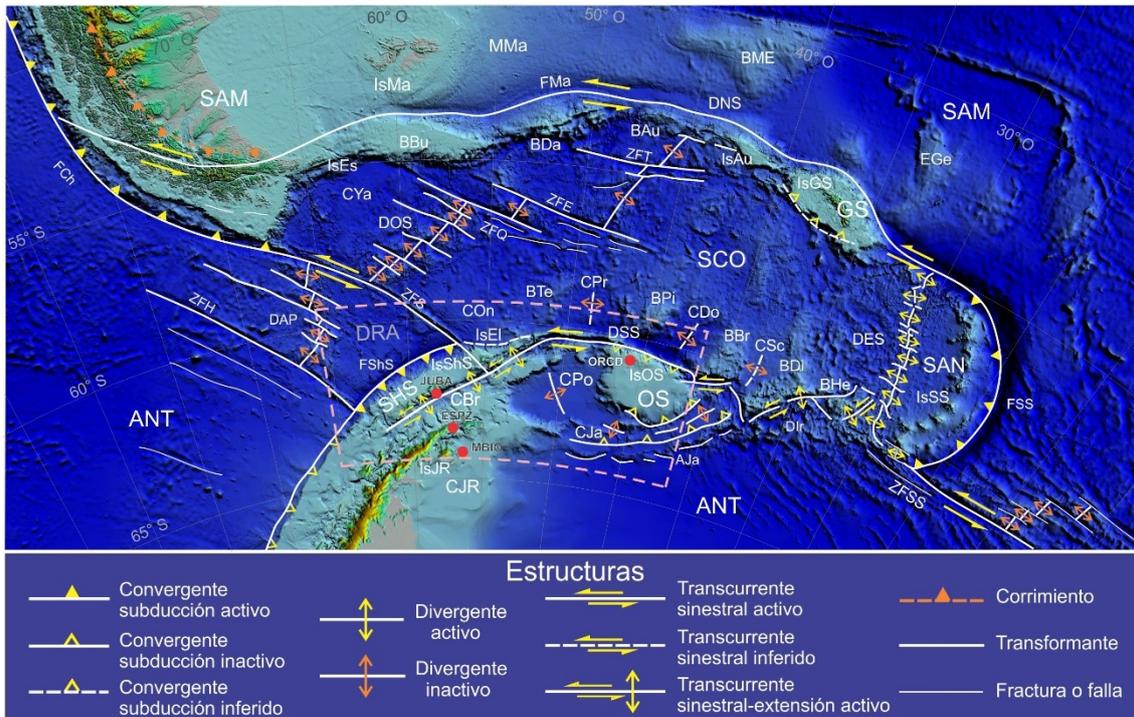
- 1161 Karato, S. y Karki, B.B. 2001. Origin of lateral variation of seismic wave velocities and  
1162 density in the deep mantle. *Journal of Geophysical Research*, 106 (B10): 21771-  
1163 21783.
- 1164 Kennett, B. L. N. y Engdahl, E.R. 1991. Traveltimes for global earthquake location and  
1165 phase identification. *Geophysics Journal International*, 105: 429-65.
- 1166 Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R. y Buland, R. 1995. Constraints on seismic velocities in  
1167 the Earth from travel times. *Geophysics Journal International* 122: 108-24.
- 1168 Moon, W. 1980. Algorithm for the first order hydrostatic ellipticity of a planet. *Computer*  
1169 *Physics Communications* 19: 63-67.
- 1170 Müller, C., Bayer, B., Eckstaller, A. y Miller, H. 2008. Mantle flow in the South Sandwich  
1171 subduction environment from source-side shear wave splitting. *Geophysical*  
1172 *Research Letters* 35: L03301.
- 1173 Nerlich, R., Clark, S.R. y Bunge, H.P. 2013. The Scotia Sea gateway: No outlet for Pacific  
1174 mantle. *Tectonophysics* 604: 41-50.
- 1175 Nolet, G. 1987. *Seismic Tomography. With Applications in Global Seismology and*  
1176 *Exploration Geophysics*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- 1177 Nolet, G., 2008. *A breviary of Seismic Tomography*. Cambridge University Press, 344 p.
- 1178 Park, Y., K.H. Kim, J. Lee, H.J. Yoo, y Plasencia Linares, M.P. 2012. P-wave velocity  
1179 structure beneath the northern Antarctic Peninsula: evidence of a steeply subducting  
1180 slab and a deep-rooted low-velocity anomaly beneath the central Bransfield Basin.  
1181 *Geophysical Journal International* 191: 932-938.
- 1182 Pelayo, A.M. y Wiens, D.A. 1989. Seismotectonics and relative plate motions in the  
1183 Scotia sea región. *Journal of Geophysical Research* 94(B6): 7293-7320.
- 1184 Plasencia Linares, M.P. 2008. Lithospheric characteristics and seismic sources in the  
1185 Scotia Arc through waveform inversion. Ph.D. Thesis, Trieste University, Italy.
- 1186 Plasencia Linares, M., Connon, G., Hormaechea, J.L y Sabbione, N.C. 2002.  
1187 Determinación preliminar de epicentros registrados en la estación sismológica  
1188 Despedida (DSPA). Provincia de Tierra del Fuego. XXI Reunión Científica de la  
1189 Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Actas CD: 285-289.
- 1190 Ramos, V.A. 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. En: Caminos, R. (ed.)  
1191 1999. *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de  
1192 *Geología y recursos minerales*. Anales 29 (3): 41-96, Buenos Aires.
- 1193 Rawlinson, N., and M. Sambridge, 2003. *Seismic Traveltime Tomography of the Earth*  
1194 *and Lithosphere*. *Advances in Geophysics* 46, Academic Press.
- 1195 Robertson Maurice, S. D., Wiens, D. A., Shore, P. J., Vera, E. y Dorman, L.M. 2003.  
1196 Seismicity and tectonics of the South Shetland Islands and Bransfield Strait from a  
1197 regional broadband seismograph deployment. *Journal of Geophysical Research*,  
1198 108(B10): 2461.
- 1199 Russi, M. y Febrer, J.M. 2000. Broadband Seismology in the Scotia Sea Region,  
1200 Antarctica Italian and Argentinean contributions to the Scotia Sea Broadband  
1201 Network Terra Antarctica, 8(2): 29-34.
- 1202 Russi M., Febrer, J.M., Costa, G., Nieto, D.Y., y Panza, G.F. 1994. Analysis of digital  
1203 waveforms recorded at the seismographic station Esperanza. *Terra Antarctica* 1: 162-  
1204 166.
- 1205 Russi M., Costa, G., y Febrer, J.M. 1996. Broad band seismology in the Scotia region.  
1206 The Base Esperanza seismological observatory. In: Meloni A. and Morelli A. (eds),  
1207 *Programma Nazionale di Ricerche in Antartide, Italian Geophysical Observatories*  
1208 *in Antarctica*, p. 51-65.
- 1209 Russi M., Costa, G., Febrer, J.M., Vuan, A. y Panza, G.F. 1997. Investigating the  
1210 Lithospheric Structure of the Scotia Region by means of Surface Waveform  
1211 Analysis. In: Ricci C.A. (ed). *The Antarctic Region: Geological Evolution and*  
1212 *Processes*, Terra Antarctica Publication, p. 1065-1069, Siena.

- 1213 Russi M., Plasencia Linares, M.P. y Guidarelli, M. 2004. Further developments of the  
1214 ASAIN network in Antarctica and Tierra del Fuego. *Bolletino di Geofisica Teorica ed*  
1215 *Applicata* 45 (2 supplement): 92-95.
- 1216 Russi, M., Febrer, J.M. y Plasencia Linares, M.P. 2010. The Antarctic Seismographic  
1217 Argentinean-Italian Network: technical development and scientific research from  
1218 1992 to 2009. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata* 51: 23-41.
- 1219 Russo, R.M. y Silver, P.G. 1994. Trench-parallel flow beneath the Nazca plate from  
1220 seismic anisotropy. *Science* 263: 1105-1111.
- 1221 Russo, R. M., Silver, P. G., Franke, M., Ambeh, W. B., y James, D. E. 1996. Shear-wave  
1222 splitting in northeast Venezuela, Trinidad and the eastern Caribbean. *Physics of the*  
1223 *Earth and Planetary Interiors* 95: 251-275.
- 1224 Sabbione N.C, Connon, G., Hormaechea, J.L. y Rosa, M.L. 2007. Estudio de Sismicidad  
1225 en la Provincia de Tierra del Fuego. *GEOACTA* 32: 41-50.
- 1226 Schön J. 2015. *Physical Properties of Rocks, Volume 65: Fundamentals and Principles*  
1227 *of Petrophysics*. Netherlands.
- 1228 Shearer, P.M., 2009. *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press, 396 p.
- 1229 Smalley Jr., R., Dalziel, I.W.D., Bevis, M.G., Kendrick, E., Stamps, D.S., King, E.C.,  
1230 Taylor, F.W., Lauría, E., Zakrajsek, A. y Parra, H. 2007. Scotia arc kinematics from  
1231 GPS geodesy. *Geophysical Research Letters* 34: L21308.
- 1232 Stein, S. y Wysession, M. 2005. *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth*  
1233 *Structure*. Blackwell Publishing Ltd..
- 1234 Thomas, C., Livermore, R. y Pollitz, F. 2003. Motion of the Scotia sea plates.  
1235 *Geophysical Journal International* 155: 789-804.
- 1236 Tikhonov A.N. 1963. Solution of incorrectly formulated problems and the regularization  
1237 method. *Doklady Mathematics* 4:1035-1038.
- 1238 Tikhonov, A.N. y Arsenin, V.Y. 1977. *Solutions of Ill-Posed Problems*. Halsted Press,  
1239 New York.
- 1240 Torres Carbonell, T.J., Dimieri, L.V., Olivero, E.B., Bohoyo, F. y Galindo-Zaldívar, J.  
1241 2014. Structure and tectonic evolution of the Fuegian Andes (southernmost South  
1242 America) in the framework of the Scotia Arc development. *Global and Planetary*  
1243 *Change* 123: 174-188.
- 1244 Vérard, C., Flores, K. y Stampfli, G. 2012. Geodynamic reconstructions of the South  
1245 America–Antarctica plate system. *Journal of Geodynamics* 53: 43-60.
- 1246 Vuan, A. 2001. Joint inversion of receiver function of teleseismic body waves and local  
1247 group velocity dispersion curves beneath ESPZ and PMSA stations (Antarctic  
1248 Peninsula). *Terra Antarctica* 8(2): 49-54.
- 1249 Vuan A., Cazzaro, R., Costa, G., y Russi, M. 1997. Preliminary Shear Wave Velocity  
1250 Models in the Scotia Sea Region, Antarctica. *Terra Antarctica, European Union*  
1251 *Geosciences Special issue*, 4(1): 61-69.
- 1252 Vuan A., Cazzaro, R., Costa, G., Russi, M. y Panza, G.F. 1999. S-wave velocity models  
1253 in the Scotia Sea region, Antarctica, from nonlinear inversion of Rayleigh waves  
1254 dispersion. *Pure and Applied Geophysics* 154: 121-139.
- 1255 Vuan, A., Russi, M., y Panza, G.F. 2000. Group Velocity Tomography in the Subantarctic  
1256 Scotia Sea Region. *Pure and Applied Geophysics* 157: 1337-1357.
- 1257 Vuan, A., Robertson Maurice, S.D., Wiens, D.A., y Panza, G.F. 2005a. Crustal and upper  
1258 mantle S-wave velocity structure beneath the Bransfield Strait (West Antarctica)  
1259 from regional surface wave tomography. *Tectonophysics* 397: 241-259.
- 1260 Vuan, A., Lodolo, E., Panza, G.F., y Sauli, C. 2005b. Crustal structure beneath Discovery  
1261 Bank in the Scotia Sea from group velocity tomography and seismic reflection data.  
1262 *Antarctic Science* 17: 97-106.

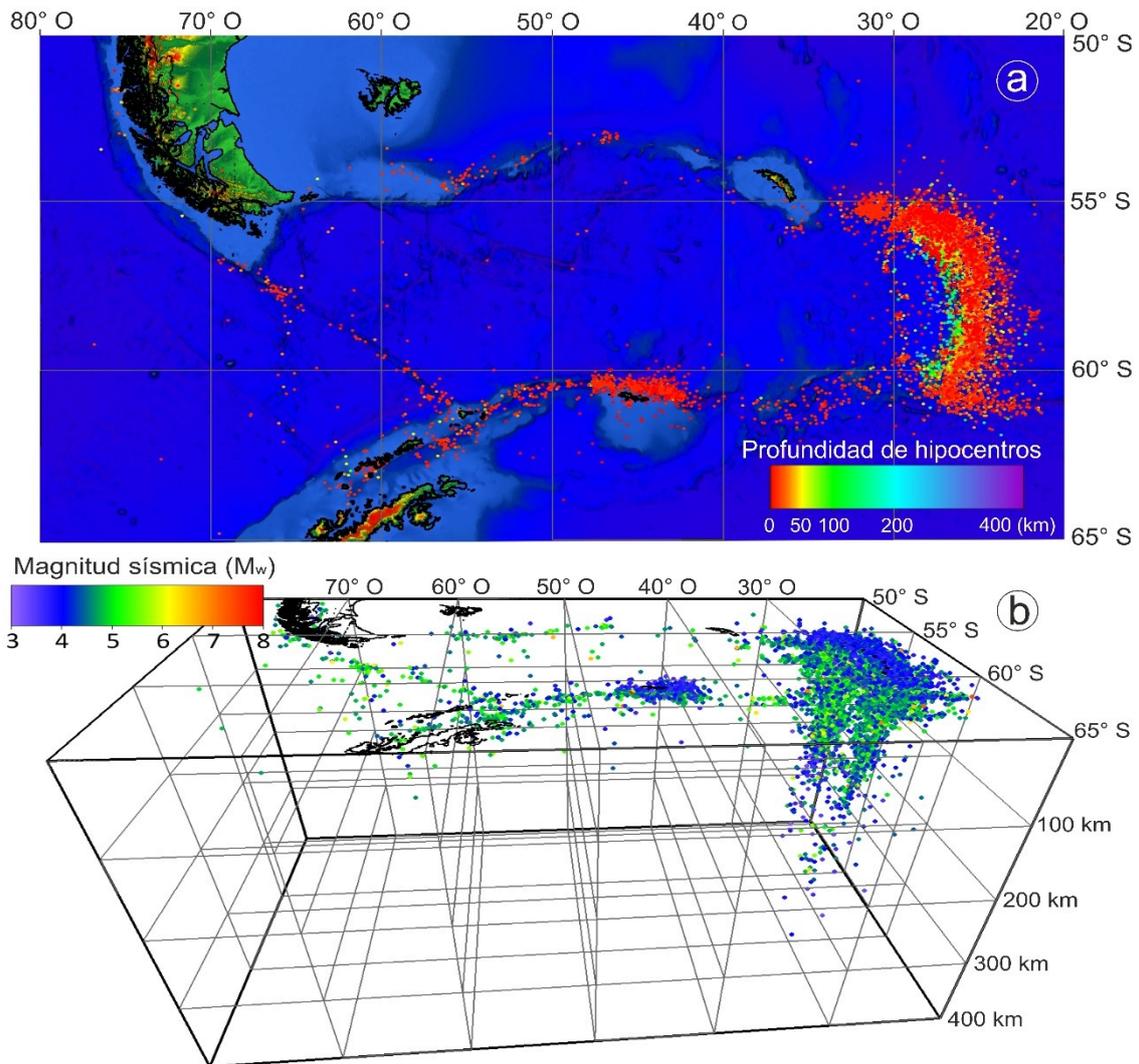
- 1263 Vuan, A., Suga, M., y Plasencia Linares, M.P. 2014. A reappraisal of surface wave  
1264 group velocity tomography in the Subantarctic Scotia Sea and surrounding ridges.  
1265 Global and Planetary Change 123: 223-238.
- 1266 Yamin, M.G. y Anselmi G. 2020. Geología de las placas Scotia y Sandwich. Revisión y  
1267 mapa geológico. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico  
1268 Minero Argentino, Serie Contribuciones Técnicas - Geología 8, 29 p., Buenos Aires.
- 1269 Yegorova, T., Bakhmutov, V., Gobarenko, V. y Lyaschchuk, A. 2009. New insight into  
1270 the deep structure of Antarctic Peninsula continental margin by methods of 2D  
1271 gravity/magnetic modelling and 3D seismic tomography. UAJ 8: 67-87.
- 1272 Zambrano, O.M., Gulisano, A.M. y Ruocco, M.I. 2017. Tomografía sísmica: técnicas de  
1273 inversión discreta. XXVIII Reunión Científica de la Asociación Argentina de  
1274 Geofísicos y Geodestas (IAAGG 2017). Tercer Simposio sobre Inversión y  
1275 Procesamiento de Señales en Exploración Sísmica (IPSES'17), Libro de  
1276 Resúmenes: 86, La Plata.
- 1277 Zambrano, O.M., Gulisano, A.M. y Poma, M.S. 2018. Técnicas de inversión discreta y  
1278 su implementación en tomografía sísmica del manto superior infrayacente al  
1279 extremo nororiental de la Península Antártica y cuencas aledañas. Terceras  
1280 Jornadas de Geociencias para la Ingeniería, Libro de Resúmenes: 93-94, Buenos  
1281 Aires.
- 1282 Zhao, D. 2015. Multiscale Seismic Tomography. Springer Geophysics, 304 p. Springer  
1283 Japan.

MANUSCRITO ACEPTADO

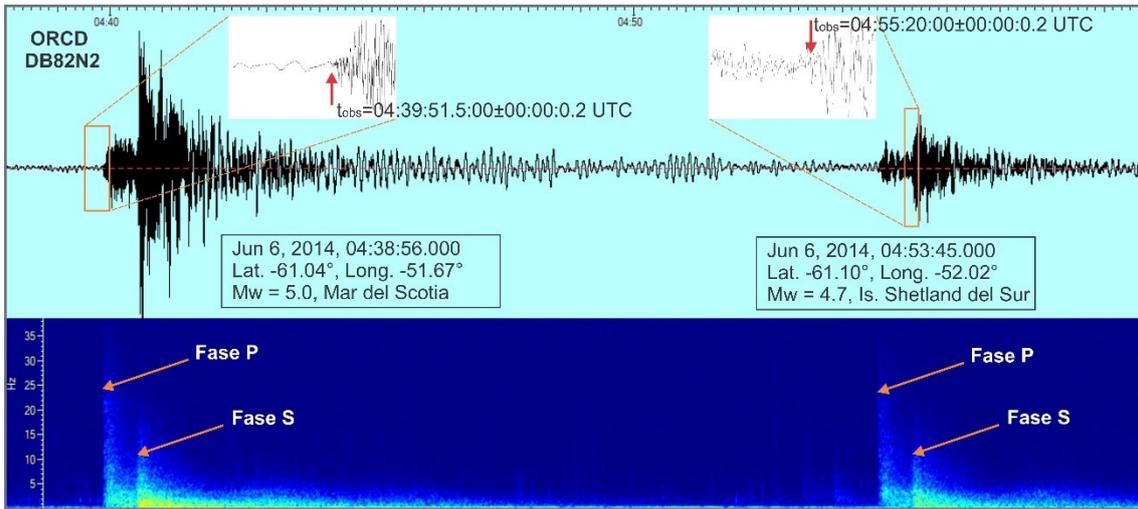
## Figuras



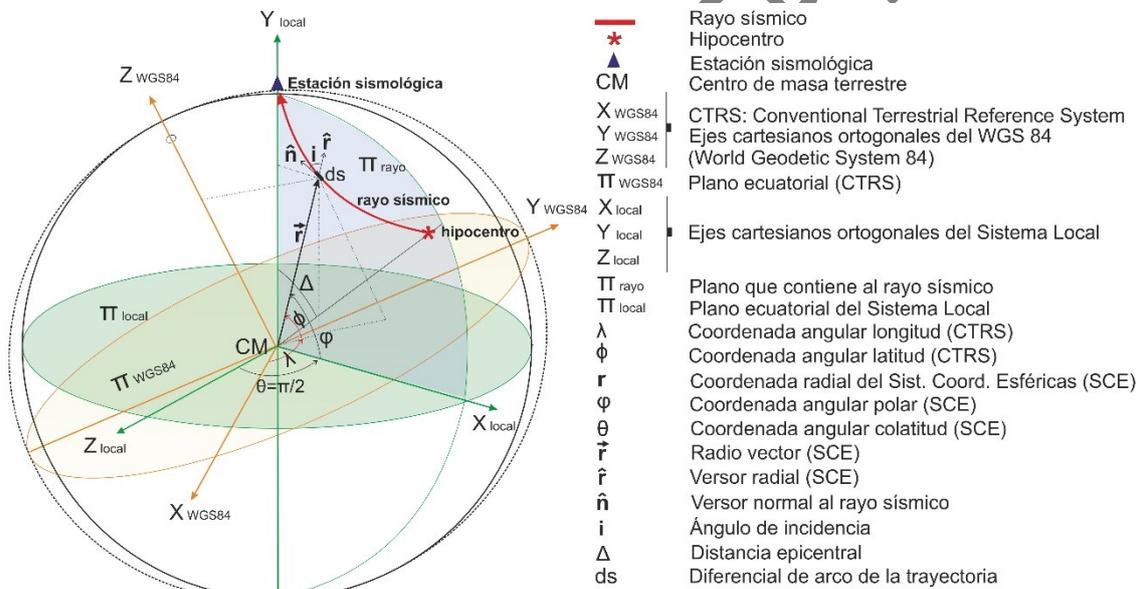
**Figura 1.** Principales lineamientos estructurales y regímenes tectónicos (activos y fósiles) en la región del Scotia y extremo norte de la Península Antártica. **SAM:** Placa Sudamericana; **ANT:** Placa Antártica; **SCO:** Placa Scotia; **SAN:** Placa Sandwich; **DRA:** Placa de Drake (antigua placa Phoenix); **SHS:** Placa Shetland del Sur; **OS:** Bloque de las islas Orcadas del Sur; **GS:** Bloque de las islas Georgias del Sur; **MMA:** Meseta de Malvinas. **IsEs:** Isla de los Estados; **IsMa:** Islas Malvinas; **IsAu:** Islas Aurora; **IsGS:** Islas Georgias del Sur; **IsSS:** Islas Sandwich del Sur; **IsOS:** Islas Orcadas del Sur; **IsEI:** Isla Elefante; **IsShS:** Islas Shetland del Sur; **IsJR:** Isla James Ross; **CJR:** Cuenca James Ross; **CBr:** Cuenca Bransfield (en el Mar de la Flota); **CPo:** Cuenca Powell; **CJa:** Cuenca Jane; **CON:** Cuenca de los Ona; **CPr:** Cuenca Protector; **CDo:** Cuenca Dove; **CSc:** Cuenca Scan; **CYa:** Cuenca de los Yaghanes; **BBu:** Banco Burdwood; **BDa:** Banco Davis; **BAu:** Banco Aurora; **BME:** Banco Maurice Ewing; **EGe:** Elevación noreste de las Georgias; **BHe:** Banco Herdman; **BDi:** Banco Discovery; **BBr:** Banco Bruce; **BPi:** Banco Pirie; **BTe:** Banco Terror; **FMa:** Fosa de Malvinas; **FCh:** Fosa Chilena; **FSS:** Fosa de las Sandwich del Sur; **FShS:** Fosa de las Shetland del Sur; **AJa:** Arco Jane; **DNS:** Dorsal Norte del Scotia; **DSS:** Dorsal Sur del Scotia; **DOS:** Dorsal Oeste del Scotia; **DES:** Dorsal Este del Scotia; **DAP:** Dorsal Antártica-Phoenix; **Dir:** Dorsal Irizar; **ZFH:** Zona de fractura Hero; **ZFS:** Zona de fractura Shackleton; **ZFSS:** Zona de fractura Sandwich del Sur; **ZFQ:** Zona de fractura Quest; **ZFE:** Zona de fractura Endurance; **ZFT:** Zona de fractura Tehuelche (basado en Yamin y Anselmi 2020, Torres Carbonell et al. 2014, Caminos et al. 1999, Ramos 1999, y citas dentro de estos trabajos). El recuadro de trazo discontinuo indica el área geográfica de inversión tomográfica del presente trabajo. Los círculos rojos indican la localización de las estaciones sismológicas de la red ASAIN (*Antarctic Seismographic Argentinean-Italian Network*) cuya ubicación, denominación y características se exhiben en el Cuadro 1.



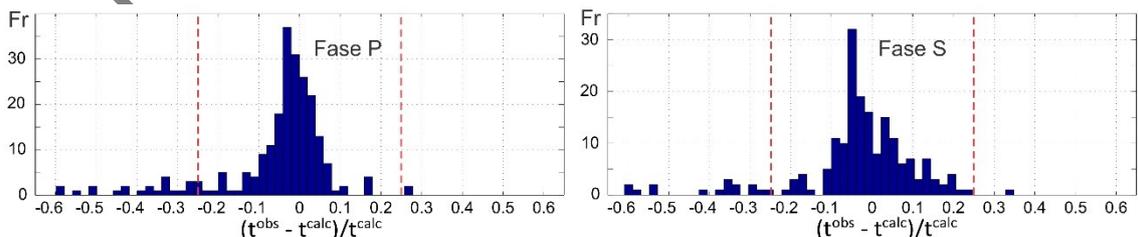
**Figura 2.** Actividad sísmotectónica de magnitud  $M_w \geq 3$  en el Arco del Scotia y Península Antártica, entre los años 1970 y 2020, obtenida de los catálogos internacionales de GFZ (German Research Centre for Geosciences) y de IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology). a) Distribución geográfica de los focos sísmicos en función de la profundidad hipocentral. b) Distribución espacial de la magnitud sísmica. El 86% de la actividad sísmica se concentra en la región de las islas Sandwich del Sur, donde el conjunto de los focos sísmicos delinean con nitidez la zona de Wadati-Benioff de la placa Sudamericana subducida. El resto de la sismicidad se distribuye en forma intermitente a lo largo de las dorsales Sur, Norte y Este del Scotia, la zona de Fractura Shackleton y el eje de expansión del rift del Bransfield. Menos del 1% corresponde a actividad sísmica de intraplaca.



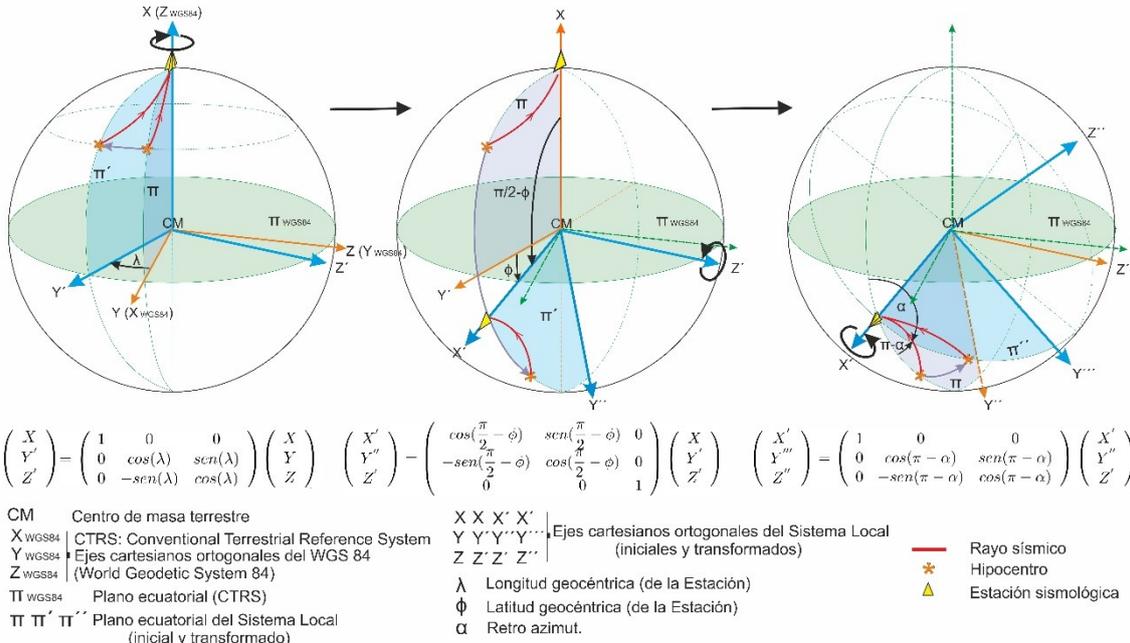
**Figura 3.** Registro de la componente Norte-Sur de dos eventos sísmicos ocurridos con diferencia de 15 minutos el día 6 de junio de 2014, en la región del Mar del Scotia y en cercanías de las Islas Shetland del Sur. Las señales de las fases P y S directas resultaron nítidas, tanto en los sismogramas como en los espectrogramas, lo cual permitió la determinación de los instantes de arribo con precisión de 0.2 segundos para ambas fases.



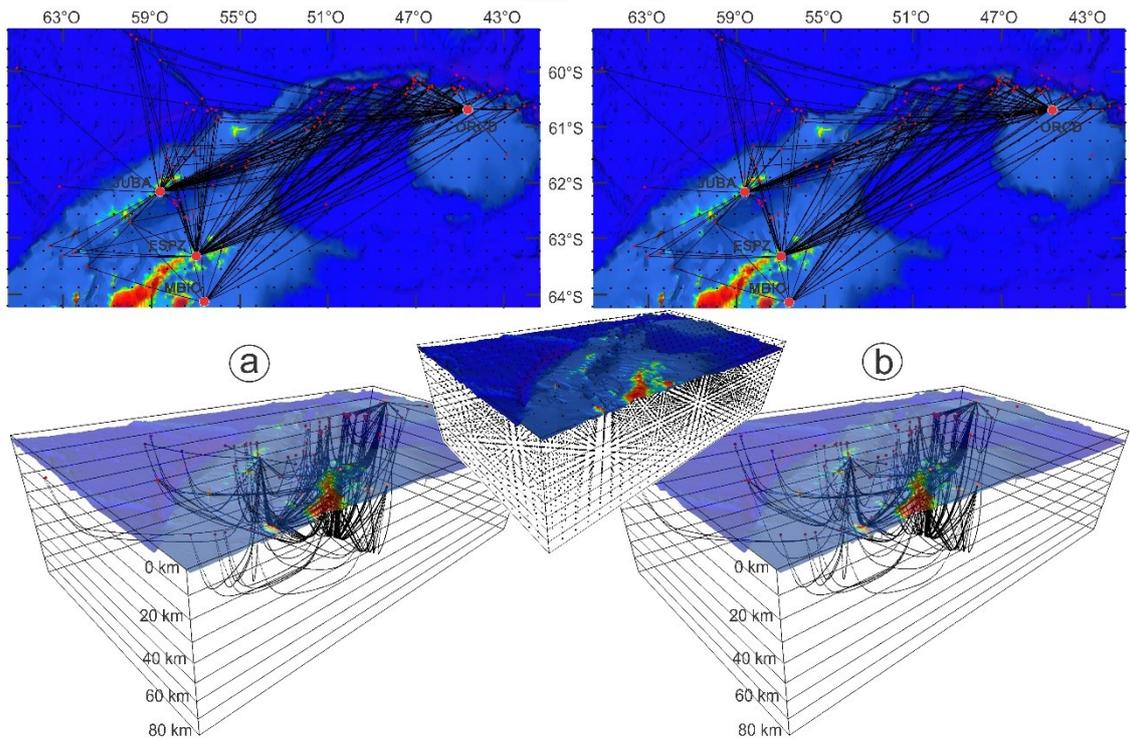
**Figura 4.** Variables de posicionamiento y representación del Sistema local de Coordenadas Esféricas (SCE) utilizado para referenciar la solución del rayo sísmico hallada por el método de Runge-Kutta, en relación al Sistema Convencional de Referencia Terrestre CTRS (*Conventional Terrestrial Reference System*). Ver sección *Georeferenciación*.



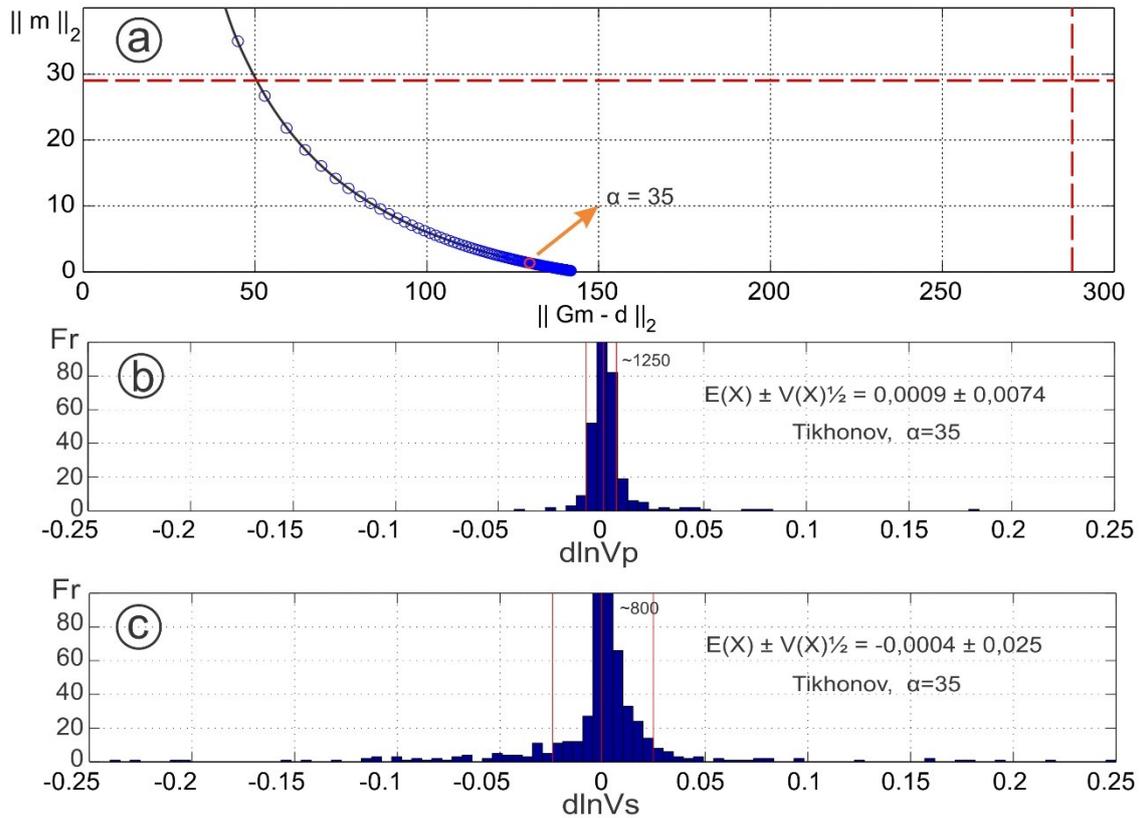
**Figura 5.** Histogramas de frecuencias absolutas de la desviación relativa de los tiempos de viaje observados respecto a los tiempos de viaje sintéticos. Las líneas de trazo discontinuo indican los límites de tolerancia que fueron fijados en -0.25 y 0.25.



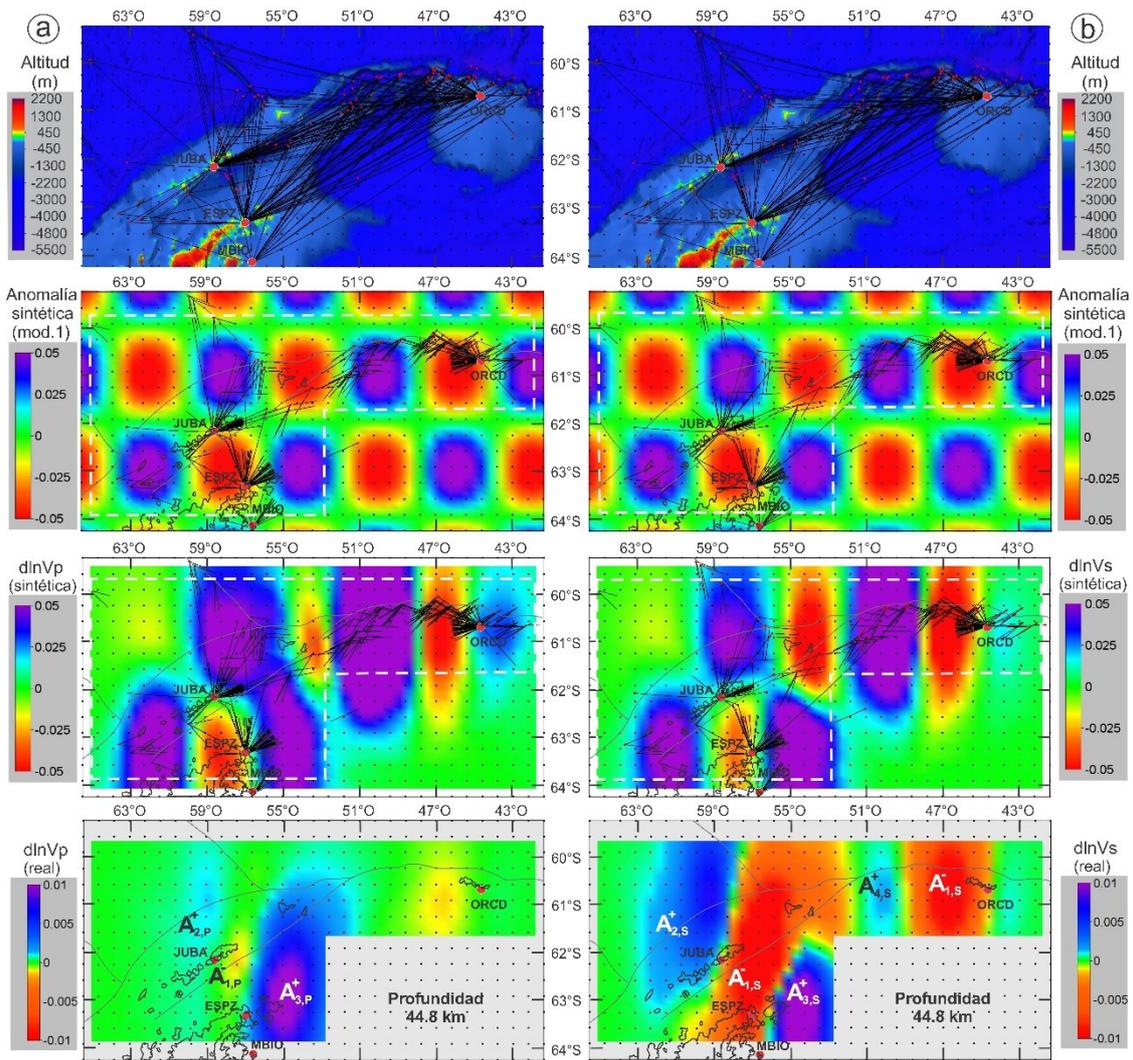
**Figura 6.** Representación de las etapas sucesivas de rotación y posicionamiento del rayo sintético hasta su georeferenciación definitiva en el sistema CTRS (IERS *Conventions* 2010). Definición de los sistemas de referencia y variables de posicionamiento (IERS *Conventions* 2010). Estructura matricial de los tensores de rotación utilizados en las sucesivas etapas de rotación, en función de los ángulos de Euler: longitud geográfica de la estación ( $\lambda$ ), latitud geográfica de la estación ( $\phi$ ) y retro azimut ( $\alpha$ ).



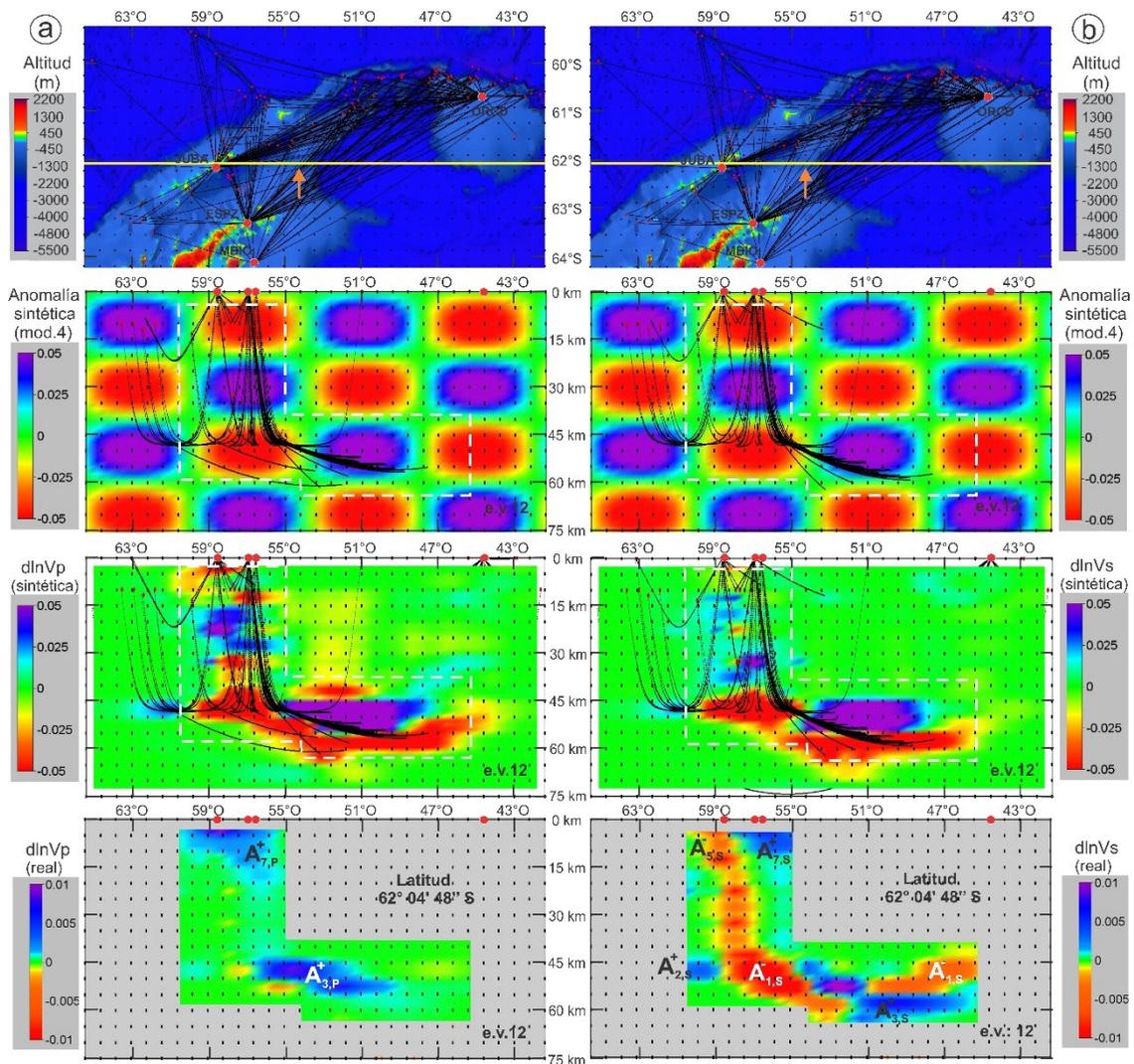
**Figura 7.** Vista en planta y oblicua del sector de inversión tomográfica. Representación en proyección rectangular del sistema CTRS (*Conventional Terrestrial Reference System*) (IERS *Conventions* 2010). Se representan las trayectorias de los rayos sísmicos obtenidas en el modelo de velocidad de referencia, los hipocentros, las estaciones sísmológicas y los nodos de la grilla empleada en la inversión de los datos sísmicos. a) fase P. b) fase S.



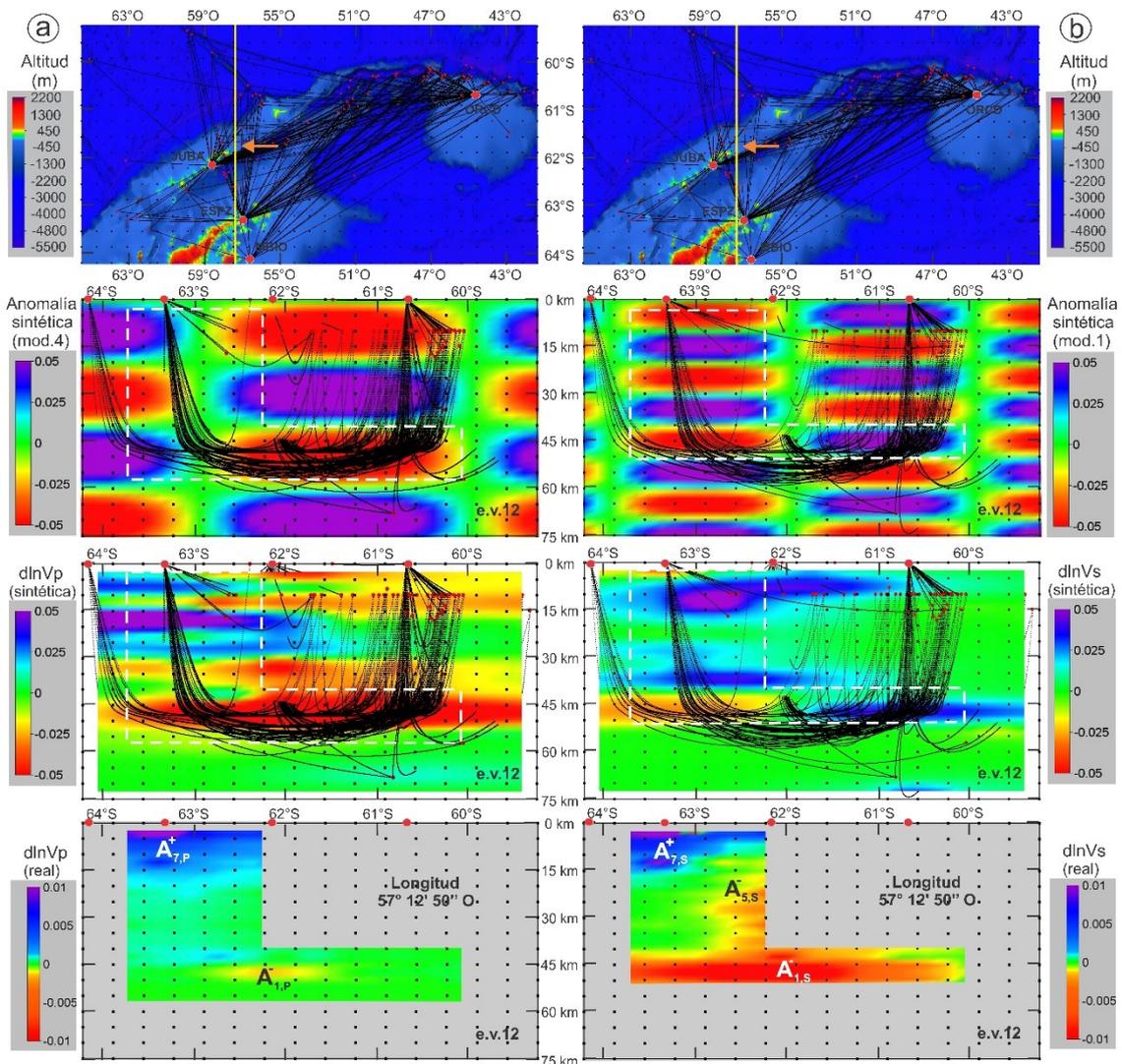
**Figura 8.** Inversión conjunta de los datos sísmicos. A) Curva de regularización obtenida para una sucesión creciente a intervalos regulares del parámetro de regularización:  $\alpha = \{1, 1.2, 1.4, \dots, 99.8, 100\}$ . Las rectas horizontal y vertical (en rojo) indican los umbrales  $\varepsilon$  y  $\delta$  con sentido físico y estadístico, respectivamente, establecidos de acuerdo a los criterios explicados en la sección *Inversión de los datos*. De este modo, el espacio de soluciones con sentido físico y estadístico queda restringido al cuadrante inferior izquierdo determinado por dichos umbrales. La solución de máxima norma correspondiente al subconjunto de soluciones discrepantes se verifica para un  $\alpha$  aproximado de 35. B) y C) Histogramas de frecuencias absolutas correspondientes a las soluciones P y S obtenidas mediante inversión conjunta regularizada. Frecuencia absoluta ( $Fr$ ) versus anomalía de velocidad de onda P/S ( $d\ln V_p/d\ln V_s$ ). Se indican la media y la desviación estándar de cada espectro.



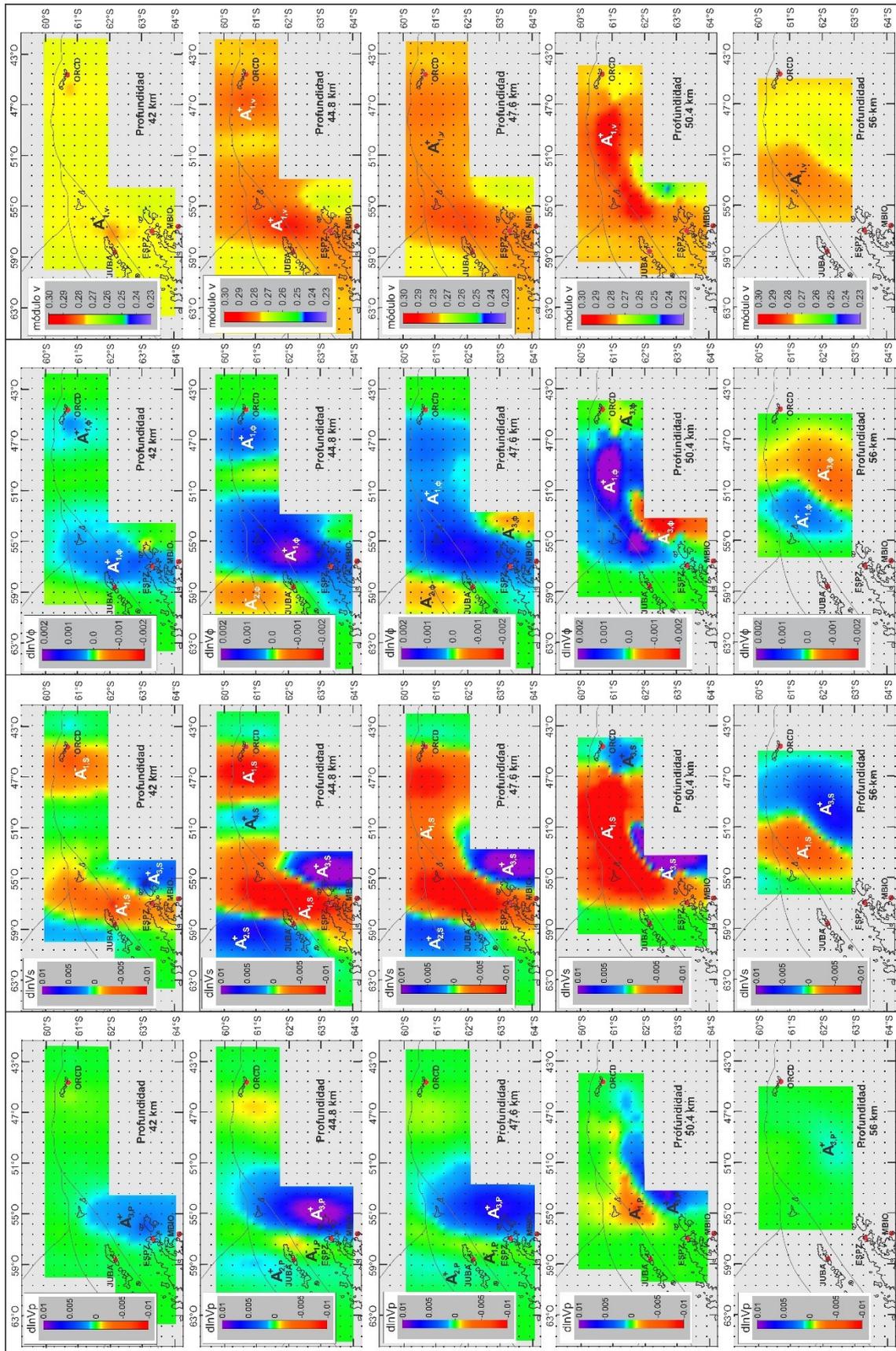
**Figura 9.** Imagen tomográfica y prueba de resolución para una sección horizontal a una profundidad de 44.8 km. **Arriba:** Vista en planta de la topografía, focos sísmicos, trayectorias de los rayos y estaciones sísmológicas (a: fase P, b: fase S). **Centro-superior:** Modelo de anomalía tipo damero (*checkerboard*) empleado para la prueba de resolución sintética. Las dimensiones de la anomalía sintética son: longitud en sentido longitudinal  $L_{\lambda} = 220$  km, longitud en sentido latitudinal  $L_{\phi} = 220$  km, longitud en profundidad  $L_h = 10$  km. Se seleccionó el modelo que mejor restituyó el patrón de anomalías sintéticas, dentro del sector de cubrimiento efectivo de los rayos para dicha profundidad (a: fase P, b: fase S). **Centro-inferior:** Inversión de los datos sintéticos o modelo de anomalías sintéticas restituido (a: fase P, b: fase S). **Abajo:** Inversión de los datos reales o tomografía sísmica (a: fase P, b: fase S).



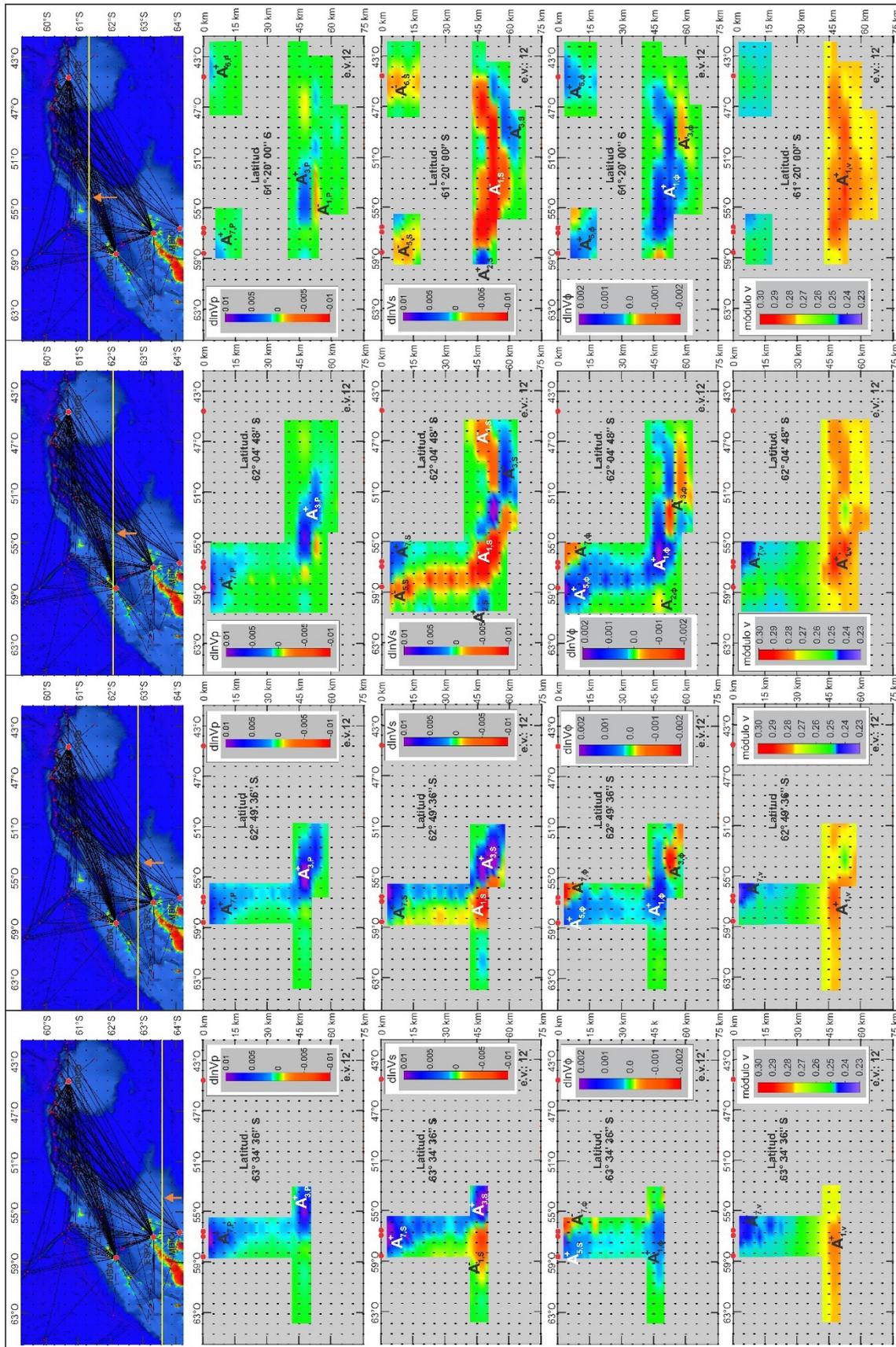
**Figura 10.** Imagen tomográfica y prueba de resolución para una sección vertical E-O en  $\phi = 62^\circ 04' 48''$  S. **Arriba:** Vista en planta de la topografía, focos sísmicos, trayectorias de los rayos y estaciones sismológicas (a: fase P, b: fase S). **Centro-superior:** Modelo de anomalía tipo damero (*checkerboard*) empleado para la prueba de resolución sintética. Las dimensiones de la anomalía sintética son: longitud en sentido longitudinal  $L_\lambda = 330$  km, longitud en sentido latitudinal  $L_\phi = 330$  km, longitud en profundidad  $L_h = 20$  km. Se seleccionó el modelo que mejor restituyó el patrón de anomalías sintéticas, dentro del sector de cubrimiento efectivo de los rayos para dicha profundidad (a: fase P, b: fase S). **Centro-inferior:** Inversión de los datos sintéticos o modelo de anomalías sintéticas restituido (a: fase P, b: fase S). **Abajo:** Inversión de los datos reales o tomografía sísmica (a: fase P, b: fase S). Exageración vertical e.v. = 12.



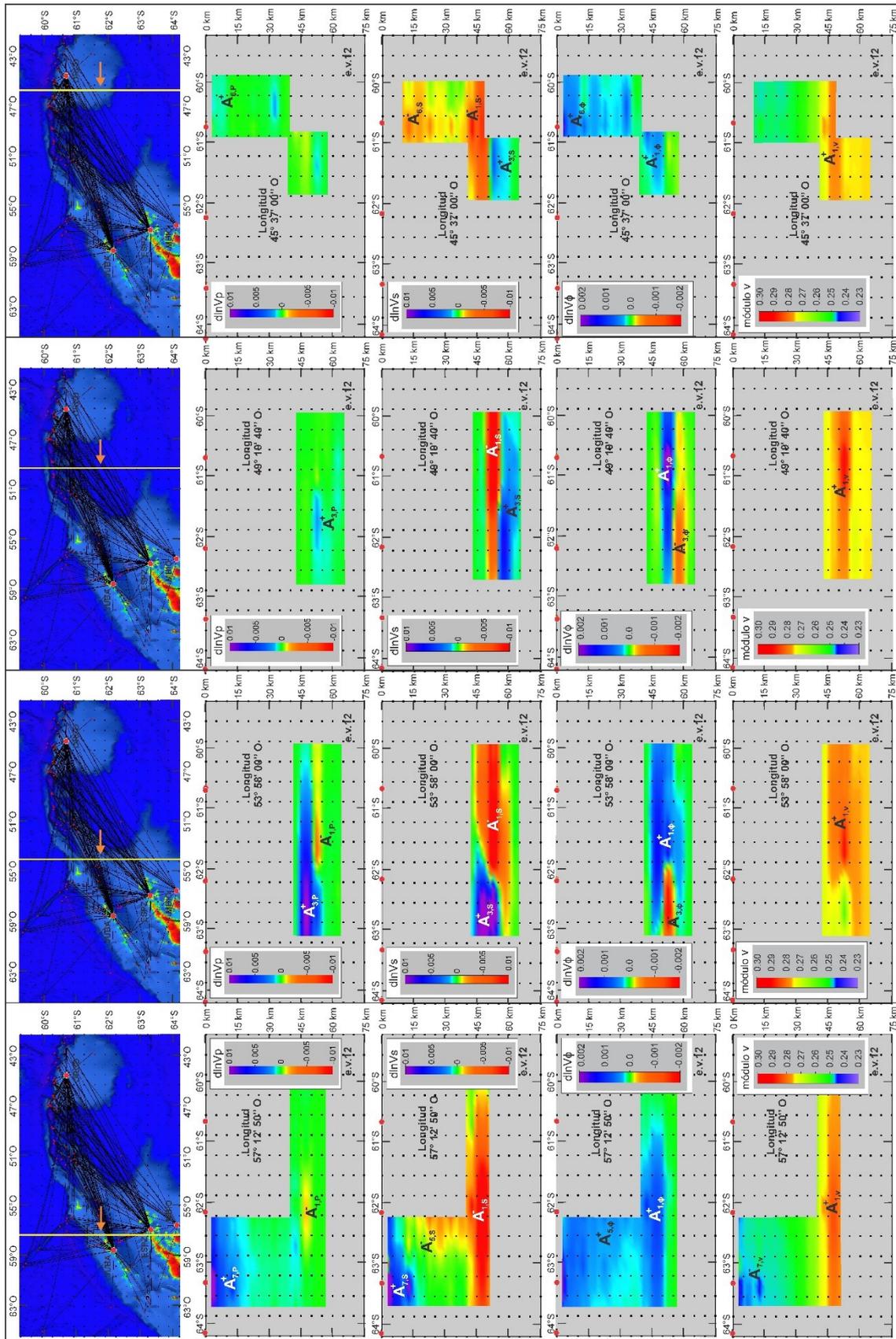
**Figura 11.** Imagen tomográfica y prueba de resolución para una sección vertical N-S en  $\lambda = 57^\circ 12' 50''$  O. **Arriba:** Vista en planta de la topografía, focos sísmicos, trayectorias de los rayos y estaciones sísmológicas (a: fase P, b: fase S). **Centro-superior:** Modelo de anomalía tipo damero (*checkerboard*) empleado para la prueba de resolución sintética. Las dimensiones de la anomalía sintética son: longitud en sentido longitudinal  $L_\lambda = 330$  km (mod.4) / 110 km (mod.1), longitud en sentido latitudinal  $L_\phi = 330$  km (mod.4) / 110 km (mod.1), longitud en profundidad  $L_h = 20$  km (mod.4) / 10 km (mod.1). Se seleccionó el modelo que mejor restituyó el patrón de anomalías sintéticas, dentro del sector de cubrimiento efectivo de los rayos para dicha profundidad (a: fase P, b: fase S). **Centro-inferior:** Inversión de los datos sintéticos o modelo de anomalías sintéticas restituido (a: fase P, b: fase S). **Abajo:** Inversión de los datos reales o tomografía sísmica (a: fase P, b: fase S). Exageración vertical e.v. = 12.



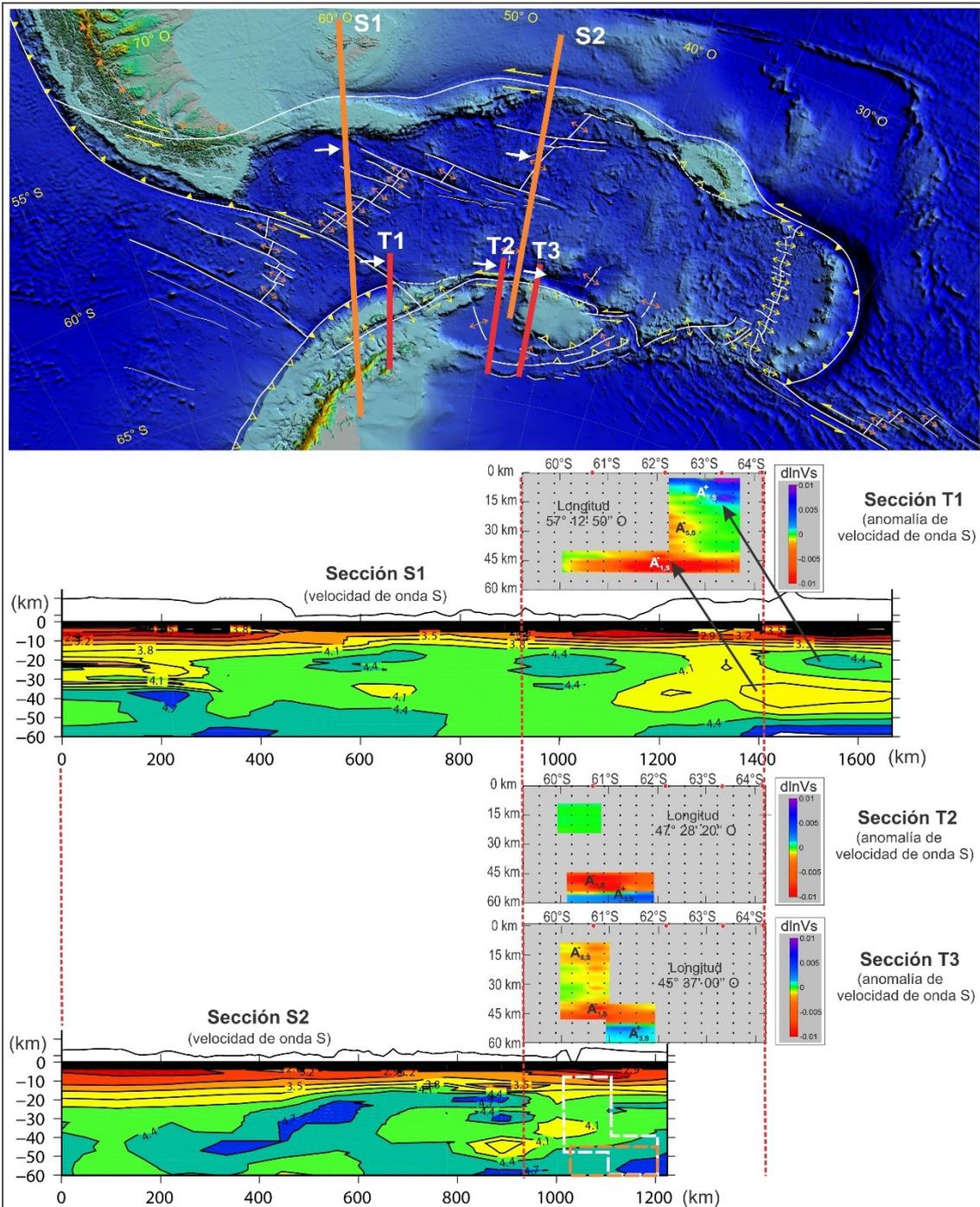
**Figura 12.** Anomalías de velocidad de onda P, de onda S, acústica  $V_\phi$ , y módulo de Poisson, para las profundidades: 42 km, 44.8 km, 47.6 km, 50.4 km y 56 km.



**Figura 13.** Anomalías de velocidad de onda P, de onda S, acústica  $V_\phi$ , y módulo de Poisson, para las secciones verticales E-O,  $\phi = 63^\circ 34' 36''$  S,  $\phi = 62^\circ 49' 36''$  S,  $\phi = 62^\circ 04' 48''$  S y  $\phi = 61^\circ 20' 00''$  S. Exageración vertical e.v. = 12.



**Figura 14.** Anomalías de velocidad de onda P, de onda S, acústica  $V_\phi$ , y módulo de Poisson, para las secciones verticales N-S,  $\lambda = 57^\circ 12' 50'' \text{ O}$ ,  $\lambda = 53^\circ 58' 00'' \text{ O}$ ,  $\lambda = 49^\circ 19' 40'' \text{ O}$  y  $\lambda = 45^\circ 37' 00'' \text{ O}$ . Exageración vertical e.v. = 12.



**Figura 15.** Comparación entre la tomografía sísmica realizada por Vuan et al. (2014) (Secciones S1 y S2) y la realizada en el presente trabajo (Secciones T1, T2 y T3). Existe consistencia entre el modelo de velocidad de onda S obtenido por Vuan et al. (2014) y el modelo de anomalías de velocidad de onda S obtenido en este trabajo. La sección S1 es próxima a la sección T1, en tanto que la sección S2 es próxima a las secciones T2 y T3. La anomalía negativa de velocidad S infrayacente al rift del Bransfield (región del Mar de la Flota) presenta notable similitud entre las secciones S1 y T1, con la única salvedad que en la sección T1 la misma anomalía se encuentra desplazada hacia el norte. Esta observación resulta consistente con la orientación SSO-NNE que exhibe el rift del Bransfield, hecho que sugiere una vinculación causal entre la anomalía sísmica y el régimen extensional del rift. La anomalía de baja velocidad del Bransfield presenta un brazo o prolongación que se desarrolla hacia el este (ver también Figura 14). Dicha prolongación se condice con las tomografías de Vuan et al. (2014), a partir de las cuales puede establecerse su desarrollo restringido a la dorsal Sur del Scotia. Aproximadamente entre los 50 km y 60 km de profundidad, la anomalía de baja velocidad se ve interrumpida por una anomalía de alta



**Cuadro 2.** Eventos sísmicos utilizados en el presente trabajo. Los sismos datan del período 2009 a 2019. Se localizan a lo largo de la dorsal Sur del Scotia, la trinchera de las Shetland del Sur y el sector sureste de la zona de Fractura Shackleton. Se destaca en color rojo los sismos de magnitud mayor o igual a 5.

Año	Mes	Día	Tiempo UTC	Magnitud Mw	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)
2019	6	5	17:32:34	4.7	-55.87	-61.75	10.0
2018	8	27	20:09:22	<b>5.6</b>	-58.12	-61.76	47.8
2017	2	22	08:25:36	<b>5.3</b>	-51.52	-60.88	68.1
2016	11	20	00:58:11	<b>5.1</b>	-57.02	-61.45	10.0
2016	11	11	10:57:10	4.7	-47.55	-60.45	10.0
2016	10	18	04:26:08	<b>5.3</b>	-47.27	-60.35	10.0
2016	10	17	00:13:56	4.9	-61.91	-63.59	10.0
2016	6	23	03:05:39	<b>5.5</b>	-42.95	-60.67	10.0
2016	5	30	15:35:09	4.6	-54.65	-61.67	10.0
2015	10	30	07:18:21	<b>5.0</b>	-50.96	-60.98	10.0
2015	10	30	03:26:45	4.8	-51.21	-60.83	10.0
2015	10	30	03:18:42	<b>5.1</b>	-51.41	-60.96	10.0
2015	10	22	01:17:11	<b>5.5</b>	-45.40	-60.34	15.1
2015	9	27	13:43:53	4.7	-45.10	-60.31	13.4
2015	9	6	05:15:36	4.8	-48.87	-60.28	10.0
2015	7	13	04:43:19	<b>5.0</b>	-50.42	-60.72	10.0
2014	10	10	05:14:20	4.9	-50.01	-60.36	10.0
2014	9	12	03:19:31	<b>5.1</b>	-59.97	-62.78	13.3
2014	6	6	04:53:45	4.7	-52.02	-61.10	10.0
2014	6	6	04:38:56	<b>5.0</b>	-51.67	-61.04	10.0
2014	5	9	05:47:38	4.4	-47.03	-60.11	10.0
2014	5	9	05:43:44	4.4	-47.23	-60.16	10.0
2014	2	27	05:10:59	<b>5.3</b>	-59.70	-59.46	10.0
2014	2	25	15:43:31	<b>5.1</b>	-59.94	-59.38	14.8
2014	2	22	22:39:32	<b>5.5</b>	-47.19	-60.20	10.1
2014	2	16	08:25:53	4.8	-46.90	-60.28	9.9
2014	2	8	19:50:36	<b>6.0</b>	-45.24	-60.43	18.2
2014	1	11	20:18:11	4.9	-47.48	-60.35	10.0
2013	12	26	16:09:30	4.9	-42.52	-60.74	15.6
2013	12	25	07:07:01	4.7	-48.97	-60.29	10.0
2013	12	24	15:17:48	4.8	-48.96	-60.34	14.8
2013	11	23	21:58:38	<b>5.0</b>	-44.94	-60.16	14.9
2013	11	18	04:28:45	<b>5.0</b>	-43.31	-60.48	13.7
2013	11	18	03:52:20	4.9	-42.20	-60.67	16.6
2013	11	18	02:11:07	4.9	-43.76	-60.40	16.9
2013	11	17	16:07:57	3.7	-42.98	-61.55	0.0
2013	11	17	14:59:13	<b>5.0</b>	-42.97	-60.36	15.6
2013	11	17	12:45:25	<b>5.3</b>	-45.33	-60.36	10.0
2013	11	17	12:11:36	<b>5.7</b>	-44.30	-60.50	10.0
2013	11	17	11:13:02	<b>5.2</b>	-46.73	-60.21	10.0
2013	11	17	10:44:07	<b>5.3</b>	-44.97	-60.35	10.0
2013	11	17	09:04:55	<b>7.8</b>	-46.36	-60.30	10.0
2013	11	16	09:35:46	<b>5.2</b>	-46.51	-60.34	10.0
2013	11	16	08:35:06	<b>5.4</b>	-46.37	-60.33	10.0
2013	11	16	08:18:11	<b>5.1</b>	-46.55	-60.39	10.0
2013	11	16	03:34:31	<b>6.8</b>	-47.11	-60.21	9.9
2013	11	13	23:45:48	<b>6.1</b>	-47.20	-60.26	10.0
2013	7	23	00:23:14	4.4	-63.63	-63.21	10.0
2013	7	22	00:05:05	<b>5.2</b>	-58.30	-61.61	15.9
2013	7	16	19:41:54	<b>5.6</b>	-62.51	-63.34	11.7
2012	8	2	14:32:08	<b>5.0</b>	-58.26	-61.40	10.0
2012	7	19	01:17:58	4.5	-51.35	-60.43	10.0
2012	5	23	08:13:55	4.8	-51.85	-60.71	10.0
2012	3	2	01:01:53	4.9	-41.73	-60.70	10.0

2012	1	26	19:54:17	4.0	-51,13	-62,46	0.0
2012	1	26	15:52:57	5.4	-51.41	-60.58	37.6
2012	1	17	20:58:55	4.9	-57.42	-60.62	10.0
2012	1	16	04:30:57	4.7	-56.31	-60.72	10.0
2012	1	16	03:59:44	5.7	-56.10	-60.75	10.0
2012	1	15	18:41:09	5.1	-53.57	-61.33	10.0
2012	1	15	16:44:41	4.8	-56.50	-60.76	10.0
2012	1	15	16:35:24	4.6	-57.12	-60.74	10.0
2012	1	15	14:21:31	6.0	-55.97	-60.88	10.0
2012	1	15	13:40:19	6.6	-56.11	-60.95	8.0
2011	9	1	12:09:25	4.3	-50.16	-60.34	35.0
2011	9	1	12:07:09	5.1	-49.88	-60.34	41.9
2011	6	15	07:05:43	5.0	-57.94	-62.03	10.0
2011	6	13	00:02:38	5.1	-56.73	-60.54	25.3
2011	6	12	16:22:18	4.3	-57.87	-62.48	32.5
2011	6	10	17:06:19	4.9	-57.35	-62.72	17.1
2011	6	7	19:23:21	4.5	-58.65	-61.92	10.0
2011	6	7	13:42:26	4.7	-57.75	-62.38	10.0
2011	6	7	11:21:02	4.6	-57.97	-62.43	10.0
2011	6	7	10:31:23	4.4	-57.15	-62.61	10.0
2011	5	24	19:06:14	4.1	-57.50	-62.69	10.0
2011	5	22	20:14:10	4.2	-45.26	-60.11	57.1
2011	5	20	06:53:16	4.8	-44.08	-60.47	17.2
2011	2	6	21:39:58	4.8	-58.62	-59.84	17.6
2011	1	12	16:45:00	4.6	-54.76	-61.79	10.0
2010	10	25	08:17:43	4.3	-63.01	-63.39	10.0
2009	10	27	00:04:47	6.0	-65.08	-59.98	15.9
2009	10	22	22:38:52	4.5	-55.40	-61.76	10.0
2009	7	30	11:16:37	4.0	-63.15	-62.13	0.0
2009	2	15	02:41:02	4.9	-56.24	-62.11	10.0
2009	2	6	03:51:14	4.0	-45.50	-60.76	0.0