

COMENTARIO

Comentario sobre “Isoterma de Curie en Chile central: análisis del gradiente y flujo geotérmico en la zona continental” de David Cáceres Araya (2025), *Andean Geology* 52(2): 268-279

Gonzalo Yáñez C.¹

¹ Pontificia Universidad Católica de Chile, Vicuña Mackenna 4860, Macul, Santiago, Chile.
gyaneza@uc.cl

El trabajo de Cáceres (2025) tiene el gran mérito de poner en discusión una estrategia geofísica indirecta para la estimación de la isoterma de Curie y al mismo tiempo proveer de una aproximación al gradiente geotérmico en la zona central de Chile, en continente y extensión costa afuera. El gradiente termal es muy relevante para una serie de problemas en geociencias. Por una parte, como recurso energético la geotermia aún tiene la opción de constituirse en una componente complementaria para la estrategia de descarbonización a escala local y planetaria. Adicionalmente, el estimar el flujo de calor es clave para la comprensión de los procesos geodinámicos que condicionan principalmente los ambientes de convergencia de placas. Por estas razones es muy importante avanzar en estrategias que permitan reconocer este parámetro físico, y este artículo de Cáceres (2025), da la oportunidad de avanzar en esta necesaria discusión.

Sin embargo, he decidido escribir este comentario para aclarar algunos aspectos relevantes de la metodología ocupada, rectificar algunas imprecisiones conceptuales, y su potencial impacto en la comprensión del flujo de calor en Chile.

1. Marco conceptual

1. La estimación de la profundidad del techo y la base de un cuerpo magnetizado mediante análisis espectral ha sido desarrollada por Spector y Grant (1970) y continuado por otros investigadores, tal cual se expresa en la sección 3.1 del trabajo de Cáceres (2025), erróneamente titulada “Profundidad del punto de Curie”. Se ha demostrado también que, en términos estadísticos, el espectro de potencia de un conjunto de cuerpos magnéticos

de forma prismática permite estimar el valor promedio de la profundidad al techo de las fuentes magnéticas, así como también el promedio centroide de su extensión en profundidad, si bien este último parámetro es bastante más incierto. En consecuencia, en base a estos dos parámetros se puede estimar también la base del conjunto de fuentes magnetizadas.

2. La temperatura de Curie se define como la temperatura a la cual los minerales que tienen una alta capacidad de magnetizarse pierden esta cualidad. En el caso de la magnetita y la hematita esta temperatura excede los 500 °C, pero en otros minerales tales como la pirrotina y titanomagnetita estas temperaturas están en el rango 100-200 °C (Dunlop y Ozdemir, 2007). Entonces la estimación de la temperatura de Curie mediante la aplicación de datos magnéticos se basa en que, dado el aumento de la temperatura con la profundidad, al momento de alcanzar la temperatura de Curie de las fuentes magnéticas asociadas se encontraría la base del cuerpo magnetizado.
3. Asumiendo que es posible estimar correctamente la profundidad a la base de las fuentes magnetizadas, la aplicación de la técnica espectral para la estimación de la profundidad a la cual se alcanza la temperatura de Curie exige cumplir dos supuestos extremadamente restrictivos:
 - Los cuerpos magnetizados se extienden al menos hasta la profundidad en que se alcanza la temperatura de Curie;
 - Las anomalías magnéticas consideradas tienen un carácter aleatorio (no determinístico).
4. En consecuencia, parece razonable tener presente que la base de los cuerpos magnetizados no necesariamente corresponde a la profundidad

del punto de Curie. Como se verá en la próxima sección de este comentario, las profundidades esperadas de la isoterma de 580 °C, en corteza oceánica y continental en márgenes de subducción activos, están fuertemente condicionadas por la edad de la corteza oceánica y por el efecto de una placa subductada fría.

Por último, deseo aclarar que contrario a lo que se indica en Cáceres (2025), la estimación de la profundidad de Curie mediante técnicas espectrales no es novedosa, en particular si está basada en información derivada del mapa magnético global EMAG2v3. En efecto, el análisis espectral de anomalías magnéticas empezó a desarrollarse hace más de 50 años a partir del trabajo de Spector y Grant (1970), y su aplicación en la inferencia de la profundidad de Curie lleva también más de 30 años (ver por ejemplo Gailler *et al.*, 2016, y referencias allí citadas). En general, se ha aplicado sobre grandes extensiones de terreno usando datos aeromagnéticos (Bouligand *et al.*, 2009, en el oeste de Estados Unidos), o a escala global sobre la base de datos EMAG2v3 (Li *et al.*, 2017). Este último trabajo, en particular, cubre también el área del trabajo de Cáceres (2025) usando la misma metodología. Un denominador común a estas aplicaciones es su carácter estadístico y no restringido a un contexto geológico particular. Tal vez lo novedoso de la metodología que Cáceres (2025) desea expresar es en el contexto del caso de estudio, enfocado en la zona central de Chile.

2. Estado termal esperado del piso oceánico y margen de subducción del área de estudio

En esta sección realizo un breve análisis comparativo entre los resultados obtenidos por Cáceres (2025) y el estado del conocimiento de la ubicación de la isoterma 580 °C en el piso oceánico y margen continental para la zona de estudio. En la figura 1, se presentan los elementos centrales para contextualizar la ubicación esperada de la isoterma 580 °C. En esta figura se indica la edad de la corteza oceánica, entre 28 y 42 Ma, la cual aumenta en dirección noreste y presenta un *offset* del orden de 5 Ma a lo largo de la zona de fractura de Challenger. Estas edades han sido rejuvenecidas ~10-8 millones de años a lo largo de la traza de la dorsal asísmica de Juan Fernández (JFR en sus siglas en inglés; Fig. 1), producto del magmatismo asociado al *hotspot* homónimo (Yáñez *et al.*, 2001). En esta dorsal asísmica se han datado

muestras en las islas Robinson Crusoe y Alejandro Selkirk (~81° O), y el Monte Friday (~82° O), con edades en el rango de 0,6 a 4 Ma, con una progresión de edades hacia el este (Reyes *et al.*, 2017, 2019; Lara *et al.*, 2018, 2022). Por otra parte, a la longitud de 70° O el plano de Benioff alcanza profundidades entre 80-100 km (Hayes *et al.*, 2018), en una zona continental que incluye unidades geológicas cuyas edades van desde el Paleozoico hasta el Cenozoico

El modelo termal en litosfera oceánica no perturbada se puede aproximar como un modelo *half-space* (Turcotte y Oxburgh, 1967), en el cual la profundidad en km de una isoterma dada es proporcional a la raíz cuadrada de la edad de la placa en Ma. La constante de proporción (α) oscila entre 3 y 6 para edades de placa de 0 a 60 Ma (Li *et al.*, 2017), por lo que la isoterma de 580 °C se encontraría a profundidades de 18 a 24 km en el área de estudio (Fig. 2A), creciendo monotónicamente desde el suroeste al noreste, con la excepción de la zona de fractura de Challenger, donde la transición norte-sur es un poco más pronunciada, con un salto de 3 a 5 km al norte de la zona de fractura. Si se compara este resultado con la profundidad de la isoterma de Curie reportada en la figura 4 de Cáceres (2025), se observa que en ese caso la profundidad de Curie oscila entre 7 y 43 km, mostrando un patrón espacial bastante heterogéneo. Se argumenta también en Cáceres (2025) que la presencia del JFR podría explicar los altos valores de flujo de calor y profundidades de Curie someras; sin embargo, de la figura 4 de Cáceres (2025) no se aprecia ninguna tendencia evidente a lo largo del JFR. Por lo demás, dado que las edades a lo largo del JFR, desde Alejandro Selkirk hasta la fosa, cubren el rango de 1 a 10 Ma (Yáñez *et al.*, 2001; Lara *et al.*, 2018, 2022) y a que el tiempo característico de enfriamiento de una esfera de basalto de dimensiones similares a las longitudes de onda del JFR (~25 km) debe ocurrir en una escala de tiempo de 0,6 a 2,5 Ma (Jaeger, 1968), solo la fracción occidental del JFR (es decir, al oeste de la isla Robinson Crusoe) podría mostrar una anomalía termal. Por último, si bien el JFR es efectivamente anómalo en términos del espesor cortical, la productividad calórica de los basaltos oceánicos es muy baja como para generar una anomalía termal significativa (ver por ejemplo la Tabla 4 de Valdenegro *et al.*, 2019).

El campo termal en el antearco continental está fuertemente influenciado por la subducción de la placa oceánica, la cual constituye un cuerpo frío

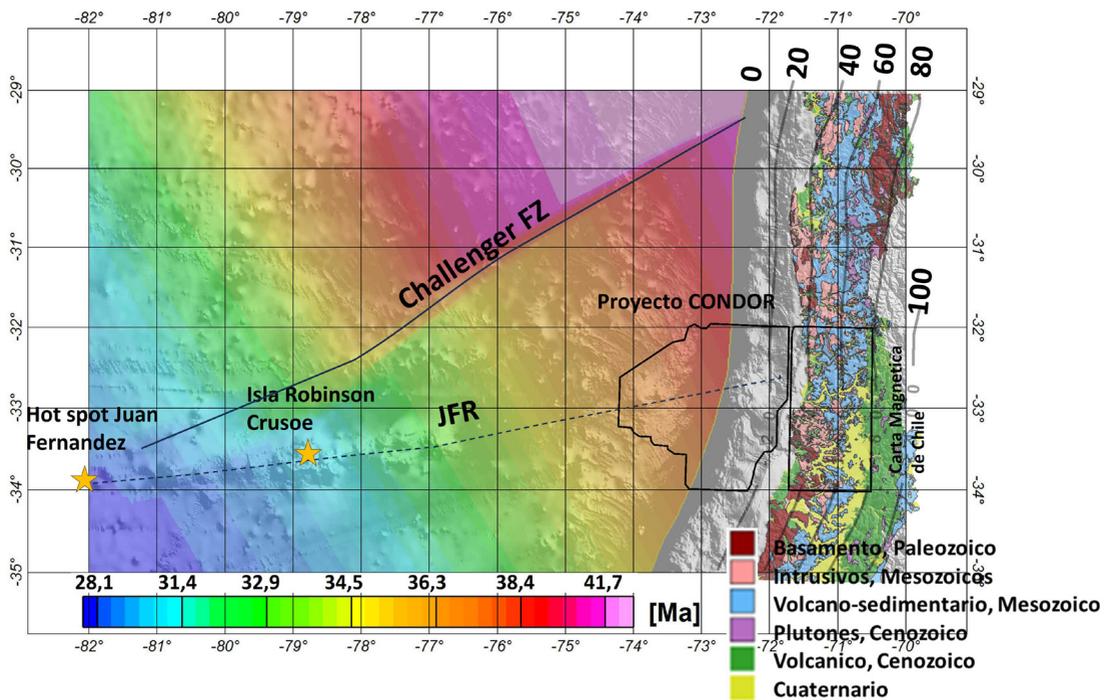


FIG. 1. Contexto del área de estudio. Mapa de colores: edad de la corteza oceánica de acuerdo a Müller *et al.* (2008). Isolíneas: Profundidad de la placa oceánica en km de acuerdo al modelo de Hayes *et al.* (2018). Geología continental simplificada del Mapa Geológico de Chile (Sernageomin). Trayectoria de la dorsal de Juan Fernández (JFR) de acuerdo a Yáñez *et al.* (2001). El recuadro de color negro delimita la cobertura de datos magnéticos marinos (Proyecto CONDOR) y continentales (Carta Magnética de Chile) (ver figura 4).

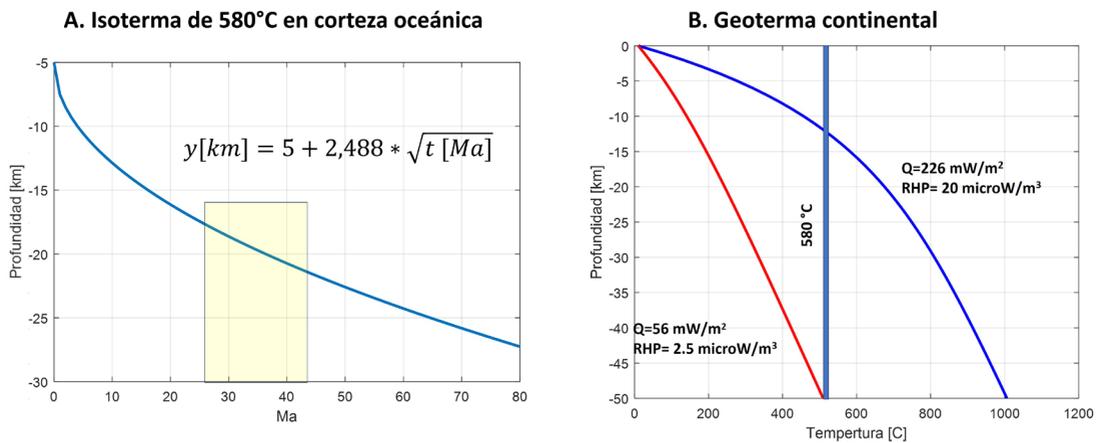


FIG. 2. **A.** Isoterma de 580 °C en corteza oceánica usando la relación empírica propuesta por Li *et al.* (2017). El área enmarcada en amarillo corresponde al rango de edades en el área de estudio de Cáceres (2025). **B.** Gradiente geotermal en un escenario característico de ambiente continental con una productividad calórica (RHP) de 2,5 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ (o flujo de calor de 56 mW/m^2), color rojo, y un escenario hipotético que permitiría un gradiente termal tal que la isoterma de 580 °C se ubique a menos de 15 km de profundidad (curva azul; productividad calórica de 20 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ o flujo de calor de 226 mW/m^2).

que perturba la estructura termal del manto (ver modelos de la estructura termal en Chile; por ejemplo, Valdenegro *et al.*, 2019; Araya Vargas *et al.*, 2021). En estos modelos termales, la isoterma de 580 °C se ubica a una profundidad en el rango de 15 a 20 km bajo el plano de Benioff, dependiendo de la edad de la placa subductada y la velocidad de convergencia, pero nuevamente con un aumento monotónico de profundidad desde 20 km a la longitud de la fosa hasta 100-120 km a la longitud 70° O. Si se compara este resultado con la parte oriental de la figura 4 de Cáceres (2025), no se observa una correlación con los valores inferidos de profundidad de la isoterma de 580 °C. De hecho, en el trabajo de Cáceres (2025) se aprecia en la parte norte continental (al norte de 32° S), una isoterma de 580 °C a profundidades inferiores a 15 km. Un valor esperado para un ambiente continental encuentra la isoterma de 580 °C a 50 km de profundidad considerando un calor radiogénico (RHP) de 2.5 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ (o un flujo de calor de 56 mW/m^2) (Fig. 2B, curva roja). Para encontrar la isoterma de 580 °C a profundidades inferiores a 15 km (Fig. 2B, curva azul), es necesario considerar un calor radiogénico de 20 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ (equivalente a una concentración de uranio de 900 ppm, cuando el promedio en un granito es 4.7 ppm) o un flujo de calor de 226 mW/m^2 , los cuales son irreales para las rocas que componen el antearco del área de estudio. La opción de fuentes de calor asociadas a segmentos ya subductados del JFR es también inviable dada la progresión de edades mayores a 10 Ma al este de la fosa. Por otra parte, Sanhueza *et al.* (2023) demostró que el efecto calórico de una dorsal activa disminuye significativamente luego de 2 millones de años de haber subductado bajo la fosa. Por lo tanto, una dorsal inactiva como el JFR, la cual es aún más fría al iniciar su proceso de subducción, tiene un efecto calórico prácticamente nulo en la estructura termal cortical luego de haber subductado.

La comparación previa entre valores esperados de gradiente termal en corteza oceánica y continental en el área de estudio no es consistente con las inferencias del modelo presentado en Cáceres (2025). Una primera explicación para esta inconsistencia tiene relación con argumentos geológicos. Por ejemplo, a relativamente pequeña escala las anomalías magnéticas son determinísticas y muy probablemente su base no alcanza la profundidad de Curie. La corteza oceánica, fuertemente magnetizada, no alcanza profundidades mayores a 8 km, con un

manto litosférico probablemente magnetizado pero de menor intensidad (ver discusión en Masterton *et al.*, 2012). En el antearco de la corteza continental, el Moho está a profundidades inferiores a 40 km, aunque el manto continental en esta zona podría estar magnetizado debido a procesos de serpentinización (Blakely *et al.*, 2005).

En esta sección se han contrastado los resultados de la isoterma de Curie propuestos por Cáceres (2025) con los valores teóricos esperados del campo termal en el área de estudio como una forma de validar los hallazgos de este último trabajo. La gran discrepancia de resultados plantea dudas sobre la validez de los resultados de Cáceres (2025), los cuales podrían deberse a limitantes metodológicas ya discutidas ampliamente en la literatura (*e.g.*, ver discusión al respecto en Bouligand *et al.*, 2009 y Araya Vargas *et al.*, 2021). Elementos clave relacionados con estas limitantes se exponen en las dos secciones finales de este comentario: 1) problemas en la observación del espectro de potencia en anomalías incompletas, y 2) la confiabilidad del modelo EMAG2v3 para el área de trabajo.

3. Espectro de potencia de anomalías de campo magnético, el rol del tamaño de cuerpos y mapeo del área de estudio

En la figura 3 se presenta una simulación de cuatro estimaciones del análisis espectral para distintos sectores de la anomalía magnética considerando distintas ventanas espaciales de observación. La ventana espacial de observación total se presenta en color negro, mientras que las ventanas parciales en colores verde, azul y rojo. De esta figura se puede apreciar que cuando se mapea en forma parcial la anomalía magnética, el espectro de potencia y el espectro de potencia normalizado por el número de onda difieren de la ventana espacial que captura todo el contenido de frecuencias (color negro). Al mapear la parte central (color azul), el contenido espectral difiere notablemente con el contenido espectral “real” (color negro, que considera toda la señal magnética asociada al cuerpo anómalo) en números de onda tanto intermedios (1 rad/km), donde la pendiente define el techo del cuerpo, como bajos (0,05 rad/km), donde la pendiente define la profundidad media de la anomalía. En este ejercicio, las pendientes observadas en el caso más desfavorable (área de observación central, color azul) son mayores que las “reales”,

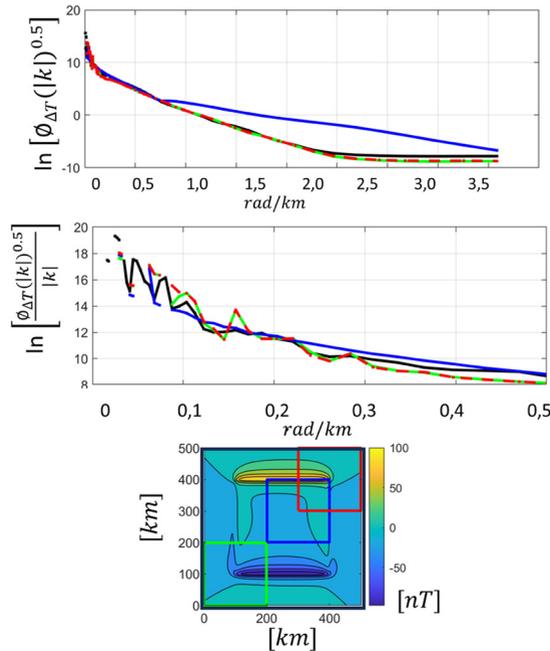


FIG. 3. Panel inferior: anomalía magnética de un cuerpo prismático con techo a 9 km de la superficie y base a 40 km de la superficie, altura de observación de 4 km y susceptibilidad magnética de 0,001 cgs. Los marcos negro, verde, azul y rojo indican las superficies utilizadas para estimar el espectro de potencia asociado. Panel superior e intermedio: logaritmo natural de la raíz cuadrada del espectro de potencia y el logaritmo natural del espectro de potencia normalizado por el número de onda, respectivamente. El eje horizontal en ambos paneles es el número de onda en rad/km. Los colores de cada curva corresponden al espectro de potencia determinado en las superficies indicadas en el panel inferior.

lo cual implica una sobrestimación del espesor del cuerpo anómalo.

La ocurrencia de anomalías magnéticas no completamente mapeadas en la ventana de observación de 200x200 km usada por Cáceres (2025) ocurre claramente en la parte continental del área de estudio, y al menos en algunos sectores de la parte oceánica donde las longitudes de onda son del orden de 100 km o más. De esta forma, existe un sesgo en las profundidades estimadas para las bases de los cuerpos magnetizados, las cuales son superiores a las reales.

Por otra parte, el trabajo de Araya Vargas *et al.* (2021) muestra que la detección de la isoterma de Curie en un ambiente de subducción requeriría de datos magnéticos a una resolución 10 veces superior a la profundidad de observación. Si la profundidad de observación de la isoterma de 580 °C ocurre en un rango de profundidades de 50-100 km (ver sección previa), el dato magnético debería tener una cobertura entre 500 y 1000 km, lo cual resulta impracticable como estrategia de detección dada la superposición de fuentes magnéticas en un margen activo.

4. Sobre la confiabilidad del mapa magnético EMAG2v3 para Chile Central.

El modelo global EMAG2v3 es una compilación de datos satelitales del proyecto CHAMP, además de datos marinos y aéreos de dominio público (Maus *et al.*, 2009). Los datos satelitales han sido tomados a 400 km de altura y tienen una cobertura terrestre completa, mientras que los datos marinos y aéreos tienen una distribución más heterogénea. El área de estudio, en particular, no tiene una cobertura aérea o marítima de buena calidad. Los datos marinos se obtuvieron en las décadas de 1970 y 1980, básicamente desde líneas de ferry (ver ubicación de trayectorias de línea en <https://hub.arcgis.com/maps/sdi::ngdc-marine-trackline-geophysics-database/explore?location=25.036937%2C-94.983500%2C3.81&path>). La compilación marina en el área de estudio: (a) utiliza datos de cruceros en la parte oceánica; (b) emplea datos derivados del repositorio GETECH (<https://getech.com/getech-explore/country-focus/americas/chile-country-focus/>),

probablemente filtrados de la Carta Aeromagnética de Chile (Sernageomin) generada en la década de los 1980s al sur de la latitud 31° S; y (c) declara no tener datos al norte de 31° S. En consecuencia, la información presentada en el modelo EMAG2v3 para el área de estudio no es de buena calidad en general. Para ilustrar esta afirmación se presenta en la figura 4 un área de estudio marina y continental donde se cuenta con información de buena calidad derivada del proyecto CONDOR y de la Carta Aeromagnética de Chile (Yáñez *et al.*, 2001). Esta información se compara con los datos derivados de EMAG2v3 para el mismo sector. De la figura se puede verificar que el contenido en frecuencias y amplitudes de la señal magnética es apreciablemente distinto, siendo el mapa EMAG2v3 una versión filtrada en pasa-bajo de los datos marinos y aéreos. Las implicancias en el contenido espectral y las pendientes del espectro reflejan claramente esta conclusión, con pendientes mayores para el caso del dato EMAG2v3 para

números de onda intermedios y bajos. Esta situación tiene implicancias directas en la estimación de la base del cuerpo magnetizado y eventualmente en la profundidad de Curie asociada.

5. Conclusión

El trabajo de Cáceres (2025) presenta una estimación de la profundidad de la isoterma de Curie en la zona central de Chile, derivada del análisis espectral del mapa global EMAG2v3. Los datos reportados por Cáceres (2025) no son consistentes con los valores esperados del gradiente termal para el área de estudio ni tampoco con los modelos termales teóricos para la litósfera. Las razones que permitirían explicar estas discrepancias incluyen una falta de cumplimiento de las hipótesis que sustentan el análisis espectral utilizado en el área de estudio, problemas de muestreo espectral y la calidad del dato EMAG2v3. Sin embargo, quiero destacar el esfuerzo

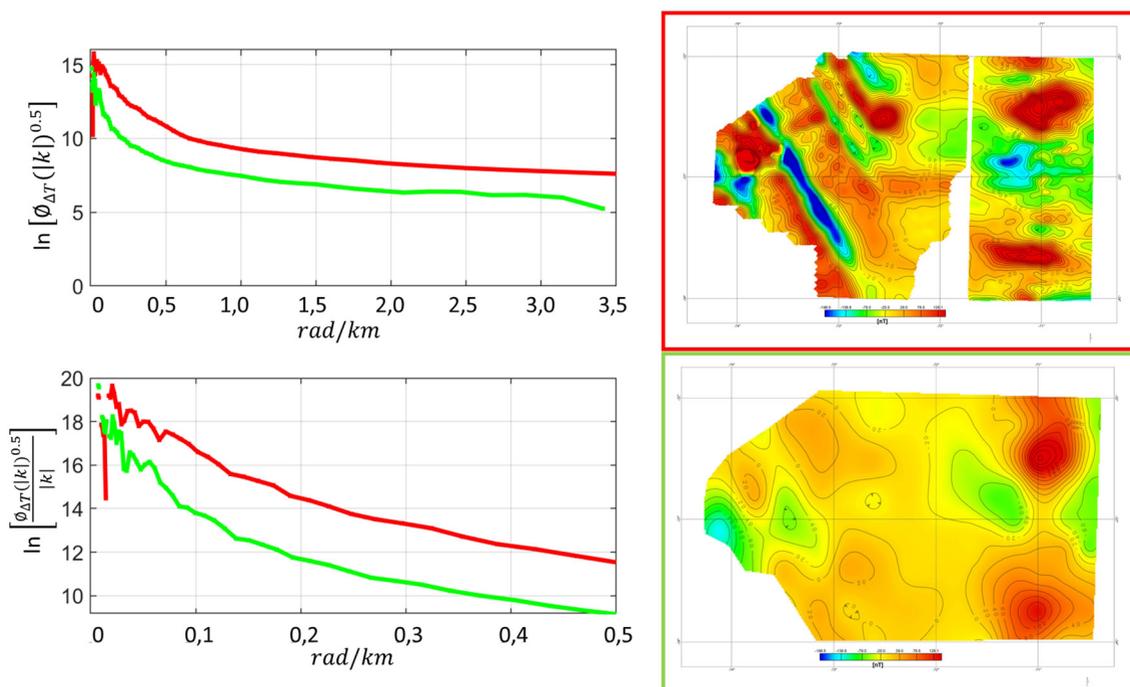


FIG. 4. Lado derecho: datos magnéticos del proyecto CONDOR y Carta Magnética de Chile (Sernageomin) (Yáñez *et al.*, 2001), continuados analíticamente a 4 km de altura (panel superior), y EMAG2v3 (panel inferior), para idéntica altura de observación y paleta de colores. Lado izquierdo: logaritmo natural de la raíz cuadrada del espectro de potencia normalizado por el número de onda (panel superior) y logaritmo natural de la raíz cuadrada del espectro de potencia normalizado por el número de onda (panel inferior), respectivamente. El eje horizontal en ambos paneles es el número de onda en rad/km. Los colores de cada curva corresponden al espectro de potencia de los datos marinos y aéreos (curva roja) y EMAG3v2 (curva verde). La ubicación de estos sectores con respecto al área de estudio se muestra en la figura 1.

de Cáceres (2025) en la necesidad de buscar maneras de estimar el flujo calórico en Chile e insto al autor a perseverar en esta idea teniendo en consideración las limitaciones aquí expuestas y buscando otras fuentes de información magnética más robustas.

Agradecimientos

A J. Araya-Vargas, M. Muñoz, J. Sanhueza, y P. Valdenegro, por la discusión suscitada a raíz de este comentario, en temas en los cuales ellos son expertos: geotermia, flujos de calor y modelación geodinámica andina. Si bien las conclusiones planteadas en este comentario son exclusivamente de mi responsabilidad.

Referencias

- Araya Vargas, J.; Sanhueza, J.; Yáñez, G. 2021. The role of temperature in the along-margin distribution of volcanism and seismicity in subduction zones: Insights from 3-D thermomechanical modeling of the Central Andean Margin. *Tectonics* 40 (11): e2021TC006879. <https://doi.org/10.1029/2021TC006879>
- Blakely, R.J.; Brocher, T.M.; Wells, R.E. 2005. Subduction-zone magnetic anomalies and implications for hydrated forearc mantle. *Geology* 33 (6): 445-448. <https://doi.org/10.1130/G21447.1>
- Bouligand, C.; Glen, J.M.G.; Blakely, R.J. 2009. Mapping Curie temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 114 (B11): B11104. <https://doi.org/10.1029/2009JB006494>
- Cáceres Araya, D. 2025. Curie isotherm in Central Chile: gradient and geothermal flow analysis in the continental zone. *Andean Geology* 52 (2): 268-279. <https://dx.doi.org/10.5027/andgeoV52n2-3720>
- Dunlop, D.; Özdemir, Ö. 2007. Magnetizations in Rocks and Minerals. *Treatise on Geophysics* 5: 277-336. <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00093-6>
- Gailler, L.-S.; Lénat, J.-F.; Blakely, R.J. 2016. Depth to Curie temperature or bottom of the magnetic sources in the volcanic zone of la Réunion hot spot. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 324: 169-178. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.06.005>
- Hayes, G.; Moore, G.L.; Portner, D.E.; Hearne, M.; Flamme, H.; Furtney, M.; Smoczyk, G.M. 2018. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science* 362 (6410). <https://doi.org/10.1126/science.aat4723>
- Jaeger, J.C. 1968. Cooling and solidification of igneous rocks. *In* Basalts: the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition (Hess, H.H.; Poldervaart, A.; editors). Wiley Interscience, Volume 2: 503-536. New York.
- Lara, L.E.; Reyes, J.; Jicha, B.R.; Díaz-Naveas, J. 2018. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the age progression along the Juan Fernández Ridge, SE Pacific. *Frontiers in Earth Science* 6: 194. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00194>
- Lara, L.E.; Reyes, J.; Sepúlveda, P.; Orozco, G.; Piña, M.; Becerril, L. 2022. Geología de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara, región de Valparaíso. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 213: 42 p., 1 mapa escala 1:25.000. Santiago.
- Li, C.-F.; Lu, Y.; Wang, J. 2017. A global reference model of Curie-point depths based on EMAG2. *Scientific Reports* 7: 45129. <https://doi.org/10.1038/srep45129>
- Masterton, S.M.; Gubbins, D.; Müller, R.D.; Singh, K.H. 2012. Forward modelling of oceanic lithospheric magnetization. *Geophysical Journal International* 192 (3): 951-962. <https://doi.org/10.1093/gji/ggs063>
- Maus, S.; Barckhausen, U.; Berkenbosch, H.; Bournas, N.; Brozina, J.; Childers, V.; Dostaler, F.; Fairhead, J.D.; Finn, C.; von Frese, R.R.B.; Gaina, C.; Gloynsky, S.; Kucks, R.; Lühr, H.; Milligan, P.; Mogren, S.; Müller, R.D.; Olesen, O.; Pilkington, M.; Saltus, R.; Schreckenberger, B.; Thébaud, E.; Caratori Tontini, F. 2009. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10 (8): Q08005. <https://doi.org/10.1029/2009GC002471>
- Müller, R.D.; Sdrolias, M.; Gaina, C.; Roest, W.R. 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9 (4): Q04006. <https://doi.org/10.1029/2007GC001743>
- Reyes, J.; Lara, L.E.; Morata, D. 2017. Contrasting P-T paths of shield and rejuvenated volcanism at Robinson Crusoe Island, Juan Fernández Ridge, SE Pacific. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 341: 242-254. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.035>
- Reyes, J.; Lara, L.E.; Hauff, F.; Hoernle, K.; Morata, D.; Selles, D.; Cooper, O. 2019. Petrogenesis of shield volcanism from the Juan Fernández Ridge, Southeast Pacific: Melting of a low-temperature pyroxenite-bearing mantle plume. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 257: 311-335. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.05.004>

- Sanhueza, J.; Yáñez, G.; Buck, W.R.; Araya Vargas, J.; Veloso, E. 2023. Ridge subduction: unraveling the consequences linked to a slab window development beneath South America at the Chile triple Junction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 24 (9): e2023GC010977. <https://doi.org/10.1029/2023GC010977>
- Spector, A.; Grant, F. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 35 (2): 293-302. <https://doi.org/10.1190/1.1440092>
- Turcotte, D.L.; Oxburgh, E.R. 1967. Finite amplitude convective cells and continental drift. *Journal of Fluid Mechanics* 28 (1): 29-42. <https://doi.org/10.1017/S0022112067001880>
- Valdenegro, P.; Muñoz, M.; Yáñez, G.; Parada, M.A.; Morata, D. 2019. A model for thermal gradient and heat flow in central Chile: the role of thermal properties. *Journal of South American Earth Sciences* 91: 88-101. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.01.011>
- Yáñez, G.; Ranero, C.R.; von Huene, R.; Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernandez Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 106 (B4): 6325-6345. <https://doi.org/10.1029/2000JB900337>