

# ODS 7. Energía asequible y no contaminante. Exploración geotérmica en el noroeste de Sinaloa: potencial geotérmico de la Sierra Madre Occidental y definición de reservas disponibles a distintas profundidades



MARIANO NORZAGARAY CAMPOS\*

OMAR LLANES CÁRDENAS\*\*

LUZ ARCELIA GARCÍA SERRANO\*\*\*

NORMA PATRICIA MUÑOZ SEVILLA\*\*\*\*

JESÚS SAÚL LÓPEZ ROCHA\*\*\*\*\*

MARÍA DE LOS ÁNGELES LADRÓN DE GUEVARA TORRES\*\*\*\*\*

DOI: <https://doi.org/10.52501/cc.359.07>

## Resumen

Este trabajo presenta los resultados de aplicar una exploración geotérmica en el noroeste de Sinaloa, enfocada en el conocimiento del potencial geotérmico de la Sierra Madre Occidental y la definición de reservas disponibles a distintas profundidades. Se implementó esta metodología mixta e inno-

---

\* Doctor en Ciencias Marinas. Profesor-investigador titular C en IPN-CIIDIR, Unidad Sinaloa, México. ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-6911-7392>; Scopus: 35751143700; correo electrónico: [mnorzagarayc@ipn.mx](mailto:mnorzagarayc@ipn.mx)

\*\* Doctor en Ciencias en Uso y Manejo de los Recursos Naturales. Profesor-investigador en IPN-CIIDIR, Unidad Sinaloa, México. ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-8362-7607>

\*\*\* Doctora en Ciencia de Materiales Textiles Catalíticos y Medio Ambiente. Profesora-investigadora titular C en IPN-CIEMAD, México. ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-6009-3980> ; Scopus: 6603243966

\*\*\*\* Doctorado en Oceanografía Biológica en la Université d'Aix-Marseille II, Francia, y posdoctorado en Bioquímica Marina en la École Pratique des Hautes Études en París. Profesora-investigadora titular C en IPN-CIEMAD, México. ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-2863-3323> ; Scopus: 37017679700

\*\*\*\*\* Maestro en Ciencias en Recursos Naturales y Medio Ambiente por el IPN. Estudiante del programa de Doctorado en Conservación del Patrimonio Paisajista del IPN, México. ORCID: <https://orcid.org/0009-0009-7460-8303> ; Scopus: 57215001710

\*\*\*\*\* Doctora Interinstitucional en Cultura de Derechos Humanos. Profesora-investigadora titular C en IPN-CIEMAD, UNIDAD Oaxaca, México. ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-1725-929X>

vadora basada en el análisis de campos potenciales para evaluar fuentes energéticas y clasificar sus distintas entalpías (baja, media y alta) respecto a la profundidad de la cámara magmática y la temperatura de Curie. Se seleccionó una zona piloto en la Sierra Madre Occidental con condiciones hidrológicas favorables. Se emplearon estudios de campos magnéticos y eléctricos para identificar áreas con manifestaciones geotérmicas, facilitando la sectorización de la distribución magnética y óptima detección de recursos geotérmicos. Además, se detectaron zonas térmicas con alto flujo de energía, donde los fluidos circulan a distintas profundidades y alcanzan temperaturas superficiales adecuadas para su aprovechamiento en la generación eléctrica sectorizada y a gran escala, característica de fuentes de alta entalpía en energía geotérmica profunda. Los resultados permitirán desarrollar estrategias para superar barreras que limitan el crecimiento del sector geotérmico en México, incluyendo la falta de avances tecnológicos y desafíos en exploración y explotación en los distintos niveles de entalpía. Este estudio busca contribuir a exploraciones más eficientes y rentables, promoviendo su uso como una fuente renovable e inagotable para el contrarresto de los efectos del cambio climático con un desarrollo de energías limpias, sostenibles y disponibles en el país.

**Palabras clave:** *exploración, recursos geotérmicos, flujos calientes, magnetismo y cambio climático.*

## Introducción

Se realizó un análisis exhaustivo para identificar los factores que han limitado la aplicación de la energía geotérmica (EG) en México y evaluar las barreras que obstaculizan su desarrollo como fuente de energía renovable en el país. Entre estos desafíos se encuentran la falta de avances tecnológicos, las dificultades en la exploración y explotación de los recursos geotérmicos, así como el enfoque exclusivo en manifestaciones de alta temperatura (>150°C).

Este interés limitado en sitios destinados exclusivamente a la generación de electricidad ha dejado de lado el aprovechamiento de temperaturas in-

termedias (100-150°C) y bajas (<30°C), presentes en muchos reservorios geotérmicos. Para conocer el potencial geotérmico en el noroeste del estado de Sinaloa, se llevó a cabo un estudio, a fin de identificar las manifestaciones térmicas actuales, considerando las aguas termales superficiales y los recursos subterráneos en la región norte y centro del estado.

El análisis del gradiente geotérmico y la temperatura de Curie reveló la presencia de cuatro puntos calientes de alta temperatura a profundidades menores de 6 km, además de numerosos sitios con temperaturas intermedias y bajas. Estos resultados se obtuvieron a partir de la variabilidad magnética asociada a la formación geológica, lo que permitió estimar la distribución de temperaturas en la zona de estudio.

Sin embargo, la distribución espacial de los flujos energéticos presenta desafíos significativos en términos de disponibilidad, así como problemas logísticos relacionados con el transporte de fluidos calientes y el aprovechamiento eficiente de la energía geotérmica de baja a intermedia entalpía. Debido a estas limitaciones, es necesario continuar con exploraciones más detalladas para determinar con mayor precisión la cantidad real de reservas disponibles.

Para abordar estos desafíos, se seleccionó una región piloto en el noroeste de México, específicamente en la Sierra Madre Occidental, debido a sus condiciones hidrológicas y geotérmicas favorables. En esta zona, se implementó y ajustó una metodología geofísica basada en el análisis del potencial campo magnético terrestre ( $\bar{B}$ ) para interpretar y caracterizar sitios con flujos calientes subterráneos, lo que permitirá optimizar futuras estrategias de aprovechamiento geotérmico.

Esto permitió identificar zonas con manifestaciones térmicas que pueden ser sectorizadas según su temperatura para diversos usos. La distribución espacial de estos recursos en el noroeste del país servirá como base para superar las barreras que han obstaculizado el desarrollo del aprovechamiento de la energía geotérmica en sus distintas gamas de entalpía (H). Una exploración más eficiente y rentable permitirá incrementar el uso geotérmico de manera sectorizada, lo que contribuirá al desarrollo de regiones remotas, a la mitigación del cambio climático y al impulso de una de las fuentes de energía más limpias, inagotables y sostenibles en el país.

Lo anterior ya que, al igual que en muchas otras regiones del mundo, en el noroeste de México la exploración y el desarrollo de los recursos geotér-

micos enfrentan diversas dificultades. Estos desafíos están relacionados, principalmente, con la complejidad geológica, la hidrología, la hidrogeoquímica y las condiciones en las que se formaron los reservorios. Además, la falta de conocimiento sobre la disponibilidad del recurso y las formas óptimas de aprovechamiento en sus distintos niveles de entalpía limita su explotación y desarrollo a gran escala.

Además, las restricciones tecnológicas y la falta de métodos avanzados para modelar estas complejidades han sido factores limitantes en el desarrollo de la energía geotérmica en el país. La importancia de esta investigación radica no sólo en la mejora de las técnicas de exploración y explotación geotérmica, sino también en su contribución a la mitigación de los efectos del cambio climático. La energía geotérmica, como fuente limpia y renovable, ofrece una alternativa sostenible para satisfacer la creciente demanda energética de México, especialmente en el noroeste del país. Esta región, con su alto potencial geotérmico, se presenta como una oportunidad clave para reducir la dependencia de combustibles fósiles y promover un modelo de desarrollo más equilibrado y ecológico.

Además, la implementación de estas soluciones energéticas tiene el potencial de generar beneficios significativos para las comunidades locales, lo cual impulsará el desarrollo económico y social en áreas remotas, y contribuirá al fortalecimiento de las economías regionales mediante la creación de empleo y el acceso a fuentes de energía más económicas y sostenibles. Por medio de la optimización de la explotación de los recursos geotérmicos, este estudio busca no sólo avanzar en la tecnología y en la comprensión del subsuelo, sino también apoyar el desarrollo de un modelo energético regional que promueva el bienestar y la resiliencia ante los desafíos del cambio climático.

## Metodología

La metodología fue integral y multidisciplinaria. Combinó análisis de datos meteorológicos, la modelización geotérmica y la comparación con estudios previos de la zona de estudio para una visión detallada y precisa del potencial geotérmico en la región. Se aplicó a una zona específica del noroeste y centro del estado de Sinaloa (figura 1).

Figura 1. Regiones noroeste y centro de Sinaloa, región en México propuesta para un estudio sobre el potencial geotérmico de sus distintas entalpías (baja, media y alta) y respecto a la profundidad de la cámara magmática y la temperatura de Curie



Fuente: elaboración propia; se incluyen partes adaptadas de <https://es.wikipedia.org/wiki/M%C3%A9xico>, integradas con modelación geotérmica realizada en este trabajo.

La metodología empleada en este estudio para evaluar el potencial de energía geotérmica en la región se basa en el análisis del flujo de calor hidrogeotérmico ( $Q$ ) que se transporta a través del subsuelo mediante fallas y fracturas geológicas. Este enfoque permite identificar y clasificar la variabilidad de la entalpía ( $\Delta H$ ) en reservorios o manifestaciones superficiales, facilitando la localización de yacimientos geotérmicos con altos valores de entalpía ( $>150^{\circ}\text{C}$ ).

Es importante destacar que esta metodología es aplicable no sólo a la región estudiada, sino que puede ser extrapolada a otras zonas del país e incluso a escala mundial, ya que los principios y cálculos utilizados son universales en el estudio de sistemas geotérmicos. Sin embargo, es fundamental considerar que las condiciones geológicas, como la profundidad ( $h$ ) a la que se encuentran las temperaturas elevadas y las características de las formaciones rocosas, pueden variar significativamente entre diferentes localidades. Por lo tanto, al aplicar esta metodología en otras áreas, es necesario ajustar los parámetros y análisis a las condiciones geológicas específicas de cada sitio para obtener resultados precisos y relevantes. En ese sentido la metodología desarrollada en este estudio es robusta y versátil, su aplicación en otras regiones requiere una adaptación cuidadosa a las particularidades geológicas locales para evaluar de manera efectiva el potencial geotérmico y la viabilidad de explotación de los recursos energéticos disponibles.

Asimismo, para analizar la posibilidad de alcanzar altas temperaturas en la zona de estudio a distintas profundidades, se verificó la factibilidad de obtener una alta  $\Delta H$  con respecto a  $T_c > 150^\circ\text{C}$  a determinadas  $h$ . Para ello, se estableció un umbral mínimo de  $<6$  km como criterio para contar con una  $h$  que tenga un gradiente geotérmico ( $\nabla \cdot G_t$ ) viable para perforación, asegurando la rentabilidad económica del proyecto. Entonces, a partir de la temperatura de Curie ( $T_c$ ), se identificaron zonas con condiciones óptimas de presión y temperatura para que un reservorio sea considerado un “punto caliente” ( $P_c$ ). La presencia de un  $P_c$  a menor  $h$  incrementa la viabilidad económica de la explotación geotérmica, ya que permite la generación eficiente de electricidad mediante el uso de vapor para mover turbinas y producir energía de forma rentable.

Sin embargo, dado que las variaciones naturales de la temperatura de Curie ( $T_c$ ) de los sistemas geotérmicos está influenciada por factores como la heterogeneidad geológica y la dinámica de los fluidos, su representación mediante un gradiente geotérmico ( $\nabla \cdot G_t$ ) con variables fijas resulta demasiado compleja.

Así que, para determinar la entalpía de un yacimiento, se consideró esencial el análisis de múltiples variables que permitan desarrollar modelos indirectos como indicadores de su comportamiento dinámico. De este modo, el cálculo de  $\nabla \cdot G_t$  y su consecuente  $Q$  y  $\Delta H$  determinado forma

indirecta con indicadores como B med evita la integración de coeficientes y constantes que, debido a su complejidad, suelen generar imprecisiones en los cálculos. Obtener tales relaciones contribuye a reducir errores que han sido una de las principales causas de fracasos en las fases exploratorias y de explotación de la geotermia.

A continuación, se presenta una metodología integral y multidisciplinaria que combina el análisis y la modelización geotérmica para evaluar la variación de  $T_c$  respecto a  $h$ . Como se mencionó anteriormente, esta metodología evita el uso de coeficientes y constantes que suelen introducir imprecisiones en los cálculos, lo que reduce la incertidumbre en los modelos de entalpía. Al emplear modelos indirectos, se minimizan los errores en la determinación de  $\Delta H$  con respecto a  $T_c$  y se mitigan las causas que han llevado, en muchos casos, al fracaso de las fases exploratorias y de explotación de yacimientos geotérmicos.

En este contexto, el uso de imágenes satelitales juega un papel crucial para complementar los modelos geotérmicos con datos térmicos de gran cobertura espacial. Dado que la numeración y las características de las bandas utilizadas en el procesamiento de imágenes varían según el satélite y el sensor empleados, se analizó la variación de la temperatura de la superficie terrestre utilizando imágenes de la banda 13 del infrarrojo térmico, con una longitud de onda de  $10.3 \mu\text{m}$  y una resolución espacial de 2 km. Esta banda, conocida como la “ventana limpia” de onda larga, es menos afectada por la absorción del vapor de agua atmosférico, lo que permite una mejor detección de anomalías térmicas.

El análisis de estos datos térmicos no sólo permite identificar zonas de interés geotérmico, sino que también contribuye a la correcta interpretación de los datos magnéticos. Por medio del estudio de estas imágenes, se pudieron reconocer posibles interdependencias y manifestaciones geológicas que, de no considerarse, podrían introducir ruido en las campañas de recolección de datos magnéticos terrestres. El procesamiento mediante técnicas aplicadas a la banda 13 del infrarrojo térmico ayudó a resaltar áreas geológicamente significativas y a minimizar el impacto de estructuras superficiales que podrían enmascarar la magnitud real de la susceptibilidad magnética, tanto en las rocas aflorantes como en aquellas que rodean el yacimiento geotérmico. Como resultado, se logró una mayor

precisión en la interpretación de los datos geofísicos y se optimizó la identificación de zonas con potencial geotérmico. Este reconocimiento satelital resultó fundamental para reducir la influencia de estructuras geológicas superficiales irrelevantes en las mediciones de  $B_{med}$ , expresadas en nanoteslas (nT), asegurando así una mejor representación de las características magnéticas del subsuelo. Las estructuras geológicas pueden introducir ruido adicional a las mediciones magnéticas, lo cual era necesario prevenir, ya que genera aliasing. Este fenómeno da lugar a anomalías magnéticas ficticias que se acumulan en función del número de estructuras relevantes, las cuales pueden enmascarar cualquier señal genuina asociada al yacimiento geotérmico.

Este error, que se introduce desde la superficie, atraviesa todas las estructuras geológicas antes de llegar al yacimiento geotérmico. Al cruzar estas capas, su influencia persiste en las profundidades, incluso más allá de la localización de la cámara magmática, de donde proviene la señal asociada a  $B_{med}$  y  $T_c$ . Para minimizar estas anomalías y obtener una representación más precisa del campo magnético en la zona de estudio, se aplicó la corrección de reducción al polo ( $R_{pol}$ ) a los valores de  $B_{med}$ , utilizando la siguiente ecuación:

$$\vec{B}_{pol} = \vec{B}_{medido} \left( \frac{\sin(I) - i \times \cos(D - \theta)}{2 \times \sin^2(I) \times a + \cos^2(I) \times \cos^2(D - \theta) \times \sin^2(I) + \cos^2(I) \times \cos^2(D - \theta)} \right) \quad (1)$$

Donde  $B_{pol}$  fue la anomalía magnética reducida al polo,  $\vec{B}_{med}$  fue la anomalía magnética medida en campo,  $I$  la inclinación magnética,  $D$  la declinación magnética,  $\theta$  el azimut de la estación de medición,  $a$  una constante de proporcionalidad para  $B_e$ ,  $i$  un factor de corrección.

Esta corrección permitió eliminar efectos causados por la inclinación del campo geomagnético y aseguró que las anomalías registradas fueran interpretadas de manera más fiable en términos de su relación con la geología subyacente.

La ecuación 1 ajustó a  $B_{med}$  de la influencia de  $I$  e  $D$  a la que se somete la fuente, transformando los datos registrados de un comportamiento de  $B$  inclinado a un escenario en el que el campo está orientado verticalmente. La aplicación de la ecuación 1 para  $R_{pol}$  se realizó utilizando parámetros como el acimut, la inclinación y la declinación magnética, calculados con base

en el modelo IGRF (International Geomagnetic Reference Field), proporcionado por la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration).

La aplicación de la corrección de reducción al polo (*Rpol*) en Bmed permitió un análisis detallado y preciso del comportamiento de las fuentes geológicas, particularmente aquellas relacionadas con Cm. Este ajuste no sólo ayudó a definir la dirección preferencial de los flujos magnéticos asociados a los cambios de temperatura a diferentes profundidades, sino que también permitió evaluar la velocidad de dichos cambios y la rapidez del flujo piroclástico fundido dentro del medio poroso rocoso. La declinación e inclinación del campo magnético terrestre afectan significativamente los datos de anomalías magnéticas; por ello, la *Rpol* resultó fundamental para mejorar la precisión en la localización y caracterización de cuerpos geológicos subterráneos.

Además, la aplicación de *Rpol* a Bmed eliminó anomalías asimétricas provocadas por la inclinación del campo magnético (I). Esto permitió que las anomalías se transformaran espacialmente a su posición real, ubicándose directamente sobre los cuerpos geológicos de interés. Al eliminar las distorsiones en la señal magnética, se logró evitar errores en la interpretación de las variaciones magnéticas y mejorar la confiabilidad del modelo geofísico.

Una vez configurado el mapa de Bpol, se implementaron técnicas matemáticas avanzadas para aproximar su comportamiento espacial en 2D y expresar Bmed mediante funciones numéricas. Dado que el análisis de Fourier es una herramienta clave en el procesamiento de señales, su aplicación en este estudio resultó esencial. Esta técnica permite transformar una señal del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia, que revela las frecuencias presentes y sus respectivas amplitudes. Ampliamente utilizada en diversas disciplinas como la física, la ingeniería y la geofísica, la Transformada de Fourier facilita el estudio y manipulación de señales complejas.

Por esta razón, en este estudio se utilizó la transformada de Fourier para descomponer la señal de Bmed en una serie de componentes sinusoidales de diferentes frecuencias, representándola como una suma de funciones seno y coseno. Esta descomposición permitió identificar patrones ocultos en los datos magnéticos y correlacionarlos con las estructuras geológicas subyacentes, proporcionando una visión más clara y precisa del comportamiento del sistema geotérmico en estudio.

Esta descomposición por medio de series de Fourier, que identificó a las componentes de frecuencia asociadas a diversas fuentes geológicas, se realizó bajo una herramienta numérica de elemento finito para una malla regular que discretizó a la zona de estudio en una malla  $m \times n = 20 \times 20$  ( $m = 20$ ,  $n = 20$ ) conformada por 400 elementos con un área de  $505.316 \text{ km}^2$  c/u que cubrieron un total de  $796,035.6 \text{ km}^2$  (figura 14), no obstante el conjunto de elementos que con el que se hizo este cálculo inicial no correspondió al total del área de estudio porque se restó la zona que ocupa al Mar de Cortés. En cada elemento de la celda los cambios de  $B(t)$  en  $\Delta x$  e  $\Delta y$  se aproximaron con la siguiente expresión:

$$\vec{B}(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} \left( a_n \cos \frac{2\pi n}{T} t \right) + \sum_{n=1}^{\infty} \left( b_n \sin \frac{2\pi n}{T} t \right) \quad (2)$$

Donde  $a_0$  fue la componente de frecuencia cero (promedio de med),  $a_n$  y  $b_n$  los coeficientes de Fourier que determinan la amplitud de las componentes coseno y seno de la  $n$ -ésima frecuencia de  $\vec{B}(t)$ ,  $n$  el índice que representa el número de cada armónica de  $t$  para cada cuadrante, y  $T$  el periodo de la señal de  $B(t)$  aproximada por la nueva función como un armónico o serie de tiempo.

Para calcular los coeficientes  $a_n$  y  $b_n$ , de se utilizaron las siguientes expresiones:

$$a_n = \frac{2}{T} \int_0^T \vec{B}(t) \cos\left(\frac{2\pi n}{T} t\right) dt$$

$$b_n = \frac{2}{T} \int_0^T \vec{B}(t) \sin\left(\frac{2\pi n}{T} t\right) dt$$

La aproximación en el dominio del tiempo  $\vec{B}$  de como  $\vec{B}(t)$  de la ecuación 1 y las integrales de la ecuación 3 se logró conocer la amplitud de cada componente de  $B$ .

Considerando que la herramienta matemática de la transformada de Fourier es fundamental para analizar señales en el dominio de la frecuencia —tal cual es el comportamiento de la ecuación 1—; y que además descompone funciones complejas como una función de senos y cosenos de las distintas frecuencias de  $\vec{B}(w)$ , se optó por utilizar esta herramienta para el

cambio del dominio del tiempo de la ecuación 1 al del dominio de las frecuencias y así tener la misma ecuación 1, pero ahora con un conjunto de diferentes frecuencias de senos y cosenos. La expresión que facilitó la identificación de las frecuencias dominantes presentes en  $B(t)$  en cada elemento de la celda  $m \times n$  fue la siguiente:

$$\vec{B}(w) = \int_0^w \vec{B}(t)e^{-iwt} dt \quad (4)$$

Donde,  $\vec{B}(w)$  fue la representación de la función de  $B(t)$  en el dominio de la frecuencia,  $w$  es la frecuencia angular relacionada con la frecuencia  $f$  en hertzios (Hz) determinada por  $\vec{B}(t) = w/2\pi e i$  fue una unidad imaginaria.

Esta integral transformó  $B(t)$  del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia, permitiendo así definir las frecuencias presentes en  $\vec{B}(w)$  y sus respectivas amplitudes. Esto facilitó la identificación de fuentes geológicas específicas y la caracterización de estructuras subterráneas.

Al aplicar esta transformada, fue posible detectar variaciones en el campo magnético asociadas a diferentes profundidades y características geológicas. Sin embargo, para diferenciar las frecuencias bajas, medias y altas que componen cada celda, se consideró el uso de la Transformada Rápida de Fourier (FFT), un algoritmo eficiente que descompone una señal compleja en sus componentes de frecuencia individuales junto con sus respectivas amplitudes.

La aplicación de este algoritmo numérico permitió obtener información detallada sobre el contenido espectral de las señales, proporcionando una mejor interpretación de los datos geofísicos. Por ello, se implementó la FFT en los resultados obtenidos a partir de la ecuación 4, utilizando la siguiente expresión:

$$X(k) = \sum_{n=0}^{N-1} \vec{B}(w)_n e^{-i \frac{2\pi}{N} kn} \quad (5)$$

En la ecuación 5,  $X(k)$  representó, en cada celda de la malla  $m \times n$ , la amplitud de la frecuencia de  $(w)$ . El término  $(w)_n$  correspondió al valor de la señal  $(w)$  en el instante  $n$ , mientras que  $N$  fue el número total de muestras y  $k_n$  el valor de la frecuencia en el instante.

El uso de la ecuación 5 en el procesamiento de  $\vec{B}(w)$  constituyó un mecanismo numérico eficiente que redujo significativamente el tiempo de

cómputo. Esto fue una de las razones principales por las que se optó por su implementación, ya que permitió comprender y manipular de manera óptima las componentes frecuenciales de  $\vec{B}(w)$ .

Por medio del análisis de datos magnéticos con la Transformada Rápida de Fourier (FFT), se identificaron las componentes de amplitud de las frecuencias presentes en  $\vec{B}(w)$  y se obtuvo el espectro de potencia asociado a cada elemento de la malla. Dado el interés en asociar las anomalías de  $\vec{B}(t) \rightarrow \vec{B}(w)$  a efectos profundos de la  $C_m$ , este procedimiento permitió identificar  $h$  de las fuentes geológicas específicas y determinar un gradiente geotérmico ( $\nabla.G_t$ ) viable para perforación. Esto aseguró una rentabilidad económica basada en la temperatura de Curie ( $T_c$ ), garantizando condiciones óptimas de presión y temperatura para que un reservorio alcance un  $P_c$ .

Por lo que siguiendo la teoría propuesta por Davi (1971) se diseñó y aplicó un filtro pasa bajas dirigido a las frecuencias más relevantes de  $\vec{B}_{med}$  en su proceso a  $\vec{B}(t) - \vec{B}(w)$  como señal de entrada para obtener, en la salida, componentes específicas y profundas de la componente principal con su capacidad para permitir el paso de señales con frecuencias inferiores a una frecuencia de corte específica ( $F_c$ ) y atenuar las frecuencias superiores. Esta característica de filtro pasa bajas se utilizó para resaltar las variaciones de largo alcance en el análisis de  $\vec{B}_{med}$  reducida  $\vec{B}_{pol}$ , las cuales están asociadas a estructuras profundas en el subsuelo. Para determinar  $F_c$  se utilizó una configuración RC (resistor-capacitor), que se define mediante la siguiente expresión:

$$F_c = \frac{1}{2\pi RC} \quad (6)$$

Donde R fue la resistencia en ohmios ( $\Omega$ ) y C la capacitancia en faradios (F), parámetros que fueron necesarios para conocer la función de transferencia de las frecuencias de  $\vec{B}_{med}$  ( $\vec{B}_{med}(f)$ ) y que constituyen a las mediciones de B asociadas a la señal de la fuente que viaja considerables distancias desde la  $C_m$  hasta la Superficie a través del medio poroso. La  $H(s)$  que describe la ganancia del filtro en función de  $F_c$  se calculó mediante la siguiente ecuación:

$$\vec{B}_{med}(f) = \frac{1}{\sqrt{1+(2\pi fRC)^2}} \quad (7)$$

Donde  $f$  fue la frecuencia de la señal en Hertz (Hz) de las componentes de baja frecuencia de  $\vec{B}$  med, relacionadas con señales de fuentes más profundas como la Cm. Este enfoque permitió en las señales de  $\vec{B}$  el análisis e interés asociado a la profundidad de la señal de la fuente y eliminó las influencias de la alta frecuencia que podrían corresponder a fuentes más superficiales o ruido asociado a las frecuencias no deseadas la función adecuada según el sistema exclusivamente expresado para las señales de baja frecuencia de  $\vec{B}$  ( $w$ ); lo que logró una presentación precisa de la distribución espacial de las anomalías magnéticas en el subsuelo de forma espectral y de potencia, asociadas a la profundidad de la cámara magmática terrestre en la zona de estudio. En el desarrollo de la metodología primero se obtuvo el espectro de potencia magnético ( $\vec{B}(r,\theta)$ ) mediante el *software* Espectro.for, en seguida se aplicó el filtro pasa bajas mediante el conocimiento de la frecuencia de corte y el roll off y se obtuvo el espectro radial ( $\vec{B}(r)$ ) respectivo.

Con el objetivo de presentación de los resultados de este espectro de potencia  $\vec{B}(r,\theta)$  y  $\vec{B}(r)$ , se procedió a la generación de mapas y gráficos con variación bidimensional o 2D de cada elemento de la malla y su validación se hizo con la gravedad de Bouguer. El análisis de  $\vec{B}(w)$ , que representó la distribución de energía en función del número de onda ( $\lambda$ ), aplicado a un cuerpo prismático, con su pico en la amplitud del espectro se relacionó con  $h$  de la parte superior e inferior del cuerpo, y su amplitud fue determinada por la magnetización o densidad del mismo (Spector y Grant, 1970). La profundidad de un conjunto de fuentes  $B(h)_n = \vec{B}(h)_1 + \vec{B}(h)_2 + \dots + \vec{B}(h)_n$ , se estimó analizando la pendiente de la gráfica del logaritmo del espectro  $\vec{B}(r,\theta)$  promedio radialmente  $\vec{B}(r)$  que se formó en el gráfico que muestra la relación de la Potencia espectral ( $\log Pe$ ) frente al número de onda ( $\lambda$ ), misma que tuvo una relación directa con la profundidad media ( $h$ ) de las fuentes, según la ecuación:

$$h = \frac{1}{4\pi} \left( \frac{d \log Pe}{d\lambda} \right) \quad (8)$$

Donde  $Pe$  fue la potencia del espectro de potencia y  $\lambda$  el número de onda de las anomalías magnéticas de  $\vec{B}(t)$  observadas en campo.

Las propiedades y el comportamiento de  $\vec{B}(w)$  fueron analizados mediante algoritmos numéricos avanzados. Por medio del cálculo de la primera

y segunda derivada en  $2D$ , se pudieron observar las propiedades magnéticas y las direcciones termodinámicas de los cuerpos masivos conglomeráticos rocosos a distintas profundidades en la zona de estudio. Al integrar la ley de Fourier con el análisis espectral de  $\vec{B}(\omega)$ , se pudo cuantificar la entalpía asociada a las variaciones del campo magnético, considerando la conductividad térmica del medio y el gradiente de temperatura.

Dado que  $\Delta H$  determina la clasificación del Yacimiento en el análisis del campo magnético  $\vec{B}(\omega)$ , se aplicó una metodología basada en la ley de Fourier de conducción o flujo de calor ( $Q$ ), el cual es proporcional al gradiente de temperatura ( $\vec{\nabla}.gt$ ) y a la conductividad térmica en la vertical ( $\lambda z$ ) del material de la fuente, relación que se expresó con la ecuación:

$$\Delta H \propto Q = -\lambda z A \left( \frac{d(Gt)}{dz} \right) \quad (9)$$

Donde  $Q$  fue el flujo de calor en julios por segundo (J/s) equivalente a vatios (W),  $\lambda z$  la conductividad térmica del material —en este caso flujo piroclástico— expresado en W/metro-grados kelvin ( $W m \nabla^{-1} \text{ } ^\circ K \nabla^{-1}$ ),  $A$  fue el área de la sección transversal del material en  $m^2$  y  $d(Gt)/\partial z$  el gradiente de temperatura en la vertical kelvin por metro ( $^\circ K m \nabla^{-1}$ ).

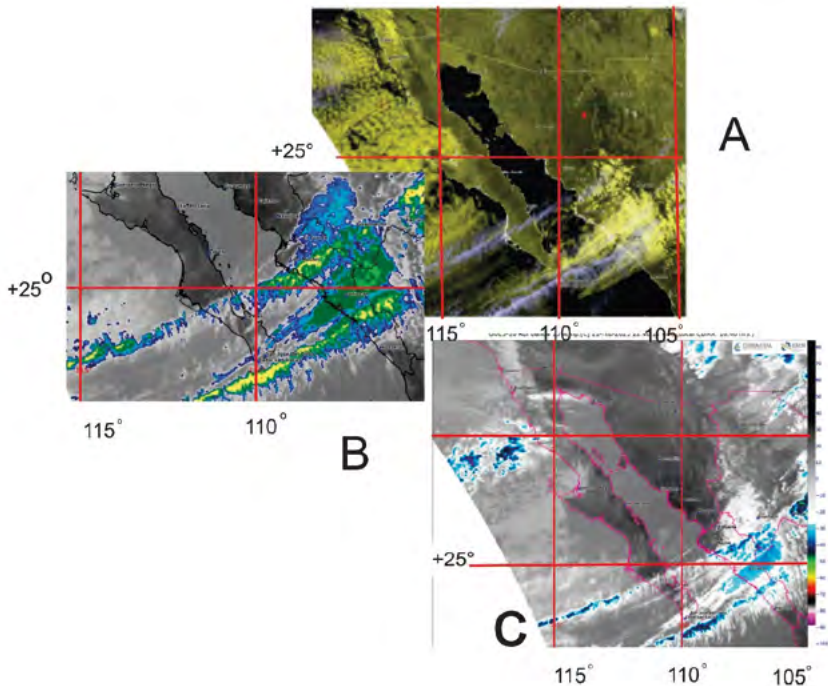
Debido a los numerosos cambios realizados en cálculos de  $\Delta \vec{H}$  y  $Q$ , se obtuvieron distintas representaciones de  $\vec{B}_{med}$ , y con la finalidad de establecer una comparación adecuada entre las magnitudes de las variables utilizadas en esta investigación, se llevó a cabo la normalización de los datos, permitiendo así un sistema unitario estandarizado del sistema térmico.

En cuanto a los algoritmos de cómputo empleados en esta investigación, se utilizaron diversas herramientas especializadas. Para la interpolación de los datos de  $\vec{B}(t)$ ,  $\vec{B}_{pol}$ ,  $B(\omega)$  y  $Q$ , se utilizó el *software* Surfer 10.0, que facilitó la representación de las variaciones de  $B$  en unidades de nanoTesla (nT). Para la implementación de la reducción al polo ( $R_{pol}$ ) y los análisis subsiguientes, se recurrió al *software* MagPick, el cual fue alimentado con la base de datos magnéticos para obtener el valor de  $R_{pol}$ . Además, Surfer 10.0 y Past 10.0 fueron utilizados para la interpolación y visualización de los resultados obtenidos.

## Resultados

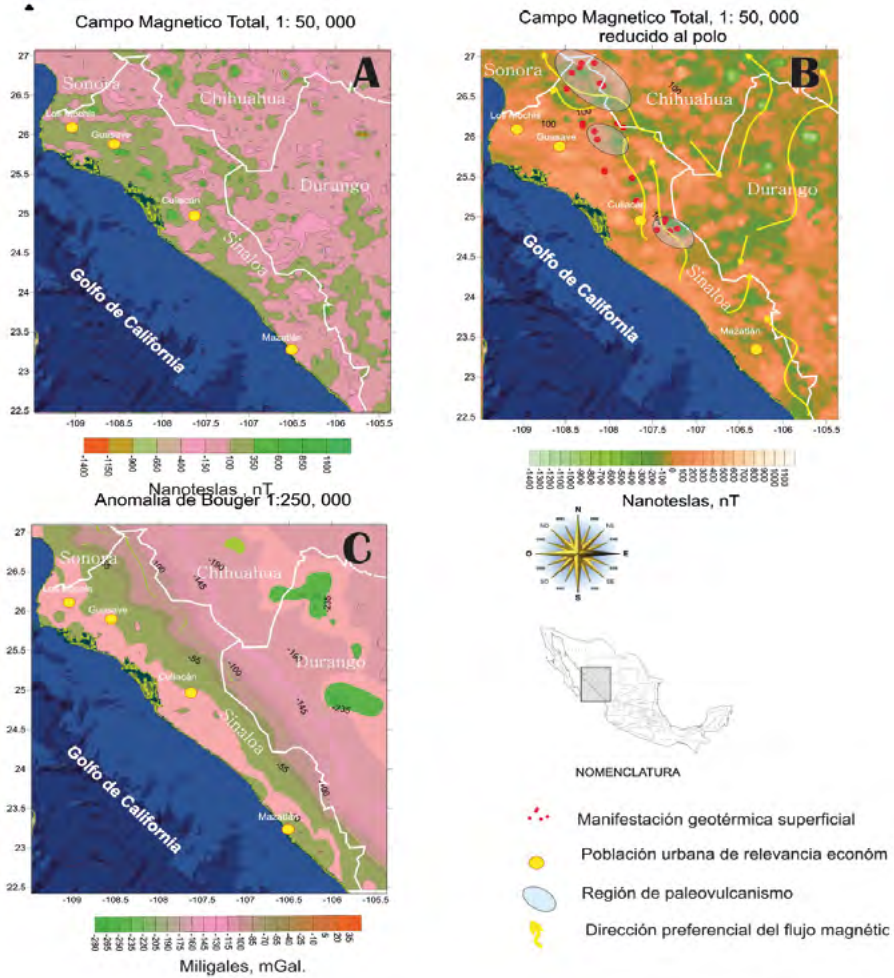
En las partes A, B y C de la figura 2, se muestran las imágenes GOES -16 ABI para la banda 13 y FGB, respectivos a los rangos morfológicos y la estimación de la temperatura de la superficie terrestre; así como la visualización de las corrientes de convección (B y C) (todas procesadas para febrero de 2025. Tomando cuenta que existen rangos morfológicos en los pies del monte de la SMO, y que éstos podían incidir en las mediciones de Bmed, se optó por aplicar a toda la malla el algoritmo algoritmo numérico Rpol a Bmed.

Figura 2. (A) Imagen GOES-16 ABI, banda 13, con rasgos morfológicos y temperatura superficial en febrero de 2025. (B y C) Imágenes GOES-16 ABI, banda FGB, que muestran corrientes de convección del mismo periodo



Fuente: elaboración propia con datos GOES-16 ABI (NOAA/NESDIS/STAR) y procesamiento digital de imágenes.

Figura 3. (A) campo magnético terrestre, (B) reducido al polo y (C) anomalía de Bouguer determinada por medio de la gravimetría



Fuente: elaboración propia a partir de imágenes GOES-16 ABI (banda 13 y banda FGB), procesadas para resaltar rasgos morfológicos, estimar la temperatura de la superficie terrestre y analizar corrientes de convección en febrero de 2025.

La validación espacial de Bmed con su aplicación Rpol comparada respecto al campo gravimétrico local se presentan respectivamente en los mapas donde aparecen las partes A y B de la figura 3. Obsérvese a simple vista la semejanza entre sí de los mapas, esta semejanza se puede mirar con la mayor acentuación principalmente en las anomalías de altos valores de

Bmed frente a las costas del golfo de California, específicamente en las inmediaciones de las zonas donde se encuentran las ciudades de Culiacán, Guasave, Mazatlán y Los Mochis. El análisis individual del resumen estadístico para Bmed en lo que se refiere a los estadísticos de la tendencia central mostraron las siguientes magnitudes:  $B_{\min} = -45.45$  nT  $B_{\max} = 213.79$  nT,  $\bar{B} = 157.57$  nT,  $B = 161.70$  nT,  $RMS = 161.10$  nT,  $\bar{B} 10\% = 160.40$  nT  $\bar{B} IQR = 161.82$  nT,  $\bar{B} \text{ mid} = 84.16$  nT,  $\bar{B} \text{ win} = 160.47$  nT,  $\bar{B} \text{ TM} = 161.78$  nT. La magnitud de los parámetros estadísticos que se refieren a la dispersión y variabilidad de la nube de valores de Bmed fueron los siguientes:  $\sigma^2 = 1124.87$   $\sigma = 33.54$  nT  $R = 259.24$  nT,  $MAD = 23.92$  nT,  $IQR = 36.44$  nT. Para los parámetros que describen en los datos la asimetría y la curtosis de esa misma nube de valores mostraron las siguientes magnitudes:  $\gamma_1 = -1.73$  e  $\gamma_2 = 8.70$ . Los parámetros con que se mide la precisión de cómo se comporta la distribución de Precisión de la Media y Error mostró los siguientes parámetros: error estándar ( $SE = 0.377$  nT), media ( $\bar{B} = 157.57$  nT) y mediana ( $B = 161.70$  nT) en valores relativamente cercanos, lo cual se se asoció a una cercanía relativa entre valores de la distribución, lo que indicó una distribución ligeramente sesgada pero con valores concentrados en ese rango. Para magnitudes para el Valor mínimo ( $B_{\min} = -45.45$  nT) y el máximo ( $B_{\max} = 213.79$  nT) dio a conocer una gran variabilidad de la intensidad M me en la que se presenta, B med en la región, con un rango medio ( $B^- \text{ mid} = 84.16$  nT) indica una media =  $\bar{B} = 157.57$  nT) y la mediana ( $B = 161.70$  nT) relativamente cercanas, lo que indica una distribución ligeramente sesgada pero con valores concentrados en ese rango que tienen como cobertura  $B_{\min} = -45.45$  nT y  $B_{\max} = 213.79$  nT con los cuales muestran una variabilidad grande en la intensidad de  $\bar{B}$  med.

El rango medio ( $\text{mid} = 84.16$  nT) indica que el punto central entre los valores extremos está significativamente por debajo de la media, lo que sugiere una distribución asimétrica. La media recortada a 10% ( $B^- 10\% = 160.40$  nT) y la media Winsorizada ( $B^- \text{ win} = 160.47$  nT) confirman que la mayoría de los datos están en torno a ese valor, reduciendo el efecto de los valores extremos. Esta distribución asimétrica se corrobora con la magnitud de la dispersión y variabilidad  $\sigma^2 = 1124.87$  y  $\sigma = 33.54$  nT en los datos, con magnitudes que indican una dispersión considerable en los datos. El rango ( $R = 259.24$  nT) es elevado, lo que confirma la existencia de diferencias

significativas entre los valores mínimos y máximos. La desviación absoluta media ( $MAD = 23.92 \text{ nT}$ ) sugiere que, en promedio, los valores se desvían en esa magnitud respecto a la media al igual que el rango intercuartílico ( $IQR = 36.44 \text{ nT}$ ) indicador de que 50% de los datos se encuentran dentro de un intervalo relativamente estrecho, aunque con valores extremos que afectan la distribución general. Esta forma de la distribución mediante la asimetría ( $\gamma_1 = -1.73$ ) negativa significa que la distribución está sesgada hacia la izquierda. La curtosis ( $\gamma_2 = 8.70$ ) indica una distribución leptocúrtica, lo que significa que los datos presentan una mayor concentración alrededor de la media y colas más largas en comparación con una distribución normal. La precisión y Error ( $SE = 0.377 \text{ nT}$ ) es bajo, lo que sugiere que la estimación de la media es confiable y que los datos tienen una precisión aceptable.

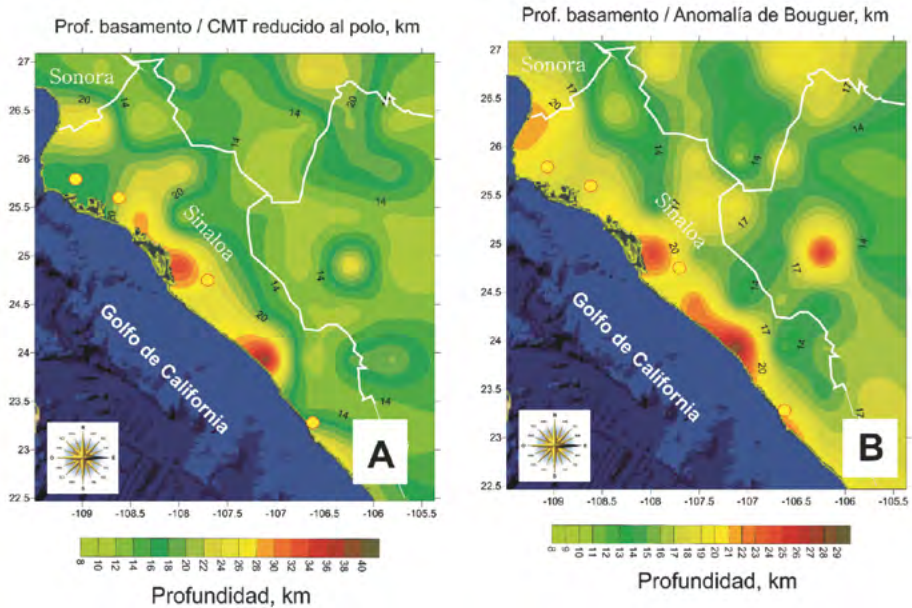
Estadísticamente los datos reflejaron una distribución de B med con una marcada asimetría negativa y una alta curtosis, lo que indica la presencia de valores extremos. La dispersión es considerable, pero la media y la mediana se encuentran relativamente cercanas, lo cual sugiere que los valores predominantes se agrupan en torno a los 160 nT. Esto podría estar relacionado con variaciones geológicas en la región de estudio, posiblemente influenciadas por estructuras magnéticas profundas o alteraciones en la mineralogía del subsuelo. Argumento lógico que nace del análisis estadístico, ya que la región es tectónica activa, esto es, eólica en la que existió un vulcanismo e hidrotermalismo intenso, lo cual se pudo asociar a fuerzas tectónicas que podrían haber tenido como resultado múltiples alteraciones mineralógicas en las rocas del subsuelo, posiblemente influenciadas por las estructuras conglomeradas masivas y magnéticas profundas, procedentes de la Cm.

Los resultados de la aplicación de los algoritmos numéricos que engloban las ecuaciones de la 5 a la 9 se presentan en el mapa de la figura 4. En este mapa se observa una semejanza entre las diferentes representaciones, así como las profundidades de la Cámara Magmática (Cm) en las fronteras de los estados colindantes con la zona de estudio, como Durango, Chihuahua y Sonora, donde se registran valores intermedios de profundidad, aproximadamente entre 14 y 22 km.

La figura 4 muestra la distribución espacial de la profundidad a la que se encuentra la Cámara Magmática, el sitio de origen de la energía geotér-

mica de flujo, cuya influencia genera una alta entalpía en la superficie terrestre y el subsuelo de la zona de estudio.

Figura 4. Distribución espacial en km de la profundidad de la cámara magmática por medio del análisis espectral aplicado a todos métodos potenciales de tipo natural: (A) campo magnético terrestre reducido al polo (B) anomalía de Bouguer determinada mediante la gravimetría



Fuente: elaboración propia con datos del Servicio Geológico Mexicano (SGM) y mediciones de campo realizadas en esta investigación.

Nótese en la comparación que las profundidades de la Cm presentan una semejanza en las zonas que conforman la frontera de los estados colindantes con la zona de estudio (Durango, Chihuahua y Sonora). El mapa de Bmed, mostrado en la parte A de la figura 4, es el resultado de aplicar la reducción al polo (Rpol) a los valores de Bmed adquiridos en este sitio. Por su parte, el mapa de la parte B corresponde a un proceso espectral similar. En ambos casos, el objetivo fue determinar las magnitudes a las cuales se localiza la Cm mediante la aplicación del mismo procedimiento espectral.

Los resultados muestran que, en el mapa de Bmed, la profundidad promedio de la Cm es de aproximadamente 16 km, mientras que en el mapa de la anomalía de Bouguer se observan magnitudes de hasta 28 km.

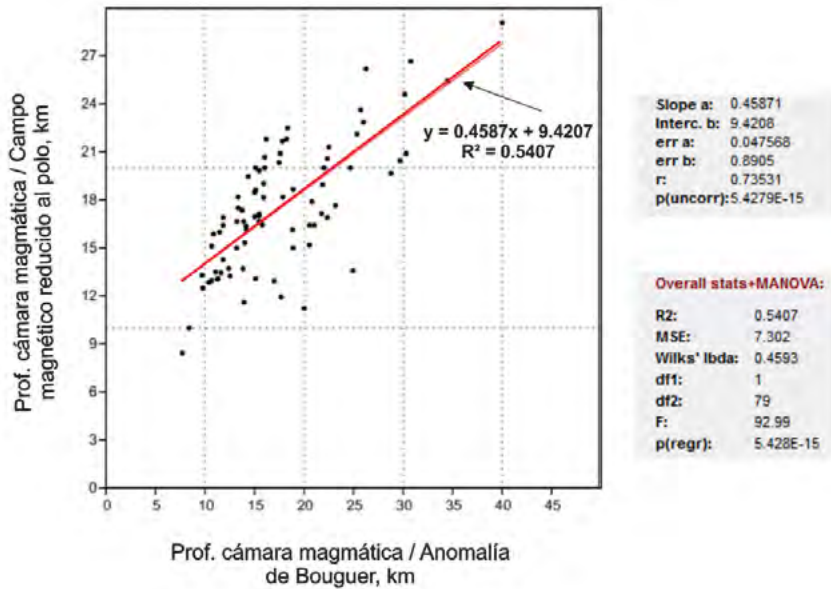
Un rasgo importante que se observa en los mapas obtenidos a partir de los datos de dos métodos potenciales en todo el campo es el alineamiento en su comportamiento, paralelo a la Sierra Madre Occidental (SMO) y a las costas del Golfo de California. Además, presentan una orientación similar a la de las principales protuberancias de la SMO. La semejanza entre las partes A y B de la figura 4 se atribuye a que los datos utilizados para la reducción al polo del campo magnético (parte A, figura 4) y los de la anomalía de Bouguer (parte B, figura 4) presentan una correlación significativa. En conjunto, estos datos siguen una distribución normal, cumpliendo con los supuestos estadísticos necesarios para garantizar la validez de los resultados obtenidos. No obstante, a pesar de la aparente similitud entre los mapas, fue necesario realizar un análisis estadístico para determinar si cada campo potencial presentaba normalidad de forma univariante y, posteriormente, compararlos en un contexto multivariante. Para comprobar este supuesto, se siguieron las recomendaciones de González et al. (2006), aplicando pruebas econométricas de dispersión que permitieron contrastar y corroborar la normalidad de los datos. Este análisis aseguró la linealidad de los datos presentados en este estudio. Los resultados del análisis estadístico de dispersión aplicado a los datos que conforman los mapas A y B de la figura 4 se muestran en el gráfico de la figura 5. Estos indicaron un coeficiente de determinación ( $R^2$ ) de 0.54 y un coeficiente de correlación ( $R$ ) de 0.79.

Ambos mapas comparten 78% de la información sustentada en el análisis, mientras que 22% restante corresponde a la parte no compartida. En la figura 5 se presenta el resultado de la regresión aplicada a ambas mediciones, cuya recta de ajuste sigue la ecuación  $y = 0.4587x + 9.42$ . Esta ecuación es representativa exclusivamente del comportamiento específico en la zona de estudio y refleja la variación espacial de la profundidad de la Cm.

Los resultados del análisis de dispersión permitieron identificar valores atípicos (outliers) tanto desde una perspectiva univariante como multivariante. La presencia de estos valores en los cálculos de la profundidad de la Cm, en caso de haber superado 80%, habría introducido ruido en las comparaciones entre ambas profundidades, afectando la validez de las relaciones establecidas. Esto habría desvirtuado los resultados del análisis de ecuaciones estructurales utilizadas para definir la variación vertical de  $\nabla G_t$ .

Por ello, este análisis fue crucial para detectar y, en su caso, eliminar dichos valores anómalos. No obstante, en este estudio no se suprimieron valores atípicos, ya que los datos presentaron una buena correlación.

Figura 5. Análisis de dispersión del coeficiente de determinación (R) y de correlación (R<sup>2</sup>) para el CMT reducido al polo y la anomalía de Bouguer con magnitudes respectivas de R = 0.79 y R<sup>2</sup> = 0.54 en el sistema geotérmico de estudio



Fuente: elaboración propia.

Tabla 1. Resultados de la ANOVA de una vía teniendo como en el análisis descriptivo a la variable dependiente por grupos (la profundidad de Cm por CMT reducido al polo y la anomalía de Bouguer), así como a los límites superior e inferior para la media de cada grupo a 95% de confianza (nivel de significación crítico o umbral  $\alpha > 0.05$ )

One-way ANOVA					
Sum of sqrs	df	Mean square	F	p(same)	
Between groups:	0.575426	1	0.575426	0.02054	0.8862
Within groups:		4483.19	160	28.0199	
Total:	4483.77	161			
$\Omega\alpha^2$ :	-0.006083				

Levene's test for homogeneity of variance, based on means: p(same) = 0.0004402

Based on medians: p(same) = 0.004176

Welch F test in the case of unequal variances: F=0.02054, df=134.1, p=0.8863

Fuente: elaboración propia.

Como complemento al análisis de dispersión y con el propósito de minimizar posibles incertidumbres en la representación de la variación de  $\nabla Gt$ , se llevó a cabo un análisis de varianza de una vía (ANOVA). En este análisis, la variable dependiente se consideró por grupos, comparando la  $C_m$  obtenida mediante CMT reducido al polo y la anomalía de Bouguer. Se establecieron los límites superior e inferior de la media de cada grupo con un nivel de confianza de 95% ( $\alpha > 0.05$ ).

Las consideraciones para el análisis de ANOVA fueron las siguientes:

- Si el estadístico de Levene arrojaba valores suficientemente pequeños, no se rechazaba la hipótesis de homocedasticidad a los niveles de significación habituales de 95%.
- Si el estadístico F resultaba significativamente distinto de 1 para cualquier nivel de significación, se rechazaba la hipótesis nula de igualdad de medias.
- Los resultados obtenidos para Bmed fueron considerados confiables bajo estas condiciones.

Los resultados del análisis ANOVA de una vía se presentan en la tabla 1, donde se observan los siguientes valores:  $F = 0.020$ ,  $P(\text{same}) = 0.88$  y prueba de Levene = 0.0004. Estos resultados permitieron establecer que se acepta la hipótesis de homocedasticidad en los cálculos de la profundidad de la  $C_m$ .

Además, dado que el estadístico F fue menor que 1, se concluyó que las medias de ambos cálculos fueron muy similares. Asimismo, como el valor de  $P(\text{same})$  fue mayor que 0.05, se determinó que los cálculos realizados para la  $C_m$  tienen un nivel de confianza de 95%.

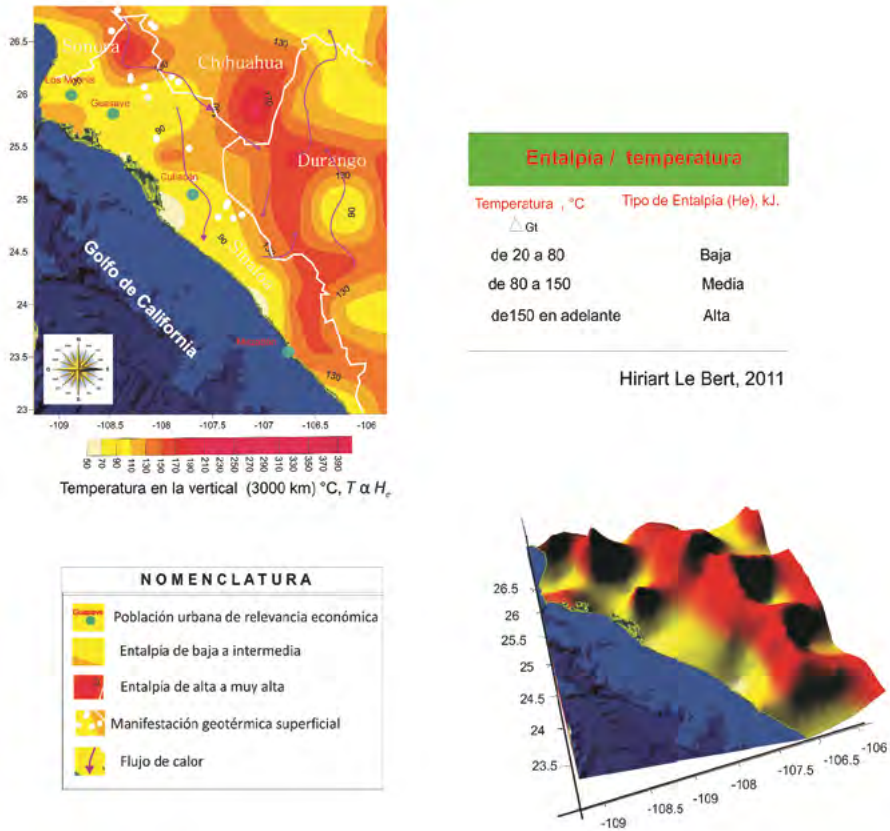
Una vez garantizada la veracidad de los datos de profundidad de  $C_m$ , se procedió a establecer una asociación entre la variación en la vertical de la temperatura del subsuelo representado en este trabajo como  $\nabla Gt$  ( $[\nabla Gt \text{ vs. } C_m]$ ); no sin antes establecer los respectivos controles cuantitativos y cualitativos para  $\nabla Gt$ , para lo cual se tomaron en cuenta los siguientes criterios de las ecuaciones de la metodología para controles cuantitativos de Martínez (2009) y (2) para controles cualitativos criterios según Espinoza et al. (2013). Los resultados se presentan en la figura 5 en la que se observa que  $\nabla Gt$  de forma cualitativa se puede expresar mediante el incremento en la tempe-

ratura del subsuelo y el segundo que el promedio de  $\nabla Gt$  en la tierra es de 2 a 2.5°C por cada 100 m. No obstante, los criterios mencionados, tanto en el primero como en el segundo para comprobarse se tendría que realizar la perforación de dispersos por zonas que suelen ser muy costosos. La profundidad más grande que se ha logrado alcanzar con técnicas modernas para las perforaciones de pozos es de aproximadamente 10 km, lo que constituye una alta inversión. Por su parte, Martínez (2009) enfatizó que las capas superficiales de la tierra son las que sufren los mayores cambios en la temperatura estabilizada de formación, también conocida como temperatura inicial de equilibrio estática de formación. Estos planteamientos cuantitativos de Martínez fueron analizados por Espinoza et al. (2013) y dieron a conocer que los cambios en  $\nabla Gt$  para los primeros metros no muy altos y de esta forma se establecieron los controles de la variación de  $\nabla Gt$  que se utilizaron en este trabajo de tesis, los cuales son los siguientes: en las partes someras de la tierra el gradiente geotérmico al y de valores equivalentes a la temperatura media anual del aire externo que suele ser de aproximadamente de 15°C, a 2 000 m es de 55 a 66°C, a 3 000 m de 75 a 90°C, y así sucesivamente.

Figura 6. Variación espacial en 2D y 3D del gradiente geotérmico (°C) calculado a 3000 m de profundidad en una región del noroeste de México, clasificado con respecto a los valores de temperatura establecidos mediante la técnica de geotermómetros de Hiriart Le Bert (2011). Fuente: Elaboración propia con resultados de esta investigación. Considerando que la cantidad de energía que contiene un reservorio es directamente proporcional a la entalpía del mismo, se puede observar que la mayor parte de ésta se concentra en las inmediaciones de los estados de Chihuahua y Durango; así como en los límites de Sinaloa dentro de los límites con los estados Chihuahua y Sonora y de los límites de Sinaloa. Los valores por debajo del gradiente a los 3000 m de profundidad se sitúan paralelas a la línea de costa del golfo de California, así como en la parte noroeste de la zona de estudio dentro de los estados de Durango y Chihuahua. En la mayoría de los lugares situados en los límites de Sinaloa uno localiza las temperaturas que varían de 80 a 150°C clasificadas como de media entalpía. Importante mencionar que la figura 6 representa el gradiente geotérmico a los 3 000 m y el motivo por el cual se inicia una representación de entalpía a partir de esta profundidad fue debido a que la mayor

gama de representación de la variación de la entalpía se manifestó a dicha profundidad.

Figura 6. Variación espacial a 2D y 3D del gradiente geotérmico (°C) calculado a los 3000 m de profundidad en una región del noroeste de México y clasificado con respecto a los valores de temperatura establecidos mediante la técnica de geotermómetros por Hiriart Le Bert (2011) en 1022 manifestaciones geotérmicas superficiales del territorio nacional

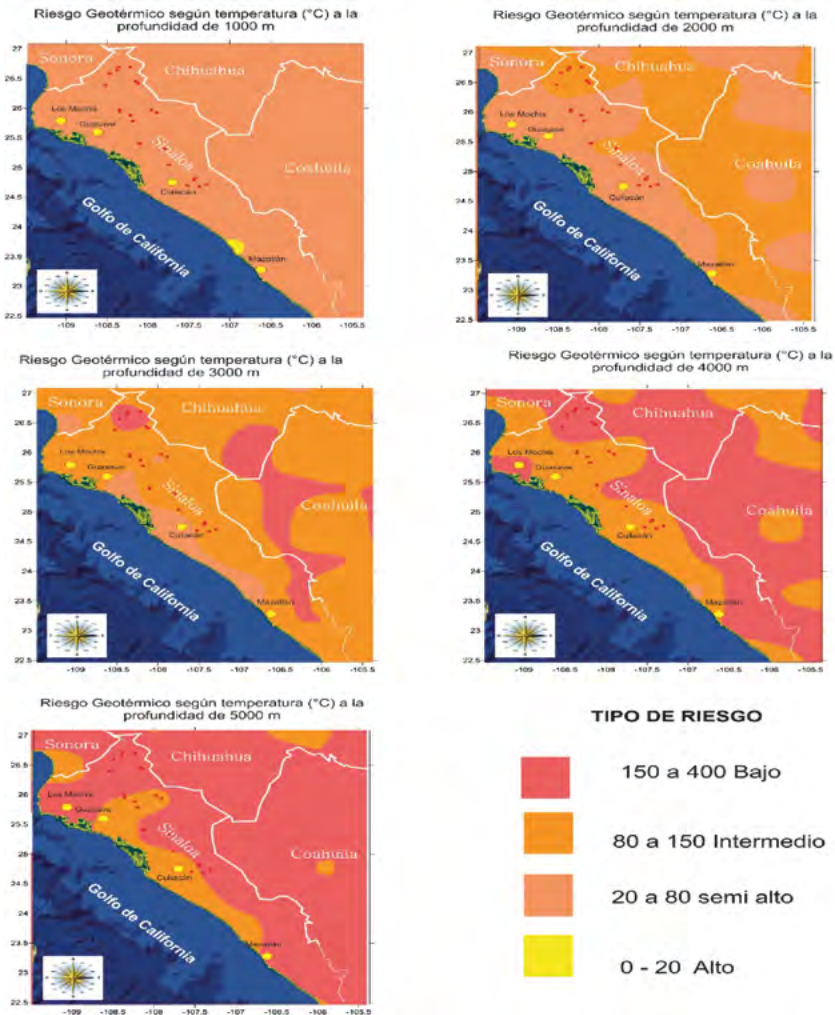


Fuente: elaboración propia.

En los mapas que se presentan en la figura 7 se muestra la variación espacial de riesgo a una explotación geotérmica mediante pozo configurado con respecto a la variación en la vertical del gradiente geotérmico calculado de 1000 a 5000 m de profundidad. La clasificación se realizó con respecto a las temperaturas determinadas por Hiriart Le Bert (2011) para el potencial geotérmico de México establecido con 1022 manifestaciones distribuidas a

lo largo del territorio nacional. Nótese que son de cuatro las categorías propuestas y varían de alto a bajo con respecto a los cambios en la profundidad del gradiente geotérmico.

Figura 7. Variación espacial de riesgo a una explotación geotérmica mediante pozo configurado con respecto a la variación en la vertical del gradiente geotérmico calculado de 1000 a 5000 m de profundidad. La clasificación se realizó con respecto a las temperaturas determinadas por Hiriart Le Bert (2011) para el potencial geotérmico de México establecido con 1022 manifestaciones distribuidas a lo largo del territorio nacional. Nótese que son de cuatro las categorías propuestas y varían de alto a bajo con respecto a los cambios en la profundidad del gradiente geotérmico



Fuente: elaboración propia.

## Discusiones

Los datos proporcionados corresponden a un conjunto de mediciones de distintas entalpías, y las incertidumbres sobre la eficiencia, localización y producción de reservorios geotérmicos (RG) se reducen y amortiguan las dudas, especialmente en la determinación de zonas con altos valores de entalpía ( $\Delta H$ ). Las limitaciones para medir las propiedades de las rocas en los sistemas geotérmicos a grandes profundidades seguirán siendo altas, junto con la falta de métodos para evaluar la cantidad de calor ( $Q$ ) respecto a la profundidad, dado que se demandan metodologías que permitan evaluar indirectamente estos recursos. Este alcance metodológico se diseña bajo los principios fundamentales que rigen los sistemas geotérmicos, sin necesidad de medir las propiedades del medio poroso de manera directa.

Este alcance metodológico se diseña bajo los principios fundamentales que rigen los sistemas geotérmicos, sin necesidad de medir las propiedades del medio poroso de manera directa. Los métodos más sofisticados, como la simulación dinámica, es crucial para mejorar la exploración y explotación de recursos geotérmicos en México. Los modelos avanzados permiten una representación más precisa de las interacciones complejas entre los fluidos, las rocas y el calor en el subsuelo, considerando variaciones espaciales y temporales. Esta aproximación es clave para optimizar la explotación de los recursos sin comprometer la sustentabilidad del sistema geotérmico, un desafío constante en los proyectos de energía geotérmica. Las simulaciones dinámicas también podrían mejorar la evaluación del potencial geotérmico, proporcionando cálculos más precisos de  $\Delta H$  y el gradiente geotérmico. Esto permitiría tomar decisiones más informadas sobre la ubicación de los pozos y la gestión de la extracción de energía, además de identificar posibles zonas de riesgo que no serían evidentes con modelos más simplificados.

No obstante, la implementación de estas tecnologías avanzadas requiere una infraestructura adecuada, datos precisos y la capacitación de los profesionales que operen estos sistemas. En México, aunque existen recursos para apoyar el uso de simulaciones dinámicas, también hay retos importantes. El país posee un enorme potencial geotérmico, con varios campos operativos,

lo que proporciona una base valiosa para desarrollar modelos avanzados. Sin embargo, el acceso a las tecnologías de simulación y a la infraestructura necesaria no siempre ha sido adecuado para aprovechar este potencial.

A pesar de estos retos, México tiene una gran oportunidad para seguir desarrollando su potencial geotérmico. Para ello, es necesario invertir en tecnología avanzada, infraestructura de monitoreo y la formación de profesionales especializados. Con estos esfuerzos, la simulación dinámica puede jugar un papel clave para aprovechar de manera más eficiente y sostenible los recursos geotérmicos del país.

Se logró una clasificación de 22 reservorios geotérmicos seleccionados para describir la variación espacial de  $\Delta H$  en zonas asociadas directamente con h de Cm en cada Rg, lo que permitió identificar con precisión los patrones de variación de la entalpía según las características específicas de cada reservorio. Se determinó que la variación de la temperatura del fluido respecto a la profundidad (gradiente geotérmico) es directamente proporcional a la cantidad de calor  $\theta_c$  y a la magnitud de  $\Delta H$ , estableciéndose que la temperatura de la fuente de  $\theta_c$  puede determinarse de manera indirecta mediante las ecuaciones empíricas de la técnica de los geotermómetros, basadas en la concentración de elementos como Na, K, Ca y Mg liberados durante las reacciones a altas temperaturas en los Rg. Con los resultados obtenidos, se realizó un mapeo que permitió identificar los Rg con mayor potencial económico, así como aquellos con condiciones físico-geológicas no favorables. A pesar de que algunos Rg no alcanzaron una  $\Delta H$  con temperaturas superiores a 150°C, se propuso su aprovechamiento mediante la inyección de fluidos para crear vapor, con el fin de generar electricidad por medio un sistema de ciclo binario, utilizando la roca caliente o seca como fuente (geotermia estimulada). En conclusión, aunque algunos reservorios no presentan condiciones ideales para la explotación directa, pueden ser considerados como sitios viables para la implementación de tecnologías de geotermia estimulada, lo que podría facilitar la generación de energía a partir de recursos que, de otro modo, serían menos aprovechables. Este enfoque metodológico ha proporcionado una herramienta valiosa para la identificación y clasificación de reservorios geotérmicos, optimizando la explotación de los recursos en zonas con condiciones geológicas no favorables mediante tecnologías avanzadas como el ciclo binario.

Las bases de datos y los resultados obtenidos se orientaron hacia la localización de un potencial para generar electricidad ( $E_e$ ) sólo para la zona experimental que comprende el Noroeste de Sinaloa, independientemente de que esta región haya sido considerada previamente como una zona de baja  $\Delta H$ . Esta clasificación se realizó mediante técnicas convencionales de monitoreo *in situ*, que suelen ser costosas e imprecisas, en contraste con los algoritmos numéricos empleados en esta investigación. Por lo tanto, se procedió a iniciar la caracterización de las variables sin tener en cuenta los resultados previamente reportados. Es importante señalar que cada uno de los módulos presentados incluye una base de datos que constituye una contribución significativa para posibles proyectos futuros relacionados con fuentes limpias de energía, especialmente porque hasta ahora no existía una base de datos que integrara las variables necesarias para clasificar y describir las características de los reservorios geotérmicos ( $R_g$ ) locales.

Por otra parte, en la literatura actual no se encuentra una metodología que integre en conjunto las variables interdependientes que permiten asociar la cantidad de calor ( $Q$ ) con la temperatura de la corteza ( $TC$ ), y que cumpla con los estatutos de la ley de Fourier, la cual describe la energía bajo la superficie terrestre (Odegard y Berg, 1965; Sharma y Geldart, 1968; Bhattacharya, 1971; Sengupta, 1974; Sengupta, 1975a; Sengupta, 1975b). En este sentido, la conformación de la base de datos desarrollada en este estudio sirvió como un mecanismo esencial para describir la magnitud de  $Q$  en las rocas calientes del interior de la Tierra y los sistemas geotérmicos hidrotermales, producidos tanto a altas, medias, bajas y muy bajas temperaturas. Las primeras tres categorías tienen una relación directa con la  $h$  de  $C_m$  y pueden ser generadas por la desintegración de isótopos radiactivos, los cuales producen una gran parte de la energía que facilita los movimientos diferenciales en las distintas capas de la Tierra. Este enfoque metodológico y la creación de una base de datos detallada representan un avance crucial para la clasificación y evaluación de los recursos geotérmicos en la región, así como una base sólida para futuros estudios y desarrollos en la generación de energía limpia.

## Conclusiones

El análisis de los datos geofísicos y estadísticos permitió caracterizar con precisión la distribución de la  $C_m$  y su relación con la actividad geotérmica en el noroeste de Sinaloa. La aplicación de metodologías como la reducción al polo y la anomalía de Bouguer permitió obtener resultados consistentes y extrapolables a otras regiones con características similares. Finalmente, la evaluación del gradiente geotérmico sugiere un potencial energético significativo en la zona, con oportunidades de aprovechamiento geotérmico en profundidad. A continuación se enumeran las conclusiones respecto a los resultados que se obtuvieron en esta investigación:

En la aplicación de la Rpol, los resultados obtenidos con la Rpol permitieron mejorar la caracterización de los yacimientos geotérmicos mediante la evaluación de parámetros como la primera y segunda derivada del campo magnético, la dirección de los flujos magnéticos y la geometría de los cuerpos rocosos. Esto fue clave para entender la interacción entre las estructuras magnéticas del subsuelo y la actividad geotérmica en la región.

En cuanto a la distribución y variabilidad Bmed, se identificó una marcada asimetría negativa y alta curtosis en los datos de Bmed, lo que indica la presencia de valores extremos asociados a estructuras geológicas profundas. La dispersión de los valores sugiere una variabilidad significativa en la intensidad del campo magnético, con valores máximos y mínimos que reflejan la influencia de distintas estructuras geológicas. La correlación observada entre los mapas de reducción al polo y la anomalía de Bouguer indica que ambos métodos proporcionan información complementaria sobre la distribución del campo magnético en la región.

En lo que se refiere a la  $C_m$ , los mapas obtenidos revelaron que la  $C_m$  se encuentra a profundidades entre 14 y 22 km en los límites de Sinaloa con Durango, Chihuahua y Sonora. Se observó una correlación significativa entre los datos del campo magnético y los de la anomalía de Bouguer, lo que respalda la confiabilidad de los cálculos de profundidad.

Para los resultados del análisis estadístico de esta investigación en la validación de los datos se da a conocer una regresión aplicada a los datos de profundidad de la  $C_m$  que arrojó un coeficiente de determinación de

0.54 y una correlación de 0.79, lo que sugiere que los métodos utilizados comparten aproximadamente 78% de la información. El análisis de varianza (ANOVA) confirmó la homogeneidad de los datos y la similitud en los cálculos de profundidad, con un nivel de confianza de 95%. En cuanto a monto de la variación entre dientes geotérmico y la posible reacción que se podía tener para explotación energética se concluye que se identificó una tendencia en la variación del gradiente geotérmico con profundidades que alcanzan hasta 3000 m. Las mayores concentraciones de energía se ubican en los límites entre Sinaloa, Chihuahua y Durango. En esta zona, las temperaturas varían entre 80 y 150°C, lo que sugiere un potencial de entalpía media apto para explotación geotérmica. Se establecieron mapas de riesgo para la explotación geotérmica en función de la variación en el gradiente geotérmico desde los 1000 hasta los 5000 m de profundidad.

## Referencias

- Annen C., Blundy J. D., Sparks R. S. (2006). The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, V. 47, 505-539.
- Armenta C. J. J. (2018). Desarrollo metodológico para identificar zonas de potencial geotérmico en el Noroeste de Sinaloa. [Tesis de Maestría del Instituto Politécnico Nacional].
- Asta, M. P., Gimeno, M. J., Auqué, L. F., Gómez, J., Acero, P., & Lapuente, P. (2012). Hydrochemistry and geothermometrical modeling of low-temperature Panticosa geothermal system (Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 235-236.
- Base de Datos del CLICOM. Available online: <http://clicom-mex.cicese.mx/mapa.html>
- Bhattacharya, B. (1971). Analysis of vertical dike, infinitely deep, striking north by Fourier transform. *Pure appl. Geophys*, 89, 134-138.
- Bhattacharya, B. K. (1966). Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics* 31, p.p. 97-121.
- Bonner, J., & E. T. Herrin (1999). Surface wave studies of the Sierra Madre Occidental of northern Mexico. *Bull. Seism. Soc. Am*, 89, 1323-1337.
- Castillo, R. J., Verma S. P., & Andaverde J. (1991). Modelación de temperaturas bajo la caldera de Los Humeros, Puebla, México, en términos de profundidad de la cámara magmática. *Geofísica Internacional*, 30(3), 149-172.
- Clotworthy, A. (2000). Response of Wairakei Geothermal Reservoir to 40 Years of Production. *Proceedings World Geothermal Congress 2000*. 2009(1): 2859-2859 pp. <https://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/WGC/2000/R0080.PDF>

- Davi, S., T. M. (1971). A filtering technique for interpreting the gravity anomaly generated by a two-dimensional fault. *Geophysics*, 36, 554-570.
- Demouchy S., Jacobsen, S. D., Gaillard, F., & Stern, C. R. (2006). Rapid magma ascent recorded by water diffusion profiles in mantle olivine. *Geology*, v. 34, 429-432.
- Eby, T. W. F. (1972). The Fourier spectrum of gravity anomalies due to two-dimensional prisms, *J. Canadian Soc. Expl. Geophys*, 8, 14-21.
- Emery, X. (2007). Conditioning simulations of Gaussian random fields by ordinary kriging. *Mathematical Geology*, 39,6.
- Escorza, R. M. (2010). Magnetometría de la Isla Socorro, archipiélago de las Revillagigedo. [Tesis Profesional de la Universidad Nacional Autónoma de México].
- Fernández, M. E., Campo, A. M., & Gentili, J. O. (2015). Comportamiento temporal de la radiación solar global en la ciudad de Bahía Blanca, Argentina. Vol. 15: 51-64.
- Ferrari, L., Valencia, M. M. & Scott, B. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Volumen conmemorativo del centenario. Temas selectos de la geología mexicana, (3) 343-378 pp.
- Fetter, C. W. (1988). *Applied Hydrogeology*. Longman Higher Education.
- Gomberg, J. S., Priestley, K. F., Masters, T. G., & Brune, J. N. (1988). The structure of the crust and upper mantle of northern Mexico. *Geophysical Journal International* 94, 1-20.
- Fernández, M. E., Campo, A. M., & Gentili, J. O. (2015). Comportamiento temporal de la radiación solar global en la ciudad de Bahía Blanca. *Revista de Climatología* Vol. 15: 51-64.
- Frederikson, G. (1974). Geology of the Mazatlán area Sinaloa, Western Mexico. [Tesis Doctoral, Universidad de Texas].
- Gudmundsson, G. (1966). Interpretation of one dimensional magnetic anomalies using Fourier transform. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 12, 87-97.
- Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (INIFAP). (2019). Datos de la radiación solar global. Sitio web: <https://clima.inifap.gob.mx/Inmysr/Estaciones/ConsultaDiarios15Min?Estado=24&Estacion=35280>
- Kanasewich, E. R. & Agarwal, R. G. (1970). Analysis of combined gravity and magnetic fields in wave- number domain. *J. Geophys. Res.*, 75, 5702-5712.
- Kelley, S. P., & Wartho, J. A. (2000). Rapid kimberlite ascent and the significance of Ar-Ar ages in xenolith phlogopites. *Science*, v. 289, 609-611.
- Lavorato, M. B., Lakkis, S. G., & Canziani, P. O. (2015). Radiación solar: métodos de regresión para datos del 2010-2013 en Buenos Aires. *Anales AFA*, 26(2), 59-64.
- Llopis Trillo G., Rodrigo A. V. (2008). *Guía de la Energía Geotérmica*. Dirección General de Industria, Energía y Minas. Consejería de Economía y Consumo.
- López, J. P., & Bellos, L. I. (2006). Texturas y Estructuras de las Rocas Ígneas: Significado Petrológico e Implicancias en las Condiciones de Formación de las Rocas. *INSU-GEO, Miscelánea* 15: 7-57.
- Martínez, F. T. A. K. (2015). Caracterización hidrogeoquímica del sistema de manantiales termales de Ixtapan de la Sal-Tonatitlán, Estado de México. [Tesis de Maestría de la Universidad Autónoma del Estado de México].

- Mendoza, R. E. & Hernandez, A. C. (2004). La protección ambiental en el campo geotérmico de los azufres, Mich. *Geothermiq*, 17(1): 2-9.
- Mendoza, B., Ramírez, J., & Díaz S. R. (2006). Efectos de la actividad solar en el clima y en los seres vivos. *Ciencia*, 32-38.
- Milligan, P. R., & Gunn P. J. (1997). Enhancement and Presentation of Airborne Geophysical. *Agso, Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17, 64-74.
- Nitschke, F., Held, S., Villalon, V., Neumann, T., & Kohl, T. (2017). Assessment of performance and parameter sensitivity of multicomponent geothermometry applied to a medium enthalpy geothermal system. *Geotherm Energy*, 5:12, 1-20. DOI 10.1186/s40517-017-0070-3.
- Ochoa, L. L., Pérez, S. E., Del Río, S. R., & Valencia, M. M. (2011). Depósitos minerales de Sonora, México, in Calmus, Thierry, ed., *Panorama de la geología de Sonora, México*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 9, p. 299-331.
- Odegard, M. E. & Berg, J. W. (1965). Gravity interpretation using Fourier integral. *Geophysics*, 30, 424-438.
- Persaud, P., Stock, J. M., Steckler, M., Martin B. A., Diebold, J. B., Gonzalez, F. A., & Mountain, G. (2003). Active deformation and shallow structure of the Wagner, Consag and Delfin Basins, Northern Gulf of California, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 108(7).
- Peslier, A. H., & Luhr, J. F. (2006). Hydrogen loss from olivine in mantle xenoliths from Simcoe (USA) and Mexico: Mafic alkali magma ascent rates and water budget of the sub-continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 242, 302-319.
- Rao, K. G. C., & Avasthi, D. N. (1973). Analysis of the Fourier Spectrum of the gravity effect due to two dimensional triangular prism, *Geophys. Prospecting*, 21, 526-542.
- Ritsema, J., van Heijst H. J., & Woodhouse J. H. (2004). Global transition zone tomography. *Journal of Geophysical Research*, 109, B02302. doi:10.1029/2003JB002610
- Ruiz, J. A., Medina G., Macías J., Silva M. M. & Diaz G. (2005). Estadísticas climatológicas básicas del estado de Sinaloa (Periodo 1961-2003). Libro Técnico Núm. 2. INI-FAP-CIRNO. Cd. Obregón, Sonora, México. 154 p.
- Sengupta, S. (1974). Fourier transforms of magnetic anomalies of two-dimensional bodies, *Pure appl. Geophys*, 112, 987-995.
- Sengupta, S. (1975b). Interpretation of magnetic anomalies of two-dimensional fault by Fourier Integral, *J. Canadian Soc. Expl. Geophys*, 115(3), 647-654.
- Sengupta, S., & Das, S. K. (1975a). Interpretation of magnetic anomalies of dikes by Fourier transforms. *Pure appl. Geophys*, 113, 625-633.
- Sgm.gob.mx. (2018). Cartas Magnéticas 1:50,000. [online] Available at: <http://www.sgm.gob.mx/cartas/Magnetica50.jsp> [Accessed 1 Mar. 2018].
- Sharma, B., & Geldart, L. P. (1968). Analysis of gravity anomalies using Fourier transforms. *Geophysical Prospecting*, 16, 77-93.
- Sharma, B., Geldart, L. P. & Gill, D. E. (1970). Interpretation of gravity anomalies of dike-like bodies by Fourier Transformation. *Canadian J. Earth Sci.* 7, 512-516.
- Stefansson, V. (2000). The renewability of geothermal energy. In *Proceedings World Geothermal. Ohoku, Japan: Proceedings World Geothermal Congress 2000*. Re-

- trieved from <https://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/WGC/2000/R0776.PDF>
- Spector, A., & Grant, F. S. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2), 293-302.
- Suárez, A. M. C. (2004). Evaluación del potencial, biogénesis y características esenciales de los sistemas geotérmicos submarinos en México. *Geotermia*, 17(1), 31-43.
- Sultan, K., & Shazili N. A. (2010). "Geochemical baselines of major, minor and trace elements in the tropical sediments of the Terengganu River basin, Malaysia". *International Journal of Sediment Research*, 25(4): 340-354. ISSN 10016279.
- Van Der Lee, S., & Nolet, G. (1997). Seismic image of the subducted trailing fragments of the Farallon plate. *Nature*, 386(6622), 266-269. <https://doi.org/10.1038/386266a0>
- Wilson, M. (1991). *Igneous Petrogenesis*. Harper Collins Academic, 466 pp.