

Profundidad de la base de la fuente magnética y estructura térmica del Golfo de México

Joel Rosales-Rodríguez^{1,2,*}, William Lee Bandy³ y Elena Centeno-García⁴

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 04510 México.

² Exploración y Producción, Instituto Mexicano del Petróleo, Eje Central Lázaro Cárdenas Norte 152, Col. San Bartolo Atepehuacan, México D.F., 07730, México.

³ Geomagnetismo y Exploración, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 04510, México.

⁴ Departamento de Geología Regional, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 04510, México.

*jrrrodri@imp.mx

RESUMEN

La profundidad de la base de la fuente magnética fue obtenida usando un método exponencial aplicado a los datos magnéticos del Golfo de México, principalmente sobre la corteza oceánica. El área de estudio fue subdividida por mallas de tres tamaños, una para ventanas de análisis de 100×100 km, otra para ventanas de análisis de 150×1150 km y otra para ventanas de análisis de 200×1200 km. Las mínimas profundidades obtenidas con las tres ventanas de análisis varían entre 14.0 y 17.0 km, y las máximas profundidades entre 35.0 y 37.5 km. En los tres casos en la parte central del golfo se observa una zona de profundidades someras. Las diferencias observadas entre las tres ventanas de análisis son las geometrías y tendencias de las profundidades. Los resultados de la ventana de 100×1100 km tienen mayor correspondencia con el modelo tectónico de corteza del Golfo de México. Las menores profundidades se observan sobre el límite de corteza oceánica-continental transicional, donde la profundidad del Moho sísmico es mayor. Las profundidades de la base de la fuente magnética obtenidas son mayores a las profundidades del Moho sísmico.

Palabras clave: corteza oceánica; método exponencial; Golfo de México.

ABSTRACT

The depth to the magnetic source bottom was obtained using an exponential method applied to magnetic data from the Gulf of Mexico, on the oceanic crust mainly. The study area was subdivided by three different grid sizes: one for analysis window of 100×100 km, another analysis window of 150×1150 km and the last one for analysis window of 200×1200 km. Shallow depths obtained with the three analysis windows vary from 17.0 to 14.0 km, and the major depths from 35.0 to 37.5 km. In all three cases over the central part of the Gulf the shallow depths are observed. The observed differences between the three analysis windows are the geometries and trends. There is a better correspondence between the results using the window of 100×1100 km and the crust tectonic model from Gulf of Mexico. The lower depths are observed over the oceanic-continental crust boundary, where seismic Moho depth is

greater. The depths to the magnetic source bottom obtained are greater than the seismic Moho depth.

Key words: oceanic crust; exponential method; Gulf of Mexico.

INTRODUCCIÓN

Los valores promedio de flujo de calor en el Golfo de México, calculados a partir de mediciones de temperatura en fondo marino, varían entre 40 y 45 mW/m². Sobre el límite de la corteza oceánica-continental transicional se reportan altos valores de flujo de calor (> 90 mW/m²) mientras que en el noreste de la corteza oceánica y sobre la corteza continental transicional al sur del Golfo de México se reportan bajos valores de flujo de calor (< 25 mW/m²). Estas anomalías se han asociado a procesos geológicos ocurridos en la cubierta sedimentaria, presencia de sal y altas tasas de sedimentación. Sin embargo, la posición estratigráfica de la sal y el cálculo de altos y bajos valores de flujo de calor sobre la zona de mayor distribución de sal, indican que los procesos geológicos de la cubierta sedimentaria no son los responsables directos de las variaciones del flujo de calor calculado, y que estas deben ser asociadas a la configuración tectónica y estado termal de la corteza y manto superior del Golfo de México.

Actualmente existen varios modelos tectónicos de la corteza del Golfo de México (Marton, 1995; Pindell y Kennan, 2001; Rueda-Gaxiola, 2004; Bird *et al.*, 2005; Fillon, 2007), pero los modelos de su estructura termal son escasos y referidos únicamente a la base del manto superior litosférico. Artemieva y Mooney (2001) muestran las variaciones de temperatura obtenidas para el manto superior litosférico de Norteamérica (50, 100 y 150 Km) usando los flujos de calor superficial y un estado estacionario de la litosfera en la parte norte del Golfo de México, a partir de 26° N. Goes y van der Lee (2002), usando modelos de tomografía sísmica y la relación entre velocidades sísmicas/temperatura sugieren variaciones de temperatura del manto superior litosférico de Norteamérica para una profundidad de 110 km, sin embargo la limitante de sus resultados para el área de estudio es la distribución de las fuentes sísmicas y sus estaciones de medición en México.

El propósito de este trabajo es definir el estado termal a la base de la corteza y parte superior del manto superior litosférico del Golfo de México usando un método de inversión de los datos magnéticos. El resultado de la inversión de los datos magnéticos es la profundidad de la base de la fuente magnética, que se interpreta como la profundidad a la cual los minerales magnéticos pierden sus propiedades magnéticas debido a que alcanzan temperaturas superiores a su punto de Curie. Por lo tanto, el resultado puede ser referido como la profundidad del punto de Curie de la capa magnética.

En este trabajo se usó un método exponencial desarrollado a partir del método exponencial introducido por Bhattacharyya (1964) y descrito en Leu (1975) y Bhattacharyya y Leu (1977) para determinar la profundidad del centroide del cuerpo causativo de las anomalías magnéticas. El método usado permite la estimación de las profundidades de la cima y base de un simple prisma o un ensamble de prismas usando la solución analítica de las ecuaciones exponenciales obtenidas de la transformada de Fourier de los datos magnéticos (Aydin y Oksum, 2010).

Los métodos de inversión han sido usados para determinar la estructura tectónica-termal en áreas volcánicas y geotérmicas de Estados Unidos, Turquía, Grecia, Nigeria, México y Japón (Smith *et al.*, 1974; Bhattacharyya y Leu, 1975; Okubo *et al.*, 1985; Campos-Enriquez *et al.*, 1989; Tselentis, 1991; Okubo y Matsunaga, 2008; Tanaka *et al.*, 1999; Ates *et al.*, 2005; Aydin *et al.*, 2005; Tanaka e Ishikawab, 2005; Bektas *et al.*, 2007; Cocchi *et al.*, 2008; Espinosa-Cardena y Campos-Enriquez, 2008; Amirpour-Asl *et al.*, 2010; Karastathis *et al.*, 2010; Maden, 2010; Manea y Manea, 2010; Bilim, 2011; De Ritis *et al.*, 2013; Ene-Obande *et al.*, 2014), así como en áreas de dominio oceánico o continental de Japón, China, Filipinas, India, Mar Caribe, Egipto, Noruega, Turquía, Grecia, Albania, Estados Unidos, Canadá, Nigeria, Sur de África, Asia Central, Europa Central, Alemania, Irán, Bulgaria, Rumania, Argentina y Venezuela (Byerly y Stolt, 1977; Blakely, 1988; Tselentis, 1991; Maus *et al.*, 1997; Tsokas *et al.*, 1998; Salem *et al.*, 2000; Stampolidis y Tsokas, 2002; McEnroe *et al.*, 2004; Ruiz e Introcaso, 2004; Subrahmanyam *et al.*, 2004; Dolmaz *et al.*, 2005; El-Qady *et al.*, 2005; Salk *et al.*, 2005; Stampolidis *et al.*, 2005; Trifonova *et al.*, 2006; Ebbing *et al.*, 2007; Ravat *et al.*, 2007; Introncato *et al.*, 2008; Bouligand *et al.*, 2009; Ebbing *et al.*, 2009; Li *et al.*, 2009; Maden, 2009; Nwankwo *et al.*, 2011; Rajaram *et al.*, 2009; Rozimant *et al.*, 2009; Trifonovaa *et al.*, 2009; Aydin y Oksum, 2010; Bansal *et al.*, 2010; Aboud *et al.*, 2011; Ravat *et al.*, 2011; Abd El Nabi, 2012; Eletta y Udensi, 2012; Hisarli *et al.*, 2012; Arnaiz-Rodríguez y Orihuela, 2013; García y Orihuela-Guevara, 2013; Hussein, 2013; Saleh *et al.*, 2013). Los resultados obtenidos con las distintas metodologías de inversión de los datos magnéticos muestran que las áreas con menores profundidades de la base de la fuente magnética se ubican en áreas con mayores temperaturas registradas en el subsuelo.

Además de usar los métodos de inversión de los datos magnéticos para conocer la estructura termal regional de las áreas de estudio, en áreas de Turquía y Grecia se han aplicado distintas metodologías para comparar los resultados obtenidos entre las metodologías derivadas del método del centroide (Bhattacharyya, 1964) y las metodologías derivadas del método espectral (Spector y Grant, 1970).

GEOLOGÍA REGIONAL

El área de estudio se ubica en la mayor parte del territorio mexicano del Golfo de México (Figura 1). La configuración tectónica del Golfo de México y sus bordes ha sido definida a partir de las variaciones estructurales y morfología de las anomalías magnéticas y gravimétricas asociadas a la distribución de la corteza oceánica, continental transi-

cional y continental (Salvador, 1991; Marton, 1995; Pindell y Kennan, 2001; Bird *et al.*, 2005).

Las rocas ígneas de la corteza continental se han cortado por pozos petroleros exploratorios en México y Estados Unidos. En Estados Unidos los pozos al oeste de Florida y suroeste de Misisipi reportan rocas graníticas Cámbricas y Pérmicas, respectivamente; probablemente contemporáneas con los granitos no datados cortados por los pozos al sur de Alabama y suroeste de Georgia (Woods *et al.*, 1991; Marton, 1995). En la Plataforma de Florida también se reportan granitos Cámbricos sobreyacidos por riolitas del Ordovícico y Misisípico-Pensilvánico (Marton, 1995).

En México las rocas graníticas de la corteza continental las cortaron pozos en Tamaulipas y norte de Veracruz, Tabasco, Yucatán y Quintana Roo. En Tamaulipas y norte de Veracruz los pozos reportan rocas graníticas del Permo-Triásico y Jurásico Inferior (Sánchez, 1961; Jacobo, 1986; López-Infanzón, 1986; Marton, 1995; Padilla y Sanchez, 2007). A partir de la correlación entre los núcleos de basamento y las anomalías magnéticas en el sur de Tamaulipas y norte de Veracruz, Jacobo (1986) se interpreta que las rocas graníticas en esta porción del margen del golfo están distribuidas a lo largo de una franja orientada NW-SE, limitada al sur por el Eje Neovolcánico. En el subsuelo de Yucatán se reporta riolitas del Silúrico, mientras que en Tabasco, Quintana Roo y Belice los pozos reportan granitos Pérmicos (López-Ramos, 1973; López-Infanzón, 1986; Marton, 1995), correlacionables con las rocas graníticas y granodioríticas Permo-Triásicas reconocidas en las Montañas Maya de Belice y Macizo de Chiapas en el suroeste de México (Olivas, 1953; Fries *et al.*, 1974; Woods *et al.*, 1991; Padilla y Sánchez, 2007; Pompa, 2009).

No existen evidencias directas de la corteza oceánica en el Golfo de México, sin embargo, sus propiedades se interpretan a partir de los datos de sísmica de refracción reportados en trabajos previos (Ibrahim, *et al.* 1981; Marton, 1995). La distribución de la corteza oceánica se hizo a partir de la integración de los mapas de anomalías magnéticas y gravimétricas, así como el mapa de la derivada horizontal total de gravedad isostática. La parte noroeste y este del límite de la corteza oceánica definidos difieren ligeramente del límite de corteza oceánica reportado en trabajos previos (Salvador, 1991; Pindell y Kennan, 2001; Bird *et al.*, 2005).

En la mayor parte de las líneas de refracción sísmica en el Golfo de México se estiman velocidades sísmicas entre 4.5 y 5.0 km/s, que están dentro del rango de velocidades reportadas para los basaltos y diques de la capa superior de la corteza oceánica (Wilson, 1989; Muller *et al.*, 1997; Sorokin *et al.*, 1999; Contrucci *et al.*, 2004; Fowler, 2005; Neves *et al.*, 2009). Sobre los bordes de las plataformas de Yucatán y Florida las profundidades de estas velocidades sísmicas, 4.5 a 5.0 km/s, son cercanas a las profundidades de los carbonatos cortados por pozos. En la parte profunda del sureste del Golfo de México estas velocidades sísmicas son similares a las velocidades de los carbonatos cortados en los sitios 535, 536 y 537 del *Deep Sea Drilling Project* (DSDP), ~4.7 km/s (Buffler *et al.*, 1984).

En la mayor parte de las líneas de sísmica de refracción ubicadas en aguas profundas del Golfo de México se reportan velocidades sísmicas entre 6.40 y 6.94 km/s, que pudieran corresponder a la capa inferior de la corteza oceánica, representada litológicamente por gabros.

De acuerdo a los datos de sísmica de refracción la capa de diques y basaltos de la corteza oceánica del Golfo de México puede no haber sido distinguida sísmicamente debido a su espesor o a que sus velocidades sísmicas son de la misma magnitud que la de las unidades carbonatadas Mesozoicas.

En los modelos de expansión de corteza oceánica, la capa de basaltos y diques puede estar ausente sobre algunas áreas de la corteza oceánica generada por procesos de muy lenta a ultra lenta expansión

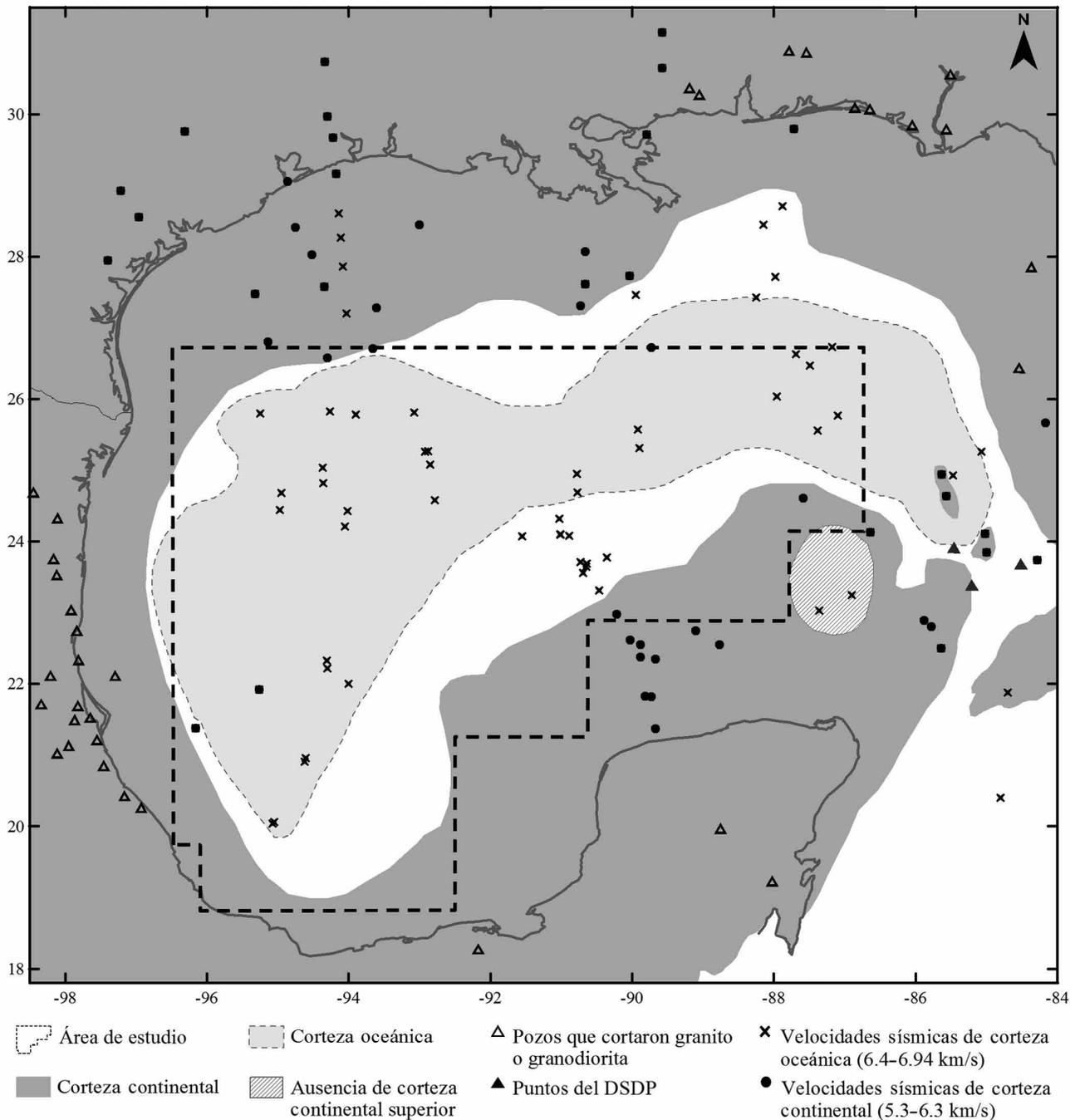


Figura 1. Distribución de la corteza continental y oceánica del Golfo de México.

(Dick *et al.*, 2003; Dick *et al.*, 2006; Ildefonse *et al.*, 2007; Ildefonse *et al.*, 2010). Rosales y Bandy (2012) estiman que la corteza oceánica del Golfo de México fue generada por procesos de muy lenta a ultra-lenta expansión.

DATOS Y METODOLOGÍA

Los datos magnéticos usados para estimar la profundidad de la base de la fuente magnética corresponden a los datos magnéticos del Golfo de México usados para elaborar el Mapa de la Anomalía Magnética

de Norteamérica, que fueron adquiridos a una altura de vuelo de 300 metros sobre nivel del mar, líneas de observación primarias E-W cada 3 km y líneas de observación secundarias N-S cada 9 km. Para mayor detalle de procesamiento y compilación de los datos magnéticos revisar NAMAG (2002).

La profundidad de la base de la fuente magnética se obtuvo a partir de un método exponencial (Aydin y Oksum, 2010) aplicado a los datos magnéticos del Golfo de México. Este método exponencial se deriva del método introducido por Bhattacharyya (1964), el cual considera que la transformada de Fourier de la anomalía magnética de un cuerpo con profundidad infinita es dada por:

$$F_1(u, v) = -\frac{2\pi \cdot I_m \cdot J}{uvS^2} \cdot \{e^{-sh} [e^{-i(ux_1+vy_1)} - e^{-i(ux_2+vy_2)} - e^{-i(ux_3+vy_3)} - e^{-i(ux_4+vy_4)}]\} \quad (1)$$

Donde u, v son las frecuencias angulares a lo largo de los ejes x y y ; $s = (u^2 + v^2)^{1/2}$; $J = -[Lu^2 - mMv^2 + nNs^2 - \alpha_{12}uv + is(\alpha_{13}u + \alpha_{23}v)]$; $\alpha_{13} = Ln + Nl$; $\alpha_{23} = Mn + Nm$; $\alpha_{12} = Lm + Ml$; I_m es la intensidad de magnetización con la dirección de cosenos L, M y N ; h es la profundidad de la cima del prisma; l, m y n son los cosenos directores del campo geomagnético; x_i y y_i denotan las coordenadas de las cuatro esquinas del prisma rectangular a la superficie de la cima; $i = \sqrt{-1}$ representa la parte imaginaria de una cantidad compleja.

Asumiendo que la distribución espacial de la magnetización es completamente aleatoria y el comportamiento probabilístico de la magnetización es isotrópico, la ecuación 1 puede reescribirse como (Blakely, 1996):

$$F(u, v) = \{2\pi \cdot C_m \cdot \Theta_m \cdot \Theta_f \cdot (e^{-|s|h_1} - e^{-|s|h_2})\} \quad (2)$$

Donde C_m es la permeabilidad magnética (10⁻⁷ henry/m), Θ_m define la magnetización del campo y Θ_f define la dirección del campo.

Asumiendo que $\Delta r = u = v$, los valores de la radial discreta de $F(u, v)$ a lo largo de la línea 45° sobre el plano u, v puede expresarse como $A(m \cdot \Delta r)$. Ahora bien, considerando la orientación de magnetización de los prismas, el campo geomagnético y permeabilidad magnética, representado por B , entonces la combinación de las ecuaciones 1 y 2 puede reescribirse como:

$$A(m \cdot \Delta r) = B_p \left[\sum_{p=1}^8 e^{-m \cdot \Delta r (h_p + i(x_p + y_p))} \right] \quad (3)$$

Donde p representa las profundidades de la cima y base de las superficies, m y Δr son el incremento con intervalos equiespaciados y la cantidad de datos tomados a lo largo de la línea radial sobre el plano $u-v$, respectivamente.

Para simplificar la ecuación 3, $e^{-\Delta r (h_p + i(x_p + y_p))}$ es sustituido por μ_p y puede ser resuelta como la raíz de una ecuación algebraica. μ_p es una función de h_p, x_p y y_p y puede ser escrita en una forma abierta como:

$$\mu_{p(\text{real})} + i\mu_{p(\text{imaginario})} = e^{-\frac{(2\pi)}{N} h_p} \cos(x_p + y_p) + i \cdot e^{-\frac{(2\pi)}{N} h_p} \sin(x_p + y_p) \quad (4)$$

La profundidad de las ocho esquinas del prisma o ensamble de prismas de profundidad finita pueden ser obtenidas a partir del valor absoluto del logaritmo natural de μ_p a partir de:

$$h_p = \frac{\text{Ln}(|\mu_p|)}{\frac{2\pi}{N}} \quad (5)$$

Este método fue probado por Aydin y Oksum (2010) sobre anomalías sintéticas en ensambles de seis a quince de prismas, observándose que en los ensambles de seis y siete prismas distribuidos aleatoriamente las profundidades de la base de la fuente magnética obtenidas son entre 12 y 20% menores al modelo sintético, en el ensamble de doce prismas con un patrón este-oeste las profundidades obtenidas son hasta 35% menores y en el ensamble de quince prismas con un patrón NE-SW las profundidades obtenidas son hasta 25% menores a las del modelo sintético. Sobre los mismos modelos sintéticos las profundidades obtenidas usando el método espectral son mayores, en el caso de los modelos de seis, siete y doce prismas las profundidades son al menos 40% mayores a las del modelo sintético, mientras que en el caso del modelo de quince prismas las profundidades son muy cercanas a las del modelo sintético, ~2% (Aydin y Oksum, 2010).

Considerando los aspectos de resolución y profundidad de los cuerpos que causan las anomalías magnéticas del Golfo de México, el método exponencial se aplicó a los datos magnéticos usando ventanas de análisis de tres tamaños distintos: 100×100 km, 150×150 km y 200×200 km (Figura 2). Para la ventana de análisis de 100×100 km el área fue subdividida por una malla de 100 km, con un total de 218 ventanas; en la ventana de análisis de 150×150 km el área se subdividió por una malla de 150 km, con un total de 60 ventanas y para la ventana de análisis de 200×200 km el área se subdividió por una malla de 200 km, con un total de 28 ventanas. En los tres casos existe traslape de 50 km entre una ventana y las ventanas circundantes.

El tamaño seleccionado para las ventanas de análisis corresponde a las dimensiones máximas y mínimas promedio usadas para las ventanas de análisis de los distintos trabajos de profundidad de la base de la fuente magnética usando métodos espectrales y del centroide. Ravat *et al.*, (2007) consideran que usando ventanas de análisis mayores a 200 km en una misma ventana podría quedar incluidos distintos ambientes tectónicos.

Para cada una de las ventanas de análisis además de los valores de las cuatro esquinas de la base de la fuente magnética, con el algoritmo usado se obtiene el valor promedio de la profundidad.

RESULTADOS

La configuración de los resultados para las tres ventanas de análisis fue hecha usando el método de interpolación *krigging*. Los datos interpolados corresponden a los valores promedio obtenidos. En áreas frontera y áreas con ausencia de datos magnéticos el valor asignado fue definido a partir de la revisión de las celdas adyacentes.

Con la ventana de análisis de 100×100 km se obtuvieron profundidades para la base de la fuente magnética entre 17.0 y 36.2 km (Figura 3). La distribución de estas profundidades coincide con modelo tectónico de la corteza del Golfo de México. Específicamente, las profundidades de la base de la fuente magnética someras (<22.5 km) se ubican sobre el límite de corteza oceánica-continental transicional. En la parte sur de este límite se observa un mínimo de profundidad de 17.0 km y 20.0 km en la parte norte. Las áreas de mayor profundidad se ubican en la parte central de la corteza oceánica y varían entre 30.0 y 34.0 km. La profundidad promedio de la base de la fuente magnética en la corteza oceánica es 25.0 km.

En la corteza continental se observan cuatro áreas con profundidades mayores a 30.0 km. Una al oeste de Yucatán con una profundidad máxima de 34.0 km (Ap1, Figura 3), otra al oeste de la corteza oceánica con una profundidad de 33.0 km (Ap2, Figura 3), otra al noroeste del golfo con una profundidad máxima de 30.5 km (Ap3, Figura 3), y la última al norte del Golfo, donde se tiene la mayor profundidad, 36.2 km (Ap4, Figura 3).

La relación de la profundidad de la base de la fuente magnética con el modelo tectónico de la corteza del Golfo de México se pierde con la ventana de análisis de 150×150 km (Figura 4). Con esta ventana el límite de la corteza oceánica-continental transicional no coincide con las profundidades someras como fue el caso con la ventana de 100×100 km. En el norte del golfo, se observa una serie de lineamientos N-S que cortan el límite de corteza oceánica-continental transicional. En el sur del golfo sobre el límite de corteza oceánica-continental transicional se observa una diferencia en las profundidades, al oeste de 92° W las profundidades son mayores a 25.0 km y al este de 92° W las profundidades son menores a 22.5 km. En extremo sur del área de estudio se observa un área con profundidades menores a 20.0 km (19° N, 94° W), orientada NW-SE y paralela al límite oeste de la corteza oceánica. Dentro de la corteza oceánica se observan dos áreas profundas (>25.0 km) separadas por un área

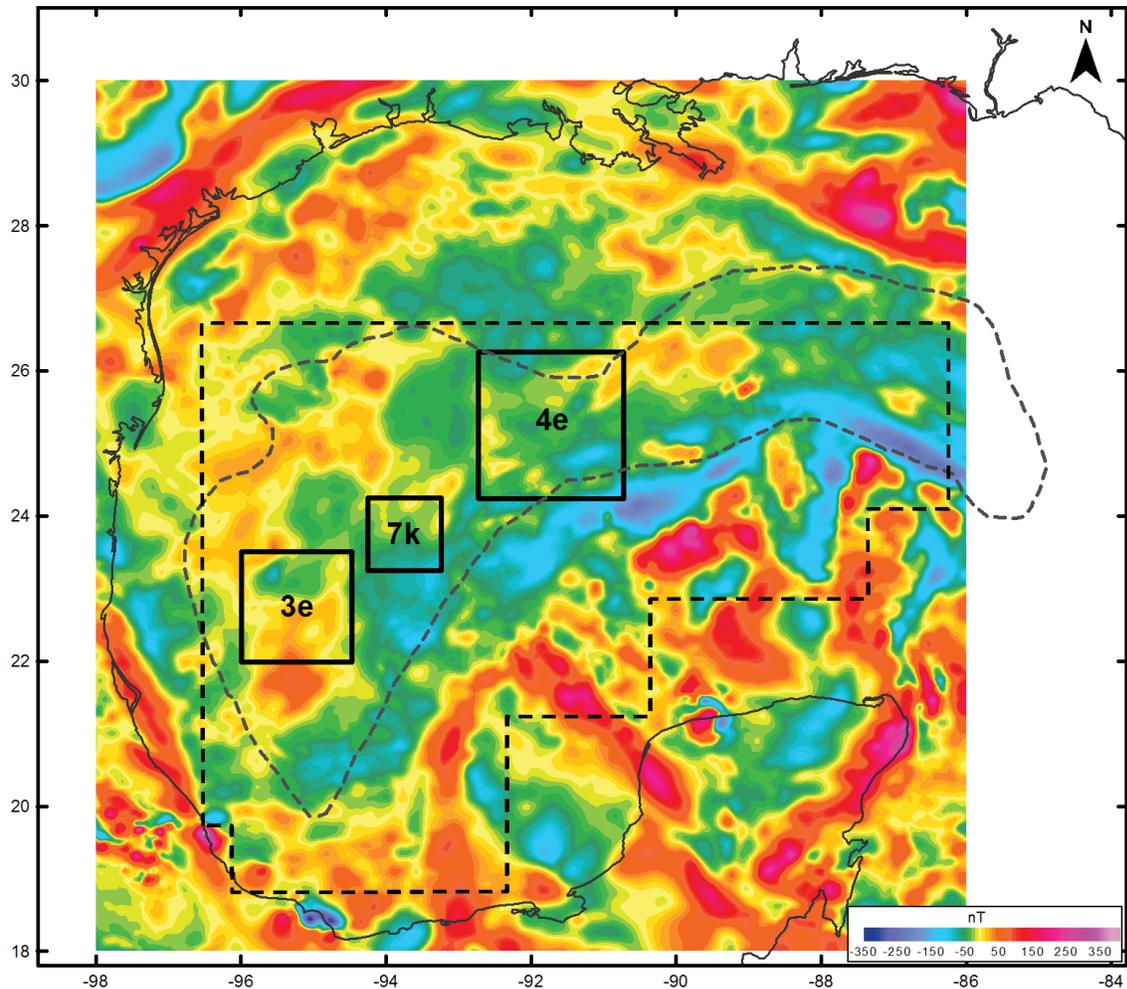


Figura 2. Configuración de la anomalía magnética del área de estudio, marcada por la línea punteada en color negro. Las áreas indicadas como 7k, 3e y 4e representan el tamaño de las ventanas de análisis 100x100 km, 150x150 km y 200x200 km, respectivamente, usadas en la estimación de la profundidad de la base de la fuente magnética. La línea segmentada en color negro representa el límite de la corteza oceánica.

somera (<20.0 km), entre 91° W y 93° W. El área al este de 91° W consiste de dos áreas de mayores profundidades, una centrada en 90° W con 26.0 km de profundidad y otra en 87.5° W con 30.0 km de profundidad.

Igual que con la ventana de 150x150 km, no hay correlación entre el modelo tectónico de corteza del Golfo de México y las profundidades obtenidas para la base de la fuente magnética usando la ventana de análisis de 200x200 km. Los resultados son similares a los obtenidos con la ventana de 150x150 km. En la parte central del corteza oceánica se observa un área con profundidades menores a 17.5 km que separa dos áreas de profundidades mayores a 25.0 km. La parte más somera es de 14.0 km (Figura 5). Al noroeste de Yucatán, dentro de la corteza continental, se configuran dos áreas con profundidades menores a 20.0 km. Las áreas con profundidades mayores a 30.0 km se observan al noroeste del área de estudio, cercanas al límite de corteza oceánica-continental transicional.

DISCUSIÓN

Comparando los resultados anteriores se observan similitudes entre las máximas y mínimas profundidades de la base de la fuente magnética obtenidas para las tres ventanas de análisis. Las mínimas profundidades

varían entre 14.0 y 17.0 km, mientras que las máximas profundidades entre 35.0 y 37.5 km. Las principales diferencias observadas entre los tres mapas son las geometrías y tendencias de las profundidades, asociadas a la resolución del método, en donde las ventanas mayores incluyen dos o más de una provincia geológica.

En los tres mapas obtenidos se observa que las áreas de menor profundidad se ubican en la parte central del límite sur de corteza oceánica-continental transicional, entre 92.0–94.0° W y 32.5–24.5° N.

Las geometrías de las máximas y mínimas profundidades de la base de la fuente magnética obtenidas con la ventana de análisis de 100x100 km tienen una mejor correlación con el modelo tectónico regional del Golfo de México. Las menores profundidades se configuran sobre el límite de corteza oceánica-continental transicional y las mayores profundidades se ubican dentro de la corteza oceánica.

Las máximas y mínimas profundidades de la base de la fuente magnética obtenidas con la ventana de análisis de 100x100 km también tienen una mejor correlación con las geometrías de las anomalías magnéticas. Las profundidades someras se ubican principalmente sobre los bajos de anomalías magnéticas (< -55 nT) a lo largo del límite de la corteza oceánica-continental transicional, en la parte sur del Golfo de México.

En la interpretación de la profundidad de la base de la fuente

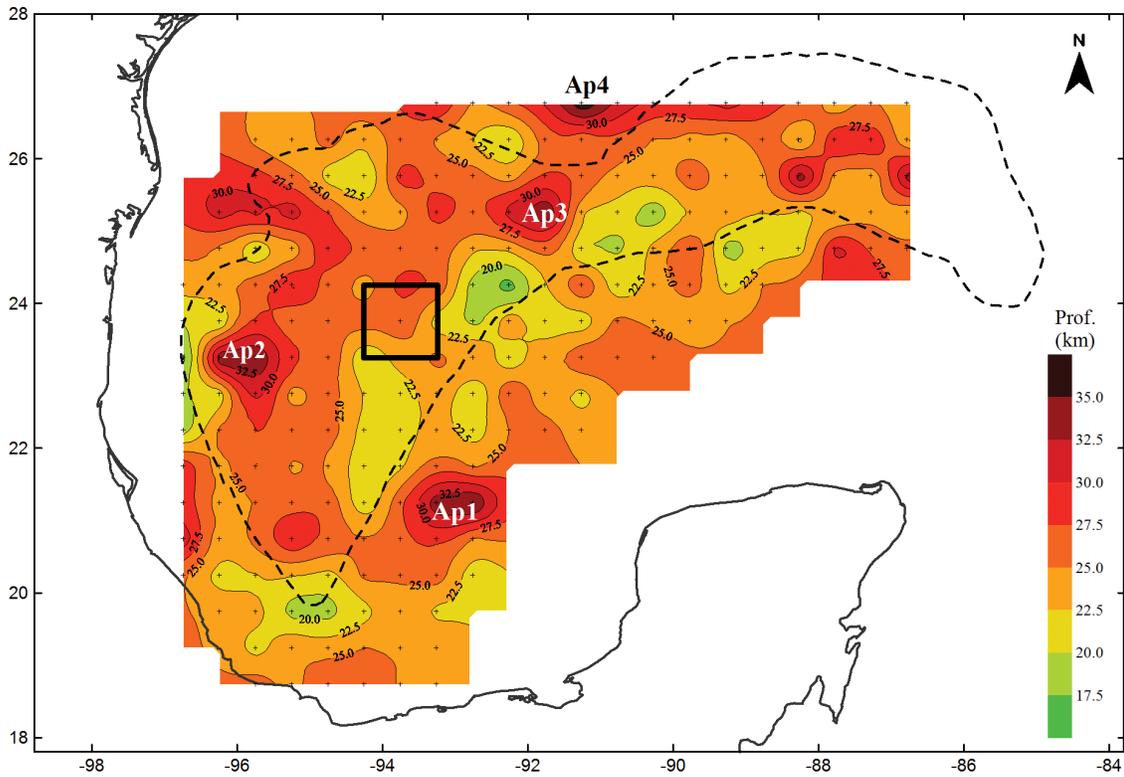


Figura 3. Profundidad de la base de la fuente magnética usando la ventana de 100x100 km. El cuadro en color negro indica el tamaño de las ventanas de análisis usadas y las cruces indican el punto medio de cada ventana usado para interpolar las profundidades obtenidas. El intervalo entre curvas es 2.5 km. La línea segmentada en color negro representa el límite de la corteza oceánica. Ap1, Ap2, Ap3 y Ap4 indican áreas de profundidades mayores a 30 km.

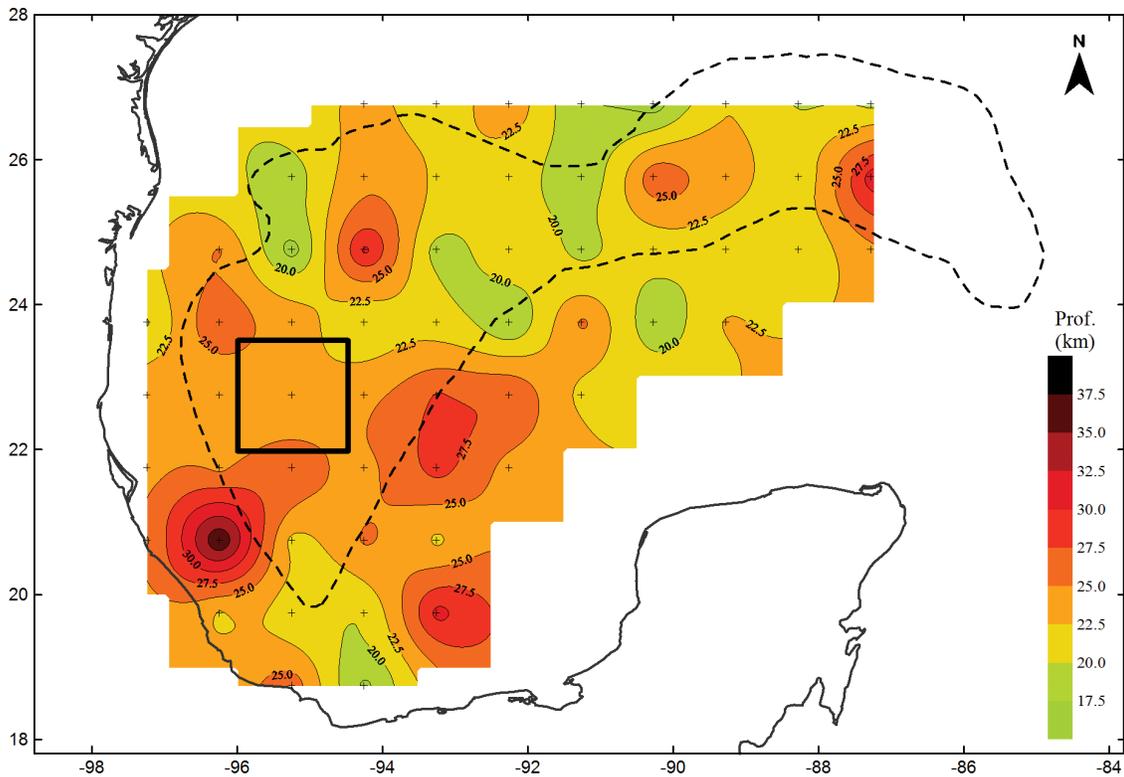


Figura 4. Profundidad de la base de la fuente magnética usando la ventana de 150x150 km. El cuadro en color negro indica el tamaño de las ventanas de análisis usadas y las cruces indican el punto medio de cada ventana usado para interpolar las profundidades obtenidas. El intervalo entre curvas es 2.5 km. La línea segmentada en color negro representa el límite de la corteza oceánica.

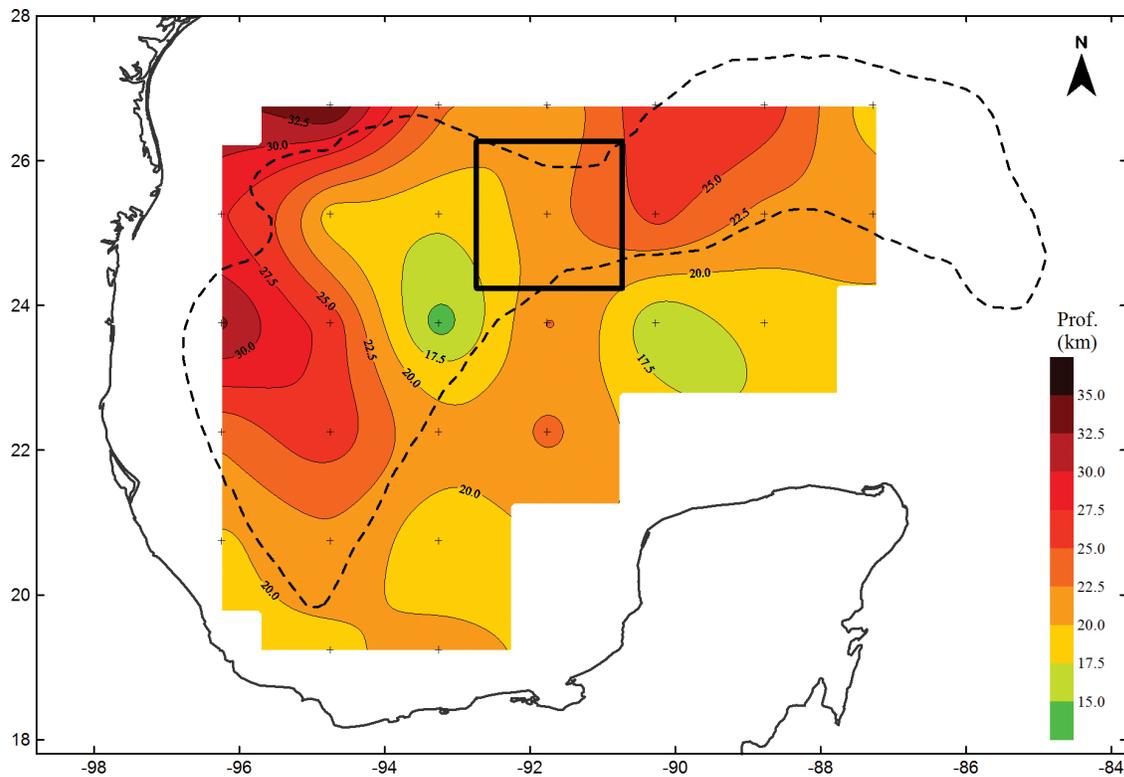


Figura 5. Profundidad de la base de la fuente magnética usando la ventana de 200x200 km. El cuadro en color negro indica el tamaño de las ventanas de análisis usadas y las cruces indican el punto medio de cada ventana usado para interpolar las profundidades obtenidas. El intervalo entre curvas es 2.5 km. La línea segmentada en color negro representa el límite de la corteza oceánica.

magnética es importante considerar que: las profundidades representan un cambio litológico o bien la profundidad del punto de Curie de las unidades magnéticas, que es la temperatura a la cual las rocas pierden sus propiedades magnéticas.

El cambio litológico o límite petrológico se asocia a una transición en la mineralogía magnética dentro de la corteza, entre la corteza y el manto o dentro del manto. Considerando que la estratificación de la corteza y manto representa una litología homogénea lateralmente, interrumpida por sus límites tectónicos, la transición de la mineralogía magnética define la cima o base de una de las capas que conforman la corteza o manto. Por lo tanto, un menor espesor de corteza asociado a una menor profundidad de la cima del manto, implica una menor profundidad de la base de la fuente magnética, excepto en los límites tectónicos, donde se espera un cambio abrupto en la litología y espesores.

Los resultados de modelos termo-tectónicos y registros de temperatura, muestran que en zonas de menor profundidad de la cima del manto se registran mayores temperaturas en la cubierta sedimentaria, mientras que en zonas de mayor profundidad de la cima del manto las temperaturas registradas son bajas (Barker, 1996; Fowler, 2005; Turcotte y Schubert, 2002). En zonas tectónicamente activas existen anomalías termales principalmente a lo largo de sus límites tectónicos (Jessop, 1990).

A pesar de que el límite petrológico no es asociado a una isoterma, una menor profundidad de la base de la fuente magnética estaría asociada a una mayor temperatura en la corteza y una menor profundidad de la cima del manto.

Ahora bien, la profundidad de la base de la fuente magnética asociada a la profundidad del punto de Curie, su valor depende de las variaciones en el concentrado de minerales ferromagnéticos de las

rocas (óxidos de hierro-titanio), así como a los procesos geológicos de alteración ocurridos en las mismas (Figuras 6 y 7).

Comparación entre la profundidad de la base de la fuente magnética y cima del Moho sísmico

La Figura 8 representa las profundidades de la cima del manto determinadas por mediciones de sismica de refracción sobrepuestas al mapa de profundidad de la base de la fuente magnética obtenido con la ventana de análisis de 100x100 km. La profundidad de la cima del manto es la profundidad reportada para velocidades de sismica de refracción entre 7.8 y 8.4 km/s. Estas profundidades son referidas como profundidad del Moho sísmico.

En la zona A1 la profundidad del Moho sísmico es de 23.7 km y la profundidad de la base de la fuente magnética de 20.5 km. En las zonas A2, A3 y A4 las profundidades promedio del Moho sísmico son de 16.0 km y las profundidades de la base de la fuente magnética entre 20.0 y 22.0 km. En la parte más somera de la zona A5 la profundidad del Moho sísmico es menor que las profundidades reportadas en el área cercana al límite de corteza oceánica-continental transicional, pero mayor que en los puntos dentro de la corteza oceánica, ubicados al sur (Figura 8).

En la corteza oceánica las profundidades de la base de la fuente magnética son entre 22.5 y 36.0 km y las profundidades del Moho sísmico entre 14.8 y 24.3 km. Con excepción de algunos puntos ubicados en las zonas más someras sobre el límite de corteza oceánica-continental transicional, en la mayor parte de la corteza oceánica las profundidades del Moho sísmico son menores a las profundidades obtenidas para la base de la fuente magnética (Figuras 8 y 9).

Usando el modelo de estratificación de corteza oceánica de Brown

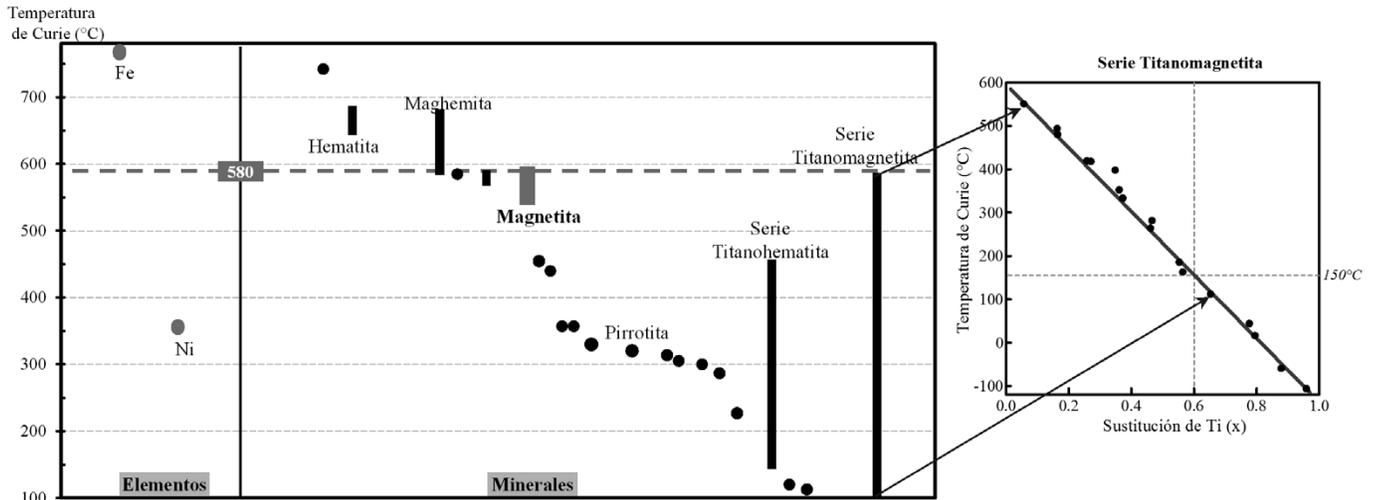


Figura 6. Temperatura de Curie de elementos y minerales magnéticos. En la gráfica no se incluyen el Cobalto y la Titanoilmenita con temperaturas de Curie de 1120 °C y 20 °C, respectivamente.

y Mussett (1981, en Wilson 1989) las profundidades de la base de la fuente magnética podrían corresponder con la base de la capa de peridotitas estratificadas del manto superior, es decir al Moho petrológico (Figura 10). Sin embargo, se requiere mayor información que permita desarrollar un modelo petrológico de la corteza del Golfo de México.

Dentro de las áreas A3, A4 y A5, en los puntos donde el Moho sísmico es más profundo que la base de la fuente magnética se reporta la presencia de la capa de alta velocidad, asociada a intrusiones ultramáficas con velocidades sísmicas entre 7.0 y 7.2 km/s.

La distribución y tendencia de las áreas A1, A2, A3 y A4 es semejante a la geometría de las profundidades la interfase corteza-manto menores 19.5 km reportadas por Cerón (2007), obtenidas a partir del modelado de métodos potenciales.

Comparación de profundidad del punto de Curie y flujo de calor superficial

La comparación de la profundidad de la base de la fuente magnética con los flujos de calor superficial permite hacer un análisis cualitativo de la relación existente entre ambos, sin embargo, en áreas exploratorias como el Golfo de México es importante hacer un análisis cuantitativo que permita validar tanto las profundidades obtenidas o las variaciones de temperatura registradas, como las suposiciones geológicas, geofísicas, tectónicas y termales.

El análisis cuantitativo supone que la profundidad de la base de la fuente magnética corresponde con la profundidad del punto de Curie, es decir, que las profundidades obtenidas representan la profundidad de la temperatura de Curie de las rocas magnéticas de la corteza. Con esta

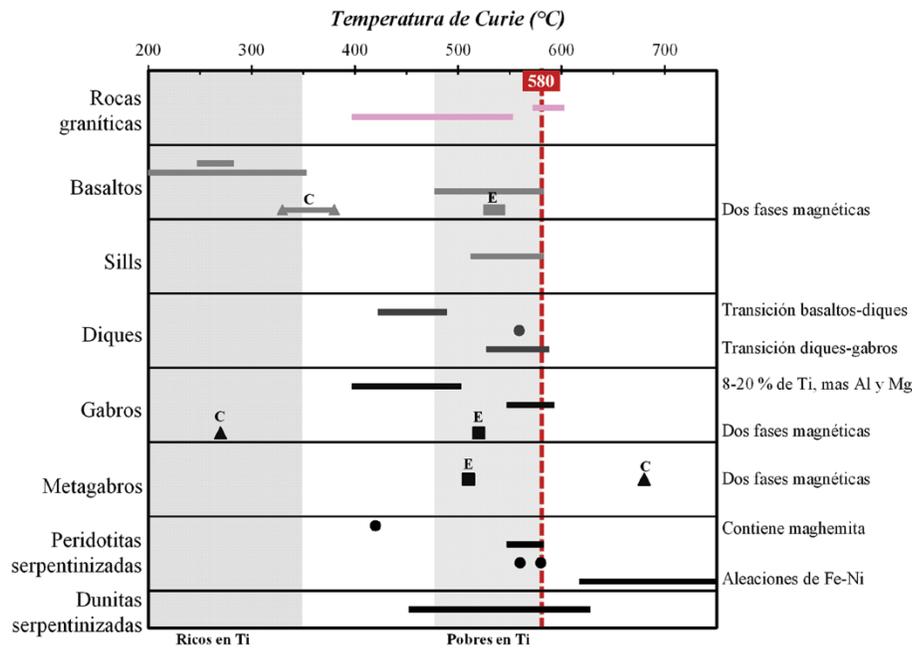


Figura 7. Temperatura de Curie de las rocas ígneas de la corteza continental y oceánica. C indica la temperatura de Curie obtenida durante el calentamiento del concentrado de minerales magnéticos y E indica la temperatura de Curie obtenida durante su enfriamiento.

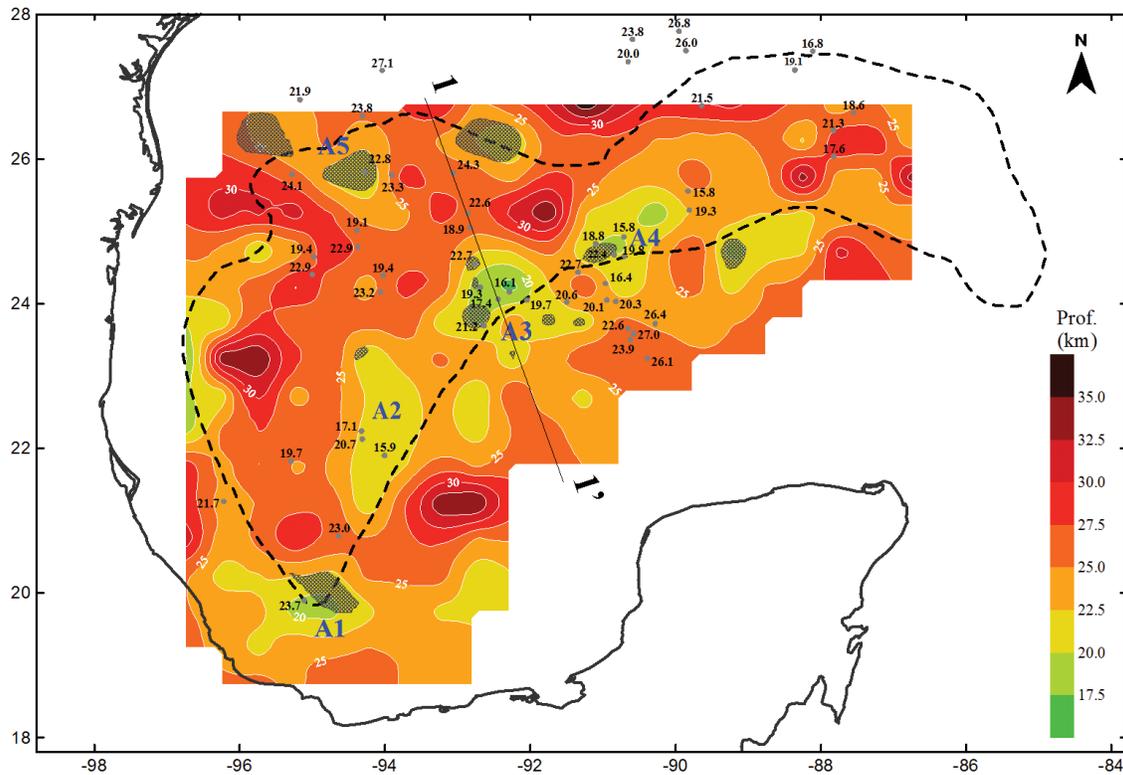


Figura 8. Profundidad de la base de la fuente magnética y profundidad del Moho sísmico, indicada por los valores de los círculos en color gris. Las áreas de color gris indican áreas donde el Moho sísmico es más profundo que la base de la fuente magnética, la línea 1-1' corresponde a la ubicación del perfil de la Figura 9.

suposición fue posible cuantificar la temperatura usando la ecuación de transporte de calor:

$$Q = \lambda \Delta T$$

Donde Q es el flujo de calor, λ es la conductividad termal y ΔT es el gradiente geotérmico. La conductividad termal fue definida con un valor promedio de 2.1 (W/m²K) para las rocas de la corteza (Brigaud *et al.*, 1990; Somerton, 1992). El gradiente geotérmico fue obtenido a partir de la profundidad y valor de la isoterma de Curie, la batimetría del área de estudio y una temperatura superficial de 0 °C.

Para definir el valor de la isoterma de Curie fueron evaluadas las isotermas de 530 y 580 °C, que corresponden con el rango de temperaturas de Curie de los gabros (Figura 8), suponiendo que estas rocas son el componente principal de corteza oceánica del Golfo de México, de acuerdo a las velocidades de sísmica de refracción y las recientes observaciones que los gabros son el principal componente de la corteza oceánica formada por procesos de ultra-lenta y muy lenta expansión.

Con la isoterma de 580 °C los flujos de calor obtenidos son entre 35.2 y 93.0 mW/m², mayores a los obtenidos con la isoterma de 530 °C, entre 32.2 y 84.6 mW/m². Dado que la única variable distinta en ambos cálculos es el valor de la isoterma, las geometrías de la configuración de los resultados son muy semejantes. En términos generales se observa una diferencia de ~5.0 mW/m² entre las dos configuraciones, es decir, sobre la curva de 60.0 mW/m² obtenida usando la isoterma de 530 °C se configura la curva de 65.0 mW/m² obtenida usando la isoterma de 580 °C. Estos valores de flujo de calor están dentro del rango de valores de flujo de calor superficial reportado para la corteza oceánica del Golfo de México, 9.0-111.0 mW/m² (Epp *et al.*, 1970; Nagihara *et al.*, 1996).

A partir de un análisis comparativo de los flujos de calor, se observa que existe una mejor correlación de los resultados obtenidos usando

la isoterma de 530 °C con los flujos de calor superficiales. De manera regional, los mayores flujos de calor obtenidos son cercanos a la anomalía de alto flujo de calor superficial interpolada sobre el límite sur de corteza oceánica-continental transicional (Rosales, 2007). Sobre esta zona de mayores flujos de calor obtenidos (84.6 mW/m²) no se cuenta con estimaciones de flujo de calor a partir de mediciones de temperatura en fondo marino, el punto más cercano tiene un valor de 60 mW/m² y se ubica sobre la curva de 65 mW/m² (Figura 11).

En la zona de baja anomalía de flujo de calor superficial del noreste del área, los valores obtenidos son mayores a los reportados, sin embargo, son similares a los valores sugeridos por Rosales (2007) de ~45 mW/m², considerando que los bajos flujos de calor en la zona son debidos a una alta tasa de sedimentación del Mississippi. En la parte sur del área de estudio, los valores obtenidos son mayores a los reportados, no obstante, se configura un área de menor flujo de calor similar a la interpolación de flujo de calor superficial menor a 25 mW/m². Esta área de menor flujo de calor ubicada sobre la anomalía magnética más pronunciada en el sur del Golfo de México ha sido previamente considerada como una zona donde la corteza es termalmente fría (Rosales, 2007).

En la mayor parte de la corteza oceánica el flujo de calor calculado varía entre 45 y 55 mW/m² y el flujo de calor superficial reportado es en promedio de 45 mW/m². La distribución de los flujos de calor reportados muestra que solo en algunos puntos se observa el mismo valor de flujo de calor, principalmente donde el flujo es entre 40 y 45 mW/m².

Un análisis de los flujos de calor estimados a partir de las mediciones de temperatura en fondo marino y de flujos de calor estimados a partir de los perfiles de temperatura de pozos perforados en batimetrías mayores a 1300 m en el norte de Golfo de México, en territorio de Estados Unidos, muestra que fuera del área de influencia de alta

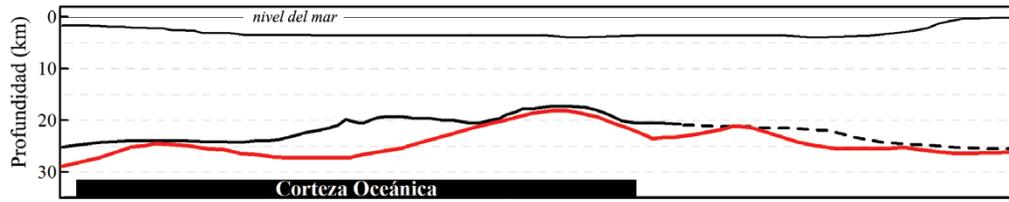


Figura 9. Perfil de comparación del Moho sísmico (línea negra) y profundidad de la base de la fuente magnética calculada (línea roja). La línea continua de la parte superior indica la batimetría. La ubicación del perfil se muestra en la Figura 8.

tasa de sedimentación del Mississippi los flujos de calor estimados a partir del perfil de temperatura de los pozos son hasta 30% mayores a los flujos de calor estimados a partir de mediciones en fondo marino.

Con esta observación, los flujos de calor reportados entre 35–45 mW/m² podrían ser ajustados a 50–64 mW/m². Con este ajuste se observa una mayor semejanza entre los flujos de calor reportados y los flujos de calor calculados en este trabajo dentro de la corteza oceánica del Golfo de México.

La tendencia de los resultados de flujo de calor obtenidos en este trabajo es similar a los resultados de temperatura reportados para la parte inferior del manto superior del Golfo de México (Goes y van der Lee, 2002). Las zonas de mayores flujos de calor superficial corresponden con las zonas de mayores temperaturas a la profundidad de 110 km, distribuidas sobre el límite de la corteza oceánica-continental transicional.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos para la profundidad de la base de la fuente magnética usando la ventana de análisis de 100x100 km tienen una mejor correlación con el modelo tectónico de la corteza del Golfo de México. Las menores profundidades de la base de la fuente magnética están en la parte sur del límite de corteza oceánica-continental transicional (17.0 km) y las mayores profundidades se ubican en la parte central de la corteza oceánica (34.0 km).

En la parte sur del límite de corteza oceánica-continental transicional en el área definida entre las coordenadas 23.0–25.0° N y 92.0–93.5° W, en los tres mapas se obtuvieron las menores profundidades de la base de la fuente magnética (entre 14.0 y 18.0 km) y hacia el suroeste se observa una zona profunda (>22.5 km).

Sobre la parte sur del límite de corteza oceánica-continental transicional las menores profundidades de la base de la fuente magnética corresponden con anomalías magnéticas < -55 nT.

Con la ventana de 100x100 km se tiene una mejor resolución de las profundidades obtenidas. Esta resolución se pierde con las ventanas de 150x150 km y 200x200 km, las cuales llegan a abarcar distintas provincias geológicas, ambas cortezas oceánica y continental transicional.

Usando esta ventana se obtiene una relación 5:1 entre el tamaño de ventana de análisis y la profundidad de la base de la fuente magnética.

Las zonas de menor profundidad del Moho sísmico se ubican en las zonas de menor profundidad de la base de la fuente magnética. Esta relación se observa principalmente en la parte sur del límite de corteza oceánica-continental transicional.

En la mayor parte del área de estudio el Moho sísmico es más somero que la profundidad de la base de la fuente magnética. En las zonas someras de profundidad de la base de la fuente magnética cercanas al límite de corteza oceánica-continental transicional donde el Moho sísmico es más profundo que la base de la fuente magnética se reporta la presencia de la capa de alta velocidad.

Una mayor densidad de datos de sísmica de refracción podría ayudar a definir la relación entre la profundidad del Moho sísmico con la profundidad de la base de la fuente magnética, así como validar o desechar la posibilidad de que la profundidad de la base de la fuente magnética corresponda con el Moho petrológico del Golfo de México.

Existe una diferencia de 5 mW/m² entre los flujos de calor calculados con las isotermas de 530 y 580 °C. Las zonas de mayores flujos de calor calculados son cercanas a los puntos de mayor flujo de calor superficial reportado en el Golfo de México, sin embargo no existe un ajuste entre ambos flujos de calor altos.

Con un ajuste en los valores de flujo de calor reportados podría existir una correspondencia con los flujos de calor calculados a partir de la isoterma de Curie.

A partir de la semejanza entre los resultados obtenidos con los resultados de tomografía sísmica reportados, se puede decir que la tendencia de los flujos de calor obtenidos en este trabajo representa el comportamiento de la estructura termal regional del Golfo de México.

Una mayor densidad de puntos de flujo de calor calculado a partir de mediciones en fondo marino, podría permitir una mejor comparación con los flujos de calor calculados a partir de la profundidad de la base de la fuente magnética. Para nuevas mediciones es importante considerar una mayor profundidad en las mediciones de temperaturas (no menor a 15 m), esto permitirá tener una mejor representación tanto de las condiciones termales actuales como del equilibrio termal existente entre las rocas ígneas de la corteza y la cubierta sedimentaria del Golfo de México.

Las estimaciones de la profundidad de la base de la fuente magnética y los flujos de calor obtenidos se deben tomar con reservas ya que no representan soluciones únicas y los datos litológicos no representan las variaciones locales que pudieran existir.

Litología	Capa	Velocidad Ondas P (Km/s)
Sedimentos	1	2.0
Lavas almohadilladas	2	5.0
Complejo de Diques	3	6.7
Gabros		7.1
Moho Sísmico Capas de Peridotitas Moho Petrológico Peridotitas, Dunitas, etc., (masivas)	4	8.1

Figura 10. Modelo de estratificación de corteza oceánica a partir de estudios sísmicos (modificada de Brown y Mussett, 1981, en Wilson 1989).

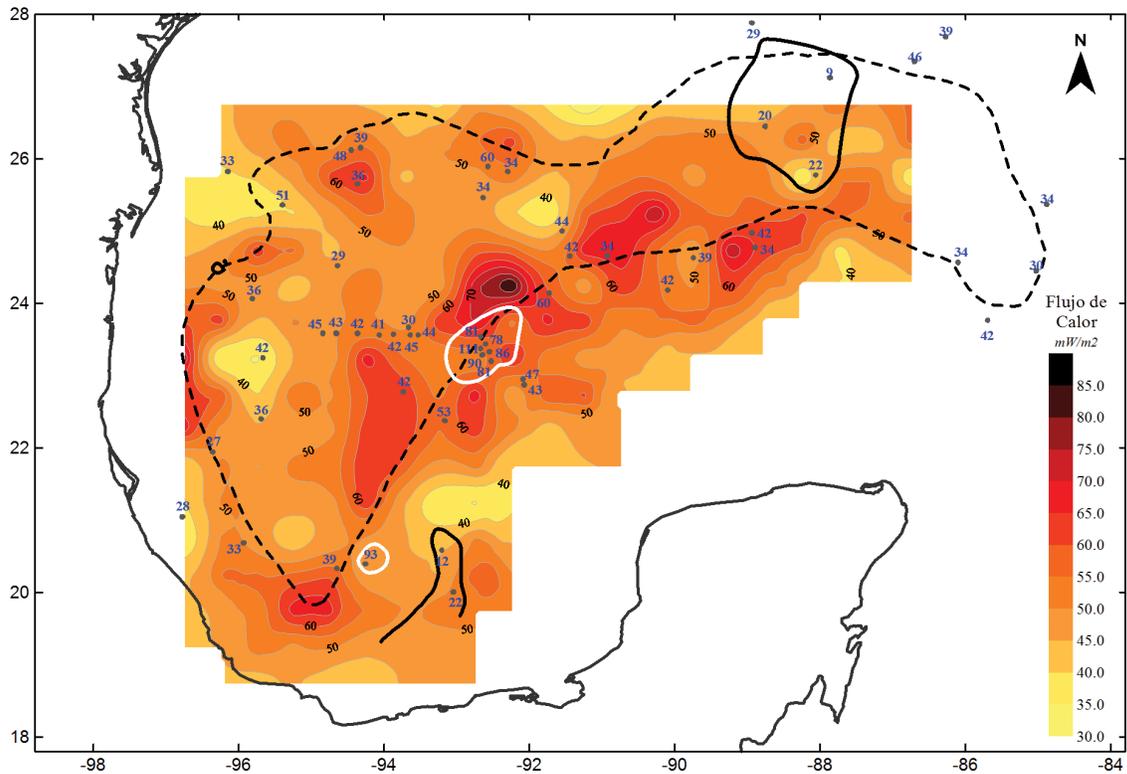


Figura 11. Flujo de calor estimado usando la isoterma de 530°C. Los puntos en color gris y los valores en color azul indican el flujo de calor estimado en fondo marino, el área dentro de la línea continua en color negro indica valores menores a 25 mW/m², el área dentro de la línea blanca indica valores mayores a 70 mW/m².

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Dr. Ibrahim Aydin, investigador del Departamento de Ingeniería Geofísica de la Universidad de Ankara (Turquía), por facilitar el algoritmo desarrollado para su aplicación en el Golfo de México. Así mismo agradezco a la Dra. Isabel Blanco y un revisor anónimo por sus comentarios para mejora del escrito.

REFERENCIAS

- Abd El Nabi, S.H., 2012, Curie point depth beneath the Barramiya-Red Sea coast area estimated from spectral analysis of aeromagnetic data: *Journal of Asian Earth Sciences*, 43 (1), 254-266.
- About, E., Salemb, A., Mekkwic, M., 2011, Curie depth map for Sinai Peninsula, Egypt deduced from the analysis of magnetic data: *Tectonophysics*, 506 (1-4), 46-54.
- Amirpour-Asl, A., Ghods, A., Rezaeian, M., Bahroudi, A., 2010, Depth of Curie Temperature Isotherm from Aeromagnetic Spectra in Iran: *Tectonics Implications en Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia: Ankara, Turkey, Geological Society of America International Section, Abstracts with program*, 65.
- Arnaiz-Rodríguez, M.S., Orihuela, N., 2013, Curie point depth in Venezuela and the Eastern Caribbean: *Tectonophysics*, 590, 38-51.
- Artemieva, I.M., Mooney, W.D., 2001, Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study: *Journal of Geophysical Research*, 106(b8), 16,387-16,414.
- Ates, A., Bilim, F., Buyuksarac, A., 2005, Curie point depth investigation of Central Anatolian Turkey, *Pure and Applied Geophysics* 162, 357-371.
- Aydin, I., Oksum, E., 2010, Exponential approach to estimate the Curie-temperature depth: *Journal of Geophysics and Engineering*, 7, 113-125.
- Aydin, I., Karat, H.L., Kocak, A., 2005, Curie-point depth map of Turkey: *Geophysical Journal International* 162, 633-640.
- Barker, C., 1996, *Thermal Modeling of Petroleum Generation: Theory and Applications: Developments in Petroleum Science*, 45.
- Bansal, A.R., Gabriel, G., Dimri, V.P., 2010, Depth to the bottom of magnetic sources in Germany *en EGM 2010 International Workshop, Adding new value to Electromagnetic, Gravity and Magnetic Methods for Exploration: Capri, Italy, European Association of Geoscientist & Engineers (EAGE-SEG) Sezione Italiana, Abstracts*.
- Bektas, O., Ravat, D., Buyuksarac, A., Bilim, F., Ates, A., 2007, Regional geothermal characterization of east Anatolia from aeromagnetic, heat flow and gravity data: *Pure and Applied Geophysics*, 164, 975-998.
- Bhattacharyya, B.K., 1964, Magnetic anomalies due to prism shaped bodies with arbitrary polarization: *Geophysics*, 29, 517-531.
- Bhattacharyya, B.K., Leu, L.K., 1975, Analysis of Magnetic Anomalies Over Yellowstone National Park: Mapping of Curie Point Isothermal Surface for Geothermal Reconnaissance: *Journal of Geophysical Research*, 80(32), 4461-4465.
- Bhattacharyya, B.K., Leu, L.K., 1977, Spectral Analysis of Gravity and Magnetic Anomalies due to Rectangular Prismatic Bodies: *Geophysics*, 42(1), 41-50.
- Bilim, F., 2011, Investigation of the Galatian volcanic complex in the northern central Turkey using potential field data: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 185(1-2), 36-43.
- Bird, D.E., Burke, K., Hall, S.A., Casey, J.F., 2005, Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 89(3), 311-328.
- Blakely, R.J., 1988, Curie temperature Isotherm Analysis and Tectonic Implications of Aeromagnetic Data from Nevada: *Journal of Geophysical Research*, 93(B10), 11817-11832.
- Blakely, R.J., 1996, *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications: Cambridge, Cambridge University Press*, 441 pp.
- 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*, 114 (B11104), 1-25.
- Brigaud, F., Chapman, D.S., Douaran, S.L., 1990, Estimating Thermal Conductivity in Sedimentary Basins Using Lithologic Data and

- Geophysical Well Logs: AAPG Bulletin, 74 (9), 1459-1477.
- Buffler, R.T., Schlager, W., Bowlder, J.L., Cotillon, P.H., Halley, R.B., Kinoshita, H., Magoon, L.B., McNulty, C.L., Patton, J.W., Premoli, S.I., Avello, S.O., Testarmata, M.M., Tyson, R.V., Watkins, D.K., 1984, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project: Washington, U.S. Government Printing Office, Volume LXXVII (sites 535-540).
- Byerly, P.E., Stolt, R.H., 1977, An attempt to define the Curie point isotherm in northern and central Arizona: *Geophysics*, 42(7), 1394-1400.
- Campos-Enriquez, J.O., Arroyo-Esquivel, M.A., Urrutia-Fucugauchi, J., 1989, Basement, Curie isotherm and shallow crustal structure of the Trans-Mexican Volcanic Belt, from aeromagnetic data: *Tectonophysics*, 172, 77-90.
- Cerón, F.A., 2007, Evaluación de los límites de corteza y de la interfase corteza-manto en el Golfo de México con métodos potenciales: *Boletín Técnico de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración*, 47(3), 1-13.
- Cocchi, L.F., Caratori, T., Carmisciano, C., Marani, M., 2008, Tortonian-Pleistocene oceanic features in the Southern Tyrrhenian Sea: magnetic inverse model of the Selli-Vavilov region: *Marine Geophysical Research*, 29(4), 251-266.
- Contrucci, I., Klingelhöfer, F., Perrot, J., Bartolome, R., Gutscher, M.A., Sahabi, M., Malod, J., Rehault, J.P., 2004, The crustal of the NW Moroccan continental margin from wide-angle and reflection seismic data: *Geophysical Journal International*, 159, 117-128.
- De Ritis, R., Ravat, D., Ventura, G., Chiappini, M., 2013, Curie isotherm depth from aeromagnetic data constraining shallow heat source depths in the central Aeolian Ridge (Southern Tyrrhenian Sea, Italy): *Bulletin of Volcanology*, 75-710.
- Dick, H.J.B., Lin, J., Schouten, H., 2003, An ultraslow-spreading class of ocean ridge: *Nature*, 426, 405-412.
- Dick, H.J.B., Natland, J.H., Ildefonse, B., 2006, Past and Future Impact of Deep Drilling in the Oceanic Crust and Mantle: *Oceanography*, 19(4), 72-80.
- Dolmaz, M.N., Ustaömer, T., Hisarli, Z.M., Orbay, N., 2005, Curie Point Depth variations to infer thermal structure of the crust at the African-Eurasian convergence zone, SW Turkey: *Earth Planets and Space*, 57, 373-383.
- Ebbing, J., Gernigon, L., Pascal, C., Haase, C., 2007, Structural and Thermal Control on the Depth to Bottom of Magnetic Sources-A Case Study from the Mid-Norwegian Margin *en* EGM 2007 International Workshop, Innovation in EM, Grav and Mag Methods: a new Perspective for Exploration: Capri, Italy, European Association of Geoscientist & Engineers (EAGE-SEG) Sezione Italiana, Abstracts.
- Ebbing, J., Gernigon, L., Pascal, C., Olesen, O., Osmundsen, P.T., 2009, A discussion of structural and thermal control of magnetic anomalies on the mid-Norwegian margin: *Geophysical Prospecting*, 57, 665-681.
- Eletta, B.E., Udensi, E.E., 2012, Investigation of the Curie Point Isotherm from the Magnetic Fields of Eastern Sector of Central Nigeria: *Geosciences*, 2 (4), 101-106.
- El-Qady, G., Salem, A., Aboud, E., Khalil, A., Ushijima, K., 2005, Geothermal Reconnaissance Study for Sinai Peninsula, Egypt *en* World Geothermal Congress Proceedings: Antalya, Turkey International Geothermal Association, 1-7.
- Ene Obande, G., Muideen, L.K., Aminu A.L., 2014, Spectral analysis of aeromagnetic data for geothermal investigation of Wikki Warm Spring, north-east Nigeria: *Geothermics*, 50, 85-90.
- Epp, D., Grim, P.J., Langseth, M.G.Jr., 1970, Heat Flow in the Caribbean and Gulf of Mexico: *Journal of Geophysical Research*, 75(29), 5655-5669.
- Espinosa-Cardena, J.M., Campos-Enriquez, J.O., 2008, Curie point depth from spectral analysis of aeromagnetic data from Cerro Prieto geothermal area, Baja California, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(4), 601-609.
- Fillon, R.H., 2007, Mesozoic Gulf of Mexico basin evolution from a planetary perspective and petroleum system implications: *Petroleum Geoscience*, 13, 105-126.
- Fowler, C.M.R., 2005, *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*: Second edition, Cambridge University Press, 700 pp.
- Fries, C., Rincón-Orta, C., Silver, L.T., McDowell, F.W., Solorio-Munguía, J., Schmitter-Villada, E., de Cserna, Z., 1974, Nuevas aportaciones a la geocronología de la tectónica Oaxaqueña: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 26(4-6), 157-182.
- García, A., Orihuela-Guevara, N., 2013, Curie point depth estimation of the Eastern Caribbean *en* 10th EGU General Assembly 2013: Geophysical Research Abstracts, 15, EGU2013-5112.
- Goes, S., van der Lee, S., 2002, Thermal structure of the North American uppermost mantle inferred from seismic tomography: *Journal of Geophysical Research*, 107(B3), ETG 2-1 - ETG2-9.
- Hisarli, Z.M., Dolmaz, M.N., Okyar, M., Etiz, A., Orbay, N., 2012, Investigation into regional thermal structure of the Thrace Region, NW Turkey, from aeromagnetic and borehole data: *Studia Geophysica et Geodaetica*, 56, 269-291.
- Hussein, M., Mickus, K., Serpa, L.F., 2013, Curie Point Depth Estimates from Aeromagnetic Data from Death Valley and Surrounding Regions, California: *Pure and Applied Geophysics*, 170, 617-632.
- Ibrahim, A.K., Carye, J., Latham, G., Buffler, R.T., 1981, Crustal Structure in Gulf of Mexico from OBS Refraction and Multichannel Reflection Data: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 65, 1207-1229.
- Ildefonse, B., Abe, N., Blackman, D.K., Canales, J.P., Isozaki, Y., Kodaira, S., Meyers, G., Nakamura, K., Nedimovic, M., Searma, N., Skinner, A., Takazawa, E., Teagle, D.A.H., Tominaga, M., Umino, S., Wilson, D.S., Yamao, M., 2010, The MoHole: A crustal Journey and Mantle Quest, Workshop Report in Kanazawa, Japan: *Scientific Drilling*, 10, 56-63.
- Ildefonse, B., Christie, D.M., Mission Moho Workshop Steering Committee, 2007, Mission Moho Workshop: Drilling Through the Oceanic Crust to the Mantle: *Scientific Drilling*, 4, 11-18.
- Introcaso, A., Ghidella, M.E., Ruiz, F., Croveto, C.B., Introcaso, B., Paterlini, C.M., 2008, Métodos gravi-magnetométricos modernos para analizar las características estructurales de la plataforma continental argentina: *GEOACTA* 33, 1-20.
- Jacobo, A.J., 1986, El basamento del distrito de Poza Rica y su implicación en la generación de hidrocarburos: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 18(1), 6-24.
- Jessop, A.M., 1990, *Thermal Geophysics. Developments in solid earth geophysics*: Elsevier Science Ltd, 17, 316 pp.
- Karastathis, V.K., Papouliá, J., Di Fiore, B., Makris, J., Tsambas, A., Stampolidis, A., Papadopoulos, G.A., 2010, Exploration of the Deep Structure of the Central Greece Geothermal Field by Passive Seismic and Curie Depth Analysis *en* 72nd EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2010: Barcelona, Spain, EAGE Publications, P012.
- Li, C.F., Cheng, B., Zhou, Z.Y., 2009, Deep crustal structures of eastern China and adjacent seas revealed by magnetic data: *Science in China Series D: Earth Sciences*, 52(7), 984-993.
- López-Infanzón, M., 1986, Petrología y Radiometría de Rocas ígneas y Metamórficas: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 38(2), 59-98.
- López-Ramos, E., 1973, Estudio geológico de la Península de Yucatán: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 25(1-3), 23-76.
- Leu, L.K., 1975, *Spectral Analysis of Gravity and Magnetic Anomalies*: California, U.S.A., University of California, Berkeley, Tesis Doctoral, 171 pp.
- Maden, N., 2009, Crustal Thermal Properties of the Central Pontides (Northern Turkey) Deduced from Spectral Analysis of Magnetic Data: *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18, 383-392.
- Maden, N., 2010, Curie-point Depth from Spectral Analysis of Magnetic Data in Erciyes Stratovolcano (Central Turkey): *Pure and Applied Geophysics*, 167, pp. 349-358.
- Manea, M., Manea V.C., 2010, Curie Point Depth Estimates and Correlation with Subduction in Mexico: *Pure and Applied Geophysics*, 168 (8-9), 1489-1499.
- Marton, G.L., 1995, Jurassic evolution of the Southeastern Gulf of Mexico: Texas, U.S.A., University of Texas at Austin, Tesis Doctoral, 276 pp.
- Maus S., Gordon D., Fairhead D., 1997, Curie-temperature depth estimation using a self-similar magnetization model: *Geophysical Journal International*, 129, 163-168.
- McEnroe, S.A., Langenhorst, F., Robinson, P., Bromiley, G.D., Shaw, C.S.J., 2004, What is magnetic in the lower crust?: *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 175-192.
- Muller, M.R., Robinson, C.J., Minshull, T.A., White, R.S., Bickle, M.J., 1997, Thin crust beneath ocean drilling program borehole 735B at the Southwestern Indian Ridge?: *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 93-107.
- Nagihara, S., Sclater, J.G., Phillips, J.D., Behrens, E.W., Lewis, T., Lawver, L.A., Nakamura, Y., Garcia-Abdeslem, J., Maxwell, A.E., 1996, Heat flow in the western abyssal plain of the Gulf of Mexico: Implications for thermal evolution of the old oceanic lithosphere: *Journal of Geophysical Research*,

- 101(B2), 2895-2913.
- NAMAG (North American Magnetic Anomaly Group), 2002, Magnetic Anomaly Map of North America: Processing, Compilation, and Geologic Applications of the New Digital Magnetic Anomaly Database and Map of North America: United States Department of the Interior and United States Geological Survey, Booklet.
- Neves, M., C., Neves, R.G.M., 2009, Flexure and seismicity across the ocean-continent transition in the Gulf of Cadiz: *Journal of Geodynamics*, 47, 119-129.
- Nwankwo, L.I., Olasehinde, P.I., Akoshile, C.O., 2011, Heat Flow Anomalies from the Spectral analysis of Airborne Magnetic data of Nupe Basin, Nigeria: *Asian Journal of Earth Sciences*, 4(1), 20-28.
- Okubo, Y., Matsunaga, T., 2008, Curie point depth in northeast Japan and its correlation with regional thermal structure and seismicity: *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 99 (B11), 22363-22371.
- Okubo, Y., Graf, R.J., Hansen, R.O., Ogawa, K., Tsu, H., 1985, Curie point depths of the Island of Kyushu and surrounding areas, Japan: *Geophysics*, 53(3), 481-494.
- Olivas, R.M., 1953, Influencia del Macizo de Teziutlan sobre los Sedimentos Mesozoicos y Terciarios, y Posibilidades petrolíferas de estos: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 5(5-6), 167-176.
- Padilla y Sanchez, R.J., 2007, Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1), 19-42.
- Pindell, J., Kennan, L., 2001, Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean *en* GCSSEPM Foundation 21st Annual Research Conference Transactions, Petroleum Systems of Deep-Water Basins: U.S.A., Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, Program and Abstracts, 193-220.
- Pompa, M.V., 2009, Geoquímica y geocronología de los complejos intrusivos en el sureste de Chiapas, México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, Tesis de Maestría, 160 pp.
- Rajaram, M., Anand, S.P., Hemant, K., Purucker, M.E., 2009, Curie isotherm map of Indian subcontinent from satellite and aeromagnetic data: *Earth and Planetary Science Letters*, 281, 147-158.
- Ravat, D., Pignatelli, A., Nicolosi, I., Chiappini, M., 2007, A study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data: *Geophysical Journal International*, 169, 421-434.
- Ravat, D., Salem, A., Abdelaziz, A.M.S., Elawadi, E., Morgan, P., 2011, Probing magnetic bottom and crustal temperature variations along the Red Sea margin of Egypt: *Tectonophysics*, 510, 337-344.
- Rosales, R. J., 2007, Evaluación integral de los flujos de calor en el Golfo de México: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, Tesis de Maestría, 104 pp.
- Rosales, R. J., Bandy, W. L., 2012, Implicaciones de los modelos de velocidades de expansión sobre las propiedades de la corteza oceánica del Golfo de México *en* Convención Nacional Geológica 2012: Ciudad de México, México, Sociedad Geológica Mexicana, Resúmenes.
- Rozimant, K., Büyüksarac A., Bektas, Ö., 2009, Interpretation of Magnetic Anomalies and Estimation of Depth of Magnetic Crust in Slovakia: *Pure and Applied Geophysics*, 166, 471-484.
- Rueda-Gaxiola, J., 2004, A triple junction in the Gulf of Mexico: Implications for deep petroleum exploration: *Geofísica Internacional*, 43(3), 395-414.
- Ruiz, F., Introcaso, A., 2004, Curie Point Depths Beneath Precordillera Cuyana and Sierras Pampeanas Obtained from Spectral Analysis of Magnetic Anomalies: *Gondwana Research*, 7 (4), 1133-1142.
- Saleh, S., Salk, M., Pamukcu, O., 2013, Estimating Curie Point Depth and Heat Flow Map for Northern Red Sea Rift of Egypt and Its Surroundings, from Aeromagnetic Data: *Pure and Applied Geophysics*, 170, 863-885.
- Salem, A., Ushijima, K., Elsirafi, A., Mizunaga, H., 2000, Spectral Analysis of Aeromagnetic Data for Geothermal Reconnaissance of Quseir Area, Northern Red Sea, Egypt *en* World Geothermal Congress Proceedings: International Geothermal Association, 1669-1674.
- Salk, M., Pamukcu, O., Kaftan, I., 2005, Determination of the Curie Point Depth and Heat Flow From Magsat Data of Western Anatolia: *Journal of Balkan Geophysical Society*, 8(4), 149-160.
- Salvador, A., 1991, The Gulf of Mexico Basin: The Geology of North America: Geological Society of America, vol. J, 568 pp.
- Sánchez, L.R., 1961, Aplicación de la paleogeografía a la búsqueda de yacimientos petrolíferos en el área Misantla-Ebano-Pánuco: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13(11-12), 361-376.
- Smith, R.B., Shuey, R.T., Freidline, R.O., Otis, R.M., Alley, L.B., 1974, Yellowstone hot spot: new magnetic and seismic evidence. *Geology* 2, 451-455.
- Somerton, W. H., 1992, Thermal properties and temperature-related behavior of rock/fluid system: Elsevier, *Developments in Petroleum Science*, 37, 246 pp.
- Sorokin, M.Y., Zamansky, Y.Y., Langinen, A.Y., Kackson, H.R., Manab, R., 1999, Crustal structure of the Makarov Basin, Arctic Ocean determined by seismic refraction: *Earth and Planetary Science Letters*, 168, 187-199.
- Spector, A. Grant, F.S., 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data: *Geophysics*, 35(2), 293-302.
- Stampolidis, A., Tsokas, G.N., 2002, Curie Point Depths of Macedonia and Thrace, N. Greece: *Pure and Applied Geophysics*, 159 (11-12), 2659-2671.
- Stampolidis, A., Kane, I., Tsokas, G.N., Tsourlos, P., 2005, Curie Point Depths of Albania Inferred from Ground Total Field Magnetic Data: *Surveys in Geophysics*, 26 (4), 461-480.
- Subrahmanyam, S., Vasudeva, R.N., Prakasa, R.T.K.S., 2004, Delineation of Basement and Curie Isotherm of Bay of Bengal from Spectral Analysis of Magnetic Data: *Journal of Indian Geophysical Union*, 8(2), 107-123.
- Tanaka, A., Ishikawab, Y., 2005, Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness: The Japanese islands case study: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152 (4), 257-266.
- Tanaka, A., Okubo, Y., Matsubayashi, O., 1999, Curie point depth base on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia: *Tectonophysics*, 306, 461-470.
- Trifonova, P., Zhelev, Zh., Petrova, T., 2006, Curie Point Depth of the Bulgarian territory inferred from geomagnetic observations: *Bulgarian Geophysical Journal*, 32, 12-23.
- Trifonova, P., Zheleva, Zh., Petrovaa, T., Bojadgievab, K., 2009, Curie point depths of Bulgarian territory inferred from geomagnetic observations and its correlation with regional thermal structure and seismicity: *Tectonophysics*, 473 (3-4), 362-374.
- Tselentis, G.A., 1991, An Attempt to Define Curie Point Depths in Greece from Aeromagnetic and Heat Flow Data: *Pure and Applied Geophysics*, 136(1), 87-101.
- Tsokas, G.N., Hansen, R.O., Fytikas, M., 1998, Curie Point Depth of the Island of Crete (Greece): *Pure and Applied Geophysics*, 152, 747-757.
- Turcotte, D. L., Schubert, G., 2002, *Geodynamics*, Second Edition, Cambridge University Press, 456 pp.
- Welte, D.H., Horsfield, B., Baker, D.R., 1997, *Petroleum and Basin Evolution, Insights from Petroleum Geochemistry, Geology and Basin Modeling*: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany.
- Wilson, M., 1989, *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*: London, Unwin Hyman, 466 pp.
- Woods, R.D., Salvador, A., Miles, A.E., 1991, Pre-Triassic: *en* Salvador, A. (ed.), *The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, Journal*, 109-129.

Manuscrito recibido: Enero 2, 2014
 Manuscrito corregido recibido: Abril 28, 2014
 Manuscrito aceptado: Mayo 12, 2014