



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**Profundidad de la base de la fuente magnética y estructura termal
del Golfo de México**

T E S I S

Que para optar por el grado de:

DOCTOR EN CIENCIAS

Presenta:

Joel Rosales Rodríguez

Tutor:

Dr. William Bandy, Instituto de Geofísica, Geomagnetismo y Exploración

Miembros del comité tutor:

Dra. Elena Centeno García, Instituto de Geología, Geología Regional

Dr. Vladimir Kostoglodov, Instituto de Geofísica, Sismología

México, D. F., noviembre 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Resumen

Las variaciones de temperatura en las cuencas sedimentarias es un parámetro importante relacionado a su historia tectónica y sedimentaria, así como a los procesos geológicos que en ella suceden. Sin embargo, en aguas profundas del Golfo de México, un área exploratoria, el conocimiento termal se limita a registros de temperatura tomados en los primeros 10 a 20 metros de profundidad bajo fondo marino y una distribución aislada de estos registros. Es por ello que en este trabajo de investigación se busca definir la estructura termal de la corteza oceánica del Golfo de México a partir de la inversión de los datos magnéticos. Los resultados de esta inversión es la profundidad de la base de la fuente magnética asociada con la profundidad del punto de Curie.

La profundidad de la base de la fuente magnética fue estimada usando un método exponencial aplicado a los datos magnéticos del Golfo de México, principalmente sobre la corteza oceánica. Para aplicar el método, el área de estudio fue subdividida por mallas de tres distintos tamaños, 100x100 km, 150x150 km y 200x200 km. Las mínimas profundidades obtenidas con las tres ventanas de análisis varían entre 14.0 y 17.0 km, y se ubican en el área delimitada por 93.4°W/91.8°W y 23.2°N/24.9°N. Las máximas profundidades obtenidas son 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 la configuración de los resultados de las tres ventanas de análisis son las geometrías y tendencias de las profundidades.

Los resultados de la profundidad obtenida con la ventana de análisis de 100x100 km tienen mayor correspondencia con el modelo tectónico de corteza del Golfo de México. Las menores profundidades (17.0-20.0 km) se observan sobre el límite de corteza oceánica-corteza continental transicional, donde la profundidad del Moho sísmico es mayor. La profundidad promedio de la base de la fuente magnética dentro de la corteza oceánica es de 25.0 km.

Las profundidades de la base de la fuente magnética obtenidas son mayores a las profundidades del Moho sísmico, excepto en algunas de las zonas someras ubicadas sobre el límite de corteza oceánica-corteza continental transicional. Debido a esta relación de las profundidades entre el Moho sísmico y la base de la fuente magnética se sugiere que la profundidad de la base de la fuente magnética interpretada como límite litológico corresponde con el límite petrológico de la corteza oceánica del Golfo de México.

Para definir el valor de la temperatura de Curie se evaluó el rango de temperatura de Curie en los gabros, 530-580°C. Esta litología de gabros como principal constituyente de la corteza oceánica del Golfo de México se define a partir de las velocidades sísmicas, que caen dentro de las velocidades de este tipo de rocas ultramáficas. Con estos valores de la isoterma de Curie (530 y 580°C), las geometrías de la configuración de los resultados son similares, ya que la única variable distinta entre ambos es la temperatura. La diferencia

observada es $\sim 5 \text{ mW/m}^2$. En ambos casos, los flujos de calor calculados son mayores a los flujos de calor reportados previamente y calculados a partir de mediciones de temperatura en fondo marino.

Interpretando la profundidad de la base de la fuente magnética como un límite termal, con la isoterma de 530°C el rango promedio de flujos de calor obtenidos en la corteza oceánica del Golfo de México es de $45.0\text{-}55.0 \text{ mW/m}^2$, similar al promedio estimado para el golfo de acuerdo con la edad de la corteza oceánica, $46.3\text{-}53.0 \pm 0.8 \text{ mW/m}^2$.

La diferencia entre los flujos de calor calculados y los flujos de calor reportados en el Golfo de México puede ser debida a los instrumentos de medición o procesos geológicos locales.

Abstract

Temperature variations in sedimentary basins constitute an important parameter relating to its tectonic and sedimentary history, as well as the geological processes occurring in it. However, in the deep water of the Gulf of Mexico, a frontier exploration area for hydrocarbons, thermal knowledge is limited to temperature records in the first 10 to 20 meters below the sea bottom, with a patchy distribution to these records. That is the reason why this research seeks to define the thermal structure of the oceanic crust in the Gulf of Mexico from magnetic data inversion. The result of this magnetic data inversion is the depth of magnetic source bottom associated to Curie point depth.

The depth of magnetic source bottom was estimated using an exponential method applied to the magnetic data in the Gulf of Mexico, mainly on the oceanic crust. In order to apply the exponential method the study area was subdivided by three different grid sizes (analysis windows), 100x100 km, 150x150 km and 200x200 km. The minimum depths obtained with these three analysis windows range from 14.0 to 17.0 km, and are located in the area bounded by 93.4°W/91.8°W and 23.2°N/24.9°N coordinates. Conversely, the maximum depths obtained range from 35.0 to 37.5 km. In all three cases in the central part of the Gulf of Mexico, a shallow depths area is observed. The observed differences between the results configurations of these three analysis windows are the geometries and depth trends.

Depths obtained with 100x100 km analysis window have greater correspondence with the crust tectonic model of the Gulf of Mexico. The lower depths (17.0-20.0 km) are along the oceanic-continental transitional crust boundary, where the seismic Moho depth is greater. Average depth of the magnetic source bottom within the oceanic crust is 25.0 km.

Obtained depths of magnetic source bottom with 100x100 km analysis window are greater than seismic Moho depths, except in some shallow areas located on the oceanic-continental transitional crust boundary. This relationship between seismic Moho and magnetic source bottom suggests that the depth of magnetic source bottom interpreted as a lithological boundary corresponds to a petrologic limit within the oceanic crust of the Gulf of Mexico.

To set the Curie temperature value, we assessed the range of gabbro's Curie temperature, which is comprised between 530 and 580°C. The gabbro's lithology is actually the main constituent of the oceanic crust in the Gulf of Mexico, as evidenced by seismic velocities that fall into the velocities of this type of ultramafic rocks. With such Curie isotherm values, geometries derived from the various grids are similar, since the only different variable between them is the temperature value. The observed difference is $\sim 5 \text{ mW/m}^2$. In the three cases, the calculated heat flow is greater than the heat flows previously reported and calculated from temperature measurements of sea bottom.

Depth of magnetic source bottom obtained can be interpreted as a thermal limit. According to the depth obtained here for the 530°C isotherm, the average value obtained for the heat flow in the oceanic crust of the Gulf of Mexico ranges from 45.0 to 55.0 mW/m², which is quite similar to previously published average values comprised between 46.3 to 53.0 ±0.8 mW/m², which were actually derived from the age of the its oceanic crust.

The difference between the calculated heat flow and reported heat flow in the Gulf of Mexico may be due to the measurement instruments or local geological heterogeneities.

Agradecimientos

Al finalizar este trabajo quiero agradecer a las autoridades del Posgrado en Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) por la oportunidad brindada para cursar los estudios de Doctorado en el Instituto de Geofísica. Así mismo quiero extender mi agradecimiento a quienes colaboraron para concluir con este proyecto.

A mi tutor el Dr. William Lee Bandy por aceptar dirigir mi trabajo de investigación, por el tiempo dedicado para definir los alcances y los conocimientos compartidos en este tiempo de desarrollo del trabajo.

A la Dra. Elena Centeno García y Dr. Vladimir Kostoglodov, miembros de mi comité tutorial por sus observaciones y aportes en cada evaluación semestral para definir los alcances de este trabajo.

A los Dres. José Oscar Campos Enríquez, Guillermo Pérez Cruz y Héctor López Loera, miembros del Jurado examinador del presente trabajo de tesis, por sus valiosas observaciones y modificaciones para mejora del presente escrito.

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.

Al Dr. François Roure del Instituto Francés del Petróleo quien me motivo a iniciar y continuar con este proyecto, por sus valiosos comentarios en el desarrollo del presente trabajo así como en el escrito final.

A dos excompañeros del Instituto Mexicano del Petróleo, el Dr. Juan José Valencia Islas y el Dr. Jorge Jacobo Albarrán, por todos sus conocimientos compartidos durante los proyectos que colaboramos juntos y sobre todo por su amistad.

Al Dr. Carlos Mortera Gutiérrez por sus charlas y consejos profesionales, durante mis visitas al Instituto de Geofísica (UNAM) y durante la campaña oceanográfica GMET2011, a bordo del Buque Oceanográfico Justo Sierra, en el Golfo de México.

Al Dr. Gustavo Murillo Muñeton del Instituto Mexicano del Petróleo por sus observaciones en la mejora de la redacción científica y sus charlas de geología regional.

Al Dr. Mario Ernesto Vazquez del Instituto Mexicano del Petróleo por sus comentarios sobre geología regional y tectónica del Golfo de México.

Al M. en I. Marcelino Moreno del Instituto Mexicano del Petróleo por sus discusiones sobre métodos potenciales tanto en proyectos que hemos laborado juntos como en la parte final de este trabajo.

Extiendo mi agradecimiento a colegas y amigos de PEMEX quienes motivaron directa o indirectamente este trabajo. Principalmente a los ingenieros, maestros y doctores Ernesto Miranda, Noel Holguín, Lourdes Clara, Carlos Williams, Lino Miranda, Guadalupe Bernabé, Luis Enrique Salomón.

A Carmen Millán, Araceli Sánchez, Roberto Enrique Galindo, Leonardo Figueroa y Arturo Ronquillo, mis compañeros en la campaña oceanográfica GMET2011 en el Golfo de México a bordo del Buque Oceanográfico Justo Sierra.

Finalmente, quiero expresar mi agradecimiento a las personas que son la parte más importante de mí día a día, la razón de llegar a hasta aquí y continuar el camino:

A Norma, mi esposa

Una excelente compañera desde hace casi 20 años, gracias por motivar y apoyar cada proyecto de nuestras vidas y por ser inspiración a nuevos proyectos.

A Regi y Beki, mis hermosas niñas

Por la alegría que me han dado desde que están en nuestras vidas, por esas lindas sonrisas que motivan e inspiran cada día.

A Vicenta y Cristóbal, mis padres

Por esos años de esfuerzo y dedicación, por sus enseñanzas y consejos.

Índice

	Pag.
Resumen	i
Abstract	iii
Agradecimientos	v
Índice	vii
Lista de figuras	x
Lista de tablas	xvi
CAPÍTULO 1	
1. Introducción.	2
1.1. Objetivos.	3
1.2. Estructura del trabajo.	3
1.3. Generalidades del método usado y uso de los métodos de inversión de los datos magnéticos.	5
CAPÍTULO 2	
2. Temperatura de Curie.	8
2.1. Definición de la temperatura de Curie.	9
2.2. Temperatura de Curie de los minerales magnéticos.	11
2.2.1. Óxidos de hierro-titanio.	11
2.2.2. Sulfuros de hierro.	15
2.3. Temperatura de Curie de las rocas ígneas e ígneas metamorfoseadas.	16
2.3.1. Rocas ígneas.	17
2.3.2. Rocas ígneas metamorfoseadas.	20
2.4. Métodos de inversión de datos magnéticos usados para estimar la profundidad de la base de la fuente magnética.	26
2.4.1. Dimensiones de las ventanas de análisis de los datos magnéticos.	30
2.5. Profundidad de la base de la fuente magnética asociada a un límite termal en subsuelo.	33
CAPÍTULO 3	
3. Geología regional del Golfo de México.	42
3.1. Velocidades sísmicas y tipos de roca.	43
3.1.1. Mineralogía y velocidades sísmicas.	44
3.1.2. Rocas ígneas y velocidades sísmicas.	47
3.1.2.1. Rocas ígneas de la corteza continental.	48

3.1.2.2. Rocas ígneas de la corteza continental transicional.	51
3.1.2.3. Rocas ígneas de la corteza oceánica.	52
3.1.2.4. Rocas ígneas del manto superior.	58
3.2. Corteza continental del margen del Golfo de México.	59
3.2.1. Evidencias directas de corteza continental en el margen del Golfo de México.	60
3.2.2. Evidencias sísmicas de corteza continental en el margen del Golfo de México.	63
3.3. Corteza oceánica del Golfo de México.	66
3.3.1. Velocidades de expansión de corteza oceánica en el Golfo de México. ...	70
3.4. Manto superior del Golfo de México.	73
CAPÍTULO 4	
4. Datos y metodología.	76
4.1. Datos magnéticos del Golfo de México.	77
4.2. Método exponencial para estimar la profundidad de la base de la fuente magnética.	78
4.3. Definición de las dimensiones de las ventanas de análisis para estimar la profundidad de la base de la fuente magnética del Golfo de México.	84
CAPÍTULO 5	
5. Resultados: Estimación de la profundidad de la base de la fuente magnética en el Golfo de México.	89
5.1. Profundidad de la cima y base de la fuente magnética usando la ventana de análisis de 100x100 km.	89
5.2. Profundidad de la cima y base de la fuente magnética usando la ventana de análisis de 150x150 km.	93
5.3. Profundidad de la cima y base de la fuente magnética usando la ventana de análisis de 200x200 km.	97
5.4. Semejanzas y diferencias entre las profundidades de la base de la fuente magnética obtenidas.	100
CAPÍTULO 6	
6. Discusión: Interpretación de la profundidad de la base de la fuente magnética del Golfo de México.	104
6.1. Interpretación de la profundidad de la base de la fuente magnética como un límite litológico.	105
6.1.1. Estratificación sísmica del manto superior litosférico y corteza oceánica. .	105
6.1.2. Profundidad de la base de la fuente magnética y profundidad de la corteza oceánica del Golfo de México.	107
6.1.3. Profundidad de la base de la fuente magnética y profundidad del manto	

superior litosférico del Golfo de México.	108
6.2. Interpretación de la profundidad de la base de la fuente magnética como un límite termal.	118
6.2.1. Flujos de calor y corteza oceánica.	118
6.2.1.1. Flujo de calor promedio en la corteza oceánica.	119
6.2.1.2. Flujo de calor y ambientes tectónicos de la corteza oceánica. . . .	120
6.2.1.3. Flujo de calor y edad de la corteza oceánica.	121
6.2.2. Cálculo de flujos de calor en el Golfo de México a partir de la profundidad de la base de la fuente magnética e isoterma de Curie.	123
6.2.2.1. Definición de variables.	123
6.2.2.2. Cálculo de flujo de calor usando la isoterma de 580°C.	126
6.2.2.3. Cálculo de flujo de calor usando la isoterma de 530°C.	128
6.2.2.4. Cálculo de flujo de calor usando la isoterma de 450°C.	130
6.2.3. Definición de la isoterma de Curie en el Golfo de México.	132
 CAPÍTULO 7	
7. Conclusiones.	139
 Referencias.	145

Lista de Figuras

	Pag.
Fig. 2.1. Método gráfico de Gromme usado para definir la temperatura de Curie de un concretado de minerales magnéticos, t_C es la temperatura de Curie (<i>modificada de Butler, 1998</i>). Las líneas indican las variaciones magnéticas durante el calentamiento (negro) y enfriamiento (gris) del agregado mineral.	10
Fig. 2.2. Diagrama ternario de minerales de óxidos de Hierro-Titanio (<i>modificado de Lowrie, 2007</i>).	12
Fig. 2.3. Temperatura de Curie de elementos y minerales magnéticos (<i>valores compilados de Byerly y Stolt, 1977; Kent et al., 1978; Blakely, 1988; Dunlop, 1995; Butler, 1998; McEnroe et al., 2004; Eppelbaum y Pilchin, 2006; Lowrie, 2007; Anand et al., 2010; Herrero-Berbera et al., 2011</i>). En la gráfica no se incluyen el cobalto y la titanioilmenita con temperaturas de Curie de 1120°C y 20°C, respectivamente.	13
Fig. 2.4. Temperatura de Curie de las rocas ígneas de la corteza continental y oceánica (<i>valores compilados de Haggerty, 1978; Kent et al., 1978; Blakely 1988; Lawrence et al., 1997; Warner y Wasilewski, 1997; Rao y Krishna, 2002; Sharma, 2005; Zhao et al., 2006; Bouligand, 2009; Ebbing et al., 2009; Dietze y Kontny, 2011; Herrero-Berbera et al., 2011; Morijiri et al., 2011</i>). 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.	20
Fig. 2.5. Relación de las dimensiones de la ventana de análisis (DVA)/profundidad del punto de Curie (PPC) con respecto a la profundidad del punto de Curie (PPC). Los datos corresponden a la compilación hecha en el Anexo 2.1.	32
Fig. 3.1. Localización del área de estudio.	42
Fig. 3.2. Clasificación general (A), mineralogía principal (B) y velocidades sísmicas de las rocas ígneas (C) de la corteza.	45
Fig. 3.3. Velocidades sísmicas (V_p) vs densidad de minerales (a) y rocas (b). Los recuadros de la parte inferior de ambos gráficos se muestran sin escala de velocidad, únicamente se ajustan a la escala de densidad, en la parte superior izquierda de B se muestran los rangos de velocidad calculados y corregidos a 600 MPa por Christensen (1965, <i>en Olsen, 2006</i>) para las rocas ígneas intrusivas. (<i>valores compilados de Fowler, 2005; Olsen, 2006; Anderson, 2007; Romanyuk et al., 2007; Ortega-Gutiérrez et al., 2008</i>).	46
Fig. 3.4. Rango de velocidades sísmicas (V_p) para la corteza continental inferior,	

media y superior. 1-Golfo de Cadiz (Neves y Neves, 2009); 2-NW de Marruecos (Contrucci <i>et al.</i> , 2004); 3-Mickus y Brocher, 1987; 4-California-Maine (Mickus y Brocher, 1987); 5-Mooney <i>et al.</i> , 1998; 6-Terranova (Lau <i>et al.</i> , 2006); 7-Olsen (2006); 8-Uzbekistam (Mickus y Brocher, 1987); 9-SW de Marruecos (Labails <i>et al.</i> , 2009); 10-Margen More (Mjelde <i>et al.</i> , 2009).	49
Fig. 3.5. Modelos sísmicos de corteza continental para Norteamérica. 1-Promedio de Norteamérica, 2-Promedio de Provincia Superior, 3-Norte de Missouri, 4-Continente, 5-Nuevo Madrid, 6-Planicie Costera, 7-Depresión Salton, 8-Cuencas y Sierras, 9-Rift de Río Grande, 10-Sierra Cascade, 11-Planicie Oeste Río Snake, 12-Planicie Este Río Snake, 13-Placa Columbia (<i>modificada de Olsen, 2006</i>).	50
Fig. 3.6. División petrológica y sísmica de la corteza oceánica y manto superior (<i>modificada de Wilson, 1989</i>).	54
Fig. 3.7. Puntos de perforación oceánica que han atravesado las capas de la corteza oceánica (<i>modificada de Dick et al., 2006</i>).	56
Fig. 3.8. Propiedades sísmicas de las capas de la corteza oceánica integrada de los resultados de los programas DSDP, ODP, IODP. Las barras de color gris a negro indican los rangos de velocidades medidas en cada uno de los tipos de roca.	57
Fig. 3.9. Evidencias directas e indirectas de las rocas ígneas de la corteza del Golfo de México y sus márgenes. Gr-granito, Gd-granodiorita, P-Pérmico, T-Triásico, Pc-Precámbrico, Pz-Paleozoico, C-Cámbrico. La línea segmentada indica el área de estudio.	61
Fig. 3.10. Rango de velocidades de la corteza y manto superior del Golfo de México y margen continental, los valores son dados en km/s.	64
Fig. 3.11. Distribución de la corteza oceánica y continental del Golfo de México y sus márgenes.	66
Fig. 3.12. Modelos de distribución de la corteza oceánica del Golfo de México. El área en color gris representa la distribución de corteza oceánica definido en este trabajo y las líneas en color negro representan los distintos modelos de corteza propuestos por diferentes autores.	69
Fig. 3.13. Velocidades de expansión de la corteza oceánica del Golfo de México. Los números sobre las líneas rectas indican las longitudes estimadas en km (color gris oscuro), sobre el límite de la corteza oceánica indican las velocidades de expansión calculadas en mm/año (color negro) y dentro de la corteza oceánica indican su espesor sísmico en km (en recuadro negro).	71
Fig. 3.14. Espesores sísmicos de las cortezas oceánicas generadas a distintas velocidades de expansión (<i>modificada de Dick et al., 2003</i>). Los puntos	

en color gris corresponden a los datos de la porción occidental de la corteza oceánica del Golfo de México, los rombos en color negro corresponden a los datos de la porción oriental de la corteza oceánica del Golfo de México, el polígono en color gris indica los valores promedio calculados en distintas cortezas oceánicas, las barras de la parte inferior de la gráfica indican los distintos rangos de velocidades de expansión.	73
Fig. 3.15. Velocidades sísmicas del manto superior del Golfo de México en km/s. ..	74
Fig. 4.1. Cobertura de los datos magnéticos seleccionados en el Golfo de México. . .	77
Fig. 4.2. Prisma de profundidad infinita (<i>modificada de Bhattacharyya y Leu, 1977</i>). . .	78
Fig. 4.3. Configuración de las anomalías magnéticas del Campo Magnético Residual en el Golfo de México. Las áreas indicadas como 7k, 3e y 4e representan el tamaño de las ventanas de análisis 100x100 km, 150x150 km y 200x200 km, respectivamente.	85
Fig. 4.4. Traslape usado en cada una de las ventanas de análisis definidas. A-distribución de los datos magnéticos y B-configuración de los datos magnéticos. En ambos casos se muestran ventanas de análisis de 150x150 km.	86
Fig. 4.5. A - Distribución de los puntos con profundidades obtenidas para cada ventana de análisis (se muestra la ventana de análisis de 150x150 km). B - Diagrama de las profundidades de la cima (PC's) y base (PB's) de la fuente magnética obtenidas para cada una de las ventanas de análisis, PPC y PPB son las profundidades promedio de la cima y base del cuerpo causativo, respectivamente.	87
Fig. 5.1. Profundidad de la cima de la fuente magnética obtenida con la ventana de análisis 100x100 km. El cuadro en color negro indica el tamaño de las ventanas de análisis usadas, las cruces indican el punto medio de cada ventana usado para interpolar las profundidades obtenidas. El intervalo entre curvas es 1.0 km.	91
Fig. 5.2. Profundidad de la base de la fuente magnética obtenida con la ventana de análisis 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. Ap1, Ap2, Ap3 y Ap4 indican áreas de profundidades >30 km.	92
Fig. 5.3. Profundidad de la cima de la fuente magnética obtenida con la ventana de análisis 150x150 km. El cuadro en color negro indica el tamaño de las ventanas de análisis usadas, las cruces indican el punto medio de cada ventana usado para interpolar las profundidades obtenidas. El intervalo entre curvas es 1.0 km.	95

Fig. 5.4. Profundidad de la base de la fuente magnética obtenida con la ventana de análisis 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. T1, T2, T3 indican las tendencias N-S, Ap1 y Ap2 indican áreas de profundidades >25.0 km.	96
Fig. 5.5. Profundidad de la cima de la fuente magnética obtenida con la ventana de análisis 200x200 km. El cuadro en color negro indica el tamaño de las ventanas de análisis usadas, las cruces indican el punto medio de cada ventana usado para interpolar las profundidades obtenidas. El intervalo entre curvas es 1.0 km.	98
Fig. 5.6. Profundidad de la base de la fuente magnética obtenida con la ventana de análisis 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. As1, As2, As3 indican las áreas someras, Ap1 y Ap2 indican áreas de profundidades >30.0 km.	99
Fig. 5.7. Límite de tendencias geométricas y orientaciones de las profundidades de la base de la fuente magnética y límite tectónico sugerido para las distintas velocidades de expansión de la corteza oceánica del Golfo de México.	102
Fig. 6.1. División petrológica y sísmica de la corteza oceánica y manto superior litosférico (<i>modificada de Wilson, 1989</i>). <i>i, ii y iii</i> son las transiciones litológicas a las que se asocia la base de la fuente magnética y descritas en el texto.	106
Fig. 6.2. Profundidad de la base de la fuente magnética usando la ventana de análisis de 150x150 km y profundidad del Moho sísmico indicada por los valores de los círculos en color gris y valores en color azul.	109
Fig. 6.3. Profundidad de la base de la fuente magnética usando la ventana de análisis de 200x200 km y profundidad del Moho sísmico indicada por los valores de los círculos en color gris y valores en color azul.	110
Fig. 6.4. Profundidad de la base de la fuente magnética usando la ventana de análisis de 100x100 km y profundidad del Moho sísmico indicada por los valores de los círculos en color gris y valores en color azul. A1, A2, A3, A4, A5, A6 y A7 son las áreas someras de la profundidad de la base de la fuente magnética.	113
Fig. 6.5. Profundidad de la base de la fuente magnética y profundidad del Moho sísmico. a - profundidad de la base de la fuente magnética usando la ventana de análisis 100x100 km; A1, A2, A3, A4, A5 y A6 son áreas someras, las áreas en color gris indican el área donde la profundidad el Moho sísmico es mayor a la profundidad de la base de la fuente	

<p>magnética, 1-1' indica la ubicación del perfil de la parte inferior de la figura, los círculos en color azul indican los puntos donde se reporta la capa de alta velocidad sísmica (7.0 y 7.2 km/s). b - vista tridimensional de la relación entre el Moho sísmico y la base de la fuente magnética. c - vista en perfil de la relación entre la profundidad del Moho sísmico y la profundidad de la base de la fuente magnética.</p>	116
<p>Fig. 6.6. Profundidad de la base de la fuente magnética usando la ventana de análisis 100x100 km. El área cuadrículada sobre el límite sur de la corteza oceánica-corteza continental transicional representa el área de profundidades de la interfase corteza-manto <19.5 km obtenida por modelado de métodos potenciales por Cerón (2007).</p>	117
<p>Fig. 6.7. Compilación de flujos de calor calculados a partir de mediciones de temperatura hechas en la parte superior de la corteza oceánica. Los datos son obtenidos de la Base de Datos Global de Flujo de Calor de áreas marinas compilada por <i>International Heat Flow Commission</i> (IHFC, 2011; http://www.heatflow.und.edu/index2.html). La base de datos incluye 20,479 cálculos hechos entre 1940 y 2010. La franja de color gris indica el rango de mayor frecuencia de flujo de calor.</p>	120
<p>Fig. 6.8. Ambientes tectónicos y rangos promedio de flujos de calor de la corteza oceánica compilados de Jessop, 1990; Kukačka y Matyska, 2008. La franja de color gris en b indica el rango de flujo de calor de mayor frecuencia obtenido de la fig. 6.7.</p>	121
<p>Fig. 6.9. Flujos de calor y edad de la corteza oceánica. El área sombreada representa el rango de valores promedio con respecto de la edad de la corteza. (<i>datos compilados de Sclater y Francheteau, 1970; Chapman y Pollack, 1975; Herman et al., 1977; Jessop, 1990; Lister et al., 1990; Stein y Stein, 1992, 1994; Pollack et al., 1993; Pasquale et al., 1996; Davis et al., 1999; Pribnow et al., 2000; Géli et al., 2008; Gosnold, 2008; Li et al., 2010</i>). En la gráfica se excluyen valores mayores a 200 mW/m² reportados en cortezas de edades menores a 20 Ma.</p>	122
<p>Fig. 6.10. Transporte conductivo de calor en un punto de un prisma sólido.</p>	124
<p>Fig. 6.11. Definición de las variables involucradas en el cálculo de flujo de calor a partir de la inversión de los datos magnéticos en el Golfo de México. ...</p>	125
<p>Fig. 6.12. Configuración de flujos de calor calculados usando la temperatura de Curie de 580°C y flujos de calor calculados a partir de mediciones de temperatura en fondo marino de trabajos previos (Epp <i>et al.</i>, 1970; Nagihara <i>et al.</i>, 1996) indicados por los puntos en color gris y números en color azul.</p>	127
<p>Fig. 6.13. Comparación de flujos de calor obtenidos usando $T_z=580^\circ\text{C}$ (círculos) con los flujos de calor calculados a partir de mediciones de temperatura (rombos). El área sombreada en color gris representa el valor promedio</p>	

de flujo de calor ($46.3-53.0 \pm 0.8 \text{ mW/m}^2$) de acuerdo a la edad de la corteza oceánica del Golfo de México (140 y $160 \pm 10 \text{ Ma}$). La figura de la parte inferior representa la diferencia (%) entre los flujos de calor obtenidos en este trabajo con respecto a los flujos de calor calculados previamente.	128
Fig. 6.14. Configuración de flujos de calor calculados usando la temperatura de Curie de 530°C y flujos de calor calculados a partir de mediciones de temperatura en fondo marino de trabajos previos (Epp <i>et al.</i> , 1970; Nagihara <i>et al.</i> , 1996) indicados por los puntos en color gris y números en color azul.	129
Fig. 6.15. Comparación de flujos de calor obtenidos usando $T_z=530^\circ\text{C}$ (círculos) con los flujos de calor calculados a partir de mediciones de temperatura (rombos). El área sombreada en color gris representa el valor promedio de flujo de calor ($46.3-53.0 \pm 0.8 \text{ mW/m}^2$) de acuerdo a la edad de la corteza oceánica del Golfo de México (140 y $160 \pm 10 \text{ Ma}$). La figura de la parte inferior representa la diferencia (%) entre los flujos de calor obtenidos en este trabajo con respecto a los flujos de calor calculados previamente.	130
Fig. 6.16. Configuración de flujos de calor calculados usando la temperatura de Curie de 450°C y flujos de calor calculados a partir de mediciones de temperatura en fondo marino de trabajos previos (Epp <i>et al.</i> , 1970; Nagihara <i>et al.</i> , 1996) indicados por los puntos en color gris y números en color azul.	131
Fig. 6.17. Comparación de flujos de calor obtenidos usando $T_z=450^\circ\text{C}$ (círculos) con los flujos de calor calculados a partir de mediciones de temperatura (rombos). El área sombreada en color gris representa el valor promedio de flujo de calor ($46.3-53.0 \pm 0.8 \text{ mW/m}^2$) de acuerdo a la edad de la corteza oceánica del Golfo de México (140 y $160 \pm 10 \text{ Ma}$). La figura de la parte inferior representa la diferencia (%) entre los flujos de calor obtenidos en este trabajo con respecto a los flujos de calor calculados previamente.	132
Fig. 6.18. Flujos de calor y edad de la corteza oceánica. Rango promedio de los flujos de calor obtenidos en la corteza oceánica usando $T_z= 580^\circ\text{C}$ (a), $T_z= 530^\circ\text{C}$ (b) y $T_z= 450^\circ\text{C}$ (c).	133
Fig. 6.19. Relación entre los flujos de calor obtenidos usando la temperatura de Curie de 530°C y las áreas con temperaturas entre $1100-1400^\circ\text{C}$ obtenidas con metodologías de tomografía sísmica para una profundidad de 110 km (área con la malla de color blanco) por Goes y van der Lee (2002).	137

Lista de Tablas

	Pag.
Tabla 2.1. Temperatura de Curie de minerales ferromagnéticos.	25
Tabla 2.2. Profundidad del punto de Curie (PPC), relación dimensiones de la ventana de análisis/profundidad del punto de Curie (DVA/PPC) y dimensiones de la ventana de análisis (DVA).	32
Anexo 2.1. Compilación de profundidades del punto de Curie obtenidos para distintos ambientes geológicos usando métodos espectrales y del centroide.	36

CAPÍTULO 1

1. Introducción

Las variaciones de temperatura en subsuelo es un parámetro importante en los modelos de la estructura interna de la Tierra, así como para la interpretación de su estructura termal. Sin embargo, el conocimiento termal se limita a los registros de temperatura hechos en la parte superior de la cubierta sedimentaria de la corteza, oceánica o continental. Estos registros varían entre 1 y 5 km de profundidad en áreas donde se cuenta con pozos perforados, mientras que en áreas exploratorias estos registros se limitan a profundidades menores a 20 m. Es por ello que se han desarrollado métodos indirectos para ampliar el conocimiento termal a mayores profundidades corticales o litosféricas. Con los métodos indirectos es posible conceptualizar cualitativa y cuantitativamente las variaciones del modelo de la estructura termal de la litosfera oceánica y continental a partir de la inversión de los datos geofísicos.

En aguas profundas del Golfo de México, un área exploratoria, el conocimiento termal se limita a registros de temperatura tomados en los primeros 10 a 20 metros de profundidad, a partir del fondo marino. Con esta información termal, las variaciones de los flujos de calor calculados se interpretan debidas a los procesos geológicos que afectan la cubierta sedimentaria y en algunos casos a la tectónica regional. Estas afectaciones debidas a procesos geológicos y a tectónica regional, se interpretan con una influencia local.

Actualmente existen varios modelos tectónicos de 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, sin embargo, su trabajo abraza únicamente 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 los resultados de tomografía sísmica para el área de estudio es la distribución de las fuentes sísmicas y sus estaciones de medición en México.

Con el presente trabajo se busca definir las variaciones termales de la corteza oceánica del Golfo de México a partir de la inversión de los datos magnéticos.

1.1. Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es:

- Definir la isoterma de Curie para la profundidad de la base de la fuente magnética para calcular los flujos de calor en el área de corteza oceánica del Golfo de México.

Para cumplir con el objetivo principal de este trabajo es necesario también cumplir con los siguientes objetivos:

- Caracterizar las rocas ígneas de la corteza oceánica del Golfo de México.
- Estimar la profundidad de la base de la fuente magnética.

1.2. Estructura del trabajo

Para cumplir con los objetivos planteados, el presente trabajo se estructuró en siete capítulos de la siguiente manera:

Capítulo 1. Introducción. En este capítulo se plantean los antecedentes y objetivos de la investigación, así como una síntesis de los métodos de inversión de datos magnéticos usados para determinar la profundidad de la base de la fuente magnética.

Capítulo 2. Temperatura de Curie. En este capítulo se define la temperatura de Curie así como los valores de temperatura determinados en los minerales magnéticos y rocas

ígneas. También se hace referencia a los métodos geofísicos usados para estimar la profundidad de la base de la fuente magnética y su interpretación como límite termal en subsuelo.

Capítulo 3. Geología regional del Golfo de México. En este capítulo se define el área de influencia de la corteza continental a partir de evidencias directas e indirectas. También se define la distribución de la corteza oceánica a partir de evidencias indirectas y se estiman las velocidades de expansión de la corteza oceánica del Golfo de México.

Capítulo 4. Datos y metodología. En este capítulo se muestran los datos magnéticos del Golfo de México y la metodología usada para estimar la profundidad de la base de la fuente magnética en la corteza oceánica.

Capítulo 5. Resultados. Estimación de la profundidad de la base de la fuente magnética en el Golfo de México. En este capítulo se muestran y describen los resultados de las profundidades obtenidas e interpoladas.

Capítulo 6. Discusión. Interpretación de la profundidad de la base de la fuente magnética del Golfo de México. En este capítulo se interpreta la profundidad de la base de la fuente magnética como límite litológico y como límite termal. Como límite termal se hace el cálculo de los flujos de calor usando el rango de la isoterma de Curie de los gabros. Con el análisis de los resultados de flujo de calor se define el valor de la isoterma de Curie para la profundidad de la base de la fuente magnética en la corteza oceánica del Golfo de México.

Capítulo 7. Conclusiones. En este capítulo se presentan las conclusiones de las actividades desarrolladas para cumplir con los objetivos planteados en este trabajo.

1.3. Generalidades del método usado y uso de los métodos 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, la cual puede ser interpretada 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 introducido por Bhattacharyya (1964) y descrito en Leu (1975) y Bhattacharyya y Leu (1977). Este método se usa para determinar la profundidad del centroide del cuerpo causativo de las anomalías magnéticas. El método usado permite estimar 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 de los datos magnéticos han sido usados para determinar la estructura tectónica y 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, 1994; 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-Cardaña 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;

Subbrahmanyam *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; Itroncasso *et al.*, 2008; Bouligand *et al.*, 2009; Ebbing *et al.*, 2009; Li *et al.*, 2009; Maden, 2009; Nwankwo *et al.*, 2009; 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; Garcia y Orihuela, 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, en áreas de Turquía y Grecia se han aplicado distintas metodologías de inversión de los datos magnéticos para comparar los resultados obtenidos entre sí, así como para validar las metodologías.

CAPÍTULO 2

2. Temperatura de Curie

Las variaciones de temperatura en subsuelo es un parámetro importante en los modelos de la estructura interna de la Tierra, así como para la interpretación de su estructura termal. Sin embargo, su conocimiento se limita a mediciones de temperatura hechas en la parte superior de la cubierta sedimentaria de la corteza oceánica o continental, menores a 5 km de profundidad. Es por ello que se han desarrollado métodos indirectos para ampliar el conocimiento termal a mayor profundidad. Los métodos indirectos permiten conceptualizar cualitativa y cuantitativamente las variaciones del modelo de la estructura termal de la litosfera oceánica y continental a partir de la inversión de los datos geofísicos.

Cualitativamente se puede interpretar las variaciones de la estructura termal del manto superior litosférico a partir de una relación empírica de la temperatura con las velocidades sísmicas. Usando la relación temperatura/velocidades sísmicas, con los modelos de tomografía sísmica es posible interpretar cualitativamente las variaciones del modelo termal a distintas profundidades dentro del manto superior litosférico, mientras que con la información de sísmica de refracción pueden interpretarse variaciones de temperatura en la cima del manto superior litosférico.

Cuantitativamente la estructura termal puede ser definida a partir de métodos de inversión de los datos magnéticos. Estos métodos permiten obtener la profundidad de la base y cima de la fuente magnética, que a su vez puede interpretarse como la profundidad de la temperatura a la cual los minerales pierden sus propiedades magnéticas (profundidad del punto de Curie). Así la profundidad de la base de la fuente magnética se interpreta o asocia a un valor de temperatura, con el cual se determina un gradiente geotérmico. Con el gradiente geotérmico calculado y las propiedades físicas-termales de las unidades litológicas de la corteza (conductividad térmica) es posible calcular el flujo de calor.

Esta cuantificación de la estructura termal de la corteza y manto superior litosférico requiere del conocimiento de las propiedades físicas de las rocas que los constituyen, para poder así definir las suposiciones de los datos implicados (isotermas) y hacer una evaluación cuantitativa de los resultados obtenidos con los datos medidos.

2.1. Definición de la temperatura de Curie

Pierre Curie observó que en todos los ferromagnetos un incremento de su temperatura provoca una reducción de la magnetización, hasta llegar a un punto crítico de temperatura donde la magnetización espontánea se desvanece y los minerales magnéticos llegan a ser paramagnéticos. Este punto crítico de temperatura se le conoce como temperatura de Curie (Blakely, 1988; Tsokas *et al.*, 1998; Aydin y Oksum, 2010).

Cuando un ferromagneto es sometido a temperaturas superiores a su temperatura de Curie la pérdida de sus propiedades magnéticas se debe a que la energía termal es suficiente para vencer las fuerzas de alineamiento interno del material y recupera sus propiedades magnéticas una vez que alcanza su temperatura de Curie durante su enfriamiento.

En un concentrado de minerales magnéticos la temperatura de Curie se puede determinar a partir de experimentos termomagnéticos de la fuerza del campo (J_s) al que fue expuesta la muestra analizada. Las variaciones de la magnetización conforme se incrementa la temperatura y las mediciones del mayor descenso de la fuerza del campo (J_s) determinan su temperatura de Curie (Butler, 1998). El valor final es determinado a partir del principal decremento en magnetización observado en las curvas termomagnéticas del método gráfico de Gromme con una incertidumbre de $\pm 10^\circ\text{C}$ (Fig. 2.1) (Kent *et al.*, 1978; Zhao *et al.*, 2006; Herrero-Berbera *et al.*, 2011). En algunos casos las curvas termomagnéticas presentan una caída secundaria de la magnetización indicando la presencia de dos minerales magnéticos o bien la alteración de las propiedades magnéticas de los minerales

durante las mediciones termoremanentes de laboratorio (Krása y Matzka, 2007, en Herrero-Berbera et al., 2011).

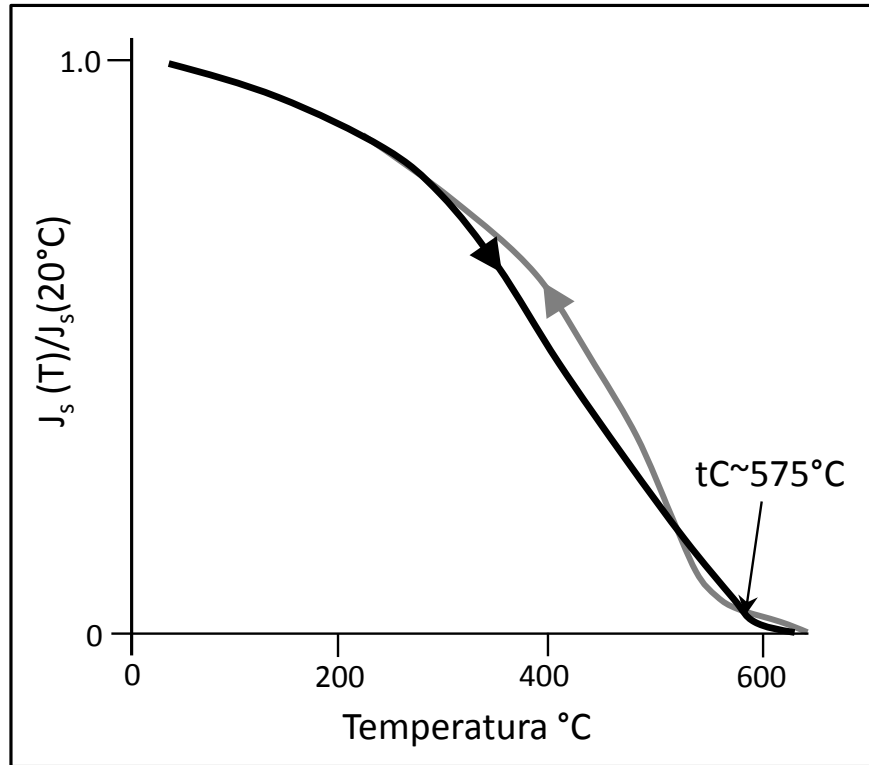


Fig. 2.1. Método gráfico de Gromme usado para definir la temperatura de Curie de un concretado de minerales magnéticos, tC es la temperatura de Curie (modificada de Butler, 1998). Las líneas indican las variaciones magnéticas durante el calentamiento (negro) y enfriamiento (gris) del agregado mineral.

Las variaciones de la temperatura de Curie obtenidas para distintas rocas es relacionada a la composición mineralógica y comportamiento magnético del concentrado de minerales ferromagnéticos que contienen (Okubo et al., 1985; Blakely, 1988; Tanaka et al., 1999; Zhao et al., 2006; Bouligand et al., 2009; Ebbing et al., 2009; Rajaram et al., 2009; Aydin y Oksum, 2010).

2.2. Temperatura de Curie de los minerales magnéticos

Una roca definida como un agregado heterogéneo de minerales, es constituida mineralógicamente por una mayor proporción de matriz de silicatos o carbonatos (minerales diamagnéticos), menor proporción de minerales secundarios (minerales paramagnéticos) y el concentrado de minerales ferromagnéticos forma una pequeña parte de su matriz (Lowrie, 2007). Este concentrado de minerales ferromagnéticos es constituido principalmente por óxidos de hierro-titanio y en menor proporción sulfuros de hierro.

2.2.1. Óxidos de hierro-titanio (Fe-Ti)

Los óxidos de hierro-titanio son minerales comúnmente explicados por medio del diagrama ternario de óxidos de minerales magnéticos, donde los vértices están representados por el rutilo (TiO_2), wüstita (FeO) y hematita (Fe_2O_3). La estructura mineral se considera como un cerrado paquete de vértices de iones de oxígeno, en los cuales algunos espacios intersticiales son ocupados por llegadas regulares de iones ferrosos (Fe^{2+}), iones férricos (Fe^{3+}) e iones de titanio (Ti^{4+}). En términos generales el diagrama ternario indica de izquierda a derecha el incremento en la relación de hierro férrico (Fe^{3+}) a ferroso (Fe^{2+}), mientras que de abajo hacia arriba indica el incremento del contenido de Ti (Ti^{4+} : Fe total) (Fig. 2.2). La proporción relativa de los tres iones ferrosos (Fe^{2+}), férricos (Fe^{3+}) y de titanio (Ti^{4+}) es el factor determinante de las propiedades ferromagnéticas de los minerales (Lowrie, 2007). Así, cada uno de los componentes del diagrama tiene propiedades termomagnéticas propias.

- Magnetita (Fe_3O_4). Es el primer miembro de la serie de la espinela. Se encuentra como concentrado mineral en rocas ígneas en las que se le asocia al producto inicial del enfriamiento del magma, mientras que en rocas metamórficas se le asocia a procesos de alteración (pegmatitas de granito, meteoritos y venas de sulfuros a altas temperaturas). Puede contener magnesioferrita (MgFe_2O_4), franklinita (ZnFe_2O_4), jacobsita (MnFe_2O_4) y trevorita (NiFe_2O_4), aunque estos últimos son débiles

magnéticamente. Su temperatura de Curie es de 580°C (Fig. 2.3), que es la temperatura de Curie tomada como referencia para los minerales ferromagnéticos.

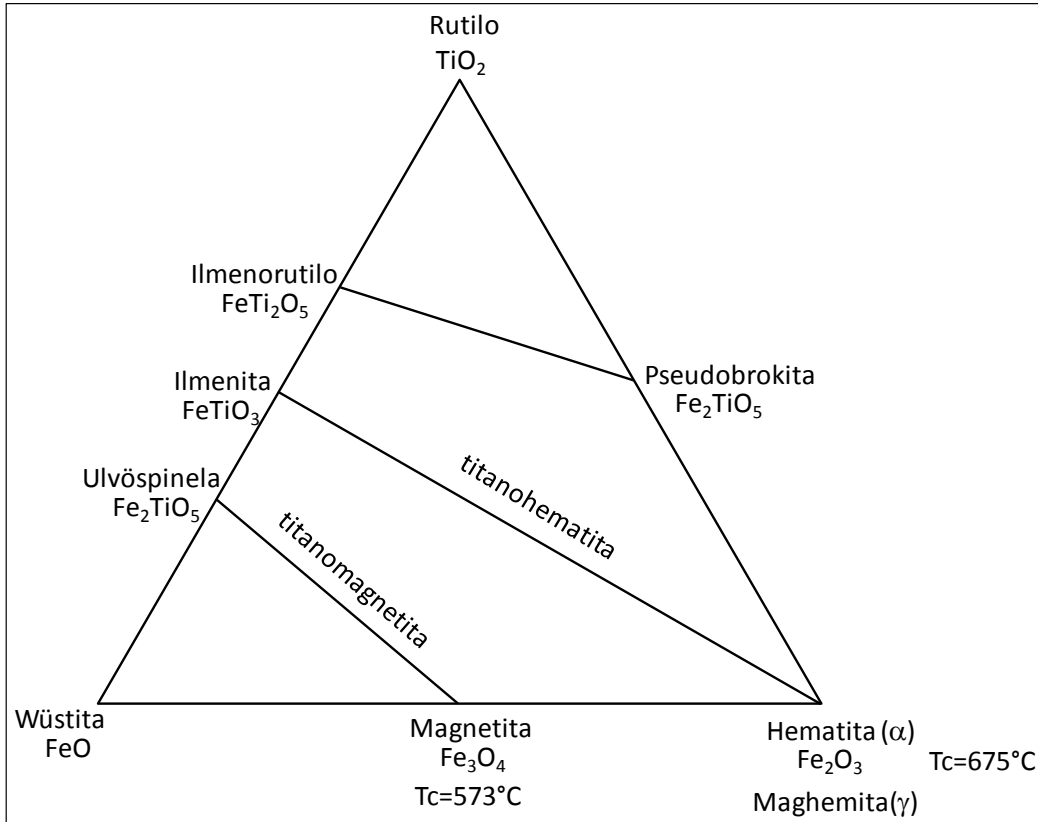


Fig. 2.2. Diagrama ternario de minerales de óxidos de Hierro-Titanio (modificado de Lowrie, 2007).

- Hematita ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$). Ocurre generalmente como mineral secundario, formado por oxidación de un mineral precursor (magnetita) o por la precipitación de fluidos que pasan a través de las rocas. Se encuentra en capas rojas y presenta débil magnetización, por lo que no influye en las anomalías magnéticas de larga longitud de onda (Anand *et al.*, 2010). Su temperatura de Curie varía entre 675 y 680°C (Fig. 2.3).
- Maghemita ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$). Tiene una composición cercana al óxido férrico, exhibe un fuerte magnetismo y remanencia magnética. Se forma por la oxidación de la magnetita a baja temperatura, sin embargo, es termodinámicamente metaestable y

se convierte a hematita cuando es calentada de 250 a $\geq 750^{\circ}\text{C}$ (Eppelbaum y Pilchin, 2006). Su temperatura de Curie varía entre $575\text{-}675^{\circ}\text{C}$ (Fig. 2.3).

- Ilmenita (FeTiO_3). Se comporta como antiferromagnético a bajas temperaturas y paramagnético a temperaturas de laboratorio. Su temperatura de Curie de -205°C .

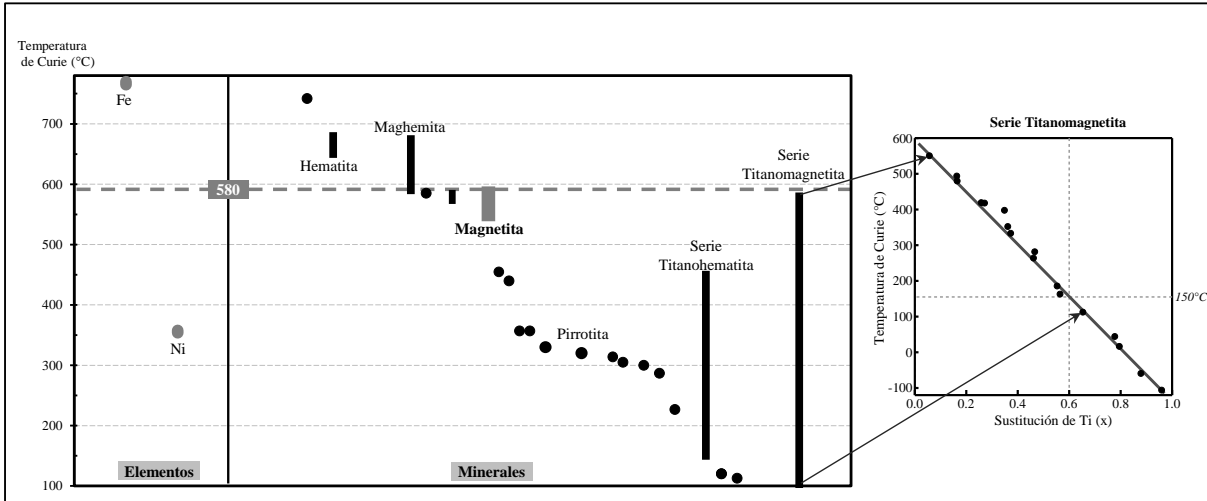


Fig. 2.3. Temperatura de Curie de elementos y minerales magnéticos (valores compilados de Byerly y Stolt, 1977; Kent et al., 1978; Blakely, 1988; Dunlop, 1995; Butler, 1998; McEnroe et al., 2004; Eppelbaum y Pilchin, 2006; Lowrie, 2007; Anand et al., 2010; Herrero-Berbera et al., 2011). En la gráfica no se incluyen el cobalto y la titanoilmenita con temperaturas de Curie de 1120°C y 20°C , respectivamente.

Además de los minerales anteriores, las series de titanomagnetita y titanohematita se han definido a partir de una correlación lineal entre la ulvospinela-magnetita y la ilmenita-maghemita/hematita, respectivamente (Fig. 2.2). En estas series las variaciones de la temperatura de Curie se atribuye al porcentaje de titanio presente en el agregado mineral (Butler, 1998).

- Serie Titanomagnetita ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$, para $0 \leq x \leq 1$, donde x es la proporción relativa de titanio). La titanomagnetita es opaca, su estructura es la de la espinela, mineralogía cúbica y composición entre magnetita pobre en Ti y titanomagnetita rica en Ti (Butler, 1998). Los análisis termomagnéticos indican que la titanomagnetita/titanomaghemita

de grano muy fino es el mineral responsable de las propiedades magnéticas de los basaltos oceánicos, con fracción molecular de $x \sim 0.6$ (Kent *et al.*, 1978; Herrero-Berbera *et al.*, 2011). Esta fracción significa que los cationes de Ti han sustituido a la magnetita, implicando considerables cambios en las propiedades magnéticas. Con el incremento de la cantidad de Ti decrece la temperatura de Curie y magnetización espontánea de las rocas (Byerly y Stolt, 1977; Blakely, 1988; Dunlop, 1995; Eppelbaum y Pilchin, 2006). La variación de la temperatura de Curie en la serie de titanomagnetita se obtiene a partir de la siguiente expresión:

$$T_c(^{\circ}C) = 578 - 580x - 150x^2 ; \quad x = \text{fracción molar de ulvoespinela } (xFe_2TiO_4)$$

Una temperatura de Curie entre 550-580°C para la serie de titanomagnetita corresponde a una magnetita con pobre contenido de Ti ($x \sim 0$), encontrada comúnmente en diques y gabros (Herrero-Berbera *et al.*, 2011). Una temperatura de Curie de 250°C corresponde a una magnetita rica en Ti, $x \sim 0.6$ (Fig. 2.3). Cualquier titanomagnetita con una fracción $x > 0.8$ será paramagnética a temperatura ambiente o sobre esta.

Shive *et al.* (1992, en Bouligand *et al.*, 2009) consideran que el contenido de Ti de los minerales magnéticos decrece en las capas de roca de la corteza expuestas conforme se enfriaron y levantaron. Por su parte Eppelbaum y Pilchin (2006) mencionan que las variaciones en las concentraciones de óxido de Ti pueden no representar los valores regionales, si no corresponder a variaciones locales.

El predominio de maghemita sobre hematita o viceversa influye sobre la temperatura de Curie de la serie de titanomagnetita (Haggerty, 1978). Un efecto similar sobre la temperatura de Curie debido a la sustitución de magnetita por Ti, se observa cuando se presenta la sustitución de cromo (Cr), aluminio (Al) y vanadio (V) en la magnetita. Contrario a lo anterior, la sustitución de níquel (Ni) provoca un incremento en la temperatura de Curie de las rocas (Butler, 1998).

Finalmente, la magnesioferrita ($MgFe_2O_4$) es un importante miembro final de la espinela y se comporta como ferromagnética a temperatura de laboratorio, con propiedades magnéticas que dependen de la distribución de cationes que reflejan su historia termal. Su temperatura de Curie es dada por:

$$T_c(^{\circ}C) = 417 - 490f ; f = \text{fracción de iones de } Mg^{2+} \text{ sobre sitios tetrahedrales}$$

- Serie Titanohematita. Las titanohematitas son generalmente minerales opacos, con estructura magnética más fácilmente descrita por un sistema hexagonal (Butler, 1998). Contienen entre 50 y 80% de ilmenita y son fuertemente magnéticas. El incremento de Ti reduce la temperatura de Curie, sin embargo, no es visto directamente debido a que la maghematita invierte a hematita bajo la temperatura de Curie ($\sim 300^{\circ}C$). Un porcentaje de fracción molar de $x > 0.8$ se comporta como material paramagnético y ferromagnético para $0 \leq x \leq 0.5$.

La hemoilmenita rica en Ti tiene fuerte magnetización pero baja temperatura de Curie $< 220^{\circ}C$ y puede contribuir significativamente a la magnetización de la corteza superior (Butler, 1998). Recientes trabajos (Butler, 1998; McEnroe *et al.*, 2004) proponen que exsoluciones de hematita e ilmenita con temperatura de Curie de $\sim 580-680^{\circ}C$ también pueden contribuir significativamente a la magnetización de la corteza inferior.

2.2.2. Sulfuros de hierro

Algunos sulfuros como la pirrotita, pirita y goetita influyen sobre las propiedades magnéticas de las rocas y se caracterizan por:

- Pirrotita ($y\text{FeS}(1-y)\text{Fe}_{1-x}\text{S}$). Es un mineral muy común que se puede formar durante la diagénesis en sedimentos o autigénicamente y se comporta como ferromagnético en ciertos rangos composicionales.
- Pirita (FeS_2). Es un mineral muy común en rocas sedimentarias, es paramagnético y no lleva una magnetización remanente. Puede actuar como fuente para la formación de goetita o magnetita secundaria.
- Goetita. Es un mineral común como mineral secundario en calizas y otras rocas sedimentarias.

2.3. Temperatura de Curie de las rocas ígneas e ígneas metamorfoseadas

El contenido relativo de los óxidos de Fe-Ti y sulfuros de Fe determina las propiedades ferromagnéticas de las rocas. Sin embargo, existen algunos procesos geológicos que crean, alteran y/o destruyen estos minerales. Por lo tanto, es importante la integración del magnetismo de las rocas y la petrología convencional, debido a que las propiedades magnéticas de las rocas ígneas y metamórficas no corresponden con una clasificación petrológica estándar de estas rocas (Clark, 1997, Purucker, 2006). La integración del magnetismo de las rocas con la petrología convencional, se le conoce como petrología magnética y con ella se observa que las rocas con mayor grado de magnetización no son las rocas básicas y por lo tanto que las rocas con menor grado de magnetización las rocas ácidas. Esto significa que el grado de magnetización de la corteza es definido por los minerales magnéticos de las series de la titanomagnetita, titanohematita (rombohedral) y sulfuros (pirrotita monoclinica).

Las rocas ígneas y metamórficas comúnmente exhiben distribución de susceptibilidad magnética bimodal, reflejando la presencia de una población de propiedades ferromagnéticas y paramagnéticas, donde el Fe de la población paramagnética es

incorporado a fases de silicatos, mientras que el Fe en poblaciones ferromagnéticas es típicamente magnetita (Clark, 1997; Purucker, 2006).

2.3.1. Rocas ígneas

Para las rocas félsicas de la corteza continental superior solo existen algunos valores de temperatura de Curie definidos a partir del concentrado de minerales magnéticos. Sin embargo, la composición mineralógica y propiedades magnéticas de estas rocas se ha usado para estimar una aproximación de su temperatura de Curie. Blakely (1988) considera que de acuerdo a las propiedades magnéticas de las rocas continentales originadas dentro de la corteza, se identifica una baja cantidad de titanio en la titanomagnetita, definiendo una temperatura de Curie entre 575 y 600°C (Fig. 2.4). Un rango de temperatura de Curie entre 400 y 550°C para los plutones félsicos se relaciona a una variación mineralógica composicional (Ebbing *et al.*, 2009).

Los valores de temperatura de Curie de las rocas máficas-ultramáficas de la corteza oceánica han sido obtenidos en distintas áreas muestreadas por el *Deep Sea Drilling Project* (DSDP), *Ocean Drilling Program* (ODP) e *Integrated Ocean Drilling Program* (IODP). En el sitio 1256D perforado en la corteza oceánica de la Placa de Cocos (Océano Pacífico) se cuenta con un registro continuo de las variaciones de temperatura de Curie y composición mineralógica de las capas de basaltos, diques y la zona de transición de diques-gabros. Las rocas ultramáficas que conforman las capas inferiores de la corteza oceánica han sido medidas en otros puntos en donde las capas superiores de la corteza son ausentes.

a) Basaltos

El amplio rango de valores de temperatura de Curie de las rocas basálticas se relaciona a su composición mineralógica y presencia de una o dos fases magnéticas, debidas a las

variaciones de temperatura durante el calentamiento o enfriamiento de la muestra en el laboratorio.

Las temperaturas de Curie calculadas para las rocas basálticas cortadas en *Ontong Java Plateau* (sitios 1185, 1187) y *Kerguelen* (sitios 1136, 1138, 1140) varían entre 260 y 280°C, típicas de titanomagnetita ricas en Ti (TM60) (Zhao *et al.*, 2006) y similares composicionalmente a las cortadas en la Placa de Cocos (sitio 1256D), donde las temperaturas obtenidas varían entre 200 y 350°C (Fig. 2.4).

En la capa basáltica del sitio 1256D se observa un incremento de la temperatura de Curie conforme incrementa la profundidad, atribuida a que el contenido de Ti de la fase de titanomagnetita continuamente decrece con la profundidad por la alta inversión de temperaturas (Krása *et al.*, 2011 en Herrero-Berbera *et al.*, 2011). Para las rocas basálticas cortadas en *Ontong Java Plateau* (sitio 1185), *Kerguelen* (sitios 1136, 1137, 1138, 1139) y *Broken Ridge* (sitios 1141, 1142) las temperaturas de Curie obtenidas varían entre 480 y 580°C, típicas de titanomagnetita pobre en titanio (Zhao *et al.*, 2006).

Además de los anteriores rangos de temperatura de Curie para las rocas basálticas, en los basaltos cortados en *Ontong Java Plateau* (sitio 1186) y *Kerguelen* (sitio 1139) también fueron registrados dos rangos de valores de temperatura de Curie, uno entre 330 y 380 °C registrado durante el calentamiento y el otro de 530 a 540°C registrado durante el enfriamiento (Fig. 2.4). Estos dos rangos de temperatura de Curie en la misma muestra indican la presencia de dos fases magnéticas, la primera corresponde a titanomaghemita derivada de titanomagnetita rica en Ti (TM60) y que la segunda fase con titanomagnetita pobre en Ti (Zhao *et al.*, 2006).

Los *sills* cortados en *Terranova* (sitio 1276) muestran una temperatura de Curie entre 515 y 580°C, compatible con magnetita pobre en Ti (Zhao *et al.*, 2006).

b) Diques

Las temperaturas de Curie en la zona de transición de la capa basáltica a la capa de diques del sitio 1256D varía entre 425 y 486°C. En la capa de diques las temperaturas presentan un fuerte incremento a 559°C, relacionado a un cambio composicional de las rocas, y se mantiene casi constante a lo largo de la capa (Herrero-Berbera *et al.*, 2011). En la parte inferior de la capa de diques en la zona de transición de diques granoblásticos a gabros las temperaturas de Curie varían entre 530 y 585°C (Fig. 2.4), indicando un bajo contenido de Ti en las rocas (Herrero-Berbera *et al.*, 2011).

c) Gabros

El rango de temperatura de Curie entre 550 y 590°C indica que la magnetita es el mineral magnético dominante de los gabros (Kent *et al.*, 1978; Rao y Krishna, 2002). A partir de muestras de xenolitos de Japón e islas Aleutian, se observó que con un contenido de titanomagnetita de 8.6% en anfibolitas y gabros de hornblenda y de 20.3% en gabros de piroxeno y metagabros, aunado a la presencia de aluminio (Al) y magnesio (Mg) en su composición, las temperaturas de Curie varían entre 400 y 500°C (Warner y Wasilewski, 1997).

Una menor temperatura de Curie en los gabros puede ser registrada si la roca presenta dos fases magnéticas, como las presentadas en los gabros alcalinos recuperados en el norte del océano Atlántico. En estas rocas compuestas de titanomagnetita, ilmenita y cromo-espinela se define una temperatura de Curie inicial de 270°C, con una curva termomagnética irreversible, un incremento sustancial en la magnetización, así como un incremento del punto de Curie a 520°C después del ciclo termal (Kent *et al.*, 1978). Este comportamiento puede ser debido a la presencia inicial de titanomagnetita o titanomaghemita que se separa una vez sucedido el calentamiento a fases ricas en Ti (hemoilmenita) y fases pobres en Ti.

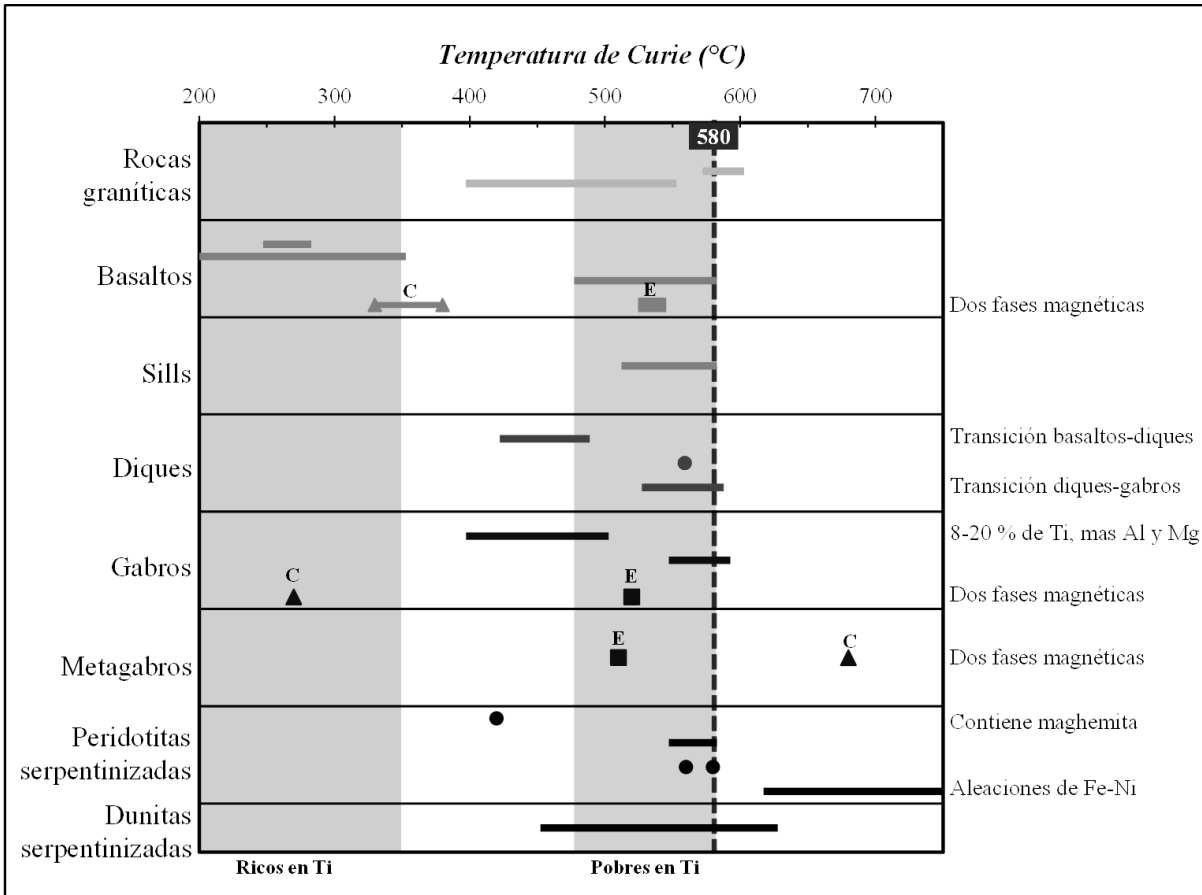


Fig. 2.4. Temperatura de Curie de las rocas ígneas de la corteza continental y oceánica (valores compilados de Haggerty, 1978; Kent et al., 1978; Blakely 1988; Lawrence et al., 1997; Warner y Wasilewski, 1997; Rao y Krishna, 2002; Sharma, 2005; Zhao et al., 2006; Bouligand, 2009; Ebbing et al., 2009; Dietze y Kontny, 2011; Herrero-Berbera et al., 2011; Morijiri et al., 2011). 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.

2.3.2. Rocas ígneas metamorfoseadas

El metamorfismo en las rocas ígneas produce cambios importantes en las propiedades magnéticas. Estos cambios dependen de la composición del protolito, la presión, temperatura y tiempo de duración del metamorfismo (Purucker, 2006). En el caso de protolitos ígneos máficos, los cambios más importantes de las propiedades magnéticas producidos por el metamorfismo de sepultamiento son (Clark, 1997; Purucker, 2006):

- Metamorfismo del grado de la zeolita-prenita-pumpelita: ocurre en ausencia de circulación de fluidos hidrotermales y no desmagnetiza la roca (magnetita primaria), mientras que en presencia de fluidos (alteración hidrotermal) la susceptibilidad tiende a decrecer.
- Metamorfismo del grado de esquistos verdes-anfibolitas de grano medio: tiende a desmagnetizar las rocas ígneas básicas, convirtiendo la magnetita a clorita, epidota y hematita. Estos minerales dan vía a la biotita y anfibolita en facies de anfibolita de metamorfismo regional. La anfibolita de biotita o clorita tiende a ser débilmente magnética, mientras que la anfibolita rica en horblenda puede tener mayor susceptibilidad magnética. En el norte del océano Atlántico se recuperaron muestras de gabros con metamorfismo de grado de esquistos verdes y una temperatura de Curie de 680°C durante su calentamiento y 510°C durante su enfriamiento. Estas dos fases magnéticas de los metagabros pueden ser asociadas a su contenido de ilmenita (Kent *et al.*, 1978). Después del enfriamiento de la muestra se observa un incremento sustancial en su magnetización.
- Metamorfismo del grado de la granulita: crea la magnetita secundaria y genera un incremento en la susceptibilidad magnética. La granulita de alta presión y eclogita son generalmente paramagnéticos. El hierro férrico (Fe^{3+}) originalmente presente en magnetita va ampliamente en magnetita metamórfica en las facies de granulita. El rompimiento de la magnetita en estas rocas de alta presión generalmente ocurre a 10-20 Kb.
- Metamorfismo del grado de eclogita: el hierro férrico (Fe^{3+}) originalmente presente en magnetita va ampliamente en silicatos paramagnéticos, tales como el granate y clinopiroxenos en las facies de eclogita.

Estudios de xenolitos en áreas de metamorfismo de alto grado y corteza inferior obducida sugieren que la principal fuente de magnetización en la corteza media e inferior es la titanomagnetita de bajo contenido de Ti, con temperaturas de Curie entre ~400-580°C (Shive *et al.*, 1992, *en Bouligand, 2009*).

En el caso de los gabros, los granos magnéticos finos dentro de silicatos pueden ser protegidos por sus silicatos huéspedes. Por lo tanto, el gabro es menos sensitivo que sus equivalentes extrusivos e hipabisales al metamorfismo de grado medio y bajo. Los ferrogabro y ferrodiorita, ambos de abundante magnetita primaria, permanecen fuertemente magnéticos a través del metamorfismo de grado medio a alto.

Los plutones félsicos son más resistentes a la destrucción metamórfica de la magnetita que las rocas máficas y rocas volcánicas félsicas, en las facies de esquistos verdes y anfibolita (Clark, 1997).

Además del metamorfismo, la serpentinización es un proceso importante en la alteración de las rocas ígneas que generalmente ocurre al tiempo de formación de las rocas máficas-ultramáficas y que afecta o favorece magnéticamente a las rocas de la siguiente manera (Clark, 1997; Purucker, 2006):

- Formando abundante magnetita con bajos valores de cuarzo en rocas ultramáficas ricas en olivino (Saad, 1969, *en Purucker, 2006*; Clark, 1997).
- A bajos grados de serpentinización inicial del olivino se produce lizardita-Fe más brucita.
- Con mayor serpentinización, el máximo contenido de fierro de lizardita es extendido y se produce la magnetita.
- Con altos grados de serpentinización se producen la magnetita y antigorita.

Los cambios en el contenido ferromagnético producidos por la serpentización son reflejados en la variación de la susceptibilidad magnética y densidad de las rocas alteradas. La variación de estas propiedades en las rocas define una relación inversa entre ellas, donde la densidad decrece con una serpentización progresiva mientras se incrementa susceptibilidad magnética (Clark, 1997). Este proceso de alteración de las rocas máficas-ultramáficas ha sido ampliamente estudiado en las rocas peridotíticas de la corteza oceánica, observando que la serpentización ocurre cuando las peridotitas reaccionan con el agua, ya sea a través de fallas y fracturas o por la exhumación del manto. La serpentización a través de fallas y fracturas puede propagarse paralela al margen continental entre 2 y 3 km a una profundidad considerable, mientras que por exhumación del manto la serpentización alcanza varias decenas de metros en la parte superior del manto (Tucholke y Sibuet, 2007).

El volumen de magnetita producida por serpentización de las peridotitas dependerá del volumen de agua reactante (Morijiri *et al.*, 2011) y las propiedades magnéticas de las peridotitas serpentizadas dependerán de los procesos ocurridos antes y durante la alteración de las rocas (Tucholke y Sibuet, 2007). Las peridotitas débilmente serpentizadas (~10%) son débilmente magnéticas, peridotitas parcialmente serpentizadas (~75%) son moderadamente ferromagnéticas y peridotitas completamente serpentizadas son sustancialmente más magnéticas (Clark, 1997).

Las temperaturas de Curie de las peridotitas serpentizadas recuperadas en la Isla Tokunoshima (Japón), en la cordillera Meso-Atlántica y al Este de Finlandia varían entre 560 y 580°C, predominando este último valor (Lawrence *et al.*, 1997; Dietze y Kontny, 2011; Morijiri *et al.*, 2011). Este rango de temperaturas es similar al que presentan las peridotitas serpentizadas de color gris-verde recuperadas en los márgenes del océano Atlántico (550-580°C), sin embargo, las peridotitas de color amarillo-café recuperadas sobre la misma área presentan temperaturas de 420°C (Zhao *et al.*, 2006).

Un rango de temperatura de Curie entre 620 y 1100°C para las peridotitas serpentinizadas es explicado por el contenido de aleaciones de hierro-níquel (Haggerty, 1978; Sharma, 2005).

Como respuesta a las variaciones de las propiedades magnéticas de las rocas y minerales debido a procesos de generación o alteración que en ellas ocurre, se tiene una variación de las temperaturas de Curie en rocas de la misma familia petrogenética o incluso en rocas de la misma composición original, como en la hematita y la maghemita con la misma composición pero distinta estructura (Tabla 2.1).

El metamorfismo sobre las serpentinitas provoca una desmagnetización de la roca llegando a ser paramagnética con metamorfismo del grado de granulita (Shive *et al.*, 1988, *en Clark, 1997*)

Finalmente, en áreas exploratorias donde no se cuenta con mediciones de temperatura de Curie de las rocas ígneas, el valor de la isoterma puede ser asignado una vez que se definen las propiedades físicas de las rocas que constituyen la corteza y manto superior. Su definición litológica puede hacerse a partir de la correlación de las propiedades sísmicas de la corteza y manto superior con las mediciones sísmicas hechas en laboratorio sobre las rocas que constituyen estas capas de la estructura interna de la Tierra.

Tabla 2.1. Temperatura de Curie de minerales ferromagnéticos.

Mineral / Elemento	Fórmula química	Temperatura de Curie (°C)
Cobalto	Co	1114-1120
Fierro	Fe	765-770
Titanohematita	$Fe_{2-x}Ti_xO_3$ antiferromagnético $0 \leq x \leq 0.5$, ferromagnético $0.5 \leq x \leq 0.8$ y paramagnético $0.8 \leq x \leq 1$	$\sim 680-885x$
Awaruita	Ni_3Fe	620
Kenomagnetita (catión-deficiente magnetita)	$Fe_{3-y}O_4$ ($0 < y < 1.3$)	$\sim 600 \dots 630$
Hematita	αFe_2O_3	675-680
Trevorita	$NiFe_2O_4$	595
*Magnetita	Fe_3O_4	578
Titanomagnetita	$Fe_{3-x}Ti_xO_4$	$\sim 578-580x-150x^2$
Maghemita	γFe_2O_3	645 - 675
Titanomaghemita	$Fe_{(3-x)R}Ti_{xR}O_4$ ($0.89 < R < 1$)	150...450 (rango común)
Magnesioferrita	$MgFe_2O_4$	≤ 420 (función de catión dist.)
Níquel	Ni	353-357
*Pirrotita monoclinica	Fe_7S_8	320
Smytita	Fe_9S_{11}	> 300 ($\sim 400?$)
Jacobsita	$MnFe_2O_4$	300
*Pirrotita Hexagonal	$Fe_9S_{10} \dots Fe_{11}S_{12}$	270...210
Ferricromita/Cr-magnetita	$Fe_{3-x}Cr_xO_4$ $0 \leq x \leq 1.2$ ej. Fe_2CrO_4	200
Ulvoespinela	Fe_2TiO_4	-153
Coulsonita	FeV_2O_4	-164
Cromita	$FeCr_2O_4$	-185
*Ilmenita	$FeTiO_3$	-205
Picrocromita	$MgCr_2O_4$	-258
Hercinita	$FeAl_2O_4$	-265
Greigita	Fe_3S_4	~ 350
Ulvoespinela Magnésica	Mg_2TiO_4	Diamagnética
Espinela	$MgAl_2O_4$	Diamagnética
Gadolinio	Gg	18.85
Terbio	Te	-51.5
Disproso	Dy	-186
Holmio	Ho	-253
Erbio	E	-241.1
<i>*principales contribuyentes al magnetismo de las rocas, x = porción relativa de titanio</i>		

2.4. Métodos de inversión de datos magnéticos usados para estimar la profundidad de la base de la fuente magnética.

En subsuelo la temperatura de Curie representa una isoterma dependiente de la mineralogía magnética de las rocas que constituyen la corteza y/o manto superior, que en términos generales se interpreta como un límite termal relacionado a la profundidad de la base de la fuente magnética o bien a una transición de la mineralogía magnética (Byerly y Stolt, 1977; Aydin *et al.*, 2005; Introcaso *et al.*, 2008; Rajaram *et al.*, 2009; Anand *et al.*, 2010; Maden, 2010).

Debido a que las propiedades magnéticas de las rocas varían lateralmente, las temperaturas de la isoterma de Curie pueden también presentar esta variación lateral (Tsokas *et al.*, 1998; Salk *et al.*, 2005). El valor de la isoterma de la temperatura de Curie puede ser distinto para las rocas metamorfoseadas caracterizadas por isotermas inferiores a 580°C. Independientemente del valor de temperatura, la isoterma de Curie representa el mismo efecto físico que es el desvanecimiento de las propiedades magnéticas (Okubo *et al.*, 1985; Anand *et al.*, 2010; Tanaka *et al.*, 1999; Beardsmore y Cull, 2001; Eppelbaum y Pilchin, 2006; Purucker, 2006; Trifonova *et al.*, 2006; Bouligand *et al.*, 2009; Rajaram *et al.*, 2009; Aydin y Oksum, 2010).

En áreas afectadas tectónica y termalmente la isoterma de Curie puede no corresponder con la base de la fuente magnética, debido a que los altos flujos de calor o gradientes geotérmicos influyen en la pérdida de las propiedades magnéticas dentro de la capa considerada como la principal fuente magnética (Salem *et al.*, 2000; El-Qady *et al.*, 2005; Cocchi *et al.*, 2008; Anand *et al.*, 2010).

Para estimar la profundidad de la temperatura de Curie o base de la fuente magnética se han desarrollado métodos directos y métodos inversos para los datos magnéticos. Sin embargo, Blakeley (1995, *en Tsokas et al.*, 1998) considera que en términos geofísicos el

cálculo de la profundidad a la base de la fuente magnética comprende uno de los problemas más difíciles en la inversión de datos potenciales.

En los métodos directos los rasgos más sobresalientes de los cuerpos magnéticos son seleccionados *a priori* en base al conocimiento geofísico-geológico y con la simplificación de cuerpos complejos como prismas rectangulares, dipolos magnéticos, lámina poligonal o polihedros. El cálculo puede ser hecho en el dominio del espacio o en el dominio de números de ondas y los parámetros del modelo pueden ser ajustados a las observaciones hasta una mayor congruencia en el ajuste y las observaciones (Purucker, 2006, Anand *et al.*, 2010).

Los métodos inversos permiten la determinación de uno o varios atributos de la fuente magnética, usualmente a través de mínimos cuadrados o transformada de Fourier. Las interpretaciones cuantitativas sugieren el uso de aproximaciones inversas para estimar la profundidad del cuerpo causativo, dimensión y contraste de magnetización, siendo la profundidad de la fuente magnética la más importante de estas propiedades. La determinación de la profundidad de la fuente magnética por transformación espacial de datos en el dominio de frecuencia se basa tanto en la forma de las anomalías individuales como en las propiedades estadísticas de ensambles de anomalías e implementando en el dominio del espectro (Purucker, 2006; Eletta y Udensi, 2012).

Los diversos métodos usados en la estimación de la base de la fuente magnética se basan en los métodos espectrales y métodos analíticos (centroide), con la variante principal del modelo de magnetización de la fuente o corteza magnética (Ravat *et al.*, 2007; Rajaram *et al.*, 2009; Eletta y Udensi, 2012; Ravat *et al.*, 2011).

Los métodos espectrales (pendientes relacionadas a la profundidad) se basan en el método desarrollado por Spector y Grant (1970) usando las propiedades del dominio de Fourier del campo magnético para estimar la profundidad de la fuente magnética

principal. La profundidad de la fuente magnética se hace a partir de la pendiente de logaritmos del espectro de potencia promediado azimutalmente de anomalías magnéticas de un ensamble de simples fuentes que son relacionadas a la profundidad de la cima del ensamble y tienen picos relacionados al espesor de las capas. Este método usa un modelo de magnetización de la corteza como función aleatoria de la posición caracterizada por una potencia de densidad del espectro plana (Connard *et al.*, 1983; Blakely, 1988; Tanaka *et al.*, 1999).

El método de Spector y Grant (1970) es la base de los métodos más usados para la estimación de la cima y base de la fuente magnética, los cuales consideran que la profundidad, ancho y espesor de la fuente magnética puede afectar la forma de la energía del espectro.

Una de las principales limitantes del método podría ser la resolución en el tamaño de las ventanas de análisis para determinar las profundidades de las fuentes magnéticas a más de 20 km de profundidad (Ebbing *et al.*, 2007 y Ebbing *et al.*, 2009). Otra limitante del método es el modelo de magnetización, principalmente en el dominio oceánico donde se observan las anomalías magnéticas alineadas (Fedi *et al.*, 1997 en Ebbing *et al.*, 2009).

Para el uso de las técnicas espectrales se debe considerar usar ventanas de análisis con suficiente ancho para asegurar que la respuesta de las fuentes magnéticas profundas quede dentro de las áreas, evitar filtrado para remover los campos regionales y evitar determinar las pendientes del exponencial (Ravat *et al.*, 2007; Rajaram *et al.*, 2009).

Los métodos analíticos o centroide (centroides de fuentes idealizadas) se basan en el método exponencial introducido por Bhattacharyya (1964) y descrito en Leu (1975) y Bhattacharyya y Leu (1977) usado para determinar la profundidad del centroide del cuerpo causativo de las anomalías magnéticas aisladas. Este método asume una magnetización uniforme en la forma de una fuente paralelepípeda. La mayor parte de los

métodos del centroide usados actualmente para estimar de la base de la fuente magnética parten de los ajustes hechos por Okubo *et al.* (1985) y Tanaka *et al.* (1999) al método de Bhattacharyya y Leu (1977), quienes consideran el filtrado de altos o bajos números de onda en la estimación de las profundidades de la cima y base de la fuente magnética.

En este trabajo se usó un método exponencial desarrollado a partir del método introducido por Bhattacharyya (1964). 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).

Algunos autores (Maus *et al.*, 1997; Bouligand *et al.*, 2009; Rajaram *et al.*, 2009; Bansal *et al.*, 2010) sugieren que los modelos de magnetización usados para estimar la profundidad de la cima y base de la fuente magnética deben considerar un modelo de magnetización fractal aleatoria de la fuente magnética, el cual es más apegado a las condiciones geológicas.

Los diversos métodos de inversión de los datos magnéticos, tanto espectrales como del centroide, 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, 1994; 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-Cardaña 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, Mar Negro, 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; Subbrahmanyam *et al.*, 2004; Dolmaz *et al.*, 2005; El-Qady *et al.*, 2005; Salk *et al.*, 2005; Stampolidis *et al.*, 2005; Trifonovaa *et al.*, 2006; Ebbing *et al.*, 2007; Ravat *et al.*, 2007; Itroncaso *et al.*, 2008; Bouligand *et al.*, 2009; Ebbing *et al.*, 2009; Li *et al.*, 2009; Maden, 2009; Nwankwo *et al.*, 2009; 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; Garcia y Orihuela, 2013; Hussein, 2013; Saleh *et al.*, 2013, Starostenko *et al.*, 2014).

2.4.1. Dimensiones de las ventanas de análisis de los datos magnéticos

Okubo *et al.* (1985) consideran que para profundidades de 5 km se requiere de ventanas de análisis de 60x60 km, mientras que para las mismas profundidades De Ritis *et al.* (2013) sugieren ventanas de 20x20 km. Maus *et al.* (1997) recomiendan que para profundidades de la base de la fuente magnética entre 10 y 50 km se requieren ventanas de análisis de 50x50 km y 160x160 km, respectivamente. Sin embargo, Li *et al.* (2009) mencionan que con ventanas de análisis muy pequeñas se pueden obtener valores erróneos de la profundidad de la base de la fuente magnética.

Varios autores (Okubo *et al.*, 1985; Tanaka *et al.*, 1999; Dolmaz *et al.*, 2005; Ebbing *et al.*, 2007; Ravat *et al.*, 2007; Hisarli *et al.*, 2012) consideran que la profundidad de la base de la fuente magnética es un factor determinante en la definición de las dimensiones de las ventanas de análisis de los datos magnéticos y sugieren que para estimaciones razonables de la profundidad de la base de la fuente magnética las dimensiones de las ventanas de análisis deben mantener en promedio una relación entre 10:1 y 13:1, es decir que las ventanas de análisis deben ser de diez a trece veces mayores a la magnitud de la profundidad. Sin embargo, con el uso de ventanas de tamaños mayores a 200x200 km se está en posibilidades de perder resolución de los resultados obtenidos o bien incluir

diferentes provincias geológicas en una misma ventana de análisis y por lo tanto obtener resultados erróneos (Ravat *et al.*, 2007; Li *et al.*, 2009).

De acuerdo a los resultados obtenidos en la mayor parte de los trabajos de profundidad del punto de Curie, la relación de las dimensiones de las ventanas de análisis con la profundidad del punto de Curie tiende a ser mayor cuando las profundidades del punto de Curie son someras y menor cuando las profundidades del punto de Curie son profundas (Fig. 2.5, Tabla 2.2, Anexo 2.1). Esto significa que a profundidades del punto de Curie de 10 km las dimensiones de la ventana de análisis varían entre siete y veintiún veces la magnitud de esta profundidad (de 7:1 a 21:1), mientras que para profundidades del punto de Curie de 35 km las dimensiones de la ventana de análisis varían entre cuatro y seis veces la magnitud de esta profundidad (de 4:1 a 6:1) (Fig. 2.5).

A partir de este análisis de las profundidades del punto de Curie y dimensiones de las ventanas de análisis se observa que en la mayor parte de los trabajos de profundidad del punto de Curie la solución ha sido posible con ventanas de análisis menores a 210x210 km.

En profundidades menores a 5 km, que corresponden a áreas geotérmicas y volcánicas, las ventanas de análisis con una relación mayor a 20:1 han sido usadas en trabajos regionales, mientras que las ventanas de análisis con una relación menor a 10:1 han sido usadas en trabajos detallados para determinar la estructura termal de las áreas volcánicas y geotérmicas.

Li *et al.* (2009) sugieren que para tener mayor certidumbre en los resultados sobre las áreas volcánicas, áreas geotérmicas y áreas tectónicamente activas las ventanas de análisis deben ser de pequeñas dimensiones, en tanto que en áreas de alta estabilidad tectónica las ventanas deben de mayores dimensiones, sin perder de vista la resolución de los resultados.

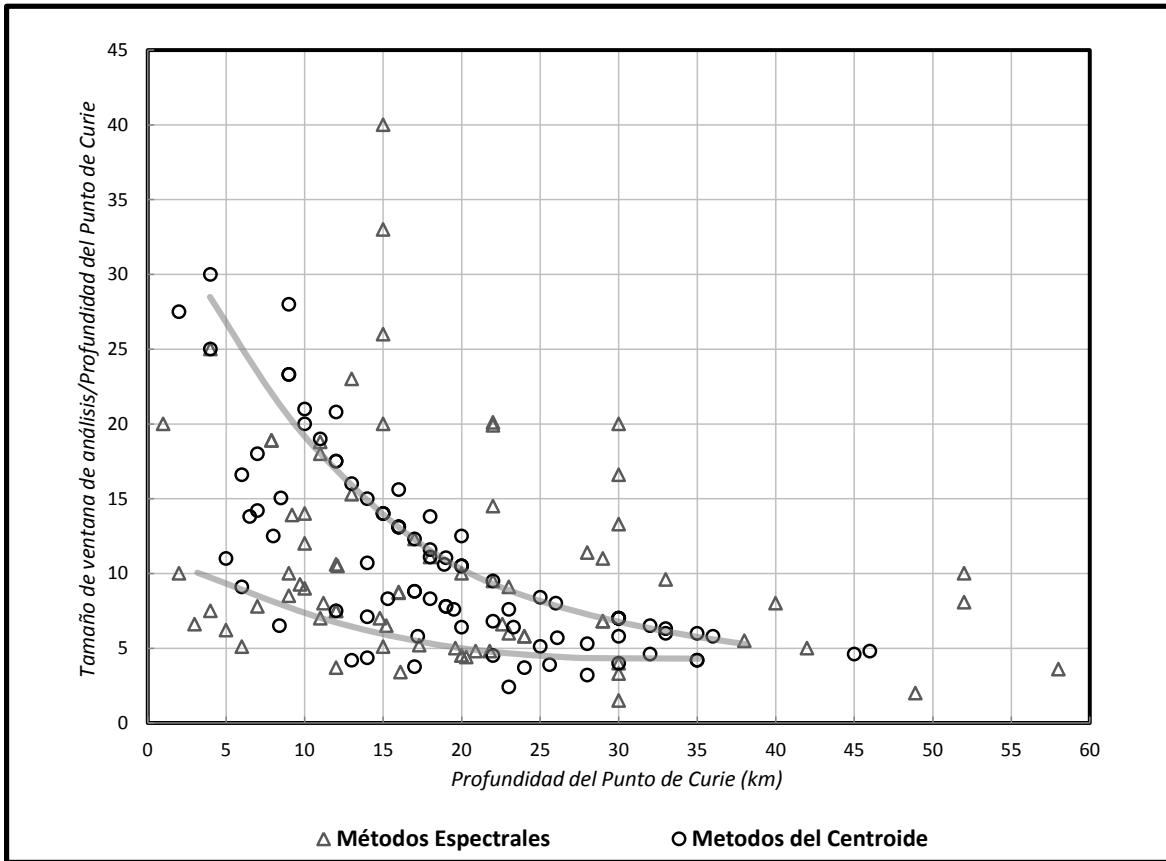


Fig. 2.5. Relación de las dimensiones de la ventana de análisis (DVA)/profundidad del punto de Curie (PPC) con respecto a la profundidad del punto de Curie (PPC). Los datos corresponden a la compilación hecha en el Anexo 2.1.

Tabla 2.2. Profundidad del punto de Curie (PPC), relación dimensiones de la ventana de análisis/profundidad del punto de Curie (DVA/PPC) y dimensiones de la ventana de análisis (DVA).

PPC (km)	DVA/PPC		DVA (km)	
	mínima	máxima	mínima	máxima
10	7:1	21:1	70x70	210x210
15	5:1	15:1	75x75	225x225
20	4:1	10:1	80x80	200x200
25	4:1	8:1	100x100	200x200
30	4:1	7:1	120x120	210x210
35	4:1	6:1	140x140	210x210
45	5:1		225x225	

2.5. Profundidad de la base de la fuente magnética asociada a un límite termal en subsuelo

Los resultados obtenidos a partir de las metodologías de inversión de los datos magnéticos muestran que las profundidades de la base de la fuente magnética o profundidad del punto de Curie más someras corresponden con áreas de geotérmicas, áreas volcánicas activas y áreas de *rift* continental (Mar Rojo). En las áreas geotérmicas el rango promedio de las profundidades del punto de Curie es 5-8 km (*Yellowstone*, EUA; Grecia; *Wikki Warm Spring*, Nigeria), aunque pueden alcanzar profundidades hasta 17 km (Cerro Prieto, México) (Anexo 2.1). En áreas volcánicas el rango promedio para la profundidad del punto de Curie es 9-19 km, sin embargo, se han estimado profundidades tan someras como 1 km (Volcán Helénico, Grecia; Isla Lipari, Isla Salina e isla Vulcano en el Mar Tirreno) (Anexo 2.1).

En áreas de dominio oceánico el rango promedio de las profundidades del punto de Curie varía entre 13 y 23 km, aunque puede alcanzar los 30 km. En estas áreas las profundidades entre 8 y 10 km se reportan cercanas al límite corteza oceánica-corteza continental transicional sobre el margen continental de Noruega, India y Mar Rojo (Subbrahmanyam *et al.*, 2004; Ebbing *et al.*, 2007; Ebbing *et al.*, 2009).

En áreas continentales el rango promedio para la profundidad del punto de Curie es entre 18 y 30 km. Sin embargo, en algunas áreas continentales las profundidades reportadas son hasta 9 km (Turquía, Canadá, Asia). En áreas cratónicas y orogénicas las profundidades pueden alcanzar los 58 km (Escudo Guayna, Venezuela) (Anexo 2.1).

Anand *et al.* (2010) mencionan que en la mayoría de las áreas continentales la profundidad del punto de Curie o base de la fuente magnética ha sido obtenida sobre el Moho sísmico y podría representar un límite termal (isoterma de Curie) más que un límite petrológico.

En regiones de Turquía y Grecia se han aplicado tanto metodologías de inversión de los datos magnéticos derivadas del método del centroide (Bhattacharyya, 1964) como metodologías derivadas del método espectral (Spector y Grant, 1970) para comparación entre los resultados obtenidos. En la mayor parte de las áreas, las profundidades obtenidas por métodos espectrales son ligeramente mayores a las profundidades obtenidas por métodos del centroide. Aunque en Grecia las profundidades obtenidas por ambos métodos son similares. En las áreas de Turquía se observa que las dimensiones de las ventanas de análisis son menores para el método del centroide (150x150 km) que para el método espectral (200x200 km). La diferencia en el tamaño de la ventana de análisis podría ser uno de los factores que en términos regionales influyen sobre la diferencia y geometrías de las profundidades obtenidas por los distintos métodos o el mismo método.

Independientemente del tamaño de la ventana de análisis o del método utilizado para determinar la profundidad del punto de Curie los resultados obtenidos pueden ser erróneos, por lo tanto es importante hacer una evaluación de los resultados bajo un contexto geotérmico y geofísico, así como una evaluación de las implicaciones geológicas (Rajaram, 2007; Ravat *et al.*, 2007). Como producto de esta evaluación se espera que exista congruencia entre los resultados obtenidos y los datos termal superficiales o geofísicos registrados de manera independiente.

Bajo el contexto geotérmico los resultados de la inversión de los datos magnéticos pueden ser analizados y comparados cualitativa y cuantitativamente. El análisis cualitativo es a partir de las profundidades del punto de Curie, donde las menores profundidades deben corresponder a flujos de calor altos, en tanto que mayores profundidades corresponden a bajos flujos de calor (Blakely, 1988; Tselentis, 1991; Salk *et al.*, 2005; Rajaram *et al.*, 2009; Bansal *et al.*, 2010). El análisis cuantitativo es entre los flujos de calor calculados a partir de temperaturas medidas en subsuelo y los flujos de calor calculados a partir de la profundidad del punto de Curie. Estos últimos se calculan usando la ley de transporte de calor, asignando un valor de temperatura a la profundidad del punto de Curie (~580°C),

para así calcular un gradiente geotérmico y se toma un valor promedio de la conductividad térmica para las unidades litológicas. Si existe una congruencia entre ambos valores de flujo de calor, es decir, que ambos flujos de calor son iguales o de valores muy cercanos entre sí, entonces las profundidades del punto de Curie y la isoterma de Curie seleccionada son correctos (Stampolidis y Tsokas, 2002; Salk *et al.*, 2005; Stampolidis *et al.*, 2005; Maden, 2010). De existir una diferencia considerable entre ambos flujos de calor puede suponerse que los resultados de la inversión de los datos magnéticos son erróneos. Sin embargo, es importante considerar que la diferencia podría ser debida a un valor de la isoterma de Curie homogénea en el área de interés, o bien debido a variaciones en la mineralogía y procesos geológicos que influyen en las variaciones de temperatura dentro de la cubierta sedimentaria donde se miden las temperaturas.

Considerando que las profundidades del punto de Curie son relacionadas al valor de la temperatura de Curie, cualitativamente debe existir una congruencia entre la variación de las profundidades del punto de Curie con las velocidades sísmicas, anomalías magnéticas y gravimétricas. En el área de influencia de profundidades someras del punto de Curie, además de altos flujos de calor, se espera una atenuación de las velocidades sísmicas dentro de la corteza y/o manto superior litosférico (7.8 km/s), bajas anomalías magnéticas y gravimétricas (Byerly y Stolt, 1977; Blakely, 1988; Tselentis, 1991; Dolmaz *et al.*, 2005; Salk *et al.*, 2005; Eppelbaum y Pilchin, 2006; Anand *et al.*, 2010).

Anexo 2.1. Compilación de Profundidades del punto de Curie obtenidos para distintos ambientes geológicos usando métodos espectrales y del centroide.

Región ó ambiente tectónico	PPC (km)	DVA (kmxkm)	Relación DVA/PPC	Referencia
Valle Largo	4-8			Miyazaki, 1991 (en Tanaka et al., 1999)
Parque Nacional Yellowstone	10.3	(E)		Smith et al., 1974
Parque nacional Yellowstone Parte central de la caldera Borde de la caldera	5-6 4-6	31x31 (E)	6.2 a 5.1 7.5 a 5.1	Bhattacharyya y Leu, 1975
Parque Nacional Yellowstone Parque Nacional Yellowstone (caldera)	7-17 5-8	(E)		Shuey et al., 1977 (en Eppelbaum y Pilchin, 2006)
Cordillera Cascade, Oregon EUA	9-11	77x77 (E)	8.5 a 7.0	Connard et al., 1983
Área volcánica Karacadag, Turquía	7	128x128 (E-C)	18	Aydin et al., 2005
Volcán Helénico, Grecia	1	64x64 (E-C)		Tselentis, 1991
Cordillera Eólica, SE Mar Tirreno Islas Salina y Vulcano Isla Lipari	2-3 1	20x20 (E)	10 a 6.6 20	De Ritis et al., 2013
Cinturón volcánico Orumiyeh-Dokhtar	10-16	140x140 (E)	14 a 8.75	Amirpour-Asl et al., 2010
Áreas volcánicas y geotérmicas de Grecia	7-8	100x100 (E-C)	14.2 a 12.5	Karastathis et al., 2010
Wikki Warm Spring, NW Nigeria	8	(E)		Ene-Obande et al., 2014
Campo geotérmico Cerro Prieto, México	14-17	64x64 (E-C)	4.3 a 3.7	Espinosa-Cardena y Campos-Enriquez, 2008
Faja Volcánica Transmexicana	7-18	2D (E)		Campos-Enriquez et al., 1989
Faja Volcánica Transmexicana Michoacán Oaxaca Bloque Jalisco Porción Oeste Porción Este	12-16 16 16-32 16-20 10-12	2°x2° (E-C) 210x210	17.5 a 13.1 13.1 13.1 a 6.5 13.1 a 10.5 21 a 17.5	Manea y Manea, 2010
Isla Kyushu, Japón	6.5-12	60x60 y 90x90 (E-C)	7.5 a 13.8	Okubo et al., 1985
Arcos de Islas, Japón	8-15			Okubo et al., 1989
Estratovolcán Erciyes, Central Turquía	13.7	-- (E-C)		Maden, 2010
Complejo Volcánico Galatian, Turquía	6.4-16.9	(E)		Bilim, 2011
Complejos volcánicos Erciyes y Cappadocia, Turquía	7.9	150x150 (E)	18.9	Ates et al., 2005

Anexo 2.1. Compilación de Profundidades del punto de Curie obtenidos para distintos ambientes geológicos usando métodos espectrales y del centroide (*continuación...*).

Región ó ambiente tectónico	PPC (km)	DVA (kmxkm)	Relación DVA/PPC	Referencia
Este de Anatolia, Turquía				
Sivas	19	150x150 (C)	7.8	Bektas <i>et al.</i> , 2007
	11-13	200x200 (E)	18.8 a 15.3	
Erzincan	18	150x150 (C)	8.3	
	20-22	200x200 (E)	10 a 9.5	
Erzurum	19	150x150 (C)	7.8	
Van	19.5	150x150 (C)	7.6	
	18-29	200x200 (E)	11.1 a 6.8	
Malatya	19	150x150 (C)	7.8	
	13-15	300x300 (E)	23 a 20	
Este de Anatolia, Turquía				
	14-22	150x150 (C)	6.8 a 10.7	Bektas <i>et al.</i> , 2007
	11-29	200x200 (E)	6.8 a 18	
	15-30	400x400/ 500x500/ 600x600	13.3 a 26 16.6 a 33 20 a 40	
Tohoku Indonesia	13-15 25	2°x2° (C)	14 a 16 8.4	Tanaka <i>et al.</i> , 1999
Cordillera Izu Arco Bonin Izu Arco Ryukyu Cordillera Kyusu-Palau	14-15 16-20 19 22-26	2°x2° (E-C)	15 a 14 13.1 a 10.5 11.05 9.5 a 8	
Islas Japonesas	11-30	2.125°x2.125°	19 a 7	
Retroarco, Japón	10-20			
Sureste del Mar Tirreno	10.3	--(E)		Cocchi <i>et al.</i> , 2008
Mar de Japón	12-20			Yano <i>et al.</i> , 1982 (<i>en Tanaka et al.</i> , 1999)
Mar del sur de China Mar de Japón Mar de Filipinas	12-36 15-17 20-30	2°x2° (C)	17.5 a 5.8 14 a 12.3 10.5 a 7	Tanaka <i>et al.</i> , 1999
Trinchera de Japón Trinchera Palawan (inactiva)	30-33 30-45	2°x2° (E-C)	7 a 6.3 7 a 4.6	
Este del Caribe	17-23	2°x2° (E)	12.3 a 9.1	
				Arnaiz-Rodríguez y Orihuela, 2013

Anexo 2.1. Compilación de Profundidades del punto de Curie obtenidos para distintos ambientes geológicos usando métodos espectrales y del centroide (*continuación...*).

Región ó ambiente tectónico	PPC (km)	DVA (kmxkm)	Relación DVA/PPC	Referencia
Bahía de Bengala, sureste de la India	8-22	2D (E)		Subbrahmanyam <i>et al.</i> , 2004
Área Quseir, norte del Mar Rojo, Egitpo	10	2D (E)		Salem <i>et al.</i> , 2000
Margen de Noruega (continente)	18-20		13.8 a 12.5	Ebbing <i>et al.</i> , 2009
Margen de Noruega (transición continente-océano)	12-16	250x250 (E-C)	20.8 a 15.6	
Margen de Noruega (oceánico)	<9		28	
Margen de Noruega (transición continente-océano)	12.5			Fichler <i>et al.</i> , 1999 (<i>en Ebbing et al.</i> , 2009)
Margen de Noruega (continente)	22.5			
Margen de Noruega (oceánica)	10	200x200 (E-C)	20	Ebbing <i>et al.</i> , 2007
Margen de Noruega (continental)	18		11.1	
Plutón granítico Baklan, Anatolia, Turquía	12	(E)	10.6	Aydin y Oksum, 2010
	15.3	128x128 (C)	8.3	Aydin y Oksum, 2010
	9.2	(E)	13.9	Oksum <i>et al.</i> , 2005 (<i>en Aydin y Oksumo</i> , 2010)
	12.1	(E)	10.5	Aydin y Oksum, 2010
	8.5	(C)	15.05	Aydin y Oksum, 2010
Turquía				
Cinturón ofiolítico	20	128x128 (E-C)	6.4	Aydin <i>et al.</i> , 2005
Cinturón orogénico y Montañas Taurus	20-25		6.4 a 5.12	
Oeste de Anatolia, Turquía	4-14 ¹ 6-22 ²	100x100 (E-C)	25 a 7.1 16.6 a 4.5	Salk <i>et al.</i> , 2005
Isla Creta	24-28	--(E-C)		Maden, 2010
Macedonia y Thrace	11-17			
Este de Pontides y cinturón Taurus Oeste	20-29			
Región Egea	6-10			
Cuenca Thrace, NW Turquía	9.7-20.3	90x90 (E)	9.27 a 4.4	Hisarli <i>et al.</i> , 2012
Macizo Istranca norte Cuenca Thrace	12		7.5	
Golfo de Saros, SW Cuenca Thrace	10-12		9 a 7.5	
Cuenca Thrace, Turquía (<i>forearc</i>)	20		4.5	
Suroeste de Turquía	9-20	90x90 (E)	10 a 4.5	Dolmaz <i>et al.</i> , 2005
Anatolia Central, Turquía	7.9-22.6	150x150 (E)	18.9 a 6.6	Ates <i>et al.</i> , 2005
Central Pontides, norte de Turquía	14.8-21.8	1°x1° (E-C)	7 a 4.8	Maden, 2009
Macedonia y Thrace, Norte del mar Egeo	11.2-17.3	90x90 (E)	8 a 5.2	Stampolidis y Tsokas, 2002

Anexo 2.1. Compilación de Profundidades del punto de Curie obtenidos para distintos ambientes geológicos usando métodos espectrales y del centroide (*continuación...*).

Región ó ambiente tectónico	PPC (km)	DVA (kmxkm)	Relación DVA/PPC	Referencia
Isla Creta, Grecia	24-28	90x90 (E-C)	3.7 a 3.2	Tsokas <i>et al.</i> , 1998
Grecia	11-28	2D (E-C)		Tselentis, 1991
Albania	17.2-25.6 23.3-26.1	100x100 (E-C) 150x150 (E-C)	5.8 a 3.9 6.4 a 5.7	Stampolidis <i>et al.</i> , 2005
Valle de la Muerte, California	7-16.1 5-23	55x55 (E-2D) (C)	7.8 a 3.4 11 a 2.4	Hussein <i>et al.</i> , 2013
Cordillera Cascade Nevada, EUA	15 10-30	77x77 (E) 120x120		Connard <i>et al.</i> , 1983 Blakely, 1988
Provincia <i>Basin and Range</i> Placa de Colorado	20 35			Shuey <i>et al.</i> , 1974 (<i>en Tanaka et al.</i> , 1999)
Provincia <i>Basin and Range</i> Este de Estados Unidos	22 37			Blackwell, 1971 (<i>en Tanaka et al.</i> , 1999)
Oeste de Estados Unidos	4-30	100x100 (E)	25 a 3.3	Bouligand <i>et al.</i> , 2009
Cuenca Uinta Placas Alta de Utah	15-31 19-20	(E)		Shuey <i>et al.</i> , 1977 (<i>en Eppelbaum y Pilchin</i> , 2006)
Este de Montañas Rocallosas, EUA	40±10	320x320 (E)	8	Ravat <i>et al.</i> , 2007
Norte y centro de Arizona, EUA.	4-30	120x120 (E-C)	30 a 4	Byerly y Stolt, 1977
Norte del Mar Rojo Rift del mar Rojo Península de Sinaí y Golfo de Suez Golfo de Aqaba	5 10-16 10-14	30x30 (E)		Saleh <i>et al.</i> , 2013
Noroeste de Ontario, Canadá	9-16			Bhattacharyya y Morley, 1965 (<i>en Eppelbaum y Pilchin</i> , 2006)
Península de Sinaí, Egipto	6-20 15-25	80x80 (E) (E)		El-Qady <i>et al.</i> , 2005 Aboud <i>et al.</i> , 2011
Margen del Mar Rojo, Egipto	10-34	(E)		Ravat <i>et al.</i> , 2011
Costa del Mar Rojo-Barramiya	22.5-40	(E)		Abd El Nabi, 2012
Cuenca Nupe, Nigeria	12-30	45x45 (E)	3.7 a 1.5	Nwankwo <i>et al.</i> , 2009
Sur de África y Asia Central	15-20	-- (E)		Maus <i>et al.</i> , 1997
Sur y sureste de Asia	9-46	2°x2° (E-C)	23.3 a 4.8	Tanaka <i>et al.</i> , 1999

Anexo 2.1. Compilación de Profundidades del punto de Curie obtenidos para distintos ambientes geológicos usando métodos espectrales y del centroide (*continuación...*).

Región ó ambiente tectónico	PPC (km)	DVA (kmxkm)	Relación DVA/PPC	Referencia
Sur de la India	22-52	4x4° (E)420	19.9 a 8.07	Rajaram <i>et al.</i> , 2009
Centro de la India	26-52	5°x5° (E)525	20.1 a 10	
China	18-45	2°x2° (E-C)	11.6 a 4.6	Tanaka <i>et al.</i> , 1999
Este de China	19.6-48.9	99x99 (E)	5 a 2	Li <i>et al.</i> , 2009
Sector Este de Nigeria Central	2-8.4	55x55 (E-C)	27.5 a 6.5	Eletta y Udensi, 2012
Delta del Niger	6-13		9.1 a 4.2	
Bahía de Bengala	15-22	2D (E)		Subrahmanyam <i>et al.</i> , 2004
Eslovaquia	15.2-20.9	100x100 (E)	6.5 a 4.8	Rozimant <i>et al.</i> , 2009
Unidad Variscan Europa central y bloque Corsica–Sardinia	29-33	320x320 (E)	11 a 9.6	Chiozzi <i>et al.</i> , 2005
Variscan	22-28		14.5 a 11.4	
De los Alpes a los Apeninos				
Oeste de los Carpatos	16-21			Pasteka, 1990 (<i>en Rozimant et al.</i> , 2009)
Alemania	18.9-33	200x200 (E-C)	10.6 a 6	Bansal <i>et al.</i> , 2010
Montañas de los Zagros	24	140x140 (E)	5.8	Amirpour-Asl <i>et al.</i> , 2010
Zona de subducción Makran, sureste de Irán	23		6	
Parte central de Irán	16-24		8.7 a 5.8	
Bulgaria	17-35	150x150 (E-C)	8.8 a 4.2	Trifonovaa <i>et al.</i> , 2009
Plataforma Moesia	28-32		5.3 a 4.6	
Bulgaria y Sur de Rumania	17-35	150x150 (E-C)	8.8 a 4.2	Trifonovaa <i>et al.</i> , 2006
Precordillera Cuyana y Sierras Pampeanas, Argentina	20-40	(E)		Ruiz e Introcaso, 2004
Plataforma continental Argentina	23-30	175x175 (E-C)	7.6 a 5.8	ltroncaso <i>et al.</i> , 2008
Límite sur de la placa del Caribe	9-35	2°x2° (C)	23.3 a 6	Garcia y Orihuela, 2013
Antillas Lesser y Barbados	16-30		13.1 a 7	
Venezuela	38	2°x2° (E)	5.5	Arnaiz-Rodríguez y Orihuela, 2013
Escudo Guayna	42-58		5 a 3.6	
Corteza delgada	15-20			McEnroe <i>et al.</i> , 2004
Corteza gruesa y antigua	40-50			
Cratones	39			Rajaram <i>et al.</i> , 2009
Cinturones móviles	23.2			

1-usando el espectro de potencia, 2-usando análisis de espectro, E-método espectral, C-método centroide, E-C – método de Okubo *et al.*, 1985 y Tanaka *et al.*, 1999, PPC- profundidad del punto de Curie, DVA-dimensiones de la ventana de análisis

CAPÍTULO 3

3. Geología regional del Golfo de México

Para el análisis geológico regional se tomó en cuenta el objetivo de este trabajo, que es determinar la profundidad de la base de la fuente magnética de la corteza oceánica del Golfo de México, sobre batimetrías mayores a 500 m (Fig. 3.1). Por lo tanto, únicamente se consideran las rocas ígneas de la corteza como las principales responsables de las anomalías magnéticas en el Golfo de México y sus márgenes.

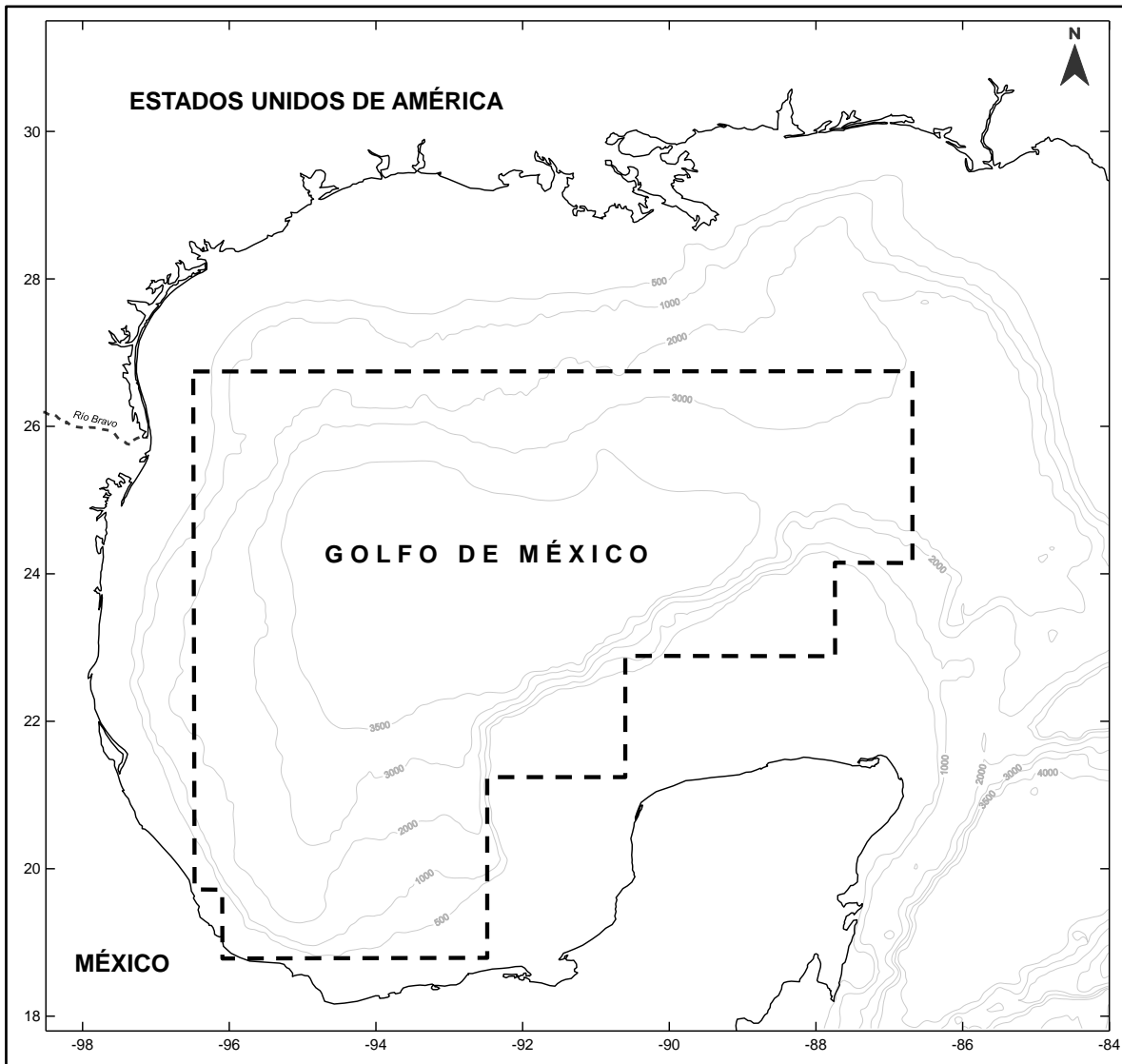


Fig. 3.1. Localización del área de estudio.

Este análisis geológico regional se basa en caracterizar la corteza del Golfo de México y sus márgenes a partir de información directa e indirecta. La información directa de las rocas ígneas de la corteza es proporcionada por afloramientos en México y en el subsuelo por pozos cercanos a la línea de costa, tanto en México como en Estados Unidos.

Dentro del área de estudio no se cuenta con información directa, únicamente con información indirecta de sísmica de refracción. Los resultados de sísmica de refracción proporcionan variaciones de las velocidades sísmicas en subsuelo que son asociadas a cambios litológicos de las unidades que atraviesan.

En el Golfo de México la interpretación de las propiedades de las rocas ígneas de la corteza se hizo a partir del análisis de las velocidades sísmicas y su asociación con las velocidades sísmicas medidas en laboratorio para las principales rocas ígneas que forman parte de la corteza, tanto continental como oceánica.

La relación entre las velocidades sísmicas y tipos de rocas de la corteza se describe en el siguiente apartado 3.1 y posteriormente en los apartados 3.2 y 3.3 se describe esta relación para las rocas de la corteza continental, continental transicional y oceánica del Golfo de México.

3.1. Velocidades sísmicas y tipos de roca

La sísmica de refracción se basa en el estudio de las ondas sísmicas originadas por movimientos terrestres someros o relativamente profundos. La trayectoria de viaje y alcance de las ondas dependen básicamente de la densidad y el módulo elástico de los materiales que atraviesan (Fowler, 2005; Anderson, 2007). Así, una variación en la trayectoria o velocidades de las ondas sísmicas se asocia a variaciones de las propiedades físicas de los materiales que atraviesa (composición, temperatura, presión, arreglo estructural). Por lo tanto, el conocimiento de las propiedades físicas de las rocas, sus

cristales o su mineralogía, así como su influencia a escala regional es de suma importancia en la asociación de las velocidades sísmicas con tipos de roca (Anderson, 2007).

3.1.1. Mineralogía y velocidades sísmicas

Las velocidades sísmicas de las rocas que conforman la corteza y manto superior se han determinado sobre muestras de roca sometidas a condiciones de laboratorio de temperaturas y presiones relativamente bajas, ~600 MPa (Fowler, 2005; Anderson, 2007; Romanyuk *et al.*, 2007; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008). Estas condiciones podrían no corresponder a las condiciones reales, principalmente a mayores profundidades en la corteza inferior y manto superior (Olsen, 2006). Sin embargo, los datos obtenidos pueden considerarse para la interpretación de litologías de la corteza asociadas a velocidades sísmicas.

Partiendo de que una roca es un agregado heterogéneo de minerales y que un mineral es un elemento o compuesto químico inorgánico, el comportamiento de las velocidades sísmicas va a depender de la composición química del arreglo mineral que la constituye. Para el caso de las rocas ígneas de la corteza y manto superior, los componentes químicos de los principales minerales que las constituyen son el sílice-potasio-sodio y calcio-fierro-magnesio (Fig. 3.2). El incremento o decremento en estos componentes químicos de las rocas se refleja en un cambio en su contenido mineralógico y por lo tanto en una variación de sus velocidades sísmicas.

A partir de la clasificación general de las rocas ígneas y su composición química promedio, Olsen (2006) hace una correlación de las velocidades sísmicas de las rocas de la corteza y manto superior con la variación de su contenido porcentual de sílice (SiO_2). En sus resultados se observa que las rocas con mayor contenido de sílice (>65%) tienen las menores velocidades sísmicas (6.0-6.5 km/s) y las rocas con menor contenido de sílice (40-50%) tienen las mayores velocidades sísmicas (6.8-8.5 km/s).

Con esta clasificación general de las rocas se pueden definir amplios rangos de velocidades sísmicas, sin embargo, podría resultar difícil restringir las velocidades sísmicas para las rocas de la corteza inferior, corteza superior o manto superior.

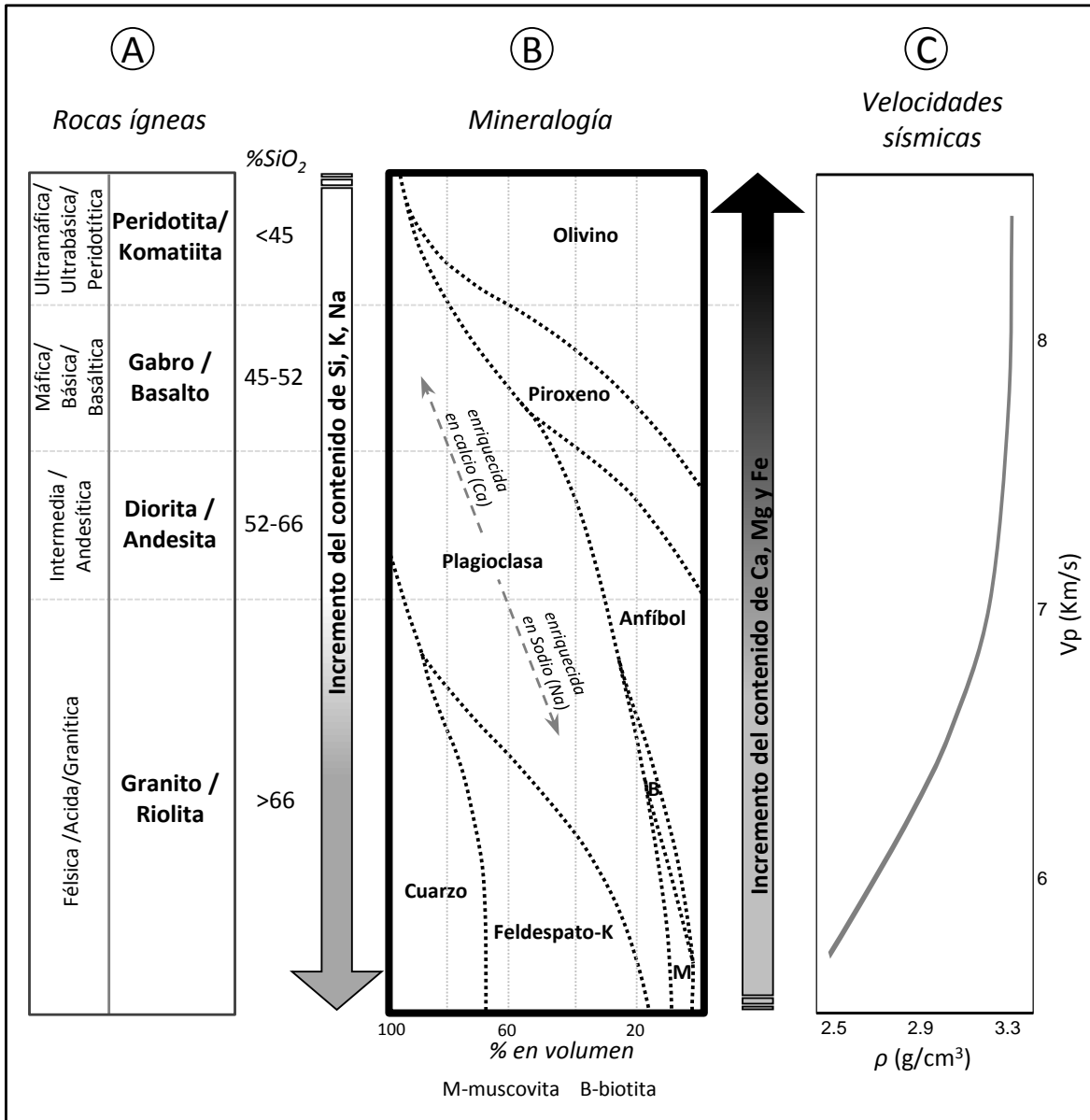


Fig. 3.2. Clasificación general (A), mineralogía principal (B) y velocidades sísmicas de las rocas ígneas (C) de la corteza.

Existen varios autores (Fowler, 2005; Olsen, 2006; Anderson, 2007; Romanyuk *et al.*, 2007; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008) que han reportado mediciones de velocidades sísmicas para

los principales minerales de las rocas ígneas de la corteza y manto superior. En la figura 3.3a se hace una integración de éstas velocidades sísmicas y se observa que las mayores velocidades sísmicas son dadas por el olivino y los piroxenos (7.8-8.5 km/s), que son los principales constituyentes de las rocas máficas y ultramáficas. Las menores velocidades sísmicas son dadas por las plagioclasas, el cuarzo, los feldespatos-K y las micas (~5.6-6.3 km/s), que son los principales constituyentes de las rocas félsicas.

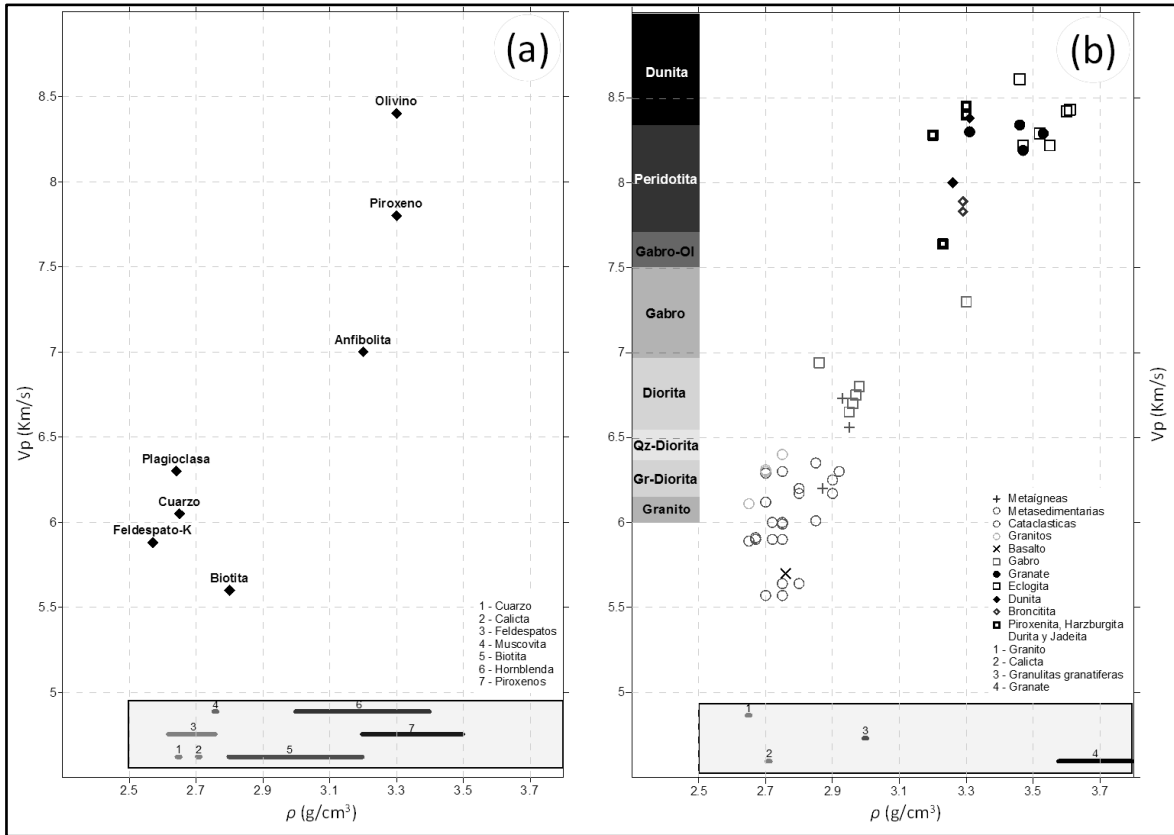


Fig. 3.3. Velocidades sísmicas (V_p) vs densidad de minerales (a) y rocas (b). Los recuadros de la parte inferior de ambos gráficos se muestran sin escala de velocidad, únicamente se ajustan a la escala de densidad, en la parte superior izquierda de B se muestran los rangos de velocidad calculados y corregidos a 600 MPa por Christensen (1965, en Olsen, 2006) para las rocas ígneas intrusivas. (datos compilados de Fowler, 2005; Olsen, 2006; Anderson, 2007; Romanyuk et al., 2007; Ortega-Gutiérrez et al., 2008).

En una roca como un agregado mineral, sus velocidades sísmicas estarán relacionadas tanto a su porcentaje mineral como a los procesos geológicos a los que fue sujeta desde su formación hasta la actualidad. Por lo tanto, para un tipo de roca no se tiene un valor de

velocidad específica sino que se tiene un rango de velocidades (Fig. 3.3b), que puede diferir entre rocas del mismo tipo pero de distintas localidades o distintos ambientes tectónicos.

Las diferencias de velocidades sísmicas entre rocas del mismo tipo se pueden observar en los valores reportados por diversos autores y graficados en la figura 3.3b, donde los valores compilados y graficados tienen cierta relación con los rangos de velocidades calculados y corregidos a 600 MPa por Christensen (1965, *en Olsen, 2006*). Hay algunas tendencias o datos agrupados, sin embargo, existen valores fuera de estos grupos, probablemente debidos a diferencias petrogenéticas y ambiente tectónico muestreado.

3.1.2. Rocas ígneas y velocidades sísmicas

La caracterización de las rocas ígneas de la corteza, su fuente magmática, condiciones de fusión parcial, modificación subsecuente de los magmas primarios durante su ascenso a niveles superiores e interpretación del ambiente tectónico en el cual sucedieron ha sido posible a partir de la integración de las observaciones de campo, observaciones de laboratorio y análisis de elementos mayores, elementos traza y geoquímica isotópica (Wilson, 1989). La estimación de la profundidad de la fuente magmática es asociada con los rangos de temperatura de cristalización de los principales constituyentes minerales de las rocas (olivino, piroxenos, anfíbol, feldespato-K, plagioclasas, micas y cuarzo), donde la presión juega un papel importante. En la serie de cristalización de Bowen las rocas con alto contenido de olivino (ultramáficas-peridotíticas) son las de mayor rango de temperatura de cristalización y las rocas con alto contenido de cuarzo y feldespatos-K (félsicas-graníticas) son las de menor rango.

Las rocas ultramáficas-peridotíticas y máficas-basálticas se consideran el principal constituyente del manto superior, corteza continental inferior y corteza oceánica, aunque bajo ciertas condiciones tectónicas también se considera como principal constituyente de

la corteza continental superior. Mientras que las rocas intermedias-andesíticas y félsicas-granítica se consideran el principal constituyente de la corteza continental superior.

3.1.2.1. Rocas ígneas de la corteza continental

La corteza continental está constituida por minerales ricos en sílice y una composición promedio similar a la andesita o diorita, sus velocidades sísmicas promedio son de ~6.5 km/s, sus densidades varían entre 2.5-3.1 g/cm³, lateral y verticalmente heterogénea, el rango de espesores de 30-70 km, con un espesor promedio de 35 km (Mickus y Brocher, 1987; Chulick y Mooney, 2002; Contrucci *et al.*, 2004; Allen y Allen, 2005; Fowler, 2005, Lau *et al.*, 2006; Anderson, 2007). Petrogenéticamente se interpreta que el material continental ha sido ensamblado de componentes ligeros a la superficie durante el periodo de su evolución geológica (Kennett y Tkalcic, 2008). A partir de sus heterogeneidades verticales, la corteza continental ha sido dividida en corteza superior y corteza inferior, aunque algunos autores (Kern *et al.*, 1996; Labails *et al.*, 2009; Mjelde *et al.*, 2009) incluyen una capa intermedia representada por velocidades sísmicas de 6.2 a 6.8 km/s, diferenciada sobre algunos márgenes continentales.

La corteza continental superior es rica en minerales de sílice, con propiedades físicas propias de los granitos, granodioritas o dioritas y a mayor profundidad de tonalitas. Los espesores son entre 20 y 25 km, con densidades entre 2.5 y ~2.85 g/cm³ (Kern *et al.*, 1996; Perry *et al.*, 2003; Allen y Allen 2005; Fowler, 2005, Anderson, 2007, Mjelde *et al.*, 2009). El rango de velocidades sísmicas varía entre 5.2 y 6.6 km/s (promedio de 5.9 km/s). A partir de los datos geológicos y geofísicos Mooney *et al.* (1987) y Mjelde *et al.* (2009) interpretan una composición félsica (granitos) para los rangos de velocidad de 5.5 a 6.5 km/s (Figs. 3.4 y 3.5).

En la corteza continental inferior se observa una disminución en los minerales ricos en sílice y un ligero porcentaje de rocas ultramáficas hacia su base (Anderson, 2007). Sus propiedades sísmicas se relacionan a rocas intermedias-máficas (dioritas, granulitas,

granate, anfibolita). Sus densidades varían de 2.8 a 3.1 g/cm³, sin embargo, el rango de densidades no es claramente definido y presenta mayores variaciones con respecto a la profundidad (Perry *et al.*, 2003; Allen y Allen 2005; Fowler, 2005). Bajo condiciones “normales” las velocidades de la corteza inferior varían entre 6.5 y 7.0 km/s (Figs. 3.4 y 3.5).

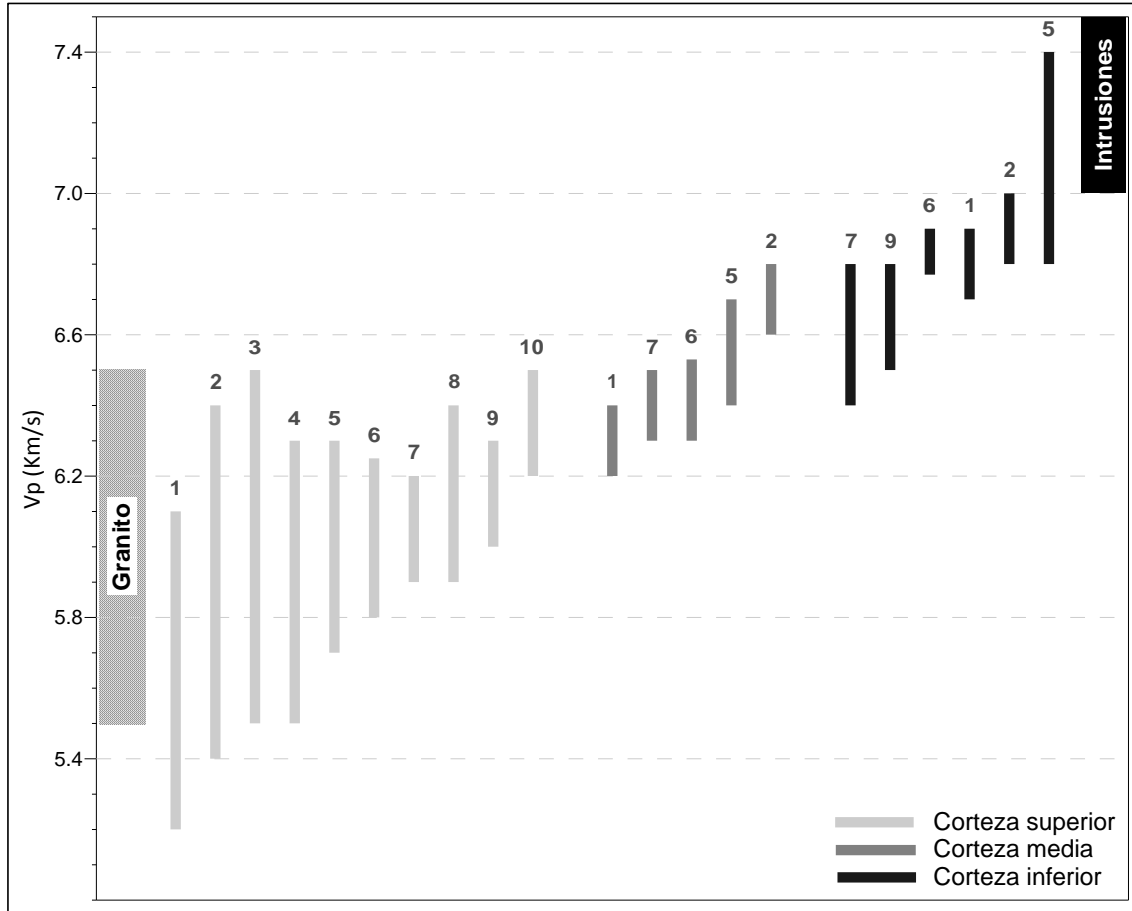


Fig. 3.4. Rango de velocidades sísmicas (V_p) para la corteza continental inferior, media y superior. 1-Golfo de Cadiz (Neves y Neves, 2009); 2-NW de Marruecos (Contrucci *et al.*, 2004); 3-Mickus y Brocher, 1987; 4-California-Maine (Mickus y Brocher, 1987); 5-Mooney *et al.*, 1998; 6-Terranova (Lau *et al.*, 2006); 7-Olsen (2006); 8-Uzbekistam (Mickus y Brocher, 1987); 9-SW de Marruecos (Labails *et al.*, 2009); 10-Margen More (Mjelde *et al.*, 2009).

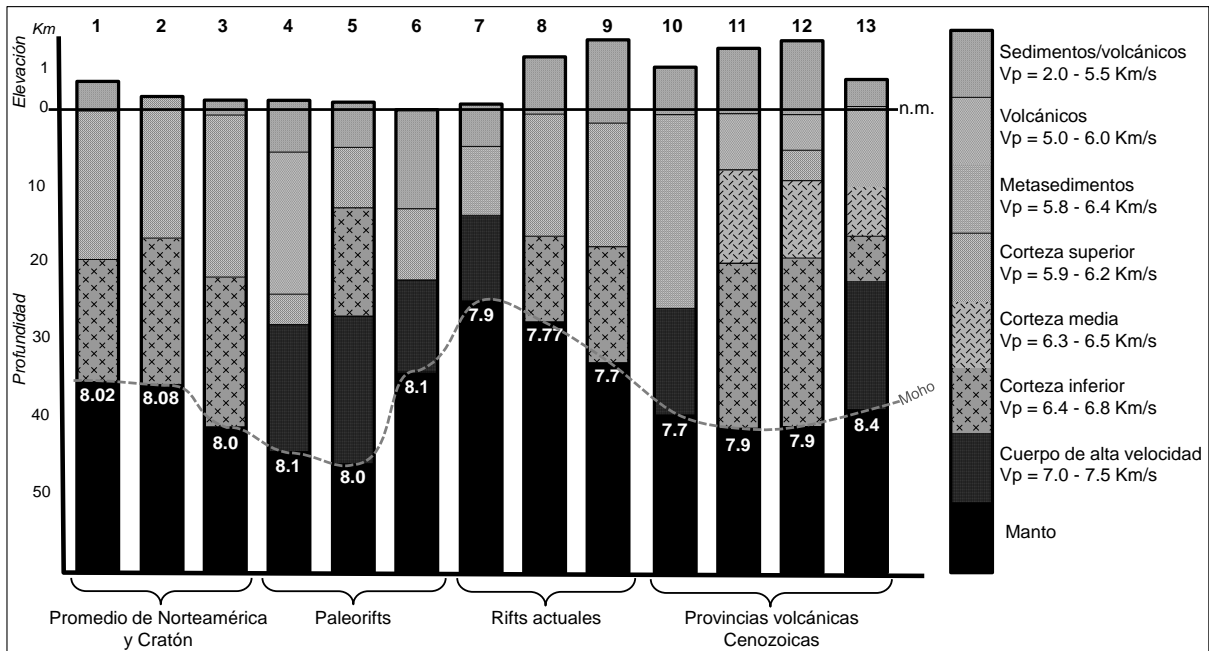


Fig. 3.5. Modelos sísmicos de corteza continental para Norteamérica. 1-Promedio de Norteamérica, 2-Promedio de Provincia Superior, 3-Norte de Missouri, 4-Continente, 5-Nuevo Madrid, 6-Planicie Costera, 7-Depresión Salton, 8-Cuencas y Sierras, 9-Rift de Río Grande, 10-Sierra Cascade, 11-Planicie Oeste Río Snake, 12-Planicie Este Río Snake, 13-Placa Columbia (modificada de Olsen, 2006).

Varios autores (Mickus y Brocher, 1987; Mooney y Meissner, 1992; Kern *et al.*, 1996; Olsen, 2006; Mjelde *et al.*, 2009) interpretan que la presencia de rocas máficas y ultramáficas a la base de la corteza inferior es debido a intrusiones durante eventos extensionales corticales, imprimiéndole una apariencia laminada y una alta reflectividad, correlacionable con velocidades sísmicas entre 7.0 y 7.7 km/s. Klemperer (1987, en Mickus y Brocher, 1987) sugiere que la reflectividad de la corteza inferior corresponde a la porción dúctil, debido a la presencia de una isoterma o paleoisoterma a la cual las rocas de esta capa adquieren dicha propiedad.

La estratificación de la corteza continental no siempre está presente y la ausencia de alguna de las capas podría estar controlada por el ambiente tectónico. En los modelos sísmicos de Norteamérica la corteza continental superior es ausente en algunos ambientes de *rift* actuales (Depresión Salton) y provincias volcánicas Cenozoicas (Sierra Cascade, Planicie Este y Oeste del Río Snake, Placa de Columbia), en tanto que la corteza

continental media se reporta únicamente en las provincias volcánicas Cenozoicas y la corteza continental inferior es ausente en los ambientes de *rift* (Fig. 3.5). Labails *et al.* (2009) interpretan la corteza de la cuenca de Baltimore como una sola capa de corteza continental.

En la mayor parte de los ambientes tectónicos donde la corteza inferior es ausente se reporta la presencia de intrusiones de material máfico-ultramáfico proveniente del manto, emplazadas durante alguna etapa tectónica distensiva.

3.1.2.2. Rocas ígneas de la corteza continental transicional

La transición de la corteza continental a corteza oceánica, generalmente es marcada por un incremento de las velocidades sísmicas hacia la corteza oceánica así como un incremento del espesor de la corteza oceánica a la corteza continental, entre 6 y 30 km (Lau *et al.*, 2006; Anderson, 2007; Mjelde *et al.*, 2007).

La capa superior de la corteza continental transicional es representada por las velocidades sísmicas de la corteza continental superior (5.5-6.5 km/s) y la capa inferior se representa por dos rangos de velocidades sísmicas, uno entre 7.1 y 7.5 km/s y son próximas al continente, debido al adelgazamiento cortical e intrusiones, el otro con velocidades mayores a 7.5 km/s próximas a la corteza oceánica, debido a la acreción de la corteza y corresponden a intrusiones máficas en una corteza inferior extendida (Mickus y Brocher, 1987; Contrucci *et al.*, 2004; Moulin *et al.*, 2005; Lau *et al.*, 2006).

La definición de la corteza continental transicional tiene cierto grado de complejidad, aunque de manera general a partir de modelos geofísicos asociados a cambios litológicos esta corteza se caracteriza por bloques de corteza continental limitados por fallas, que pueden estar intrusionados por rocas máficas-ultramáficas de la corteza oceánica, originada durante la expansión del piso oceánico (d'Acremont *et al.*, 2005; Anderson, 2007; Mjelde *et al.*, 2007). La interpretación de magmatismo a lo largo de la zona

transicional o ausencia del mismo, se asocia a las variaciones tectónicas presentes durante su formación.

En ausencia de volcanismo, la corteza continental transicional se caracteriza por una corteza superior delgada (<3 km) con velocidades entre 4.0 y 6.5 km/s y una corteza inferior de altas velocidades (7.2-7.7 km/s). Esta capa de altas velocidades es interpretada como peridotita serpentizada originada por la penetración de agua de mar a lo largo de fallas (Lee *et al.*, 2002; d'Acremont *et al.*, 2005; Mjelde *et al.*, 2007). La ausencia de volcanismo es asociada con una fase de *rifting* de larga duración (>15 MA) y una baja o nula actividad magmática caracterizada por un incremento del factor beta hacia el océano ($\beta \sim 5$). Así, la corteza transicional es limitada hacia el continente por la presencia de bloques de falla rotados, que afectan la corteza continental relativamente inalterada y hacia el océano se puede limitar por una anomalía magnética ligada a primera fase de generación de corteza (Harry *et al.*, 2003; Allen y Allen 2005; Mjelde *et al.*, 2007).

En presencia de volcanismo, la corteza continental transicional se caracteriza por una cubierta de flujos de basaltos y varios kilómetros de una gruesa capa de alta velocidad a la base de la corteza continental adelgazada (7.2-7.6 km/s), interpretada como intrusiones máficas, así como un incremento de espesor de la corteza oceánica hacia la parte continental (Mutter *et al.*, 1984 y 1988; Keen-Boutiler, 1995; *ambos en Mjelde et al.*, 2007; Lee *et al.*, 2002; Allen y Allen, 2005). La corteza continental transicional al suroeste de Marruecos, se caracteriza por una corteza superior con velocidades entre 5.8 y 6.5 km/s y una corteza inferior con un rango de velocidades de 7.1-7.2 km/s (Labails *et al.*, 2009).

3.1.2.3. Rocas ígneas de la corteza oceánica

La composición promedio de la corteza oceánica es mucho más rica en elementos ferromagnéticos y sus espesores promedio varían entre 6 y 10 km, dependiendo de la velocidad de expansión a la que se generó. Esto debido al balance existente entre el periodo de ascenso del manto y el periodo de expansión o separación de placas. Así un

espesor delgado indica que la corteza fue generada bajo condiciones de ultra-lenta expansión (3.0-8.5 mm/año) y bajo aporte de magma (Mooney *et al.*, 1998; Sorokin *et al.*, 1999; Lee *et al.*, 2002; Contrucci *et al.*, 2004; Allen y Allen 2005; Fowler, 2005; Lau *et al.*, 2006; Anderson, 2007; Labails *et al.*, 2009).

Inicialmente las propiedades de la corteza oceánica se definieron a partir de modelos sísmicos, asociando las velocidades sísmicas con tipos de rocas ígneas. La corteza oceánica fue caracterizada por una cubierta sedimentaria subyacida por rocas ígneas máficas-ultramáficas (Fig. 3.6). La parte ígnea fue dividida tomando en cuenta la composición de las rocas que la constituyen, una capa superior compuesta por dos subcapas una de basaltos almohadillados y otra de diques (Capa 2), una capa intermedia compuesta por gabros (Capa 3) y una capa inferior compuesta de peridotitas y dunitas que definen el manto superior (Wilson, 1989; Anderson, 2007). Tomando en cuenta las propiedades litológicas y sísmicas de la corteza continental, en este trabajo la capa de basaltos y diques es referida como corteza oceánica superior en tanto que la capa de gabros se refiere como corteza oceánica inferior (Fig. 3.6).

La corteza oceánica superior se caracteriza por velocidades sísmicas entre 4.1 y 5.6 km/s, aunque puede representarse por velocidades hasta 6.7 km/s en su parte inferior, originadas por la presencia de diques estratificados. Su densidad promedio es de 2.7 kg/m³ y tiende a disminuir en su parte superior debido a la presencia de cavidades y fracturas (Wilson, 1989; Muller *et al.*, 1997; Mooney *et al.*, 1998; Lee *et al.*, 2002; Fowler, 2005; Neves y Neves, 2009).

La corteza oceánica inferior se caracteriza por velocidades sísmicas entre 6.3 y 7.1 km/s y una densidad promedio de 3 kg/m³ (Wilson, 1989; Muller *et al.*, 1997; Mooney *et al.*, 1998; Sorokin *et al.*, 1999; Chulick y Mooney, 2002; Lee *et al.*, 2002; Contrucci *et al.*, 2004; Anderson, 2007; Park *et al.*, 2007; Labails *et al.*, 2009; Neves y Neves, 2009).



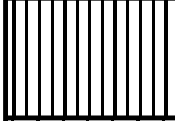

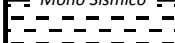


				Corteza Oceánica Promedio		
				Espesor (Km)	Vp (Km/s)	$\sim\rho$ (gt/cm ³)
	Sedimentos	Capa 1		0.5	1.7-2.0	2.3
	Lavas almohadilladas y capas de flujos de lava	Corteza Superior	Capa 2	A	1.75	2.0-5.6
	Complejo de Diques			B	1.8	~6.7
	Gabro	Corteza Inferior	Capa 3			
	Gabros estratificados				4.7	6.3-7.0
	Peridotitas estratificadas	Manto Superior				
	Peridotitas, Dunitas, etc.			--	7.6-8.6	3.4

Fig. 3.6. División petrológica y sísmica de la corteza oceánica y manto superior (modificada de Wilson, 1989).

Hacia la base la corteza oceánica se ha reportado la presencia de una capa con velocidades sísmicas entre 7.2-7.7 km/s, mayores a las velocidades de la corteza oceánica pero menores a las velocidades del manto superior. Esta capa de alta velocidad se asocia a rocas máficas y ultramáficas emplazadas y provenientes del manto o bien asociada a zonas afectadas por procesos de serpentización del manto superior (Mooney *et al.*, 1998; Lau *et al.*, 2006; Anderson, 2007; Labails *et al.*, 2009). En ambos casos, de emplazamiento y alteración del manto, los procesos que los originan pueden tener lugar antes, durante y posterior a la generación de la corteza oceánica, sin embargo, una posterior serpentización del manto es más compleja y con menos posibilidad de ocurrencia bajo la corteza oceánica.

La interpretación de un proceso de serpentización previo a la generación de corteza oceánica, implica un contacto directo entre el magma y el agua salada, debido a la exhumación del manto, donde su grado de alteración es de 100% como se reporta en el punto ODP 1277 en la cuenca de Terranova, caracterizado por velocidades sísmicas de 7.2-7.7 km/s (Lau *et al.*, 2006). Un menor grado de serpentización, 35±10 % del volumen,

como resultado de la hidratación del manto superior, implica que el contacto entre éste y al agua salada fue a lo largo de fallas o fracturas corticales, por lo tanto la alteración parcial es únicamente a lo largo de las fallas y se caracteriza por velocidades mayores a 6.9 km/s (Miller y Christensen, 1997, *en Contrucci et al., 2004*; Muller *et al.*, 1997; Fowler, 2005; Mjelde *et al.*, 2007).

Las rocas ígneas de la corteza oceánica han sido muestreadas por las perforaciones oceánicas de las últimas dos décadas, hechas dentro de los programas *Deep Sea Drilling Project* (DSDP), *Ocean Drilling Program* (ODP) e *Integrated Ocean Drilling Program* (IODP). Este muestreo junto con las mediciones *in situ* y de laboratorio, ha permitido diferenciar y detallar las propiedades de las cortezas oceánicas de acuerdo al ambiente tectónico y sus procesos geológicos relacionados, donde la velocidad de expansión es un factor importante para diferenciación dentro de la corteza.

La corteza oceánica generada en ambientes de intermedia a rápida expansión está representada por una estratificación “típica” de una corteza oceánica (basaltos-diques-gabros), como se reporta en los puntos 504B y 1256D perforados en el Océano Pacífico (Dick *et al.*, 2006). Mientras que las cortezas generadas en ambientes de lenta y ultra-lenta expansión se caracterizan por áreas de corteza oceánica con ausencia de las capas superiores de estratificación típica de la corteza oceánica (basaltos y diques ausentes), como se reporta en los puntos U1309D y 735B, perforados en el flanco oeste de la Cordillera Meso-Atlántica y suroeste de la Cordillera de la India, respectivamente (Dick *et al.*, 2006).

De acuerdo a los resultados de las perforaciones oceánicas el espesor máximo cortado de la capa de basaltos es de ~750 m en el punto 1256D, subyacido por una capa transicional basalto-dique de 61 m de espesor (Fig. 3.7). El espesor máximo cortado de esta capa transicional es de 212 m en el punto 504B.

Subyaciendo a la capa transicional basalto-dique se reporta la capa de diques que fue atravesada en el punto 1256D con un espesor de 350 m. El punto 504B corta un espesor de 1052 m de diques sin llegar a su base. En el punto 1256D se cortaron 91 m de una capa transicional dique-gabro y subyace a la capa de diques. En el punto U1309D esta capa transicional dique-gabro fue atravesada y su espesor es de 133 m y es subyacida por la capa de gabros, de la cual se reportan 1285 m cortados sin llegar a su base. Esta capa de gabros que representa la capa inferior de la corteza oceánica también es reportada por el punto 735B donde se cortaron 1525 m sin llegar a su base.

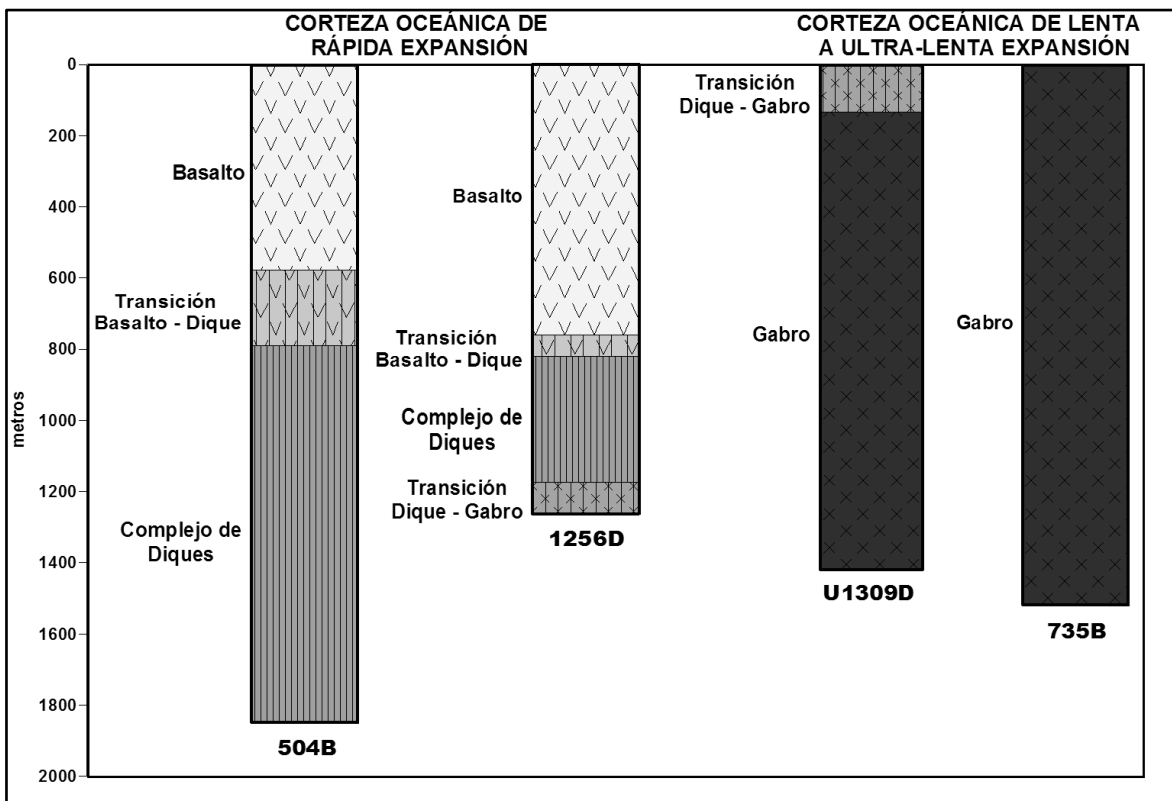


Fig. 3.7. Puntos de perforación oceánica que han atravesado las capas de la corteza oceánica (modificada de Dick et al., 2006).

Con la integración de las capas cortadas por los puntos anteriores y las velocidades sísmicas medidas en diversos puntos perforados en áreas oceánicas, se observa que sísmicamente la capa diques y las capas transicionales que le subyacen y sobreyacen se encuentran dentro de los mismos valores promedio de velocidades sísmicas (5.5 a 6.1

km/s), razón por la cual resultaría difícil diferenciarlas si no son cortadas (Fig. 3.8). Tomando en cuenta los valores promedio estimados para los rangos de velocidades medidos, entonces las velocidades sísmicas para la capa de basaltos varían entre 5.0 y 5.45 km/s, para la capa transicional basalto-dique varían entre 5.5 y 5.8 km/s similar a la capa de diques (5.5-6.1 km/s) y para la capa de gabros varía entre 6.48 y 6.80 km/s.

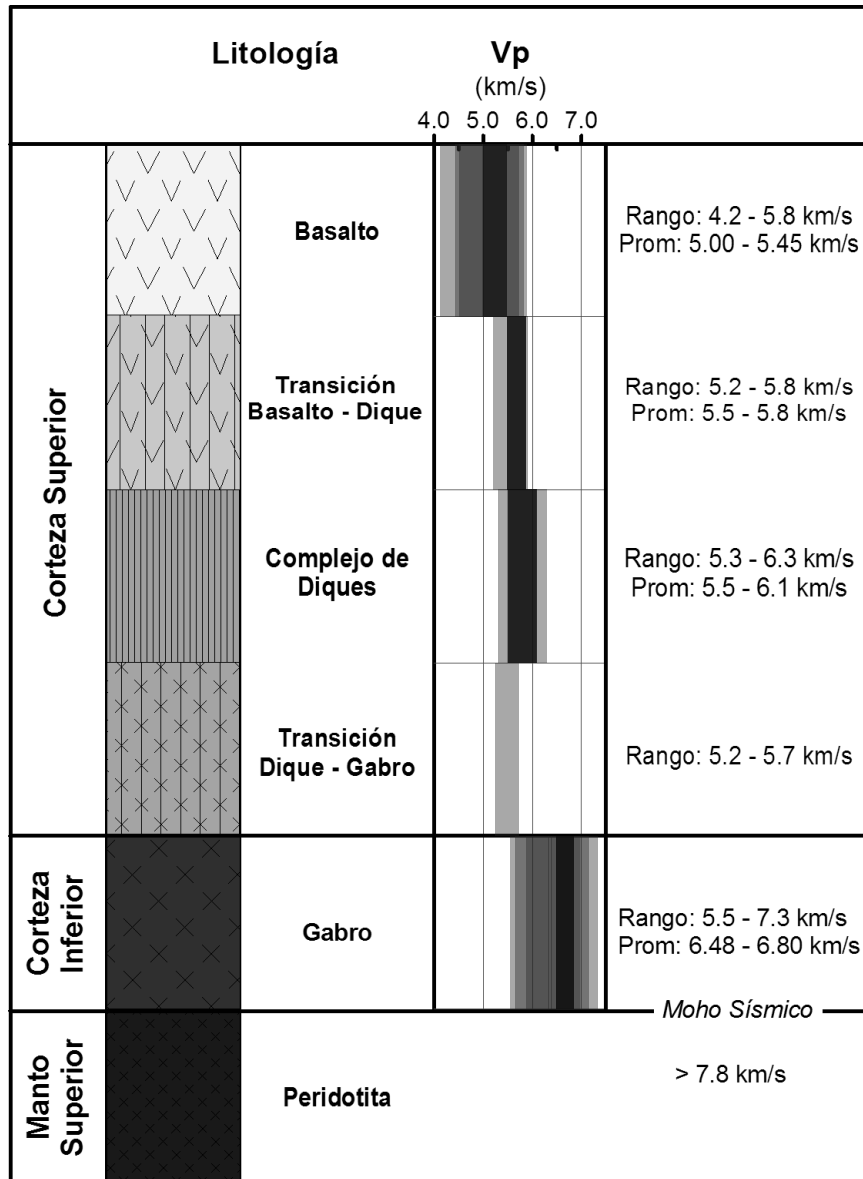


Fig. 3.8. Propiedades sísmicas de las capas de la corteza oceánica integrada de los resultados de los programas DSDP, ODP, IODP. Las barras de color gris a negro indican los rangos de velocidades medidas en cada uno de los tipos de roca.

3.1.2.4. Rocas ígneas del manto superior

Esta capa es marcada por un contraste en las velocidades sísmicas, representado por velocidades promedio de 8.1 km/s. Este cambio de velocidades se interpreta como una transición de las rocas máficas a las rocas ultramáficas llamada discontinuidad de Mohorovick (Moho sísmico) (Figs. 3.7 y 3.8) (Mooney *et al.*, 1998; Allen y Allen 2005; Anderson, 2007; Fowler, 2005; Neves y Neves, 2009). Bajo el Moho sísmico se interpreta el manto superior como una capa relativamente homogénea, que llega a presentar variaciones sísmicas asociadas a procesos dinámicos que en ellas suceden.

Bajo la corteza continental las velocidades sísmicas del manto superior varían de 7.7 a 8.29 km/s. Las bajas velocidades (7.7-7.9 km/s) se reportan bajo las áreas de *rift* continentales modernos donde la cima del manto tiene una menor profundidad; mientras que las altas velocidades (8.0 a 8.29 km/s) se reportan bajo los *paleorifts* continentales y áreas cratónicas (Mooney *et al.*, 1998; Olsen, 2006). En algunas regiones como Canadá, las velocidades sísmicas registradas en el manto de hasta 8.6 km/s se atribuyen a una anisotropía del manto de 4 a 5% (Chulick y Mooney, 2002).

Bajo la corteza oceánica y corteza transicional las velocidades sísmicas del manto superior varían de 7.6 a 8.46 km/s (Contrucci *et al.*, 2004; Lau *et al.*, 2006; Labails *et al.*, 2009; Neves y Neves, 2009). Varios autores (Christensen y Salisbury, 1975, *en Mooney et al.*, 1998; Mooney y Meissner, 1992; Lee *et al.*, 2002; Anderson, 2007) consideran que las velocidades sísmicas del manto superior incrementan con la edad de la corteza debido a su enfriamiento, así las bajas velocidades (7.6 y 7.9 km/s) se asocian a océanos jóvenes y regiones tectónicamente activas.

Tanto en la corteza oceánica como en la corteza continental, las velocidades sísmicas del manto superior se correlacionan con rocas ultramáficas (peridotitas, lherzolitas, dunitas y harzburgita). Una disminución de las velocidades sísmicas y densidad del manto, se interpreta como un incremento de temperatura (Mickus y Keller, 1992; Mooney *et al.*,

1998; Sorokin *et al.*, 1999; Darbyshire *et al.*, 2000; Chulick y Mooney, 2002; Olsen, 2006; Mjelde *et al.*, 2009).

Estudios de laboratorio han demostrado que las variaciones de temperatura influyen sobre las velocidades sísmicas, con una variación entre 0.35 y 2.0 km/s para las rocas del manto superior. Fowler (2005) menciona que las rocas basálticas y peridotíticas decrecen su velocidad de 5.5 a 3.5 km/s y 7.5 a 5.5 km/s, respectivamente, sobre los rangos de temperatura líquido-sólido. Por su parte Olsen (2007) menciona que en zonas de altos flujos de calor y corteza adelgazada, las rocas del manto superior pueden tener un contraste de velocidades sísmicas de ~ 0.35 km/s. Bajo esta última hipótesis, una misma corteza las velocidades de 8.0 km/s pueden corresponder a las mismas rocas de áreas con altos flujos de calor y velocidades de 7.65 km/s.

3.2. Corteza continental del margen del Golfo de México

Las evidencias de las rocas ígneas de la corteza continental del margen del Golfo de México se reportan en afloramientos en México y en el subsuelo de México y Estados Unidos sobre áreas cercanas a la línea de costa. En el Golfo de México no se cuenta con evidencias directas, sin embargo, su distribución puede ser interpretada a partir de datos indirectos proporcionados por velocidades sísmicas.

En afloramiento se reportan evidencias de rocas ígneas continentales del Paleozoico-Mesozoico en los estados de Coahuila, Tamaulipas, Veracruz y Chiapas. En subsuelo estas evidencias se reportan en pozos petroleros cercanos a la línea de costa. En Estados Unidos sobre el margen noreste del golfo en los estados de Mississippi, Alabama, Georgia, Florida, y parte oeste de la plataforma de Florida se han cortado granitos y granodioritas del Paleozoico y Precámbrico, respectivamente. En México sobre el margen oeste del golfo, en los estados de Tamaulipas y Veracruz, se han cortado granitos y granodioritas del Pérmico-Triásico, en tanto que sobre el margen sur-sureste, en los estados de Tabasco y Quintana Roo se reportan intrusivos graníticos del Pérmico inferior.

Como evidencias indirectas de la parte interna del Golfo de México se consideran las velocidades sísmicas asociadas a rocas ígneas félsicas probablemente correlacionables con los granitos y granodioritas el Pérmico-Triásico reportados en el subsuelo del margen del golfo.

3.2.1. Evidencias directas de la corteza continental en el margen del Golfo de México

a) Rocas ígneas del margen noreste del Golfo de México

En el noreste del Golfo de México las rocas ígneas de la corteza continental corresponden con granitos del Paleozoico superior e inferior y granodioritas Precámbricas. Los granitos del Paleozoico superior se reportan en el pozo Amoco-Saga No. 1 ubicado en la parte sur del límite de los estados de Mississippi y Alabama, datados en 272 ± 10 Ma, Pérmico (Woods *et al.*, 1991) (Fig. 3.9). Estos granitos se ubican en el Alto *Wiggins*, considerado como un bloque de basamento levantado, donde también se reportan granodioritas datadas en 709 ± 25 Ma, Precámbrico (Winker y Buffler, 1988; Woods *et al.*, 1991). Los granitos del Paleozoico inferior reportados en pozos al oeste de Florida, suroeste de Georgia y plataforma oeste de Florida no cuentan con dataciones, sin embargo, se ubican en el periodo Cámbrico (Woods *et al.*, 1991; Marton, 1995).

En la parte oeste de la Plataforma de Florida, además de las rocas graníticas, se reportan riolitas Ordovícicas y Carboníferas. Las riolitas Ordovícicas fueron cortadas por los pozos Charlotte Harbor-672 y 625. Las riolitas Carboníferas fueron cortadas por los pozos Texaco-100-1 y Tenneco's 672, en el primer pozo estas rocas se ubican en el Misisípico (Carbonífero inferior) mientras que en el segundo pozo estas rocas fueron datadas isotópicamente en 316 ± 11 Ma, ubicándolas en el Pensilvánico (Carbonífero superior) (Marton, 1995).

Los granitos pérmicos son separados tectónicamente de los granitos cámbricos por la zona de fractura Bahamas, interpretada como un lineamiento de basamento que limita los bloques continentales Florida-Bahamas-Placa Blake (Marton, 1995).

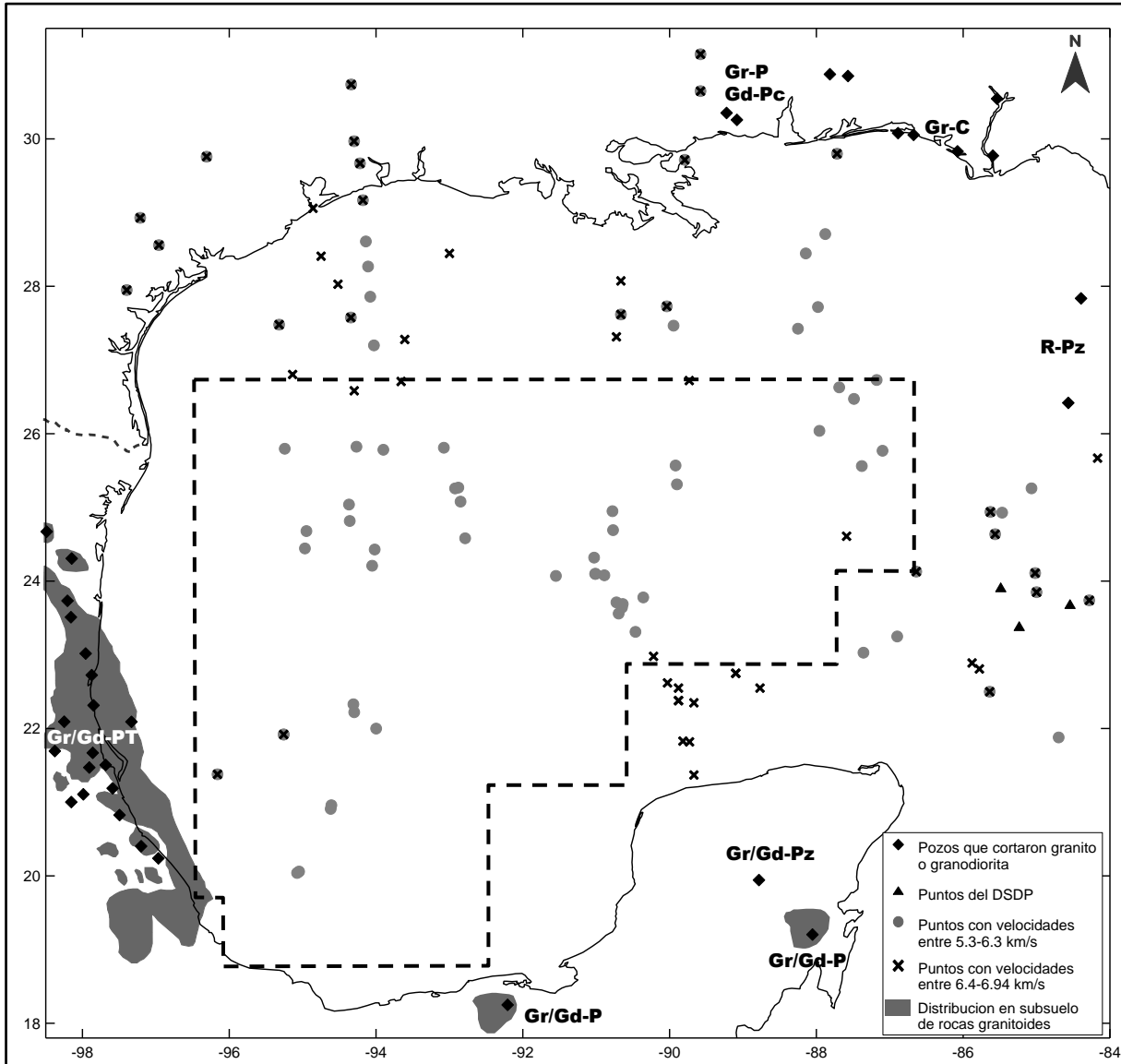


Fig. 3.9. Evidencias directas e indirectas de las rocas ígneas de la corteza del Golfo de México y sus márgenes. Gr-granito, Gd-granodiorita, P-Pérmico, T-Triásico, Pc-Precámbrico, Pz-Paleozoico, C-Cámbrico. La línea segmentada indica el área de estudio.

b) Rocas ígneas del margen oeste del Golfo de México

Sobre el margen oeste del Golfo de México las rocas ígneas de la corteza continental corresponden con granitos y granodioritas Pérmico-Triásico. Estas rocas afloran hacia la parte interna del continente en los estados de Veracruz y Coahuila, y han sido cortadas en subsuelo por varios pozos en los estados de Tamaulipas y Veracruz.

En los afloramientos de Coahuila (Acatita-Delicias) la dataciones de las granodioritas arrojan edades entre 256 ± 21 y 266 ± 20 Ma (Pérmico medio-superior), similares a las obtenidas en afloramientos de Veracruz (Altotonga) de 246 ± 7 y 252 ± 20 Ma (Triásico inferior y Pérmico superior) (López-Infanzón, 1986).

En el subsuelo del margen oeste del Golfo de México algunos pozos de los estados de Veracruz y Tamaulipas reportan granitos y granodioritas del Pérmico-Triásico. A pesar de que las dataciones son principalmente para granodioritas, los granitos del sur de la cuenca de Burgos y cuenca Tampico-Misantla se ubican dentro del Pérmico-Triásico (Sánchez, 1961; Marton, 1995; Ortiz, 2006). Jacobo (1986) considera que las edades de los granitos del área de Poza Rica son similares a las edades de recalentamiento de las rocas polimetamórficas que intrusionan, entre 223 ± 18 y 276 ± 22 Ma (Triásico superior-Pérmico inferior). Los granitos datados en el pozo Cupelado-1 arrojan una edad de 208 ± 10 Ma, Triásico superior (Jacobo, 1986) y se ubica en el extremo sur de las localidades que han cortado las rocas ígneas de la corteza continental sobre el margen oeste del Golfo de México.

Las dataciones de las granodioritas cortadas en el subsuelo del margen oeste del Golfo de México arrojan edades entre 241 ± 20 y 264 ± 21 Ma, Pérmico superior a Triásico inferior-medio (Jacobo, 1986; López-Infanzón, 1986). Estas edades son muy similares al rango de edades obtenido para las granodioritas de los afloramientos de Veracruz y Coahuila.

Sánchez (1961) considera que el basamento de la cuenca sedimentaria Tampico-Misantla, ubicada sobre el margen oeste del Golfo de México, se constituye por granodioritas. A partir de la correlación entre las anomalías magnéticas y las litologías del basamento cortado en el subsuelo, Jacobo (1986) interpreta que las rocas graníticas del margen oeste del Golfo de México están distribuidas a lo largo de una franja orientada NW-SE (Fig. 3.9), limitada al sur por el Eje Neovolcánico y al este por una falla transformante (Marton, 1995; Jacobo 1997, *en Grajales, 1999*).

c) Rocas ígneas del margen sur-sureste del Golfo de México

En el margen sur-sureste del Golfo de México las rocas ígneas de la corteza continental se han cortado en el subsuelo de los estados de Tabasco y Quintana Roo, donde se reportan intrusivos graníticos de 285 Ma (Pérmico inferior) a la base de la columna de los pozos Cobo-301 y Quintana Roo-1 (López-Infanzón, 1986). En el Macizo de Chiapas algunos de los intrusivos graníticos datados arrojan edades entre 219 y 242 Ma, Triásico medio-superior (López-Infanzón, 1986), sin embargo se tiene evidencia de intrusivos graníticos del Ordovícico (Paleozoico inferior) y Pérmico-Triásico (Olivas, 1953; Fries *et al.*, 1974; Pantoja-Alor *et al.*, 1974; López Infanzón 1986; Padilla y Sánchez, 2007; Pompa, 2009). Estas edades reportadas para el Macizo de Chiapas son similares a las consideradas para las rocas graníticas del subsuelo y afloramientos de Belice (López-Ramos, 1973; Woods *et al.*, 1991; Marton, 1995).

Además de estas rocas graníticas, en el margen sureste del Golfo de México, en el pozo Yucatán-1 se cortaron riolitas de edad probable de 410 Ma (Devónico inferior), contemporáneas con las riolitas cortadas en la Plataforma de Florida (López-Ramos, 1973).

3.2.2. Evidencias sísmicas de corteza continental en el Golfo de México

La interpretación de las propiedades sísmicas de la corteza continental del Golfo de México fueron definidas a partir de la revisión de las velocidades sísmicas de 134 puntos

de sísmica de refracción adquiridos previamente por diversas brigadas en la parte marina y sobre el margen norte del Golfo de México (Fig. 3.9), en Texas, Arkansas, Mississippi, Alabama, Tennessee y Florida (Ewing *et al.*, 1955, Hales *et al.*, 1970, Ervin y McGinnis, 1975; Ladd *et al.*, 1976; Ibrahim *et al.*, 1981; Shaub *et al.*, 1984; Mickus y Keller, 1992; Chulick y Mooney, 2002).

La definición de las velocidades de las capas que conforman la corteza y manto del Golfo de México fue a partir de las velocidades de sísmica de refracción y los rangos de velocidades de las figuras 3.4 y 3.8.

En el Golfo de México y sus márgenes se diferencian velocidades sísmicas de la corteza continental superior, corteza continental inferior y corteza oceánica inferior, capa de alta velocidad y manto superior litosférico (Fig. 3.10). La capa de velocidades sísmicas relacionada a la capa superior de la corteza oceánica (4.7 y 5.30 km/s), también es reportada en el Golfo de México, sin embargo, en su parte continental las velocidades corresponden a las rocas carbonatadas del Mesozoico.

Corteza Continental	Corteza Oceánica
Capa Superior 5.30-6.30	Capa Superior (?)
Capa Inferior 6.40-6.94	
Capa de Alta Velocidad 7.00-7.80	
Manto Superior Litosférico 7.80-8.41	

Fig. 3.10. Rango de velocidades de la corteza y manto superior del Golfo de México y margen continental, los valores son dados en km/s.

La corteza continental superior es representada por las velocidades sísmicas entre 5.5 y 6.3 km/s, dentro del rango de las velocidades sísmicas de granitos o granodioritas (rocas félsicas). Estas litologías son correlacionables con las reportadas en los pozos del margen

del Golfo de México. Los espesores de esta capa en la parte norte varían de 5.4 a 13.0 km, mientras que en el sur varían desde 1.5 a 7.0 km, en el noreste de la plataforma de Yucatán.

Es importante señalar que existen algunos puntos donde no se reportan las velocidades sísmicas de la corteza continental superior, como es el caso del noreste de la plataforma de Yucatán, donde la ausencia de esta capa puede ser sugerida por las anomalías magnéticas y gravimétricas casi concéntricas (Fig. 3.11).

Bajo la mayor parte de los puntos donde se reportan las velocidades de la corteza superior, se reportan velocidades sísmicas entre 6.4 y 6.94 km/s, que corresponden con las velocidades de las rocas máficas de la corteza continental inferior. Los espesores en la parte norte del golfo varían entre 4.8 y 21.0 km. En la parte sur varían entre 5.1 y 9.9 km, sin embargo, en los puntos ubicados al norte-noroeste de la plataforma de Yucatán no es posible estimar su espesor ya que los últimos registros de velocidad corresponden a la corteza continental.

Cercano al límite corteza continental transicional-corteza oceánica las velocidades sísmicas indican la ausencia de la corteza continental inferior. Sobre estas zonas de ausencia, las velocidades sísmicas registradas varían entre 7.0 y 7.8 km/s y pueden sugerir un reemplazo de la corteza continental inferior por material producto de intrusiones máficas o ultramáficas provenientes del manto durante una etapa distensiva del Golfo de México (Fig. 3.11).

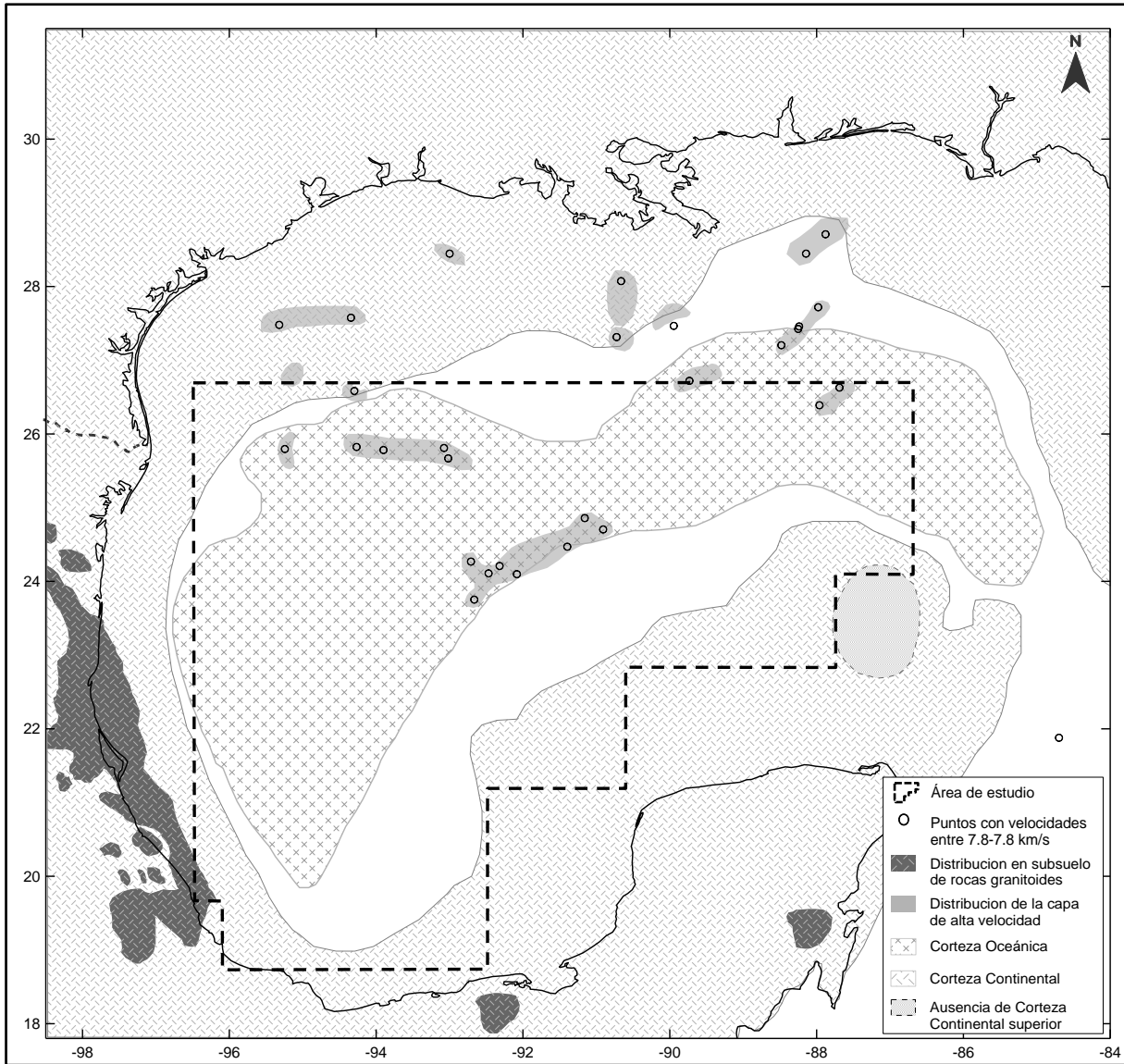


Fig. 3.11. Distribución de la corteza oceánica y continental del Golfo de México y sus márgenes.

3.3. Corteza oceánica del Golfo de México

Para la corteza oceánica del Golfo de México no se cuenta con evidencias directas y su distribución se ha hecho principalmente con base a trabajos regionales de integración estratigráfica. Además de las correlaciones geológicas regionales, las evidencias de la presencia y distribución de la corteza oceánica son los datos indirectos de gravimetría, magnetometría y sísmica de refracción.

Partiendo de los rangos de velocidades sísmicas de las capas de la corteza oceánica de la figura 3.8, en el Golfo de México se diferencian velocidades sísmicas dentro del rango de los basaltos de la corteza superior y de los gabros de la corteza inferior. Las velocidades en el rango de los basaltos varían entre 4.4 y 5.1 km/s, menores al rango promedio de los basaltos (5.0-5.45 km/s, Fig. 3.8). Estas velocidades son reportadas tanto en el margen continental como en aguas profundas. En la cuenca Apalachicola y Cañón de Soto, sobre el margen del norte del Golfo de México, las profundidades de estas velocidades sísmicas corresponden a las secuencias carbonatadas Mesozoicas (Dobson *et al.*, 1997; Mancini *et al.*, 2001). En el borde norte-noreste de la Plataforma de Yucatán las velocidades sísmicas entre 4.6 y 5.1 km/s corresponden a los carbonatos del Cretácico inferior-medio cortados en los sitios 86, 94 y 95 del DSDP (Worzel *et al.*, 1970). Finalmente, al noreste de la Plataforma de Yucatán y noroeste de Cuba, en la parte profunda del Golfo de México, los sitios 535, 536, 537, 538A y 540 del DSDP cortaron carbonatos del Cretácico inferior-medio con velocidades sísmicas medidas entre 3.2 y 4.71 km/s (Buffler *et al.*, 1984).

Sobre el margen norte del Golfo de México los espesores de esta capa son entre 1.8-3.0 km, menores a los del margen noroeste, entre 5.4 y 9.0 km. En el borde de la plataforma de Yucatán los espesores son entre 0.5 y 3.9 km. En la parte profunda del golfo los espesores para esta capa varían entre 2.2 y 5.1 km, como se reportan en transectos regionales (Salvador, 1991).

De acuerdo con lo anterior, la capa superior de la corteza oceánica (basaltos) podría estar ausente en el Golfo de México o bien no estar diferenciada por sísmica de refracción debido a que sus velocidades son similares a las velocidades de las secuencias carbonatadas que le sobreyacen. Esta diferenciación podría ser hecha a partir del análisis de sísmica de reflexión, sin embargo, dicho análisis no fue considerado en este trabajo.

La capa inferior de la corteza oceánica está representada por velocidades sísmicas entre 6.4 y 6.9 km/s. Tomando como referencia la latitud -91°W, las velocidades sísmicas de la

porción occidental de la corteza oceánica del Golfo de México son menores a las velocidades de la parte oriental, 6.4-6.7 km/s y 6.8-6.9 km/s, respectivamente. Los espesores de esta capa varían entre 2.55 y 7.2 km.

En algunos puntos de sismica de refracción ubicados a lo largo del límite con la corteza continental, las velocidades sísmicas de la capa inferior de la corteza oceánica del Golfo de México son reemplazadas por las velocidades sísmicas de la capa de alta velocidad, asociadas a intrusiones máficas-ultramáficas provenientes del manto (Fig. 3.11).

Finalmente, en este trabajo se llevó a cabo la integración de velocidades de sismica de refracción, distribución de las anomalías magnéticas, anomalías gravimétricas y derivada horizontal total de la gravedad isostática (Odegard, 2005) para definir la distribución de los tipos de corteza en el Golfo de México y sus márgenes. Las tendencias de las zonas con presencia de la capa de alta velocidad en el golfo y ausencia de corteza continental superior en la Plataforma de Yucatán fueron configuradas tomando como base las geometrías de las anomalías magnéticas y gravimétricas (Fig. 3.11). El área entre los límites de la corteza oceánica y corteza continental se considera que corresponde a corteza continental transicional con fuerte afectación tectónica, donde se espera mayor ausencia de corteza continental superior y reemplazo de la corteza inferior por intrusiones máficas-ultramáficas provenientes del manto.

La distribución de la corteza oceánica del Golfo de México obtenida a partir de la integración de los datos geofísicos referidos en el párrafo anterior, es muy semejante a la distribución de la corteza oceánica reportada previamente por varios autores (Ibrahim y Uchupi, 1982 en Dunbar y Sawyer, 1987; Dunbar y Sawyer, 1987; Buffler y Sawyer *et al.*, ambos en Salvador 1991; Marton y Buffler, 1993; Schouten y Klitgord, 1994; Marton, 1995; Pindell y Kennan, 2001; Bird *et al.*, 2005; Sandwell *et al.*, 2014) (Fig. 3.12). La mejor correspondencia se observa con los modelos de distribución de corteza oceánica del Golfo

de México de Buffler y Sawyer *et al.* (ambos en Salvador 1991), así como con límite cortical reportado recientemente por Sandwell *et al.* (2014).

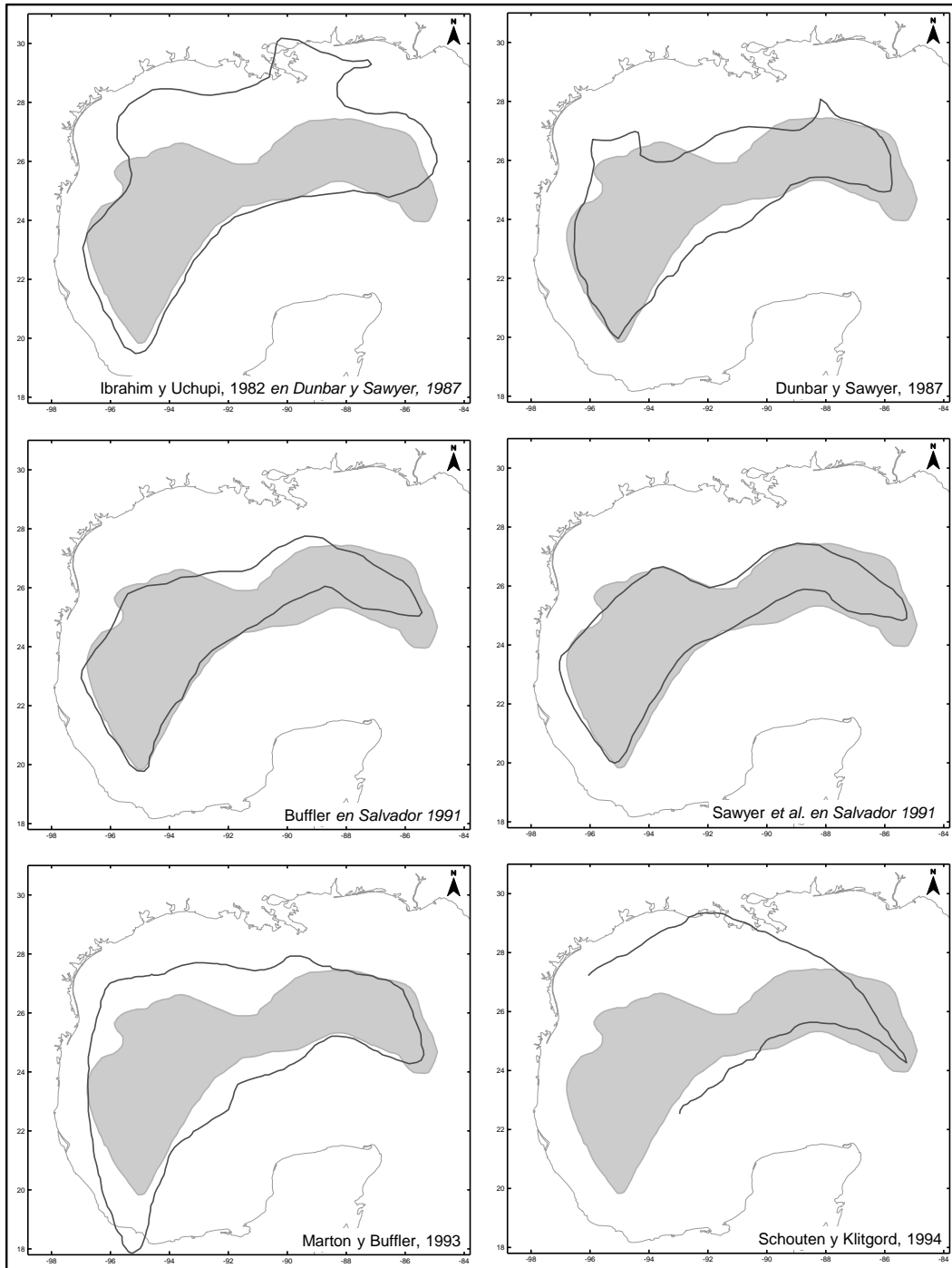


Fig. 3.12. Modelos de distribución de la corteza oceánica del Golfo de México. El área en color gris representa la distribución de corteza oceánica definida en este trabajo y las líneas en color negro representan los distintos modelos de corteza oceánica propuestos por autores previos.

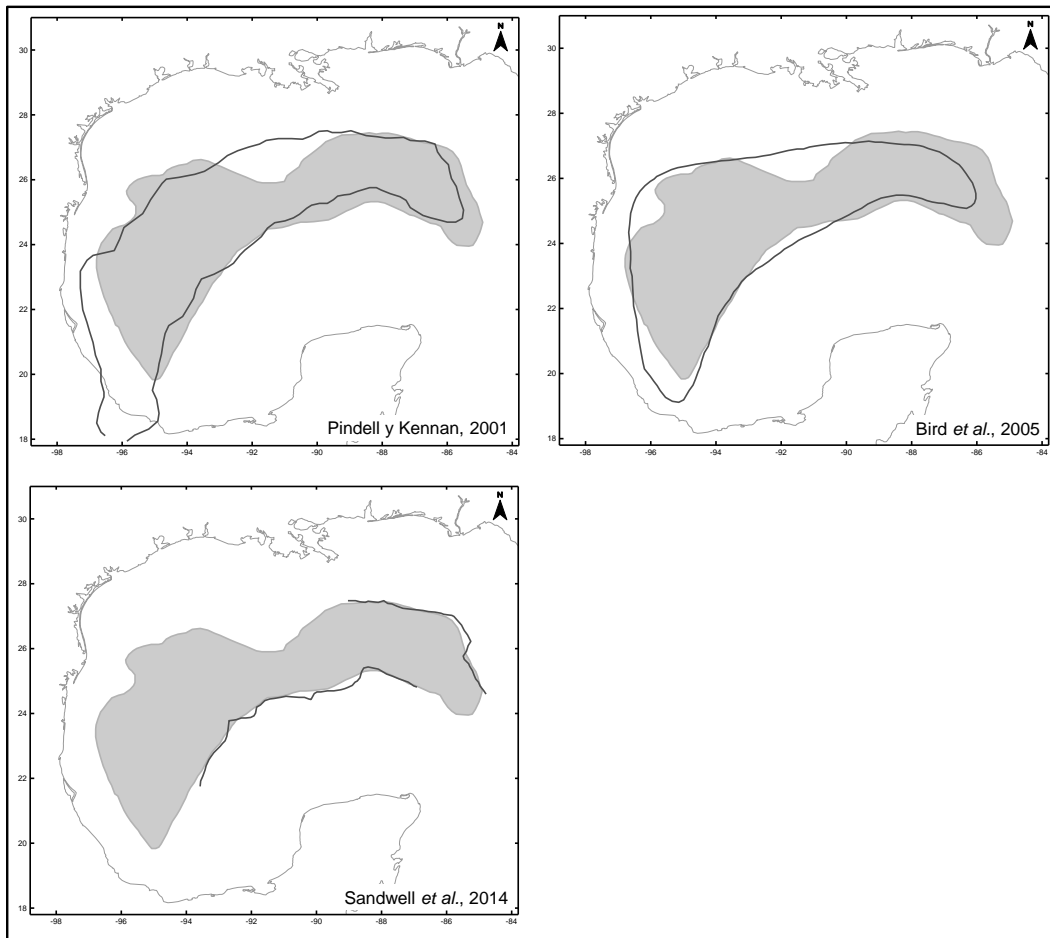


Fig. 3.12. Modelos de distribución de la corteza oceánica del Golfo de México. El área en color gris representa la distribución de corteza oceánica definida en este trabajo y las líneas en color negro representan los distintos modelos de corteza oceánica propuestos por autores previos (*continuación*).

3.3.1. Velocidades de expansión de corteza oceánica en el Golfo de México

La distribución de la corteza oceánica obtenida muestra dos tendencias principales en la longitud de la geometría de la corteza. Usando líneas auxiliares perpendiculares al límite cortical se hizo la estimación de las longitudes de la corteza oceánica del Golfo de México. Tomando como referencia la longitud 91°W , la porción occidental de la corteza se caracteriza por longitudes promedio entre 348.2 y 423.6 km, aunque en el suroeste las longitudes son entre 137.2 y 243.6 km. En la porción oriental de la corteza las longitudes

promedio varía entre 241.8 y 265.5 km. En la parte central de la corteza la longitud estimada es de 160.0 km (Fig. 3.13).

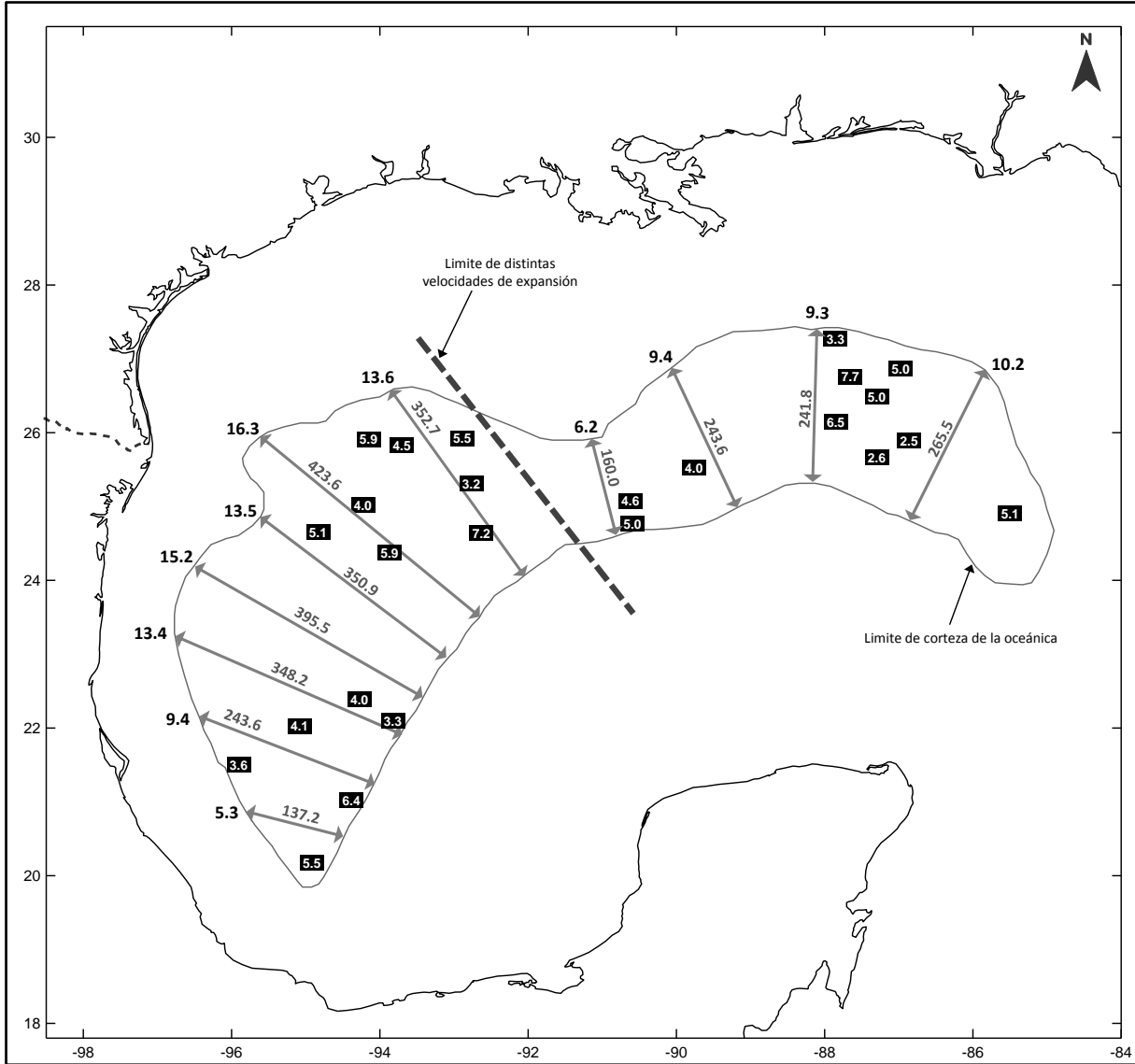


Fig. 3.13. Velocidades de expansión de la corteza oceánica del Golfo de México. Los números sobre las líneas rectas indican las longitudes estimadas en km (color gris oscuro), sobre el límite de la corteza oceánica indican las velocidades de expansión calculadas en mm/año (color negro) y dentro de la corteza oceánica indican su espesor sísmico en km (en recuadro negro).

Partiendo de las longitudes estimadas y un valor promedio de 26 Ma para el tiempo de duración para la generación la corteza oceánica, se calcularon las velocidades de expansión que originaron la corteza oceánica del Golfo de México. En la parte occidental

las velocidades promedio obtenidas son entre 13.4 y 16.3 mm/año, en el suroeste varían entre 5.3 y 9.4 mm/año. En la parte oriental las velocidades obtenidas varían entre 9.3 y 10.2 mm/año, en tanto que en la parte central es de 6.2 mm/año (Fig. 3.13).

Las velocidades promedio de la parte occidental de la corteza oceánica del Golfo de México (13.4-16.3 mm/año) indican que la corteza fue generada por procesos de muy lenta expansión de corteza oceánica (14.0-16.0 mm/año). Mientras que en la parte oriental las velocidades promedio (9.3-10.2 mm/año) indican que la corteza fue generada por procesos de ultra-lenta expansión de corteza oceánica (8.0-13.0 mm/año). Estas diferencias en las velocidades de expansión podrían sugerir que la corteza fue generada por dos procesos de expansión o bien que fue generada en dos periodos con un límite tectónico NW-SE (Fig. 3.13). Sin embargo se requiere un mayor número de datos sísmicos para soportar cualquiera de las dos hipótesis.

Dick *et al.* (2003) consideran que los espesores sísmicos de las cortezas oceánicas están relacionados con las velocidades de expansión que las generaron. Para cortezas oceánicas generadas por procesos de ultra-lenta a muy lenta expansión los espesores sísmicos varían entre 2.0 y 5.0 km. En el Golfo de México los espesores sísmicos promedio, obtenidos con sísmica de refracción, varían entre 3.0 y 6.0 km, que caen dentro del rango de las cortezas generadas por procesos de ultra-lenta y muy lenta expansión (Fig. 3.14).

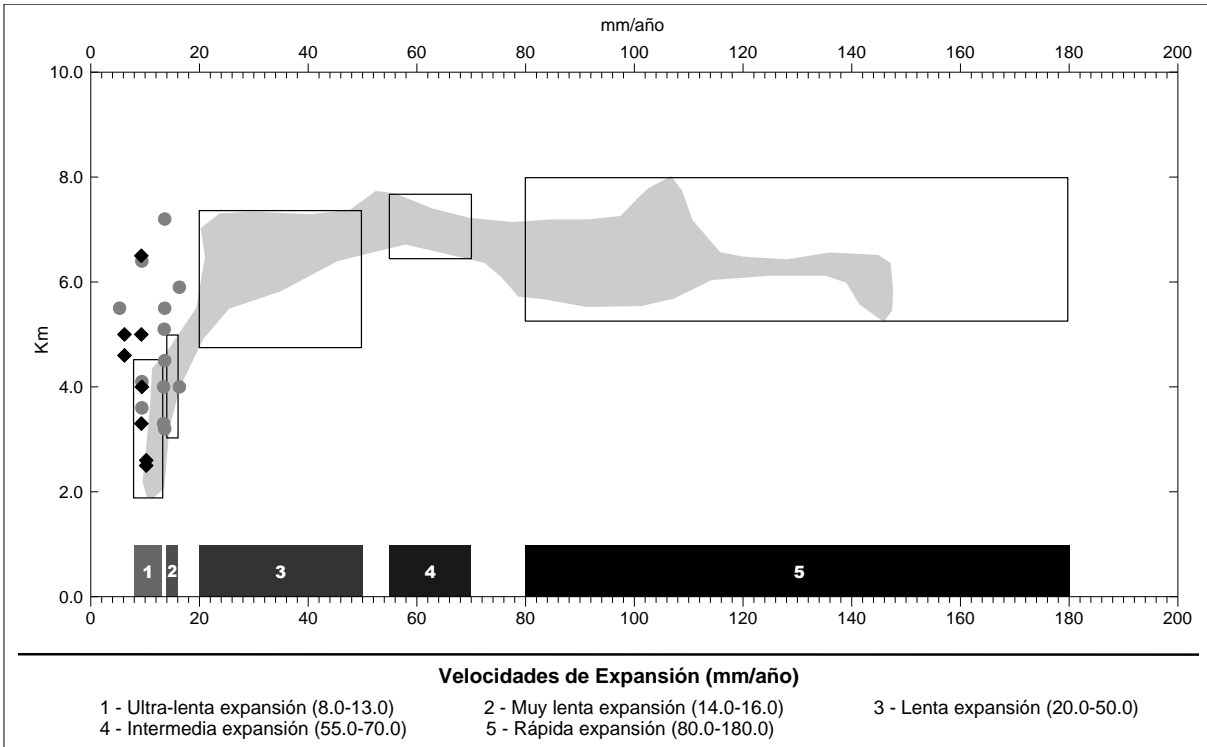


Fig. 3.14. Espesores sísmicos de las cortezas oceánicas generadas a distintas velocidades de expansión (*modificada de Dick et al., 2003*). Los puntos en color gris corresponden a los datos de la porción occidental de la corteza oceánica del Golfo de México, los rombos en color negro corresponden a los datos de la porción oriental de la corteza oceánica del Golfo de México, el polígono en color gris indica los valores promedio calculados en distintas cortezas oceánicas, las barras de la parte inferior de la gráfica indican los distintos rangos de velocidades de expansión.

3.4. Manto superior del Golfo de México

Esta capa corresponde con el rango de velocidades sísmicas entre 7.8 y 8.4 km/s y es reportada por la mayor parte de los puntos de sísmica de refracción del Golfo de México. Tomando como referencia la latitud -91°W , se pueden observar diferencias en las velocidades sísmicas del manto bajo la corteza oceánica. En la parte occidental de la corteza oceánica las velocidades sísmicas varían entre 8.0 y 8.4 km/s, mientras que en la parte oriental las velocidades sísmicas son entre 8.1 y 7.8 km/s (Fig. 3.15).

De acuerdo a las observaciones de las velocidades de expansión, bajo el área de muy lenta expansión están los mayores valores de las velocidades sísmicas del manto superior del Golfo de México.

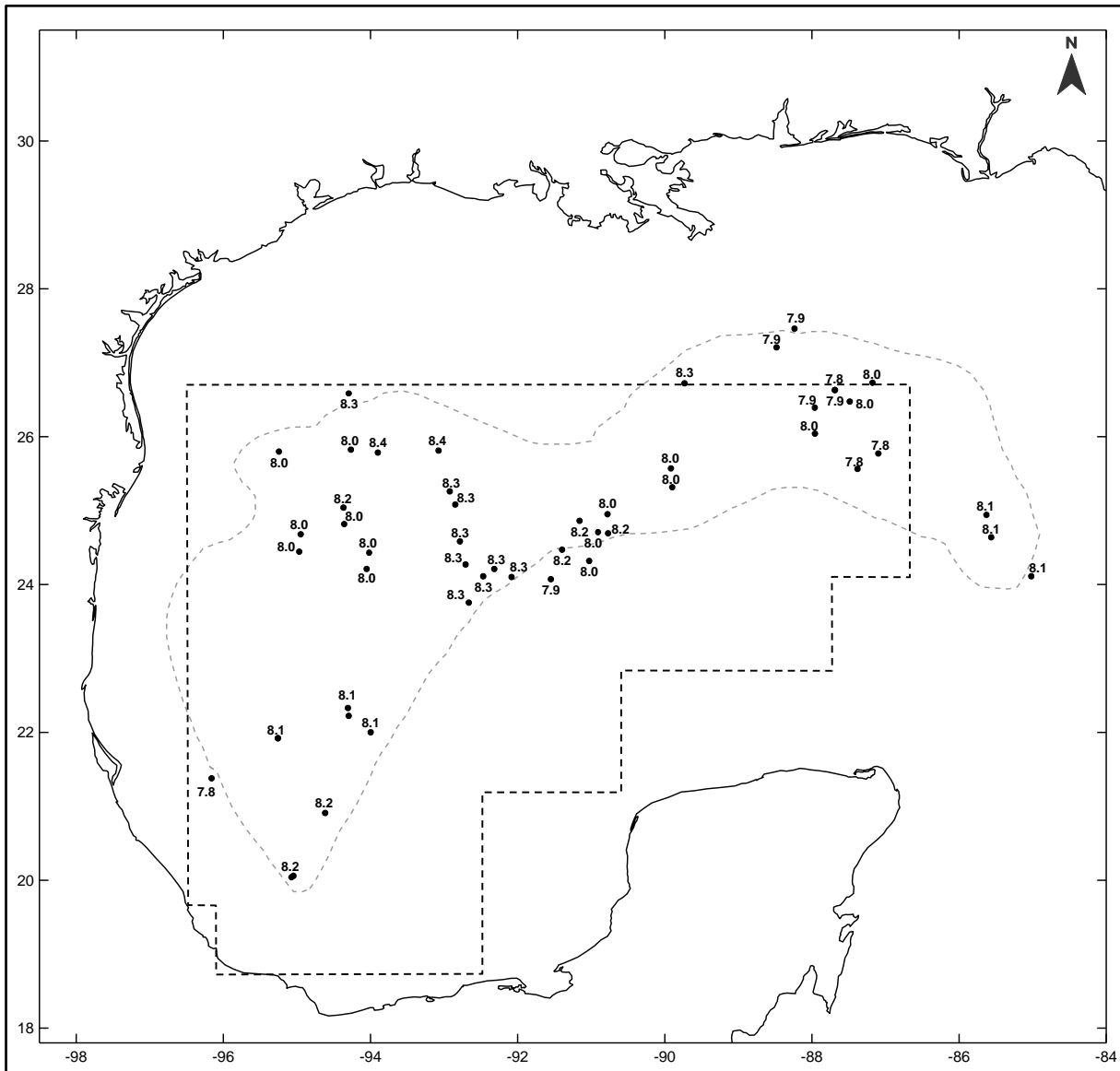


Figura 3.15. Velocidades sísmicas del manto superior del Golfo de México en km/s.

CAPÍTULO 4

4. Datos y metodología

La interpretación de las anomalías magnéticas puede ser enfocada al cálculo de la profundidad, dimensiones, forma y magnetización del o los cuerpos causativos de un grupo de datos observados. Para estimar los parámetros de los cuerpos causativos se han desarrollado distintos métodos en los que se consideran formas geométricas para definir el o los cuerpos causativos, para su análisis bidimensional o tridimensional.

En este trabajo se usa un método exponencial para determina la profundidad de la cima y base del cuerpo causativo (prisma rectangular vertical) a partir del espectro de las anomalías magnéticas. Este espectro de la anomalía magnética es expresado como la suma de exponenciales que están en función de la frecuencia y ubicación de los bordes del cuerpo prismático.

El método usado se desarrolla a partir del método exponencial introducido por Bhattacharyya (1964) y descrito en Leu (1975) y Bhattacharyya y Leu (1977) para determinar la profundidad de los bordes del cuerpo causativo de las anomalías magnéticas. Este método 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).

El método se aplica a los datos magnéticos de la mayor parte del área del Golfo de México para determinar la profundidad de la base del prisma causativo y estimar el valor de la isoterma de Curie. Las profundidades obtenidas representan la profundidad de la base de la fuente o capa magnética en el Golfo de México.

4.1. Datos magnéticos del Golfo de México

Los datos magnéticos del Golfo de México usados en este trabajo fueron obtenidos en formato digital de la base de datos magnéticos del Mapa de la Anomalía Magnética de Norteamérica (MAMN) (Fig. 4.1). Los datos magnéticos del territorio mexicano del Golfo de México integrados al MAMN fueron adquiridos y corregidos (por variaciones diurnas e *International Geomagnetic Reference Field-IGRF*) por el Consejo de Recursos Minerales (México). Su adquisición fue 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. Un mayor detalle del procesado y compilación regional de los datos magnéticos se hace en el folleto complemento del MAMN (NAMAG, 2002).

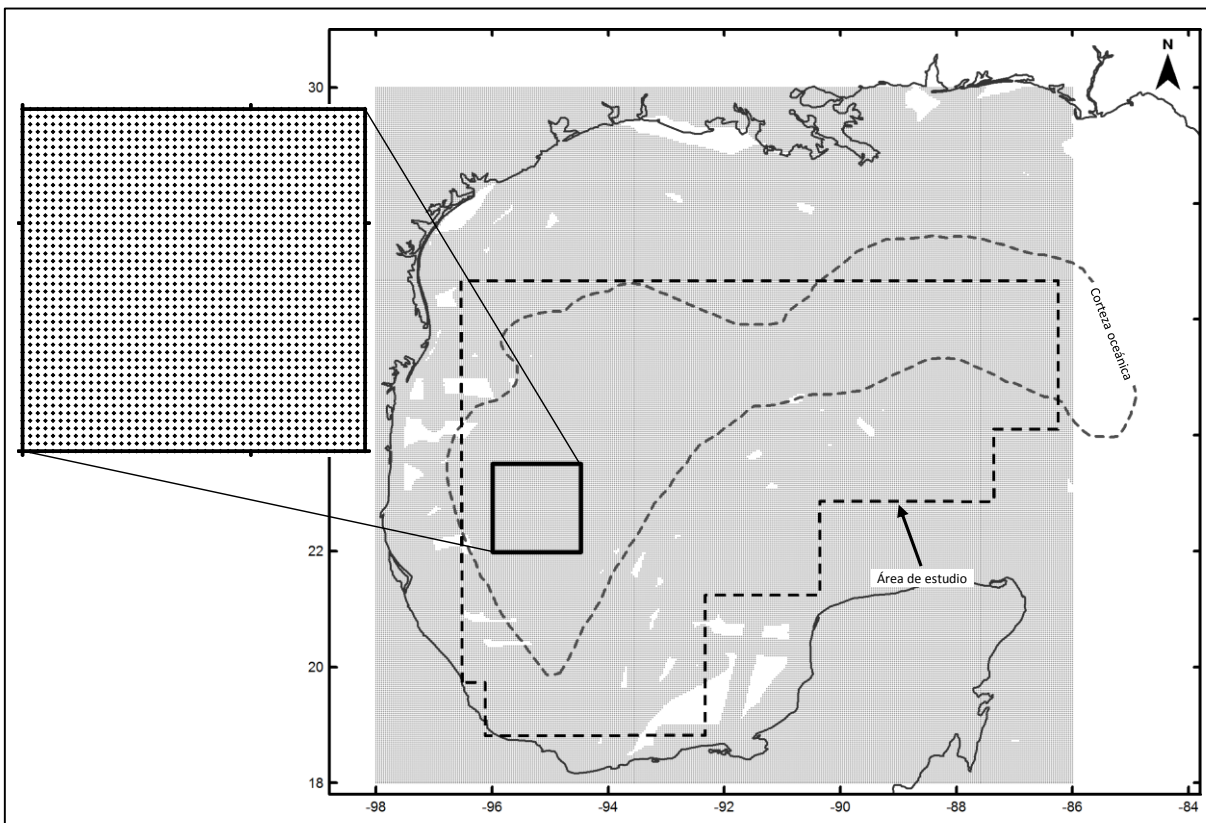


Fig. 4.1. Cobertura de los datos magnéticos seleccionados en el Golfo de México.

El área de estudio fue delimitada tomando en cuenta la distribución de la corteza oceánica del Golfo de México, así como la distribución de las mallas de análisis de los datos magnéticos sobre la configuración de sus anomalías.

4.2. Método exponencial para estimar la profundidad de la base de la fuente magnética

Partiendo de que el cuerpo causativo de las anomalías magnéticas es un cuerpo prismático de extensión vertical infinita, las coordenadas de las esquinas de la cima de su superficie a una profundidad h son (x_1, y_1, h) , (x_2, y_2, h) , (x_3, y_3, h) y (x_4, y_4, h) , el centro de la cima de su superficie se ubica en (x_0, y_0, h) y las dimensiones horizontales del cuerpo paralelo a los ejes (x, y) son a y b , respectivamente (Fig. 4.2).

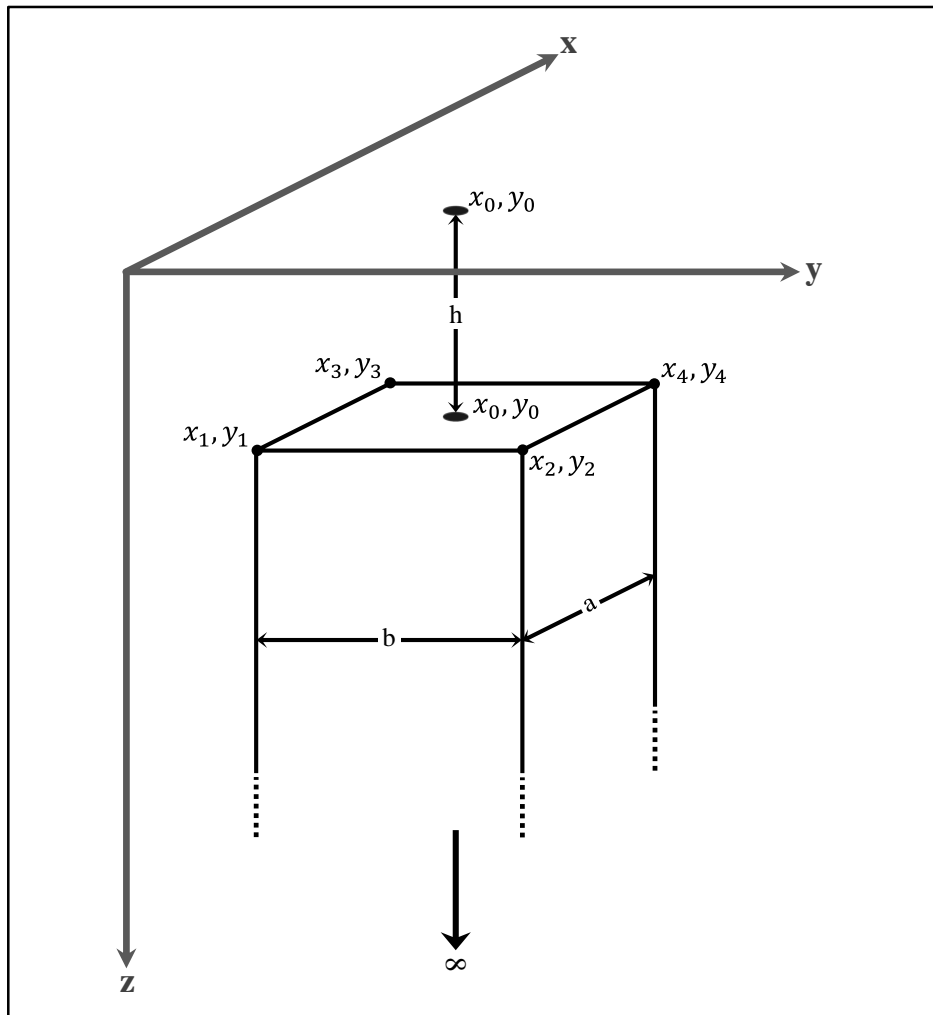


Fig. 4.2. Prisma de profundidad infinita (modificada de Bhattacharyya y Leu, 1977).

Respecto a las anomalías magnéticas, se considera que la anomalía magnética del campo total en el punto $(x, y, 0)$ es debida a un cuerpo de volumen V_0 magnetizado uniformemente con un vector de intensidad de magnetización I_p y cosenos directores L, M, N . Se asume que el campo magnético total es medido en una dirección dada por los cosenos directores del campo geomagnético l, m, n . Entonces el espectro de la anomalía del campo total $T(x, y, 0)$ observado en el plano horizontal de la frecuencia angular (u, v) y una profundidad h es dado por (Bhattacharyya, 1966 y 1967):

$$F_T(u, v) = \frac{2\pi I_p J}{s} \int_{V_0} e^{-(sh+iux+ivy)} dV_0 \dots \dots \dots (1)$$

Donde $J = -lLu^2 - mMv^2 + nNs^2 - \alpha_{12}uv + is(\alpha_{13}u + \alpha_{23}v)$, $s = (u^2 + v^2)^{1/2}$, $\alpha_{13} = Ln + Nl$, $\alpha_{23} = Mn + Nm$, $\alpha_{12} = Lm + Ml$, $i = \sqrt{-1}$ representa la parte imaginaria de una cantidad compleja.

Para un cuerpo prismático de extensión vertical infinita el espectro de su anomalía magnética puede expresarse a partir de la ecuación 1 como:

$$F_T(u, v) = Q \cdot e^{-sh} [e^{-i(ux_1+vy_1)} - e^{-i(ux_2+vy_2)} - e^{-i(ux_3+vy_3)} + e^{-i(ux_4+vy_4)}] \dots (2)$$

Donde $Q = -\frac{2\pi I_p J}{uvs^2}$.

Cuando el prisma tiene una profundidad vertical finita el espectro de su anomalía magnética puede expresarse como:

$$F'_T(u, v) = F_T(u, v)|_{h=h_1} - F_T(u, v)|_{h=h_2} \dots \dots \dots (3)$$

Donde h_1 y h_2 son las profundidades de la cima y base del prisma, respectivamente.

Ahora bien, cuando el cuerpo prismático es infinitamente extendido, este puede ser definido como una capa horizontal compuesta de varios prismas con profundidades cercanas unas a otras. Para una capa magnética definida como un ensamble de prismas las profundidades de su cima y base pueden ser estimadas usando el método exponencial y los datos de una línea radial 45° sobre el plano de frecuencia angular (u, v) del espectro (Aydin y Oksum, 2010).

Asumiendo que la distribución espacial de la magnetización es completamente aleatoria y el comportamiento probabilístico de magnetización es isotrópico, la ecuación 2 puede escribirse como (Blakely, 1996):

$$F(u, v) = [2\pi \cdot C_m \cdot \theta_m \cdot \theta_f \cdot (e^{-|s|h_1} - e^{-|s|h_2})] \dots \dots \dots (4)$$

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.

Combinando las ecuaciones 2 y 4 se obtiene:

$$F(u, v) = C \cdot \{(e^{-|s|h_1} - e^{-|s|h_2}) \cdot (\sum_{p=1}^n (e^{-i(ux_p+uy_p)}))\} \dots \dots \dots (5)$$

Ahora, 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 pueden expresarse como $A(m \cdot \Delta r)$, C considera la orientación de magnetización de los prismas, el campo geomagnético y permeabilidad magnética. Combinando los términos del paréntesis y renombrando C por B , la ecuación 5 puede reescribirse en forma abierta como:

$$A(m \cdot \Delta r) = B_p (\sum_{p=1}^n e^{-m \cdot \Delta r (h_p + i(x_p + y_p))}) \dots \dots \dots (6)$$

Donde p representa las profundidades de la cima y base de las superficies, n el número de esquinas, $n=4$ se usa para prismas de profundidad infinita y $n=8$ para prismas de profundidad finita, $m=0,1,2,3,\dots,N$. N 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 6, el término exponencial $e^{-\Delta r(h_p+i(x_p+y_p))}$ es sustituido por μ_p y se escribe como:

$$A(m \cdot \Delta r) = \sum_{p=1}^n B_p \mu_p^m \dots \dots \dots (7)$$

Una forma abierta de la ecuación 7 es dada por:

$$\begin{aligned} A(0 \cdot \Delta r) &= B_1 \cdot \mu_1^0 + B_2 \cdot \mu_2^0 + \dots + B_p \cdot \mu_p^0 \\ A(1 \cdot \Delta r) &= B_1 \cdot \mu_1^1 + B_2 \cdot \mu_2^1 + \dots + B_p \cdot \mu_p^1 \dots \dots \dots (8) \\ &\dots \dots \dots \\ A(m \cdot \Delta r) &= B_1 \cdot \mu_1^m + B_2 \cdot \mu_2^m + \dots + B_p \cdot \mu_p^m \end{aligned}$$

Si μ 's en el grupo de ecuaciones 8 es conocido, este grupo de ecuaciones podría ser resuelto por los parámetros desconocidos de B 's. Sin embargo, el μ 's es desconocido, entonces el grupo de ecuaciones puede ser resuelto como la raíz de una ecuación algebraica expresada como:

$$\mu^p + \gamma_1 \mu^{p-1} + \gamma_2 \mu^{p-2} + \dots + \gamma_{p-1} \mu + \gamma_p = 0 \dots \dots \dots (9)$$

Para determinar las γ , la primer ecuación del grupo de ecuaciones 9 es multiplicado por γ_n , la segunda ecuación por γ_{n-1} , ..., la enésima ecuación por γ_1 y la última ecuación $(n+1)$ por 1. La segunda ecuación por γ_n , la tercer ecuación por γ_{n-1} , ..., la primer ecuación $(n+1)$

por γ_n y la ecuación segunda $(n+2)$ por 1. Esta secuencia operacional continúa para multiplicar la última ecuación por 1. Así, el número de ecuaciones obtenida es $(N-n, n=p)$. Por adición, la ecuación obtenida de un lado a otro, el grupo de ecuaciones 10 ayuda a determinar los γ 's desconocidos (Hildebrand, 1974; Aydin, 2008):

$$\begin{aligned}
 & A(m \cdot \Delta r) + A((m - 1) \cdot \Delta r) \cdot \gamma_1 + \dots + A(0 \cdot \Delta r) \cdot \gamma_p = 0 \\
 & A((m + 1) \cdot \Delta r) + A(m \cdot \Delta r) \cdot \gamma_1 + \dots + A(1 \cdot \Delta r) \cdot \gamma_p = 0 \\
 & \vdots \qquad \qquad \qquad \dots \dots \dots (10) \\
 & A((N - 1) \cdot \Delta r) + A((N - 2) \cdot \Delta r) \gamma_1 + \dots + A((N - m - 1) \cdot \Delta r) \cdot \gamma_p = 0
 \end{aligned}$$

Como estado anterior, μ_p es una función de h_p, x_p y y_p . El parámetro μ_p puede ser escrito en forma abierta como:

$$\mu_{p(real)} + \mu_{p(imaginario)} = e^{-\left(\frac{2\pi}{N}\right) \cdot h_p} \cos(x_p + y_p) + i \cdot e^{-\left(\frac{2\pi}{N}\right) \cdot h_p} \sin(x_p + y_p) \dots (11)$$

Si se toma el logaritmo natural del valor absoluto de μ_p entonces las profundidades de las ocho esquinas del prisma vertical con profundidad finita pueden ser obtenidas de la ecuación:

$$h_p = \ln(|\mu_p|) / (2\pi/N) \dots \dots \dots (12)$$

Debe notarse que un prisma o un ensamble de prismas verticales tienen cuatro esquinas en la cima de la superficie y cuatro en su base. Por lo tanto, el número de esquinas desconocidas se toma como 8, tanto para un prisma como para un ensamble de prismas de profundidad finita, donde los valores calculados más altos corresponden a la profundidad de la base del prisma o ensamble de prismas, mientras los valores menores corresponden a la profundidad de la cima.

Este método exponencial se desarrolló en MATLAB® y fue proporcionado por el Dr. Ibrahim Aydin del Departamento de Ingeniería Geofísica, Facultad de Ingeniería de la Universidad de Ankara (Turquía), para su aplicación en el Golfo de México. Este método fue probado (Aydin y Oksum, 2010) sobre anomalías sintéticas de un ensamble de seis a quince de prismas, partiendo de la premisa de Spector y Grant (1970) que para estimar las profundidades de la cima y base de un prisma extendido se requiere de un ensamble de cinco o seis prismas.

En los resultados de la aplicación del método sobre anomalías sintéticas de un ensamble de prismas se tiene que en el ensamble de seis y siete prismas distribuidos aleatoriamente, las profundidades de la base de la fuente magnética obtenidas con el método exponencial son entre 12 y 20% menores a las profundidades del modelo sintético, mientras que con el método espectral las profundidades obtenidas sobre este mismo ensamble de seis y siete prismas son al menos 42% mayores a las del modelo sintético. Con el ensamble de ocho y diez prismas distribuidos aleatoriamente las profundidades obtenidas con el método exponencial son ~30% menores a las profundidades del modelo sintético, mientras que con el método espectral las profundidades obtenidas sobre este ensamble de ocho a diez prismas son entre 30 y 50% mayores a las del modelo sintético. Con el ensamble de doce prismas distribuidos con un patrón de anomalías sintéticas este-oeste, las profundidades obtenidas con el método exponencial son hasta 35% menores a las del modelo sintético, mientras que las obtenidas con el método espectral son ~40% mayores a las del modelo sintético. Finalmente, con un ensamble de quince prismas distribuidos con un patrón de anomalías sintéticas NE-SW las profundidades obtenidas son 25% menores a las del modelo sintético mientras que las profundidades obtenidas con el método espectral son 2% menores a las del modelo sintético.

Las profundidades obtenidas con el método exponencial más cercanas al modelo sintético corresponden con los ensambles de seis, siete y quince prismas. Mientras que con el método espectral se observa una mejor aproximación con el ensamble de quince prismas.

4.3. Definición de las dimensiones de las ventanas de análisis para estimar la profundidad de la base de la fuente magnética del Golfo de México

La configuración de los datos magnéticos del Campo Magnético Residual seleccionados se hizo con el método de interpolación *kriging*. Con esta interpolación las anomalías magnéticas cubren toda el área de los datos seleccionados (Fig. 4.3), sin embargo, en el análisis de los resultados de la profundidad de la base de la fuente magnética son consideradas las áreas sin cobertura de datos.

Para aplicar el método exponencial a los datos magnéticos, el área de estudio fue subdividida en mallas de tres tamaños distintos que permitieran mantener tanto la resolución como la penetración de la respuesta de la profundidad de los cuerpos que causan las anomalías magnéticas en el Golfo de México. Con la primera malla, el área de estudio fue subdividida equiespacialmente N-S y E-O cada 100 km (7k, Fig. 4.3), obteniendo 218 sub-áreas o ventanas de análisis de 100x100 km. Con la segunda malla, el área fue subdividida equiespacialmente N-S y E-O cada 150 km (3e, Fig. 4.3), obteniendo 60 sub-áreas o ventanas de análisis de 150x150 km. Finalmente, con la tercer malla el área fue subdividida equiespacialmente N-S y E-O cada 200 km (4e, Fig. 4.3), obteniendo 28 sub-áreas o ventanas de análisis de 200x200 km.

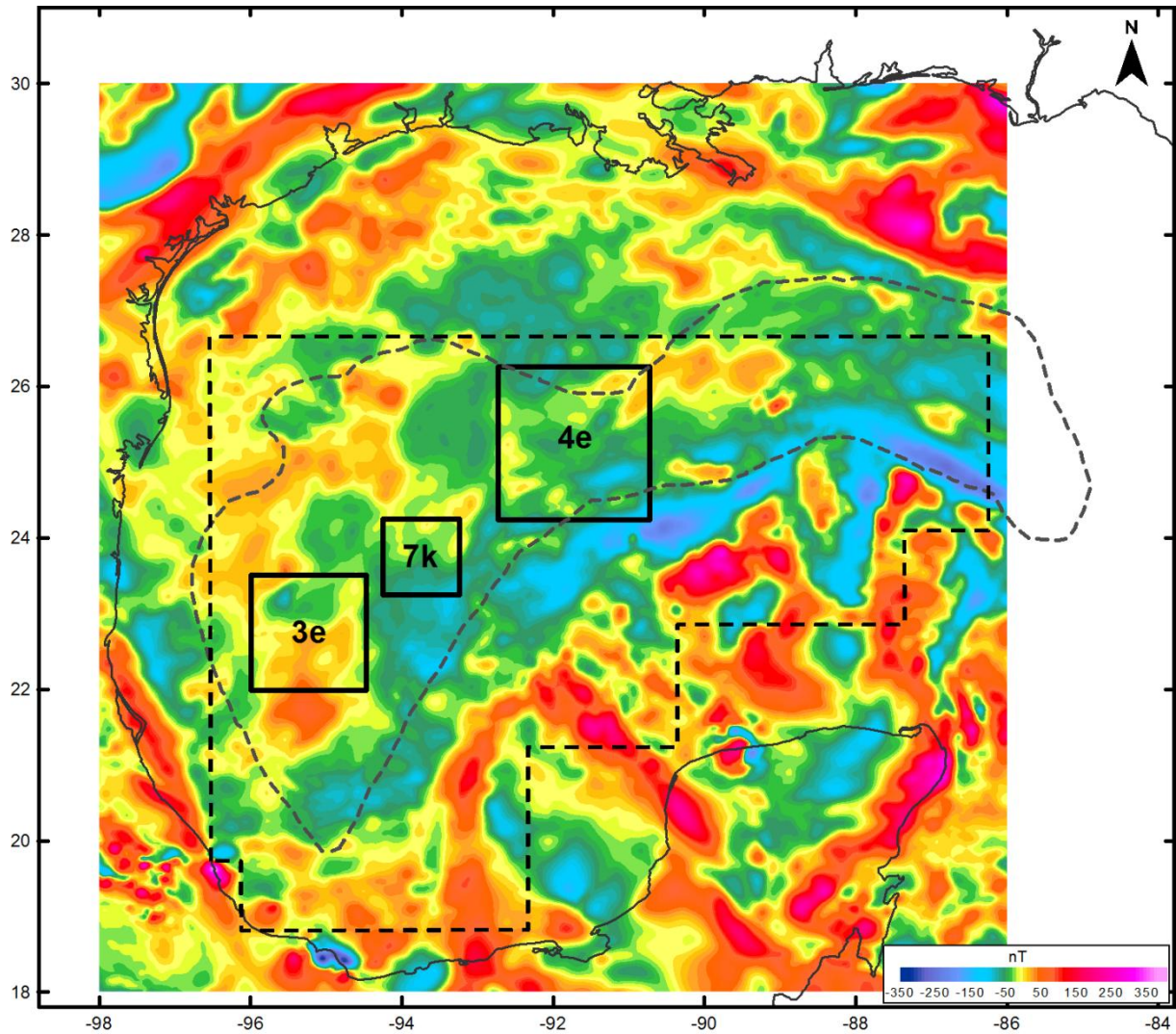


Fig. 4.3. Configuración de las anomalías del Campo Magnético Residual en el Golfo de México. Las áreas indicadas como 7k, 3e y 4e representan el tamaño de las ventanas de análisis 100x100 km, 150x150 km y 200x200 km, respectivamente.

Entre cada una de las ventanas de análisis existe un traslape de 50 km con respecto a las ventanas de análisis circundantes (Fig. 4.4), esto se hizo para los tres tamaños de ventana definidos (100x100, 150x150 y 200x200 km).

Para definir estas dimensiones de las ventanas de análisis también se consideró los valores promedio de las dimensiones las ventanas de análisis y su relación con las profundidades esperadas mostradas en la tabla 2.2 y figura 2.5 (capítulo 2).

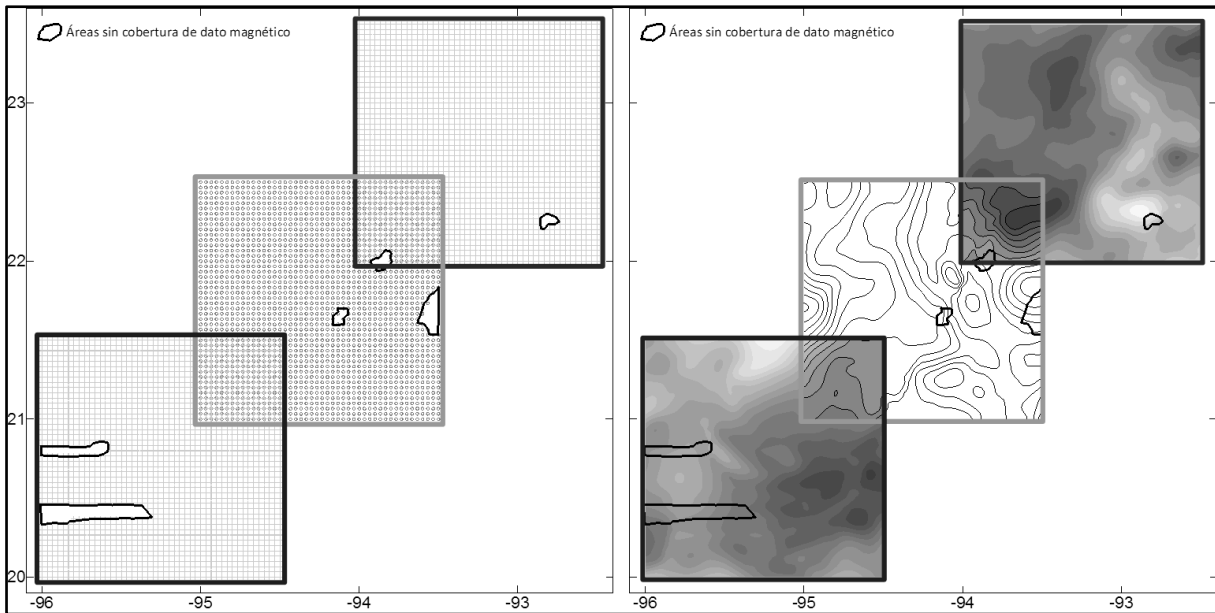


Fig. 4.4. Traslape usado en cada una de las ventanas de análisis definidas. A-distribución de los datos magnéticos y B-configuración de los datos magnéticos. En ambos casos se muestran ventanas de análisis de 150x150 km.

En cada una de las ventanas de análisis definidas para las tres diferentes dimensiones fueron extraídos los datos magnéticos para generar el archivo de entrada (*.*grid*) para el algoritmo desarrollado en MATLAB®, el cual es requerido para el cálculo de las profundidades del cuerpo causativo. Con el archivo generado y el código numérico MATLAB®, para cada una de las ventanas de análisis se obtuvieron las profundidades de las cuatro esquinas de la cima (P_{C_s} , Fig. 4.5) y base (P_{B_s} , Fig. 4.5) del cuerpo causativo, así como el valor promedio de las profundidades de su cima y base (P_{PC} , P_{PB} , Fig. 4.5).

De los valores obtenidos, el valor promedio de la profundidad de la base de la fuente magnética es el que se usó para generar los mapas de profundidad para las tres dimensiones definidas (100x100 km, 150x150 km y 200x200 km). La configuración de los resultados fue hecha usando el método de interpolación *kriging*. En áreas frontera y algunas áreas con ausencia de datos magnéticos en el sureste del área de estudio (Fig. 4.1) el valor asignado fue definido a partir de la revisión y análisis de las celdas adyacentes.

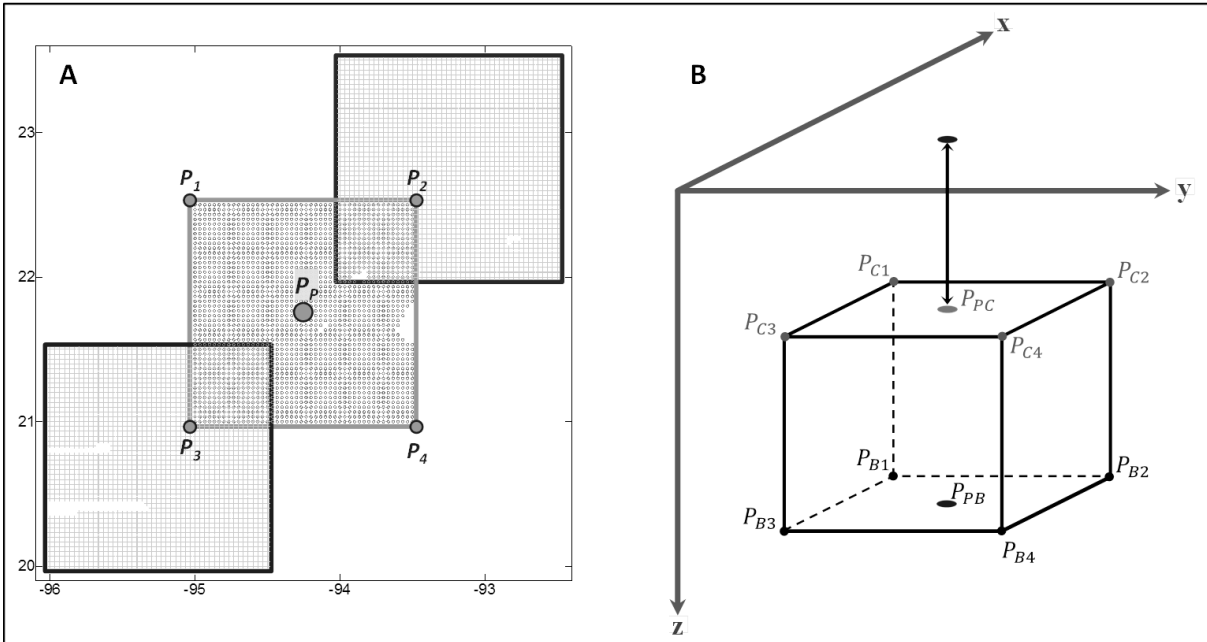


Fig. 4.5. A - Distribución de los puntos con profundidades obtenidas para cada ventana de análisis (se muestra la ventana de análisis de 150x150 km). B - Diagrama de las profundidades de la cima ($P_{C's}$) y base ($P_{B's}$) de la fuente magnética obtenidas para cada una de las ventanas de análisis, P_{PC} y P_{PB} son las profundidades promedio de la cima y base del cuerpo causativo, respectivamente.

CAPÍTULO 5

5. Resultados: Estimación de la profundidad de la base de la fuente magnética en el Golfo de México

A pesar de que el objetivo es determinar la profundidad de la base de la fuente magnética, en cada ventana de análisis se hace una descripción de las profundidades obtenidas para la cima de la fuente magnética.

5.1. Profundidad de la cima y base de la fuente magnética usando la ventana de análisis de 100x100 km

a) Profundidad de la cima de la fuente magnética

El rango promedio de profundidades obtenidas es entre 6.0 y 10.0 km (Fig. 5.1). Sin embargo, en algunas áreas ubicadas sobre el límite de la corteza oceánica-corteza continental transicional se obtuvieron profundidades menores a 4.0 km.

En la interpolación de los resultados de la cima de la fuente magnética de la figura 5.1 se observan dos tendencias principales de las profundidades obtenidas dentro de la corteza oceánica, la primera en la parte oriental del Golfo de México (al este de 92°W), donde la tendencia de las máximas y mínimas profundidades es NW-SE; la segunda se observa en la parte occidental del golfo (al oeste de 92°W) donde la tendencia general de las máximas y mínimas profundidades es N-S.

Sobre la corteza continental transicional, al sur del límite corteza oceánica-corteza continental transicional, se observa que la tendencia de las profundidades someras es paralela al límite cortical y se interrumpe en 92°W, donde se configura una tendencia NW-SE de profundidades mayores a 8.0 km, paralela a las observadas en la corteza oceánica.

En el suroeste del área de estudio las profundidades se incrementan con una tendencia paralela a la línea de costa.

b) Profundidad de la base de la fuente magnética

Las profundidades de la base de la fuente magnética obtenidas con esta ventana de análisis varían entre 17.0 y 36.2 km (Fig. 5.2). Las profundidades menores a 22.5 km se ubican sobre el límite de la corteza oceánica-corteza continental transicional. En la parte sur de este límite cortical la profundidad más somera obtenida es de 17.0 km, mientras que sobre este límite cortical, en la parte norte la profundidad más somera es de 20.0 km.

La profundidad promedio de la base de la fuente magnética dentro de la corteza oceánica es de 25.0 km. Dentro de la corteza oceánica se observan dos áreas profundas, una ubicada en la parte central, $\sim 25.2^{\circ}\text{N}/91.7^{\circ}\text{W}$ (Ap1, Fig. 5.2) donde alcanza 30.5 km de profundidad y la otra ubicada en la parte occidental $23^{\circ}\text{N}/96^{\circ}\text{W}$ (Ap2, Fig. 5.2) donde alcanza 33.0 km.

En la corteza continental transicional se observan también dos áreas profundas, una al oeste de la Plataforma de Yucatán, en la parte sur del Golfo de México, $21^{\circ}\text{N}/93^{\circ}\text{W}$ (Ap3, Fig. 5.2), donde se obtuvieron profundidades de 34.0 km, y la otra en el límite norte del área de estudio, $26.5^{\circ}\text{N}/91^{\circ}\text{W}$ (Ap4, Fig. 5.2), con profundidades de 36.2 km.

La distribución de las profundidades obtenidas con esta ventana de análisis coincide con modelo tectónico de la corteza del Golfo de México definido a partir de la geometría de las anomalías magnéticas y gravimétricas, las cuales marcan sus principales límites tectónicos. El límite de la corteza oceánica-corteza continental transicional se caracteriza por profundidades someras de la base de la fuente magnética (Fig. 5.2).

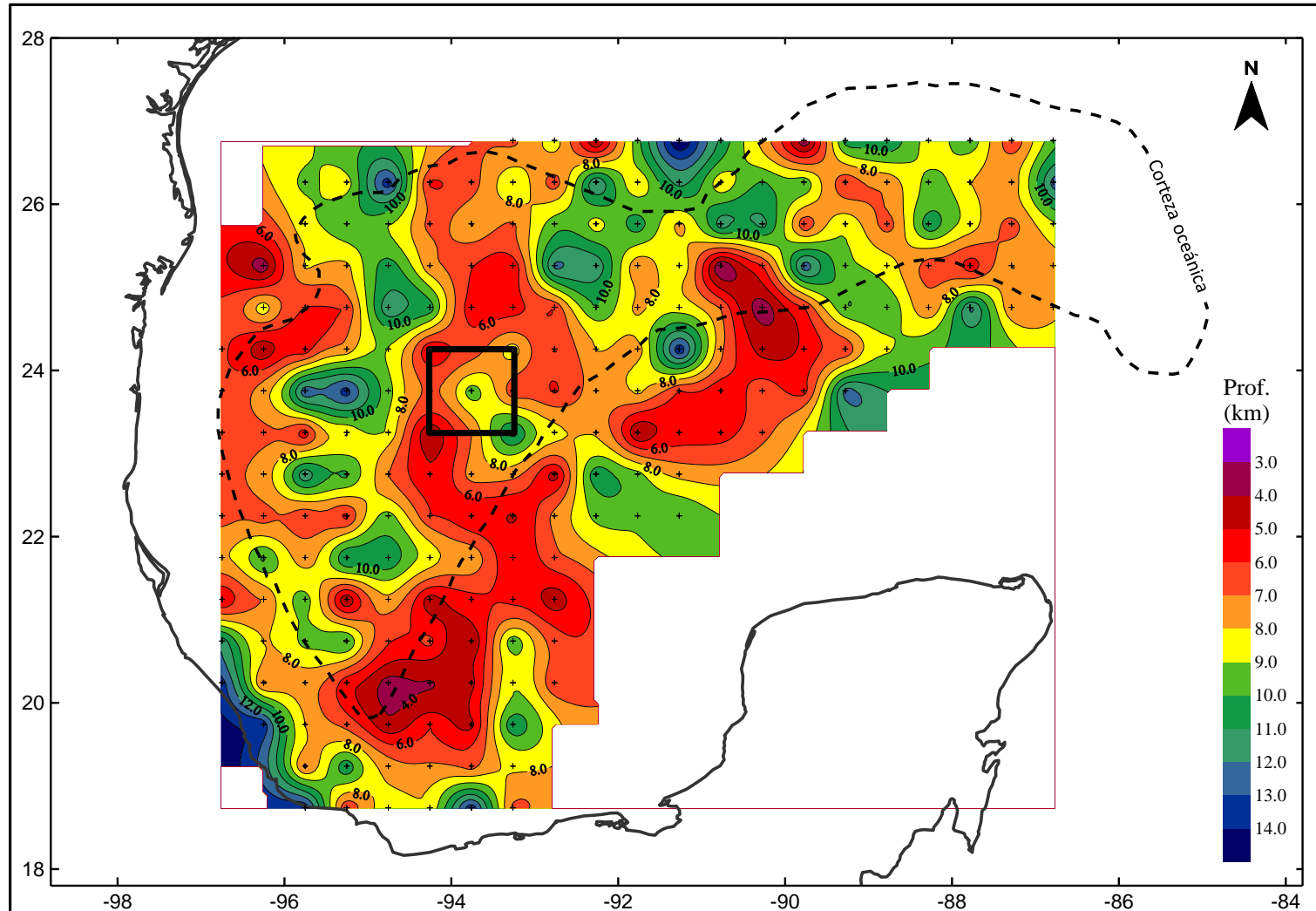


Fig. 5.1. Profundidad de la cima de la fuente magnética obtenida con la ventana de análisis 100x100 km. El cuadro en color negro indica el tamaño de las ventanas de análisis usadas, las cruces indican el punto medio de cada ventana usado para interpolar las profundidades obtenidas. El intervalo entre curvas es 1.0 km.

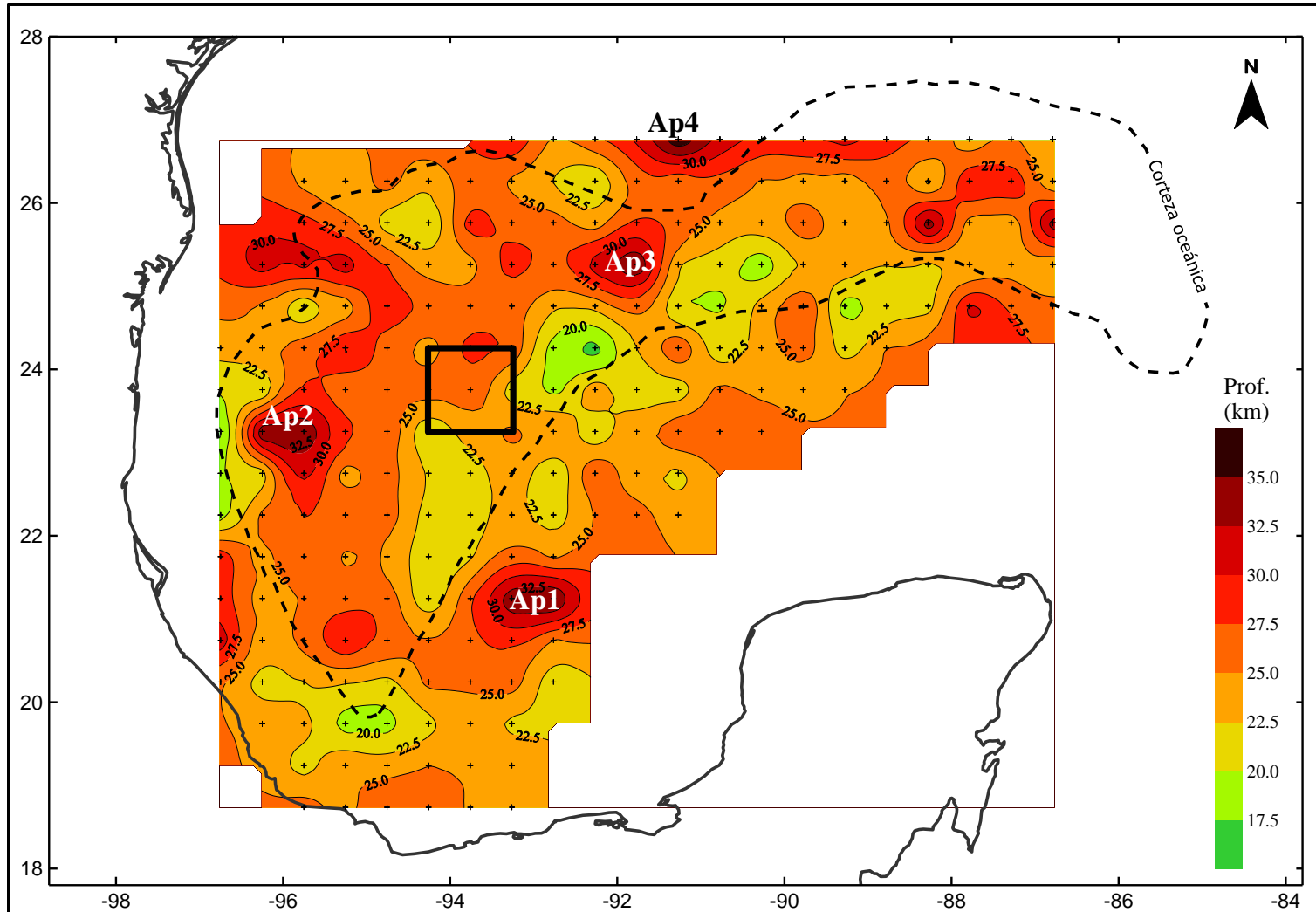


Fig. 5.2. Profundidad de la base de la fuente magnética obtenida con la ventana de análisis 100x100 km. El cuadro en color negro indica el tamaño de las ventanas de análisis usadas y las cruces indican el punto medio de cada ventana usado para interpolar las profundidades obtenidas. El intervalo entre curvas es 2.5 km. Ap1, Ap2, Ap3 y Ap4 indican áreas de profundidades >30 km.

5.2. Profundidad de la cima y base de la fuente magnética usando la ventana de análisis de 150x150 km

a) Profundidad de la cima de la fuente magnética

El rango promedio de profundidades obtenidas es entre 6.0 y 10 km (Fig. 5.3), similar al obtenido con la ventana de 100x100 km. Sobre esta configuración se observa únicamente un área de profundidades <6.0 km en la parte occidental de la corteza oceánica, 96.2°W y 22.7°N.

En la configuración de las profundidades obtenidas con esta ventana de análisis, dentro de la corteza oceánica del Golfo de México se pueden observar nuevamente dos tendencias generales de las máximas y mínimas profundidades, la primera en la parte oriental (al este de 92.5°W) donde las profundidades menores a 6.0 km son ubicadas sobre la parte central de la corteza oceánica, la segunda en la parte occidental (al oeste de 92.5°W), donde se observa primero una tendencia NW-SE de profundidades mayores a 9.0 km y después una tendencia de dos anomalías elongadas al NE.

En el sur del área de estudio, sobre la corteza continental transicional las tendencias de las profundidades son paralelas al límite de la corteza oceánica-corteza continental transicional (Fig. 5.3). Al igual que en la configuración de la ventana de 100x100 km, en la parte central del Golfo de México estas anomalías son interrumpidas por una tendencia NW-SE de profundidades mayores a 9.0 km que continua de la corteza oceánica. Al sureste de la corteza continental transicional las profundidades son menores a 8.0 km, mientras que en el noreste son mayores a 8.0 km. Las mayores profundidades obtenidas en la corteza continental transicional son de 13.0 km.

b) Profundidad de la base de la fuente magnética

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 configuración de las profundidades obtenidas con la ventana de análisis de 150x150 km (Fig. 5.4). Con esta ventana el límite

de la corteza oceánica-corteza continental transicional no coincide con las profundidades someras como fue el caso con la ventana de 100x100 km.

Dentro de la corteza oceánica del Golfo de México, en su parte central se observan tendencias N-S que cortan el límite de corteza oceánica-corteza continental transicional, dos de estas tendencias son menores a 20.0 km (T1, T2, Fig. 5.4) y una mayor a 22.5 km (T3, Fig. 5.4). Al este de dichas tendencias, la profundidad promedio es menor a 22.5 km y se configuran dos zonas profundas, una ubicada en 25.7°N/90°W con profundidad de 26.0 km (Ap1, Fig. 5.4) y otra centrada en 25.7°N/87.2°W con profundidad de 30.0 km (Ap2, Fig. 5.4), esta última en el límite del área de estudio. Al suroeste de las tendencias N-S las profundidades promedio son mayores a 22.5 km.

Sobre el límite cortical en el sur del golfo se observa una diferencia en las profundidades obtenidas, 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 el extremo sur del área de estudio se observa un área con profundidades menores a 20.0 km (19°N/94°W) y orientada NW-SE y paralela al límite oeste de la corteza oceánica.

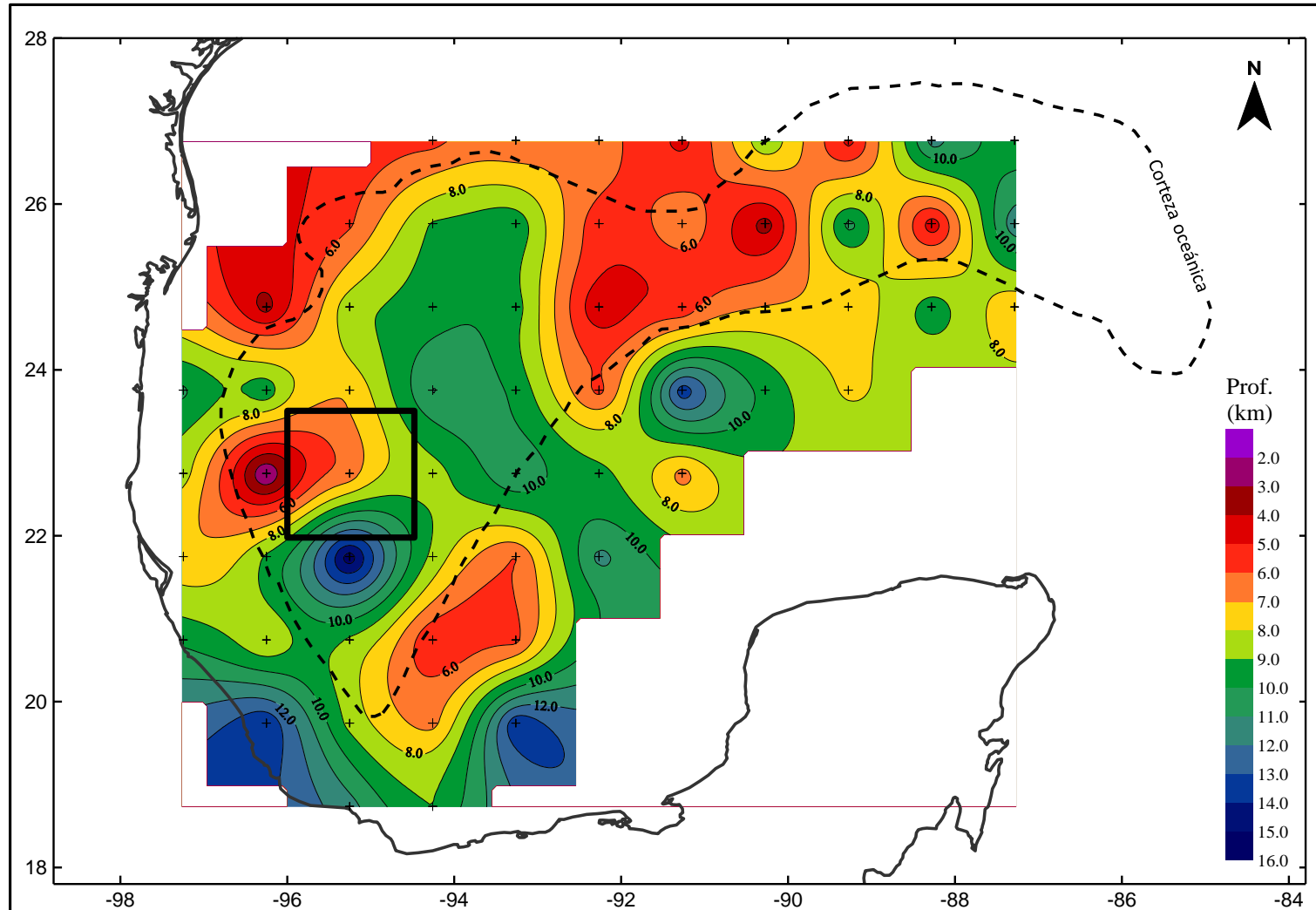


Fig. 5.3. Profundidad de la cima de la fuente magnética obtenida con la ventana de análisis 150x150 km. El cuadro en color negro indica el tamaño de las ventanas de análisis usadas, las cruces indican el punto medio de cada ventana usado para interpolar las profundidades obtenidas. El intervalo entre curvas es 1.0 km.

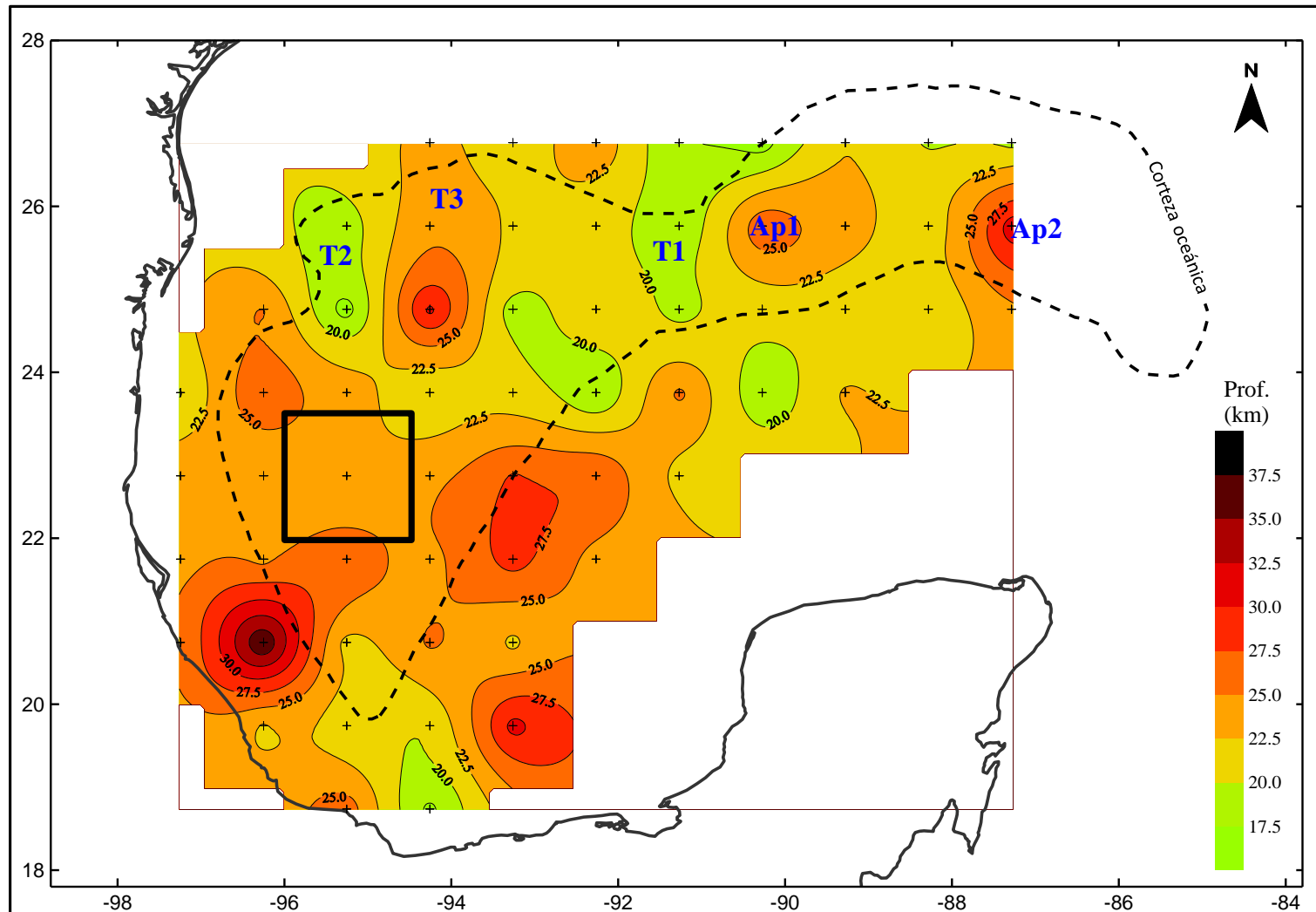


Fig. 5.4. Profundidad de la base de la fuente magnética obtenida con la ventana de análisis 150x150 km. El cuadro en color negro indica el tamaño de las ventanas de análisis usadas y las cruces indican el punto medio de cada ventana usado para interpolar las profundidades obtenidas. El intervalo entre curvas es 2.5 km. T1, T2, T3 indican las tendencias N-S, Ap1 y Ap2 indican áreas de profundidades >25.0 km.

5.3. Profundidad de la cima y base de la fuente magnética usando la ventana de análisis de 200x200 km

a) Profundidad de la cima de la fuente magnética

El rango promedio de profundidades obtenidas en la corteza oceánica del Golfo de México es entre 6.0 y 9.0 km (Fig. 5.5), sin embargo, en la parte central de la corteza se observan profundidades entre 6.0 y 4.0 km alineadas NW-SE. Sobre el límite de la corteza oceánica-corteza continental transicional se obtuvieron profundidades mayores a 9.0 km.

Sobre la corteza continental transicional en el sur del Golfo de México en la porción sur las profundidades son de 8.0-9.8 km, mientras en el norte de la Plataforma de Yucatán las profundidades obtenidas son menores a 5.0 km (Fig. 5.5).

b) Profundidad de la base de la fuente magnética

Al igual que con la ventana de 150x150 km, usando la ventana de análisis de 200x200 km no se observa correlación entre el modelo tectónico de corteza del Golfo de México y las profundidades de la base de la fuente magnética (Fig. 5.6). Sin embargo, los resultados obtenidos son similares a los obtenidos con la ventana de análisis 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. En esta área las profundidades alcanzan los 14.0 km (As1, Fig. 5.6).

Al norte y noroeste de la Plataforma de Yucatán, dentro de la corteza continental transicional se configuran dos áreas con profundidades menores a 20.0 km (As2 y As3, Fig. 5.6). Las áreas con profundidades mayores a 30.0 km se observan cercanas al límite de corteza oceánica-corteza continental transicional en el noroeste del área de estudio (Ap1 y Ap2, Fig. 5.6).

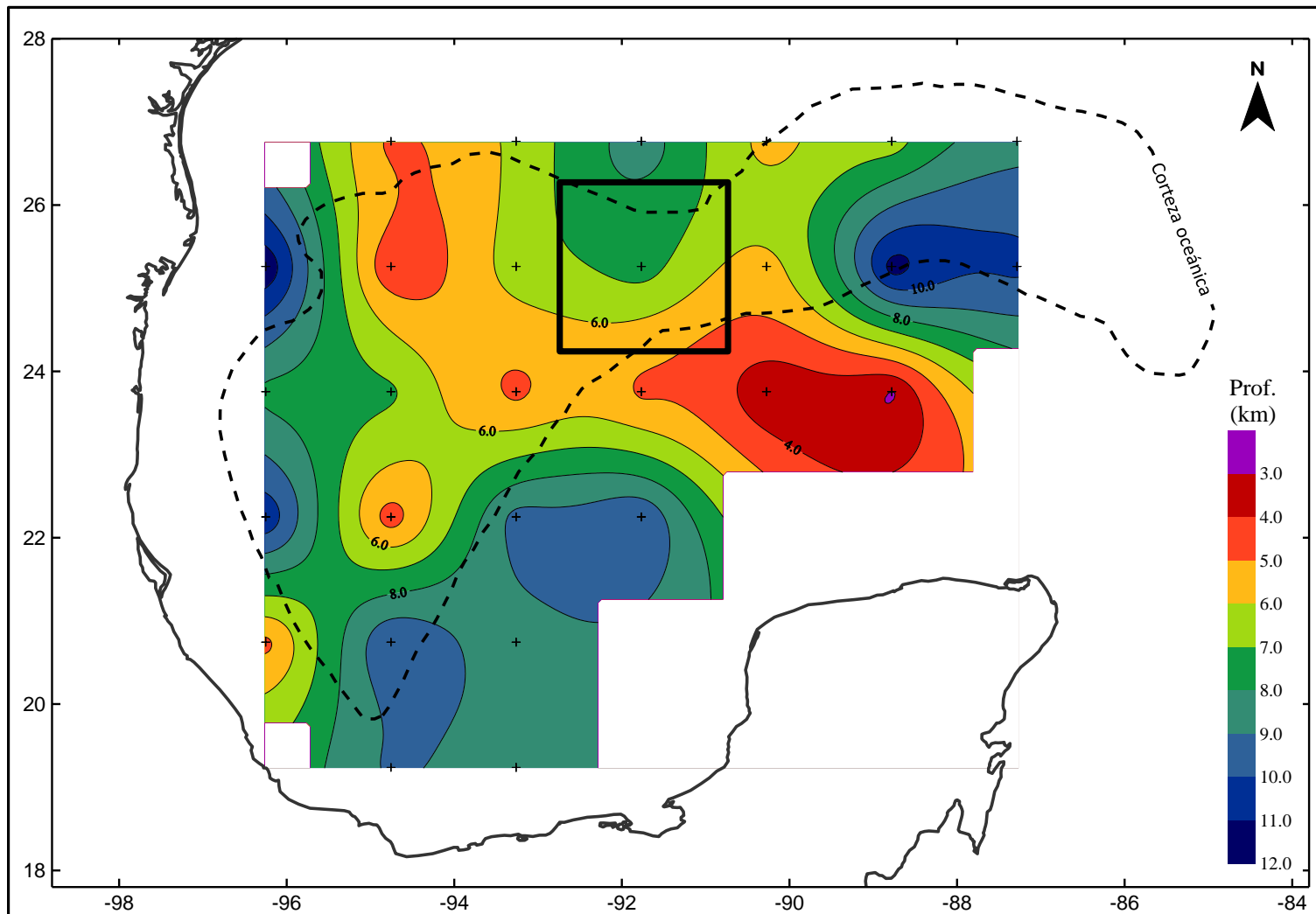


Fig. 5.5. Profundidad de la cima de la fuente magnética obtenida con la ventana de análisis 200x200 km. El cuadro en color negro indica el tamaño de las ventanas de análisis usadas, las cruces indican el punto medio de cada ventana usado para interpolar las profundidades obtenidas. El intervalo entre curvas es 1.0 km.

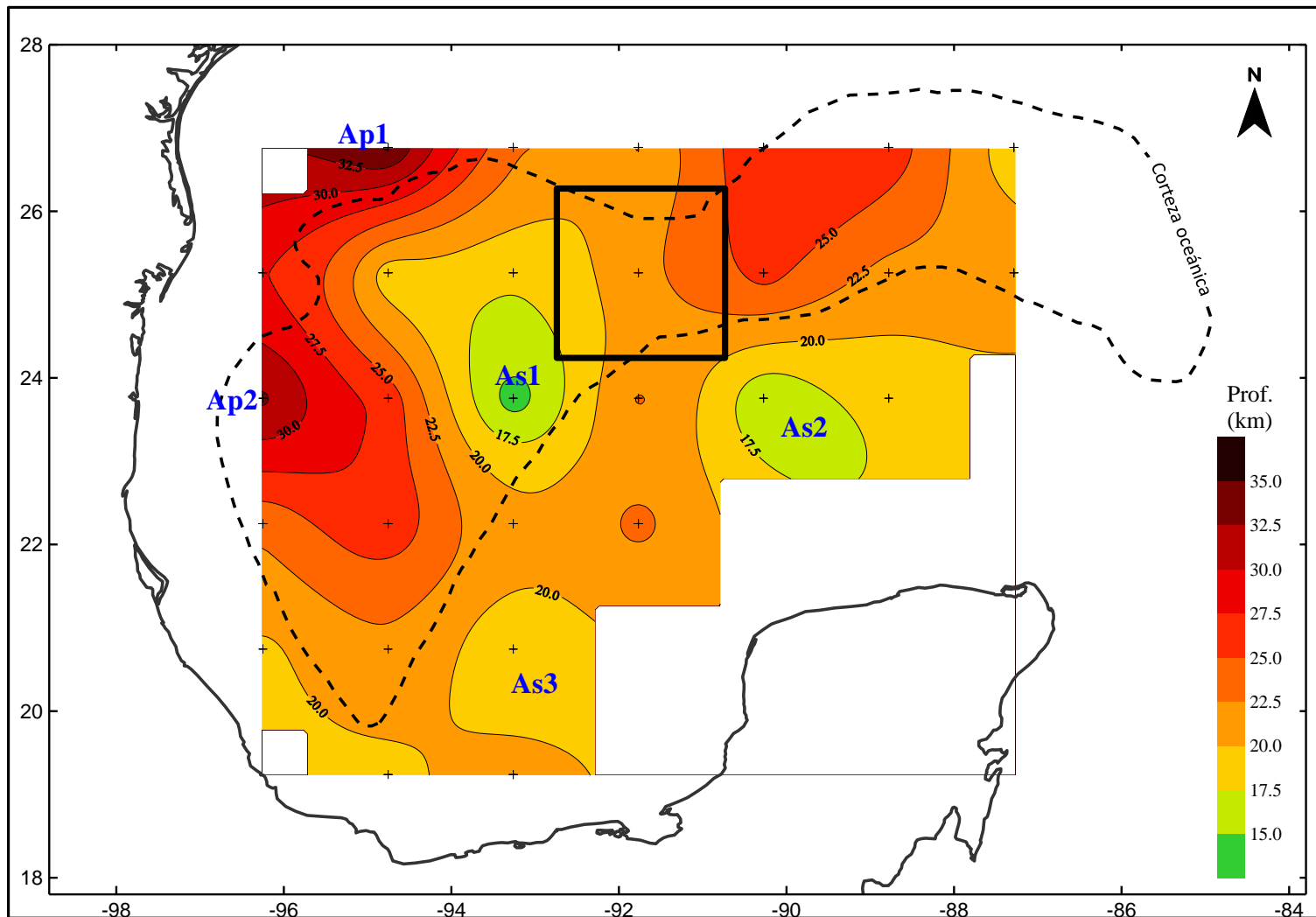


Fig. 5.6. Profundidad de la base de la fuente magnética obtenida con la ventana de análisis 200x200 km. El cuadro en color negro indica el tamaño de las ventanas de análisis usadas y las cruces indican el punto medio de cada ventana usado para interpolar las profundidades obtenidas. El intervalo entre curvas es 2.5 km. As1, As2, As3 indican las áreas someras, Ap1 y Ap2 indican áreas de profundidades >30.0 km.

5.4. Semejanzas y diferencias entre las profundidades de la base de la fuente magnética obtenidas

Comparando las profundidades de la base de la fuente magnética obtenidas con las tres dimensiones de ventanas de análisis se observan semejanzas y diferencias entre las tendencias y ubicación de las áreas profundas y someras. En los tres casos, las profundidades someras varían de 14.0 a 17.0 km y las áreas profundas de 35.0 a 37.5 km. En la parte sur-central de la corteza oceánica cercana al límite cortical, con las tres ventanas de análisis se obtuvieron las profundidades más someras en el área delimitada por 93.4°W/91.8°W y 23.2°N/24.9°N (Figs. 5.2, 5.4 y 5.6).

Las principales diferencias observadas entre los tres mapas son las geometrías y tendencias de las profundidades, que pueden ser asociadas a la resolución del método, ya que las ventanas mayores pueden incluir dos o más provincias geológicas, principalmente a lo largo del límite cortical (ventana de 200x200 km). Respecto a las tendencias de las anomalías, en los tres casos se observan cambios importantes en las geometrías y orientaciones de las profundidades de la base de la fuente magnética a partir de una franja NW-SW ubicada en la parte central de la corteza oceánica del Golfo de México. Esta franja se ubica sobre límite tectónico sugerido para la diferencia entre las velocidades de expansión de la corteza oceánica del capítulo 3 (Fig. 5.7). En los mapas de profundidades de la cima de la fuente magnética también se observa esta franja NW-SE (Figs. 5.1, 5.3 y 5.5).

En la parte sur de esta franja y cercano al límite cortical es el área donde se obtuvieron las profundidades más someras de la corteza oceánica.

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, específicamente con el límite tectónico de la corteza oceánica. Las menores profundidades se configuran sobre el

límite de corteza oceánica-corteza continental transicional y las mayores profundidades se ubican dentro de la corteza oceánica. Con las ventanas de análisis de 150x150 km y 200x200 km no se observa esta correlación entre las geometrías de las profundidades obtenidas con el límite de la corteza oceánica pero si se observan semejanza en la configuración de los resultados de ambas ventanas.

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

Estas similitudes o diferencias entre las profundidades obtenidas y su correlación con el modelo de corteza del Golfo de México permite una evaluación preliminar sobre la validez de los resultados obtenidos, sin embargo, es importante hacer una evaluación cualitativa y cuantitativa de estos, bajo un contexto geotérmico y geofísico como lo indica Rajaram (2007) y Ravat *et al.* (2007), donde se espera que exista congruencia entre los resultados obtenidos y los datos termal superficiales o datos geofísicos registrados de manera independiente.

Para llevar a cabo esta evaluación es importante tomar en cuenta que la profundidad de la base de la fuente magnética puede representar un cambio litológico dentro de la corteza/manto superior o bien representar la profundidad del punto de Curie de la capa magnética, que corresponde a la profundidad a la cual las rocas pierden sus propiedades magnéticas.

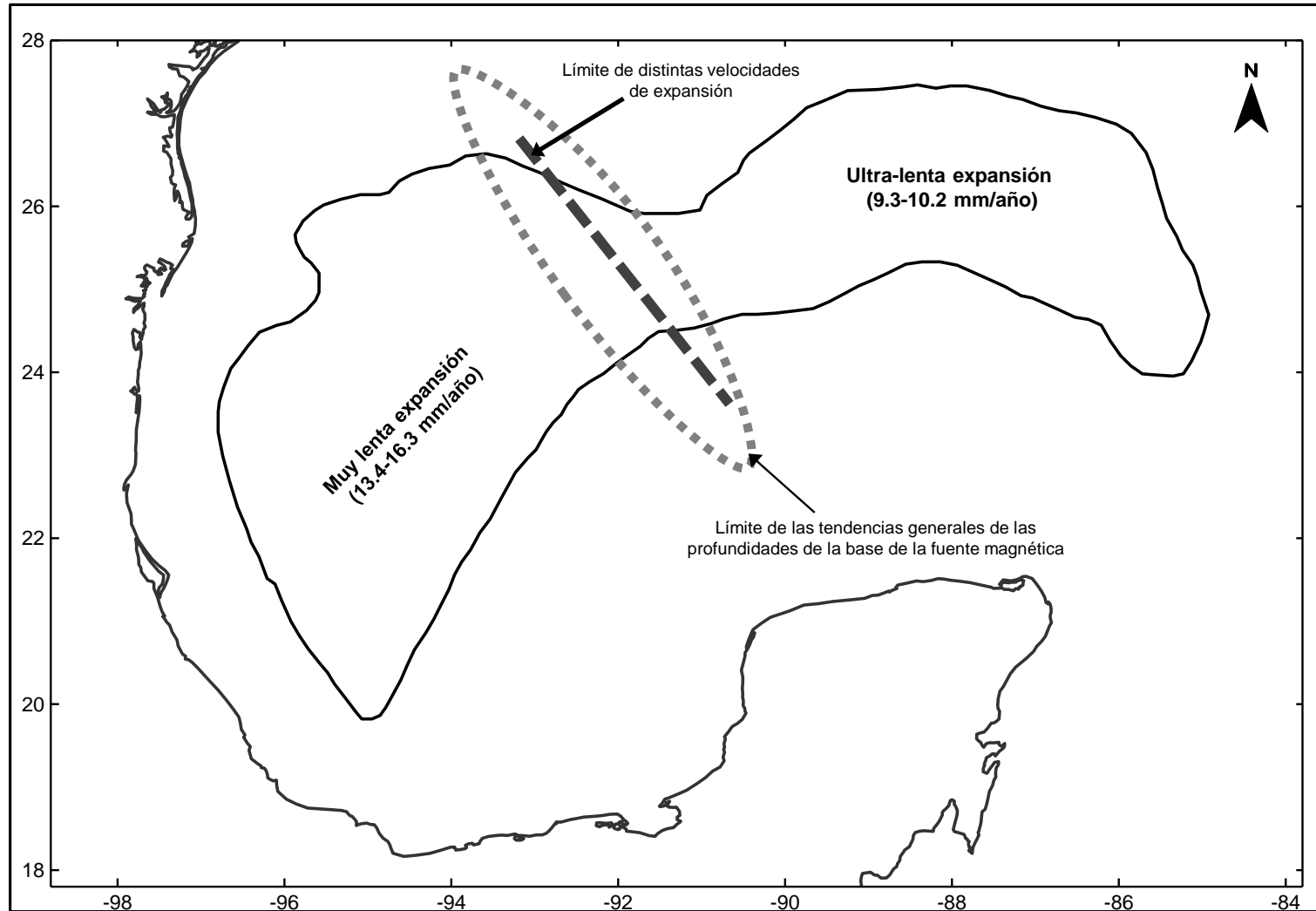


Fig. 5.7. Límite de tendencias geométricas y orientaciones de las profundidades de la base de la fuente magnética y límite tectónico sugerido para las distintas velocidades de expansión de la corteza oceánica del Golfo de México.

CAPÍTULO 6

6. Discusión: Interpretación de la profundidad de la base de la fuente magnética

La configuración de la profundidad de la base de la fuente magnética arroja poca información sobre el modelo geológico o geofísico del área analizada, es por ello que para su interpretación es importante considerar que las profundidades obtenidas representan un límite litológico o un límite termal.

El límite litológico se interpreta como un cambio en la mineralogía magnética, ya sea dentro de la capa magnética o entre dos capas de distintas propiedades magnéticas. Por lo tanto, este cambio litológico puede ser interpretado como una subcapa o bien corresponder a la base o cima de una de las capas externas de la estructura interna de la Tierra, corteza y/o manto superior, definidas a partir de variaciones de las velocidades sísmicas. Así la profundidad obtenida representa la profundidad de la base de la principal fuente magnética.

Por otro lado, el límite termal es asociado a la profundidad a la cual la capa magnética alcanza su temperatura de Curie y pierde sus propiedades magnéticas. El valor de la temperatura depende de la mineralogía magnética de la capa responsable de las anomalías magnéticas. El valor de temperatura se asigna a la profundidad de la base de la fuente magnética, representando así la profundidad de una isoterma. Así, para su interpretación es importante considerar el modelo de la estructura termal del área a estudiar o bien considerar los registros de temperatura tomados en la parte superior de la corteza. Como resultado de la interpretación se espera exista una congruencia entre la isoterma asignada y el modelo o mediciones termales.

En ambos casos, del límite litológico y límite termal, la mineralogía magnética es un factor importante en la interpretación de la profundidad de la base de la fuente magnética.

6.1. Interpretación de la profundidad de la base de la fuente magnética como un límite litológico

6.1.1. Estratificación sísmica del manto superior litosférico y corteza oceánica

En áreas de dominio oceánico las anomalías magnéticas son originadas por el magnetismo de la corteza y parte superior del manto superior litosférico (Kent *et al.*, 1978; Wilson, 1989; Mooney *et al.*, 1998; Rao y Krishna, 2002; Hosford *et al.*, 2003; Allen y Allen 2005; Fowler, 2005; Anderson, 2007; Ebbing *et al.*, 2007; Sibuet *et al.*, 2007; Neves y Neves, 2009; Elitok y Dolmaz, 2011; Herrero-Berbera *et al.*, 2011). Así, las profundidades de la base de la fuente magnética interpretadas como un límite litológico se asocian a una transición en la mineralogía magnética dentro de la corteza, entre la corteza y manto superior o dentro del manto superior.

De acuerdo a la composición de la estructura interna de la Tierra la profundidad de la base de la fuente magnética interpretada como límite litológico puede ser asociada a:

- i) Dentro de la corteza: a la transición entre la capa de basaltos/diques y la capa de gabros, límite entre corteza oceánica superior e inferior (Fig. 6.1).
- ii) Entre la corteza y manto superior: a la transición entre las rocas máficas (gabros) de la corteza y las rocas ultramáficas (peridotitas) del manto superior (Fig. 6.1). Esta transición tiene su expresión con un cambio de las velocidades sísmicas (>7.8 km/s) y se conoce como discontinuidad de *Mohorovičić* o Moho Sísmico (Vine y Moores 1972; Mooney *et al.*, 1998; Jarchow y Thompson, 1989; Allen y Allen 2005; Fowler, 2005; Anderson, 2007; Neves y Neves, 2009; Mjelde *et al.*, 2013).
- iii) Dentro del manto superior: a la transición de las rocas serpentinizadas (peridotitas) a las peridotitas/dunitas (Vine y Moores, 1972; O'Reilly y Griffin, 2013; Qin *et al.*, 2013) o

bien a la transición del manto residual a las rocas ultramáficas acumuladas en el manto superior, dunitas (Minshull *et al.*, 1998; White *et al.*, 2001; Condie 2003; Fowler 2005). En ambos casos a esta transición se le conoce como límite petrológico o Moho Petrológico (Fig. 6.1). En este trabajo se maneja el término límite petrológico dado que el término Moho fue asignado para una discontinuidad sísmica.

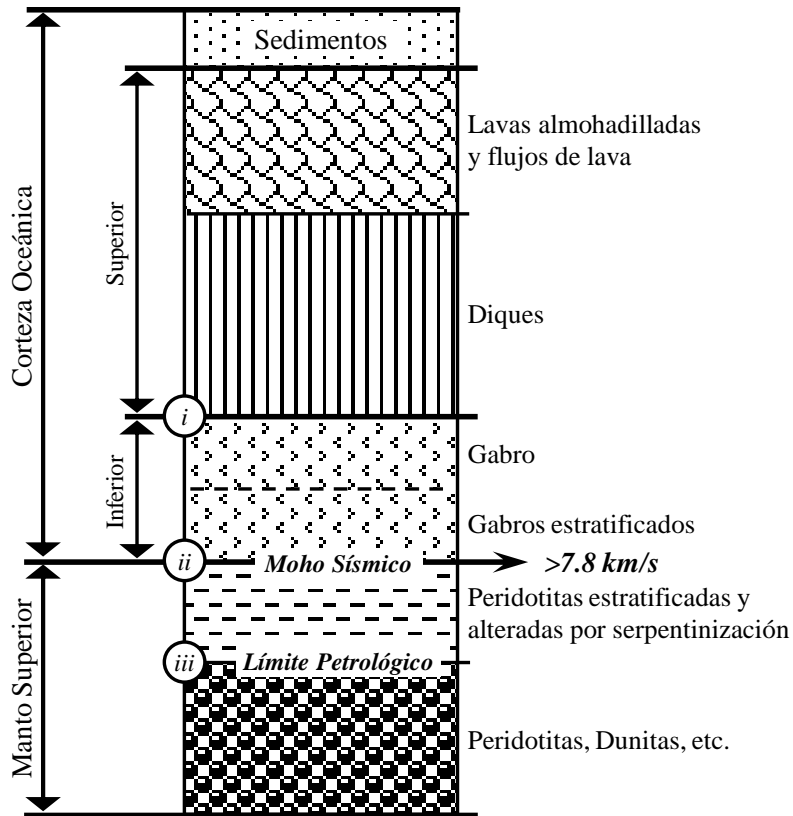


Fig. 6.1. División petrológica y sísmica de la corteza oceánica y manto superior litosférico (modificada de Wilson, 1989). *i*, *ii* y *iii* son las transiciones litológicas a las que se asocia la base de la fuente magnética y descritas en el texto.

Dependiendo de las condiciones tectónicas que originaron la corteza el moho sísmico será diferente o puede coincidir con la posición del límite petrológico. White *et al.* (2001) consideran que estas diferencias o similitudes en la posición del moho sísmico y el límite petrológico dependen de la relación de la actividad magmática y velocidades de expansión durante la formación de la corteza oceánica. Consideran además que las profundidades

del Moho sísmico pueden variar entre 0.5 y 1.0 km debido a la resolución de los métodos geofísicos.

Por lo tanto, la interpretación de la profundidad de la base de la fuente magnética como límite litológico requiere una comparación de las profundidades obtenidas con las profundidades de los límites sísmicos dentro de la corteza y entre la corteza y manto superior.

6.1.2. Profundidad de la base de la fuente magnética y profundidad de la corteza oceánica del Golfo de México

De acuerdo al análisis de los datos sísmicos hecho en el capítulo 3, en el Golfo de México no es clara la distribución de la corteza oceánica superior (capa de basaltos/diques), pero si son bien definidas las cimas de la corteza inferior (capa de gabros) y manto superior litosférico (Moho sísmico).

A partir de los datos de sismica de refracción, en el área de estudio las profundidades de la cima de la capa inferior de la corteza oceánica (capa de gabros) varían entre 9.0 y 19.0 km y son menores a las profundidades obtenidas para la base de la fuente magnética, que varían entre 14.0 y 37.5 km. En las áreas donde se cuenta con ambas profundidades, la profundidad de la cima de la capa inferior de la corteza oceánica es entre 5.0 y 13.0 km más somera que la profundidad de la base de la fuente magnética. A pesar de esta diferencia entre profundidades, las profundidades de la cima de la corteza inferior tienen mejor correspondencia con las tendencias de las profundidades de la base de la fuente magnética obtenidas con la ventana de 100x100 km, es decir mayores profundidades de la corteza oceánica caen en áreas de mayores profundidades de la base de la fuente magnética.

Dada la diferencia observada con este análisis comparativo se excluye el límite sísmico de la cima de la corteza oceánica inferior como el límite litológico asociado a la profundidad

de la base de la fuente magnética. Con ello puede sugerirse que la corteza oceánica superior (capa de basaltos/diques), en caso de ser diferenciada sísmicamente, no representa la capa magnética responsable de las principales anomalías magnéticas del Golfo de México.

6.1.3. Profundidad de la base de la fuente magnética y profundidad del manto superior litosférico del Golfo de México

Las profundidades reportadas para al Moho sísmico (7.8-8.4 km/s) en el área de estudio son entre 15.8 y 24.3 km y también son menores a las profundidades obtenidas para la base de la fuente magnética (14.0-37.5 km). Las profundidades del Moho sísmico fueron comparadas con los tres mapas de profundidad de la base de la fuente magnética obtenidas a partir de la inversión de los datos magnéticos. De este análisis comparativo se observa que no hay correspondencia entre las profundidades del Moho sísmico con las tendencias en los mapas generados para las profundidades de la base de la fuente magnética usando las ventanas de análisis de 150x150 km y 200x200 km (Figs. 6.2 y 6.3, respectivamente), debido a que con el tamaño de las ventanas y mayor espaciamiento de los puntos de interpolación la configuración de los mapas representa superficies más suavizadas, dando una menor resolución en la variación de las profundidades. Sin embargo, si se observa una congruencia entre las profundidades del Moho sísmico con las profundidades de la base de la fuente magnética obtenidas usando la ventana de 100x100 km, donde los cambios de las profundidades del Moho son mejor representados por los cambios en las tendencias de profundidades obtenidas con dicha ventana (Fig. 6.4).

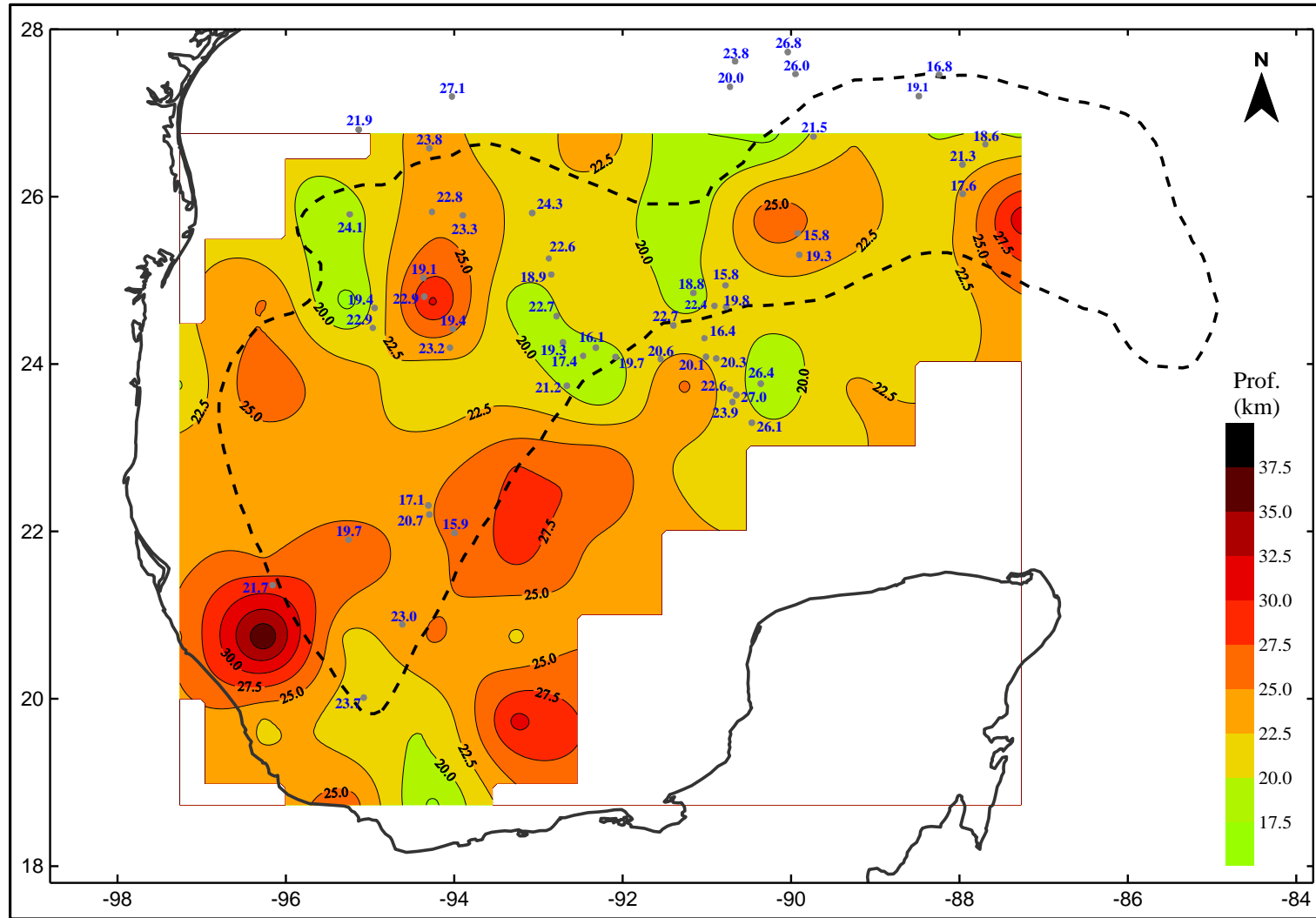


Fig. 6.2. Profundidad de la base de la fuente magnética usando la ventana de análisis de 150x150 km y profundidad del Moho sísmico indicada por los valores de los círculos en color gris y valores en color azul.

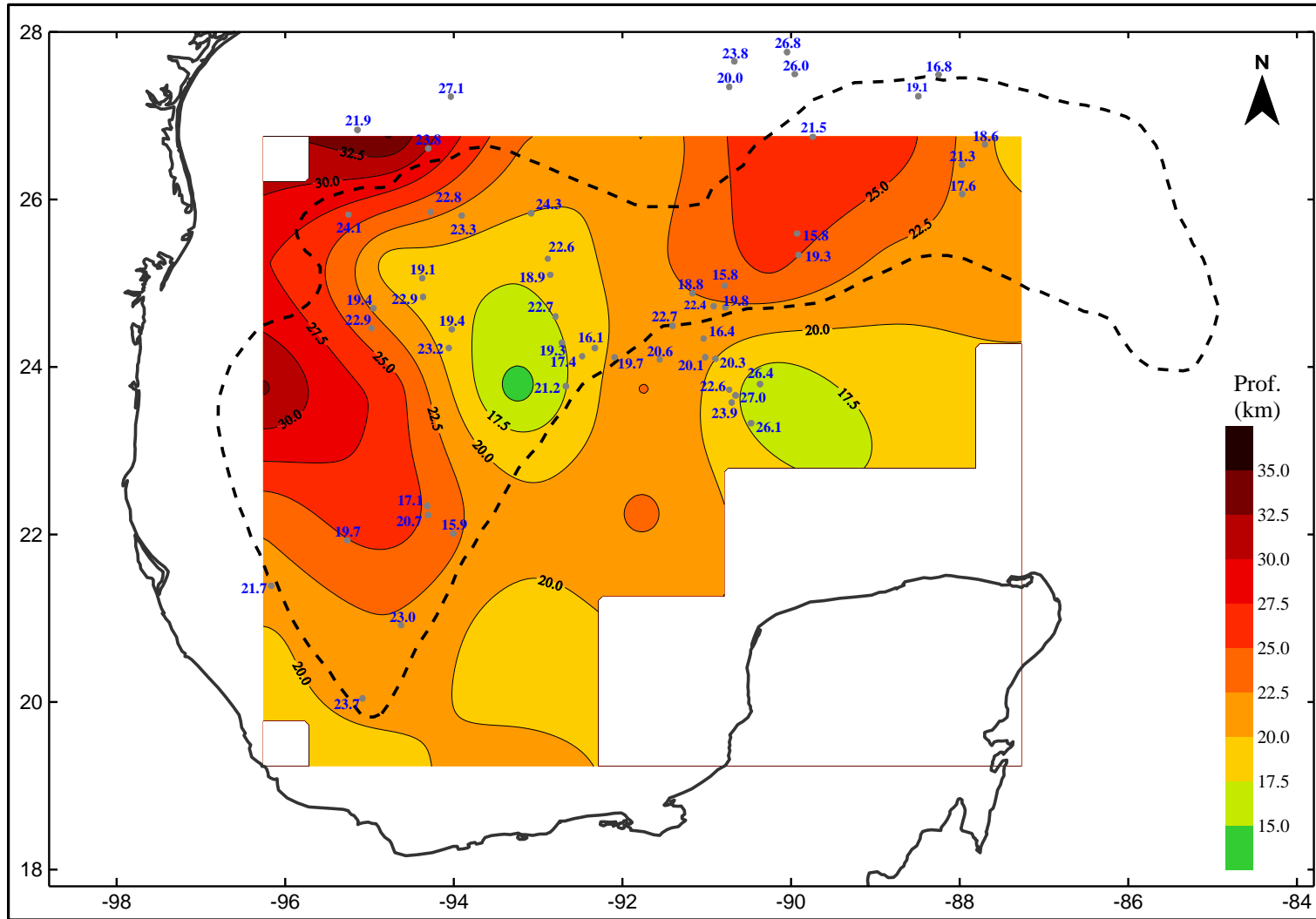


Fig. 6.3. Profundidad de la base de la fuente magnética usando la ventana de análisis de 200x200 km y profundidad del Moho sísmico indicada por los valores de los círculos en color gris y valores en color azul.

Por lo tanto, para el análisis de la base de la fuente magnética como límite litológico asociado a la cima del manto o dentro del manto se toman los resultados obtenidos usando la ventana de análisis de 100x100 km, tomando en cuenta la congruencia entre las variaciones de las profundidades del Moho sísmico y la tendencia de las profundidades de la base de la fuente magnética, así como la correspondencia de los resultados de la profundidad de la base de la fuente magnética con el modelo tectónico de la corteza del Golfo de México.

Dentro del área de estudio las áreas más someras del Moho sísmico varían entre 15.8 y 16.5 km. Estas áreas están cercanas al límite sur de la corteza oceánica-corteza continental transicional y se ubican sobre las áreas de menores profundidades la base de la fuente magnética (Fig. 6.4). La primer área (A1) se ubica hacia la parte sur del límite cortical, donde la profundidad del Moho sísmico es de 15.9 km y la profundidad de la base de la fuente magnética es de 21.0 km.

En la segunda área (A2), ubicada en la parte central del límite cortical, la profundidad del Moho sísmico es de 16.1 km y la profundidad de la base de la fuente magnética de 17.0 km. Las profundidades del Moho sísmico cercanas a esta área son entre 17.4 y 19.3 km y se encuentran entre 17.5 y 20.0 km de profundidad de la base de la fuente magnética. Esta semejanza de profundidades se sigue observando entre la profundidad de 20.0 y 22.5 km configurada en esta área A2 (Fig. 6.4).

En la tercer área (A3) la profundidad somera del Moho sísmico es de 15.8 km ubicada sobre profundidades de 20.0 km de la base de la fuente magnética. Sin embargo, sobre la curva de 20.0 km de profundidad los valores del Moho sísmico son de 18.8 y 19.8 km.

Entre las áreas A2 y A3 el incremento de las profundidades del Moho sísmico se ubica también sobre una mayor profundidad de la base de la fuente magnética (Fig. 6.4).

Otra de las áreas someras de la base de la fuente magnética se ubica en el extremo sur del límite corteza oceánica-corteza continental transicional (área A4, Fig. 4.4), estas profundidades son de 20.0 km mientras que la profundidad del Moho sísmico es de 23.7 km.

Sobre la porción norte del límite corteza oceánica-corteza continental transicional también se observa una correlación similar entre las profundidades del Moho sísmico y la profundidad de la base de la fuente magnética. En el área A5 la profundidad de 24.3 km del Moho sísmico es cercana a la profundidad obtenida de 25.0 km. En el área A6 la profundidad del Moho sísmico de 22.8 se ubica dentro de la configuración de 22.5 km de la profundidad de la base de la fuente magnética. En esta misma área, cercano a la curva de 25.0 km de profundidad de la base de la fuente magnética las profundidades del Moho sísmico son de 24.1, 23.3 y 19.1 km (Fig. 6.4).

Dentro de la corteza oceánica la correlación entre las menores profundidades de Moho sísmico y las profundidades de la base de la fuente magnética no es muy clara, debido principalmente a la cobertura de datos de sísmica de refracción. La mayor parte de estos datos de sísmica de refracción se ubican entre las profundidades de 25.0-27.5 km de la base de la fuente magnética y varían entre 19.1 y 22.6 km (Fig. 6.4). Sin embargo, en la figura 6.4 se observa que al SW del área A6 el incremento de la profundidad del Moho sísmico se ubica sobre el incremento de la profundidad de la base de la fuente magnética.

En la parte sur del área de estudio, dentro de la corteza continental transicional, en el área A7 se observa correspondencia entre las profundidades del Moho sísmico (22.6-27.0 km) y las profundidades de la base de la fuente magnética, ~25.0 km (Fig. 6.4).

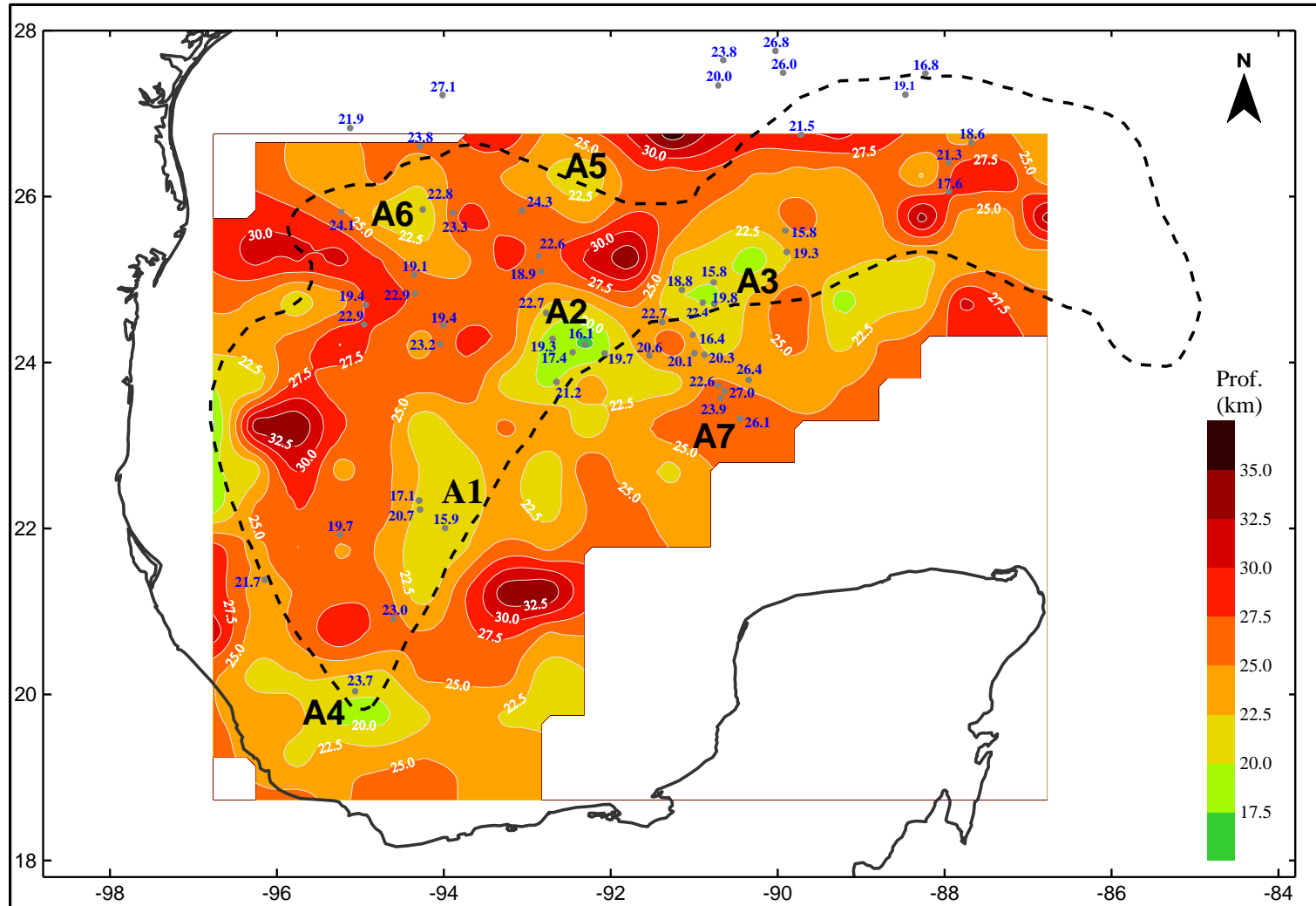


Fig. 6.4. Profundidad de la base de la fuente magnética usando la ventana de análisis de 100x100 km y profundidad del Moho sísmico indicada por los valores de los círculos en color gris y valores en color azul. A1, A2, A3, A4, A5, A6 y A7 son áreas someras de la profundidad de la base de la fuente magnética.

En la mayor parte del área de estudio donde se cuenta con ambas profundidades, las profundidades de la base de la fuente magnética son mayores a las profundidades del Moho sísmico, excepto en algunas de las zonas someras ubicadas sobre el límite de corteza oceánica-corteza continental transicional, donde las profundidades del Moho sísmico son mayores a las profundidades de la base de la fuente magnética.

Para una mejor comparación-correlación de la intersección de ambas profundidades, se hizo una interpolación manual de las profundidades del Moho sísmico. Para ello se tomó en cuenta el modelo de corteza del Golfo de México mostrado en el capítulo 3, así como las tendencias de las anomalías magnéticas y gravimétricas.

Sobreponiendo los mapas de ambas profundidades, Moho sísmico y base de la fuente magnética, en la figura 6.5 se observa que sobre el límite cortical el Moho sísmico es más profundo que la base de la fuente magnética. Este comportamiento se observa principalmente sobre las áreas A2, A3, A4, A5 y A6, donde se configuran las menores profundidades de la base de la fuente magnética (Fig. 6.5).

Tomando en cuenta la posición de los límites *i*, *ii* e *iii* sugeridos en la figura 6.1 para representar litológicamente un cambio en la mineralogía magnética dentro de la corteza o manto superior, así como la relación entre ellos, la base de la fuente magnética podría corresponder con el límite petrológico de la corteza oceánica del Golfo de México. Esta hipótesis es sugerida únicamente por la posición del Moho sísmico y límite petrológico en el modelo de la estructura interna de la Tierra, donde el límite petrológico es ubicado por debajo del Moho sísmico. Sin embargo, se requiere mayor información sísmica y el desarrollo de un modelo petrológico-geodinámico que pueda explicar la presencia de peridotitas serpentinizadas en la parte superior del manto o bien la transición del manto residual al manto superior.

Es importante mencionar que sobre las áreas A2, A3 y A6, donde la profundidad del Moho sísmico es mayor a la base de la fuente magnética, las velocidades sísmicas reportan la presencia de la capa de alta velocidad (Fig. 6.5a), definida por velocidades sísmicas entre 7.0 y 7.2 km/s y asociada a intrusiones ultramáficas (ver capítulo 3).

Finalmente, los resultados de la profundidad de la base de la fuente magnética fueron comparados con la profundidad de la interfase corteza-manto obtenida Cerón (2007) a partir del modelado de métodos potenciales en el Golfo de México. En esta comparación se observa que las menores profundidades de la base de la fuente magnética (17.5-22.5 km) obtenidas sobre el límite sur de la corteza oceánica-corteza continental transicional se ubican en el área donde se reportan profundidades de la interfase corteza manto menores a 19.5 km (Fig. 6.6).

Estas profundidades de la base de la fuente magnética cualitativamente pueden proporcionar una idea previa del modelo termal del Golfo de México, considerando 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). Por lo tanto, menores profundidades de la base de la fuente magnética deben corresponder con altos flujos de calor, mientras que a mayores profundidades los flujos esperados son bajos (Blakely, 1988; Tselentis, 1991; Salk *et al.*, 2005; Rajaram *et al.*, 2009; Bansal *et al.*, 2010).

En términos generales, en el Golfo de México se observan que altos flujos de calor calculados se ubican en áreas cercanas a las menores profundidades de la base de la fuente magnética, obtenidas a lo largo del límite de corteza oceánica-corteza continental transicional, como se menciona en los siguientes párrafos.

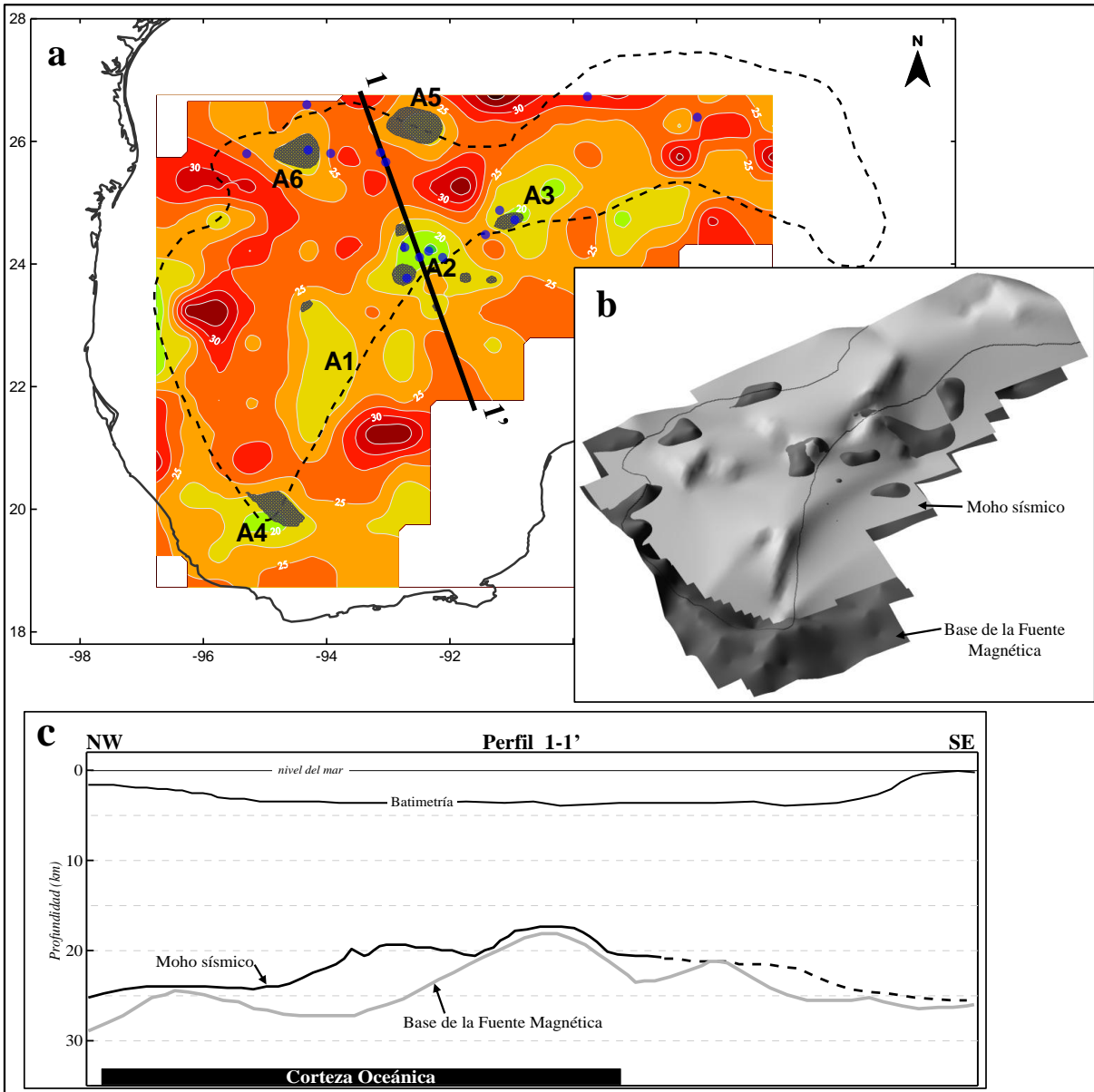


Fig. 6.5. Profundidad de la base de la fuente magnética y profundidad del Moho sísmico. a - profundidad de la base de la fuente magnética usando la ventana de análisis 100x100 km; A1, A2, A3, A4, A5 y A6 son áreas someras, las áreas en color gris indican el área donde la profundidad el Moho sísmico es mayor a la profundidad de la base de la fuente magnética, 1-1' indica la ubicación del perfil de la parte inferior de la figura, los círculos en color azul indican los puntos donde se reporta la capa de alta velocidad sísmica (7.0 y 7.2 km/s). b - vista tridimensional de la relación entre el Moho sísmico y la base de la fuente magnética. c - vista en perfil de la relación entre la profundidad del Moho sísmico y la profundidad de la base de la fuente magnética.

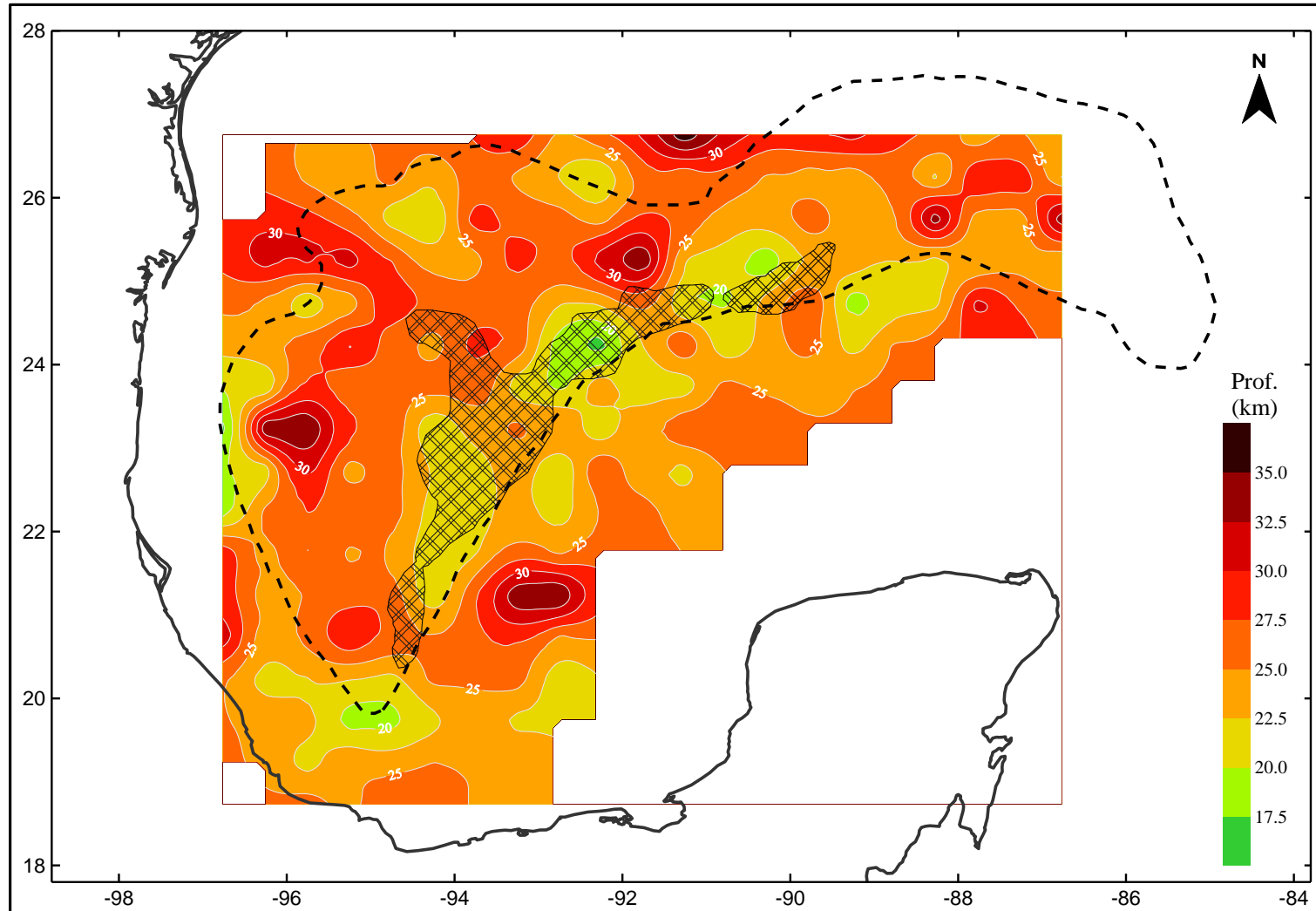


Fig. 6.6. Profundidad de la base de la fuente magnética usando la ventana de análisis 100x100 km. El área cuadrículada sobre el límite sur de la corteza oceánica-corteza continental transicional representa el área de profundidades de la interfase corteza-manto $< 19.5\text{ km}$ obtenida por modelado de métodos potenciales por Cerón (2007).

6.2. Interpretación de la profundidad de la base de la fuente magnética como un límite termal

Bajo el contexto geotérmico los resultados de la inversión de los datos magnéticos pueden ser analizados y comparados con datos geofísicos y geotérmicos tanto cualitativa como cuantitativamente. En el análisis cuantitativo la profundidad de la base de la fuente magnética se define como la isoterma a la cual las rocas pierden su magnetismo para así calcular un flujo de calor que se compara con el flujo de calor calculado por mediciones de temperatura en la cima de la columna sedimentaria. Si existe una congruencia entre ambos valores de flujo de calor, es decir, si son iguales o muy cercanos entre sí, entonces las profundidades del punto de Curie y la isoterma seleccionada son correctos (Stampolidis y Tsokas, 2002; Salk et al., 2005; Stampolidis et al., 2005; Maden, 2010). Caso contrario podría suponerse que los resultados de la inversión de los datos magnéticos son erróneos, sin embargo, es importante evaluar los elementos y procesos geo-termales involucrados en la definición del estado termal de las rocas ígneas y sedimentarias de la corteza, incluyendo una evaluación de los instrumentos de medición de las temperaturas.

Así una congruencia y/o explicación entre los flujos de calor calculados por la inversión de datos magnéticos y los flujos de calor calculados a partir de las temperaturas registradas en la parte superior de la cubierta sedimentaria permite validar las suposiciones geológicas, geofísicas, tectónicas y termales previas de las cuencas sedimentarias.

6.2.1. Flujos de calor y corteza oceánica

En áreas de dominio oceánico los flujos de calor obtenidos a partir de la inversión de los datos magnéticos pueden ser comparados con los flujos de calor calculados a partir de mediciones de temperatura hechas en la parte somera de la corteza (<20 m). Sin embargo, los flujos de calor obtenidos de la inversión de los datos magnéticos también pueden ser evaluados y comparados de la siguiente manera:

- haciendo una comparación entre la magnitud del flujo de calor obtenido y la magnitud del flujo de calor promedio de la corteza oceánica.
- haciendo una comparación entre la magnitud del flujo de calor obtenido y la magnitud del flujo de calor de acuerdo a los ambientes tectónicos de la corteza oceánica.
- haciendo una comparación entre la magnitud del flujo de calor obtenido y la magnitud del flujo de calor de acuerdo a la edad de la corteza oceánica.

6.2.1.1. Flujo de calor promedio en la corteza oceánica

De acuerdo a la compilación de flujos de calor calculados a partir de mediciones de temperaturas y conductividades termal hechas en la parte superior de la corteza, el valor promedio de flujo de calor de la corteza oceánica puede ser variable, dependiendo del rango de flujo de calor a promediar. Tomando el total de los valores reportados en la Base de Datos Global de Flujo de Calor de áreas marinas compilada por la *International Heat Flow Commission* (IHFC, 2011), el valor promedio del flujo de calor es $\sim 104 \text{ mW/m}^2$, ya que se incluyen los flujos de calor entre 0 y 700 mW/m^2 . Sin embargo, las áreas con flujos de calor mayores a 300 mW/m^2 son menos frecuentes (<12 mediciones). Si de esta base de datos global de flujos de calor se consideran únicamente el rango de datos de 0 a 300 mW/m^2 , entonces el valor promedio es de 83.86 mW/m^2 . Tomando el rango de datos de 0 a 200 mW/m^2 , entonces el valor promedio es de 71.7 mW/m^2 . Finalmente, si tomamos el rango de datos de 0 a 100 mW/m^2 , entonces el valor promedio es de 55.4 mW/m^2 . Estos valores promedio no hacen diferencia entre el ambiente tectónico o edad de la corteza oceánica.

Tomando los flujos de calor reportados con una frecuencia mayor a 15, el rango de valores flujo de calor varía entre 4 y 300 mW/m^2 , siendo el rango de 48.0 a 56.0 mW/m^2 los flujos de calor de mayor frecuencia reportados en la corteza oceánica (Fig. 6.7). Con el rango de datos con una frecuencia mayor a 100, el flujo de calor promedio es de 56.0 mW/m^2 .

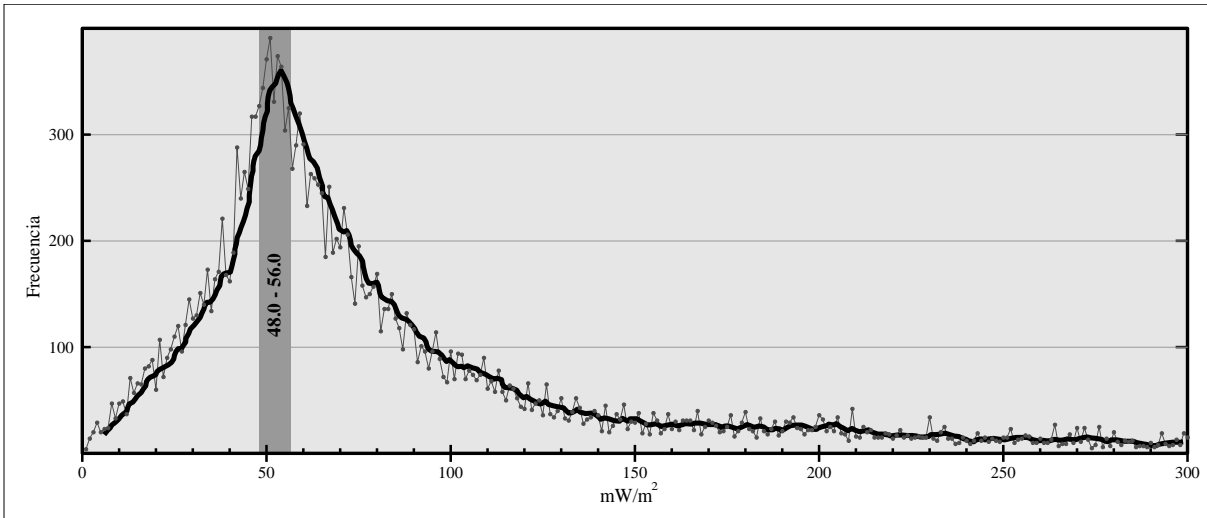


Fig. 6.7. Compilación de flujos de calor calculados a partir de mediciones de temperatura hechas en la parte superior de la corteza oceánica. Los datos son obtenidos de la Base de Datos Global de Flujo de Calor de áreas marinas compilada por la *International Heat Flow Commission* (IHFC, 2011; <http://www.heatflow.und.edu/index2.html>). La base de datos incluye 20,479 cálculos hechos entre 1940 y 2010. La franja de color gris indica el rango de mayor frecuencia de flujo de calor.

6.2.1.2. Flujo de calor y ambientes tectónicos de la corteza oceánica

Bajo el contexto de ambientes tectónicos de corteza oceánica el rango de frecuencia 48.0-56.0 mW/m^2 cae dentro de los rangos de flujo de calor de las áreas de trincheras y cuencas oceánicas (Fig. 6.8). Los flujos calor de la figura 6.7 con una frecuencia menor a 50 y magnitud mayor a 120 mW/m^2 podrían corresponder a las áreas tectónicas de centros de expansión de corteza oceánica de la figura 6.8, sin embargo, flujos de calor mayores a 100 mW/m^2 también son reportados en otros ambientes tectónicos de la corteza oceánica (trinchera, cuenca, zonas de fractura, arcos de islas, talud continental) y son asociados a actividad tectónica, hidrotermal o magmática local. Por lo tanto, para comparar cuantitativamente los flujos de calor obtenidos a partir de la inversión de los datos magnéticos con los flujos de calor calculados a partir de mediciones de temperatura en áreas de corteza oceánica, es importante considerar el ambiente tectónico regional y variaciones tectónicas locales del área a evaluar.

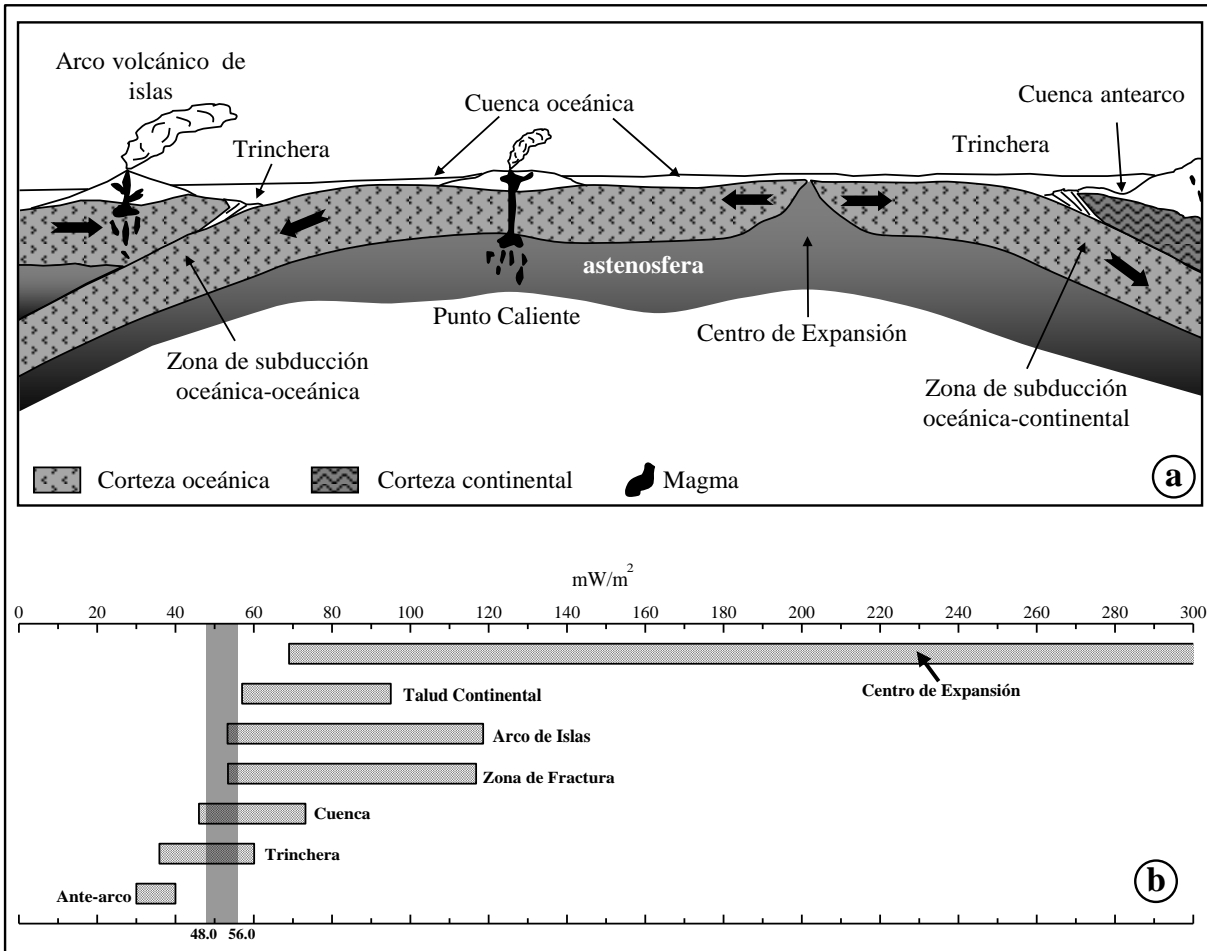


Fig. 6.8. Ambientes tectónicos (a) y rangos promedio de flujos de calor (b) de la corteza oceánica compilados de Jessop, 1990; Kukačka y Matyska, 2008. La franja de color gris en b indica el rango de flujo de calor de mayor frecuencia obtenido de la fig. 6.7.

6.2.1.3. Flujo de calor y edad de la corteza oceánica

Aunado al ambiente tectónico de la corteza oceánica diversos autores (Sclater y Francheteau, 1970; Chapman y Pollack, 1975; Herman *et al.*, 1977; Jessop, 1990; Lister *et al.*, 1990; Stein y Stein, 1992, 1994; Pollack *et al.*, 1993; Pasquale *et al.*, 1996; Davis *et al.*, 1999; Pribnow *et al.*, 2000; Fowler, 2005; Géli *et al.*, 2008; Gosnold, 2008; Davies y Davies, 2010, Li *et al.*, 2010) han observado que la magnitud del flujo de calor calculado a partir de mediciones directas de temperatura también es dependiente de la distancia con respecto al centro de expansión y por lo tanto de la edad de la corteza oceánica (Fig. 6.9). Así, valores de flujo de calor mayores a $100 mW/m^2$ son calculados en áreas donde la

corteza oceánica es de edad menor a 20 Ma y áreas cercanas a los centros de expansión o bien sobre áreas tectónicamente activas. En la figura 6.9 se observa que en cortezas oceánicas de edades menores a 40 Ma los flujos de calor calculados pueden llegar a ser menores a 10 mW/m^2 . Para cortezas oceánicas con edades mayores a 60 Ma los flujos de calor calculados también son variables, sin embargo, es posible marcar un rango promedio entre 48.7 y 64.2 mW/m^2 , que tiene a disminuir conforme la edad de la corteza es mayor. Así, para una corteza oceánica 180 Ma el rango promedio de flujo de calor se estima entre 46.2 y 50.9 mW/m^2 (Fig. 6.9).

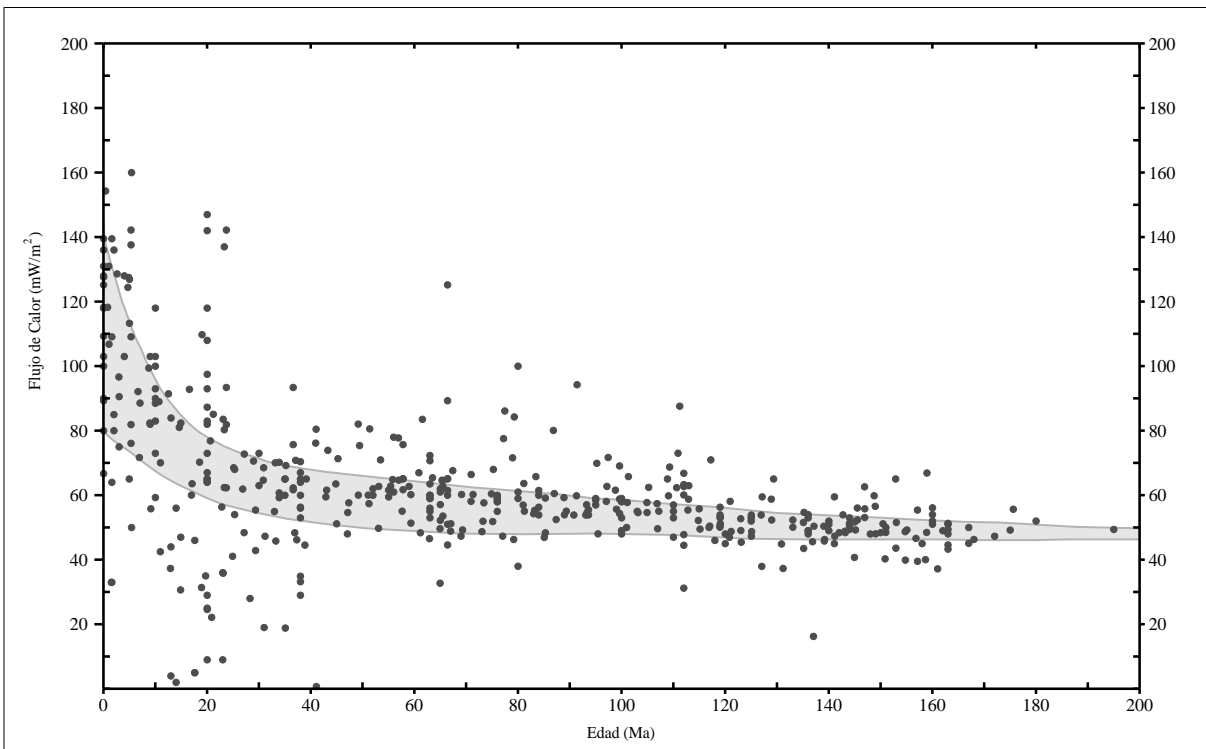


Fig. 6.9. Flujos de calor y edad de la corteza oceánica (datos compilados de Sclater y Francheteau, 1970; Chapman y Pollack, 1975; Herman et al., 1977; Jessop, 1990; Lister et al., 1990; Stein y Stein, 1992, 1994; Pollack et al., 1993; Pasquale et al., 1996; Davis et al., 1999; Pribnow et al., 2000; Géli et al., 2008; Gosnold, 2008; Li et al., 2010). El área sombreada representa el rango de valores promedio con respecto de la edad de la corteza. En la gráfica se excluyen valores mayores a 200 mW/m^2 reportados en cortezas de edades menores a 20 Ma.

El Golfo de México es un área de cuenca oceánica generada de 160 a 140 ± 10 Ma. Por lo tanto, tomando en cuenta su ambiente tectónico los flujos de calor esperados pueden

variar entre 46.0 y 73.2 mW/m², sin embargo, por la edad de la corteza oceánica el flujo de calor promedio esperado oscila entre 46.3 y 53.0 ±0.8 mW/m². La evaluación cuantitativa de los resultados obtenidos de flujo de calor de la siguiente sección se hace a partir del rango promedio de los flujos de calor de acuerdo a la edad de la corteza oceánica del Golfo de México.

6.2.2. Cálculo de flujos de calor en el Golfo de México a partir de la profundidad de la base de la fuente magnética e isoterma de Curie

6.2.2.1. Definición de variables

La conversión de las profundidades de la base de la fuente magnética a flujo de calor en el Golfo de México se hizo considerando la relación básica del transporte conductivo de calor (ley de Fourier), la cual establece que el flujo de calor (Q) en un punto de un medio sólido es directamente proporcional al gradiente de geotérmico (GG) en el punto, dependiente de la capacidad del sólido para transportar el calor (Jessop, 1990; Somerton, 1992; Beardsmore y Cull, 2001; Turcotte y Schubert, 2001; Fowler, 2005). Ésta ley de flujo de calor es expresada como:

$$Q = -k \left(\frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1} \right) = -k \frac{\Delta T}{\Delta z} = -k \cdot GG \dots \dots \dots (1)$$

Donde k es la conductividad térmica (W/m^{°K}), T_1 es la temperatura a la profundidad z_1 , T_2 es la temperatura a la profundidad z_2 y el incremento de la temperatura ($\Delta T = T_2 - T_1$) con respecto de la profundidad ($\Delta z = z_2 - z_1$) representa el gradiente geotérmico (GG). El signo menos (-) de la ecuación 1 indica el flujo de calor en la dirección del descenso de temperatura (menor profundidad), debido a que el calor fluye de una región caliente a una región fría, por lo tanto, éste fluye en dirección negativa de z (hacia arriba) (Fig. 6.10). Ahora bien, si tomamos como referencia el nivel del terreno, z denota la profundidad bajo la superficie, entonces con un incremento de z (profundidad), un gradiente de

temperatura positivo significa que hay un flujo neto de calor hacia arriba y entonces la ecuación 1 podemos tomarla como un valor positivo.

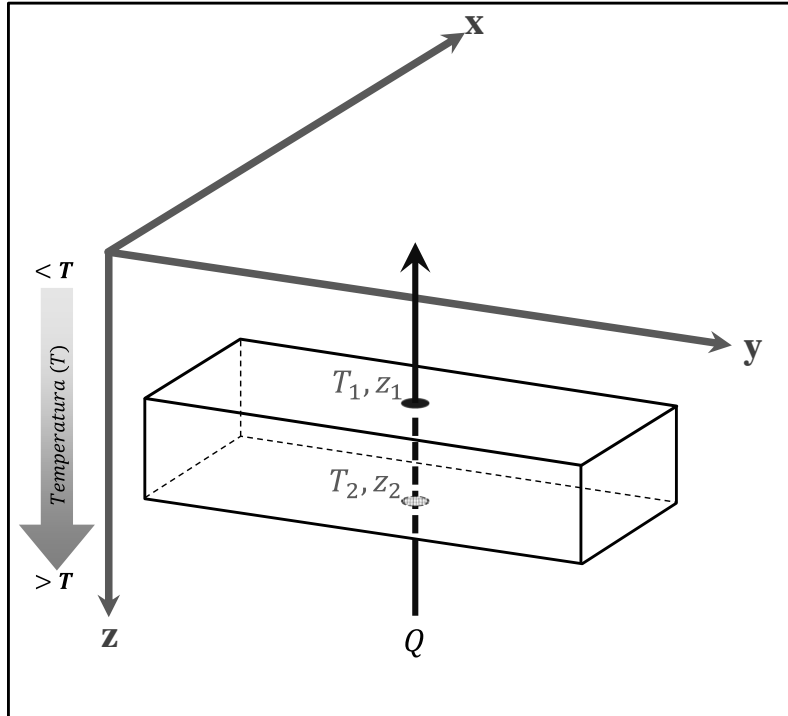


Fig. 6.10. Transporte conductivo de calor en un punto de un prisma sólido.

Para el cálculo del flujo de calor en el Golfo de México a partir de las profundidades de la base de la fuente magnética las variables involucradas en la ecuación fueron definidas de la siguiente manera:

En la conductividad térmica (k) el valor asignado fue de $2.5 \text{ W/m}^\circ\text{K}$ y representa el valor promedio de las conductividades térmicas de las unidades litológicas que forman parte de la corteza del Golfo de México, representada de manera general por secuencias terrígenas Cenozoicas, carbonatos Mesozoicos y rocas ígneas ultramáficas (gabros). Estas últimas definidas de acuerdo a las velocidades de sísmica de refracción (ver capítulo 3). Para estas litologías los valores de k se tomaron de las compilaciones reportadas en Somerton (1992), Beardsmore y Cull (2001) y en Turcotte y Schubert (2001).

Para el gradiente geotérmico ($GG=T_2-T_1/z_2-z_1$), el valor de la temperatura T_1 fue definido como 0°C para una profundidad z_1 que es representada por la batimetría del área (Fig. 6.11). T_2 fue definido como la temperatura de Curie a la profundidad z_2 representada por la base de la fuente magnética.

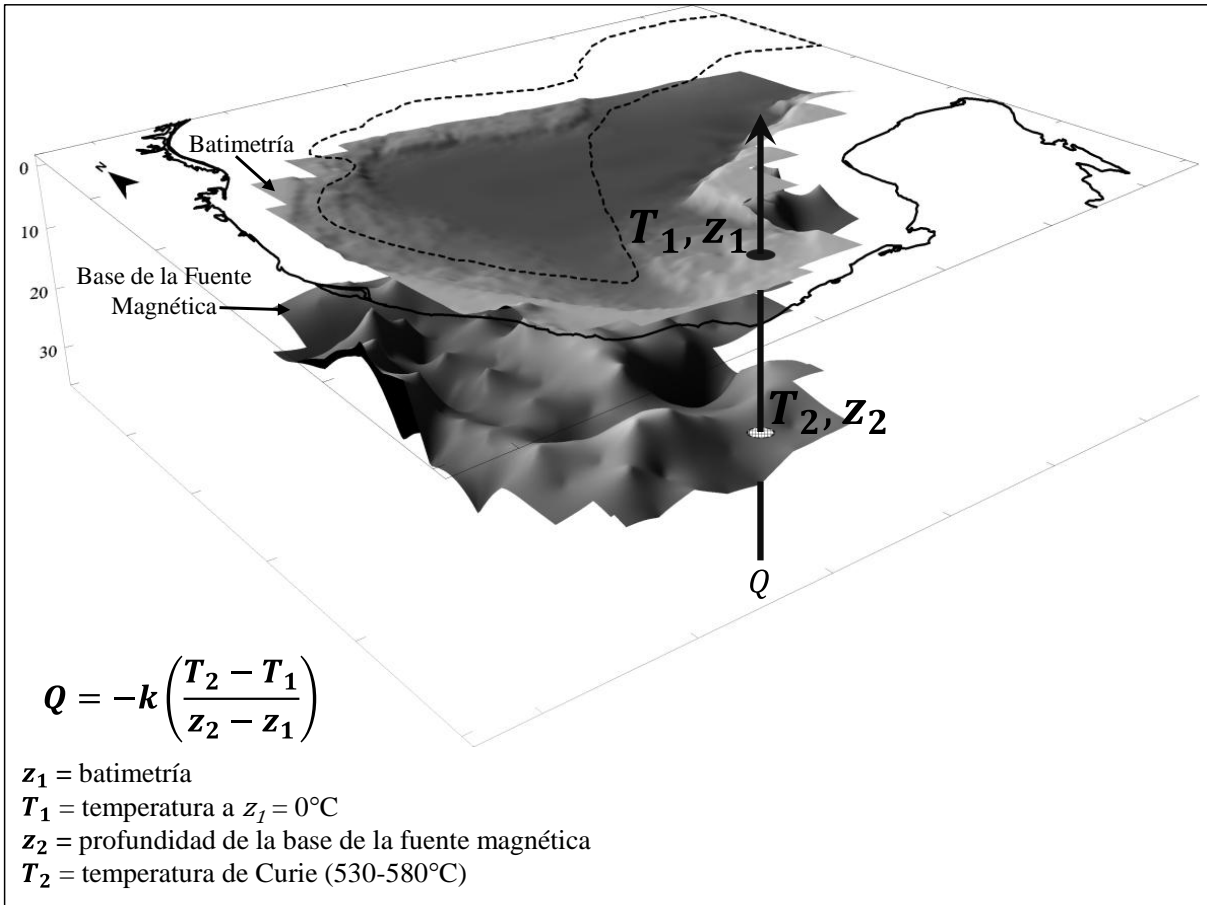


Fig. 6.11. Definición de las variables involucradas en el cálculo de flujo de calor a partir de la inversión de los datos magnéticos en el Golfo de México.

Para definir el valor de la temperatura de Curie (T_2) se evaluó el rango de temperaturas de Curie en los gabros, $530\text{-}580^\circ\text{C}$ (Fig. 2.4). Como ya se mencionó esta litología de gabros se define en el capítulo 3 a partir de las velocidades sísmicas de la corteza en el área de estudio, que caen dentro de las velocidades de este tipo de rocas ultramáficas.

6.2.2.2. Cálculo de flujo de calor usando la isoterma de 580°C

Asignando la temperatura de Curie de 580°C a T_2 los flujos de calor obtenidos varían entre 35.2 y 93.0 mW/m², con un promedio de 55.4 mW/m² (Fig. 6.12). Dentro de la corteza oceánica del Golfo de México el promedio de los flujos de calor obtenidos varía entre 50.0 y 60.0 mW/m², que es mayor al promedio estimado para el golfo de acuerdo con la edad de generación de la corteza oceánica, 46.3-53.0 ±0.8 mW/m² (Fig. 6.13a).

Comparando cuantitativamente los flujos de calor se observa que los flujos de calor obtenidos con la isoterma de 580°C caen dentro del rango de valores de flujo de calor calculados a partir de mediciones de temperatura en fondo marino reportados en trabajos previos, 9.0-111.0 mW/m² (Epp *et al.*, 1970; Nagihara *et al.*, 1996). Sin embargo, comparando puntualmente los flujos de calor, se observa que los flujos de calor obtenidos son en promedio 20-50% mayores a los flujos de calor calculados a partir de mediciones de temperatura (Fig. 6.13). La diferencia entre flujos obtenidos y los calculados previamente se incrementa cuando estos últimos son menores a 30.0 y mayores a 75 mW/m², la cual podría corresponder a procesos geológicos locales.

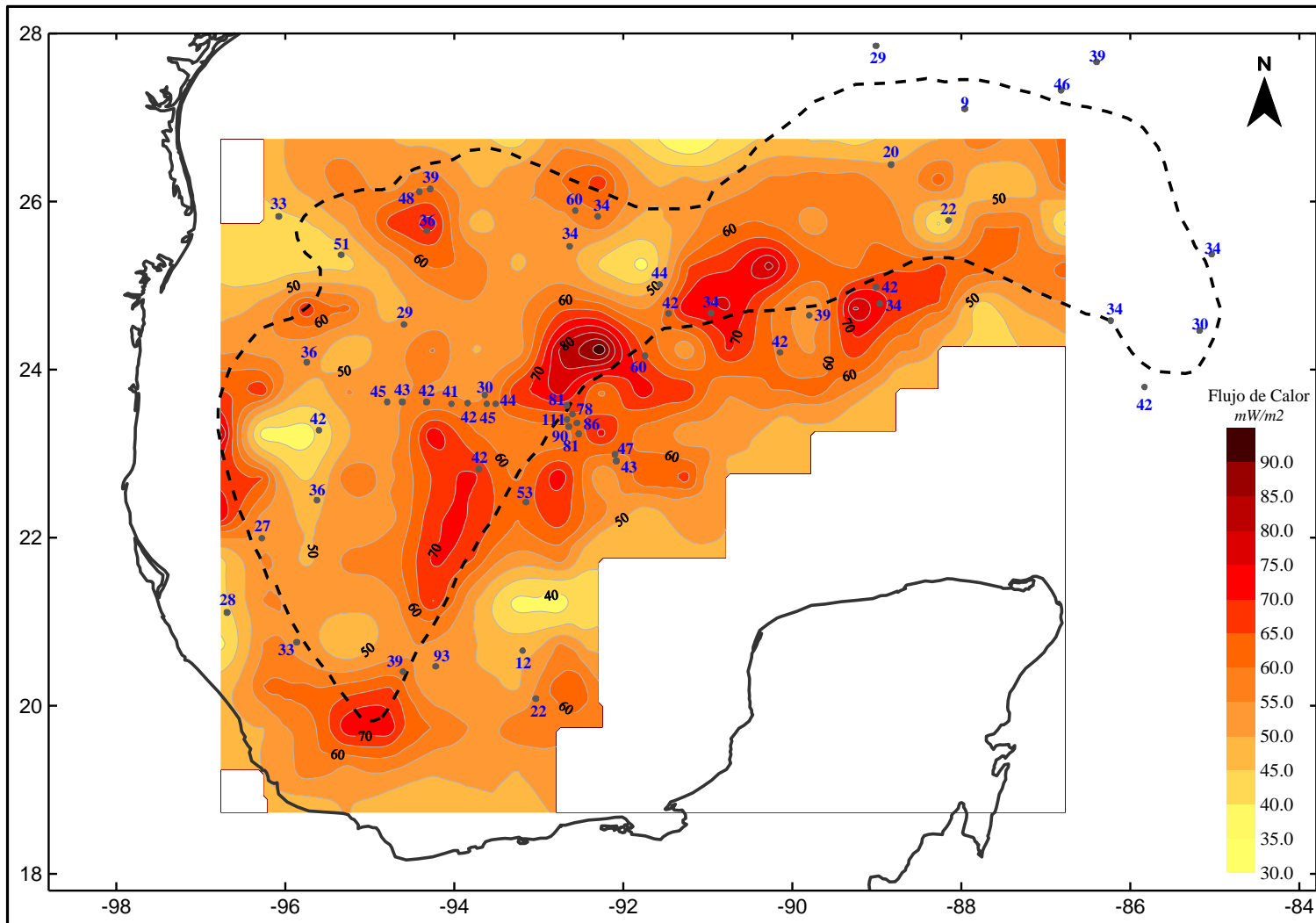


Fig. 6.12. Configuración de flujos de calor calculados usando la temperatura de Curie de 580°C y flujos de calor calculados a partir de mediciones de temperatura en fondo marino de trabajos previos (Epp *et al.*, 1970; Nagihara *et al.*, 1996) indicados por los puntos en color gris y números en color azul.

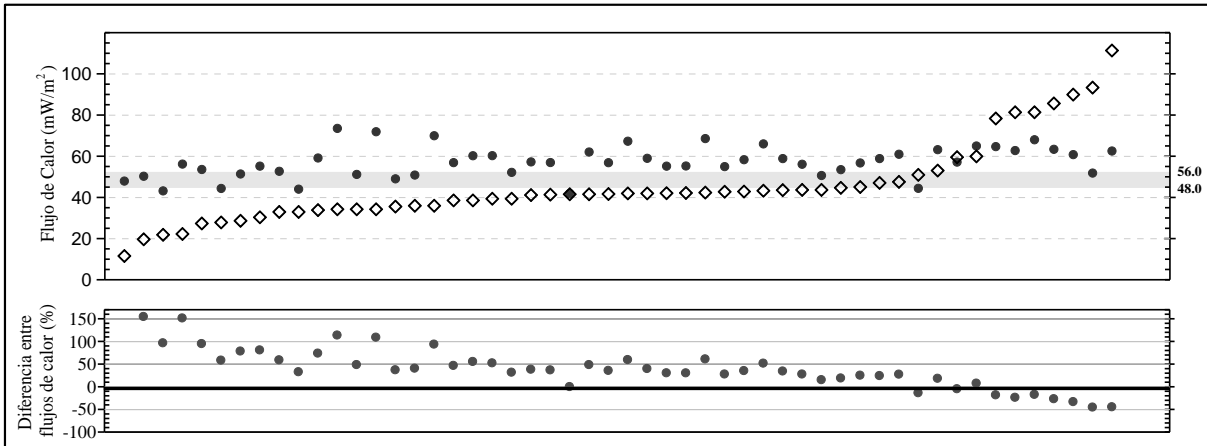


Fig. 6.13. Comparación de flujos de calor obtenidos usando $T_2=580^\circ\text{C}$ (círculos) con los flujos de calor calculados a partir de mediciones de temperatura (rombos). El área sombreada en color gris representa el valor promedio de flujo de calor ($46.3\text{-}53.0 \pm 0.8 \text{ mW/m}^2$) de acuerdo a la edad de la corteza oceánica del Golfo de México ($140 \text{ y } 160 \pm 10 \text{ Ma}$). La figura de la parte inferior representa la diferencia (%) entre los flujos de calor obtenidos en este trabajo con respecto a los flujos de calor calculados previamente.

6.2.2.3. Cálculo de flujo de calor usando la isoterma de 530°C

Asignando la temperatura de Curie de 530°C a T_2 los flujos de calor obtenidos varían entre 32.2 y 84.9 mW/m^2 , con un promedio de 50.6 mW/m^2 (Fig. 6.14). Dentro de la corteza oceánica del Golfo de México el promedio de los flujos de calor obtenidos varía entre 45.0 y 55.0 mW/m^2 , que es similar al promedio estimado para el golfo de acuerdo con la edad de generación de la corteza oceánica, $46.3\text{-}53.0 \pm 0.8 \text{ mW/m}^2$ (Fig. 6.14a).

Comparando cuantitativamente los flujos de calor se observa que los flujos de calor obtenidos con la isoterma de 530°C también caen dentro del rango de valores de flujo de calor calculados a partir de mediciones de temperatura en fondo marino reportados en trabajos previos, como sucede con los flujos obtenidos con la isoterma de 580°C . La comparación puntual de los datos obtenidos en este trabajo con los calculados previamente muestra una diferencia entre $13\text{-}36\%$, siendo mayores los calculados en este trabajo (Fig. 6.15).

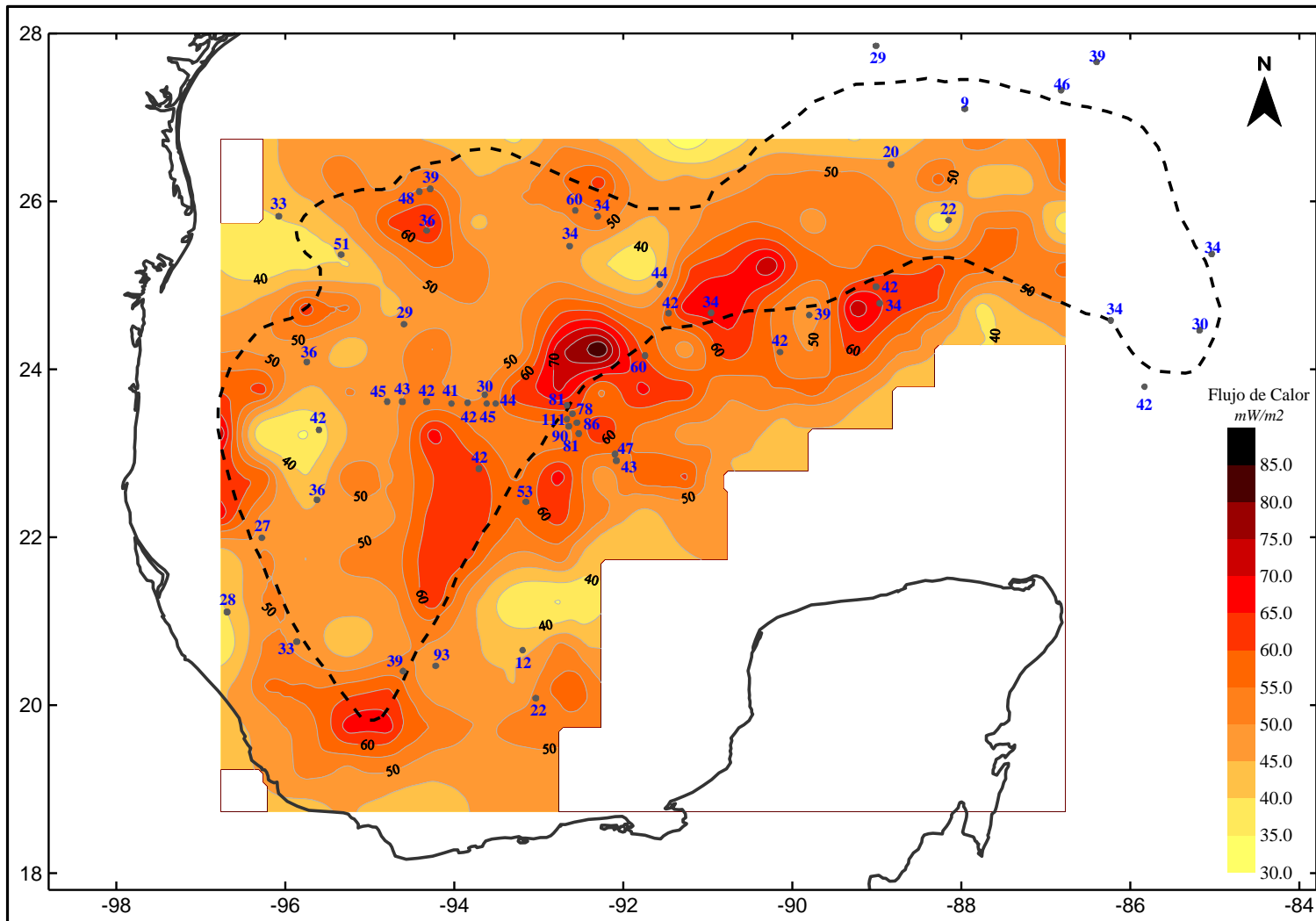


Fig. 6.14. Configuración de flujos de calor calculados usando la temperatura de Curie de $530^{\circ}C$ y flujos de calor calculados a partir de mediciones de temperatura en fondo marino de trabajos previos (Epp *et al.*, 1970; Nagihara *et al.*, 1996) indicados por los puntos en color gris y números en color azul.

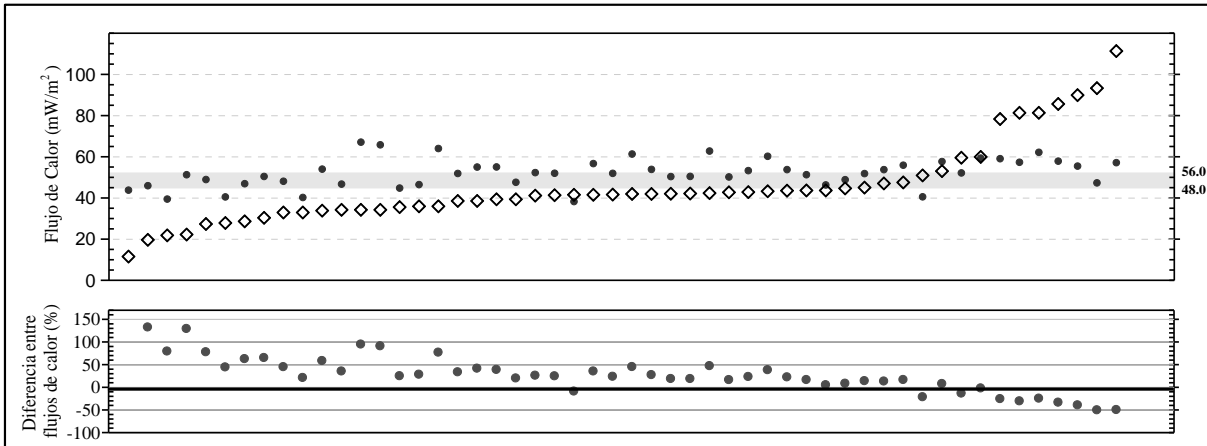


Fig. 6.15. Comparación de flujos de calor obtenidos usando $T_2=530^\circ\text{C}$ (círculos) con los flujos de calor calculados a partir de mediciones de temperatura (rombos). El área sombreada en color gris representa el valor promedio de flujo de calor ($46.3\text{-}53.0 \pm 0.8 \text{ mW/m}^2$) de acuerdo a la edad de la corteza oceánica del Golfo de México ($140 \text{ y } 160 \pm 10 \text{ Ma}$). La figura de la parte inferior representa la diferencia (%) entre los flujos de calor obtenidos en este trabajo con respecto a los flujos de calor calculados previamente.

6.2.2.4. Cálculo de flujo de calor usando la isoterma de 450°C

Tomando en cuenta la diferencia existente entre los flujos de calor obtenidos y los flujos de calor calculados previamente, fueron probadas otras isotermas (500 , 475 y 450) buscando igualar ambos resultados. Esta semejanza en los resultados se puede alcanzar para la mayor parte de los puntos usando la isoterma de 450°C . Con esta isoterma los flujos de calor obtenidos varían entre 27.3 y 72.2 mW/m^2 , con un promedio de 42.9 mW/m^2 (Fig. 6.16).

Dentro de la corteza oceánica el flujo de calor obtenido varía entre 38.0 y 46.5 mW/m^2 , menores al rango promedio de flujo de calor estimado para el Golfo de México de acuerdo con la edad de generación de la corteza oceánica, $46.3\text{-}53.0 \pm 0.8 \text{ mW/m}^2$ (Fig. 6.17). Sin embargo, se observa que los valores de flujo de calor obtenidos son muy semejantes a los flujos de calor reportados previamente, con una diferencia menor a 20% (Fig. 6.17).

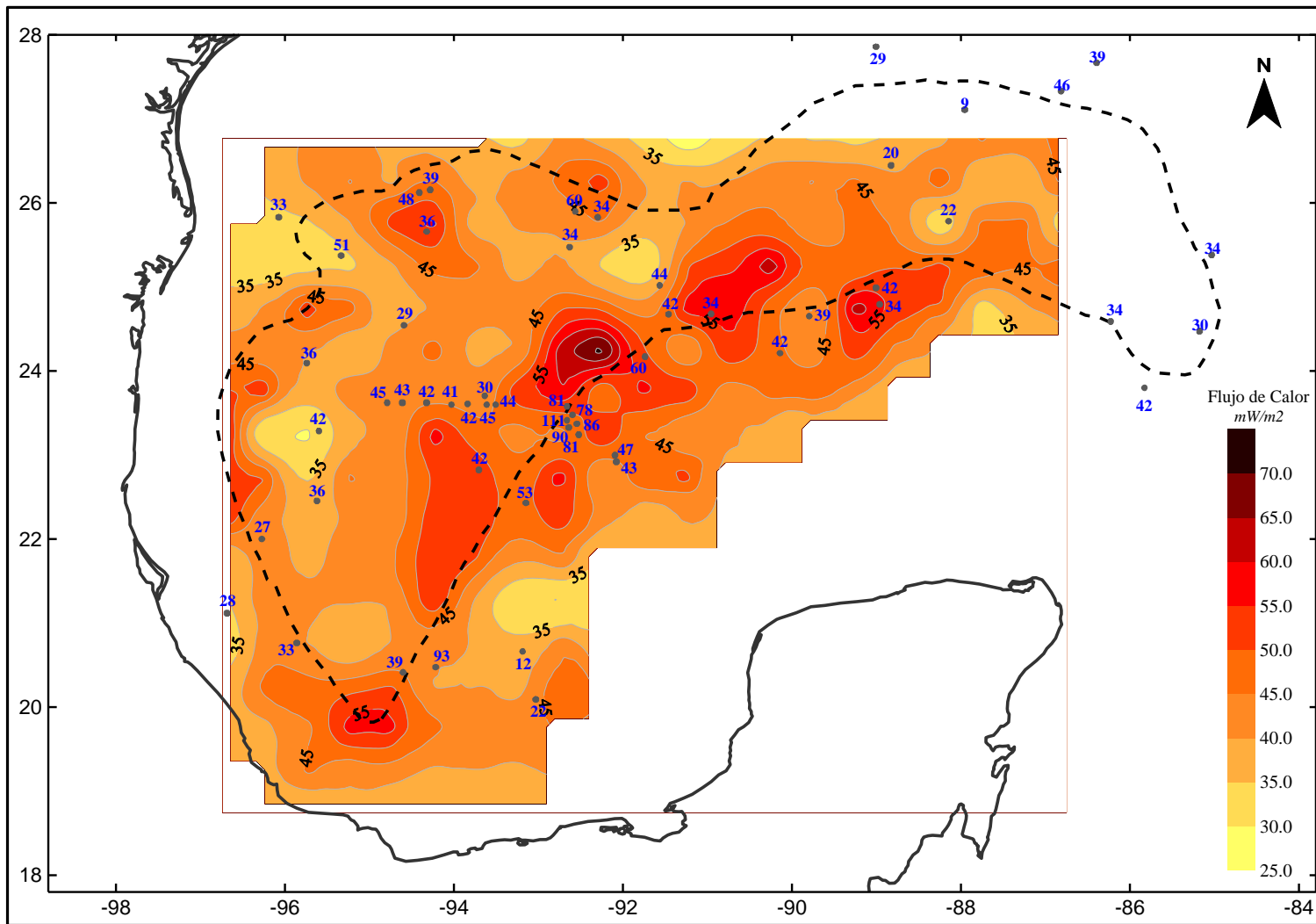


Fig. 6.16. Configuración de flujos de calor calculados usando la temperatura de Curie de 450°C y flujos de calor calculados a partir de mediciones de temperatura en fondo marino de trabajos previos (Epp *et al.*, 1970; Nagihara *et al.*, 1996) indicados por los puntos en color gris y números en color azul.

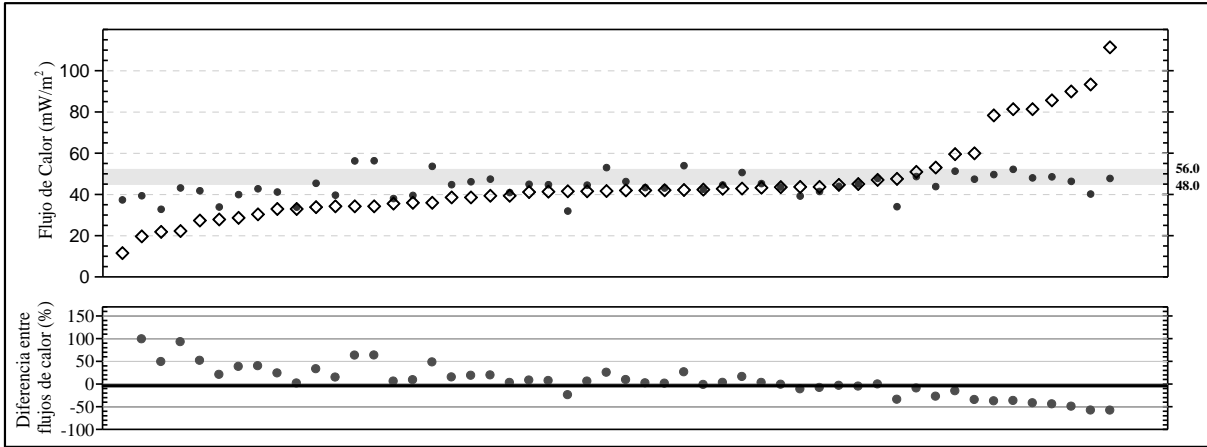


Fig. 6.17. Comparación de flujos de calor obtenidos usando $T_2=450^\circ\text{C}$ (círculos) con los flujos de calor calculados a partir de mediciones de temperatura (rombos). El área sombreada en color gris representa el valor promedio de flujo de calor ($46.3\text{-}53.0 \pm 0.8 \text{ mW/m}^2$) de acuerdo a la edad de la corteza oceánica del Golfo de México ($140 \text{ y } 160 \pm 10 \text{ Ma}$). La figura de la parte inferior representa la diferencia (%) entre los flujos de calor obtenidos en este trabajo con respecto a los flujos de calor calculados previamente.

Dado que en los tres casos la única variable en el cálculo de los flujos de calor es la isoterma asignada a T_2 las tendencias de los resultados son muy similares, con la diferencia en la magnitud del flujo de calor. Es decir, sobre la curva de 60.0 mW/m^2 obtenida con $T_2 = 530^\circ\text{C}$ se configura la curva de 65.0 mW/m^2 obtenida con $T_2 = 580^\circ\text{C}$ (Figs. 6.12 y 6.14).

6.2.3. Definición de la isoterma de Curie en el Golfo de México

Para definir el valor de la isoterma de Curie para la base de la fuente magnética de la corteza oceánica del Golfo de México fueron graficados los rangos promedio de flujo de calor obtenidos por cada una de las isotermas usadas sobre el gráfico de flujo de calor vs edad de la corteza oceánica (Fig. 6.18). Como resultado se observa que el rango promedio de los flujos de calor obtenidos usando la isoterma de 580°C se ubica principalmente por arriba del rango promedio del flujo de calor definido para corteza de edad entre $140\text{-}160 \text{ Ma}$. Con la isoterma de 530°C los resultados son congruentes con este rango promedio de flujo de calor para la corteza con edad entre $140\text{-}160 \text{ Ma}$.

A pesar de que con la isoterma de 450°C los resultados obtenidos se ajustan a los resultados previos, en la figura 6.18 se observa que el rango promedio de flujos de calor obtenidos está por debajo del rango promedio de flujo de calor para corteza de edad entre 140-160 Ma.

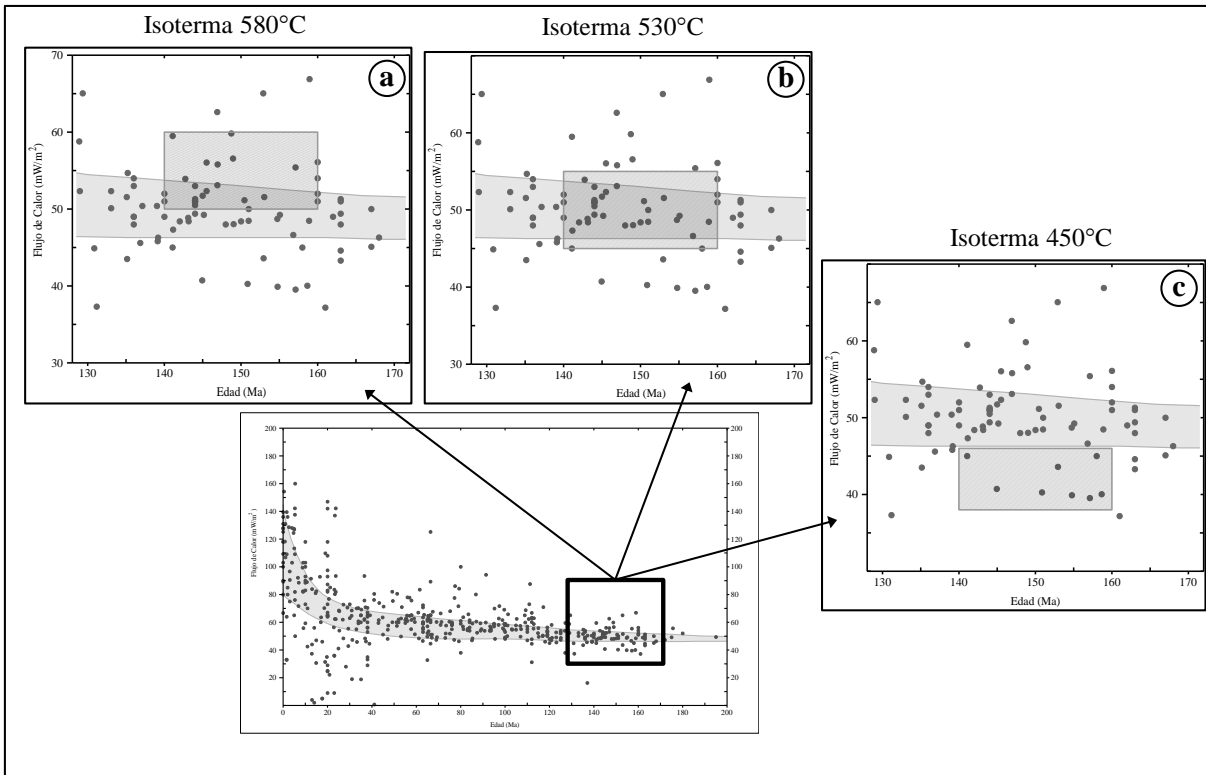


Fig. 6.18. Flujos de calor y edad de la corteza oceánica. Rango promedio de los flujos de calor obtenidos en la corteza oceánica usando $T_2 = 580^\circ C$ (a), $T_2 = 530^\circ C$ (b) y $T_2 = 450^\circ C$ (c).

De acuerdo con lo anterior, el valor de la isoterma de Curie para la profundidad de la base de la fuente magnética obtenida a partir de los datos magnéticos del Golfo de México es de 530°C. La diferencia entre los flujos de calor obtenidos y los flujos de calor reportados previamente podría ser debida a las variaciones en las propiedades termales de la corteza o bien a los instrumentos de medición.

Un análisis hecho para los flujos de calor estimados a partir de las mediciones de temperatura en fondo marino y los 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 (territorio de Estados Unidos), muestra que fuera del área de influencia de alta tasa de sedimentación del Mississippi los flujos de calor estimados a partir del perfil de temperatura de los pozos (menor a 4000 m de profundidad) son hasta 30% mayores a los flujos de calor estimados a partir de mediciones en fondo marino (menor a 15 m de profundidad). Siendo los flujos de calor calculados a partir del perfil de temperatura de los pozos los flujos de calor representativos del estado termal la corteza, ya que en la parte superior de la cubierta sedimentaria existe el efecto de la sedimentación sobre el equilibrio termal entre los sedimentos preexistentes con los sedimentos depositados en los últimos millones de años.

La diferencia hasta 30% observada en el análisis hecho a los flujos de calor del norte del Golfo de México, es muy similar a la diferencia observada entre los flujos de calor obtenidos con los flujos de calor reportados previamente, entre 13-36%. Por lo tanto, si los flujos de calor reportados previamente son ajustados conforme a dicha diferencia de 30% podría entonces observarse una similitud en ambas magnitudes de flujo de calor. Lo cual soportaría la definición de la isoterma de 530°C.

En la configuración del flujo de calor obtenido usando la isoterma de 530°C se observa que regionalmente las áreas de altos flujos de calor obtenidos son cercanas a las áreas de altos flujos de calor reportados previamente, ubicadas principalmente sobre el límite sur de la corteza oceánica-continental transicional (Fig. 6.14).

Sobre el área de mayores flujos de calor calculados, 84.6 mW/m², no se cuenta con datos previos, sin embargo, en el punto más cercano el flujo de calor reportado es de 60.0 mW/m² y se ubica sobre la curva de 65.0 mW/m². En el área de altos flujos de calor reportados previamente, 81.0-111.0 mW/m², los flujos de calor obtenidos son ~60.0 mW/m².

En el noroeste del área de estudio, el flujo de calor calculado es mayor al reportado previamente, sin embargo, son similares a los valores sugeridos por Rosales (2007) de $\sim 45.0 \text{ mW/m}^2$, quien considera que los bajos flujos de calor reportados son debidos a una alta tasa de sedimentación del delta del Mississippi.

En la parte sur del área de estudio, en la corteza continental transicional 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 25.0 mW/m^2 ubicada sobre la anomalía magnética más pronunciada en el sur del Golfo de México, interpretada como una zona donde la corteza es termalmente fría (Rosales, 2007).

La distribución de los flujos de calor reportados muestra que solo en algunos puntos los flujos de calor obtenidos y reportados tiene el mismo valor, principalmente donde el flujo es entre 40.0 y 45.0 mW/m^2 (Figs. 6.14 y 6.15).

Finalmente, en la figura 6.19 se puede observar que la tendencia de los resultados de flujo de calor obtenidos en este trabajo es similar a la tendencia de los resultados de temperatura de la parte inferior del manto superior del Golfo de México reportados por Goes y van der Lee (2002) y estimados a partir de la inversión de velocidades sísmicas usando metodologías de tomografía sísmica. Las áreas de mayores flujos de calor obtenido y distribuidas sobre el límite de la corteza oceánica-continental transicional son muy cercanas a la distribución de las áreas con mayores temperaturas ($1100\text{-}1400^\circ\text{C}$) a la profundidad de 110 km obtenidas en el modelo de tomografía de Norteamérica (Goes y van der Lee, 2002).

De acuerdo a los resultados obtenidos e información termal disponible, la profundidad de la base de la fuente magnética interpretada como un límite termal en el Golfo de México representa la profundidad de la isoterma de 530°C . Las diferencias mayores a 40% entre ambos flujos de calor se considera que se debe a los instrumentos de medición y procesos

geológicos locales. Así, el flujo de calor obtenido es representativo del estado termal de la corteza oceánica en el Golfo de México.

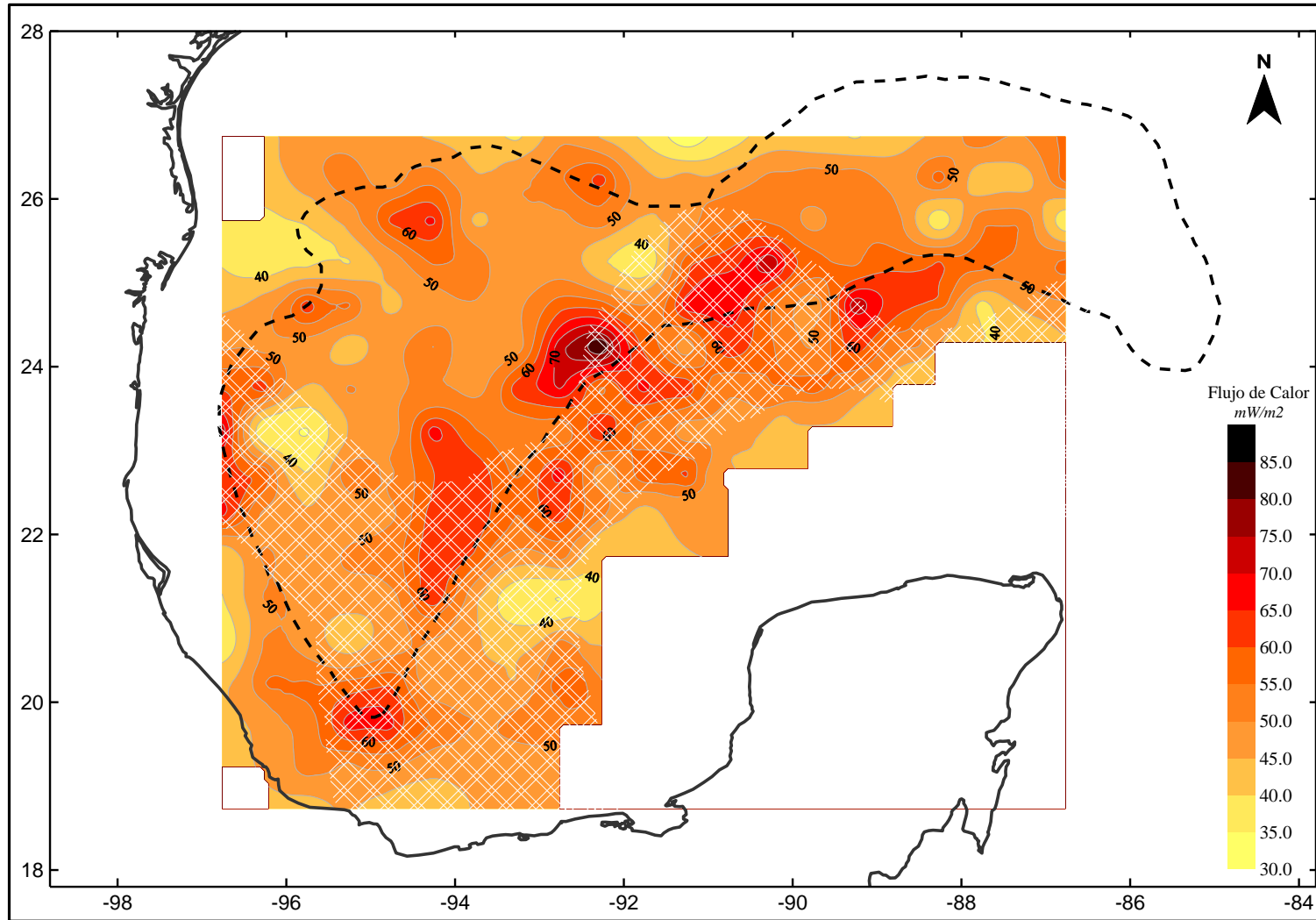


Fig. 6.19. Relación entre los flujos de calor obtenidos usando la temperatura de Curie de $530^{\circ}C$ y las áreas con temperaturas entre $1100-1400^{\circ}C$ obtenidas con metodologías de tomografía sísmica para una profundidad de 110 km (área con la malla de color blanco) por Goes y van der Lee (2002).

CAPÍTULO 7

7. Conclusiones

Las velocidades de sísmica de refracción de 5.5-6.3 km/s, asociadas a granitos o granodioritas, permiten delimitar la distribución de la corteza continental en el Golfo de México.

Con las velocidades sísmicas de 7.0-7.8 km/s se interpreta el reemplazo de la corteza continental inferior por intrusiones máficas-ultramáficas durante la etapa distensiva del Golfo de México.

La capa superior de la corteza oceánica caracterizada por velocidades sísmicas entre 4.7 y 5.30 km/s, basaltos-diques, podría no estar diferenciada sísmicamente en el Golfo de México, ya que sobre su borde continental las velocidades corresponden a las rocas carbonatadas del Mesozoico (4.4 y 5.1 km/s).

Las velocidades sísmicas de la corteza oceánica inferior, 6.4-6.9 km/s, sugieren una litología de gabros para esta capa.

A partir del modelo de distribución de corteza oceánica definido en este trabajo se observa que en la porción occidental del Golfo de México la longitud de la corteza varía entre 348.2-423.6 km, mayor a la estimada en la parte oriental, entre 241.8 y 265.5 km.

A partir de las longitudes de corteza oceánica estimadas y un periodo de 26 Ma para la generación de la corteza oceánica del Golfo de México, se estima que en la parte occidental del Golfo de México la corteza oceánica fue generada por procesos de muy lenta expansión oceánica (13.4-16.3 mm/año), mientras que la parte oriental fue generada por procesos de ultra-lenta expansión oceánica (9.3-10.2 mm/año).

La diferencia de las velocidades de expansión calculadas sugiere que la corteza oceánica del Golfo de México fue generada por dos procesos de expansión o bien generada en dos periodos. En ambos casos con un límite tectónico NW-SE ubicado en la parte central de la corteza oceánica.

Usando la ventana de análisis de 100x100 km las profundidades promedio de la cima de la fuente magnética son entre 6.0 y 10.0 km. Se observa una tendencia NW-SE de las máximas y mínimas

profundidades en la parte oriental del Golfo de México (al este de 92°W), mientras que en la parte occidental la tendencia es N-S (al oeste de 92°W).

Las profundidades de la base de la fuente magnética obtenidas con la ventana de análisis de 100x100 km varían de 17.0 a 36.2 km. Las profundidades menores se configuran sobre el límite corteza oceánica-corteza continental transicional. La profundidad promedio de la base de la fuente magnética dentro de la corteza oceánica del Golfo de México es de 25.0 km.

La distribución de las profundidades obtenidas con la ventana de análisis de 100x100 km coincide con modelo tectónico de la corteza del Golfo de México, definido a partir de la geometría de las anomalías magnéticas y gravimétricas.

Usando la ventana de análisis de 150x150 km el rango de las profundidades promedio de la cima de la fuente magnética es el mismo de la ventana de 100x100 km. Dentro de la corteza oceánica las profundidades menores a 6.0 km son ubicadas en la parte central-oriental, mientras que en la parte occidental las profundidades mayores a 9.0 km son orientadas NW-SE.

Usando la ventana de análisis de 200x200 km las profundidades promedio de la cima de la fuente magnética son similares a las obtenidas con las ventanas de 100x100 y 150x150 km, 6.09 a 9.0 km.

En los tres casos de las ventanas de análisis las profundidades someras varían de 14.0 a 17.0 km y las áreas profundas de 35.0 a 37.5 km.

Con las tres ventanas de análisis se obtuvieron las profundidades más someras en el área delimitada por 93.4°W/91.8°W y 23.2°N/24.9°N. También se observan cambios importantes en las geometrías y orientaciones de las profundidades de la base de la fuente magnética a partir de una franja NW-SW ubicada en la parte central de la corteza oceánica del Golfo de México y sobre límite tectónico sugerido para la diferencia entre las velocidades de expansión de la corteza oceánica.

Los cambios de las profundidades del Moho son mejor representados por los cambios en las tendencias de profundidades obtenidas con la ventana de análisis de 100x100 km.

Las áreas más someras del Moho sísmico están cercanas al límite sur de la corteza oceánica-corteza continental transicional y se ubican sobre las áreas de menores profundidades de la base de la fuente magnética.

Las profundidades de la base de la fuente magnética son mayores a las profundidades del Moho sísmico, excepto en algunas de las zonas someras ubicadas sobre el límite de corteza oceánica-corteza continental transicional, donde las profundidades del Moho sísmico son mayores a las profundidades de la base de la fuente magnética.

Debido a la relación observada entre la profundidad de la base de la fuente magnética y la profundidad del Moho sísmico, se sugiere que la profundidad de la base de la fuente magnética interpretada como límite litológico corresponde con el límite petrológico de la corteza oceánica del Golfo de México.

Tomando en cuenta la edad de la corteza oceánica del Golfo de México (160 a 140 \pm 10 Ma), el flujo de calor promedio esperado oscila entre 46.3 y 53.0 \pm 0.8 mW/m².

Para definir el valor de la isoterma de Curie para la base de la fuente magnética fue considerado el rango de temperaturas de Curie de los gabros, 530-580°C.

Usando la temperatura de Curie de 580°C el rango promedio de los flujos de calor obtenido en la corteza oceánica del Golfo de México es de 50.0-60.0 mW/m², que es mayor al promedio estimado para el golfo de acuerdo con la edad de generación de la corteza oceánica de 46.3-53.0 \pm 0.8 mW/m².

Los flujos de calor obtenidos con la isoterma de 580°C son en promedio 20-50% mayores a los flujos de calor reportados previamente en el Golfo de México, calculados a partir de mediciones de temperatura en la parte superior de la cubierta sedimentaria.

Con la temperatura de Curie de 530°C el rango promedio de los flujos de calor obtenido en la corteza oceánica del Golfo de México es de 45.0-55.0 mW/m², similar al promedio estimado para el golfo de acuerdo con la edad de generación de la corteza oceánica, 46.3-53.0 ±0.8 mW/m².

Los flujos de calor obtenidos con la isoterma de 530°C son en promedio 13-36 % mayores a los flujos de calor reportados previamente en el Golfo de México, calculados a partir de mediciones de temperatura en la parte superior de la cubierta sedimentaria.

El rango promedio de los flujos de calor obtenidos usando la isoterma de 580°C se ubica por arriba del rango promedio del flujo de calor definido para corteza de edad entre 140 y 160 Ma, mientras que el rango de valores obtenidos con la isoterma de 530°C es congruente con el rango promedio de flujo de calor para la corteza con edad entre 140-160 Ma.

El valor de la isoterma de Curie para la profundidad de la base de la fuente magnética obtenida a partir de los datos magnéticos del Golfo de México es de 530°C. La diferencia entre los resultados de flujo de calor obtenidos con los flujos de calor reportados previamente, entre 13 y 36%, puede ser debida a los instrumentos de medición o bien a procesos geológicos superficiales. Esta diferencia obtenida es similar a la diferencia observada entre los flujos de calor calculados a partir de registros de temperatura en fondo marino y los flujos de calor calculados a partir del registro de temperatura en pozos petroleros, donde el primero tiende a ser menor hasta 30%.

Si la base de la fuente magnética en el Golfo de México obtenida usando el método exponencial es interpretada como un límite litológico se interpreta que corresponde con el límite petrológico de la corteza oceánica, mientras que si es interpretada como un límite termal entonces corresponde a la isoterma de 530°C.

REFERENCIAS

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.
- Aboud, E., Salemb, A., Mekkawic, M., 2011. Curie depth map for Sinai Peninsula, Egypt deduced from the analysis of magnetic data. *Tectonophysics* 506 (1-4), 46-54.
- Allen, P.A., Allen, J.R., 2005. *Basin Analysis, Principles and Applications*. Second Edition. Blackwell Publishing Ltd.
- Amirpour-Asl, A., Ghods, A., Rezaeian, M., Bahroudi, A., 2010. Depth of Curie temperature isotherm from aeromagnetic spectra in Iran: tectonics implications. Abstracts, *Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia*, Ankara, Turkey, 4-8 October.
- Anand, S.P., Rajaram, M., Singh, K.H., Purucker, M.E., 2010. Satellite derived Curie Isotherm Map of the Indian Sub-Continent. *DCS-DST News*, January.
- Anderson, D.L., 2007. *New Theory of the Earth*. Cambridge University Press, United Kingdom.
- Arnaiz-Rodríguez, M.S., Orihuela, N., 2013. Curie point depth in Venezuela and the Eastern Caribbean. *Tectonophysics* 590, 38-51.
- Ates, A., Bilim, F., Buyuksarac, A., 2005. Curie point depth investigation of Central Anatolian Turkey. *Pure Appl. Geophys.* 162, 357-371.
- Aydin, I., Karat, H.I., Kocak, A., 2005. Curie-point depth map of Turkey. *Geophys. J. Int.* 162, 633-640.
- Aydin, I., Oksum, E., 2010. Exponential approach to estimate the Curie-temperature depth. *J. Geophys. Eng.*, 7, 113-125.
- Bansal, A.R., Gabriel, G., Dimri, V.P., 2010. Depth to the bottom of magnetic sources in Germany. *EGM 2010 International Workshop. Adding new value to Electromagnetic, Gravity and Magnetic Methods for Exploration*. Capri, Italy, April 11-14.
- Barker, C., 1996. *Thermal Modeling of Petroleum Generation: Theory and Applications*. *Developments in Petroleum Science*, 45.
- Beardsmore, G.R., Cull, J.P., 2001. *Crustal Heat Flow: A guide to Measurement and Modelling*. United Kingdom, Cambridge University Press.
- 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 Appl. Geophys.* 164, 975-998.
- Bhattacharyya, B.K., 1964. Magnetic anomalies due to prism shaped bodies with arbitrary polarization. *Geophysics* 29 (4), 517-531.

- Bhattacharyya, B.K., 1966. Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics* 31 (1), 97-121.
- Bhattacharyya, B.K., 1967. Some general properties of potential fields in space and frequency domain: A review. *Geoexploration* 5 (3), 127-143.
- Bhattacharyya, B.K., Leu, L.K., 1975. Analysis of Magnetic Anomalies Over Yellowstone National Park: Mapping of Curie Point Isothermal Surface for Geothermal Reconnaissance. *J. Geophys. Res.* 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. *AAPG Bulletin* 89 (3), 311-328.
- Blakely, R.J., 1988. Curie temperature Isotherm Analysis and Tectonic Implications of Aeromagnetic Data from Nevada. *J. Geophys. Res.* 93(B10), 11817-11832.
- Blakely, R.J., 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge, Cambridge University Press.
- 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. *J. Geophys. Res.* 114, B11104, doi:10.1029/2009JB006494.
- Buffler, R.T., Schlager, W., Bowdler, J.L., Cotillon, P.H., Halley, R.B., Kinoshita, H., Magoon, L.B., McNulty, C.L., Patton, J.W., Premoli, S.I., Suarez, O.A., Testarmata, M.M., Tyson, R.V., Watkins, D.K., Kenneth, A., 1984. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, covering Leg 77 of the cruises of the drilling vessel *Glomar Challenger*; Ft. Lauderdale, Florida to San Juan, Puerto Rico, December 1980-February 1981. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 77 Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States. ISSN: 0080-8334.
- Butler, R.F., 1998. *PALEOMAGNETISM: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Electronic Edition.
- 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 Transmexican 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.

- Chapman, D.S., Pollack, H.N., 1975. Global Heat Flow: A New Look. *Earth and Planetary Science Letters* 28, 23-32.
- Chulick, G.S., Mooney, W.D., 2002. Seismic Structure of the Crust and Uppermost Mantle of the North America and Adjacent Oceanic Basins: A Synthesis. *Bulletin of the Seismological Society of America* 92 (6), 2478-2492.
- Clark, D.A., 1997. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics* 17 (2), 83-103.
- Cocchi, L., Caratori, T.F., Carmisciano, C., Marani, M., 2008. Tortonian-Pleistocene oceanic features in the Southern Tyrrhenian Sea: magnetic inverse model of the Selli-Vavilov region. *Mar. Geophys. Res.* 29, 251-266. doi:10.1007/s11001-009-9061-5.
- Condie, K.C., 2003. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. Fourth Edition, Great Britain, Butterworth Heinemann.
- Connard, G., Couch, R., Gemperle, M., 1983. Analysis of aeromagnetic measurements from the Cascade Range in Central Oregon. *Geophysics* 48, 376-390.
- 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. *Geophys. J. Int.* 159, 117-128.
- d'Acremont, E., Leroy, S., Beslier, M.O., Bellahsen, N., Fournier, M., Robin, C., Maia, M., Gente, P., 2005. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data. *Geophys. J. Int.* 160, 869-890.
- Darbyshire, F.A., White, R.S., Priestley, K.F., 2000. Structure of the crust and uppermost mantle of Iceland from a combined seismic and gravity study. *Earth and Planetary Science Letters* 181, 409-428.
- Davies, J.H., Davies, D.R., 2010. Earth's surface heat flux. *Solid Earth* 1, 5-24.
- Davis, E.E., Chapman, D.S., Wang, K., Viillinger, H., Fisher, A.T., Robinson, S.W., Grigel, J., Pribnow, D., Stein, J., Becker, K., 1999. Regional heat flow variations across the sedimented Juan de Fuca Ridge eastern flank: Constraints on lithospheric cooling and lateral hydrothermal heat transport. *J. Geophys. Res* 104 (B8), 17,675-17,688.
- 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). *Bull. Volcanol.* 75:710.
- 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.
- Dietze, F., Kontny, A., 2011. A study of rock magnetic properties of serpentinites from the Outokumpu Deep Drill Hole, Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 51, 133-150.

- Dobson, L.M., Buffler, R.T., 1997. Seismic stratigraphy and geologic history of Jurassic rocks, northeastern Gulf of Mexico. *AAPG Bull.* 81, 100-120.
- 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 Space* 57, 373-383.
- Dunbar, J.A., Sawyer, D.S., 1987. Implications of continental crust extension for plate reconstruction: an example from the Gulf of Mexico. *Tectonics* 6 (6), 739-755.
- Dunlop, D.J., 1995. Magnetism in rocks. *J. Geophys. Res.* 100 (B2), 2161-2164.
- 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. EGM International Workshop, Innovation in EM, Grav and Mag Methods: a new Perspective for Exploration, Capri, Italy. April 15-18.
- 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. doi: 10.1111/j.1365-2478.2009.00800.x.
- 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. doi: 10.5923/j.geo.20120204.05.
- Elitok, O., Dolmaz, M.N., 2011. Tectonic Escape Mechanism in the Crustal Evolution of Eastern Anatolian Region (Turkey) en *New Frontiers in Tectonic Research - At the Midst of Plate Convergence*, Edited by Uri Schattner. ISBN 978-953-307-594-5.
- El-Qady, G., Salem, A., Aboud, E., Khalil, A., Ushijima, K., 2005. Geothermal Reconnaissance Study for Sinai Peninsula, Egypt. *Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 24-29 April*.
- 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. *J. Geophys. Res.* 75(29), 5655-5669.
- Eppelbaum, L.V., Pilchin, A.N., 2006. Methodology of Curie discontinuity map development for regions with low thermal characteristics: An example from Israel. *Earth and Planetary Science Letters* 243, 536-551.
- Ervin, C.P., McGinnis, L.D., 1975. Reelfoot Rift: Reactivated Precursor to the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin* 86, 1287-1295.
- Espinoza-Cardeña, J.M., Campos-Enríquez, J.O., 2008. Curie Point Depth from spectral analysis of aeromagnetic data from Cerro Prieto geothermal area, Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176, 201-209.

- Ewing, M., Worzel, J.L., Ericson, D.B., Heezen, B.C., 1955. Geophysical and geological investigations in the Gulf of Mexico, Part I. *Geophysics* XX (1), 1-18.
- Fowler, C.M.R., 2005. *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*. Second edition. United Kingdom, Cambridge University Press.
- Fries, C., Rincon-Orta, C., Silver, L.T., McDowell, F.W., Solorio-Munguia, J., Schmitter-Villada, E., de Cserna, Z., 1974. Nuevas aportaciones a la geocronología de la tectónica Oaxaqueña. *Boletín de la AMGP* XXVI (4-6), 157-182.
- García, A., Orihuela, G.N., 2013. Curie point depth estimation of the Eastern Caribbean: *Geophysical Research Abstracts*, 15, EGU2013-5112, EGU General Assembly 2013.
- Géli, L., Lee, T.C., Cochran, J.R., Francheteau, J., Abbott, D., Labails, C., Appriou, D., 2008. Heat flow from the Southeast Indian Ridge flanks between 80°E and 140°E: Data review and analysis. *J. Geophys. Res.* 113 (B01101), 1-23. doi:10.1029/2007JB005001.
- Goes, S., van der Lee, S., 2002. Thermal structure of the North American uppermost mantle inferred from seismic tomography. *J. Geophys. Res.* 107(B3), ETG 2-1 - 2-9.
- Gosnold, W., 2008. Heat Flow in Young Oceanic Crust: Is Earth's Heat Flux 44 TW or 31 TW. *Joint Assembly*, Ft. Lauderdale. T21A-01
- Grajales, N.J.M., 1999. El IMP: tres décadas de apoyo a la exploración petrolera. *Boletín del 50 aniversario de la AMGP* XLVIII (1-2), 43-48.
- Haggerty, S.E., 1978. Mineralogical constraints on Curie isotherms in deep crustal magnetic anomalies. *Geophysical Research Letters* 5 (2), 105. doi:10.1029/gl005i002p00105.
- Hales, A.L., Helsley, C.E., Nation, J.B., 1970. Crustal Structure Study on Gulf Coast of Texas. *AAPG Bull.* 54 (11), 2040-2057.
- Harry, D.L., Londono, J., Huerta, A., 2003. Early Paleozoic transform-margin structure beneath the Mississippi coastal plain, southeast United States. *Geology* 31 (11), 969-972.
- Herman, B.M., Langseth, M. G., Hobart, M.A., 1977. Heat flow in the oceanic crust bounding Western Africa. In: A. M. Jessop (editor), *Heat Flow and Geodynamics*. *Tectonophysics* 41, 61-77.
- Herrero-Berbera, E., Acton, G., Krása, D., Rodriguez, S., Dekkers, M.J., 2011. Rock Magnetic Characterization Through an Intact Sequence of Oceanic Crust, IODP Hole 1256D. 153-168. In E. Petrovský et al. (eds.), *The Earth's Magnetic Interior*, IAGA Special Sopron Book Series 1, doi: 10.1007/978-94-007-0323-0_11, © Springer Science Business Media B. V. 2011.
- 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. *Stud. Geophys. Geod.* 56, 269-291.

- Hosford, A., Tivey, M., Matsumoto, T., Dick, H., Schouten, H., Kinoshita, H., 2003. Crustal magnetization and accretion at the Southwest Indian Ridge near the Atlantis II fracture zone, 0-25 Ma. *J. Geophys. Res.* 108 (B3), 2169.
- Hussein, M., Mickus, K., Serpa, L.F., 2013. Curie Point Depth Estimates from Aeromagnetic Data from Death Valley and Surrounding Regions, California. *Pure Appl. Geophys.* 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. *AAPG Bull.* 65, 1207-1229.
- IHFC, 2011. The Global Heat Flow Database of the International Heat Flow Commission. <http://www.heatflow.und.edu/index2.html>, site provided by the University of North Dakota.
- Introcaso, A., Ghidella, M.E., Ruiz, F., Crovetto, 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. ISSN 1852-7744.
- Jacobo, A.J., 1986. El basamento del distrito de Poza Rica y su implicación en la generación de hidrocarburos. *Revista del IMP XVIII* (1), 6-24.
- Jarchow, C.M., Thompson, G.A., 1989. The Nature of the Mohorovičić Discontinuity. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 17, 475-506.
- Jessop, A.M., 1990. Thermal Geophysics. *Developments in solid earth geophysics*, 17. ELSEVIER.
- Karastathis, V.K., Papoulia, 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. 72nd EAGE Conference & Exhibition incorporating, SPE EUROPEC 2010, Barcelona, Spain, 14-17 June.
- Kennett, B.L.N., Tkalcic, H., 2008. Dynamic Earth: crustal and mantle heterogeneity. *Australian Journal of Earth Sciences* 55, 265-279.
- Kent, D.V., Honnorez, B.H., Opdyke, N.D., Fox, P.J., 1978. Magnetic properties of dredged oceanic gabbros and the source of marine magnetic anomalies. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 55, 513-537.
- Kern, H., Gao, S., Liu, Q.S., 1996. Seismic properties and densities of middle and lower crustal rocks exposed along the North China Geoscience Transect. *Earth and Planetary Science Letters* 139, 439-455.
- Kukačka, M., Matyska, C., 2008. Numerical model of heat flow in back-arc regions. *Earth and Planetary Science Letters*, doi:10.1016/j.epsl.2008.07.055
- Labails, C., Olivet, J.L., The Dakhla study group, 2009. Crustal structure of the SW Moroccan margin from wide-angle and reflection seismic data (the Dakhla experiment). Part B-Tha tectonic heritage. *Tectonophysics* 468, 83-97.

- Ladd, J.W., Buffler, R.T., Watkins, J.S., Worzel, J.L., Carranza, A., 1976. Deep seismic reflection results from the Gulf of Mexico. *Geology* 4, 365-368.
- Lau, K.W.H., Loudon, K.E., Funck, T., Tucholke, B.E., Holbrook, W.S., Hopper, J.R., Larsen, H.C., 2006. Crustal structure across the Grand Banks-Newfoundland Basin Continental Margin-I. Results from a seismic refraction profile. *Geophys. J. Int.* 167, 127-156.
- Lawrence, R.M., Gee, J.S., Hurst, S.D., 1997. Magnetic anisotropy in serpentized peridotites from site 920: its origin and relationship to deformation fabrics. In Karson, J.A., Cannat, M., Miller, D.J., and Elthon, D. (Eds.), 1997, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 153, 419-427.
- Lee, W.H.K., Kanamori, H., Jennings, P.C., Kisslinger, C., 2002. *International Handbook of Earthquakes and Engineering Seismology. Volume 81, Part 1*, 3-933. ISBN: 9780124406520.
- Leu, L.K., 1975. *Spectral Analysis of Gravity and Magnetic Anomalies*. California, U.S.A., University of California, Berkeley, PhD Thesis, 171 pp.
- Li, C.F., Cheng, B., Zhou, Z.Y., 2009. Deep crustal structures of eastern China and adjacent seas revealed by magnetic data. *Sci. China Ser. D-Earth Sci.* 52 (7), 984-993.
- Li, Y.M., Lou, X.H., Xu, X., Yang, X.Q., Shi, X.B., 2010. Seafloor In-Situ Heat Flow Measurements In The Deepwater Areas Of The Northern Slope, South China Sea. *Chinese Journal of Geophysics* 53 (5), 774-783.
- Lister, C.R.B., Sclater, J.G., Nagihara, S., Davis, E.E., Villinger, H., 1990. Heat flow maintained in ocean basins of great age-Investigations in the north-equatorial West Pacific. *Geophys. J. Int.* 102, 603-630.
- López-Infanzón, M., 1986. *Petrología y Radiometría de Rocas ígneas y Metamórficas*. Boletín de la AMGP XXXVIII (2), 59-98.
- López-Ramos, E., 1973. *Estudio geológico de la Península de Yucatán*. Boletín de la AMGP XXV (1-3), 23-76.
- Lowrie, W., 2007. *Fundamentals of Geophysics. Second Edition*, United Kingdom, Cambridge University Press.
- Maden, N., 2009. Crustal Thermal Properties of the Central Pontides (Northern Turkey) Deduced from Spectral Analysis of Magnetic Data. *Turkish J. Earth Sci.* 18, 383-392.
- Maden, N., 2010. Curie-point Depth from Spectral Analysis of Magnetic Data in Erciyes Stratovolcano (Central Turkey). *Pure Appl. Geophys.* 167, 349-358. Doi: 10.1007/s00024-009-0017-0.
- Mancini, E.A., Badalli, M., Pucket, T.M., Llinas, J.C., Parcell, W.C., 2001. Mesozoic Carbonate Petroleum Systems in the Northeastern Gulf of Mexico Area. GCSSEPM Foundation 21st Annual Research Conference, Petroleum Systems of Deep-Water Basins, December 2-5.

- Manea, M., Manea, V.C., 2010. Curie Point Depth Estimates and Correlation with Subduction in Mexico. *Pure Appl. Geophys.* 168 (8-9), 1489-1499.
- Marton, G.L., 1995. Jurassic evolution of the Southeastern Gulf of Mexico. PhD Thesis, University of Texas at Austin, Texas.
- Marton G.L., Buffler, R.T., 1993. Applications of simple-shear model to the evolution of passive continental margins of the Gulf of Mexico basin. *Geology* 21, 495-498.
- Maus, S., Gordon, D., Fairhead, D., 1997. Curie-temperature depth estimation using a self-similar magnetization model. *Geophys. J. Int.* 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.
- Mickus, K.L., Keller, G.R., 1992. Lithospheric structure of the south-central United States. *Geology* 20, 335-338.
- Minshull, T.A., Muller, M.R., Robinson, C.J., White, R.S., Bickle, M.J., 1998. Is the oceanic Moho a serpentinization front?. *Geological Society, London, Special Publications* 148, 71-80. doi:10.1144/GSL.SP.1998.148.01.05.
- Mjelde, R., Goncharov, A., Müller D., 2013. The Moho: Boundary above upper mantle peridotites or lower crustal eclogites? A global review and new interpretations for passive margins. *Tectonophysics* 609, 636-650.
- Mjelde, R., Raum, T., Kandilarov, A., Murai, Y., Takanami, T., 2009. Crustal structure and evolution of the outer More Margin, NE Atlantic. *Tectonophysics* 468, 224-243.
- Mjelde, R., Raum, T., Murai, Y., Takanami, T., 2007. Continent-ocean-transitions: Review, and a new tectono-magmatic model of the Voring Plateau, NE Atlantic. *Journal of Geodynamics* 43, 374-392.
- Mooney, W.D., Brocher, T.M., 1987. Coincident seismic reflection/refraction studies of the continental lithosphere: a global review. *Reviews of Geophysics* 25, 723-742.
- Mooney, W.D., Laske, G., Masters, G., 1998. Crust 5.1: A global crustal model at 5°x5°. *J. Geophys. Res.* 103 (B1), 727-747.
- Mooney, W.D., Meissner, R., 1992. Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho, in *Continental Lower Crust*. D. M. Fountain, R. Arculus and R. W. Kay, editors. Elsevier, Amsterdam, 45-79.
- Morijiri, R., Nakagawa, M., Saito, M., Nakai, M., 2011. Rock-magnetic study on serpentinite from Tokunoshima Island, southern Kyushu, Japan. *Japan Geoscience Union Meeting 2011*, may 22-27, Makuhari, Chiba, Japan.
- Moulin, M., Aslanian, D., Olivet, J.L., Contrucci, I., Matias, L., Géli, L., Klingelhoefer, F., Nouzé, H., Réhault, J. P., Unternehr, P., 2005. Geological constrains on the evolution of the Angolan margin based on reflection and refraction seismic data (ZaiAngo project). *Geophys. J. Int.* 162.

- 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. *J. Geophys. Res.* 101(B2), 2895-2913.
- 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.
- North American Magnetic Anomaly Group (NAMAG), 2002. Magnetic Anomaly Map of North America: Processing, Compilation, and Geologic Applications of the New Digital Magnetic Anomaly Database and Map of North America: Published by U. S. Department of the Interior and U. S. Geological Survey.
- Nwankwo, L.I., Olasehinde, P.I., Akoshile, C.O., 2009. An attempt to estimate the curie-point isotherm depths in the Nupe Basin, West Central Nigeria. *Global Journal of Pure and Applied Sciences* 15 (3), 427-433. ISSN 1118-057.
- 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. ISSN 1819-1889 / doi: 10.3923/ajes.2011.20.28.
- 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.
- Okubo, Y., Matsunaga, T., 2008. Curie point depth in northeast Japan and its correlation with regional thermal structure and seismicity. *J. Geophys. Res., Solid Earth* 99 (B11), 22363-22371.
- Okubo, Y., Tsu, H., Ogawa, K., 1989. Estimation of Curie point temperature and geothermal structure of island arcs of Japan. *Tectonophysics* 159, 279-290.
- Olivas, R.M., 1953. Influencia del Macizo de Teziutlan sobre los Sedimentos Mesozoicos y Terciarios, y Posibilidades petrolíferas de estos. *Boletín de la AMGP* V (5-6), 167-176.
- Olsen, K.H., 2006. Continental rifts evolution, structure, tectonics. *Developments in Geotectonics*. Volume 25, Elsevier.
- O'Reilly, S.Y., Griffin W.L., 2013. The Moho as a transition zone: A revisit from seismic and electrical properties of minerals and rocks. *Tectonophysics* 609 (8), 535-546.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Dávalos-Elizondo, M.G., 2008. On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 25 (2), 346-364.
- Ortiz, U.A., 2006. Evolución Geológica-Estructural de la Región Arcabuz-Culebra, Oeste de la Cuenca de Burgos, Noreste de México. Tesis de Doctorado, México, Instituto de Geología, UNAM.

- 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* LIX (1), 19-42.
- Pantoja-Alor, J., Fries, C. Jr., Rincon-Orta, C., Silver, L.T., Solotio-Munguia, J., 1974. Contribución a la geocronología del Estado de Chiapas. *Boletín de la AMGP* XXVI (4-6), 205-223.
- Park, J., Morgan, J.K., Zelt, C.A., Okubo, P.G., Peters, L., Benesh, N., 2007. Comparative velocity structure of active Hawaiian volcanoes from 3-D onshore-offshore seismic tomography. *Earth and Planetary Science Letters* 259, 500-516.
- Pasquale, V., Verdoya, M., Chiozzi, P., 1996. Heat Flux and timing of the drifting stage in the Ligurian-Provençal Basin (Northwestern Mediterranean). *Journal of Geodynamics* 21 (3), 205-222.
- Perry, H.K.C., Forte, A.M., Eaton, D.W.S., 2003. Upper-mantle thermochemical structure below North America from seismic-geodynamic flow models. *Geophys. J. Int.* 154, 279-299.
- Pindell, J.L., Kennan, L., 2001. Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean GCSSEPM Foundation 21st Annual Research Conference Transactions. *Petroleum Systems of Deep-Water Basins*, 193-220.
- Pollack, H.N., Hurter, S.J., Johnson, J.R., 1993. Heat Flow from the Earth's Interior: analysis of the global data set. *Reviews of Geophysics* 31 (3), 267-280.
- Pompa, M.V., 2009. Geoquímica y geocronología de los complejos intrusivos en el sureste de Chiapas, México. Tesis de Maestría, México, Instituto de Geofísica, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM.
- Pribnow, D.F.C., Kinoshita, M., and Stein, C.A., 2000. Thermal data collection and heat flow recalculations for ODP Legs 101-180. Institute for Joint Geoscientific Research, GGA, Hannover, Germany, 0120432. <http://www-odp.tamu.edu/publications/heatflow/>.
- Purucker, M.E., 2006. Crustal Magnetism. Volume 5: Geomagnetism, Chapter 6, M. Kono (ed.), Elsevier Treatise on Geophysics, Version 2.8.
- Qin, W., Nickolai, B., Shaocheng, J., 2013. The Moho as a transition zone: A revisit from seismic and electrical properties of minerals and rocks. *Tectonophysics* 609, 395-422. DOI: 10.1016/j.tecto.2013.08.041
- Rajaram, M., 2007. Depth to Curie Temperature: in *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*, David Gubbins and Emilio Herrero-Bervera, Springer-Verlag 2007. doi:10.1007/978-1-4020-4423-6_66.
- 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.

- Rao, D.G., Krishna, K.S., 2002. Magnetic rock properties of the gabbros from the ODP Drill Hole 1105A of the Atlantis Bank, Southwest Indian Ridge. *Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)* 111 (4), 467-481.
- 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. *Geophys. J. Int.* 169, 421-434. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03305.x.
- 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.
- Romanyuk, T., Mooney, W.D., Detweiler, S., 2007. Two lithospheric profiles across southern California derived from gravity and seismic data. *Journal of Geodynamics* 43, 274-307.
- 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.
- Rozimant, K., Büyüksarac, A., Bektas, Ö., 2009. Interpretation of Magnetic Anomalies and Estimation of Depth of Magnetic Crust in Slovakia. *Pure Appl. Geophys.* 166, 471-484.
- 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 Appl. Geophys.* 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. *Proceedings World Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japan, May 28-June 10.*
- 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, J*, Austin, Texas.
- Sánchez, L.R., 1961. Aplicación de la paleogeografía a la búsqueda de yacimientos petrolíferos en el área Misantla-Ebano-Pánuco. *Boletín de la AMGP* XIII (11-12), 361-376.
- Sandwell, D.T., Müller, R.D., Smith, W.H.F., Garcia, E., Francis, R., 2014. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure: *Science* 346 (6205), 65-67.

- Schouten, H., Klitgord K. D., 1994. Mechanistic solutions to the opening of the Gulf of Mexico. *Geology* 22, 507-510.
- Sclater, J.G., Francheteau, J., 1970. The Implications of terrestrial Heat Flow Observations on Current Tectonic and Geochemical Models of the Crust and Upper mantle of the Earth. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 20, 509-542.
- Sharma, S.R., Rao, G.V.S.P., Rao, V.K., 2005. Heat Flow, Curie Depth and Composition of Lower Crust Beneath the Indian Shield. AOGS 2nd Annual General Meeting, June 20-24, Singapore.
- Shaub, F.J., Buffler, R.T., Parsons, J.G., 1984. Seismic Stratigraphic Framework of Deep Central Gulf of Mexico Basin. *AAPG Bull.* 68 (11), 1790-1802.
- Sibuet, J.C., Srivastava, S., Manatschal, G., 2007. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. *J. Geophys. Res.* 112 (B6).
- 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, V.H., 1992. Thermal properties and temperature-related behavior of rock/fluid systems. *Developments in Petroleum Science*, 37. Amsterdam, Elsevier Science Publishers B. V.
- Sorokin, M.Y., Zamansky, Y.Y., Langinen, A.Y., Kackson, H.R., Manab, R., 1999. Crustal structure of the Makarov Basin, Arctic Ocean detrmind 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., 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.
- Stampolidis, A., Tsokas, G.N., 2002. Curie Point Depths of Macedonia and Thrace, N. Greece. *Pure Appl. Geophys.* 159 (11-12), 2659-2671.
- Starostenko, V.I., Dolmaz, M.N., Kutas, R.I., Rusakov, O.M., Oksum, E., Hisarli, Z.M., Okyar, M., Kalyoncuoglu, U.Y., Tutunsatar, H.E., Legostaeva, O.V., 2014. Thermal structure of the crust in the Black Sea: comparative analysis of magnetic and heat flow data. *Mar Geophys. Res.*, published online only. DOI 10.1007/s11001-014-9224-x.
- Stein, C.A., Stein, S., 1992. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature* 359, 123-129.
- Stein, C.A., Stein, S., 1994. Constrains on hydrothermal heat flux through the oceanic lithosphere from global heat flow. *J. Geophys. Res.* 99 (B2), 3081-3095.

- 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., Ishikawa, Y., 2005. Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness: The Japanese islands case study. *Phys. Earth Planet. Inter.* 152, 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.
- Trifonovaa, P., Zhelev, Zh., Petrova, T., 2006. Curie Point Depth of the Bulgarian territory inferred from geomagnetic observations. *Bulgarian Geophysical Journal*, 32, 12-23.
- Trifonovaa, 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 Appl. Geophys.* 136(1), 87-101.
- Tsokas, G.N., Hansen, R.O., Fytikas, M., 1998. Curie Point Depth of the Island of Crete (Greece). *Pure Appl. Geophys.* 152, 747-757.
- Tucholke, B.E., Sibuet, J.C., 2007. Leg 210 synthesis: tectonic, magmatic, and sedimentary evolution of the Newfoundland-Iberia rift. In Tucholke, B.E., Sibuet, J.C., and Klaus A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 210, 1-56.
- Turcotte, D.L., Schubert, G., 2002, *Geodynamics*. Second Edition, Cambridge University Press, 456 p.
- Vine, F.J., Moores, E.M., 1972. A Model for the Gross Structure, Petrology, and Magnetic Properties of Oceanic Crust. *Geological Society of America Memoirs* 132, 195-206.
- Warner, R.D., Wasilewski, P.J., 1997. Magnetic petrology of arc xenoliths from Japan and Aleutian Islands. *J. Geophys. Res.* 10 (B9), 20,225-20,243.
- White, R.S., Minshull, T.A., Bickle, M.J., Robinson, C.J., 2001. Melt generation at Very Slow-Spreading Oceanic Ridges: Constraints from Geochemical and Geophysical Data. *Journal of Petrology* 42 (6), 1171-1196.
- Wilson, M., 1989. *IGNEOUS PETROGENESIS*. Department of Earth Sciences, University of Leeds, London. UNWIN IMÁN Ltd.
- Winker, C.D., Buffler, R.T., 1988. Paleogeographic Evolution of Early Deep-Water Gulf of Mexico and Margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean). *AAPG Bull.* 72 (3), 318-346.
- Woods, R.D., Salvador, A., Miles, A.E., 1991. Pre-Triassic, in Salvador A., 1991, *The Gulf of Mexico Basin*, Boulder, Colorado, Geological Society of America, *The Geology of North America*, J, 109-129.

- Worzel, J.L., Bryant, W., Beall, A.O.Jr., Capo, R., Dickinson, K., Foreman, H.P., Laury, R., McNeely, B.W., Smith, L.A., 1970. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project; covering Leg 10 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger, Galveston, Texas to Miami, Florida. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 10 Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, 748 p.
- Zhao, X., Riisager, P., Antretter, M., Carlut, J., Lippert, P., Liu, Q., Galbrun, B., Hall, S., Delius, H., Kanamatsu, T., 2006. Unraveling the magnetic carriers of igneous cores from the Atlantic, Pacific, and the southern Indian oceans with rock magnetic characterization. *Phys. Earth Planet. Inter.* 156, 294-328.