



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**Análisis estructural a partir de datos  
aeromagnéticos en la Brecha de Guerrero:  
Deconvolución de Euler 3D contra  
Espectro Radial de Potencias**

**TESIS**

Que para obtener el título de

**Ingeniera Geofísica**

**P R E S E N T A**

Edna Asherá Salazar Macías

**DIRECTOR DE TESIS**

Dr. Mauricio Nava Flores

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2020



*“Though this be madness, yet there's method in't.”*

**William Shakespeare**

*Dedicada a mis mejores amigos,  
Edna, Javier y Baál*

# Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, la máxima casa de estudios y mi segundo hogar.

A la Facultad de Ingeniería por todo lo aprendido dentro y fuera de sus aulas. A cada uno de mis profesores, ya que cada uno sumó a mi formación personal y académica. Con especial agradecimiento a mi asesor de tesis, el Dr. Mauricio Nava Flores por su brillante enseñanza, guía, apoyo y paciencia a lo largo de este camino.

Al Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica por toda la experiencia adquirida como profesional y mostrarme el camino de mis aspiraciones. Con gran afecto y profunda admiración a la Dra. Ruth Esther Villanueva Estrada, por demostrarme que con trabajo en equipo, esfuerzo y dedicación se pueden lograr grandes metas.

A mis sinodales, M. C. Juan Esteban Hernández Quintero, Dr. Oscar Campos Enríquez, Ing. Marco Antonio Rubio Ramos y el Ing. Alejandro García Serrano, por sus contribuciones, aportes y observaciones en la presente tesis.

A GEOTEM Ingeniería S. A. de C. V. por brindarme el material primario para la elaboración de este trabajo, así como su motivación y apoyo.

A mis padres Edna Macías y Javier Salazar por construirme y dejar su esencia en mí. A mi compañero de vida Javier Baál por ser mi principal fuente de inspiración y motivación. Hemos aprendido que no es necesario estar juntos para llegar a ser unidos.

A todas esas personas clave entre familia y amigos que me apoyaron incondicionalmente en momento difíciles, que si no fuera por ellos hoy no estaría en el punto en el que me encuentro ahora. Gracias.

# Resumen

La exploración geofísica tiene como objetivo caracterizar el subsuelo por medio de la respuesta de los materiales contenidos en profundidad. En este trabajo se evalúan dos procedimientos para el análisis estructural en la Brecha de Guerrero con base en datos aeromagnéticos. A partir de datos de campo magnético total (CMT) es posible delimitar y estimar la profundidad de las fuentes magnéticas. Los métodos aplicados son Deconvolución de Euler 3D y Espectro Radial de Potencias (ERP).

La aplicación de estos métodos indirectos se ha efectuado con regularidad desde su creación. Pero, en la literatura existen discrepancias entre los parámetros empleados para su ejecución. Debido a que cada zona de exploración tiene particularidades, resulta poco eficiente fijar parámetros que brinden resultados congruentes en todos los casos. Sin embargo, el análisis efectuado aquí pretende dar una idea de los mejores parámetros que se pueden emplear con relación a la profundidad objetivo.

La definición de parámetros consistió en primera instancia con la prueba de ambos métodos en modelos sintéticos. El primer modelo se configuró para evaluar la efectividad de la Deconvolución de Euler 3D, conformado por figuras volumétricas regulares inmersas en un semiespacio homogéneo. Con el segundo modelo fue posible realizar pruebas para el ERP, ya que estaba conformado por diferentes cambios de susceptibilidad magnética limitadas verticalmente por una cima y una base magnética.

Los parámetros variados en la Deconvolución de Euler fueron el tamaño de ventana de análisis (o número de celdas) y el porcentaje de tolerancia del error, mismos que influyen en la profundidad estimada de las fuentes. Para el caso del ERP, el factor de mayor influencia recae en la extensión de las ventanas de análisis y el traslape entre cada una de ellas. Se identificaron los mejores parámetros por medio de la desviación estándar de las profundidades calculadas con las de los modelos sintéticos predefinidos.

Al definirse los parámetros de cada metodología se aplicaron a un conjunto de datos reales correspondientes a la zona de la Brecha de Guerrero donde los resultados de los métodos se complementan, delimitando una región en la que la profundidad de la base magnética (que se entiende como la profundidad de Curie) se encuentra más somera con respecto a su entorno. También, la delimitación de estructuras y lineamientos se ve deficiente y discontinua en la misma zona, lo que se interpreta como una desmagnetización de fuentes a causa de la poca profundidad que alcanza el punto de Curie.

Finalmente, los resultados son comparados con análisis geofísicos previos, con un enfoque sísmico y electromagnético. Así como el cálculo auxiliar del gradiente geotérmico para la interpretación e integración de resultados. Se hace mención de la mejoría de los resultados en el ERP, aplicando un taper interno en el cálculo del espectro de cada ventana magnética.

# Abstract

Geophysical exploration aims to characterize in depth subsoil properties through the response of the materials. This paper evaluate two procedures based on aeromagnetic data for the structural analysis of the Guerrero Gap. From data of the total magnetic field (CMT) it is possible to delimitate and estimate the depth of the magnetic sources. Hence, applied methods are the Euler Deconvolution 3D and Radial Power Spectrum (ERP).

The strategic application of these indirect methods have had been regularly carried out since its creation. In the literature however, there are discrepancies between the parameters used for its execution. Because each exploration zone has its own particularities, it is not efficient to set parameters that provide consistent results in all studied cases. Hence, the analysis carried out in this research aims to give an idea of the best parameters that might be related to the depth of the objective.

At first instance, the definition of such parameters consists to the testing both methods with synthetic models. First, the model was configured to evaluate the effectiveness of the Euler Deconvolution 3D method, which consisting of regular volumetric figures immersed in a homogeneous half-space. With the second model, it was possible to perform tests for the ERP, since it was made up with different changes in magnetic susceptibility as it been limited vertically by both top and a magnetic basement.

The parameters which were varied in the Euler Deconvolution were the size of the analysis window (or number of cells) and the percentage of error tolerance, both influencing the estimated depth of the sources. In the case of ERP, the factor with the greatest influence lies in the extension of the analysis windows and the overlap between each of them. The best fit parameters were identified by mean of the standard deviation of the calculated depths with those of the predefined synthetic models.

When defining the parameters of each methodology and where the results of the methods are complemented, it will be applied to a set of real data corresponding to the area of the Guerrero Gap delimiting a region in the depth of the magnetic base (which is understood as the depth from Curie) you find more something about your surroundings. In addition, the delimitation of structures and guidelines is deficient and discontinuous in the same area, which is been interpreted as a demagnetization process of sources due to the shallow depth reached by the Curie point.

Finally, results obtained are compared with previous geophysical analyzes with both seismic and electromagnetic approaches. As well as the auxiliary calculation of the geothermal gradient for the interpretation and integration of results. A description of the improvement of the results in the ERP is make, applying an internal taper in the calculation of the spectrum of each magnetic window.

# Índice General

<i>Agradecimientos</i> .....	<i>iii</i>
<i>Resumen</i> .....	<i>iv</i>
<i>Abstract</i> .....	<i>v</i>
<i>Índice General</i> .....	<i>vi</i>
<i>Lista de Figuras</i> .....	<i>viii</i>
<i>Lista de Tablas</i> .....	<i>xi</i>
<b>Capítulo 1. Introducción</b> .....	<b>1</b>
1.1 Objetivos.....	2
1.2 Antecedentes.....	2
<b>Capítulo 2. Descripción del área de estudio</b> .....	<b>5</b>
2.1 Localización del área de estudio.....	5
2.2 Provincias Fisiográficas.....	5
2.3 Geología.....	6
2.4 Estudios previos en la zona .....	7
<b>Capítulo 3. Marco teórico</b> .....	<b>10</b>
3.1 Fundamentos.....	10
3.1.1 Campo Magnético.....	10
3.1.2 Campo Geomagnético.....	11
3.1.3 Campo Geomagnético Anómalo.....	12
3.1.4 Temperatura de Curie.....	13
3.2 Procesamiento de datos magnéticos .....	14
3.2.1 Método de Deconvolución de Euler 3D.....	14
3.2.2 Método de Espectro Radial de Potencias (ERP).....	17
3.2.3 Taper Interno.....	19
<b>Capítulo 4. Metodología</b> .....	<b>22</b>
4.1 Datos magnéticos sintéticos.....	22
4.1.1 Modelo Sintético 1 .....	22
4.1.2 Modelo Sintético 2.....	24

4.2 Procesamiento de datos magnéticos sintéticos .....	26
4.2.1 Deconvolución de Euler 3D.....	26
4.2.2 Espectro Radial de Potencias .....	31
4.3 Datos aeromagnéticos reales.....	38
4.4 Procesamiento de datos aeromagnéticos reales .....	39
4.4.1 Deconvolución de Euler 3D en la Brecha de Guerrero.....	39
4.4.2 Espectro Radial de Potencias en la Brecha de Guerrero.....	42
<b>Capítulo 5. Resultados .....</b>	<b>44</b>
5.1 Profundidades estimadas del horizonte magnético con el método de Deconvolución de Euler 3D .....	44
5.2 Profundidades estimadas de $Z_t$ , $Z_0$ y $Z_b$ con Espectro Radial de Potencias .....	50
5.3 Discusión de resultados. ....	53
<b>Conclusiones y recomendaciones .....</b>	<b>57</b>
<b>Bibliografía .....</b>	<b>59</b>
<i>Anexo 1 .....</i>	<i>64</i>
<i>Soluciones estimadas con Deconvolución de Euler para el Modelo Sintético 1. ....</i>	<i>64</i>
<i>Anexo 2 .....</i>	<i>69</i>
<i>Soluciones estimadas con Deconvolución de Euler para el Modelo Sintético 2. ....</i>	<i>69</i>
<i>Anexo 3 .....</i>	<i>78</i>
<i>Profundidades de <math>Z_t</math>, <math>Z_0</math> y <math>Z_b</math> estimadas con ERP para el Modelo Sintético 2. ....</i>	<i>78</i>

# Lista de Figuras

<b>Figura 1.1</b>	Modelo global de referencia de profundidades del punto de Curie (GCDM, por sus siglas en inglés) y estimado a partir de la anomalía magnética terrestre EMAG2. En el extremo superior derecho se observa la distribución de profundidades para la margen occidental de México (Tomado de Li et al., 2017). ....4	4
<b>Figura 2.1</b>	Localización de los sismos más importantes de México de magnitud mayor a 6.5. Los polígonos irregulares de colores representan el área de ruptura de sismos tipo interplaca y las estrellas representan epicentros de sismos tipo intraplaca. (Modificado de Kostoglodov y Pacheco, 1999)..... 5	5
<b>Figura 2.2</b>	Mapa de terrenos tectonoestratigráficos y Provincias Fisiográficas (Fuentes: Campa y Coney (1983); INEGI (2013))..... 6	6
<b>Figura 2.3</b>	Profundidad al Punto de Curie $Z_b$ (Tomado de Manea y Manea, 2011)..... 7	7
<b>Figura 2.4</b>	Secciones de la costa del Pacífico al Golfo de México. a) Perfil de velocidad de onda S (Tomado de: Castellanos et al., 2018). b) Perfil de resistividad a partir de sondeos magnetotelúricos (Modificado de: Jodicke et al., 2006)..... 8	8
<b>Figura 2.5</b>	Perfil de resistividad en la Brecha de Guerrero, perpendicular a línea de costa. (Tomado de Husker et al., 2017)..... 9	9
<b>Figura 3.1</b>	Componentes modulares y angulares del campo geomagnético..... 11	11
<b>Figura 3.2</b>	Modelo de prismas basado en Spector y Grant (1970)..... 17	17
<b>Figura 3.3</b>	Representación gráfica de los diferentes tipos de Taper Interno (Tomado y modificado de <a href="https://docs.scipy.org/doc/numpy/reference/generated">https://docs.scipy.org/doc/numpy/reference/generated</a> )..... 20	20
<b>Figura 4.1</b>	Mapa de la anomalía magnética con inclinación y declinación, producida por el modelo sintético 1..... 23	23
<b>Figura 4.2</b>	Mapa de la anomalía magnética con inclinación y declinación con ruido aleatorio, producida por el modelo sintético 1..... 23	23
<b>Figura 4.3</b>	Mapa de la anomalía magnética reducida al polo, producida por el modelo sintético 1..... 23	23
<b>Figura 4.4</b>	Mapa de la anomalía magnética reducida al polo con ruido aleatorio, producida por el modelo sintético 1..... 23	23
<b>Figura 4.5</b>	Representación del modelo sintético 2..... 24	24
<b>Figura 4.6</b>	Profundidad de $Z_t$ para el modelo 2..... 24	24
<b>Figura 4.7</b>	Profundidad de $Z_b$ para el modelo 2..... 24	24
<b>Figura 4.8</b>	Profundidad de $Z_0$ para el modelo 2..... 25	25
<b>Figura 4.9</b>	Mapa de la anomalía magnética con inclinación y declinación, producida por el modelo sintético 2.....25	25
<b>Figura 4.10</b>	Mapa de la anomalía magnética con inclinación y declinación con ruido aleatorio, producida por el modelo sintético 2..... 25	25
<b>Figura 4.11</b>	Mapa de la anomalía magnética reducida al polo, producida por el modelo sintético 2..... 26	26

<b>Figura 4.12</b>	Mapa de la anomalía magnética reducida al polo con ruido aleatorio, producida por el modelo sinético 2.....	26
<b>Figura 4.13</b>	Diagrama de flujo del procesamiento de Deconvolución de Euler 3D.....	27
<b>Figura 4.14</b>	Mapas del procesamiento de Deconvolución de Euler 3D de Modelo Sintético 1.....	28
<b>Figura 4.15</b>	Mapas del procesamiento de Deconvolución de Euler 3D de Modelo Sintético 2.....	29
<b>Figura 4.16</b>	Mapas de las mejores soluciones de Deconvolución de Euler 3D para el Modelo Sintético 1, con SI de 0 a 3 con diferentes porcentajes de tolerancia de error para cada índice. Contrastando las soluciones con la anomalía de reducción al polo.....	30
<b>Figura 4.17</b>	Mapas de las mejores soluciones de Deconvolución de Euler 3D para el Modelo Sintético 2, con SI de 0 a 3 con diferentes porcentajes de tolerancia de error para cada índice. Contrastando las soluciones con la anomalía de reducción al polo.....	31
<b>Figura 4.18</b>	Ejemplo de ventana de análisis de 50 x 50 km con punto de atribución al centro de (25, 25) km.....	32
<b>Figura 4.19</b>	Pre-procesamiento a la ventana de análisis con expansión en los bordes de 10%.....	33
<b>Figura 4.20</b>	Transformada de Fourier 2D a la ventana de análisis.....	33
<b>Figura 4.21</b>	Ejemplo del Espectro Radial de Potencias con la selección de pendientes para $Z_0$ y $Z_t$ .....	33
<b>Figura 4.22</b>	Diagrama para la obtención de la profundidad $Z_b$ . Donde, $k$ : Número de Onda, $P$ : Espectro de Potencia, $m_1$ : la primer pendiente de la relación $k$ vs $\ln\left(\frac{P^{\frac{1}{2}}}{ k }\right)$ y $m_2$ : la segunda pendiente de la relación $k$ vs $\ln\left(P^{\frac{1}{2}}\right)$ .....	35
<b>Figura 4.23</b>	Mapas de distribución de los puntos de atribución para cada tamaño de ventana empleado en el Modelo Sintético 2, de base se observa la superficie de Curie [4.5-6.5 km].....	36
<b>Figura 4.24</b>	Mejor estimación para $Z_t$ del Mod2. Anomalía IncDec con ventana de 64 x 64 km. Comparación con la cima del modelo sintético.....	37
<b>Figura 4.25</b>	Mejor estimación para $Z_0$ del Mod2. Anomalía Polo con ventana de 50 x 50 km. Comparación con el centroide del modelo sintético.....	37
<b>Figura 4.26</b>	Mejor estimación para $Z_b$ del Mod2. Anomalía Polo con ventana de 50 x 50 km. Comparación con la superficie de Curie del modelo sintético.....	38
<b>Figura 4.27</b>	Datos aeromagnéticos de CMT [nT] utilizados para estudiar la zona de la Brecha de Guerrero. Resolución: 200 m.....	39
<b>Figura 4.28</b>	Anomalía de Campo Magnético Total [nT] para el procesamiento de Deconvolución de Euler 3D.....	40
<b>Figura 4.29</b>	Mapa de Reducción al Polo [nT] para el procesamiento de Deconvolución de Euler 3D.....	40
<b>Figura 4.30</b>	Mapa de amplitud de Señal Analítica en la Brecha de Guerrero.....	41
<b>Figura 4.31</b>	Mapa de la derivada horizontal dx en la Brecha de Guerrero.....	41
<b>Figura 4.32</b>	Mapa de la derivada horizontal dy en la Brecha de Guerrero.....	41
<b>Figura 4.33</b>	Mapa de la derivada vertical dz en la Brecha de Guerrero.....	41
<b>Figura 4.34</b>	Datos aeromagnéticos de RTP [nT] utilizados para estudiar la zona de la Brecha de Guerrero. Distribución de puntos de atribución a 15 km con ventanas de 50 x 50 km.....	42

<b>Figura 4.35</b>	Datos aeromagnéticos de RTP [nT] utilizados para estudiar la zona de la Brecha de Guerrero. Distribución de puntos de atribución a 15 km con ventanas de 160 x 160 km.....	42
<b>Figura 4.36</b>	Espectro Radial de Potencias con selección de pendientes para estimar $Z_t$ y $Z_0$ . A) Ventana 324 de 576. Tamaño de 50 x 50 km. B) Ventana 162 de 289. Tamaño de 160 x 160 km.....	43
<b>Figura 5.1</b>	Soluciones de la Deconvolución de Euler para SI=0 comparado con anomalía magnética de RTP. Parámetros de procesamiento: Tamaño de ventana 3 x 3 celdas, 6 x 6 celdas y 8 x 8 celdas, 10% de tolerancia de error.....	45
<b>Figura 5.2</b>	Soluciones de la Deconvolución de Euler para SI=1 comparado con anomalía magnética de RTP. Parámetros de procesamiento: Tamaño de ventana 8 x 8 celdas, 5, 7 y 10% de tolerancia de error.....	46
<b>Figura 5.3</b>	Soluciones de la Deconvolución de Euler para SI=2 comparado con anomalía magnética de RTP. Parámetros de procesamiento: Tamaño de ventana 8 x 8 celdas, 5, 7 y 10% de tolerancia de error.....	47
<b>Figura 5.4</b>	Soluciones de la Deconvolución de Euler para SI=3 comparado con anomalía magnética de RTP. Parámetros de procesamiento: Tamaño de ventana 8 x 8 celdas, 5, 7 y 10% de tolerancia de error.....	48
<b>Figura 5.5</b>	Tendencias de estructuras geológicas delimitadas con Deconvolución de Euler 3D..	49
<b>Figura 5.6</b>	Estimación de la profundidad de $Z_t$ cada 15 km con el método de ERP en la Brecha de Guerrero. Con los siguientes parámetros de procesamiento A) Ventanas de 50 x 50 km, 576 PA. B) Ventanas de 160 x 160 km, 289 PA.....	50
<b>Figura 5.7</b>	Estimación de la profundidad de $Z_0$ cada 15 km con el método de ERP en la Brecha de Guerrero. Con los siguientes parámetros de procesamiento A) Ventanas de 50 x 50 km, 576 PA. B) Ventanas de 160 x 160 km, 289 PA.....	51
<b>Figura 5.8</b>	Estimación de la profundidad de $Z_b$ cada 15 km con el método de ERP en la Brecha de Guerrero. Con los siguientes parámetros de procesamiento A) Ventanas de 50 x 50 km, 576 PA. B) Ventanas de 160 x 160 km, 289 PA.....	52
<b>Figura 5.9</b>	Perfil A-A' de profundidad de Curie $Z_b$ en contraste con los resultados de de Manea & Manea, 2011.....	53
<b>Figura 5.10</b>	Mapa de gradiente estimado para la zona de la Brecha de Guerrero.....	54
<b>Figura 5.11</b>	ERP's de la primera ventana de 64 x 64 km estimados con diferentes taper de la anomalía sintética del modelo 2 con inclinación y declinación magnética más ruido añadido (AnomM2_ID_RA_64). SIN: Sin extensión en los bordes, TE10: Taper Externo con 10% de expansión, y Taper Interno: BRT, HAM, HAN, BLK.....	56

# Lista de Tablas

<b>Tabla 1.</b>	Índices Estructurales con su estructura asociada. (Reid, 1990).....	17
<b>Tabla 2.</b>	Susceptibilidades magnéticas para cada polígono del modelo 2.....	24
<b>Tabla 3.</b>	Tamaños de ventana de análisis empleadas para el método de Deconvolución de Euler 3D.....	26
<b>Tabla 4.</b>	Ejemplo del Espectro Radial de Potencias discretizado.....	34
<b>Tabla 5.</b>	Parámetros empleados para el procesamiento de las anomalías del Modelo Sintético 2 en la plataforma de Terraware. NOTA: El muestreo de cada ventana corresponde al muestreo original del modelo, 800 metros.....	34
<b>Tabla 6.</b>	Parámetros empleados (ventana) para el procesamiento de la anomalía de CMT en la Brecha de Guerrero con el método Deconvolución de Euler 3D.....	39
<b>Tabla 7.</b>	Parámetros empleados (SI) para el procesamiento de la anomalía de CMT en la Brecha de Guerrero con el método Deconvolución de Euler 3D.....	40
<b>Tabla 8.</b>	Parámetros para el procesamiento de Deconvolución de Euler 3D en la Brecha de Guerrero.....	44
<b>Tabla 9.</b>	Resultados de la prueba aplicando Taper Interno a la ventana AnomM2_ID_RA_64.....	56

# Capítulo 1. Introducción

La mayor parte del territorio mexicano está caracterizado por una gran actividad tectónica, con eventos de escala continental tanto sedimentaria como ígnea, siendo particularmente importante el magmatismo Cenozoico. Ésta actividad es la que da origen a los sistemas volcánicos e hidrotermales, contextos geodinámicas que generaron en el pasado geológico una gran riqueza recursos minerales y de recursos geotérmicos actuales. Adicionalmente a estos fenómenos recientes existen potenciales riesgos catastróficos como avalanchas, sismos y erupciones (Prol-Ledesma, 1996). Este contexto geodinámico ocurre en una de las zonas tectónicas activas más importantes en México, que es la zona de subducción entre las placas de Cocos y Norteamérica. Es en este contexto geográfico donde se encuentra alojada la zona de interés para éste trabajo de tesis, la denominada “Brecha de Guerrero”. Si bien, la Brecha de Guerrero es una zona atractiva para estudiarla con un enfoque sísmico, ésta tesis se concentrará en el análisis estructural de la región.

Durante décadas se ha empleado el análisis de datos aeromagnéticos como una herramienta indirecta para caracterizar estructuralmente el subsuelo de grandes extensiones de territorio. La anomalía magnética brinda intrínsecamente información de la configuración la corteza terrestre. Algunos autores como, Counil y Achache (1987) interpretan los bajos magnéticos en zonas de subducción como consecuencia de una desmagnetización de los materiales del subsuelo. Por otro lado, los altos magnéticos son interpretados como fuentes magnéticas localizadas a nivel cortical más somero. Los datos aeromagnéticos observados en zonas de subducción se relacionan adicionalmente con la intermitente actividad sísmica, mostrando una alternancia y distribución preferencial de bajos y altos magnéticos paralelos a la línea de trinchera.

En la presente tesis se comparan y complementan dos métodos indirectos de análisis estructural: el primero es la Deconvolución de Euler 3D y el segundo es el cálculo de profundidad a la fuente magnética a través del Espectro Radial de Potencias (ERP). Resulta importante conocer el nivel certidumbre que pueden llegar a tener los métodos indirectos para caracterizar y analizar geofísicamente el subsuelo, dado que muestran un panorama general y relativamente económico en comparación con otros costosos métodos cuantitativos, como los sísmicos.

El método de Deconvolución de Euler 3D, introducido por Thompson (1982), es un proceso numérico en el que se resuelve la ecuación de Euler para funciones homogéneas y se realizan estimaciones de profundidad basadas en un índice estructural. Lo característico del método es que no se requiere un modelo geológico previo para su inversión. Los campos magnéticos de la mayoría de los cuerpos reales no cumplen el criterio estricto de ser homogéneos, por lo que el método es una aproximación en la práctica. La Deconvolución de Euler 3D delimita los bordes de las fuentes magnéticas, así como la profundidad de las mismas.

EL ERP se ha utilizado principalmente en programas de exploración para la estimación de la profundidad de la Isoterma de Curie, que es la superficie del subsuelo que funge como frontera entre unidades geológicas magnéticas y paramagnéticas. Éste método fue introducido por Spector y Grant (1970), y consiste en determinar la profundidad del centroide, así como la cima y base del cuerpo magnético a partir de la solución analítica de las ecuaciones exponenciales obtenidas de la transformada de Fourier de los datos magnéticos.

## 1.1 Objetivos

### *Objetivo General*

Caracterizar estructuralmente la zona denominada Brecha de Guerrero por medio de análisis de datos aeromagnéticos.

### *Objetivos Particulares*

- Realizar pruebas de los métodos de Deconvolución de Euler 3D y Espectro Radial de Potencia a partir modelos sintéticos.
- Elaborar un mapa de la Brecha de Guerrero que muestre las ubicaciones y profundidades de los cuerpos que producen anomalías magnéticas a partir del proceso de Deconvolución de Euler 3D.
- Elaborar un mapa que muestre la profundidad de la Isoterma de Curie estimada en la zona de la brecha de Guerrero.
- Comparar los dos métodos de análisis estructural a partir de datos aeromagnéticos.

## 1.2 Antecedentes

A partir del siglo XX diversas herramientas geofísicas han ido evolucionando para localizar estructuras y/o cuerpos en el subsuelo. El análisis y procesamiento de datos aeromagnéticos (potenciales) permiten de forma indirecta establecer la relación que existe entre la profundidad de las fuentes y la superficie hipotética en la que los materiales pierden sus propiedades magnéticas. Dicho efecto se produce por las altas temperaturas alcanzadas en profundidad, por convención se considera 580 °C como la temperatura de Curie, debido a súbitos cambios en las propiedades magnéticas de la magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), mineral dominante en la corteza continental profunda (Rajaram, 2007). Usualmente, para delimitar los bordes de las fuentes magnéticas, se aplican metodologías como del cálculo de gradientes horizontales (Cordell y Grauch, 1985), y la amplitud del gradiente total conocido como señal analítica (Nabighian, 1972). Tomando en cuenta que las fuentes están inmersas en un espacio tridimensional, constan de una profundidad a la cima y una a la base magnética, por lo cual no resulta trivial su estimación y en ocasiones pueden conducir a ambigüedades en la interpretación, pues la intensidad magnética decae en relación directa de la distancia (Telford et al, 1990) provocando que los métodos de observación magnética sean insensibles en profundidad y enmascaren la señal de la base magnética. En el presente trabajo se desarrollan un par de métodos que combinan la localización con la estimación de la profundidad: la Deconvolución de Euler 3D (Thompson, 1982) y el Espectro Radial de Potencias (Spector y Grant, 1970).

Werner (1953) propuso la deconvolución que lleva su nombre. Esta se basa en la resolución de un sistema ideal de ecuaciones lineales 2D que describen los parámetros de un cuerpo tipo dique, y cuya solución es precisamente su posición., O'Brien (1972) logró localizar sus vértices partiendo de un modelo polinomial básico. Posteriormente, Naudy(1971) consideró modelos que contienen prismas verticales y planos delgados y, en el mismo año, Hartman y colaboradores, mejoraron la Deconvolución de Werner integrando operadores que muestran las discontinuidades magnéticas por medio de derivadas horizontales y verticales.

La particularidad de la metodología de Deconvolución de Euler radica en que no asume ningún modelo geológico para su implementación (Thompson, 1982). Se trata de un proceso numérico el cual resuelve la ecuación de Euler para funciones homogéneas basadas en un índice estructural (SI, por sus siglas en inglés), el cual permite identificar la geometría de la fuente. Thompson realizó el procesamiento a datos corregidos con operadores de Reducción al Polo (RTP). Sin embargo, Reid (1990) indicó que no es necesario aplicar la Reducción al Polo ya que los resultados son independientes de la dirección del campo magnético, por lo que es posible aplicar el proceso a datos de Campo Magnético Total (CMT).

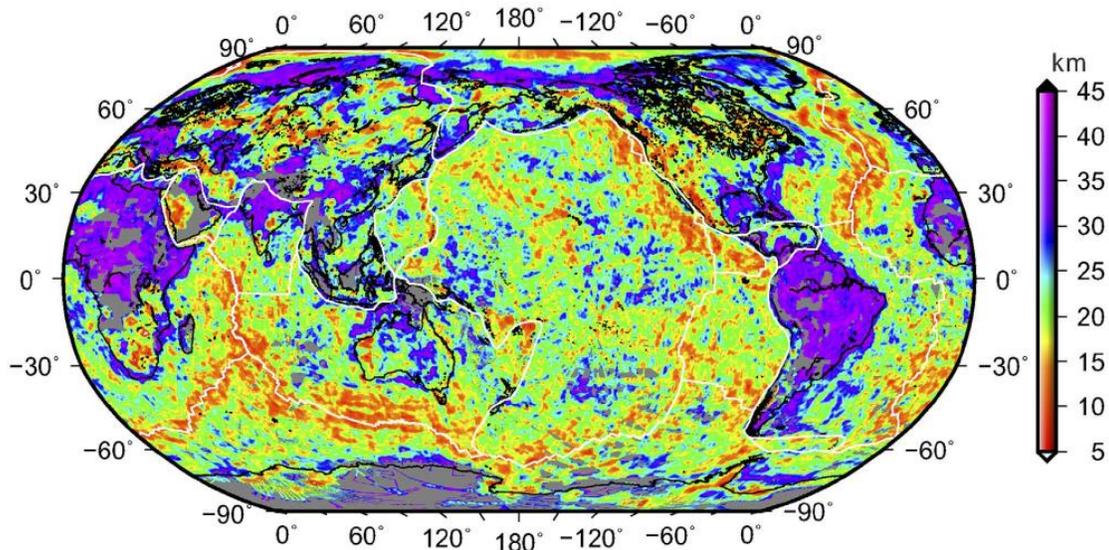
El método para estimar la profundidad del punto de Curie fue introducido por Spector y Grant (1970), quienes se basaron en un modelo de un conjunto de dos ensambles de prismas, uno para fuentes profundas y el otro para las fuentes someras. Ellos identificaron que en el espectro de potencia promediado se diferenciaban ambas partes del modelo. Los números de onda pequeños se podrían relacionar con las fuentes profundas y para grandes números de onda con el efecto más superficial. Posteriormente, Bhattacharyya y Leu (1975, 1977) consideraron que al utilizar el espectro de potencia promediado, la profundidad que se estima no es la máxima, sino la del centroide de la fuente magnética. Por lo tanto, realizaron una ligera modificación en la metodología, que consiste en estimar el centroide con el espectro de potencia normalizado. Finalmente, Okubo et al., (1985) lograron inferir la relación que existe entre las respuestas de los espectros de potencia con la profundidad del basamento magnético.

En territorio mexicano existen algunos estudios de análisis de datos aeromagnéticos con el método de Deconvolución de Euler: con fines exploratorios de yacimientos minerales en Cerro Blanco, Zacatecas (Pacheco Gómez, 2008); con aplicación a caracterizar estructuras arqueológicas en Los Teteles de Ocotitla, Tlaxcala (Argote Espino, 2008); y también a la identificación de estructuras hidrogeológicas en La Estancia, Querétaro (Reséndiz Ortiz, 2015), entre otros.

Con este método el análisis para determinar cualitativamente la estructura tectónica-termal en áreas geotérmicas y volcánicas consiste en aplicar diferentes métodos de inversión magnética, siendo necesaria la elección adecuada u óptima de un tamaño de ventana. De acuerdo con Telford, et al (1990), en estos métodos el “ventaneo” de la información magnética utilizada se limita a estimar profundidades de magnetización en una magnitud que es proporcional a la mitad de la longitud de la ventana. Para resolver de forma adecuada las longitudes de onda de la base y cima de las fuentes magnéticas, algunos autores recomiendan usar tamaños de ventana por lo menos 4 a 5 veces mayores que las profundidades máximas esperadas en objetivos someros y locales (Bouligand et al., 2009). El objetivo de esta aproximación es el de disminuir la incertidumbre en los resultados. Sin embargo, otros autores, como Ravat et al., (2007), recomiendan no sobrepasar tamaños de ventana de 10 veces mayor a la profundidad esperada. Esto puede concebirse como una limitación en resolución de estos métodos, restringiendo su aplicación para escalas regionales y asumiendo que las características de longitud de onda en la señal magnética son efecto de fuentes profundas (Chopping y Kennett, 2015).

Considerando los resultados obtenidos de estudios donde se aplica el EPR, se observa que la relación entre el tamaño de ventanas con la profundidad del punto de Curie disminuye a medida que la profundidad de la fuente magnética es mayor, es decir, a profundidades someras de circa hasta 10 km la relación es de 7:1 y hasta 21:1, mientras que a profundidades de 35 km la relación está en el rango de 4:1 hasta 6:1.

Recientemente Li et al., (2017) construyeron el primer modelo global de referencia de profundidades del punto de Curie a partir del modelo magnético híbrido satelital EMAG2. Este fue obtenido mediante un algoritmo que promedia de estimaciones de diferentes tamaños de ventanas para cada punto de atribución. Las profundidades estimadas para México en la zona continental se encuentran entre 5 y 25 km mientras que para la costa oriental en el Golfo de México se alcanzan profundidades máximas de 45 km. Las profundidades más someras del modelo ocurren en la zona de la Faja Volcánica Trans-mexicana (FVTM) y a lo largo de la Sierra Madre Occidental, paralelo la costa del Pacífico (Figura 1.1).



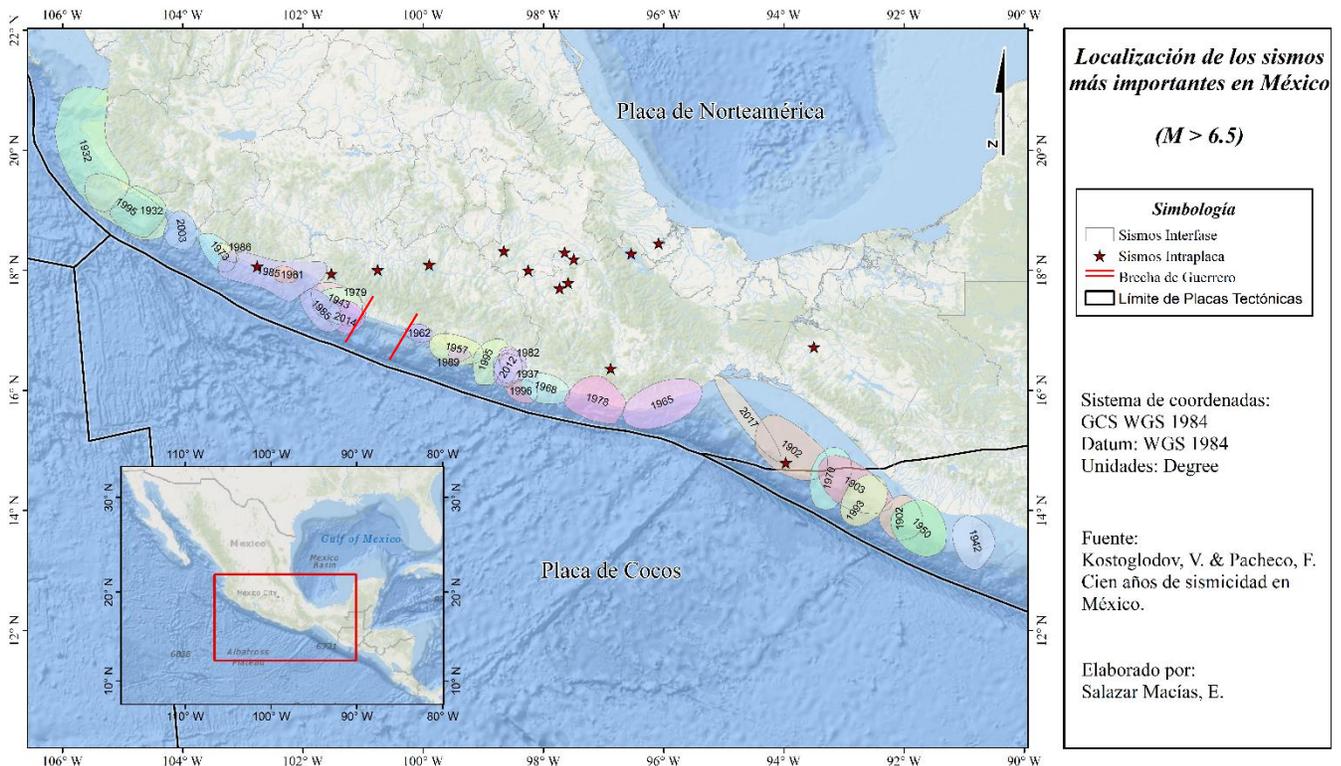
**Figura 1.1** Modelo global de referencias de profundidades del punto de Curie (GCDM, por sus siglas en inglés) y estimado a partir de la anomalía magnética terrestre EMAG2. En el extremo superior derecho se observa la distribución de profundidades para la margen occidental de México (Tomado de Li et al., 2017).

En México se han realizado estudios enfocados al cálculo de la profundidad de la Isoterma de Curie con el objetivo principal de establecer el estado térmico de zonas anómalas para estudios exploratorios y apoyar la evaluación de potencial geotérmico. Aunado a esto, también es posible determinar el flujo de calor de la zona en cuestión y obtener el gradiente geotérmico. Los estudios regionales se han realizado en sitios como: el Golfo de México (Rosales-Rodríguez et al., 2014); en el sureste y zona centro de México (Manea y Manea, 2011); en la zona oriental del terreno Maya en la Península de Yucatán (García-Abdeslem y Ness, 1994); en el Golfo de California (Sánchez-Zamora et al., 1991) y; en la parte occidental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Campos-Enríquez et al., 1989; 1990). A nivel local se han realizado estudios en el Cráter de Chicxulub (Espinosa-Cardena et al., 2016), en el Estado de Querétaro (De la Puente Flores, 2015), en el Campo Volcánico El Pinacate, al noroeste de Sonora (Mancera Flores, 2015), en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, BC (Espinosa-Cardena y Campos-Enríquez, 2008), en el área geotérmica de Pathé, Hidalgo (Campos-Enríquez, 1983) y, más recientemente en la Península de Baja California (Campos-Enríquez et al., 2019).

## Capítulo 2. Descripción del área de estudio

### 2.1 Localización del área de estudio

La Brecha de Guerrero se encuentra ubicada dentro de la zona de subducción entre la Placa de Cocos deslizándose por debajo del sector suroccidental de la Placa de Norteamérica. La Brecha de Guerrero es paralela a la línea costera que comprende aproximadamente desde la Trinchera de Acapulco hasta Zihuatanejo, Guerrero. Kostoglodov y Pacheco (1999) indican que en esta región no se ha registrado un sismo de gran magnitud (mayor a 6.5M) desde 1911, Los sismos que ocurren en esta franja tectónica convergente son de baja intensidad y se les conoce como sismos silenciosos (o Slow Slip Events) por la mecánica de generación (Figura 2.1).



**Figura 2.1** Localización de los sismos más importantes de México de magnitud mayor a 6.5. Los polígonos irregulares de colores representan el área de ruptura de sismos tipo interplaca y las estrellas representan epicentros de sismos tipo intraplaca. (Modificado de Kostoglodov y Pacheco, 1999).

### 2.2 Provincias Fisiográficas

El área de estudio involucra a la Provincia de la Sierra Madre de Sur. Esta provincia comprende el 99% del estado de Guerrero y la cual se divide a su vez en cuatro subprovincias: Cordillera Costera del Sur, Depresión del Balsas, Sierras y Valles Guerrerenses y, Costas del Sur. La Sierra Madre del Sur es un elemento de escala continental y presenta una orientación NW-SE de forma paralela a la Costa del Pacífico, extendiéndose desde el estado de Nayarit hasta el estado de Oaxaca.

La Brecha de Guerrero está contenida en la subprovincia fisiográfica Costas del Sur, que tiene un rango de altitud de 800 a 1200 m.s.n.m. Las laderas hacia el sur, correspondientes a la vertiente del Pacífico, tienen una pendiente uniformemente marcada y hasta aproximadamente a 200 metros sobre

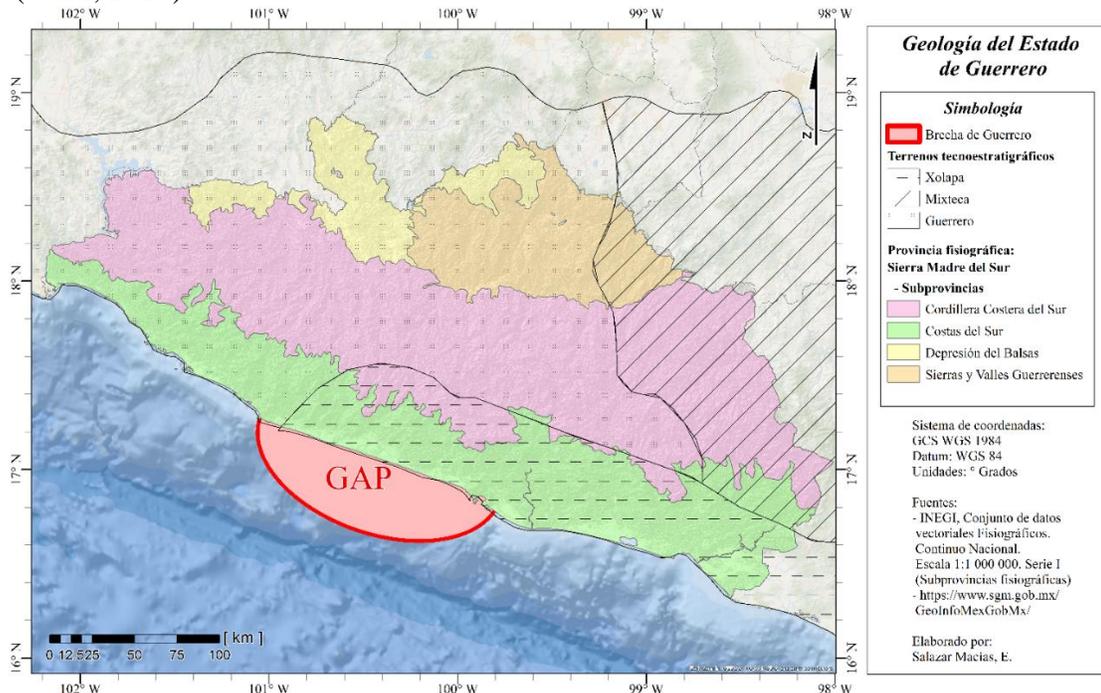
el nivel del mar (m.s.n.m.) donde inician las Planicies Litorales. Las laderas hacia el norte que drenan al Río Balsas son más extendidas, presentando disecciones importantes, y forman la unidad fisiográfica de la Depresión del Balsas, con elevaciones en el intervalo de 300 a 1000 m.s.n.m.

## 2.3 Geología

La geología regional del estado de Guerrero es heterogénea dado que está compuesta por tres terrenos tectonoestratigráficos: Xolapa, Guerrero y Mixteco, los cuales están cubiertos parcialmente por una potente secuencia sedimentaria (Plataforma Guerrero-Morelos) y adicionalmente por una cobertura volcánica, además de estar afectada por múltiples rocas ígneas intrusivas.

El Terreno Xolapa está compuesto de cuerpos batolíticos calco-alcalinos de composición generalmente granodiorítica, rocas metamórficas y secuencias volcánicas con edades isotópicas desde el Precámbrico hasta el Oligo-Mioceno. El Terreno Guerrero está constituido por arcos volcánicos de afinidad oceánica del Cretácico y los cuales extienden a lo oblicuamente hasta la costa del Pacífico. El Terreno Mixteco tiene como basamento el Complejo Acatlán que está compuesto por dos ensambles litológicos (uno metasedimentario y otro metavolcánico), el cual se presenta en la zona NW del estado. La Plataforma Guerrero-Morelos está representado por un depósito del límite Jurásico superior – Cretácico superior consistente de arenisca conglomerática y conglomerados que cubren únicamente al Terreno Mixteco (Figura 2.2).

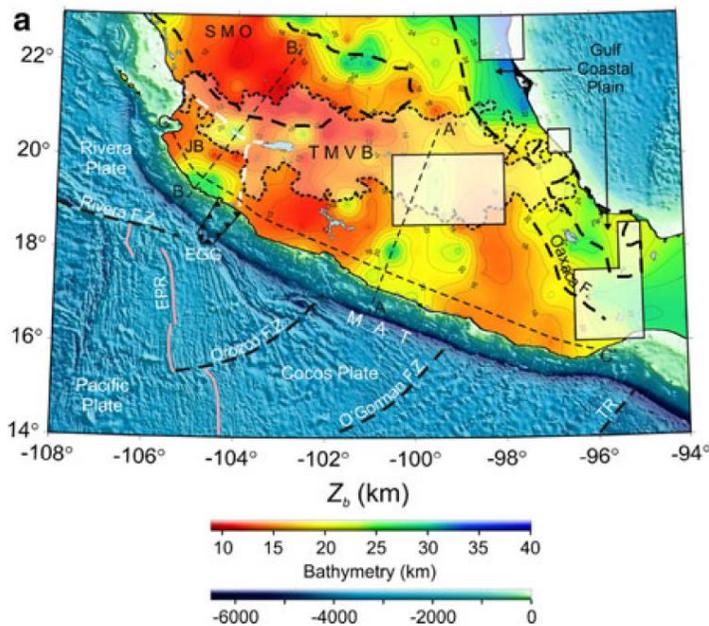
Todas las unidades anteriormente descritas, a excepción de las del Terreno Xolapa, están cubiertas en discordancia angular por una molasa continental de la Formación Balsas de edad Eoceno–Oligoceno inferior, y/o por volcanitas de ambiente continental de la Sierra Madre del Sur. Los cuerpos intrusivos son abundantes en el estado de Guerrero. Éstos son de diferente edad y composición, aunque predominan aquellos de composición granítica y que afloran preferentemente en el sector occidental del Estado y paralelamente a la costa pacífica, aunque existen cuerpos pequeños en la porción central y norte (SGM, 2013).



**Figura 2.2** Mapa de terrenos tectonoestratigráficos y Provincias Fisiográficas (Fuentes: Campa y Coney (1983); INEGI (2013).

## 2.4 Estudios previos en la zona

Entre los estudios previos en los que se ha aplicado la misma metodología, es decir, estimación a la profundidad del basamento magnético por medio del análisis espectral de datos aeromagnéticos se encuentra el de Manea y Manea (2011). Su objetivo fue estimar la profundidad para la zona de subducción (parte continental) y la Faja Volcánica Trans-mexicana, la cual está en el rango de 16 a 24 km. Para este análisis los autores utilizaron ventanas de 210 x 210 km con puntos de atribución aproximadamente a cada 50 km (Figura 2.3).



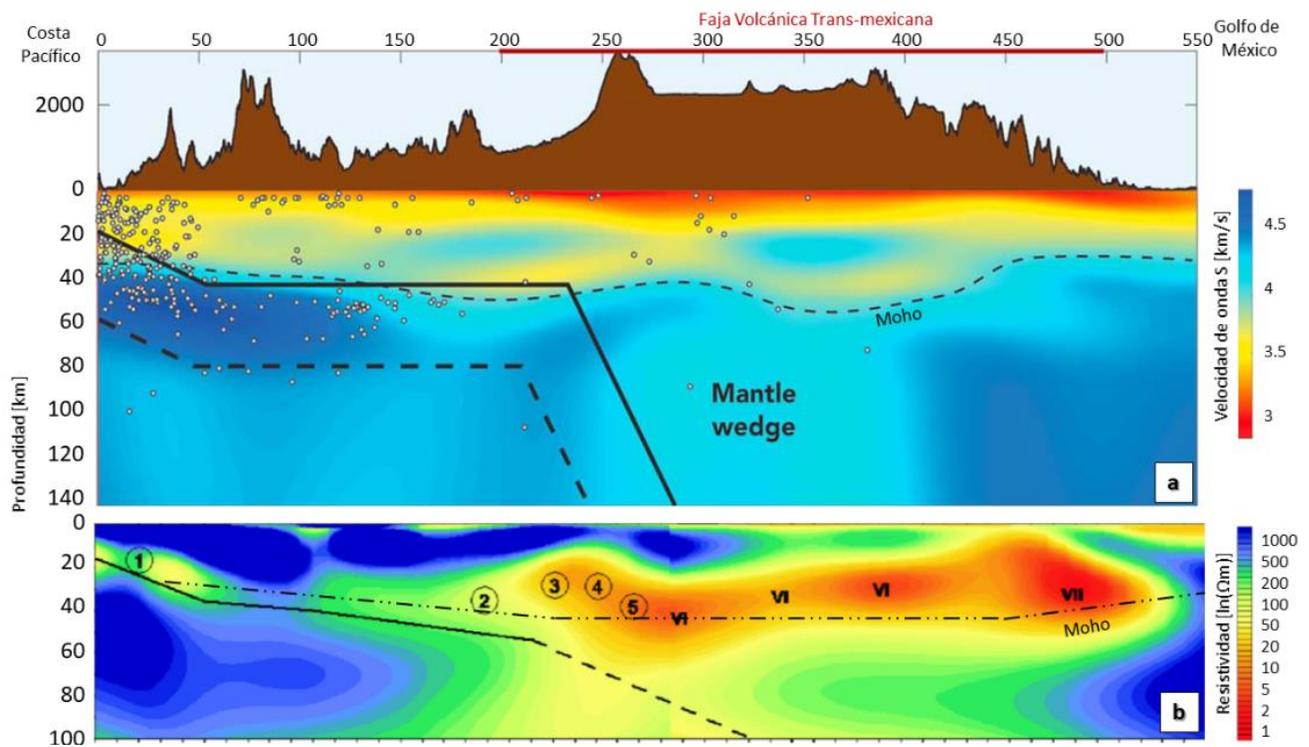
**Figura 2.3** Profundidad al Punto de Curie  $Z_b$  (Tomado de Manea y Manea, 2011)

A nivel global se ha documentado que en márgenes convergentes de subducción se presentan anomalías magnéticas positivas, como la Trinchera de Japón, la Trinchera Aleutiana y la Trinchera de Mesoamericana (Frey, 1982). Clark et al., (1985) interpretaron dichas anomalías como el contraste de magnetización entre la placa oceánica fría subducida y el manto circundante profundo no magnético y caliente. Además, los picos de las anomalías dependen de la longitud y la inclinación de la placa oceánica. Alternativamente, pueden presentarse en zonas de subducción bajos magnéticos que están asociados con procesos de demagnetización que están bien definidas por brechas asísmicas (Council y Achache, 1987). La resolución de algunos mapas magnéticos satelitales ha permitido establecer una alternancia de altos y bajos magnéticos alineados paralelamente a la Trinchera Mesoamericana que evidentemente se correlaciona con la actividad sísmica occidental de México.

Las zonas de subducción están ampliamente estudiadas con un enfoque rigurosamente sísmico, lo que ha permitido, por medio de modelos de velocidades, estimar la profundidad y morfología de las placas tectónicas de Cocos y Norteamérica. Algunos de estos estudios indican que a la profundidad de la Placa de Cocos inicia alrededor de 5 km en la línea de trinchera, profundizando en la línea de costa hasta 20 km, para alcanzar su máximo de 40 km de profundidad, a los 200 km dentro de la plataforma continental (Suárez et al., 1990; Suárez y Sánchez, 1996). Pacheco (1993), mencionó que la profundidad mínima a la que ocurren los sismos es de 20 km, y que implican fallas a lo largo de los límites de la placa.

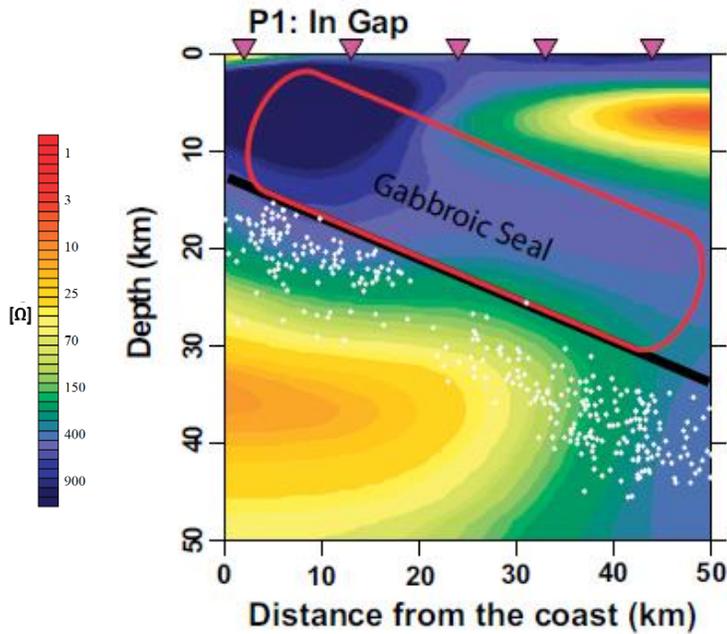
Específicamente en la zona de estudio de la Brecha de Guerrero, Kostoglodov et al., (1996; 2003) mostraron que la profundidad de la Placa de Cocos es ligeramente más somera con respecto a toda la zona de subducción. En la costa alcanza profundidades de hasta aproximadamente 15 km y alrededor de los 200 km de distancia perpendicular a la línea de costa, esta llega a los 30 km de profundidad.

Por medio de un análisis estructural de velocidad sísmica, Domínguez et al., (2006) estimaron modelos de capas de velocidad de onda P donde resaltan dos capas que contienen, cada una, un enjambre sísmico. La primera capa se estimó a una profundidad de 10 a 20 km; mientras que la segunda capa corresponde a la profundidad del Moho, a una profundidad un poco mayor a los 30 km. En el perfil que comprende de Acapulco al norte de Veracruz en dirección NE-SW (Figura 2.4) se obtuvieron modelos de resistividad (Jodicke et al., 2006) y de velocidad de onda S (Castellanos et al., 2018) los resultados coinciden en profundidades y estructura. Jodicke et al., (2006) estiman la inflexión de la Placa de Cocos al inicio de la FVTM a una profundidad aproximadamente de < 45 km y la profundidad al Moho, en promedio, a 40 km. La interfase cortical continental de interés para esta tesis se encuentra alrededor de 20 km de profundidad, en el cambio de velocidad de 3.5 a 4 [km/s], y en el contraste horizontal de resistividad de 1000 a 10 [ $\Omega\text{m}$ ].



**Figura 2.4** Secciones de la costa del Pacífico al Golfo de México. a) Perfil de velocidad de onda S (Tomado de: Castellanos et al., 2018). b) Perfil de resistividad a partir de sondeos magnetotelúricos (Modificado de: Jodicke et al., 2006)

Recientemente, Husker et al., (2017) realizó un estudio magnetotelúrico en la zona de la Brecha de Guerrero que engloba los sismos reportados por Domínguez et al., (2006) y la primera capa de interés coincide con las resistividades altas ( $> 900 \Omega\text{m}$ ) que identifican como el sello gabrónico. El estudio resalta una alta conductividad en la frontera de las dos placas tectónicas, lo que indica la presencia de fluidos, dado que, en roca seca la conductividad es baja (Figura 2.5).



## Capítulo 3. Marco teórico

### 3.1 Fundamentos

#### 3.1.1 Campo Magnético

La definición de Sheriff (2002) del campo magnético alude al espacio a través del cual ejerce influencia un elemento magnético y es posible expresarlo con la Ley de Lorenz. El campo magnético, inducción magnética o densidad de flujo magnético, representado por  $B$  se define mediante la fuerza  $F$  que experimenta una carga unitaria y positiva  $q$  en movimiento a una velocidad  $v$ ,

$$F = q(v \times B) \quad (1)$$

$B$  está relacionado con la fuerza de magnetización o intensidad de campo magnético  $H$ , por una constante del medio llamada permeabilidad  $\mu$ , misma que se refiere a la capacidad de un medio de atraer o repeler un campo magnético:

$$B = \mu\mu_0 H \quad (2)$$

Donde  $\mu_0$  es la permeabilidad del vacío,  $4\pi \times 10^{-7}$  [H/m].  $B$  también se puede expresar en SI como,

$$B = \mu_0(H + M) \quad (3)$$

donde  $M$  e  $H$  se llaman magnetización e intensidad de campo magnético, respectivamente.

A partir de la expresión anterior es posible definir a la intensidad del campo  $H$  como la inducción magnética  $B$ , menos los efectos de la magnetización  $M$ ,

$$H = \frac{B}{\mu_0} - M \quad (4)$$

Ahora bien, la magnetización de un material  $M$ , se define como el momento dipolar total,  $m$ , por unidad de volumen de un cuerpo,

$$M = \frac{\sum_i m_i}{V} \quad (5)$$

A su vez, el momento magnético dipolar para un par de cargas se expresa como  $m = ql$ , donde  $q$  es la magnitud de cada carga y  $l$  es un vector de longitud infinitesimal dirigido de la carga magnética negativa a la positiva. Para el caso de un dipolo producido por una espira de corriente eléctrica  $I$ , el momento magnético es  $m = I \cdot An$ , donde  $A$  es el área de la espira y  $n$  es el vector perpendicular al plano de la espira.

Por otro lado, el momento de torsión o torque,  $\Gamma$ , que experimenta un dipolo magnético contenido en un campo magnético se expresa como,

$$\Gamma = m \times H \quad (6)$$

Donde es posible inferir que un momento magnético que sea libre de rotar, tiende a alinearse con el cuerpo magnético. La fuerza del torque será máxima cuando  $m$  y  $H$  sean perpendiculares y será nula en caso de que sean paralelas.

Existen básicamente dos tipos de magnetización, inducida y remanente. Cuando un material se expone a un campo de inducción magnética  $B$ , adquiere magnetización inducida  $M_i$ . El campo de inducción magnética y la magnetización se relacionan a través de una propiedad llamada susceptibilidad magnética,  $\chi$ :

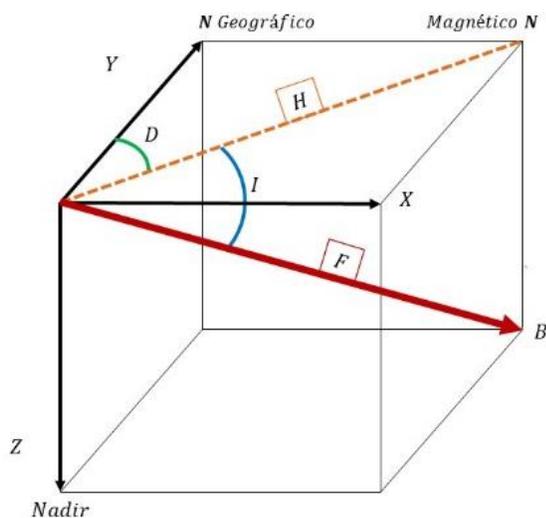
$$M_i = \chi B \quad (7)$$

Además, la magnetización remanente  $M_r$  es el registro en el material de uno o más campos magnéticos que han actuado sobre él.

### 3.1.2 Campo Geomagnético

El campo magnético de la Tierra a menudo está representado por un dipolo en el centro de la Tierra. Las intersecciones del eje de este dipolo con la superficie de la Tierra son los polos geomagnéticos (Sheriff, 2002). Telford (1990), indica con fines geofísicos que el campo geomagnético está compuesto principalmente por tres campos magnéticos. En primer lugar, se encuentra el Campo Principal (o Campo Regional, en exploración geomagnética), generado desde el interior de la Tierra debido a las corrientes convectivas presentes en el núcleo externo, las cuales crean aproximadamente el 90% del campo geomagnético. El segundo componente del campo geomagnético es el proveniente del exterior de la Tierra, llámense variación diurna solar, variación lunar, mismas que producen variaciones mínimas en [nT], con excepción de las tormentas magnéticas. Por último, el campo magnético de interés para la exploración geofísica (a pesar de ser relativamente pequeñas con respecto al Campo Principal) son las anomalías locales o Campo Residual, originadas por cuerpos presentes en la superficie terrestre o cerca de ella.

El campo geomagnético se puede representar vectorialmente. Tomando como referencia el punto P, se pueden deducir las componentes modulares y angulares de  $B$  (Figura 3.1).



**Figura 3.1. Componentes modulares y angulares del campo geomagnético**

Donde:

- $B$ : vector de campo geomagnético
- $F$ : módulo de  $B$ , intensidad magnética total
- $X$ : componente horizontal en dirección al Norte Geográfico
- $Y$ : componente horizontal en dirección al Este Geográfico
- $Z$ : componente vertical
- $H$ : componente horizontal proyectada en el plano  $XY$
- $I$ : ángulo formado por la componente  $H$  y el vector  $B$ , inclinación magnética
- $D$ : ángulo formado por la componente  $X$  y  $H$ , declinación magnética

Las componentes de campo geomagnético se relacionan de la siguiente manera:

- Intensidad Magnética Total  $\rightarrow F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$
- Intensidad de la componente horizontal  $\rightarrow H = \sqrt{X^2 + Y^2}$
- Inclinación Magnética  $\rightarrow I = \tan^{-1} \left( \frac{Z}{H} \right) = \tan^{-1} \left( \frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}} \right)$
- Declinación Magnética  $\rightarrow D = \tan^{-1} \left( \frac{Y}{X} \right) = \tan^{-1} \left( \frac{Y}{\sqrt{X^2 + Y^2}} \right)$

De esta forma, al realizarse una lectura del campo geomagnético en la superficie terrestre, el instrumento de medición registra la superposición de diversos campos provenientes de diferentes fuentes presentes en el momento de la lectura. Lo anterior expresado matemáticamente se define como,

$$B = B_0 + B_r + B_c + B_t \quad (8)$$

Donde:

- $B$ : Valor del campo geomagnético medido en superficie.
- $B_0$ : Valor del campo geomagnético teórico producido por el dipolo magnético que tiene su eje inclinado aproximadamente  $11.5^\circ$  respecto al eje de rotación de la Tierra.
- $B_r$ : Valor del campo residual, puede ser relacionado con varios dipolos más pequeños y localizados superficialmente.
- $B_c$ : Valor del campo cortical, tiene su origen en la corteza terrestre de fuentes aún más someras y pequeñas, donde usualmente se localizan las anomalías.
- $B_t$ : Valor del campo proveniente del exterior de la Tierra. Es la parte que varía más sensiblemente con el tiempo respecto a los demás componentes.

### 3.1.3 Campo Geomagnético Anómalo

De acuerdo con Sheriff (2002), una anomalía magnética es la diferencia entre el valor del campo geomagnético registrado y el teórico. En magnetometría, la anomalía magnética corresponde al campo residual, obtenido después de haber removido el efecto del campo regional o principal (conocido como IGRF). La forma de la anomalía depende de la geometría, dirección e intensidad del cuerpo magnético, de la dirección del campo geomagnético en el sitio, así como la dirección de las observaciones con respecto al campo de la Tierra. Además, si el valor medido del campo geomagnético es mayor al teórico se tiene una anomalía positiva, en caso contrario, si el campo geomagnético medido es menor al esperado se trata de una anomalía negativa.

Las anomalías magnéticas son causadas por minerales magnéticos contenidos en las rocas presentes en el sitio de interés, mismas que definen la geología del lugar. Los materiales se dividen en diferentes rangos de susceptibilidad magnética dependiendo de la composición y de la capacidad del material de magnetizarse. Los tres grupos en que se dividen los materiales con base en su susceptibilidad magnética son:

- *Materiales diamagnéticos*: Son los materiales que adquieren una magnetización en dirección opuesta al campo de inducción, teniendo poca intensidad y susceptibilidad negativa.

- *Materiales paramagnéticos*: Conocidos también como minerales magnéticos, son aquellos materiales que adquieren una magnetización en dirección al campo de inducción, teniendo poca intensidad y susceptibilidad positiva.

- *Materiales ferromagnéticos*: Son los materiales que adquieren una magnetización en dirección al campo de inducción, teniendo gran intensidad y susceptibilidad positiva. En éstos materiales con alto contenido de metales como hierro, cobre, cobalto y níquel se puede presentar magnetización remanente.

Las propiedades magnéticas se conservan sólo por debajo de la temperatura de Curie. Rebasando dicha temperatura los materiales pierden sus propiedades magnéticas. Se estima que la profundidad de la Isoterma de Curie para los materiales contenidos en la corteza terrestre ronda los 25 km.

Es importante tener en cuenta que varios materiales pueden tener el mismo rango de valores de susceptibilidad magnética, por ello la importancia de realizar un adecuado modelado magnético. De manera general, las rocas sedimentarias no son magnéticas, las metamórficas comprenden un amplio rango de susceptibilidades magnéticas al igual que las ígneas, siendo las últimas en su mayoría altamente magnéticas.

Por último, Reynolds (1998) propone una relación entre la susceptibilidad magnética de una roca y la magnetización inducida. En unidades del Sistema Internacional,

$$|M_i| = \frac{\chi F}{\mu_0} \quad (9)$$

Dónde:

- $|M_i|$ : Módulo de magnetización inducida (A/m)
- $\chi$ : Susceptibilidad magnética (adimensional)
- $F$ : es la intensidad de Campo Total (Teslas)
- $\mu_0$ : permeabilidad del vacío ( $4\pi \times 10^{-7} \text{ NA}^{-2}$ )

### 3.1.4 Temperatura de Curie

La temperatura de Curie es aquella a la cual los materiales magnéticos pierden su capacidad de retener magnetismo, es decir, donde cambia de comportamiento ferromagnético a paramagnético (Stacey y Banerjee, 1974). Dicha temperatura lleva el nombre del físico francés que la descubrió, Pierre Curie en 1895. Por debajo de esta temperatura, los átomos interactúan de modo que sus momentos magnéticos se acoplan y se comportan de forma colectiva. A la temperatura de Curie, la energía térmica del átomo es igual a la energía de acoplamiento, y por encima de esta temperatura, los momentos magnéticos atómicos no están acoplados y la sustancia se comporta paramagnéticamente.

La temperatura de Curie se asume por convención a 580°C, debido a súbitos cambios en las propiedades magnéticas de la magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), mineral dominante en la corteza continental profunda (Rajaram, 2007). Existe una ley denominada Ley de Curie, que indica que la susceptibilidad magnética es inversamente proporcional a la temperatura absoluta. Esta ley se aplica cuando los dipolos están lo suficientemente separados como para que su interacción sea pequeña, como en las soluciones de sales paramagnéticas. En sólidos paramagnéticos, la susceptibilidad es inversamente proporcional a la diferencia entre la temperatura y el punto de Curie (Sheriff, 2002).

Ahora bien, la profundidad de Curie es la profundidad a la que se llega a la temperatura de Curie (CPD). Por lo tanto, la Isoterma de Curie es la superficie del subsuelo que funge como frontera entre unidades geológicas magnéticas y paramagnéticas, su ubicación depende de la relación térmica entre la corteza y el manto superior.

## 3.2 Procesamiento de datos magnéticos

Los métodos implementados en este trabajo se basan en datos de anomalía magnética. Para el caso del método Deconvolución de Euler 3D es necesario realizar una serie de procesamientos previos para llegar al resultado, donde se parte de los datos de Campo Magnético Total, a los cuales se les realiza la Reducción al Polo, posteriormente la Señal analítica con las derivadas direccionales y finalmente la Deconvolución de Euler 3D. Para el segundo método, el Espectro Radial de Potencias resulta indistinto el análisis a partir de Campo Magnético Total o los datos de Reducción al Polo, puesto que la dirección del campo magnético no afecta a los resultados de dicho método. En los siguientes apartados se desarrollan teóricamente los operadores y/o procesos ejecutados para cada uno de los métodos de análisis.

### 3.2.1 Método de Deconvolución de Euler 3D

#### 3.2.1.1 Reducción al Polo

La Reducción al Polo (RTP, por sus siglas en inglés) es una operación que consiste en eliminar la dependencia de los datos magnéticos de la inclinación magnética, es decir, convertir los datos que se han registrado en el campo magnético de la Tierra inclinada a lo que habrían parecido si el campo magnético hubiera sido vertical (Grant y Dodds, 1972). La Reducción al Polo elimina la asimetría de anomalías causada por la inclinación y localiza anomalías sobre los cuerpos causantes, en el supuesto de que el magnetismo remanente es pequeño en comparación con el magnetismo inducido.

El operador de la Reducción al Polo se puede expresar como,

$$L(\theta) = \frac{1}{[\sin(I) + i\cos(I)\cos(D-\theta)]^2} \quad (9)$$

Donde,

- $\theta$  es la dirección del número de onda
- $I$  es la inclinación magnética
- $D$  es la declinación magnética

Desde la expresión anterior, se puede ver que cuando  $[I]$  se acerca a 0 (el Ecuador Magnético) y  $[D - \theta]$  se aproxima a  $\pi/2$ , el operador se acerca al infinito (Mendonca y Silva, 1993). Grant y Dodds (1972) abordaron este problema al introducir una segunda inclinación  $[I']$  que se usa para controlar la amplitud del filtro cerca del Ecuador:

$$L(\theta) = \frac{1}{[\sin(I') + i\cos(I)\cos(D-\theta)]^2} \quad (10)$$

En la práctica,  $[I']$  se establece en una inclinación mayor que la verdadera inclinación del campo magnético. Al usar la verdadera inclinación en el término  $[i\cos(I)]$ , las formas de anomalía se reducirán adecuadamente al polo (magnetización inducida solamente), pero ajustando  $[I' > I]$ , se evitan las correcciones de amplitud excesivamente grandes. Controlar el operador de RTP se convierte

en una cuestión de elegir el más pequeño  $[I']$  que todavía da resultados aceptables. Esto dependerá de la calidad de los datos y la cantidad de magnetización no inducida presente en el área de estudio.

Aunque la corrección de amplitud del operador de RTP se puede controlar fácilmente, los resultados seguirán siendo inválidos para los cuerpos magnetizados de forma remanente y en los casos en que exista anisotropía. Además, tales cuerpos son difíciles de interpretar incluso cuando no están distorsionados por la reducción al polo.

### 3.2.1.2 Señal Analítica

La noción de señal analítica, o envolvente de energía, de anomalías magnéticas la desarrolló Nabighian (1972, 1984). Una característica importante de la señal analítica es que esta es independiente de la dirección de magnetización de la fuente. La amplitud de la señal analítica se relaciona simplemente con la amplitud de la magnetización. Roest, et al., (1992), mostraron que la amplitud de la señal analítica puede derivarse fácilmente de los tres gradientes ortogonales del campo magnético total utilizando la expresión siguiente y donde  $M$  es el campo magnético observado

$$|AS(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2} \quad (11)$$

Nabighian (1972) demostró que la señal analítica alcanza su máximo en los bordes de los cuerpos magnéticos. Para la interpretación cualitativa, puede ser preferible tener una función que produzca altos sobre cuerpos magnéticos. Esto se puede lograr parcialmente integrando primero verticalmente el campo magnético total.

En el dominio de frecuencia, esto se puede lograr con el siguiente operador simple:

$$L(\mu, \nu) = \frac{1}{\sqrt{\mu^2 + \nu^2}} \quad (12)$$

Donde  $\mu$  y  $\nu$  son los números de onda en las direcciones X e Y respectivamente. Este operador es más sensible a los números de onda pequeños, por lo que es importante resolver la transformada de Fourier discreta (FFT, por sus siglas en inglés) a un incremento tan pequeño de  $\mu$  y  $\nu$  como sea posible aumentando el tamaño de la cuadrícula. Simplemente hemos establecido el operador en 0 cuando  $\mu = \nu = 0$ , que no es significativo ya que el número de onda cero representa un nivel base que no tiene ningún interés. El cálculo de la amplitud de la señal analítica requiere el cálculo de las derivadas X e Y de la integral vertical, y el uso del campo total original (con corrección IGRF).

Si la señal analítica se deriva de un campo magnético, hace un pico sobre los contactos y el ancho de la anomalía es igual a la profundidad del contacto. Este operador se utiliza para definir la ubicación y la profundidad de los bordes las anomalías de magnetización en términos de derivadas espaciales en direcciones ortogonales.

### 3.2.1.3 Deconvolución de Euler 3D

La Deconvolución de Euler es un procedimiento aplicado a un conjunto de datos equiespaciados en un plano 2D para resolver la ecuación homogénea de Euler, con el fin de estimar las ubicaciones y profundidades de las fuentes y dado un supuesto índice estructural (SI, por sus siglas en inglés). En las ventanas, cada cálculo se ejecuta para diferentes longitudes de ventana para obtener soluciones para diferentes profundidades. Con mallas de datos magnéticos, los cálculos se ejecutan sobre ventanas cuadradas movidas por una unidad de cuadrícula para el siguiente cálculo de profundidad.

Thompson (1982) hizo mención que, estrictamente hablando, la Deconvolución de Euler sólo es válida para funciones homogéneas. Una función  $f(v)$  de un conjunto de variables  $v = (v_1, v_2, \dots)$  es homogénea de grado  $n$ , si

$$f(tv) = t^n f(v) \quad (13)$$

donde  $t$  es un número real, y  $n$  es un número entero. Esto es realmente una declaración de las propiedades de escala de  $f(v)$ . Si  $f$  tiene un diferencial en  $v$ , entonces

$$v \nabla_x f(v) = n f(v) \quad (14)$$

Ésta es la ecuación de Euler, y la Deconvolución de Euler la resuelve en casos apropiados. Si un campo  $F$  puede ser expresado como,

$$F = A/r^n \quad (15)$$

$F$  será homogéneo de grado  $-n$ . Por conveniencia definimos el SI como  $N = -n$ , es decir, el grado negativo de homogeneidad.

La relación de homogeneidad de Euler puede escribirse de la siguiente forma,

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T) \quad (16)$$

donde  $(x_0, y_0, z_0)$  es la posición de una fuente magnética cuyo campo total  $T$  es detectado en  $(x, y, z)$ . El campo total tiene un valor regional de  $B$ .

La ecuación (16) cuenta con cuatro incógnitas, la posición  $(x_0, y_0, z_0)$  y el índice estructural,  $N$ . Por lo que, de inicio se supone de inicio un SI, y se calculan las derivadas en cada una de las direcciones del sistema cartesiano. Posteriormente, se define el tamaño de ventana  $n$  de análisis el cual corresponde al sistema de ecuaciones a resolver (matriz de dimensiones,  $n \times n$ ). La ecuación de homogeneidad de Euler al contar con cuatro incógnitas, requiere de un tamaño mínimo de  $3 \times 3$  (9 ecuaciones), para trabajar con un sistema de ecuaciones sobredeterminado y obtener soluciones adecuadas. Finalmente, la matriz se desplaza cada unidad o celda de la retícula y resuelve el sistema de ecuaciones para cada posición que tome la ventana.

La Deconvolución de Euler 3D en teoría funciona para campos homogéneos. Éstos sólo se obtienen de cuerpos idealizados particulares con SI enteros. Los campos de la mayoría de los cuerpos reales no cumplen este criterio estricto y el método es por lo tanto una aproximación en la práctica. Sin embargo, se ha encontrado que es bastante útil para ser aplicado en una amplia variedad de casos. Reid, (2015) menciona que en ocasiones se buscan “trucos” para ampliar la gama de estructuras

magnéticas con índices estructurales fraccionarios, ya que se busca aplicar el método a otros tipos de cuerpos, por ejemplo: contactos gruesos.

El Índice Estructural es un factor exponencial correspondiente a la velocidad de decaimiento del campo magnético con respecto a la distancia, para una geometría específica de la fuente (Tabla 1). Por ejemplo, el  $SI=3$  significa que el campo magnético producido por un cuerpo en 3D se disipa al inverso del cubo con respecto a la profundidad.

Índice Estructural (SI)	Geometría de la fuente (Estructura geológica)
0	Dipolos aislados
1	Lineamientos, fallas, fracturas
2	Estructuras bidimensionales, diques, cilindros
3	Cuerpos de volumen finito

Tabla 1. Índices Estructurales con su estructura asociada. (Reid, 1990)

### 3.2.2 Método de Espectro Radial de Potencias (ERP)

El análisis espectral es una técnica del procesado de señales que consiste en el tratamiento digital de éstas en forma de ondas en el dominio de las frecuencias con el propósito de extraer información de su espectro, posición o de su amplitud. La señal se modela como un proceso estocástico el cual representa una suma de diversas señales cuyas fuentes son de diferentes tamaños y se localizan a diferentes profundidades.

La estimación en profundidad de la extensión de fuentes magnéticas se determinó mediante el análisis espectral de datos magnéticos, separando las diferentes longitudes de onda por medio el espectro radial de potencia que diferencia entre las fuentes someras y profundas en función de la frecuencia espacial (Rajaram, 2013). El método del Espectro Radial de Potencias (ERP) se basa en un modelo propuesto por Spector y Grant (1970) que supone un modelo de fuente magnética, representado por un gran número de paralelepípedos rectangulares con un espectro de potencia equivalente a la de un prisma del ensamble como fuente singular e intensidad de magnetización (Figura 3.2).

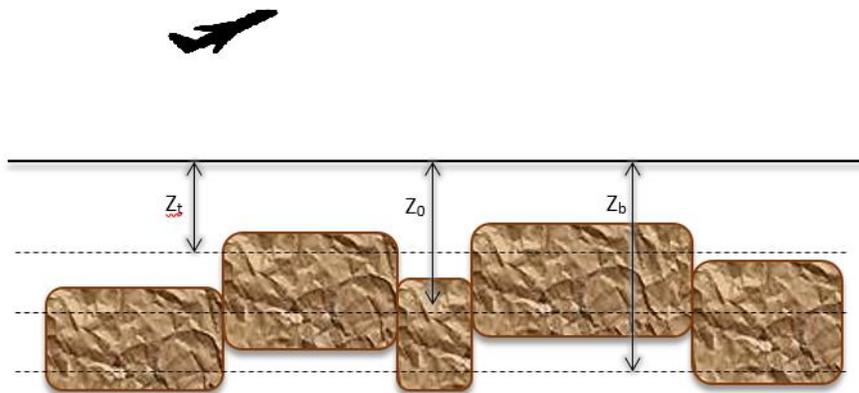


Figura 3.2 Modelo de prismas basado en Spector y Grant (1970).

De esta forma se asume que el espectro de amplitudes es el mismo para un cuerpo que para el conjunto de prismas con parámetros promediados, considerando que el efecto de magnetización no tiene correlación espacial. El ERP de la anomalía magnética,  $\Phi_{\Delta T}$  de acuerdo con Spector y Grant, (1970) se define como:

$$\Phi_{\Delta T}(k_x, k_y) = \Phi_M(k_x, k_y) \times F(k_x, k_y) \quad (17)$$

Donde  $\Phi_M$  corresponde al espectro de potencial de la magnetización y  $F(k_x, k_y)$  se define como:

$$F(k_x, k_y) = 4\pi^2 C_m^2 |\theta_m|^2 |\theta_f|^2 e^{-2|k|Z_t} (1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2 \quad (18)$$

$C_m$  es una constante de proporcionalidad,  $\theta_m$  y  $\theta_f$  son términos que se relacionan con la dirección de magnetización y con la intensidad de campo magnético total, respectivamente (Tanaka et al., 1999). De acuerdo con la suposición de un modelo de fuente aleatoria no correlacionable con ningún sistema de coordenadas, se asume que el espectro de la magnetización  $\Phi_M(k_x, k_y)$  es constante, junto con los términos  $\theta_m$  y  $\theta_f$ . La simplificación a la ecuación (18) se define como el promedio radial del espectro de potencia de la anomalía magnética:

$$\Phi_{\Delta T}(|k|) = A e^{-2|k|Z_t} (1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2 \quad (19)$$

La expresión definida en la ecuación (19) para longitudes de onda menores al doble del espesor de las fuentes magnéticas, en términos de las magnitudes del número de onda  $k$ , la profundidad a la cima de la fuente magnética  $Z_t$  y una constante  $B$ , puede escribirse como:

$$\ln \left[ \Phi_{\Delta T}(|k|)^{\frac{1}{2}} \right] = \ln B - |k|Z_t \quad (20)$$

Para la estimación de la cima de la fuente magnética  $Z_t$ , se procede a graficar el espectro de radial de potencia en función del número de onda y se estima la pendiente  $m_t = Z_t$  de ajuste a una recta. La profundidad a la cima de la fuente magnética se calcula mediante la relación  $Z_t = -m_t/2\pi$ . Rajaram (2007) describe que, para fuentes magnéticas en escala continental o modelos globales magnéticos, la aproximación anterior no se cumple ya que no es posible identificar un pico máximo de amplitud en el espectro, los cuales están dominados en todas las longitudes de onda por contribuciones de fuentes someras. Una forma de solucionar el problema de interpretación anterior consiste en determinar la profundidad al llamado centroide ( $Z_0$ ) del modelo estadístico de fuente magnética. De acuerdo con Bhattacharyya y Leu (1975, 1977) la profundidad del centroide ( $Z_0$ ) se encuentra en longitudes de onda largas dentro del ERP normalizado; mientras que en las longitudes de onda cortas del ERP se encuentra el efecto de la profundidad de la cima ( $Z_t$ ). A partir de la ecuación (21) definiendo una constante  $C$  y  $Z_0$  como la profundidad del centroide.

$$\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2} = C e^{-|k|Z_t} (e^{-|k|(Z_t - Z_0)} e^{-|k|(Z_t - Z_0)}) \quad (21)$$

$$\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2} \approx C e^{-|k|Z_0} 2|k|d \quad (22)$$

La expresión que define la profundidad del centroide es:

$$\ln \left[ \frac{\Phi_{\Delta T}(|k|)^{\frac{1}{2}}}{|k|} \right] = \ln D - |k|Z_0 \quad (23)$$

De forma similar a la estimación de la cima  $Z_t$ , el centroide  $Z_0$  se obtiene al graficar el espectro de potencia radial en función del número de onda y estimando la pendiente  $m_0 = Z_0$  del ajuste de una recta. La profundidad al centroide de la fuente magnética se obtiene mediante la siguiente relación  $Z_0 = -m_0/2\pi$ . En las ecuaciones 19 a la 23 las constantes  $A$ ,  $B$ ,  $C$  y  $D$  están relacionadas con las masas magnéticas.

El límite en profundidad de la fuente magnética de acuerdo con este modelo estará restringido por un máximo en el espectro de potencia en el número de onda  $K_{max}$ :

$$k_{max} = \frac{\log z_b - \log z_t}{z_b - z_t} \quad (24)$$

Para un conjunto de datos magnéticos de dimensión  $L$ , el número de onda más pequeño corresponde al número de onda fundamental  $k=2\pi/L$  (Blakely, 1995). El número de onda más grande deberá ser al menos dos veces esta cantidad para poder resolver el pico en amplitud del espectro. Asumiendo esto la profundidad a la temperatura de Curie viene dada por Okubo et al. (1985):

$$z_b = 2z_0 - z_t \quad (25)$$

### 3.2.3 Taper Interno

En el procesamiento de señales se emplean funciones de ventana para suavizar los extremos de las señales. El tratamiento previo que reciben las señales o ventanas a la transformada de Fourier es una expansión de los bordes a diferentes porcentajes de su tamaño, comúnmente de 10 a 15 %. Sin embargo, en los métodos espectrales se dan promedios a lo largo de la ventana (incluyendo las fronteras) y realmente es necesario tener cautela con la manera de calcular el espectro radial de potencia. Reid, (2015) recomienda realizar un pre-procesamiento a las ventanas de análisis el cual consiste en suavizar las fronteras al interior de las mismas, es decir, sin extensión de la cuadrícula fuera de los datos.

En la literatura existen diversos tipos de taper interno, que son funciones que cumplen con el objetivo de suavizar los bordes al interior de la señal. A continuación, se describen las ventanas de Bartlett (1950), Hamming (1958), Von Hann (1958) y Blackman (1958). Todas las ventanas se encuentran en función del número de puntos en la ventana de salida  $M$ , y número de puntos del taper interno,  $n$  (Figura 3.3).

La ventana de Bartlett (Brt) es parecida a una ventana triangular, con la variante de que sus extremos son cero y su máxima amplitud es uno. La transformada de Fourier con Bartlett es producto de dos funciones *sinc*, y se usa para reducir la ondulación en el dominio de las frecuencias. La ventana Brt se define como,

$$Brt(n) = \frac{2}{M-1} \left( \frac{M-1}{2} - \left| n - \frac{M-1}{2} \right| \right) \quad (26)$$

La ventana de Hamming (Ham) fue nombrada así por Blackman y Turkey (1958), y se basa en una forma cónica formada por un coseno ponderado. Se recomendó como una herramienta para suavizar la función de autocovarianza truncada en el dominio del tiempo. Se expresa mediante,

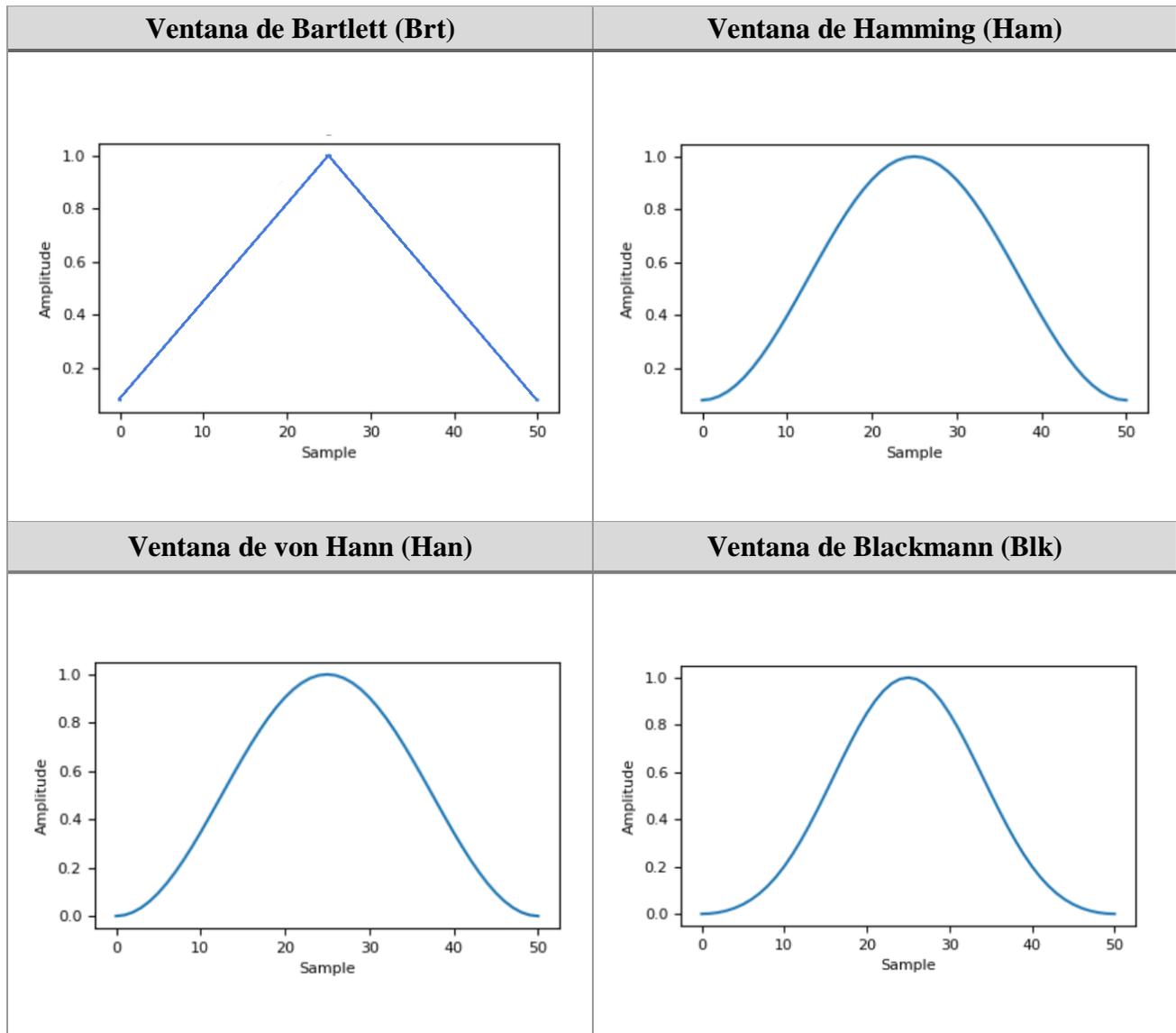
$$Ham(n) = 0.54 - 0.46 \cos \left( \frac{2\pi n}{M-1} \right) \quad 0 \leq n \leq M-1 \quad (27)$$

La ventana de Hanning (Han) fue nombrada así en honor a Julius von Hann, un meteorólogo austriaco (Blackman y Turkey, 1958). Se le conoce como la campana de coseno, debido a que la ventana es una forma cónica formada mediante un coseno ponderado y se representa con la ecuación,

$$Han(n) = 0.5 - 0.5 \cos\left(\frac{2\pi n}{M-1}\right) \quad 0 \leq n \leq M-1 \quad (28)$$

Por último, la ventana de Blackmann (Blk) corresponde a un suavizado por medio de los tres primeros armónicos de la suma de cosenos, diseñada para conservar el mayor contenido de la señal. Esta ventana casi óptima se representa con la función,

$$Blk(n) = 0.42 - 0.5 \cos\left(\frac{2\pi n}{M}\right) + 0.5 \cos\left(\frac{4\pi n}{M}\right) \quad (29)$$



**Figura 3.3** Representación gráfica de los diferentes tipos de Taper Interno (Tomado y modificado de <https://docs.scipy.org/doc/numpy/reference/generated>)

El análisis espectral por medio del ERP tiene ciertas limitantes en el cálculo de las profundidades a la Isoterma de Curie. Ravat, et al. (2007) señalaron que en primer lugar se requiere de una gran extensión de datos con anchos de ventana hasta 10 veces la profundidad objetivo, también recomiendan emplear datos magnéticos de modelos armónicos de la Tierra para evitar la remoción del campo magnético regional, lo cual afecta las estimaciones de las fuentes más profundas al modificar el espectro en los bajos números de onda. Por otro lado, hicieron mención de que es preferible ejecutar el procedimiento a ventanas en las que el espectro de potencia presente la forma *near-circular* y con pocas variaciones en el contenido de frecuencia. Finalmente, para alcanzar la profundidad deseada indicaron que se debe comenzar a estimar con ventanas lo más grandes posibles y posteriormente reducir el tamaño hasta el mínimo que permita calcular el pico espectral, que es un indicador de la parte profunda.

Un trabajo con características similares a la zona presentada en esta tesis es la de Ross, et al. (2006), quienes estimaron la profundidad de Curie en el estado de California, EUA donde se presenta importante actividad sísmica. En dicho trabajo, notaron que debido a la complejidad de ciertas zonas de estudio resulta difícil cumplir con las recomendaciones de emplear ventanas con contenido de frecuencia similar, debido que al aumentar sus dimensiones pueden llegar abarcar diversos rangos de frecuencia, al tratarse de cambios verticales en litología porque los datos están limitados por la extensión lateral de provincias geológicas. En consecuencia, el tamaño de ventana puede llegar a ser insuficiente para lograr muestrear adecuadamente en los números de onda bajos y así poder visualizar el pico espectral, que es un requisito esencial para la resolución de  $Z_b$ .

Otro aspecto de relevancia que consideraron Ross et al. (2006) es que en zonas térmicas o con alto flujo de calor se espera que la profundidad de Curie sea somera y para zonas con bajo flujo de calor se encuentren más profundas. Del mismo modo, tanto la profundidad de Curie como la profundidad a la cual ocurren sismos son dependientes de la temperatura con una relación directamente proporcional. Indicaron que los sismos rara vez ocurren a profundidades mayores que la transición frágil-dúctil de las placas que dependen en gran medida de la temperatura de Curie, aunque también puede verse afectada por otros factores como la litología, el tipo de estrés y tasa de deformación.

## Capítulo 4. Metodología

La aplicación de ambos métodos de análisis aeromagnético se divide en dos secciones. La primera de ellas corresponde al procesamiento en datos de modelos sintéticos, con la finalidad de definir los mejores parámetros para posteriormente, aplicar el procesamiento previo a los datos reales.

A partir de los dos modelos sintéticos se obtuvieron diferentes anomalías magnéticas, de Campo Magnético Total (CMT), con y sin ruido añadido, y de Reducción al Polo, con y sin ruido añadido. Dichas anomalías (4 para cada modelo sintético), se procesaron para el método de ERP, con el objetivo de corroborar que no afecta la dirección de magnetización. En cuanto al método de Deconvolución de Euler 3D, solamente se procesaron las anomalías reducidas al polo, con y sin ruido añadido.

Lo referente a los datos aeromagnéticos de CMT de la Brecha de Guerrero, se obtuvieron de la conjunción (por medio de una función de sutura) de datos en la zona continental (adquiridos por el SGM) y en la parte oceánica se consideraron datos del modelo de anomalía magnética global WDMAM (World Digital Magnetic Anomaly Map, 2015).

En este capítulo se describen el par de modelos sintéticos empleados con sus respectivas anomalías producidas, así como las características de los datos aeromagnéticos reales. También, se sintetiza el procesamiento para cada uno de los métodos de estudio mediante un flujo de trabajo.

### 4.1 Datos magnéticos sintéticos

#### 4.1.1 Modelo Sintético 1

El primer modelo sintético consta de varios cuerpos geométricos aislados en un volumen de 50x50x5 km (X, Y, Z, respectivamente). Los cuerpos que conforman al modelo son 5 esferas, 5 prismas, 3 cilindros de extensión finita (2 con eje vertical, 1 con eje horizontal, paralelo al eje de coordenadas X) y un dique inclinado, con dirección de buzamiento paralela al eje coordenado X, buzando en sentido contrario al mismo (casi aflora al este y se introduce al oeste).

Los datos sintéticos fueron calculados en una malla regular (equiespaciada a 200 m) de 100 km X 100 km de extensión en X y Y, con 501 lecturas en cada dirección. Estos datos se almacenaron en los archivos ASCII, tipo XYZ:

1. AnomM1\_Sint\_IncDec.xyz - Anomalía de Campo Total del modelo sintético calculado con inclinación y declinación correspondiente a la FI-UNAM: Inclinación =  $47.3037^\circ$  y Declinación =  $3.8962^\circ$ . (Figura 4.1)
2. AnomM1\_Sint\_IncDec\_RA.xyz - Se trata de la misma anomalía anterior, pero con ruido gaussiano pseudoaleatorio añadido con media 0.0 y desviación estándar igual al 5% de la desviación estándar de los datos libres de ruido. (Figura 4.2)
3. AnomM1\_Sint\_Polo.xyz - Anomalía de Campo Total del mismo modelo, ahora calculada en el polo (Inclinación =  $90^\circ$  y Declinación =  $0.0^\circ$ ). (Figura 4.3)
4. AnomM1\_Sint\_Polo\_RA.xyz - Es la misma malla calculada en el polo, pero con ruido aleatorio (del mismo tipo que en el punto 2). (Figura 4.4)

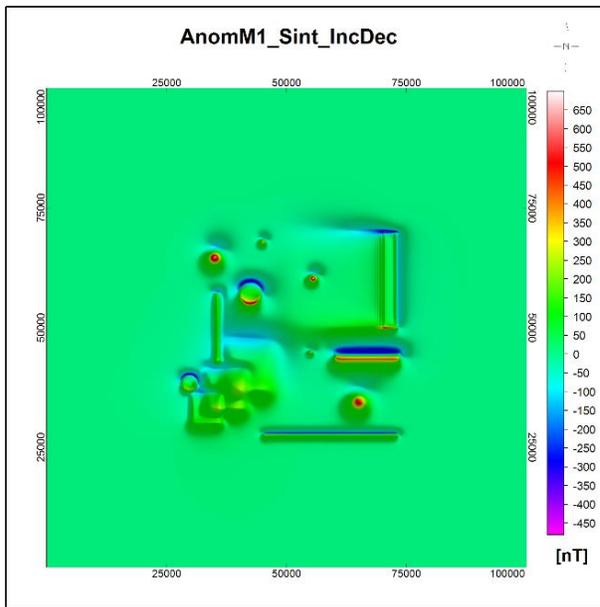


Figura 4.1 Mapa de la anomalía magnética con inclinación y declinación, producida por el modelo sintético 1

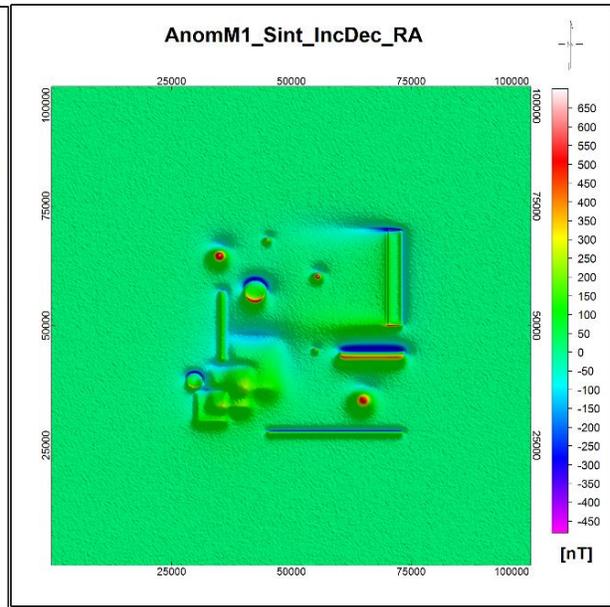


Figura 4.2 Mapa de la anomalía magnética con inclinación y declinación con ruido aleatorio, producida por el modelo sintético 1

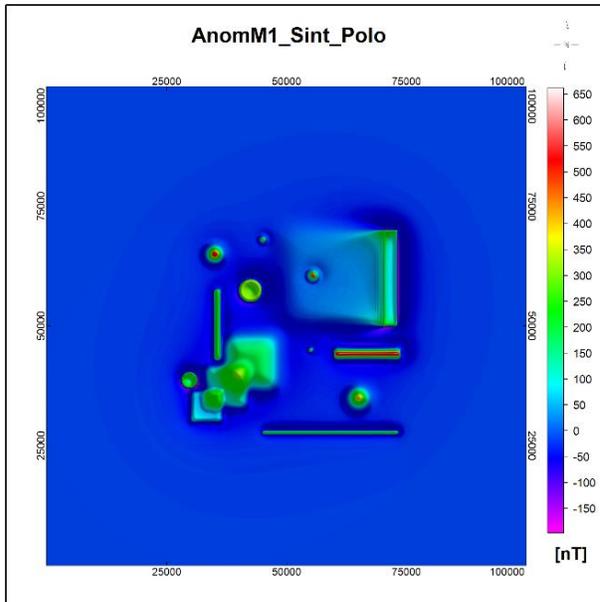


Figura 4.3 Mapa de la anomalía magnética reducida al polo, producida por el modelo sintético 1

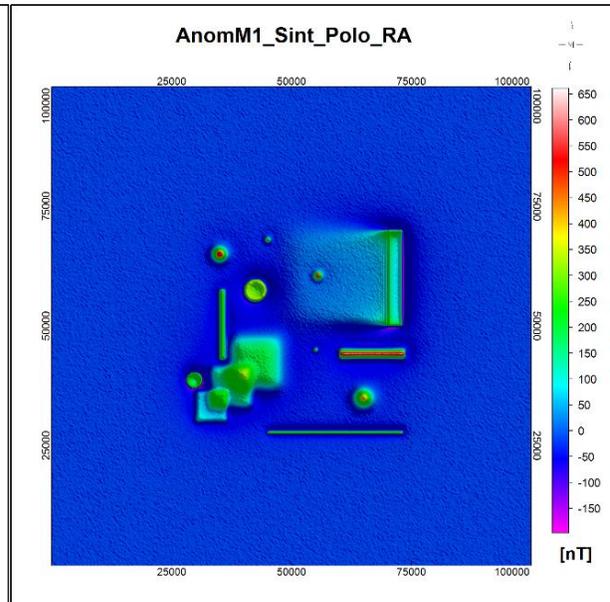
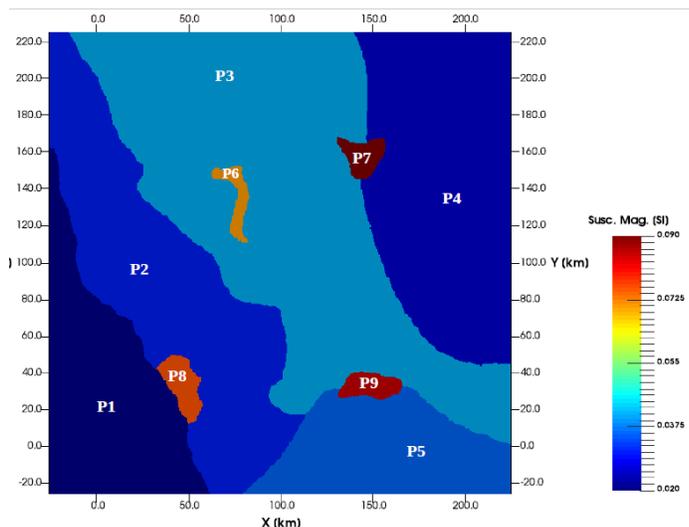


Figura 4.4 Mapa de la anomalía magnética reducida al polo con ruido aleatorio, producida por el modelo sintético 1

### 4.1.2 Modelo Sintético 2

El segundo modelo (Figura 4.5) contempla diversos factores que se presentan en una situación real. Este, corresponde a un área de 200 km x 200 km con diferentes susceptibilidades magnéticas limitadas verticalmente por la base magnética (límite superior) y la profundidad de la isoterma de Curie (límite inferior). La distribución de las diferentes susceptibilidades magnéticas está representada por nueve polígonos a partir de un ensamble de prismas (Tabla 2).



Polígono	Susc. Mag.
P1	0.02
P2	0.03
P3	0.04
P4	0.025
P5	0.035
P6	0.7
P7	0.09
P8	0.075
P9	0.085

Figura 4.5 Representación del modelo sintético 2.

Tabla 2. Susceptibilidades magnéticas para cada polígono del modelo 2.

El basamento magnético o cima ( $Z_t$ ) se encuentra en un rango de profundidad de 0.5 km a 2.5 km (Figura 4.6), considerando la superficie de observación en  $z = 0$ . Por otro lado, la profundidad de la Isoterma de Curie ( $Z_b$ ) tiene como profundidad mínima 4.5 km y máxima de 6.5 km (Figura 4.7).

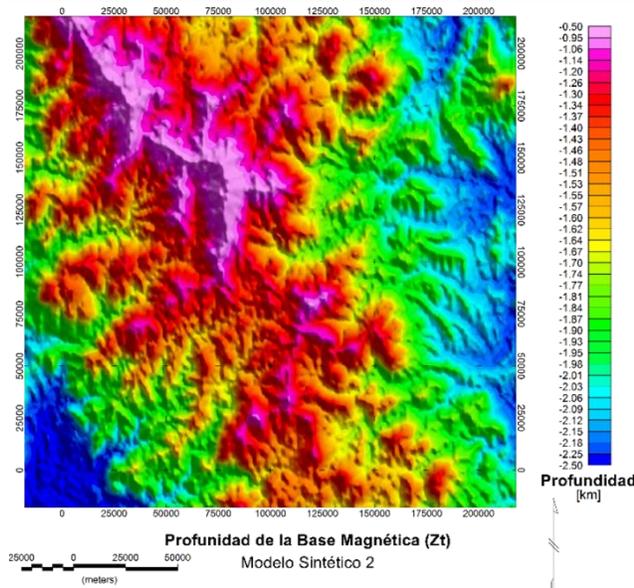


Figura 4.6 Profundidad de  $Z_t$  para el modelo 2.

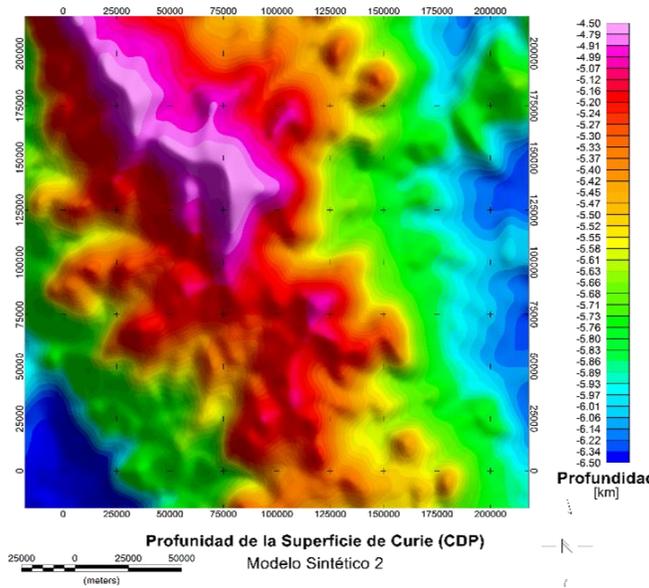


Figura 4.7 Profundidad de  $Z_b$  para el modelo 2.

Para el método ERP se requiere de la profundidad del centroide  $Z_0$  (Figura 4.8), y se obtuvo mediante la siguiente expresión,

$$Z_0 = Z_t + \frac{h}{2} \quad (30)$$

$h$  representa el espesor del estrato magnético,

$$h = Z_b - Z_t \quad (31)$$

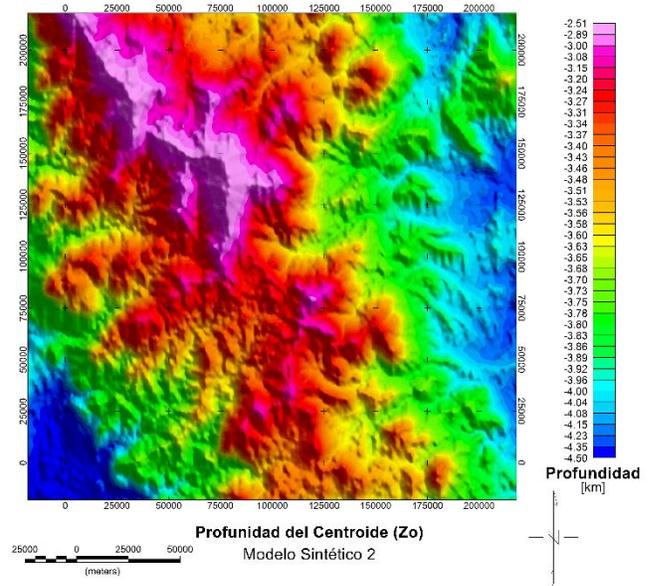


Figura 4.8 Profundidad de  $Z_0$  para el modelo 2.

Las anomalías magnéticas sintéticas obtenidas del modelo 2 están limitadas en una superficie de 200 x 200 km. Con intervalos de muestreo de 800 m en direcciones X y Y, siendo 251 muestras en cada dirección. Estos datos se almacenaron en los archivos ASCII, tipo XYZ:

1. AnomM2\_Sint\_IncDec.xyz - Anomalía de Campo Total del modelo sintético 2. (Figura 4.9)
2. AnomM2\_Sint\_IncDec\_RA.xyz – Anomalía de Campo Total, pero con ruido gaussiano pseudoaleatorio añadido con media 0.0 y desviación estándar igual al 5% de la desviación estándar de los datos libres de ruido:  $N(0, 0.05\sigma)$ . (Figura 4.10)

\*Campo Geomagnético aplicado para generar las anomalías 1 y 2. F: 40,244.4 [nT]; I: 47.3037 [°]; D: 3.8962 [°]

*Valores correspondientes al IGRF el mes de febrero de 2018 en la FI- UNAM.*

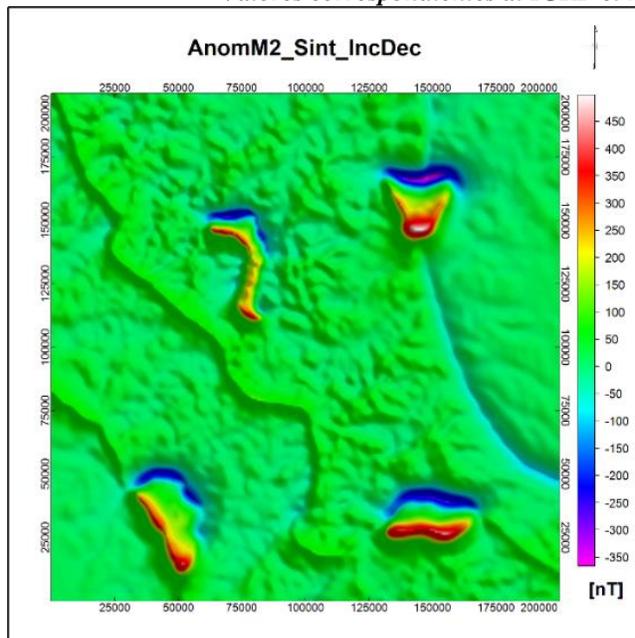


Figura 4.9 Mapa de la anomalía magnética con inclinación y declinación, producida por el Mod2.

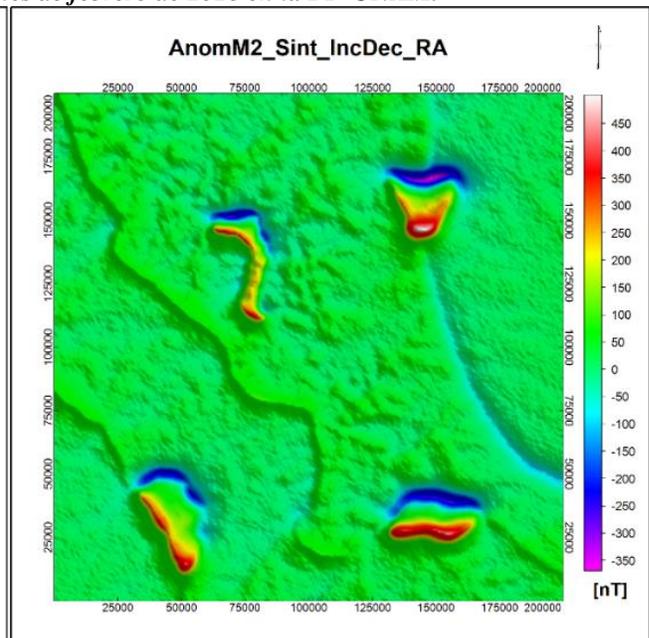


Figura 4.10 Mapa de la anomalía magnética con inclinación y declinación con ruido aleatorio, producida por el Mod2.

3. AnomM2\_Sint\_Polo.xyz - Anomalía de Campo Total calculada en el Polo. (Figura 4.11)
4. AnomM2\_Sint\_Polo\_RA.xyz - Anomalía de Campo Total calculada en el Polo, pero con ruido aleatorio (del mismo tipo que en el punto 2). (Figura 4.12)

\*Campo Geomagnético aplicado para generar las anomalías 3 y 4. F: 40,244.4 [nT]; I: 90.0 [°]; D: 0.0 [°]

*Valores para generar una anomalía reducida al polo sin artefactos debidos al proceso*

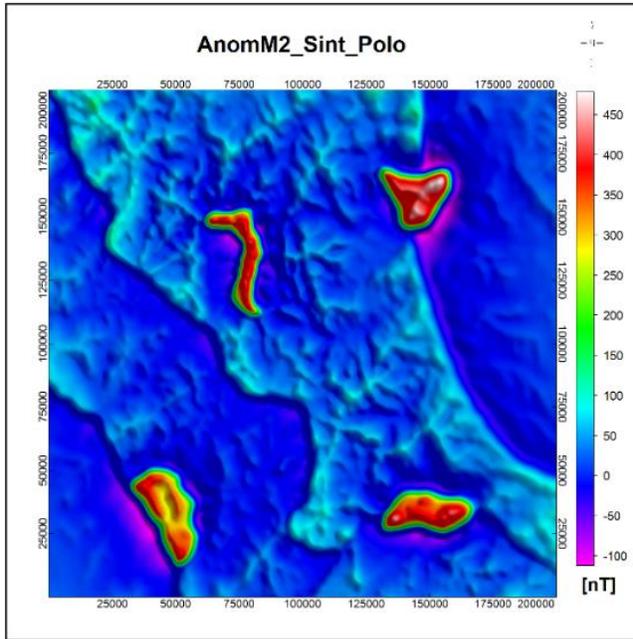


Figura 4.11 Mapa de la anomalía magnética reducida al polo, producida por el Mod2.

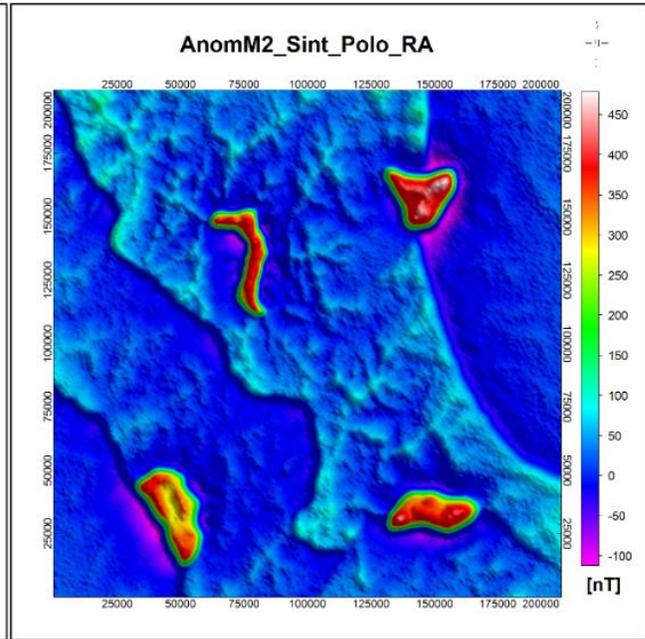


Figura 4.12 Mapa de la anomalía magnética reducida al polo con ruido aleatorio, producida por el Mod2.

## 4.2 Procesamiento de datos magnéticos sintéticos

### 4.2.1 Deconvolución de Euler 3D

El método de Deconvolución de Euler 3D consiste en localizar y estimar las profundidades de las fuentes magnéticas a partir de la solución de la ecuación de homogeneidad de Euler. Esta técnica se probó en los datos sintéticos con Reducción al Polo del Modelo 1 (en un área de 50 km x 50 km) y del Modelo 2 (en un área de 200 km x 200 km), puesto que dicho operador se requiere de dicho para su correcta aplicación.

El procesamiento realizado se describe a continuación (Figura 4.13),

1. Elección del tamaño de ventana de análisis

Modelo / Mapas de anomalía procesada	Tamaño de celda (metros)	Tamaño de ventana (número de celdas)	Tamaño de ventana (metros)
1 y 2 Polo	800	3	2400
		5	4000
		8	6400

Tabla 3. Tamaños de ventana de análisis empleadas para el método de Deconvolución de Euler 3D.

2. Índices estructurales (SI) empleados. Un índice estructural es un factor exponencial correspondiente a la velocidad de decaimiento del campo magnético con respecto a la distancia, para una geometría específica de la fuente. SI enteros: 0, 1, 2 y 3.
3. Obtención de la Señal Analítica de la anomalía de Reducción al Polo. (Figura 4.14 y 4.15 B)
4. Obtención de las derivadas horizontales ( $dx$ ,  $dy$ ) y vertical ( $dz$ ) de la Señal Analítica. (Figuras 4.14 y 4.15 C, D y E)
5. Aplicación del método de Deconvolución de Euler 3D.

NOTA. Los pasos 3 al 5 se realizaron en el software Oasis Montaj – Geosoft.

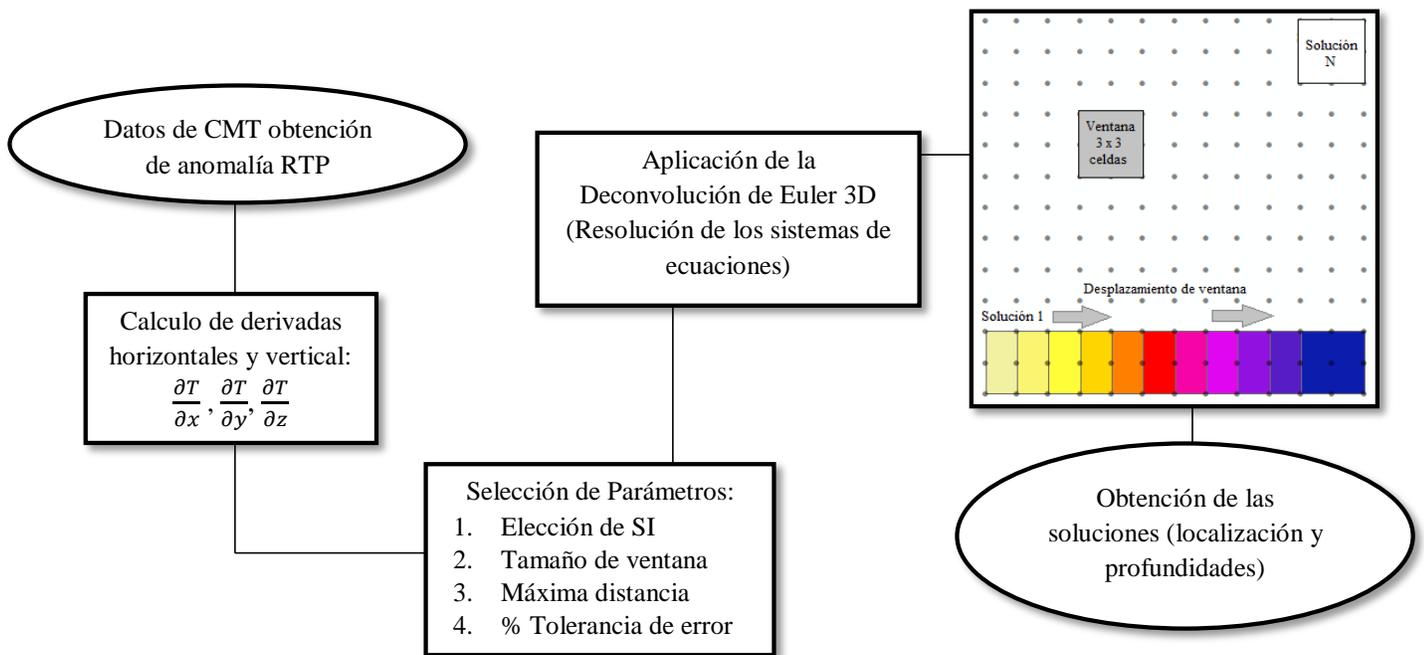


Figura 4.13 Diagrama de flujo del procesamiento de Deconvolución de Euler 3D

## Procesamiento del Modelo Sintético 1.

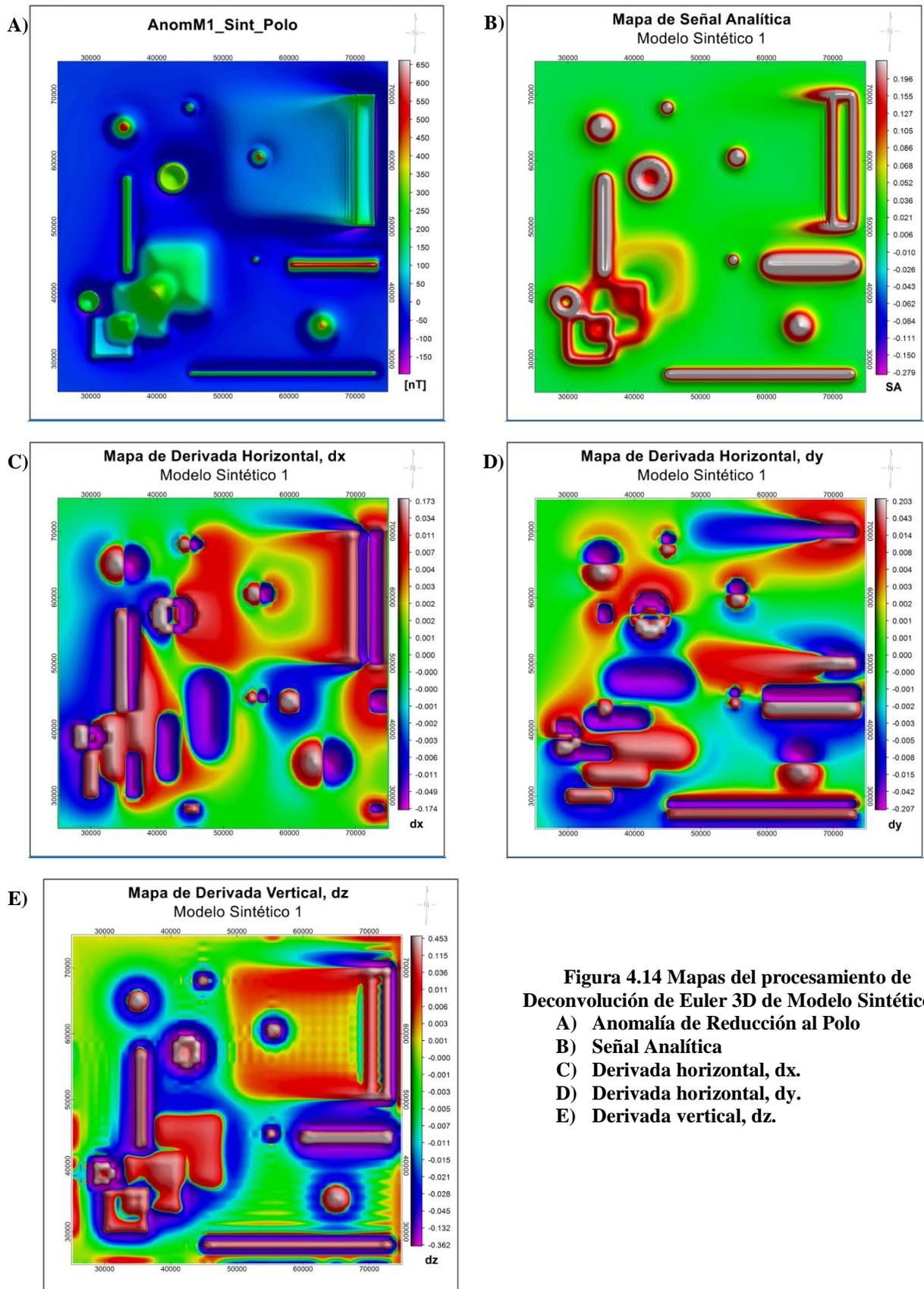
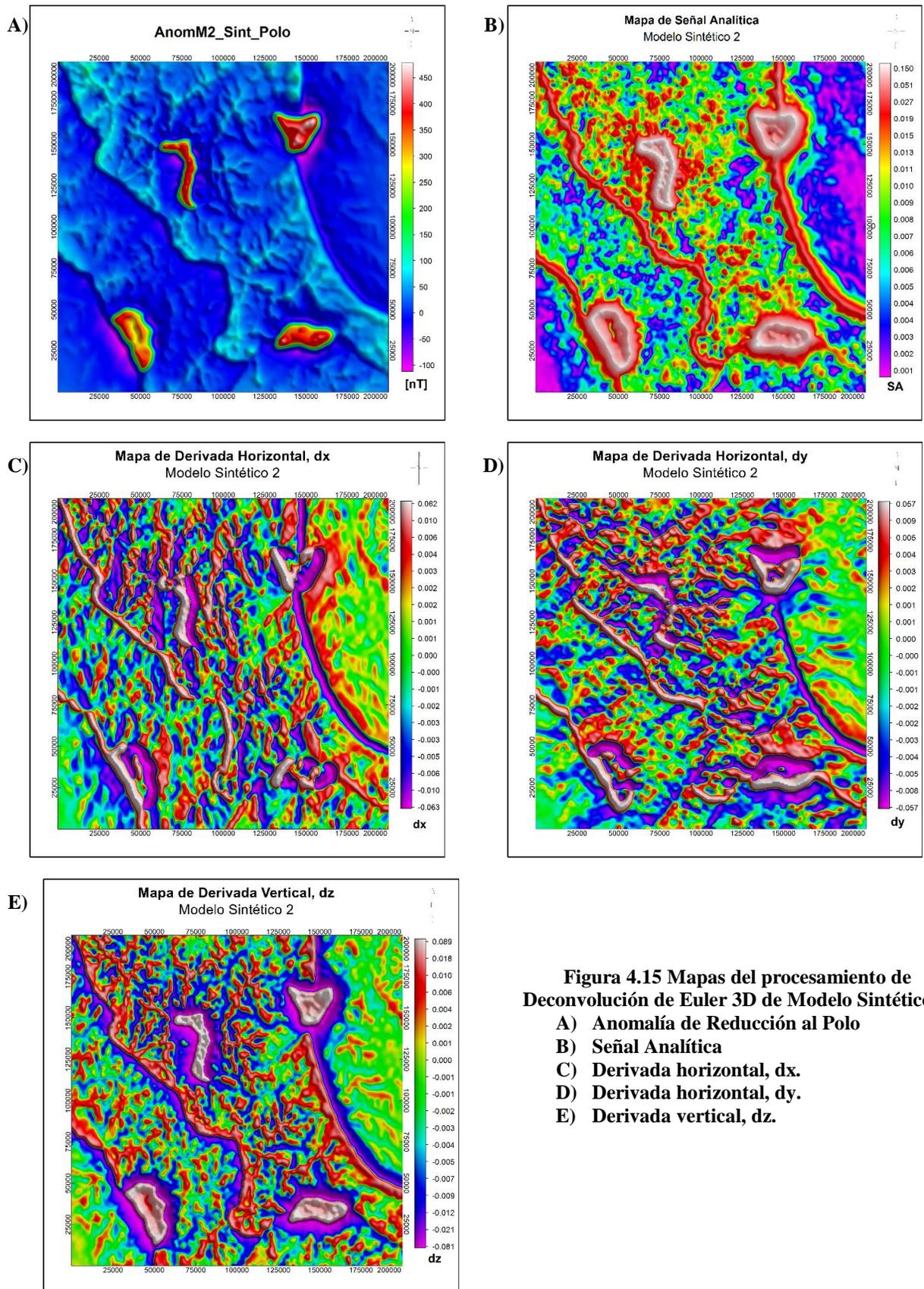


Figura 4.14 Mapas del procesamiento de Deconvolución de Euler 3D de Modelo Sintético 1.

- A) Anomalia de Reducción al Polo
- B) Señal Analítica
- C) Derivada horizontal, dx.
- D) Derivada horizontal, dy.
- E) Derivada vertical, dz.

## Procesamiento del Modelo Sintético 2.



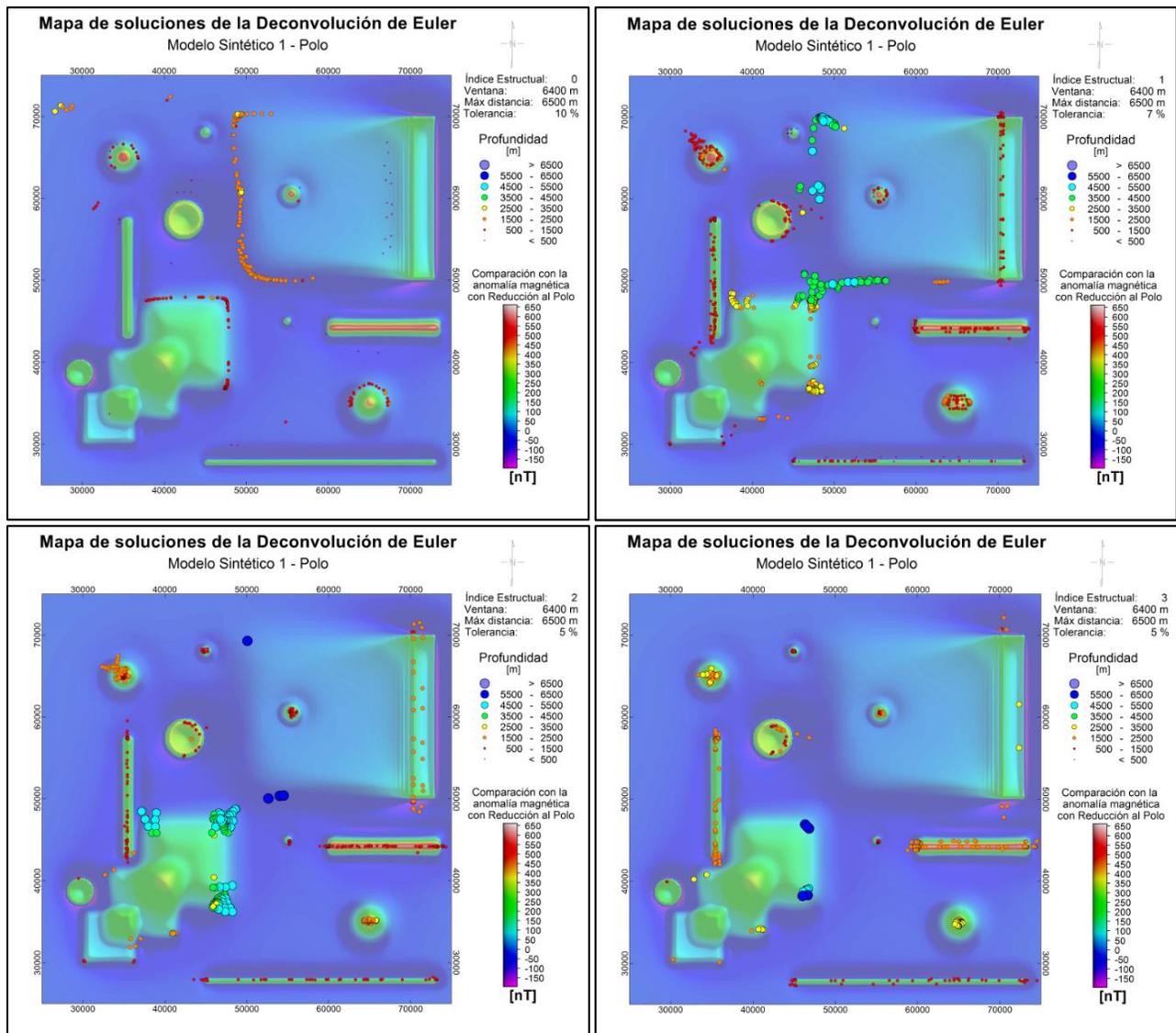
**Figura 4.15** Mapas del procesamiento de Deconvolución de Euler 3D de Modelo Sintético 2.

- A) Anomía de Reducción al Polo**
- B) Señal Analítica**
- C) Derivada horizontal, dx.**
- D) Derivada horizontal, dy.**
- E) Derivada vertical, dz.**

## Resultados de las pruebas sintéticas con Deconvolución de Euler 3D

Las soluciones estimadas en profundidad del Modelo Sintético 1 sirvieron de apoyo para identificar los mejores SI's, puesto que se trata de un modelo con elementos geométricos simples. En el Anexo 1 se muestran los resultados, separados por SI (de 0 a 3) contrastando con el mapa de anomalía reducida al polo. Posteriormente, para cada SI se muestran las soluciones estimadas para cada tamaño de ventana (3x3, 5x5, 8x8 celdas) a diferentes porcentajes de tolerancia de error (5, 7 y 10 %). Los resultados del Modelo Sintético 2, se presentan en el mismo formato (Anexo 2) con la diferencia de compararlos no sólo con la anomalía de reducción al Polo, sino también con la profundidad de la isoterma de Curie,  $Z_b$ .

Se observa que para cada estructura o geometría (SI), la delimitación de sus bordes es mejor en los siguientes porcentajes de tolerancia de error: SI=0 con 10%, SI=1 con 7%, y con un 5% para SI=2 y 3. Además, se identificó que se tiene menor dispersión en la localización de soluciones el máximo tamaño de ventana, es decir de 8 x 8 celdas (Figuras 4.16 y 4.17).



**Figura 4.16** Mapas de las mejores soluciones de Deconvolución de Euler 3D para el Modelo Sintético 1, con SI de 0 a 3 con diferentes porcentajes de tolerancia de error para cada índice. Contrastando las soluciones con la anomalía de reducción al polo.

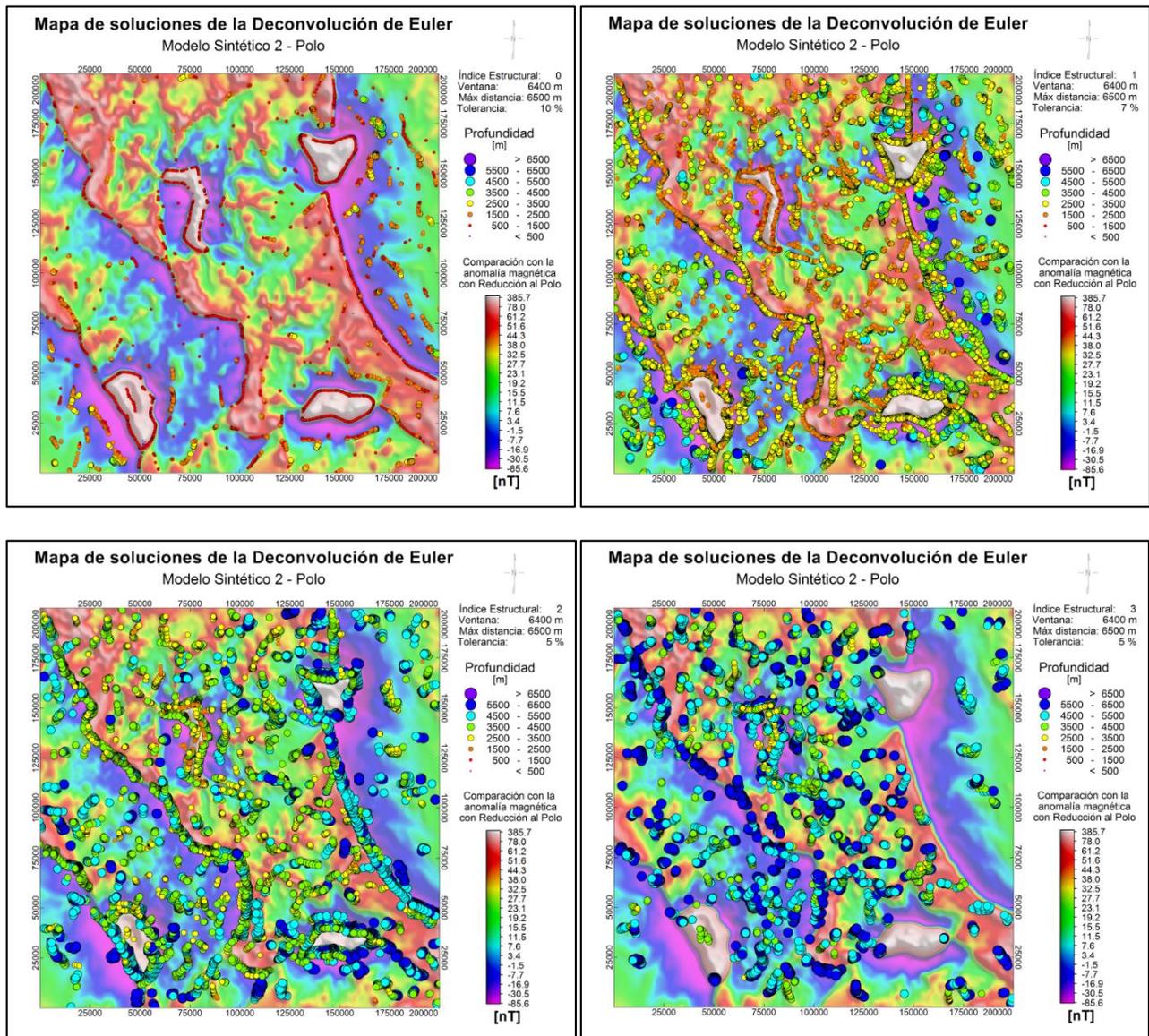


Figura 4.17 Mapas de las mejores soluciones de Deconvolución de Euler 3D para el Modelo Sintético 2, con SI de 0 a 3 con diferentes porcentajes de tolerancia de error para cada índice. Contrastando las soluciones con la anomalía de reducción al polo.

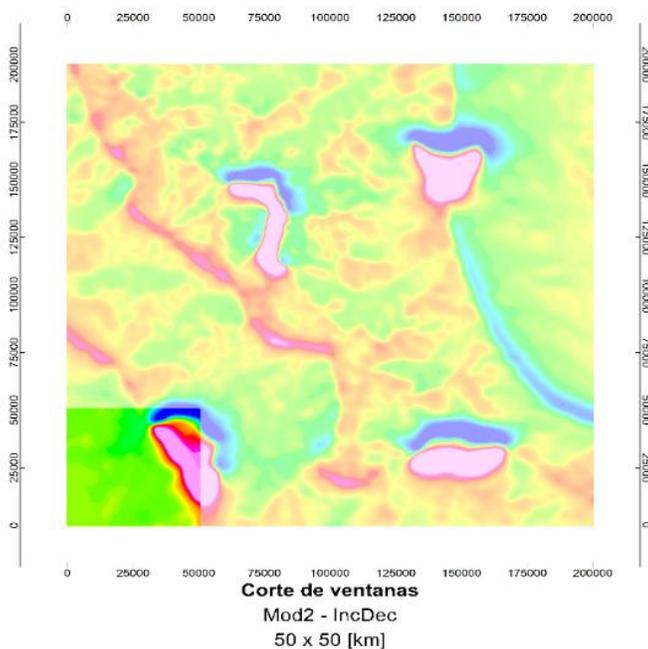
#### 4.2.2 Espectro Radial de Potencias

El procesamiento del Espectro Radial de Potencias se realizó únicamente en el Modelo Sintético 2, debido a que incluye el a la profundidad de la Isoterma de Curie y la cima para su modelación. Recordando que el Modelo 2 corresponde a un área de 200 km x 200 km con diferentes susceptibilidades magnéticas limitadas verticalmente por la base magnética (límite superior) y la profundidad de la isoterma de Curie (límite inferior).

El objetivo de efectuar las pruebas sintéticas es definir los mejores parámetros para emplear en los datos reales, los cuales son el tipo de anomalía magnética (con y sin reducir al polo) y el tamaño de ventana. Las pruebas se realizaron en un programa desarrollado por GEOTEM Ingeniería S. A. de C. V., nombrado TerraWare®. Donde es posible procesar de manera semiautomática los datos aeromagnéticos. Cabe mencionar que se otorgó un permiso para publicar exclusivamente los resultados estimados en la plataforma.

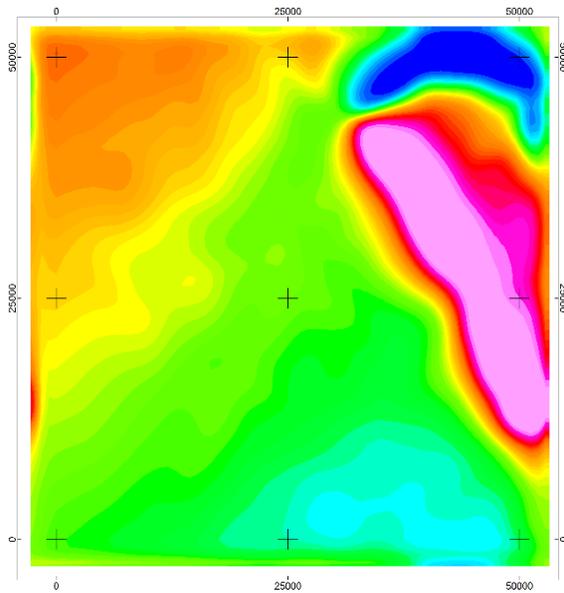
A través de la interfaz desarrollada de procesamiento se calculó del ERP promediado de forma automática; algunas pruebas fueron realizadas sobre el criterio de corte en frecuencia y selección de pendientes automatizado en un mismo rango de longitudes en el espectro. Sin embargo, cada ventana consta de diferente contenido de frecuencias, por ende, el ERP es distinto, y para evitar errores de interpretación en la selección de pendientes se optó por realizar la interpretación de los espectros de forma individual, seleccionando manualmente los rangos de frecuencia que estiman las profundidades  $Z_0$  y  $Z_t$  que representan respectivamente el centroide y la cima de la capa magnética, y finalmente con éstos parámetros se calculó la profundidad a la isoterma de Curie ( $Z_b$ ).

El método ERP para estimar la profundidad a la superficie de Curie de una ventana consiste en la siguiente secuencia, y para ejemplificar, se utilizará una ventana de 50 x 50 km con punto de atribución (25, 25 km) de los datos *AnomM2\_Sint\_IncDec* (Figura 4. 18).

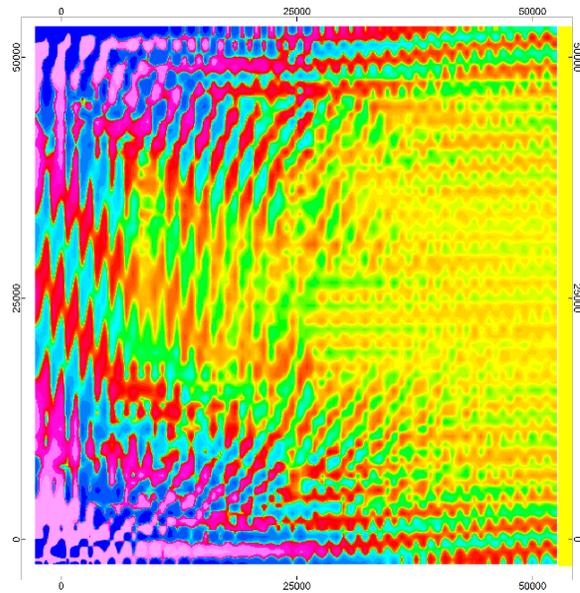


**Figura 4.18** Ejemplo de ventana de análisis de 50 x 50 km con punto de atribución al centro de (25, 25) km

Se realiza un tratamiento previo a la Transformada de Fourier que comúnmente es expandir un 10 % la malla para contrarrestar el efecto de borde (Figura 4.19), para posteriormente realizar la transformada de Fourier 2D a la ventana preparada (Figura 4.20). Sin embargo, más adelante se mostrará el efecto que se presenta en la estimación efectuando un Taper Interno en los bordes.

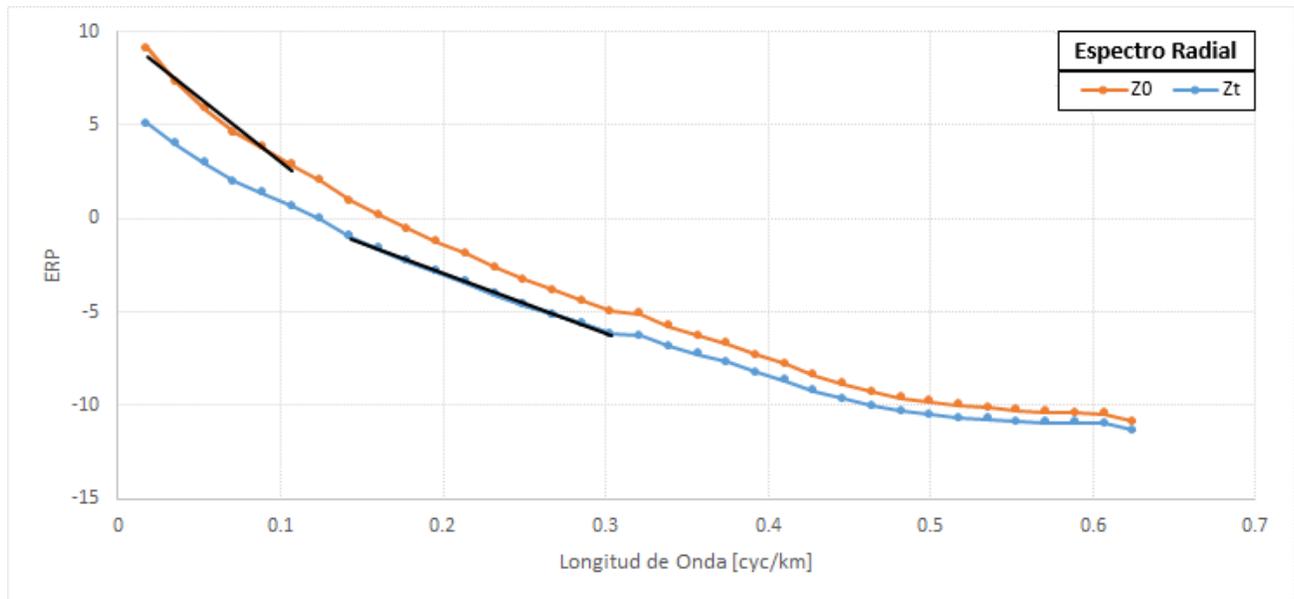


**Figura 4.19** Pre-procesamiento a la ventana de análisis con expansión en los bordes de 10 %



**Figura 4.20** Transformada de Fourier 2D a la ventana de análisis.

Posteriormente para cada una de las transformadas de Fourier se obtiene el Espectro Radial de Potencia y el normalizado,



**Figura 4.21** Ejemplo del Espectro Radial de Potencias con la selección de pendientes para  $Z_0$  y  $Z_t$ .

```

2-D      AVERAGED
/        RADIALLY POWER SPECTRUM
/
Average  rum      n(E) =
/ Spect  Density L  1.7080   7.00E+01
/
/        CYC/K_unit #_SAMP Ln_P      3_DEPTH  5_DEPTH
/ -----
/
0.00E+00  1.00E+00  3.44E+00  0.00E+00  *
1.79E-02  6.34E+00  5.76E+00  0.00E+00  *
3.57E-02  1.25E+01  4.69E+00  4.74E+00  2.16E+00
5.36E-02  1.91E+01  3.63E+00  4.53E+00  4.26E+00
7.14E-02  2.44E+01  2.66E+00  3.51E+00  3.66E+00
8.93E-02  3.26E+01  2.06E+00  2.95E+00  3.20E+00
1.07E-01  3.70E+01  1.34E+00  3.14E+00  3.24E+00
1.25E-01  4.40E+01  6.50E-01  3.64E+00  3.45E+00
1.43E-01  5.06E+01  -2.96E-01  3.57E+00  3.36E+00
1.61E-01  5.59E+01  -9.54E-01  2.86E+00  3.05E+00
1.79E-01  6.41E+01  -1.58E+00  2.72E+00  2.72E+00
1.96E-01  6.77E+01  -2.18E+00  2.57E+00  2.66E+00
2.14E-01  7.58E+01  -2.73E+00  2.70E+00  2.66E+00
2.32E-01  8.23E+01  -3.39E+00  2.72E+00  2.61E+00
2.50E-01  8.71E+01  -3.96E+00  2.40E+00  2.44E+00
2.68E-01  9.54E+01  -4.47E+00  2.19E+00  2.28E+00
2.86E-01  9.86E+01  -4.94E+00  2.26E+00  1.95E+00
3.04E-01  1.09E+02  -5.48E+00  1.39E+00  1.70E+00
3.21E-01  1.13E+02  -5.56E+00  1.47E+00  1.72E+00
3.39E-01  1.19E+02  -6.14E+00  2.29E+00  1.90E+00
3.57E-01  1.26E+02  -6.59E+00  1.94E+00  2.14E+00
3.75E-01  1.31E+02  -7.01E+00  2.18E+00  2.10E+00
3.93E-01  1.40E+02  -7.57E+00  2.17E+00  2.18E+00
4.11E-01  1.43E+02  -7.98E+00  2.18E+00  2.19E+00
4.29E-01  1.51E+02  -8.55E+00  2.21E+00  2.04E+00
4.46E-01  1.58E+02  -8.98E+00  1.74E+00  1.79E+00
4.64E-01  1.63E+02  -9.33E+00  1.43E+00  1.40E+00
4.82E-01  1.71E+02  -9.62E+00  1.03E+00  1.08E+00
5.00E-01  1.74E+02  -9.79E+00  7.79E-01  7.99E-01
5.18E-01  1.83E+02  -9.97E+00  5.88E-01  6.07E-01
5.36E-01  1.89E+02  -1.01E+01  4.56E-01  4.59E-01
5.54E-01  1.94E+02  -1.02E+01  3.33E-01  3.09E-01
5.71E-01  2.02E+02  -1.02E+01  1.39E-01  2.13E-01
5.89E-01  2.05E+02  -1.02E+01  1.67E-01  4.22E-01
6.07E-01  2.16E+02  -1.03E+01  9.59E-01  *
6.25E-01  2.08E+02  -1.07E+01  1.72E+00  *
    
```

**Tabla 4. Ejemplo del Espectro Radial de Potencias discretizado**

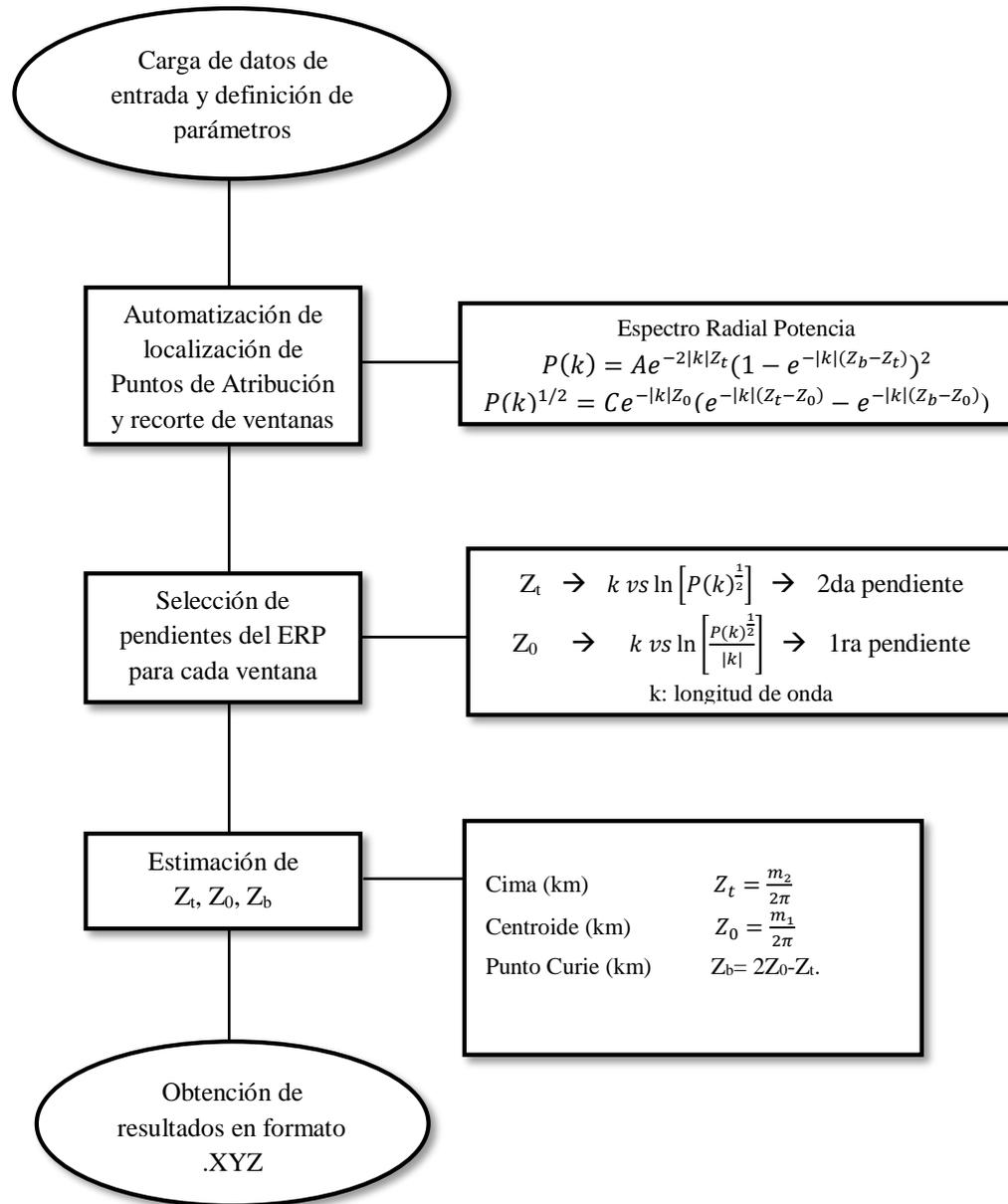
Por último, se estima la profundidad del centroide, cima y base de la fuente magnética,  $Z_0$ ,  $Z_t$  y  $Z_b$  respectivamente para cada ventana. En la Figura 4.21 se muestra el diagrama de flujo que describe el proceso del método ERP.

Ahora se presentará el flujo de trabajo en el cual se basa el procesamiento semiautomático de TerraWare®. Los parámetros empleados para las pruebas sintéticas se describen en la siguiente tabla.

Mod2 / Mapas de anomalía procesada	Tamaños de ventanas [km]	% Traslape	Número de ventanas	Distancia entre CDP [km]
IncDec	32	53.125	144	15
IncDec_RA	50	70	121	15
Polo	64	76.5625	100	15
Polo_RA				

**Tabla 5. Parámetros empleados para el procesamiento de las anomalías del Modelo Sintético 2 en la plataforma de Terraware®. NOTA: El muestreo de cada ventana corresponde al muestreo original del modelo, 800 metros.**

En la Figura 4.22 se detalla el diagrama para la obtención de la profundidad  $Z_b$

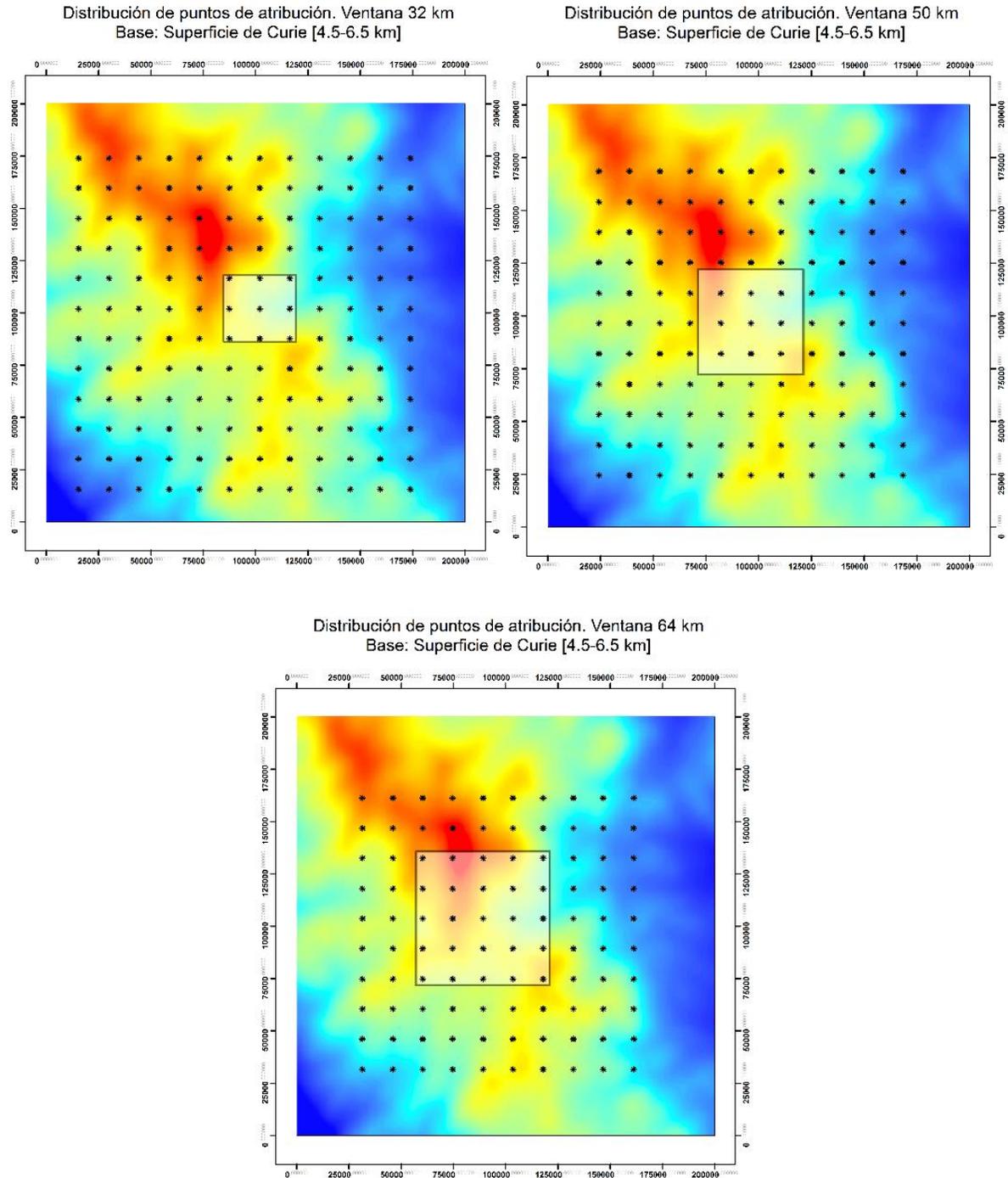


**Figura 4.22 Diagrama para la obtención de la profundidad  $Z_b$ . Donde,  $k$ : Número de Onda,  $P$ : Espectro de Potencia,  $m_1$ : la primer pendiente de la relación  $k \text{ vs } \ln \left( \frac{P^{\frac{1}{2}}}{|k|} \right)$  y  $m_2$ : la segunda pendiente de la relación  $k \text{ vs } \ln \left( P^{\frac{1}{2}} \right)$ .**

Finalmente se generan las cuadrículas de resultados con interpolación de mínima curvatura, se evalúa la efectividad del método obteniendo el error ( $e = \text{Profundidad Estimada} - \text{Profundidad Real}$ ) para cada ventana y se calcula la desviación estándar (en  $km$ ) para todas las ventanas. El error también se visualiza para considerarlo como parámetro de calidad en la estimación de las profundidades de la capa magnética. Si la diferencia es negativa quiera decir que la profundidad se subestima y en caso de que sea positiva se sobreestima.

## Resultados de las pruebas sintéticas con Espectro Radial de Potencias

Los puntos de atribución para el Modelo 2 son variados para cada tamaño de ventana, puesto que los mapas de anomalía magnética están en un rango de 0 a 200 km. A medida que aumenta el tamaño de ventana los puntos de atribución se van reduciendo en número y concentrándose en el centro del área de estudio (Figura 4.23).

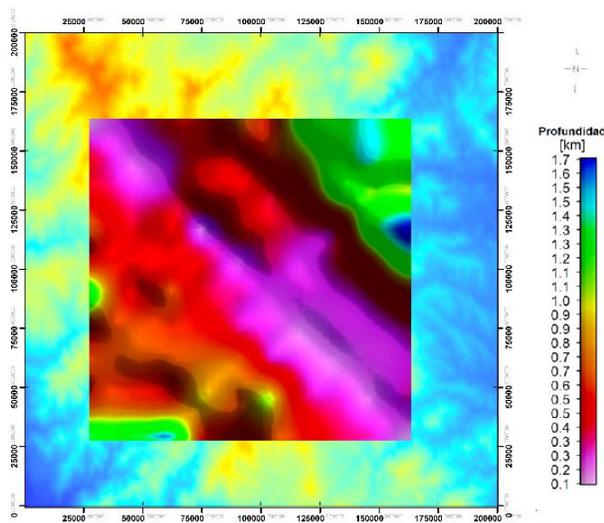


**Figura 4.23** Mapas de distribución de los puntos de atribución para cada tamaño de ventana empleado en el Modelo Sintético 2, de base se observa la superficie de Curie [4.5-6.5 km]

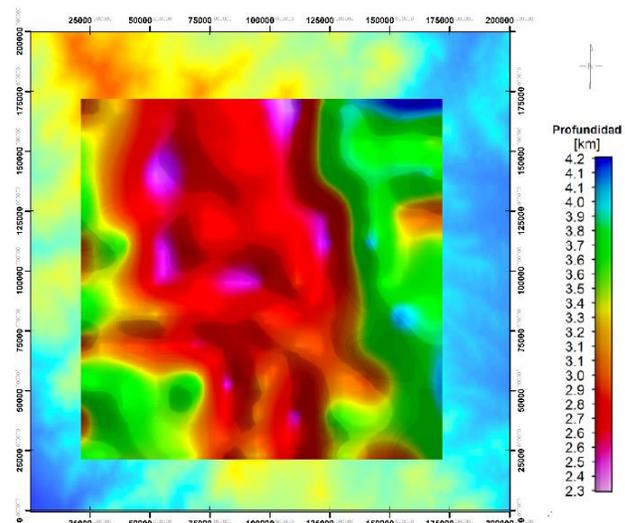
Los resultados se encuentran catalogados por estimación de profundidades ( $Z_t$ ,  $Z_0$  y  $Z_b$ ), después por tipo de anomalía magnética, a su vez por tamaño de ventana y seguido se mostrará el error para cada prueba en el Anexo 3.

Considerando como criterio de elección de los parámetros al error relativo entre las profundidades reales y sus estimaciones se obtiene que para la cima ( $Z_t$ ) el mejor tamaño de ventana es de 64 km obtenido para la anomalía *IncDec* con una variación de -1.7 a 0 km (Figura 4.23). Para la estimación del centroide ( $Z_0$ ) se obtiene el menor error de -0.8 a 0.8 para la misma ventana de 64 km, pero en este caso para la anomalía de *Polo* (Figura 4.24). Por último, el menor error obtenido para la superficie de Curie ( $Z_b$ ) corresponde al tamaño de ventana de 32 km para la anomalía magnética de *IncDec\_RA*, con un rango de -1.6 a 1.4 km. Sin embargo, no sólo se considera el error relativo sino también la distribución de las profundidades estimadas, en la que se busca una tendencia en donde se encuentren las profundidades someras en la parte central en dirección NW-SE y las más profundas a los extremos.

Es importante mencionar que para el caso de las estimaciones de la cima magnética  $Z_t$ , el método estima dentro del rango de profundidades, pero no muestra una adecuada distribución con respecto al modelo. Por lo que se optó seccionar el criterio de elección de pendiente en la prueba de la anomalía *IncDec* de tamaño de ventana de 64 km. En la zona central la elección de pendientes se encontraba en un rango de frecuencias más alto con respecto a la selección en los extremos de la anomalía. Es en ésta prueba donde se obtiene el menor error relativo y mejor distribución de las profundidades de la cima.

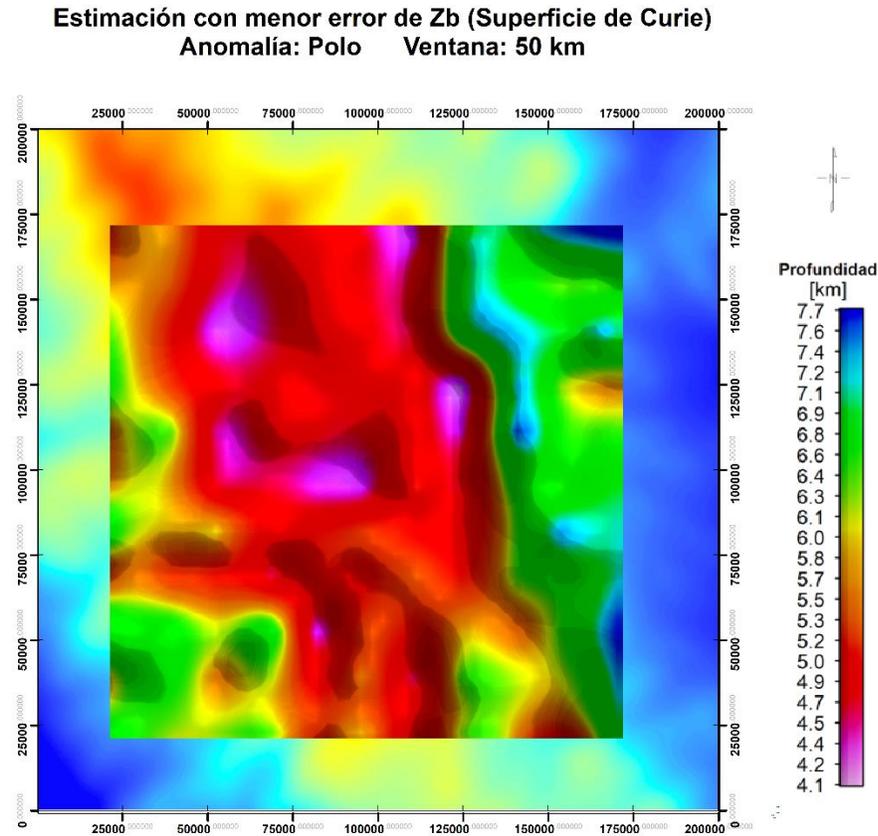


**Figura 4.24** Mejor estimación para  $Z_t$  del Mod2. Anomalía *IncDec* con ventana de 64 x 64 km. Comparación con la cima del modelo sintético.



**Figura 4.25** Mejor estimación para  $Z_0$  del Mod2. Anomalía *Polo* con ventana de 50 x 50 km. Comparación con el centroide del modelo sintético.

Teniendo presente que el objetivo del método ERP es estimar la profundidad de la isoterma de Curie, y los criterios del error y distribución de las profundidades, se considera que las mejores estimaciones se obtienen con los siguientes parámetros de procesamiento: anomalía reducida al polo y tamaño de ventana de 50 km (Figura 4.25 y Figura 4.26), es decir 10 veces la profundidad promedio del objetivo. Además, de adecuar el criterio selección de pendiente de acuerdo al contenido de frecuencias para cada ventana.



**Figura 4.26** Mejor estimación para  $Z_b$  del Mod2. Anomalía Polo con ventana de 50 x 50 km. Comparación con la superficie de Curie del modelo sintético.

### 4.3 Datos aeromagnéticos reales

Los datos aeromagnéticos empleados para la Brecha de Guerrero son resultado de la conjunción de dos zonas: la continental y la oceánica. El Servicio Geológico Mexicano se encarga de realizar levantamientos aeromagnéticos, mismos que fueron adquiridos por el Instituto de Geofísica de la UNAM. Dichos datos comprenden la zona continental del país, se encuentran a una resolución de 200 metros y el campo magnético total (CMT) representado en nanoteslas (nT). Para complementar la zona oceánica se construyó una malla con datos libres de modelos geomagnéticos globales, en este caso se utilizó el World Digital Magnetic Anomaly Map 2015. El modelo WDMAM15 consiste en una compilación de datos magnéticos superficiales con una resolución de 2 minutos de arco, un modelo global magnético de la litosfera terrestre. Para obtener el mapa de CMT se eliminaron las diferencias en frecuencia y muestreo entre ellas uniendo finalmente en una sola malla de datos equiespaciados cada 200 metros mediante una función de suavizado uniforme e interpolación bicúbica descrito por Bhattacharyya (1966).

La extensión de los datos magnéticos es diferente para cada método. En el caso de la Deconvolución de Euler 3D comprende un área de 200 x 200 km y para el Espectro Radial de Potencia un área de 400 x 400 km, con el objetivo que cubrir la misma zona con soluciones y profundidades estimadas (Figura 4.27).

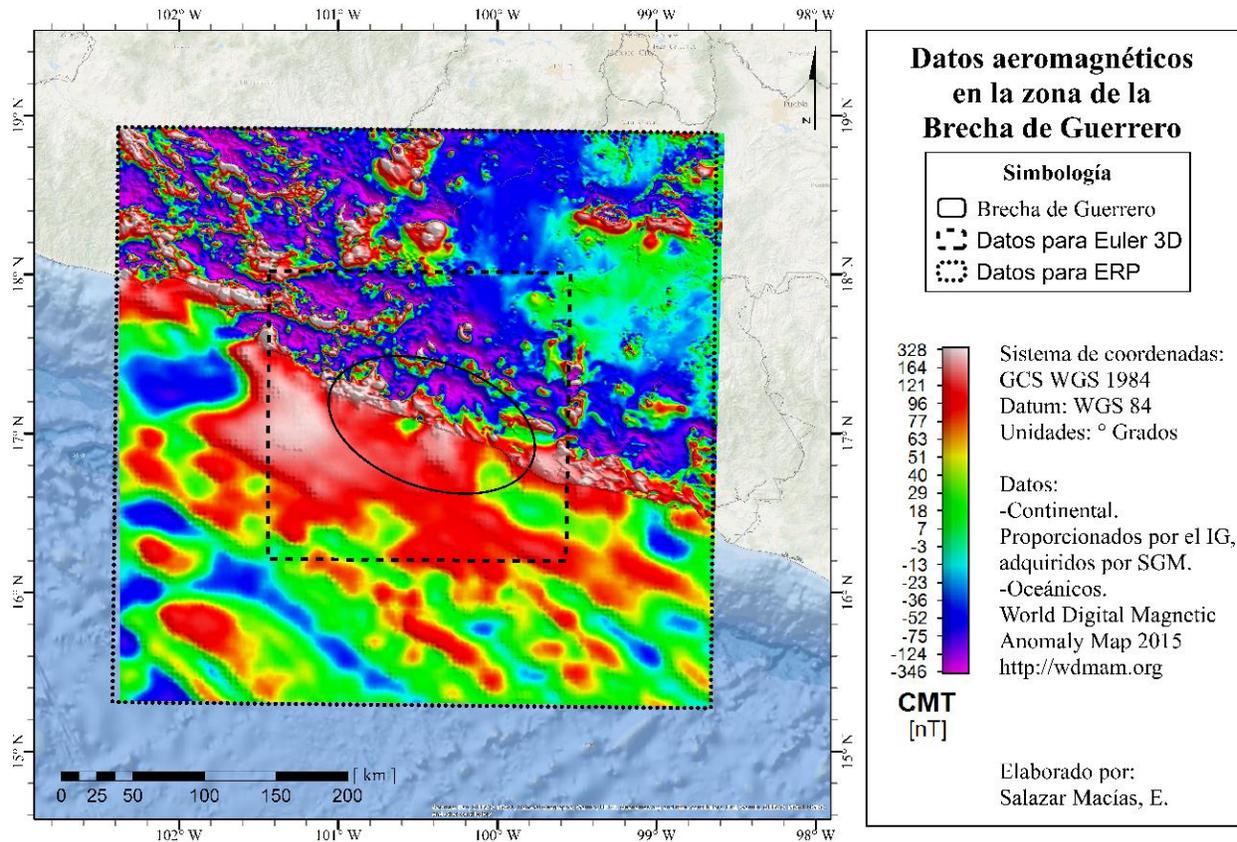


Figura 4.27 Datos aeromagnéticos de CMT [nT] utilizados para estudiar la zona de la Brecha de Guerrero. Resolución: 200 m.

## 4.4 Procesamiento de datos aeromagnéticos reales

### 4.4.1 Deconvolución de Euler 3D en la Brecha de Guerrero

El procesamiento en el caso real comienza con la aplicación de Reducción al Polo (RTP) de la anomalía de CMT (Figuras 4.28 y 4.29), puesto que el análisis realizado en los modelos sintéticos muestra una buena estimación en cuanto a posición y profundidad de las fuentes magnéticas. Con base en el análisis con datos sintéticos, la metodología ejecutada para datos reales se describe a continuación,

1. Elección del tamaño de ventana de análisis

Anomalía procesada	Tamaño de celda (metros)	Tamaño de ventana (no. de celdas)	Tamaño de ventana (metros)
Reducción al Polo	800	3	2400
		5	4000
		8	6400

Tabla 6. Parámetros empleados (ventana) para el procesamiento de la anomalía de CMT en la Brecha de Guerrero con el método Deconvolución de Euler 3D.

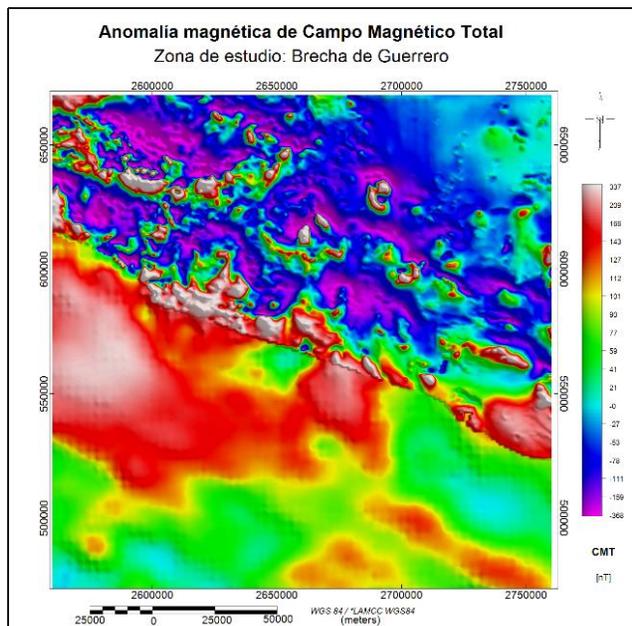
2. Porcentaje de tolerancia de error para cada Índice Estructural empleado. La elección de cada porcentaje está basada a los mejores resultados mostrados en el análisis a los datos sintéticos.

Índice estructural (SI)	Geometría de la fuente	% tolerancia de error
0	Dipolos aislados	10
1	Lineamientos, fallas, fracturas	7
2	Estructuras bidimensionales, diques, cilindros	5
3	Cuerpos de volumen finito	5

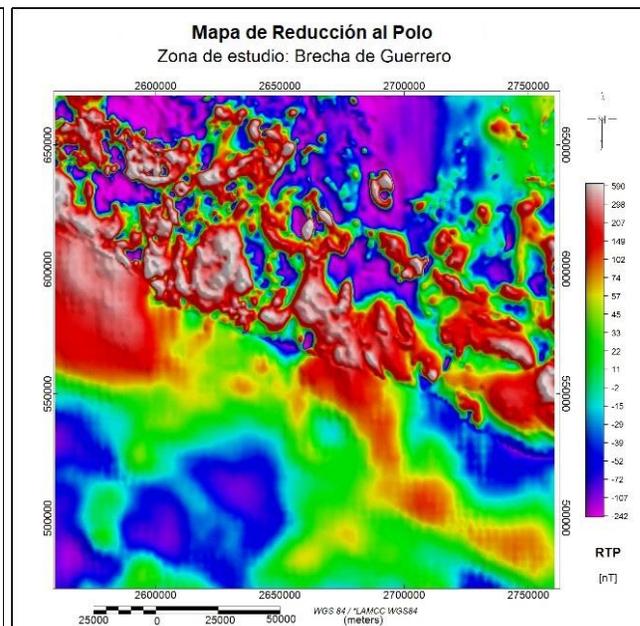
**Tabla 7. Parámetros empleados (SI) para el procesamiento de la anomalía de CMT en la Brecha de Guerrero con el método Deconvolución de Euler 3D.**

- Obtención de la Señal Analítica de la anomalía de Reducción al Polo. (Figura 4.30)
- Obtención de las derivadas horizontales y vertical de la Señal Analítica. (Figuras 4.31-4.33)
- Aplicación del método de Deconvolución de Euler 3D.

NOTA. Los pasos 3 al 5 se realizaron en el software Oasis Montaj – Geosoft®.



**Figura 4.28 Anomalía de Campo Magnético Total [nT] para el procesamiento de Deconvolución de Euler 3D**



**Figura 4.29 Mapa de Reducción al Polo [nT] para el procesamiento de Deconvolución de Euler 3D**

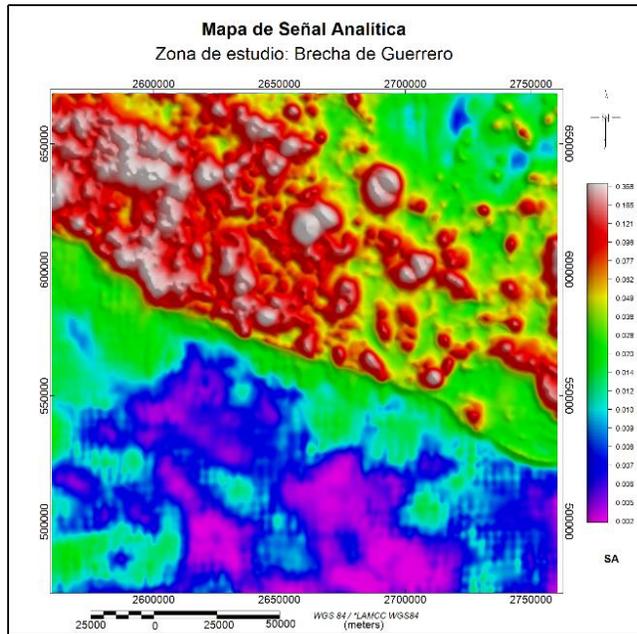


Figura 4.30 Mapa de amplitud de Señal Analítica en la Brecha de Guerrero.

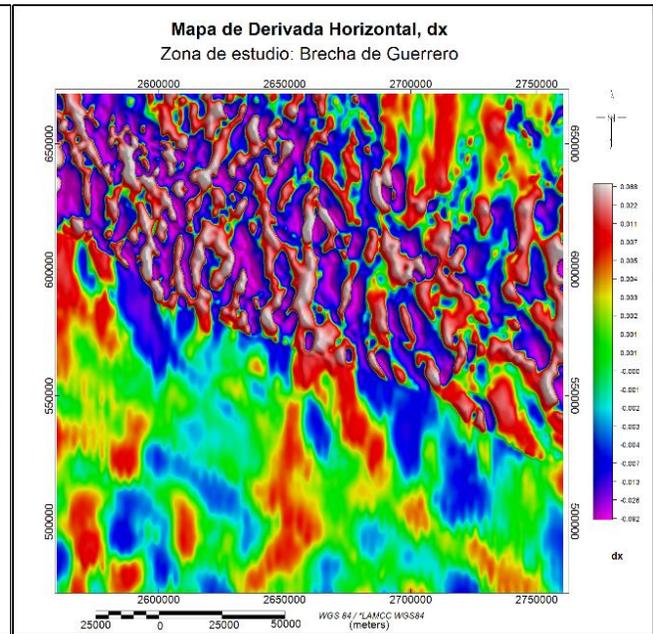


Figura 4.31 Mapa de la derivada horizontal dx en la Brecha de Guerrero.

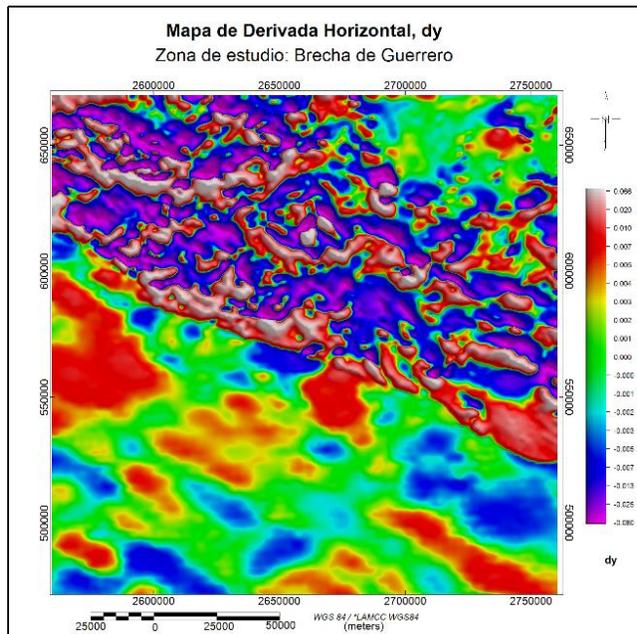


Figura 4.32 Mapa de la derivada horizontal dy en la Brecha de Guerrero.

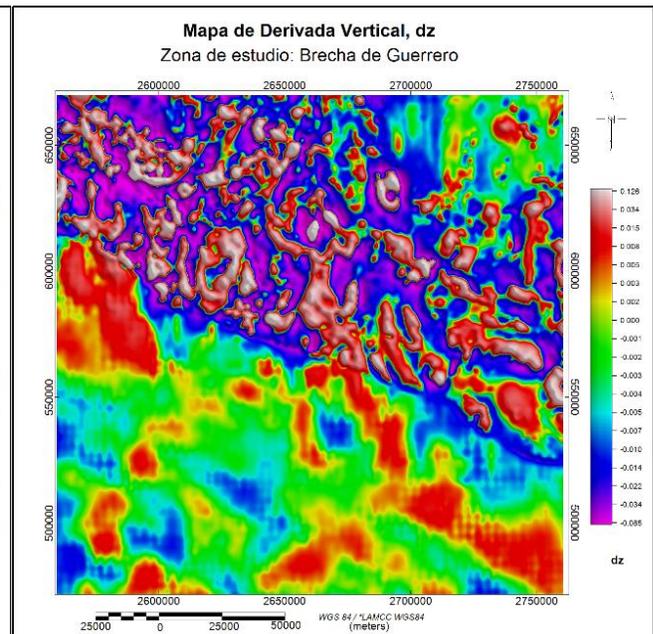
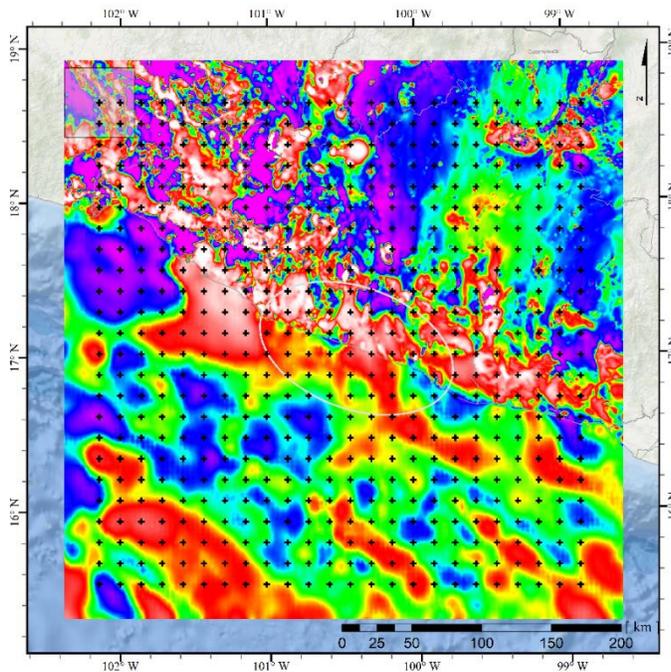


Figura 4.33 Mapa de la derivada vertical dz en la Brecha de Guerrero.

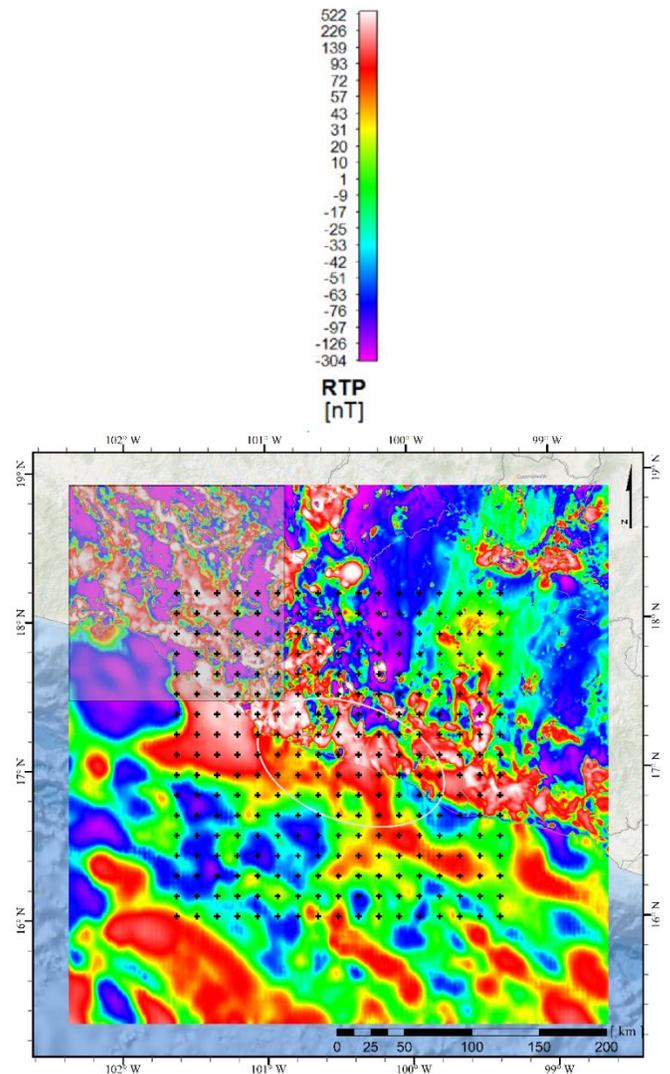
En el siguiente capítulo se muestran las soluciones estimadas de la profundidad y delimitación de los cuerpos magnéticos en el subsuelo con el método de Deconvolución de Euler 3D.

#### 4.4.2 Espectro Radial de Potencias en la Brecha de Guerrero

El procesamiento del método ERP se ejecutó con dos configuraciones de parámetros iniciales, buscando una misma separación entre puntos de atribución (PA) de 15 km. La primera configuración corresponde al análisis de los datos sintéticos, siendo un tamaño ventana de 50 x 50 km como mejor estimador y para cumplir la distancia entre PA se ocupa un traslape de 70% (Figura 4.34). Los parámetros usados en el segundo procesamiento son considerando los estudios previos en la zona, ya que se ha estimado en un rango de 10 a 20 [km] (Manea y Manea, 2011; Castellanos et al., 2018; Jodicke et al., 2006; Husker et al., 2017). Para garantizar la profundidad estimada previamente, se optó tomar como profundidad objetivo 16 km, ligeramente arriba del promedio de profundidades esperadas. Tomando ventanas de 160 x 160 km con un traslape de 90.625% para cumplir con 15 km de separación entre puntos de atribución (Figura 4.35).

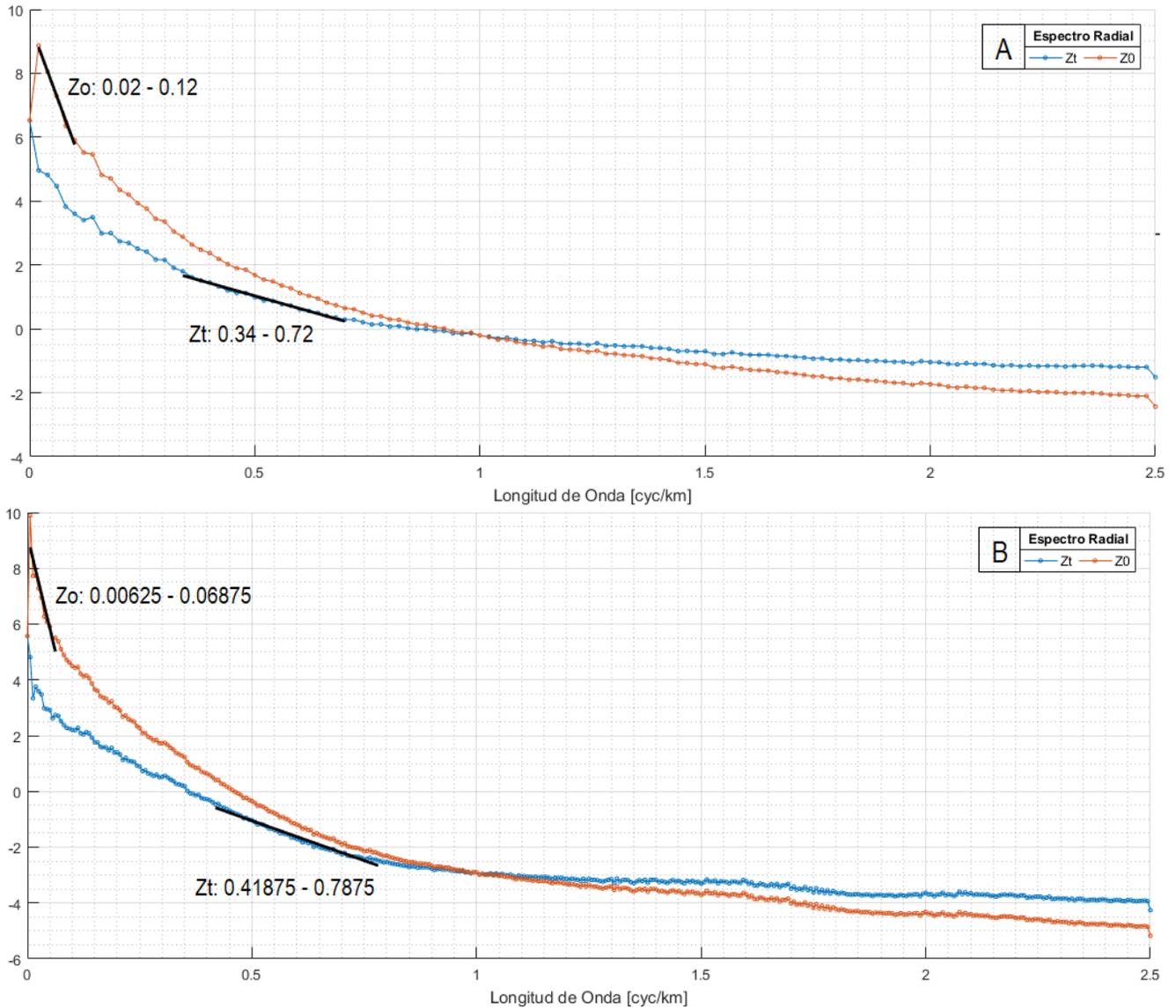


**Figura 4.34** Datos aeromagnéticos de RTP [nT] utilizados para estudiar la zona de la Brecha de Guerrero. Distribución de puntos de atribución a 15 km con ventanas de 50 x 50 km.



**Figura 4.35** Datos aeromagnéticos de RTP [nT] utilizados para estudiar la zona de la Brecha de Guerrero. Distribución de puntos de atribución a 15 km con ventanas de 160 x 160 km.

Los datos de entrada (anomalía magnética, RTP) y parámetros (tamaño de ventana y porcentaje de traslape) se ingresan en la plataforma de TerraWare®, en donde se realiza la selección de pendientes para el ERP de cada ventana y así obtener el cálculo de  $Z_t$ ,  $Z_0$  y  $Z_b$ . En la Figura 4.36 se muestran un par de ejemplos de la selección de pendientes, uno por cada configuración de procesamiento.



**Figura 4.36 Espectro Radial de Potencias con selección de pendientes para estimar  $Z_t$  y  $Z_0$ . A) Ventana 324 de 576. Tamaño de 50 x 50 km. B) Ventana 162 de 289. Tamaño de 160 x 160 km.**

Los resultados estimados de la profundidad a la superficie de Curie se presentan en el próximo capítulo, así como la cima y centroide en el área de la Brecha de Guerrero. Dichos datos fueron interpolados con el método de mínima curvatura a una resolución de 15 km para cada malla procesada.

## Capítulo 5. Resultados

### 5.1 Profundidades estimadas del horizonte magnético con el método de Deconvolución de Euler 3D

Las soluciones de profundidad estimadas para la zona de la Brecha de Guerrero se presentan de dos maneras conforme al análisis efectuado a los casos sintéticos. En el primer caso, se encontró que para cada SI existe un porcentaje de tolerancia de error para el cual se estima mejor la profundidad de las fuentes magnéticas. Ahora bien, también se observó que el tamaño de ventana que delimita con mayor claridad a las fuentes magnéticas es el de 6400 m. Para lo cual se muestran las soluciones estimadas de dicho tamaño de ventana para los índices estructurales 1, 2 y 3 con sus respectivos porcentajes de tolerancia de error (Tabla 7).

Índice estructural (SI)	Tamaño de ventana	% tolerancia de error
0	2400, 4000 y 6400	10
1	6400	5, 7 y 10
2	6400	5, 7 y 10
3	6400	5, 7 y 10

Tabla 8. Parámetros para el procesamiento de Deconvolución de Euler 3D en la Brecha de Guerrero.

Los operadores aplicados a los datos aeromagnéticos de forma auxiliar para la aplicación del método de Deconvolución de Euler 3D, brindan información de la delimitación de las fuentes magnéticas. Tal como lo son las derivadas horizontales (dx, dy) y vertical (dz), muestran lineamientos bien definidos en las direcciones Norte-Sur, Este-Oeste en la zona continental; mientras que para la zona oceánica se demarcan estructuras masivas y de mayor extensión (Figuras 4.31, 4.32, 4.33). Lo anterior es debido a la diferente morfología del basamento magnético en las placas tectónicas.

La señal analítica (Figura 4.30) es la conjunción de los cambios de la susceptibilidad magnética en las direcciones ortogonales, donde resulta más evidente contraste del ambiente tectónico y la delimitación de fuentes. Mostrando los mayores cambios en la zona continental de 0.01 a 0.36 [nT/m] y para la zona oceánica corresponde una variación de 0.002 a 0.01 [nT/m].

La finalidad de la presente tesis es estimar la profundidad del basamento magnético, por lo que estos operadores son auxiliares para la delimitación de los bordes a nivel de planta (Figuras 5.1 a 5.4).

Índice Estructural 0 (con 10% tolerancia de error)

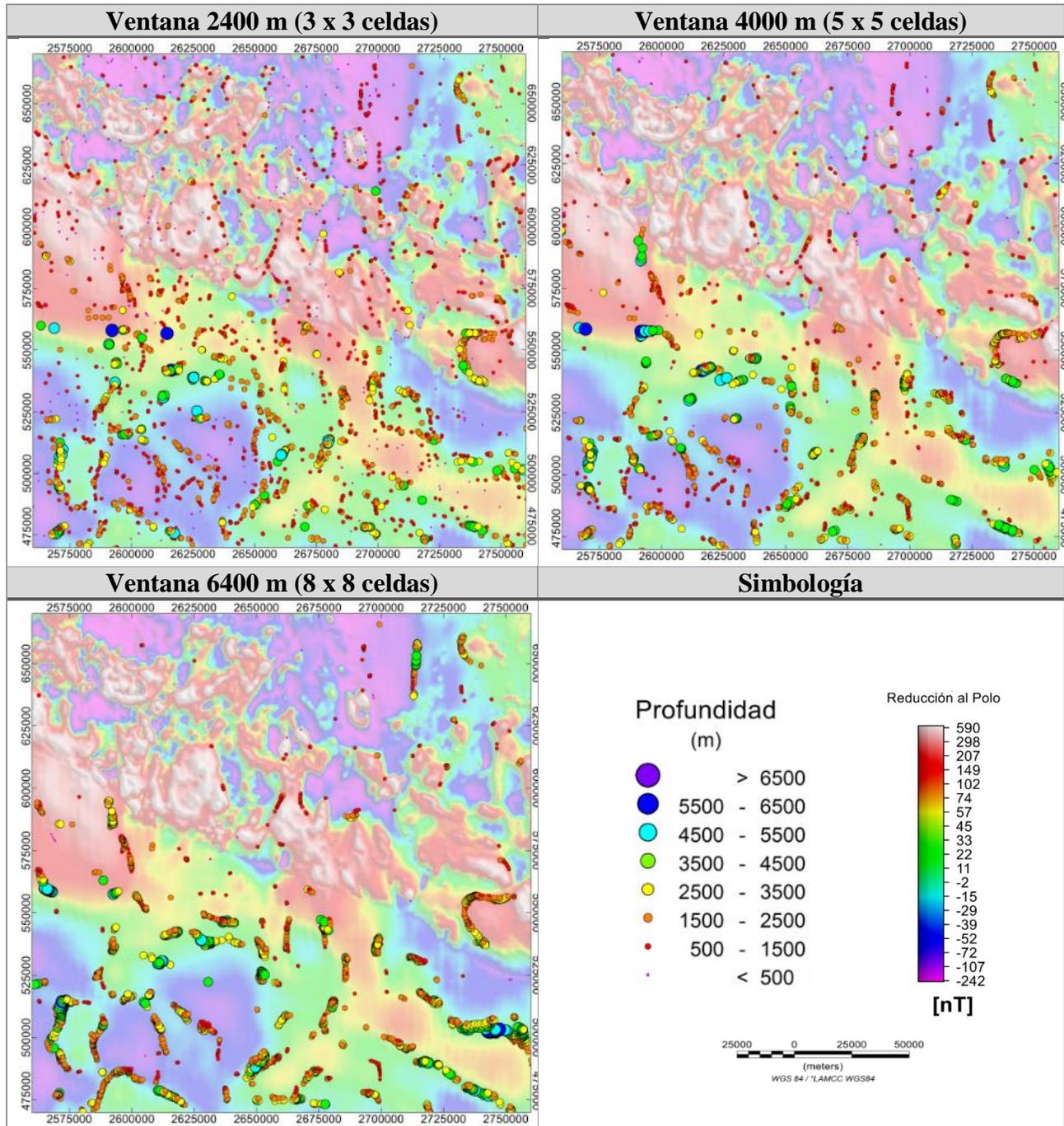


Figura 5.1 Soluciones de la Deconvolución de Euler para SI=0 comparado con anomalía magnética de RTP. Parámetros de procesamiento: Tamaño de ventana 3 x 3 celdas, 6 x 6 celdas y 8 x 8 celdas, 10% de tolerancia de error.

Índice estructural 1 (con tamaño de ventana de 6400 m - 8x8 celdas)

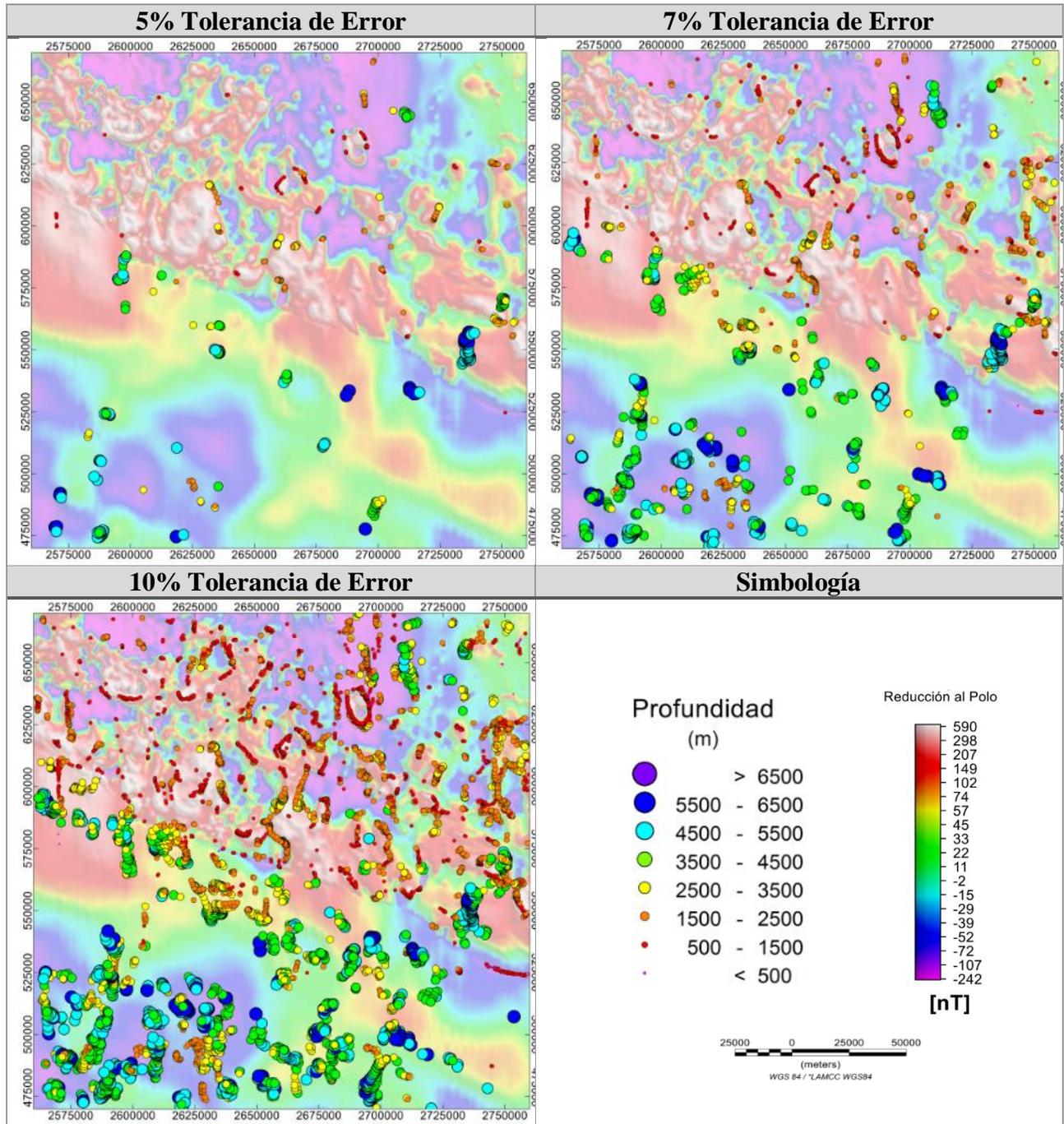


Figura 5.2 Soluciones de la Deconvolución de Euler para SI=1 comparado con anomalía magnética de RTP. Parámetros de procesamiento: Tamaño de ventana 8 x 8 celdas, 5, 7 y 10% de tolerancia de error.

Índice estructural 2 (con tamaño de ventana de 6400 m - 8x8 celdas)

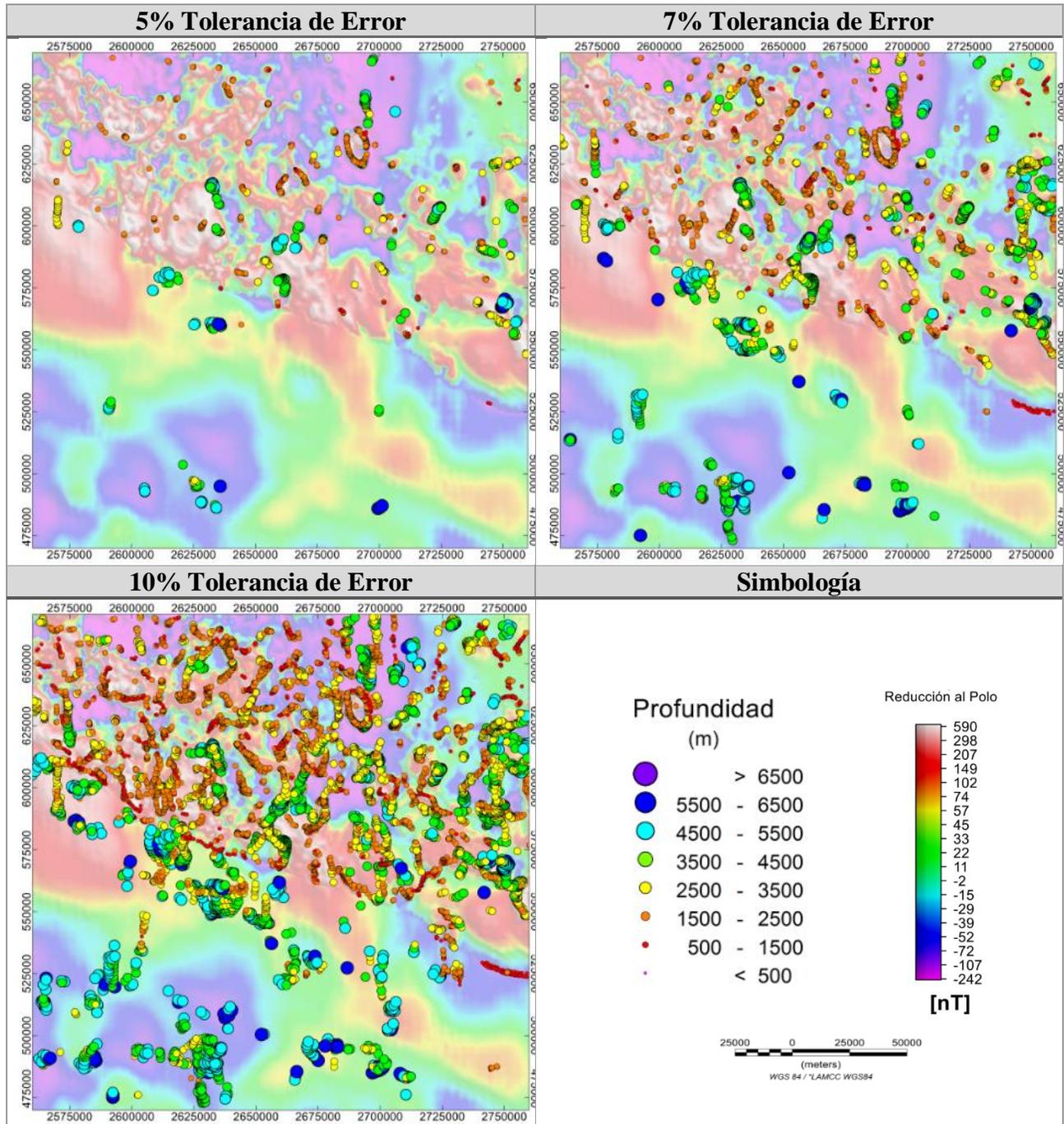


Figura 5.3 Soluciones de la Deconvolución de Euler para SI=2 comparado con anomalía magnética de RTP. Parámetros de procesamiento: Tamaño de ventana 8 x 8 celdas, 5, 7 y 10% de tolerancia de error.

Índice estructural 3 (con tamaño de ventana de 6400 m - 8x8 celdas)

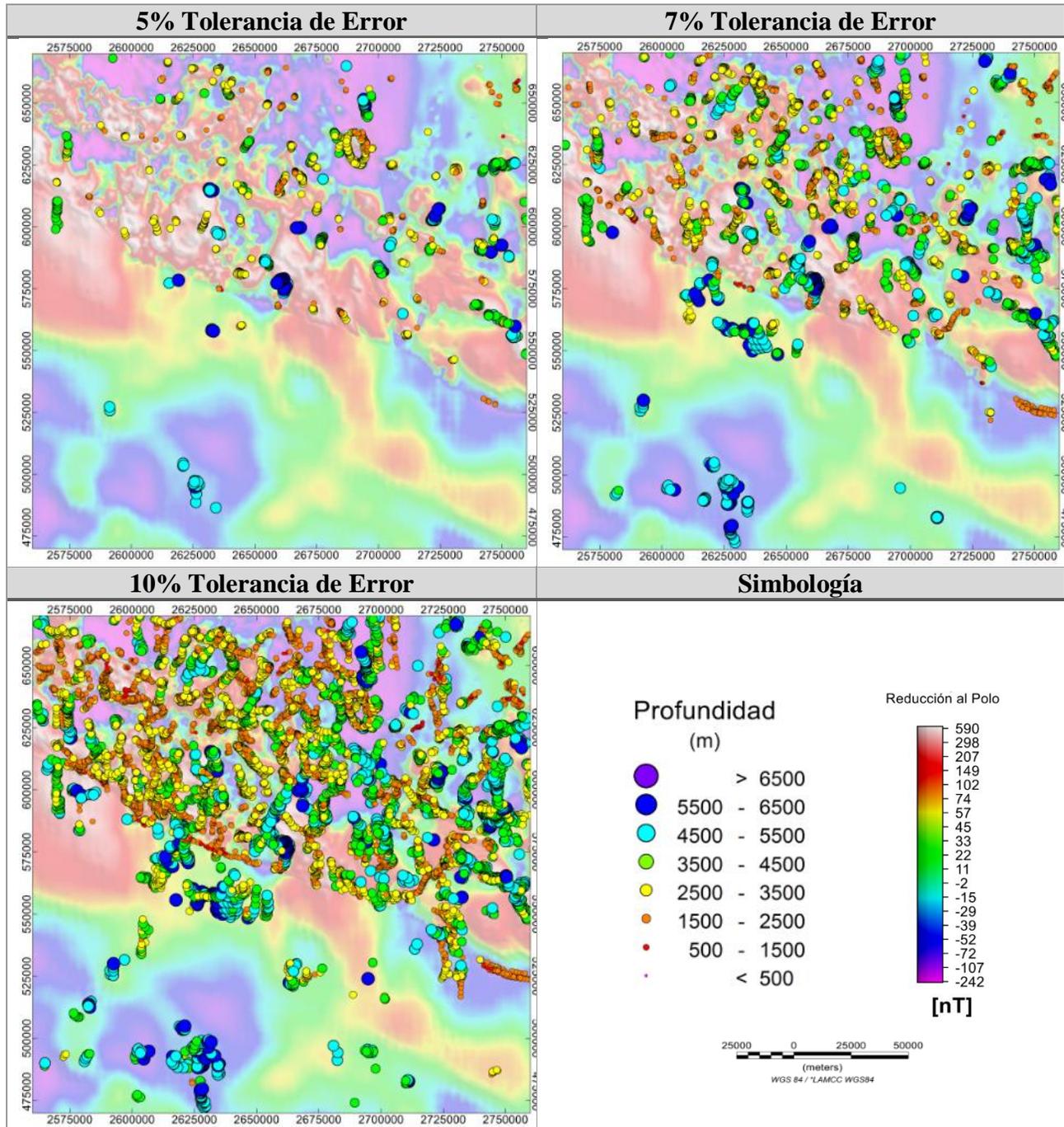


Figura 5.4 Soluciones de la Deconvolución de Euler para SI=3 comparado con anomalía magnética de RTP. Parámetros de procesamiento: Tamaño de ventana 8 x 8 celdas, 5, 7 y 10% de tolerancia de error.

Las estructuras localizadas se encuentran en tres bloques de la zona que comprende a la Brecha de Guerrero. El primer bloque se identifica como la línea de costa, el cual separa las siguientes dos tendencias: la zona continental de la oceánica (Figura 5.5).

En la línea de costa se identifican cuerpos con índices estructurales 2 y 3, que representan planos y cuerpos volumétricos respectivamente. Se encuentran distribuidos a lo largo de la línea de costa, mostrando discontinuidad en las soluciones de  $\sim 100$  km, de Acapulco al centro de la Brecha de Guerrero. La zona correspondiente a la parte continental, se identifican tendencias de poca extensión de cuerpos [ $\sim 10$  km] identificados con los cuatro índices estructurales distribuidos aleatoriamente. En el tercer bloque, se identifican tendencias más extensas [hasta 50 km] con respecto a las de la zona continental, mismas que se distribuyen en paralelo a la trinchera.

Con el índice estructural igual a 0 se identifican los cuerpos puntuales, donde se resaltan las soluciones en la zona oceánica (Figura 5.1). Para el  $SI=1$  se delimitan las tendencias tanto en la parte oceánica como a la continental (Figura 5.2). Los cuerpos alineados a la costa Pacífico resaltan con el índice estructural 2 (Figura 5.3). Por último, los cuerpos de volumen finito se muestran de mejor manera con el  $SI=3$  para la zona continental (Figura 5.4).

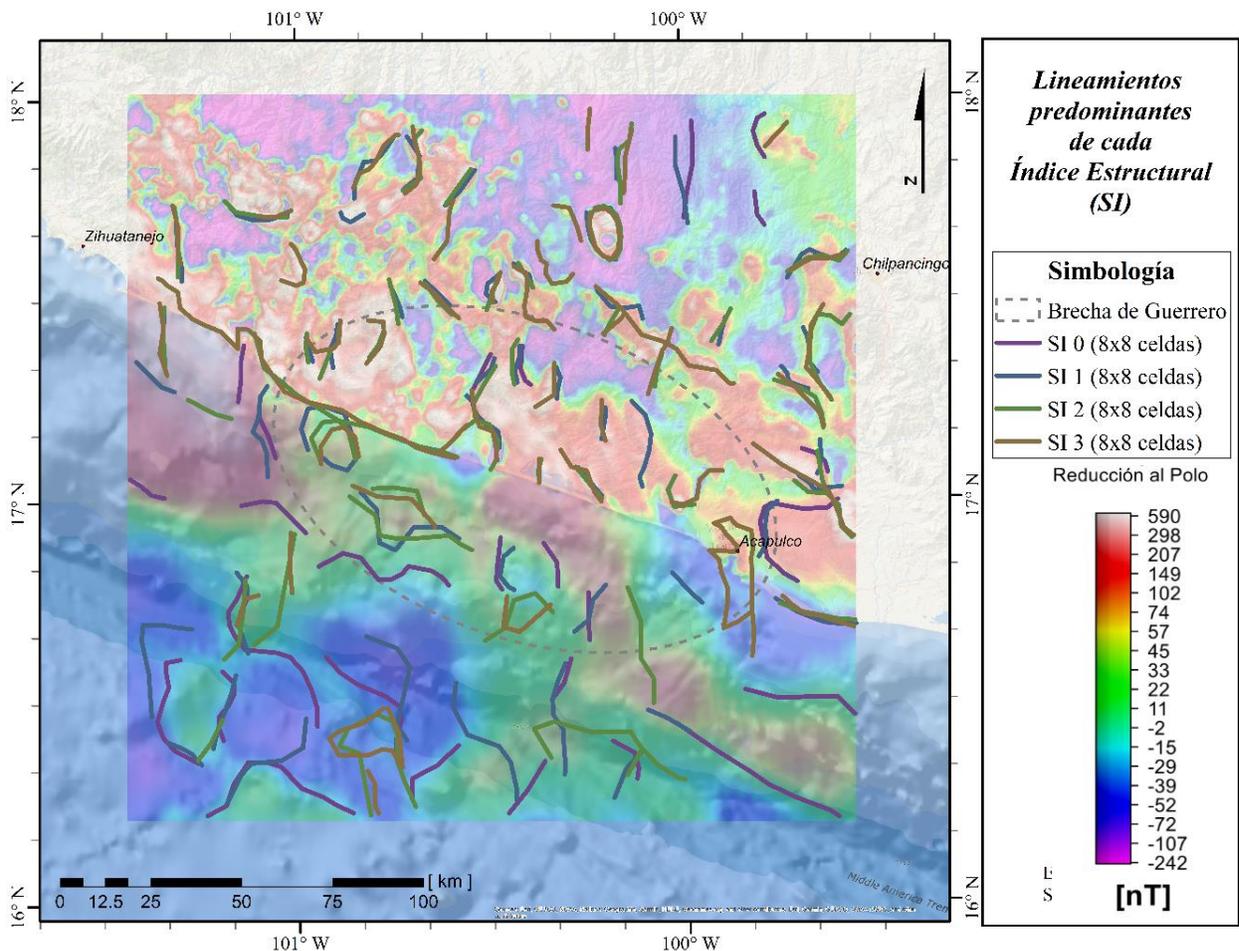
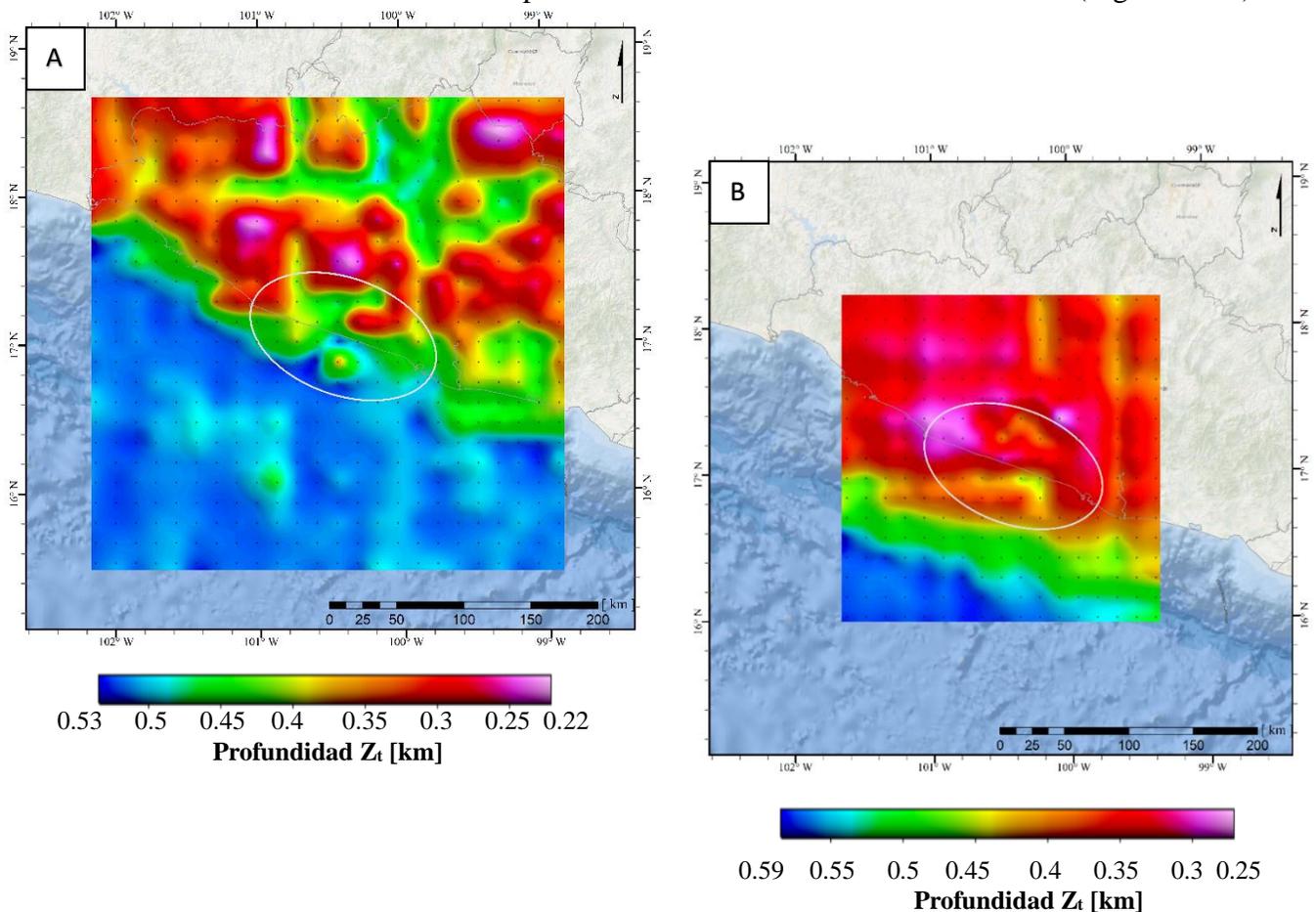


Figura 5.5 Tendencias de estructuras geológicas delimitadas con Deconvolución de Euler 3D.

## 5.2 Profundidades estimadas de $Z_t$ , $Z_0$ y $Z_b$ con Espectro Radial de Potencias

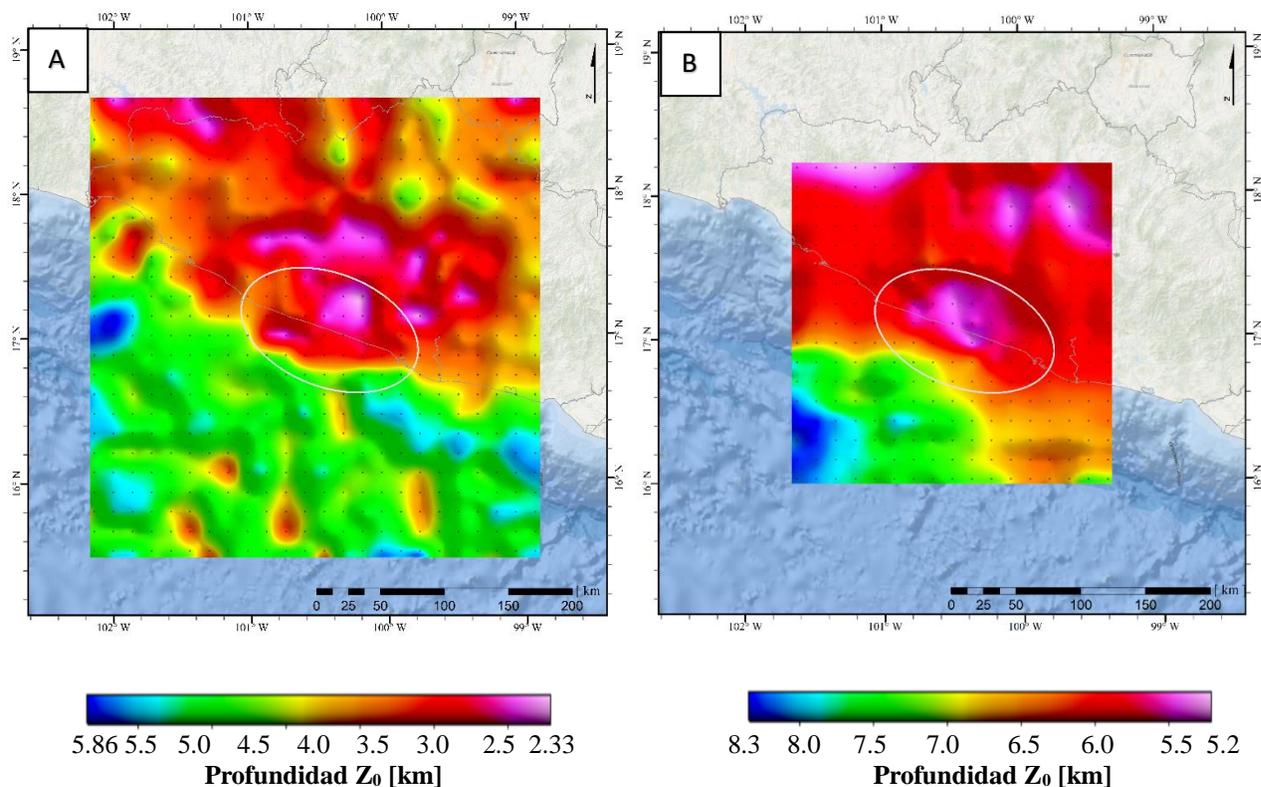
Las profundidades del estrato magnético estimadas para los tamaños de ventana de 50 x 50 km y 160 x 160 km muestran la misma distribución, aunque difieren en el rango de profundización. La configuración que presenta justo en el centro de la Brecha de Guerrero es un adelgazamiento de la capa magnética, debido a que la cima se estima más profunda que el área contigua y los puntos de Curie en la misma zona se encuentran más somera que la superficie que los rodea.

La distribución espacial de la cima magnética muestra de manera general, las estimaciones más someras en la parte continental y más profundo en la zona oceánica. Este efecto se atribuye al contenido de alta frecuencia en la anomalía magnética a nivel cortical, generado por estructuras geológicas someras. El efecto inverso se produce en la parte marítima debido a que las capas son de mayor extensión y homogéneas en la placa tectónica oceánica (P. Cocos), provocando que la anomalía magnética en esta zona sea de contenido de baja frecuencia. Sin embargo, se muestra una discontinuidad en profundidad a lo largo de la línea de costa. La estimación a la cima de la capa magnética con el tamaño de ventana elegido por el análisis a los datos sintéticos se encuentra en el rango de 220 a 530 metros (Figura 5.6 A), y con tamaño de ventana de 160 km de cada lado se encuentra de 250 a 600 metros de profundidad para toda el área prospectada. En el polígono marcado como la Brecha de Guerrero descende la profundidad de la cima de 250 a 450 metros (Figura 5.6 B).



**Figura 5.6** Estimación de la profundidad de  $Z_t$  cada 15 km con el método de ERP en la Brecha de Guerrero. Con los siguientes parámetros de procesamiento A) Ventanas de 50 x 50 km, 576 PA. B) Ventanas de 160 x 160 km, 289 PA.

En el caso de la profundidad estimada del centroide y la superficie de Curie, demuestran la misma morfología. Siendo las profundidades más someras al centro de la Brecha de Guerrero y profundizando paulatinamente hacia la zona continental y más abruptamente hacia la zona oceánica. La profundidad del centroide,  $Z_0$  se encuentra de 2.3 a 5.8 km para la estimación con la ventana de 50 km (Figura 5.7 A) y de 5.2 a 8.3 km en la zona con puntos de atribución de ventanas de 160 x 160 km. Específicamente, en la Brecha de Guerrero el rango de profundidad va de 5.2 a 6.5 km (Figura 5.7 B).



**Figura 5.7** Estimación de la profundidad de  $Z_0$  cada 15 km con el método de ERP en la Brecha de Guerrero. Con los siguientes parámetros de procesamiento A) Ventanas de 50 x 50 km, 576 PA. B) Ventanas de 160 x 160 km, 289 PA.

La zona en la que la profundidad de la superficie de Curie es más somera, en el orden de 9.8 a 10.5 km corresponde al centro de la Brecha de Guerrero, en donde se encuentra el límite del Terreno Xolapa con el Terreno Guerrero. También la superficie de Curie es somera al sector NW del estado, precisamente donde inicia fisiográficamente la Depresión del Balsas y al NE de la Cordillera Costera del Sur. El resto de la zona continental mantiene un intervalo de profundidad de 10.5 a 12 km, mientras que para la zona del Océano Pacífico la profundidad aumenta en dirección transversal a la costa hasta 16.3 km. Lo descrito anteriormente, responde al procesamiento efectuado a los datos aeromagnéticos con ventanas de 160 x 160 km (Figura 5.8 B). Se observa que para el proceso con ventanas de menor dimensión tiene la misma distribución de profundidad con la variante de que se estima más somera la superficie de Curie (Figura 5.8 A).

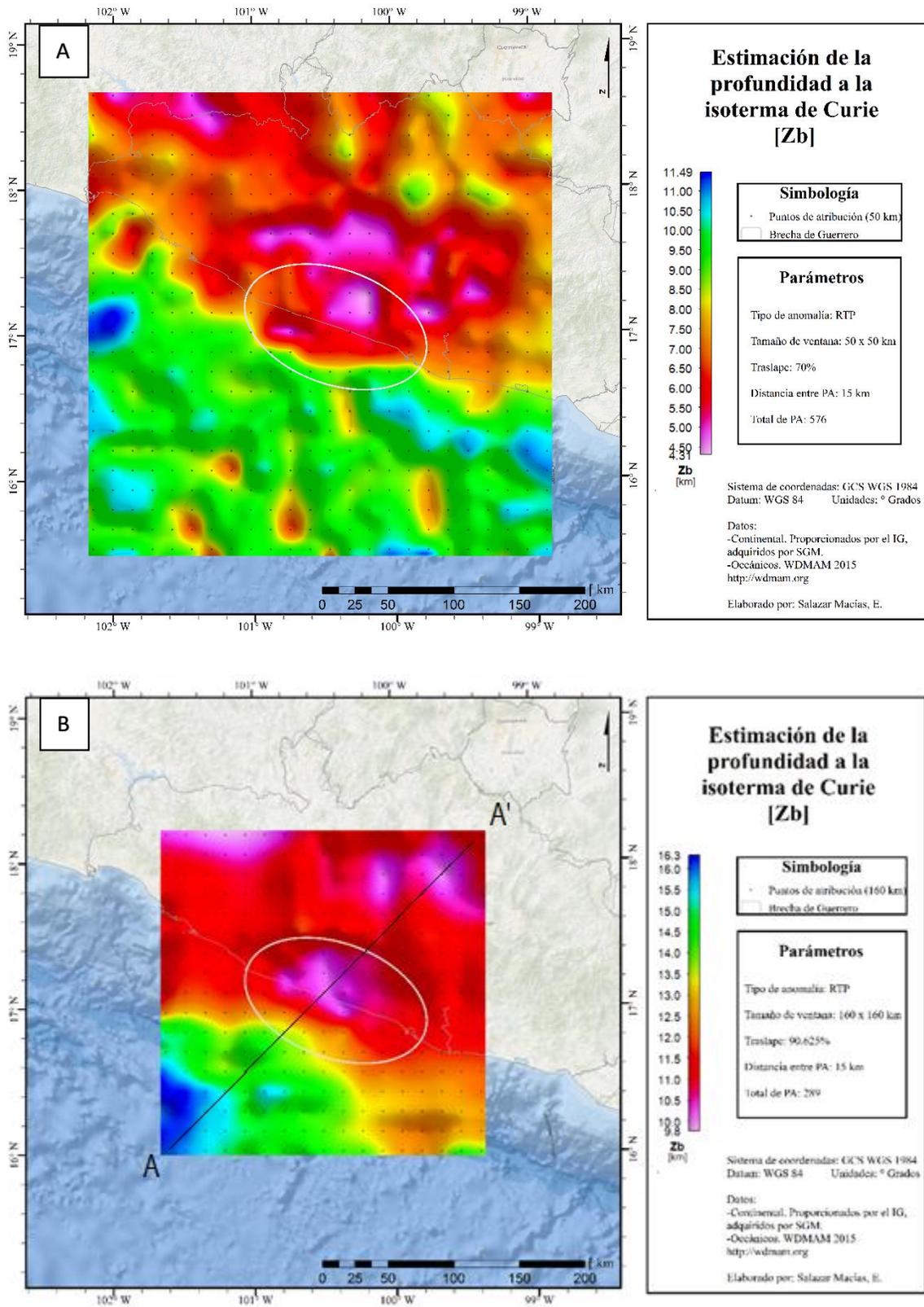


Figura 5.8 Estimación de la profundidad de  $Z_b$  cada 15 km con el método de ERP en la Brecha de Guerrero. Con los siguientes parámetros de procesamiento A) Ventanas de 50 x 50 km, 576 PA. B) Ventanas de 160 x 160 km, 289 PA.

### 5.3 Discusión de resultados.

Retomando las profundidades estimadas previamente en estudios regionales, como el modelo global de profundidad de Curie (Li et al., 2017) y en la zona de subducción (Manea y Manea, 2011), se observa que dichas estimaciones se correlacionan con los resultados obtenidos en esta tesis, que se encuentran en el rango aproximado de 10 a 20 km. El perfil A-A' corresponde a la estimación (5.8 B) de profundidades de Curie, mismo que se encuentra en contraste con las profundidades de  $Z_b$  estimadas por Manea y Manea (2011) que va de la línea de trincheras hacia el continente. Considerando la morfología de la zona de subducción, se puede observar en ambas estimaciones que la profundidad es somera en la transición entre placas y en el intervalo de 100 a 200 km de la línea de trincheras profundiza más, siendo más evidente en la de Manea y Manea que alcanza los 30 km, mientras que la  $Z_b$  estimada en el este rango va de 10 a 13 km (Figura 5.9).

De acuerdo con los objetivos planteados por Manea y Manea, su estimación fue restringida únicamente a la zona continental, mientras que aquí se presenta estimación hacia la zona oceánica. Sin embargo, se visualiza continuidad en la tendencia de la  $Z_b$  estimadas hacia el Pacífico (A), con respecto a las profundidades de 80-120 km de la línea de trincheras. El desfase en profundidad entre ambas estimaciones se debe principalmente a las dimensiones de ventana empleadas, las de 160 x 160 km estiman más somero que las de 210 x 210 km.

En la figura 5.9 se encuentra plasmado el perfil de la temperatura de Curie modelada por Manea y Manea a partir de datos de flujo de calor. Resulta evidente que no necesariamente coincide la temperatura con la profundidad de Curie, lo cual es razonable si se toma en cuenta el aporte conceptual de Ross et al., (2006) quienes enfatizan que la profundidad calculada podría no ser la isoterma de Curie, sino, un cambio en las propiedades magnéticas de las rocas debido a un cambio vertical en la litología causado por alguna falla o discordancia, que en este caso concuerda con la morfología de la zona de subducción.

Por otro lado, las diferencias en profundidad podrían deberse al tipo de bases de datos magnéticos empleados, ya que en el caso de Manea y Manea son datos del NAMAG (2002) con resolución de aproximadamente 1000 m, mientras que para la zona continental de nuestro caso de estudio se emplearon los datos de SGM con resolución de 200 m.

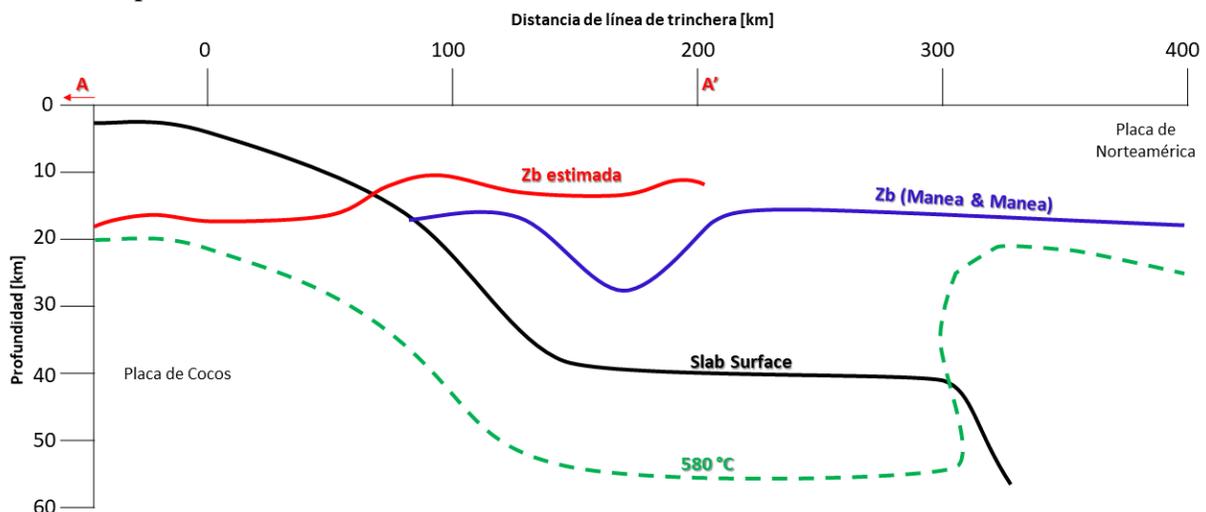


Figura 5.9 Perfil A-A' de profundidad de Curie  $Z_b$  en contraste con los resultados de Manea y Manea, 2011.

Integrando los resultados de ambos métodos: Deconvolución de Euler 3D y Espectro Radial de Potencias se observa que coinciden las zonas en donde existe carencia de estructuras geológicas identificadas con el primer método y las profundidades más someras estimadas para el fondo del estrato magnético.

La profundidad del límite estructural magnético hipotético, se relaciona con la temperatura de Curie, por lo que es posible estimar una tasa de cambio o gradiente que servirá de apoyo para evaluar la efectividad del método del Espectro Radial de Potencias. Cabe precisar que no se trata del gradiente geotérmico cortical, debido a que para estimarlo se tiene que considerar la temperatura superficial y la altura de vuelo. Para ello, se requeriría contar con mediciones de temperatura superficial en el Océano Pacífico, y el Servicio Meteorológico Nacional únicamente ofrece datos de estaciones en continente; además, el WDMAM es un modelo basado en la recopilación de datos aéreos y satelitales, por lo que se desconoce con exactitud la altura para la zona marítima. Entonces el gradiente presentado (Figura 5.10) es la relación de la temperatura de Curie entre la profundidad estimada,

$$\text{Gradiente}(\text{°C}/\text{km}) = \frac{\text{Temperatura de Curie (580°\text{C})}}{\text{Profundidad de Curie (Z}_b\text{)}}$$

Resulta evidente la similitud entre la profundidad de  $Z_b$  y el gradiente, ya que se estimó uno a partir del otro. Sin embargo, es un buen indicador en la estimación de la profundidad de la Isoterma de Curie debido a que el rango de valores que toma el gradiente (para el proceso de 160 x 160 km) inicia en 33 °C/km en la zona SW del área de estudio, corresponde al gradiente promedio de la superficie terrestre, y culmina en 56 °C/km en las zonas con profundidad de Curie más somera.

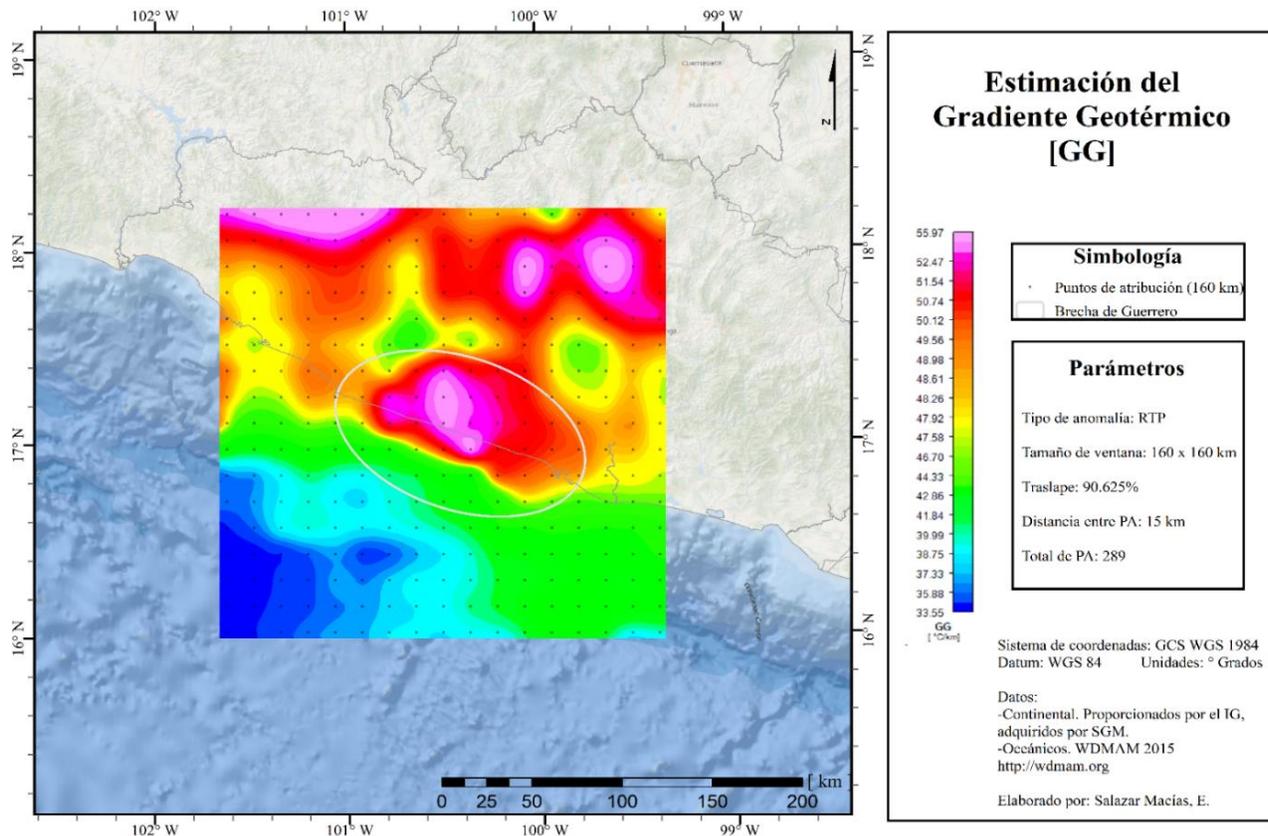
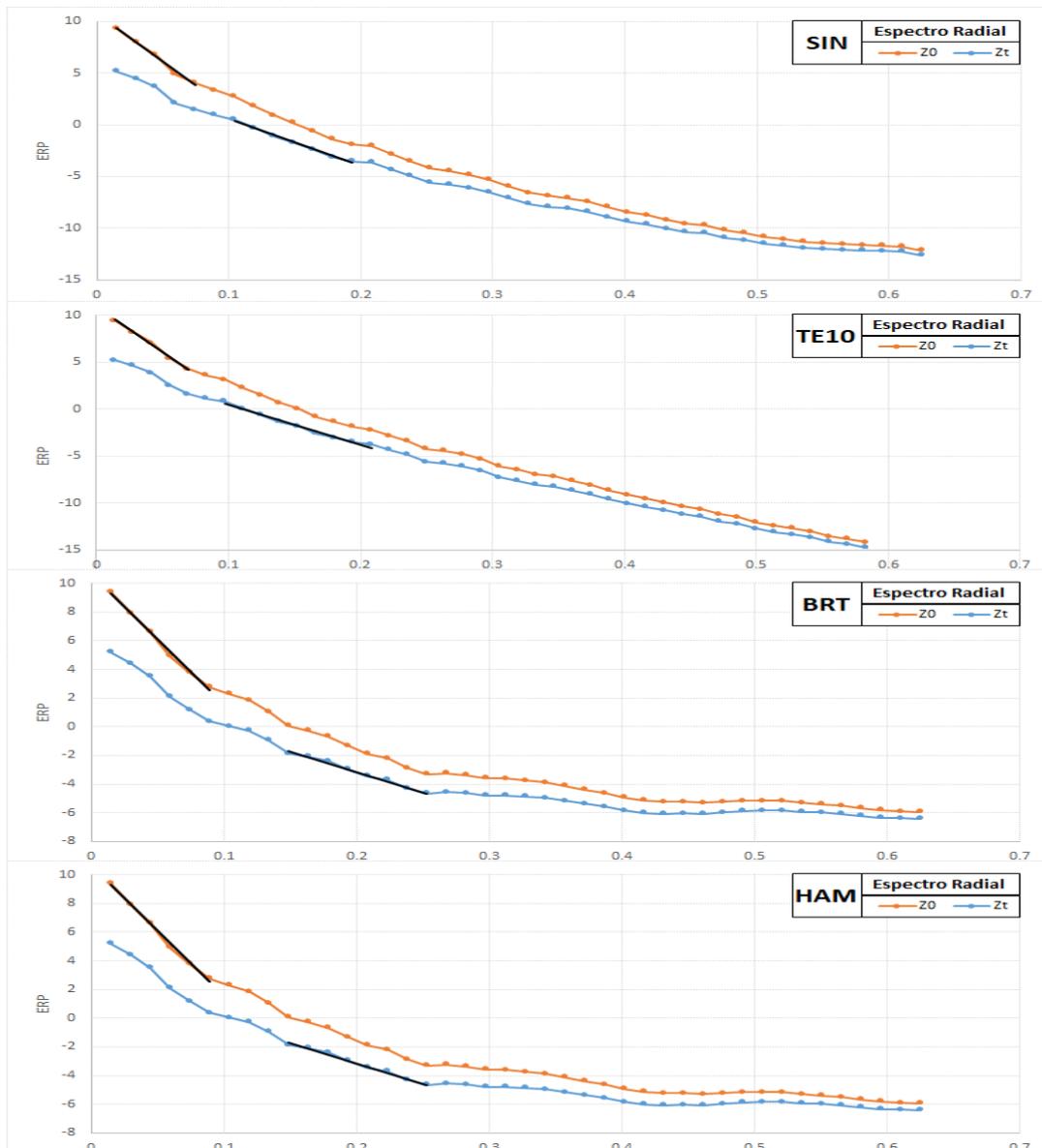


Figura 5.10 Mapa de gradiente estimado para la zona de la Brecha de Guerrero.

### Efectos del Taper Interno

De acuerdo a la recomendación de Reid (2017) de efectuar un taper interno a las ventanas de análisis para un mejor cálculo de los ERP. Se evaluó el efecto que tiene cada tratamiento previo a la transformada de Fourier en los bordes de las ventanas. La Figura 5.11 muestra las diferencias que presenta el ERP con y sin normalizar, para cada tratamiento en las fronteras. El gráfico de TE10 es ejemplo del que se utilizó para la obtención de las profundidades de la capa magnética, para ésta tesis.

Los ERP calculados sin realizar tratamiento previo (SIN) y con un taper externo de expansión al 10% (TE10), muestran un decaimiento suave en la amplitud del ERP. Mientras que los ERP calculados con las diferentes ventanas de Taper Interno, Bartlett (BTL), Hamming (HAM), von Han (HAN) y Blackmann (BLK) muestran ligeras variaciones entre sí. Sin embargo, en comparación con las dos primeras, se identifica que el ERP decae en secciones, haciendo más evidente el cambio de pendientes, que se atribuye a la influencia de los cuerpos magnéticos profundos de los someros (Figura 5.11).



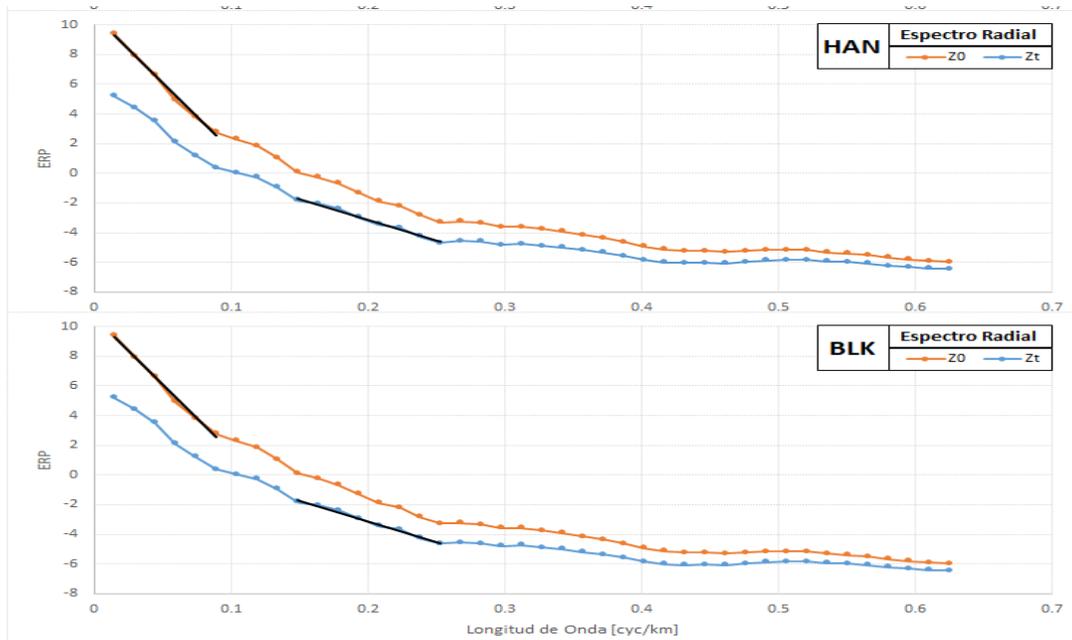


Figura 5.11 ERP's de la primera ventana de 64 x 64 km estimados con diferentes taper de la anomalía sintética del modelo 2 con inclinación y declinación magnética más ruido añadido (AnomM2\_ID\_RA\_64). SIN: Sin extensión en los bordes, TE10: Taper Externo con 10% de expansión, y Taper Interno: BRT, HAM, HAN, BLK.

La prueba realizada indica que la estimación de las profundidades aplicando cualquier tipo de Taper Interno (TI) es de mejor calidad que ocupar el Taper Externo o no realizar tratamiento previo en la transformada de Fourier (Tabla 9). Cabe destacar que la profundidad de  $Z_t$  se estima mejor sin aplicar un tratamiento en los bordes y difiere más con los TI; por otro lado,  $Z_0$  es la estimación que difiere más en todos los casos, pero es menor en los TI. Por último, la profundidad de  $Z_b$  se estima con menor error aplicando los taper internos, incluso son las aproximaciones más cercanas entre todas las profundidades de la capa magnética.

Profundidad Real (Mod2) [km]	Zt	Zo	Zb	Diferencia		
	Zt	Zo	Zb	Zt	Zo	Zb
AnomM2_ID_RA_64_SIN	1.26	3.03	4.81	0.43	1.49	0.86
AnomM2_ID_RA_64_TE10	1.17	3.04	4.91	0.52	1.48	0.76
AnomM2_ID_RA_64_BlK.SPC	1.12	3.28	5.45	0.57	1.24	0.22
AnomM2_ID_RA_64_Brt.SPC	1.12	3.29	5.46	0.57	1.24	0.21
AnomM2_ID_RA_64_Ham.SPC	1.12	3.29	5.45	0.57	1.24	0.22
AnomM2_ID_RA_64_Han.SPC	1.12	3.28	5.45	0.57	1.24	0.22

Tabla 9. Resultados de la prueba aplicando Taper Interno a la ventana AnomM2\_ID\_RA\_64

## Conclusiones y recomendaciones

Los métodos analizados en la presente tesis de Deconvolución de Euler 3D y Espectro Radial de Potencia se complementan para caracterizar estructuralmente el medio. En éste trabajo se demuestra que uno no supe al otro, sino que ambos brindan información valiosa para tener más herramientas en el proceso de la interpretación.

El método de Deconvolución de Euler 3D profundiza más al incrementar el tamaño de ventana y también al elevar el Índice Estructural, aunque disminuye el número de soluciones localizadas. Con éste procesamiento se delimita claramente los bordes de los cuerpos magnéticos localizados en zonas someras del subsuelo. El segundo proceso de Espectro Radial de Potencia, es un buen estimador con los límites magnéticos más profundos, sin embargo, se requiere gran cantidad de datos para estimar en un solo punto y a medida que se extienden los tamaños de ventana, el área de estudio disminuye.

En el caso particular del ERP se tiene que tener especial cuidado al momento de procesar los datos, debido a que depende del criterio del analista la selección de pendientes o rangos de frecuencia en que se separa la influencia de los cuerpos someros de los profundos. El criterio de selección se debe adecuar dependiendo de la anomalía magnética, es decir, tener en cuenta si predominan bajas o altas frecuencias. Ya que cuando existen altos contrastes de susceptibilidad magnética, se provoca un efecto de decaimiento suave en el espectro, lo que podría confundirse con una estimación somera del punto de Curie. Por lo que es importante trabajar con ventanas que tengan un contenido de frecuencias similar.

La prueba efectuada sobre modelos sintéticos otorgó mayor confiabilidad en la definición de parámetros para el procesamiento de ambos métodos. El parámetro que más fluctúa dentro de la literatura es el tamaño de ventanas de análisis y, de acuerdo a los resultados obtenidos, para el método de Deconvolución de Euler se puede recomendar una extensión de al menos la profundidad objetivo, y en el caso del método de ERP con 10 veces dicha profundidad.

En la Brecha de Guerrero se delimitan grandes estructuras en la zona oceánica paralelas a la línea de costa a una profundidad de 4000 metros en adelante, mientras que en la zona continental se delimitan estructuras de menos extensión y continuidad en profundidades de 500 a 4000 metros. Existe una discontinuidad por la ausencia de estructuras geológicas identificadas en el centro y transición de la brecha. La profundidad de la cima del estrato magnético se estimó en el rango de 250 a 600 metros que es donde comienzan las soluciones localizadas con la Deconvolución de Euler 3D. Mientras que la profundidad de la isoterma de Curie se encuentra de 10 a 16 km con la superficie más somera, justamente en el sitio dónde se presenta la discontinuidad en soluciones. Con lo anterior, podría decirse que la Brecha de Guerrero carece de cuerpos magnéticos someros debido a la que la superficie de Curie se encuentra a baja profundidad lo que provoca la desmagnetización de la zona. Incluso se podría especular que en esta zona puede presentarse un fenómeno de liberación de energía en forma de calor, en lugar de energía mecánica, en consecuencia, sería una evidencia de la ausencia de sismos.

### *Recomendaciones*

Como en todos los métodos indirectos de prospección geofísica siempre habrá oportunidad de mejora, ya que sólo se trata de aproximaciones, aunque los resultados obtenidos son satisfactorios y conforme a lo esperado. El análisis efectuado al Espectro Radial de Potencia aplicando el Taper Interno arrojó que estadísticamente las estimaciones son más próximas a la profundidad real (modelo sintético), por lo que convendría para estudios futuros aplicar dicho tratamiento en todo el procesamiento.

En la actualidad existe software comercial para ejecutar los procesamientos aquí desarrollados (p.ej. Oasis Montaje – Geosoft). Sin embargo, en estudios regionales o de gran densidad de datos resulta un proceso lento. Por lo que la optimización de los procesos mediante una plataforma como TerraWare® (Geotem Ingeniería S.A. de C.V.) es de gran ayuda para semi-automatizar el método (ERP).

Además, es importante estudiar un mismo objetivo con diferentes perspectivas, debido a que los procesos geofísicos brindan diferentes características del subsuelo, incluso tratándose del mismo método, como en éste caso la magnetometría aérea.

## Bibliografía

- Argote Espino, D. L. (2008). Modelación en 3D de datos magnéticos para caracterizar estructuras arqueológicas. UNAM.
- Bansal, A. R., Anand, S. P., Rajaram, M., Rao, V. K., y Dimri, V. P. (2013). Depth to the bottom of magnetic sources (DBMS) from aeromagnetic data of Central India using modified centroid method for fractal distribution of sources. *Tectonophysics*, 603, 155–161. doi:10.1016/j.tecto.2013.05.024
- Bartlett, M. S. (1950). Periodogram analysis and continuous spectra. *Biometrika*, 37(1-2), 1–16. doi:10.1093/biomet/37.1-2.1
- Bhattacharyya, B. K. (1966). Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, 31(1), 97–121. doi:10.1190/1.1439767
- Bhattacharyya, B. K., y Leu, L. (1975). Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two dimensional structures. *Geophysics*, 40(6), 993–1013. doi:10.1190/1.1440593
- Bhattacharyya, B. K., y Leu, L. (1977). Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies. *Geophysics*, 42(1), 41–50. doi:10.1190/1.1440712
- Blackman, R. B., y Tukey, J. W. (1958). The measurement of power spectra from the point of view of communications engineering — Part I. *The Bell System Technical Journal*, 37(1), 185–282. doi:10.1002/j.1538-7305.1958.tb03874.x
- Blakely, R. (1995). Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge: *Cambridge University Press*. doi:10.1017/CBO9780511549816
- Blakely, R. (1988). Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada. *Journal of Geophysical Research*, 93(B10), 11817. doi:10.1029/jb093ib10p11817
- Bouligand, C., Glen, J. y Blakely, R. (2009). Mapping Curie temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B11). doi:10.1029/2009jb006494
- Campa, M. F., y Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040–1051. doi:10.1139/e83-094
- Campos-Enríquez, J.O., Arroyo-Ezquivel, M.A. y Urrutia-Fucugauchi, J. (1990). Basement, Curie isotherm and shallow-crustal structure of the Trans-Mexican Volcanic Belt, from aeromagnetic data. *Tectonophysics*, 172, 77–90. doi: https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90060-L
- Campos-Enríquez, J.O., Urrutia-Fucugauchi, J. y Arroyo-Esquivel, M. (1989). Depth estimations to the Curie isotherm from aeromagnetic data and geothermal considerations for the western sector of

the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 28, 993–1005. doi: <http://dx.doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1989.28.5.1294>

Campos-Enríquez, J. O., Espinosa-Cardena, J. M. y Oksum, E. (2019). Subduction control on the curie isotherm around the Pacific-North America plate boundary in northwestern Mexico (Gulf of California). Preliminary results. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. doi:10.1016/j.jvolgeores.2019.03.005

Castellanos, J. C., Clayton, R. W., & Pérez-Campos, X. (2018). Imaging the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt with ambient seismic noise: evidence for a slab tear. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. doi:10.1029/2018jb015783

Chopping, R. y Kennett, B. (2015). Maximum depth of magnetization of Australia, its uncertainty, and implications for Curie depth. *GeoResJ*, 7, 70-77. doi: <https://doi.org/10.1016/j.grj.2015.06.003>.

Clark, S. C., Frey, H., y Thomas, H. H. (1985). Satellite magnetic anomalies over subduction zones: The Aleutian Arc anomaly. *Geophysical Research Letters*, 12(1), 41–44. doi:10.1029/gl012i001p00041

Cordell, L., y Grauch, V. J. S. (1985). Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan basin, New Mexico. *The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps*, 181–197. doi:10.1190/1.0931830346.ch16

Counil, J. y Achache, J. (1987). Magnetization gaps associated with tearing in the Central America Subduction Zone. *Geophysical Research Letters*, 14(11), 1115–1118. doi:10.1029/gl014i011p01115

De la Puente Flores, G. (2015). Estimación de la profundidad de la Isoterma de Curie en el Estado de Querétaro. UNAM.

Domínguez, J., Suárez, G., Comte, D. y Quintanar, L. (2006). Seismic velocity structure of the Guerrero gap, Mexico. *Geofísica Internacional*, 45 (2), 129-139.

Espinosa-Cardena, J. M., y Campos-Enriquez, J. O. (2008). Curie point depth from spectral analysis of aeromagnetic data from Cerro Prieto geothermal area, Baja California, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(4), 601–609. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.04.014

Espinosa-Cardena, J. M., Campos-Enríquez, J. O., y Unsworth, M. (2016). Heat flow pattern at the Chicxulub impact crater, northern Yucatan, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 311, 135–149. doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.12.013

Frey, H. (1982). MAGSAT scalar anomaly distribution: The global perspective. *Geophysical Research Letters*, 9(4), 277–280. doi:10.1029/gl009i004p00277

- García-Abdeslem, J. y Ness, G. (1994). Crustal structure of the Eastern part of the Maya Terrane from magnetic anomalies and magnetic power spectrum inversion. *Geofísica Internacional*, 33(3), 399-420. ISSN: 0016-7169
- Grant, F. S. y Dodds, J. (1972). MAGMAP FFT Processing System Development Notes. *Paterson Grant and Watson Lfd, Canada*.
- Husker, A., Ferrari, L., Arango-Galván, C., Corbo-Camargo, F., y Arzate-Flores, J. A. (2017). A geologic recipe for transient slip within the seismogenic zone: Insight from the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geology*, 46(1), 35–38. doi:10.1130/g39202.1
- Jödicke, H., Jording, A., Ferrari, L., Arzate, J., Mezger, K., y Rüpke, L. (2006). Fluid release from the subducted Cocos plate and partial melting of the crust deduced from magnetotelluric studies in southern Mexico: Implications for the generation of volcanism and subduction dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 111(B8). doi:10.1029/2005jb003739
- Kostoglodov, V., Bandy, W., Domínguez, J., y Mena, M. (1996). Gravity and seismicity over the Guerrero Seismic Gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 23(23), 3385–3388. doi:10.1029/96gl03159
- Kostoglodov, V., y Pacheco, J., (1999). Un catálogo de sismos moderados y grandes ocurridos en México durante el siglo XX, Póster “100 años de sismicidad en México”: D.F., México, Instituto de Geofísica, UNAM.
- Kostoglodov, V., Singh, S. K., Santiago, J. A., Franco, S. I., Larson, K. M., Lowry, A. R., y Bilham, R. (2003). A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 30(15). doi:10.1029/2003gl017219
- Li, C-F., Lu, Y., y Wang, J. (2017). A global reference model of Curie-point depths based on EMAG2. *Scientific Reports*, 7(1). doi:10.1038/srep45129
- Mancera Flores, M. A. (2015). Estimación de la profundidad a la isoterma de Curie y flujo de calor en el campo volcánico El Pinacate y sus alrededores (noroeste de Sonora, México). CICESE
- Manea, M., y Manea, V. C. (2011). Curie Point Depth Estimates and Correlation with Subduction in Mexico. *Pure and Applied Geophysics*, 168(8-9), 1489–1499. doi:10.1007/s00024-010-0238-2
- Mendonça, C. A., y Silva, J. B. C. (1993). A stable truncated series approximation of the reduction to the pole operator. *Geophysics*, 58(8), 1084–1090. doi:10.1190/1.1443492
- Nabighian, M. N. (1972). The analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37(3), 507–517. doi:10.1190/1.1440276

- Nabighian, M. N. (1984). Toward a three dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. *Geophysics*, 49(6), 780–786. doi:10.1190/1.1441706
- Naudy, H. (1971). Automatic determination of depth on aeromagnetic profiles. *Geophysics*, 36(4), 717–722. doi:10.1190/1.1440207
- O'Brien, D. (1972). CompuDepth, a new method for depth-to-basement computation: Presented at the 42nd Annual International SEG Meeting, November 27, in Anaheim.
- Okubo, Y., Graf, R. J., Hansen, R. O., Ogawa, K., y Tsu, H. (1985). Curie point depths of the Island of Kyushu and surrounding areas, Japan. *Geophysics*, 50(3), 481–494. doi:10.1190/1.1441926
- Okubo, Y., Tsu, H., y Ogawa, K. (1989). Estimation of Curie point temperature and geothermal structure of island arcs of Japan. *Tectonophysics*, 159(3-4), 279–290. doi:10.1016/0040-1951(89)90134-0
- Pacheco Gómez, O. R. (2008). Aplicación del método de Deconvolución de Euler sobre datos aeromagnéticos. UNAM.
- Pacheco, J. F., Sykes, L. R., y Scholz, C. H. (1993). Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B8), 14133–14159. doi:10.1029/93jb00349
- Prol-Ledesma, R. M. (1996). El Calor de la Tierra. *Fondo de Cultura Económica*. ISBN 968-16-28659
- Rajaram, M. (2007). Depth to Curie isotherm. *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Eds Gubbins D & Herrero-Bervera E. *Springer Publishers*, 157-159.
- Ravat, D., Pignatelli, A., Nicolosi, I., y Chiappini, M. (2007). A study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data. *Geophysical Journal International*, 169(2), 421–434. doi:10.1111/j.1365-246x.2007.03305.x
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. J., y Somerton, I. W. (1990). Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55(1), 80–91. doi:10.1190/1.1442774
- Reséndiz Ortiz, P. A. (2015). Identificación de estructuras hidrogeológicas con apoyo de la técnica geofísica de magnetometría aérea. UNAM.
- Roest, W. R., Verhoef, J., y Pilkington, M. (1992). Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57(1), 116–125. doi:10.1190/1.1443174
- Ross, H. E., Blakely, R. J., y Zoback, M. D. (2006). Testing the use of aeromagnetic data for the determination of Curie depth in California. *Geophysics*, 71(5), L51–L59. doi:10.1190/1.2335572

Rosales-Rodríguez, J., et al. (2014). Profundidad de la base de la fuente magnética y estructura térmica del Golfo de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31 (2), 190-202.

SGM, (2013). Monografía geológico minera del Estado de Guerrero. Secretaría de Economía

Sheriff, R. E. (2002). *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*. doi: 10.1190/1.9781560802969

Spector, A. y Grant, F. S. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2), 293–302. doi:10.1190/1.1440092

Stacey, F. y Banerjee, S. (1974). The physical principles of rock magnetism, *Elsevier Sci. Publ. Comp.*, Amsterdam. ISBN: 9780444601780

Suárez, G., y Sánchez, O. (1996). Shallow depth of seismogenic coupling in southern Mexico: implications for the maximum size of earthquakes in the subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 93(1-2), 53–61. doi:10.1016/0031-9201(95)03088-3

Suárez, G., Monfret, T., Wittlinger, G. y David, C. (1990). Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, Mexico. *Nature*, 345, 336-338.

Tanaka, A., Okubo, Y., y Matsubayashi, O. (1999). Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics*, 306(3-4), 461–470. doi:10.1016/s0040-1951(99)00072-4

Telford, W., Geldart, L., y Sheriff, R. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge: *Cambridge University Press*. doi:10.1017/CBO9781139167932

Thompson, D. T. (1982). EULDPH: A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47(1), 31–37. doi:10.1190/1.1441278

Werner, S., (1953). Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies. *Sveriges Geologiska Undersök, Ser. C. C. Arsbok*, 43 (6).

### *Enlaces externos*

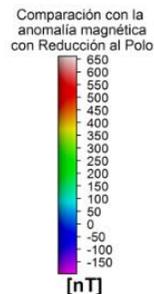
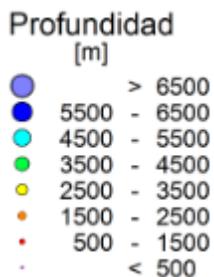
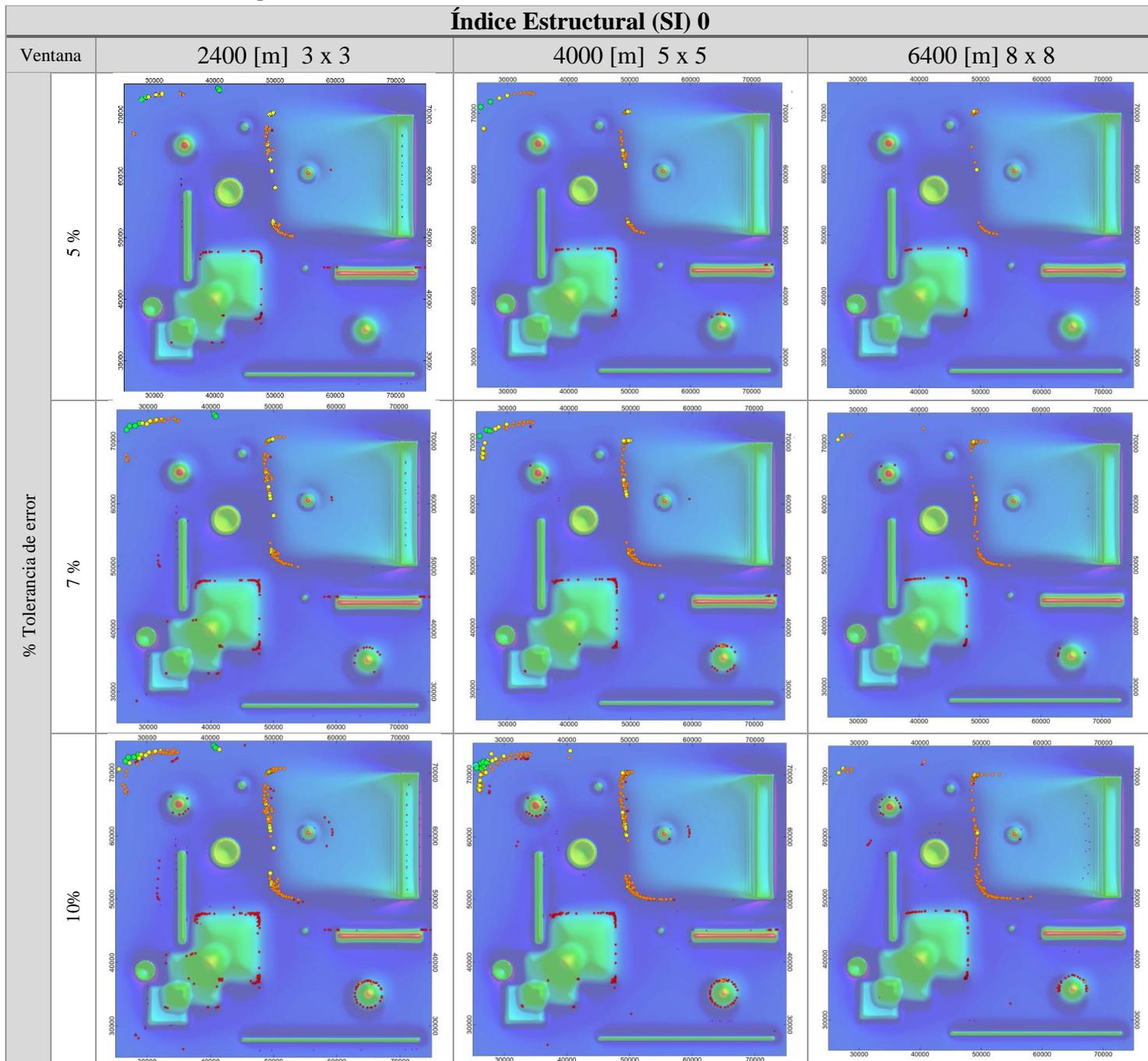
<https://docs.scipy.org/doc/numpy/reference/generated>

WDMAM (World Digital Magnetic Anomaly Map, 2015). <http://www.wdmam.org/>

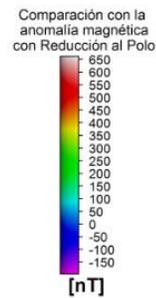
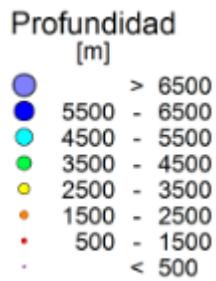
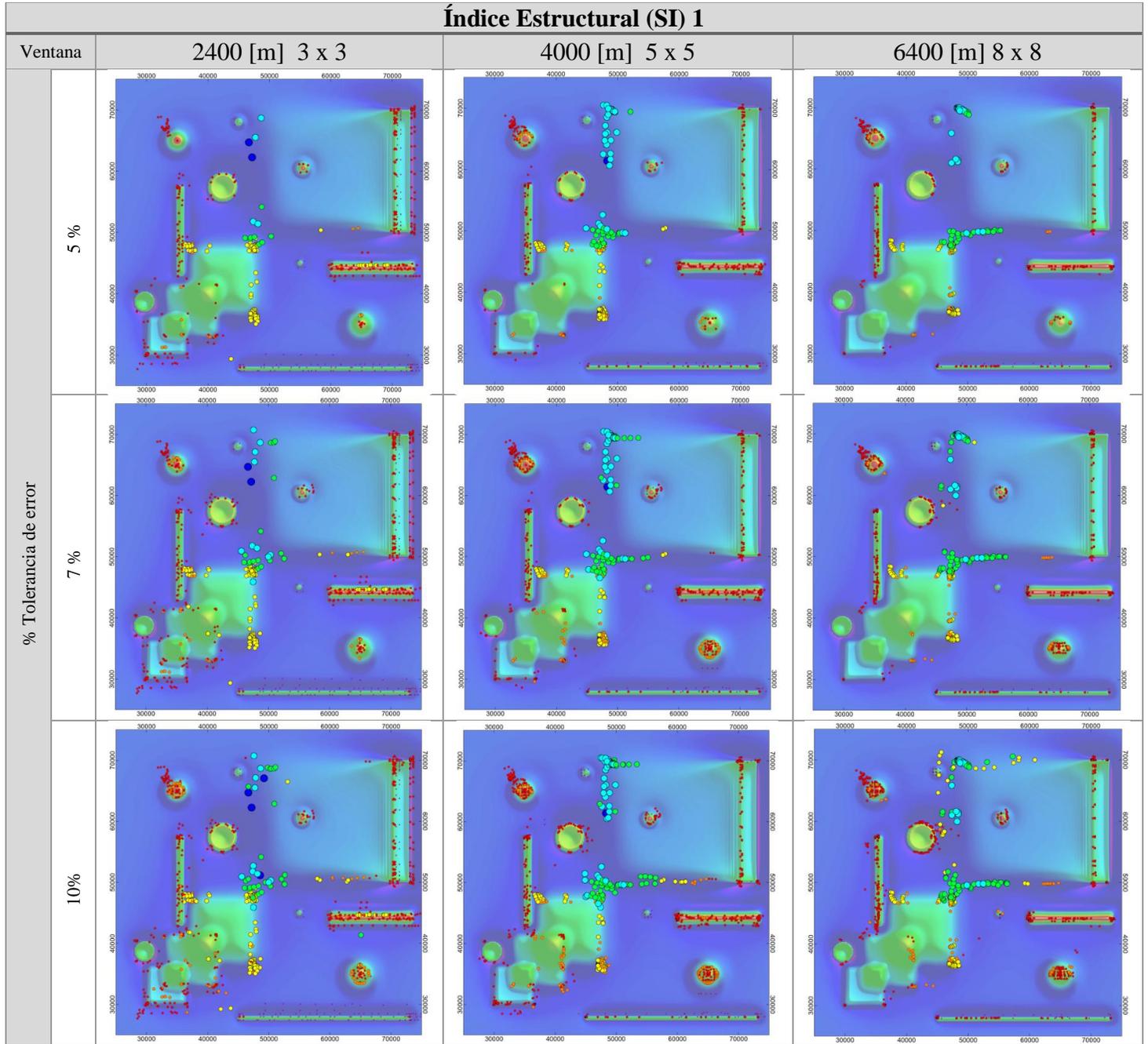
# *Anexo 1*

*Soluciones estimadas con Deconvolución de Euler para el Modelo Sintético 1.*

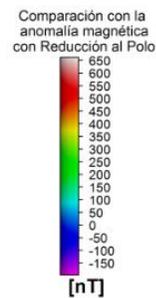
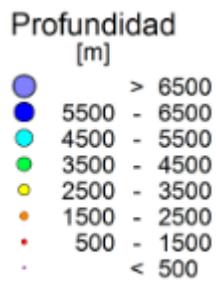
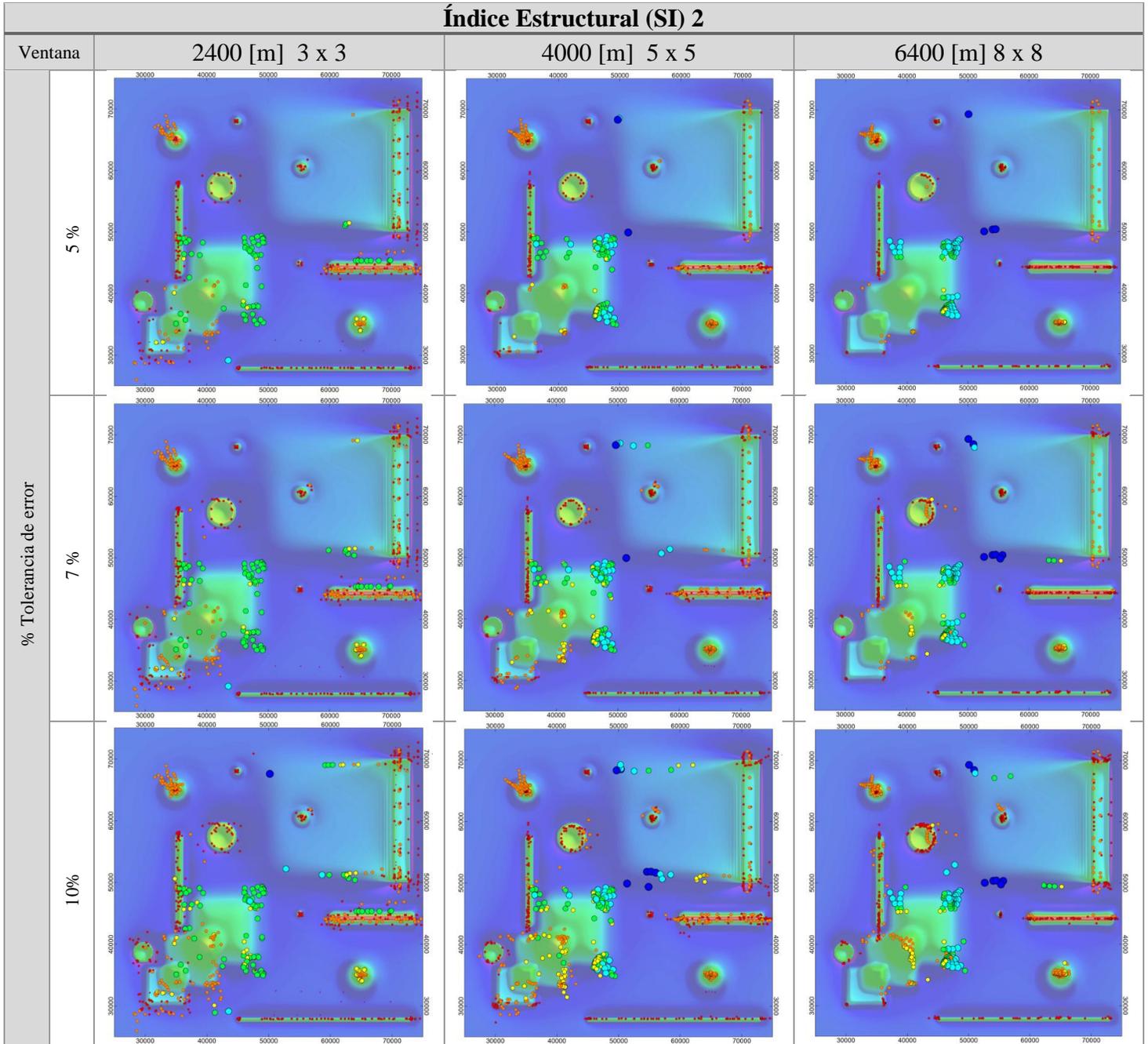
Resultados de las pruebas al Modelo Sintético 1.



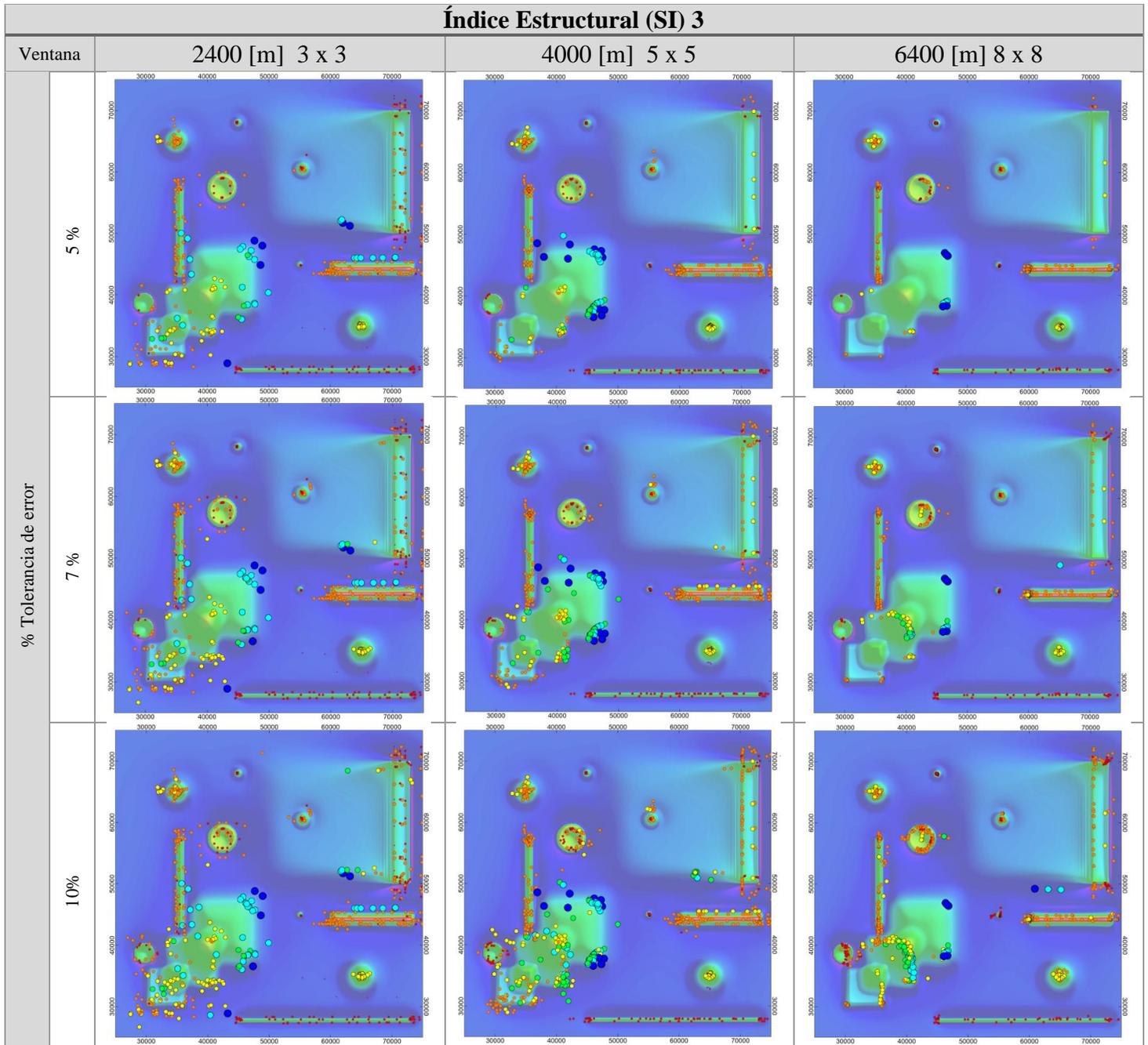
Resultados de las pruebas al Modelo Sintético 1.



Resultados de las pruebas al Modelo Sintético 1.



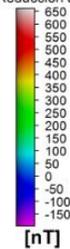
Resultados de las pruebas al Modelo Sintético 1.



Profundidad [m]

- > 6500
- 5500 - 6500
- 4500 - 5500
- 3500 - 4500
- 2500 - 3500
- 1500 - 2500
- 500 - 1500
- < 500

Comparación con la anomalía magnética con Reducción al Polo

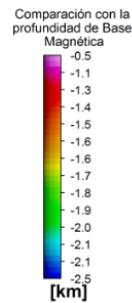
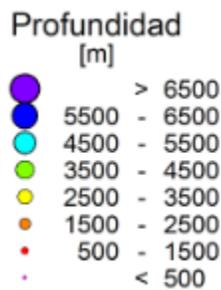
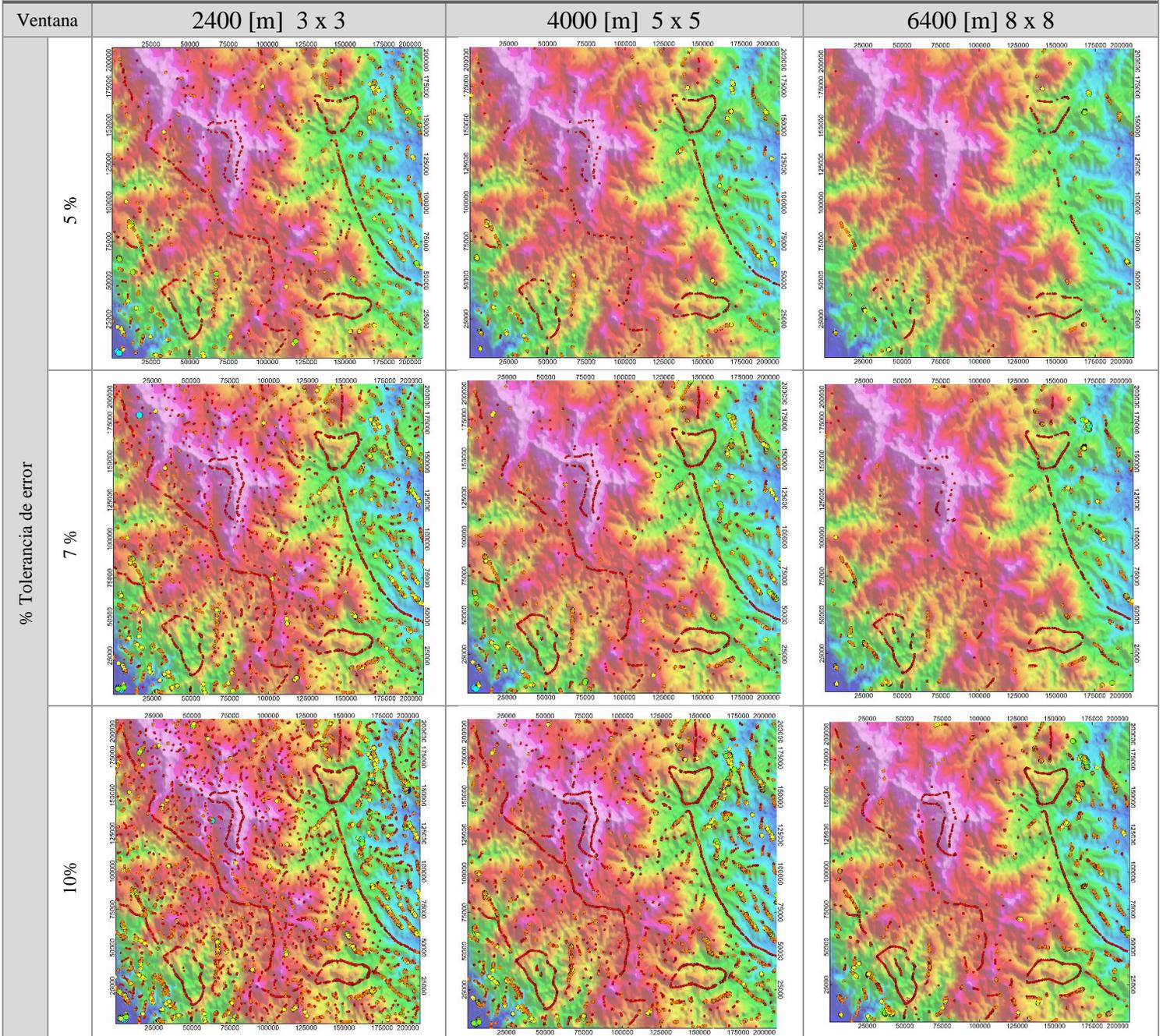


# *Anexo 2*

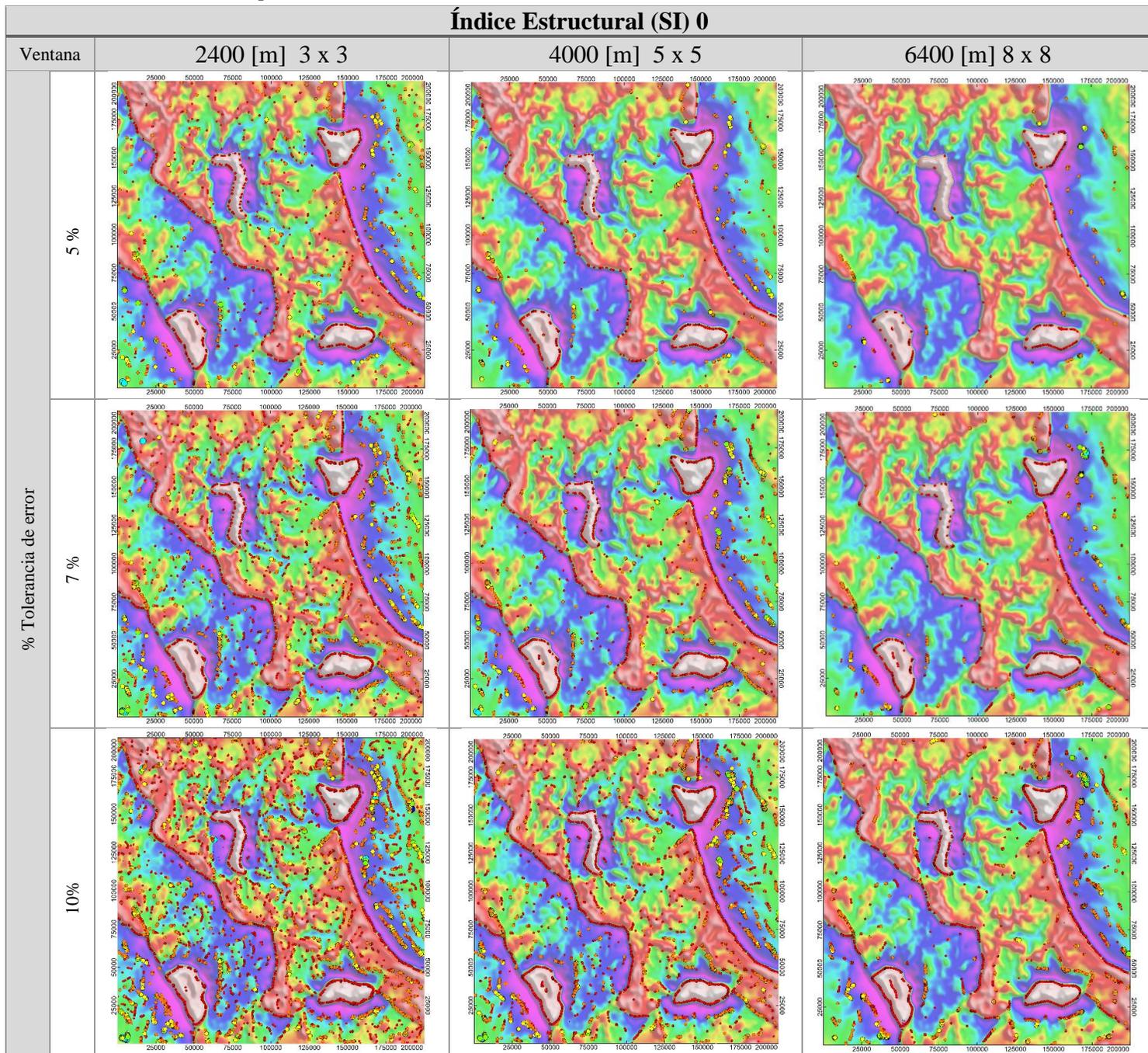
*Soluciones estimadas con Deconvolución de Euler para el Modelo Sintético 2.*

Resultados de las pruebas al Modelo Sintético 2.

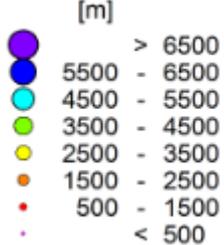
Índice Estructural (SI) 0



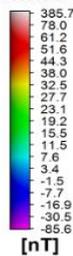
Resultados de las pruebas al Modelo Sintético 2.



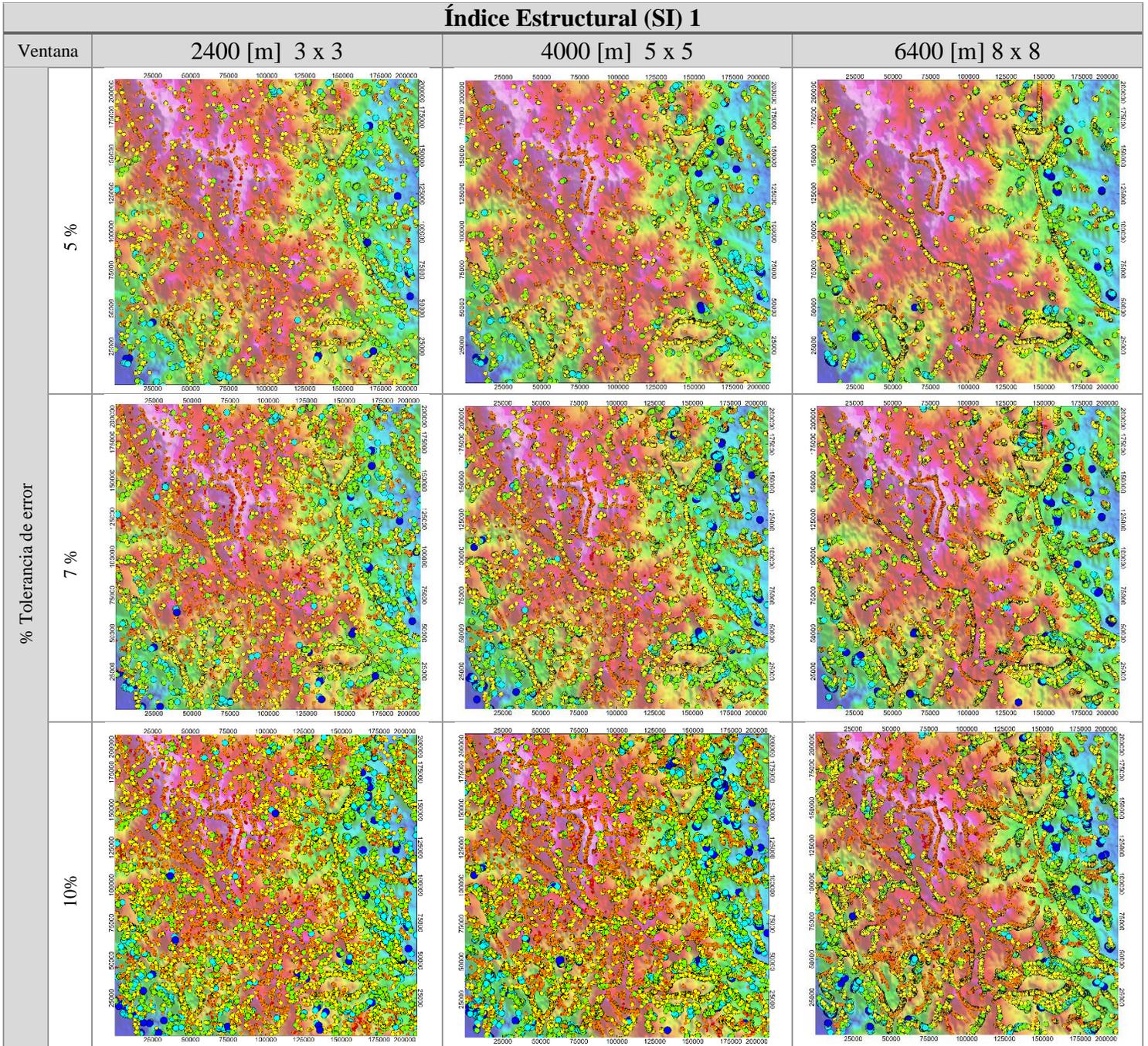
**Profundidad [m]**



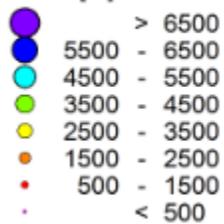
**Comparación con la anomalía magnética con Reducción al Polo**



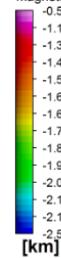
Resultados de las pruebas al Modelo Sintético 2.



Profundidad [m]

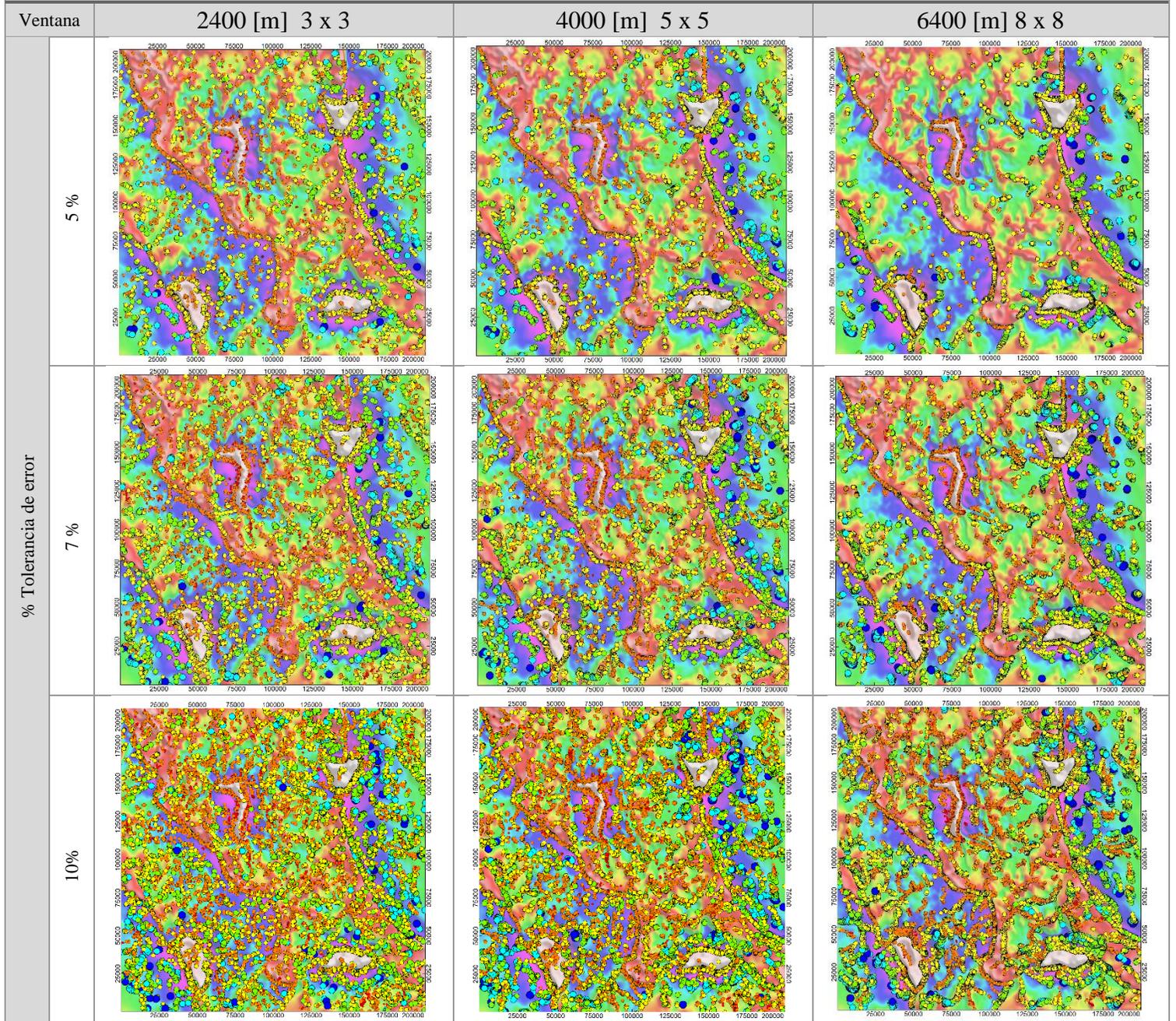


Comparación con la profundidad de Base Magnética

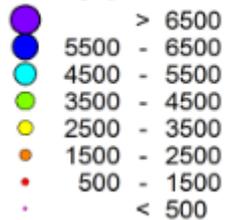


Resultados de las pruebas al Modelo Sintético 2.

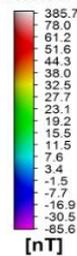
Índice Estructural (SI) 1



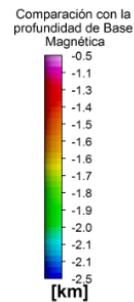
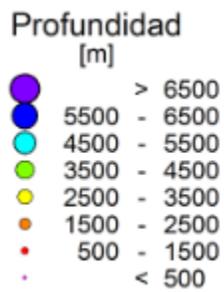
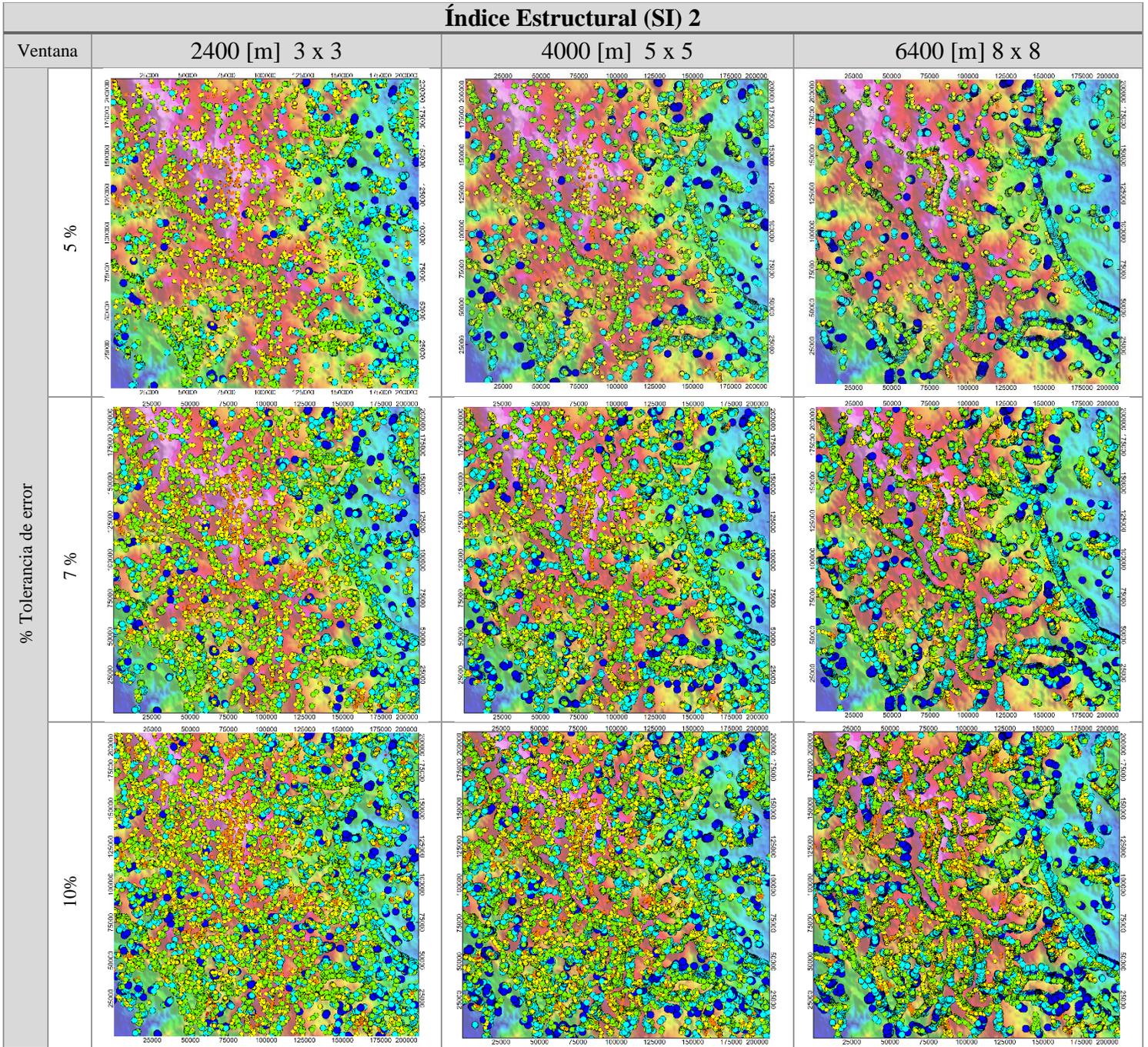
Profundidad [m]



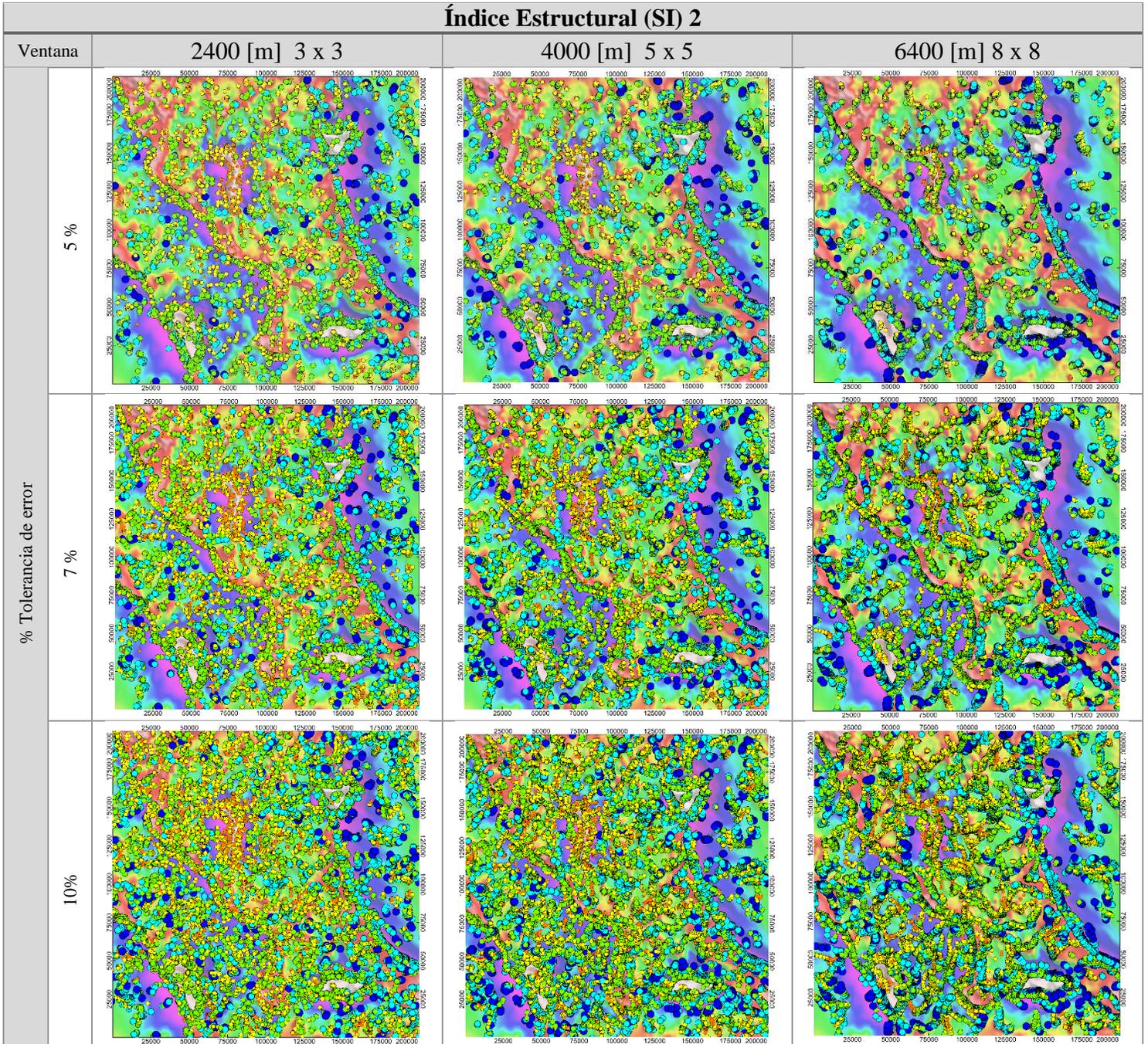
Comparación con la anomalía magnética con Reducción al Polo



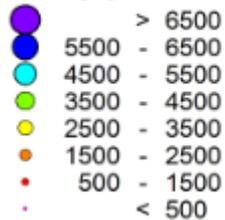
Resultados de las pruebas al Modelo Sintético 2.



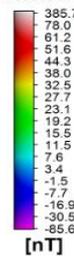
Resultados de las pruebas al Modelo Sintético 2.



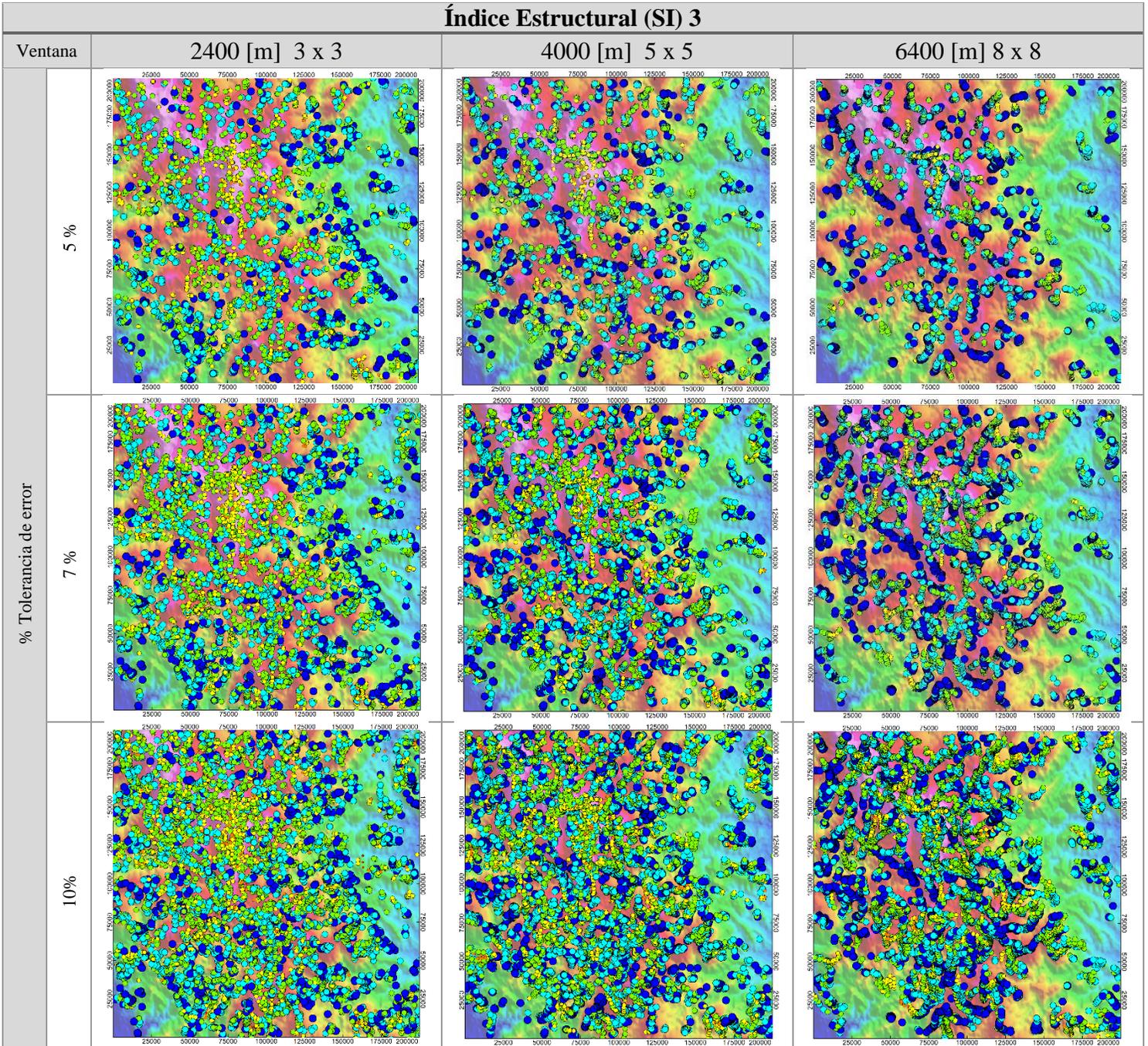
Profundidad [m]



Comparación con la anomalía magnética con Reducción al Polo



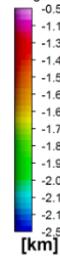
Resultados de las pruebas al Modelo Sintético 2.



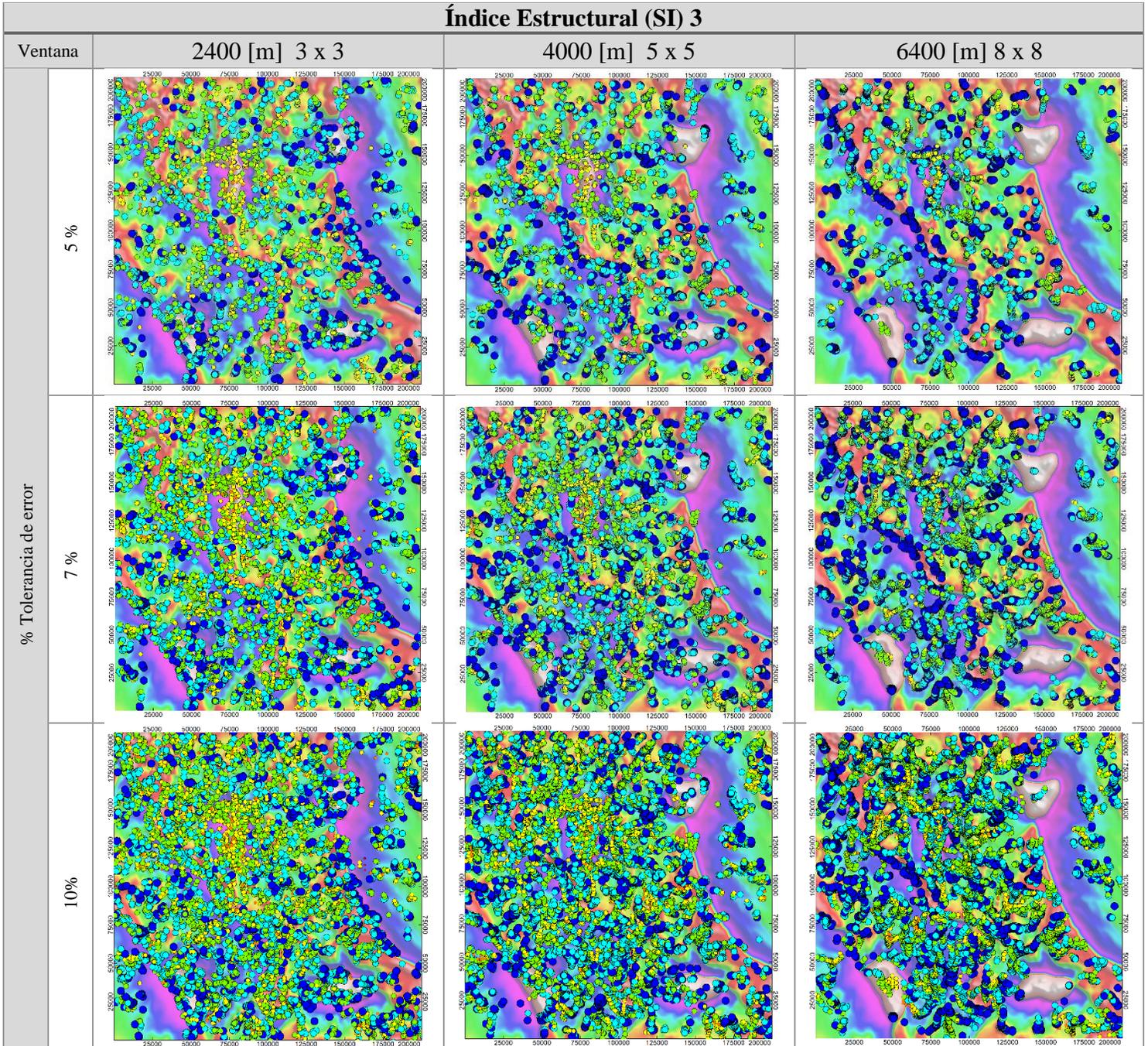
Profundidad [m]



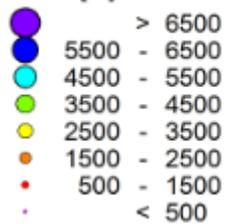
Comparación con la profundidad de Base Magnética



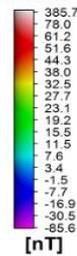
Resultados de las pruebas al Modelo Sintético 2.



**Profundidad [m]**



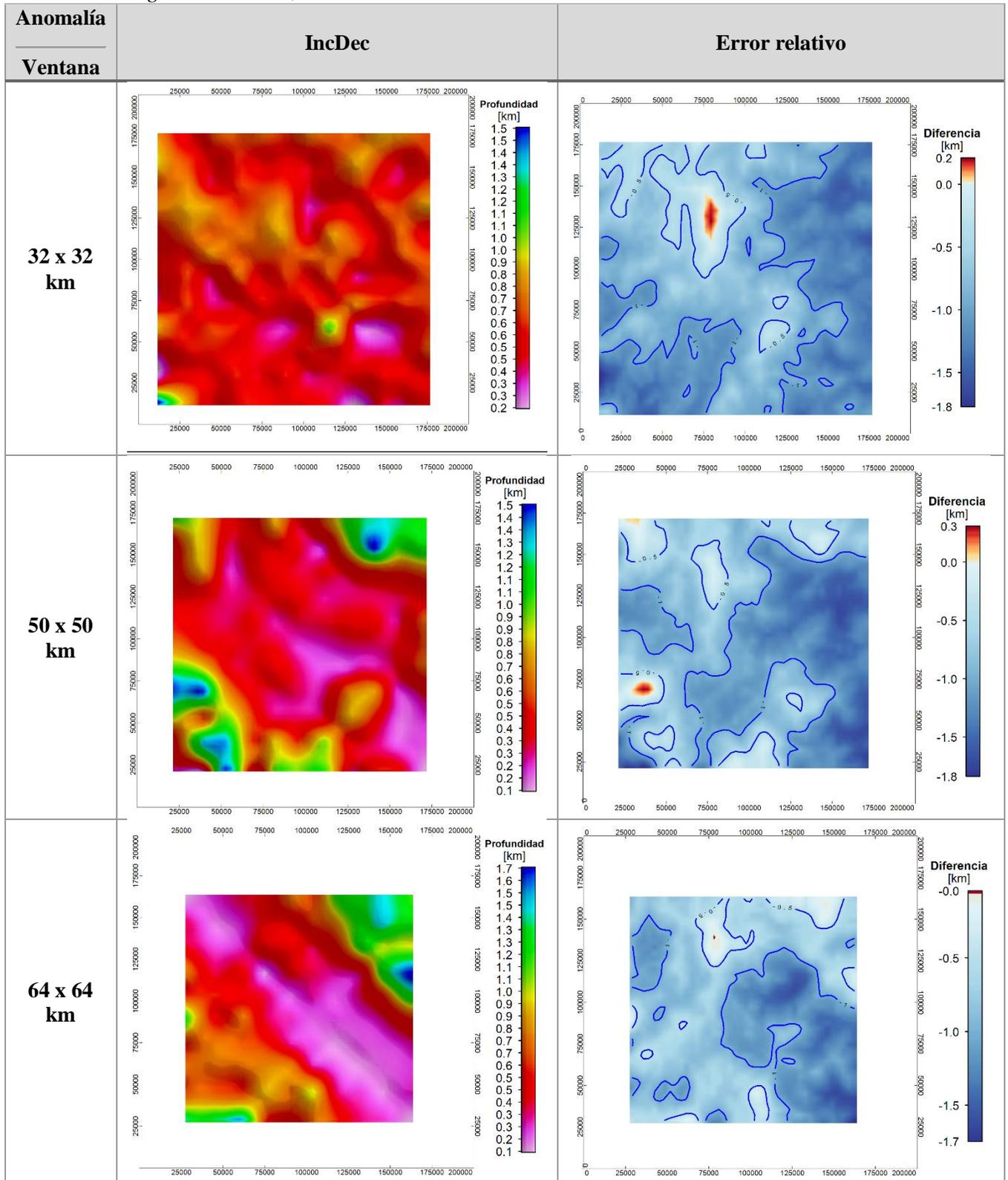
Comparación con la anomalía magnética con Reducción al Polo



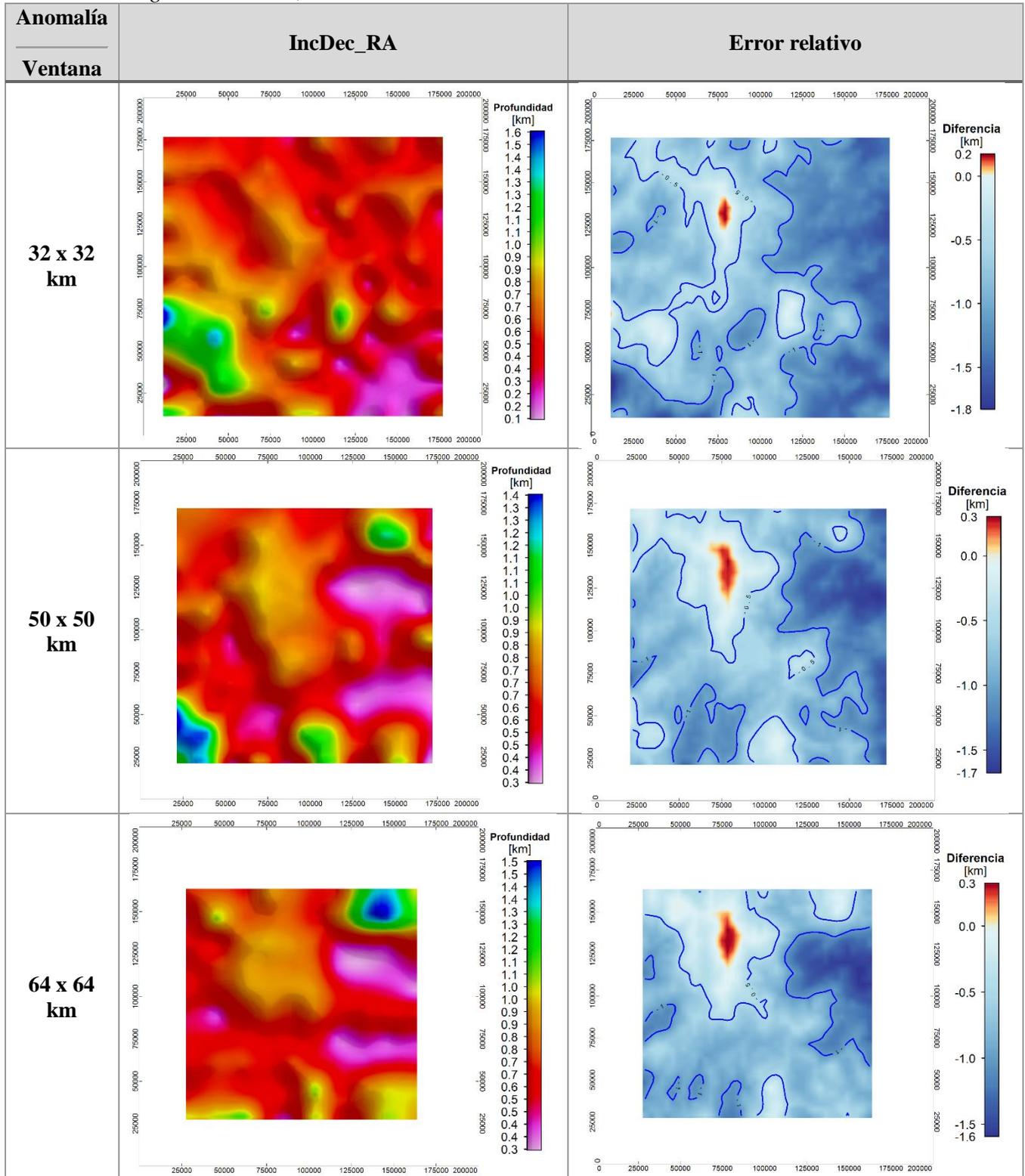
# *Anexo 3*

*Profundidades de  $Z_t$ ,  $Z_0$  y  $Z_b$  estimadas con ERP para el Modelo Sintético 2.*

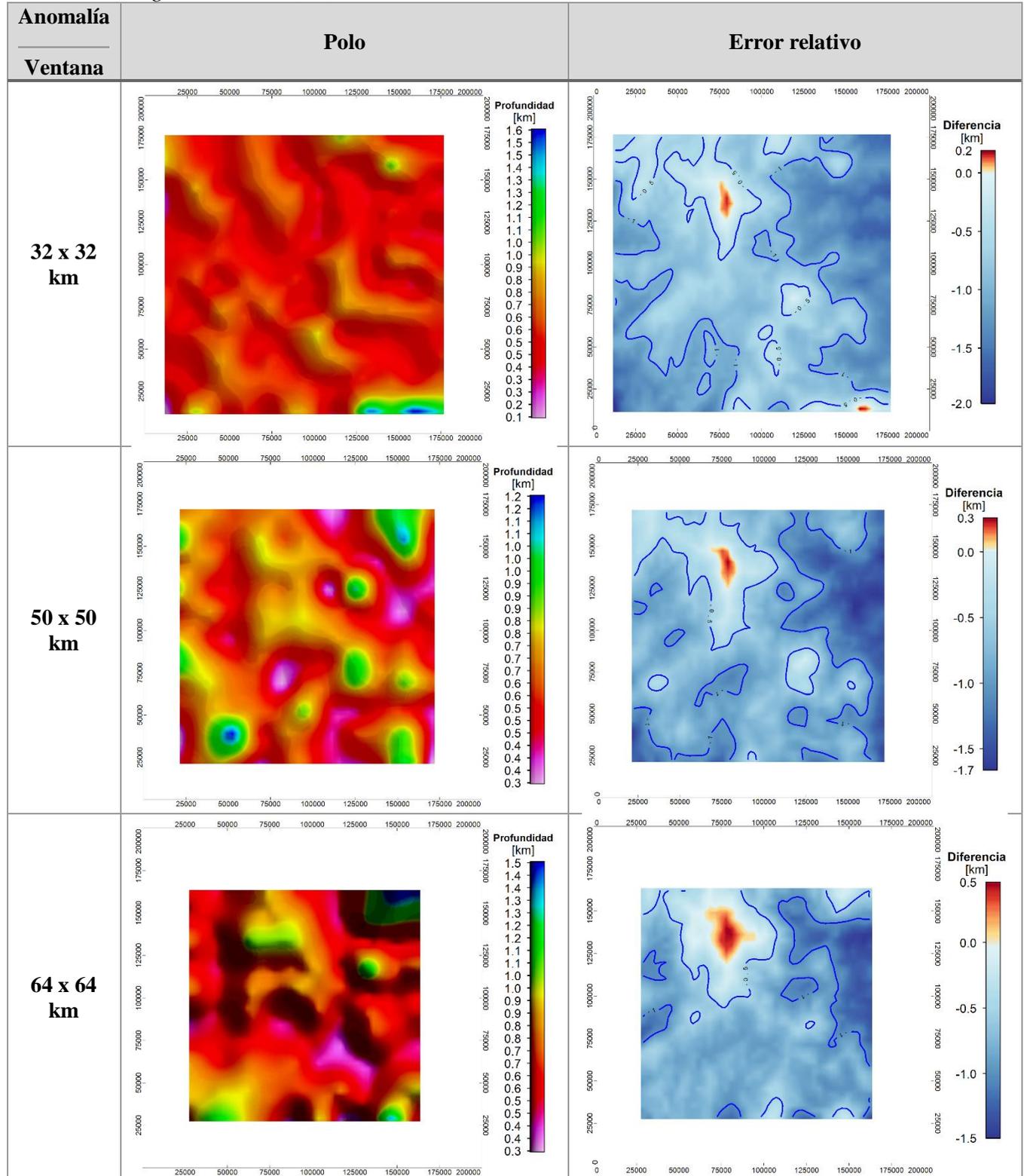
Basamento Magnético o Cima,  $Z_t$



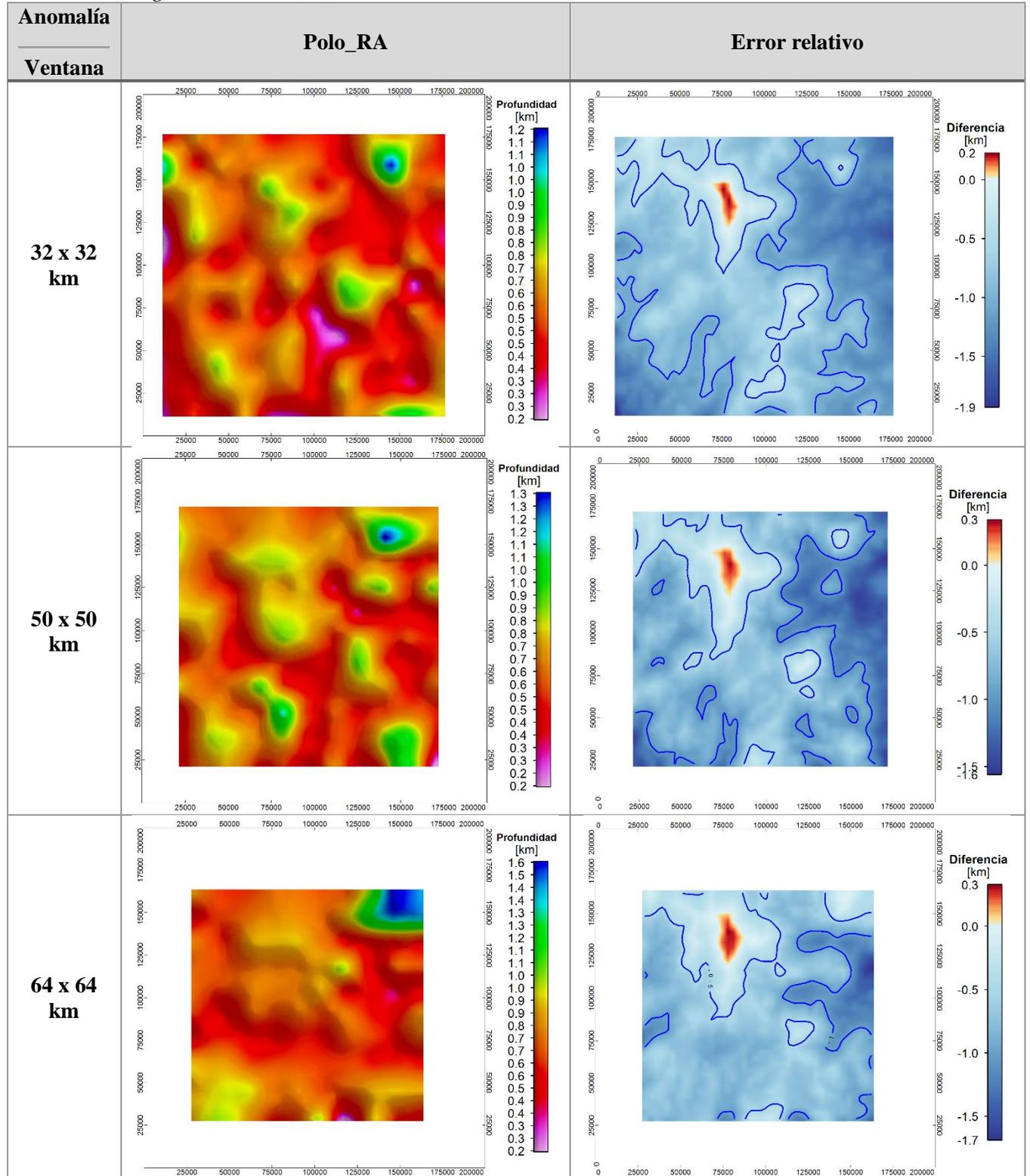
Basamento Magnético o Cima,  $Z_i$



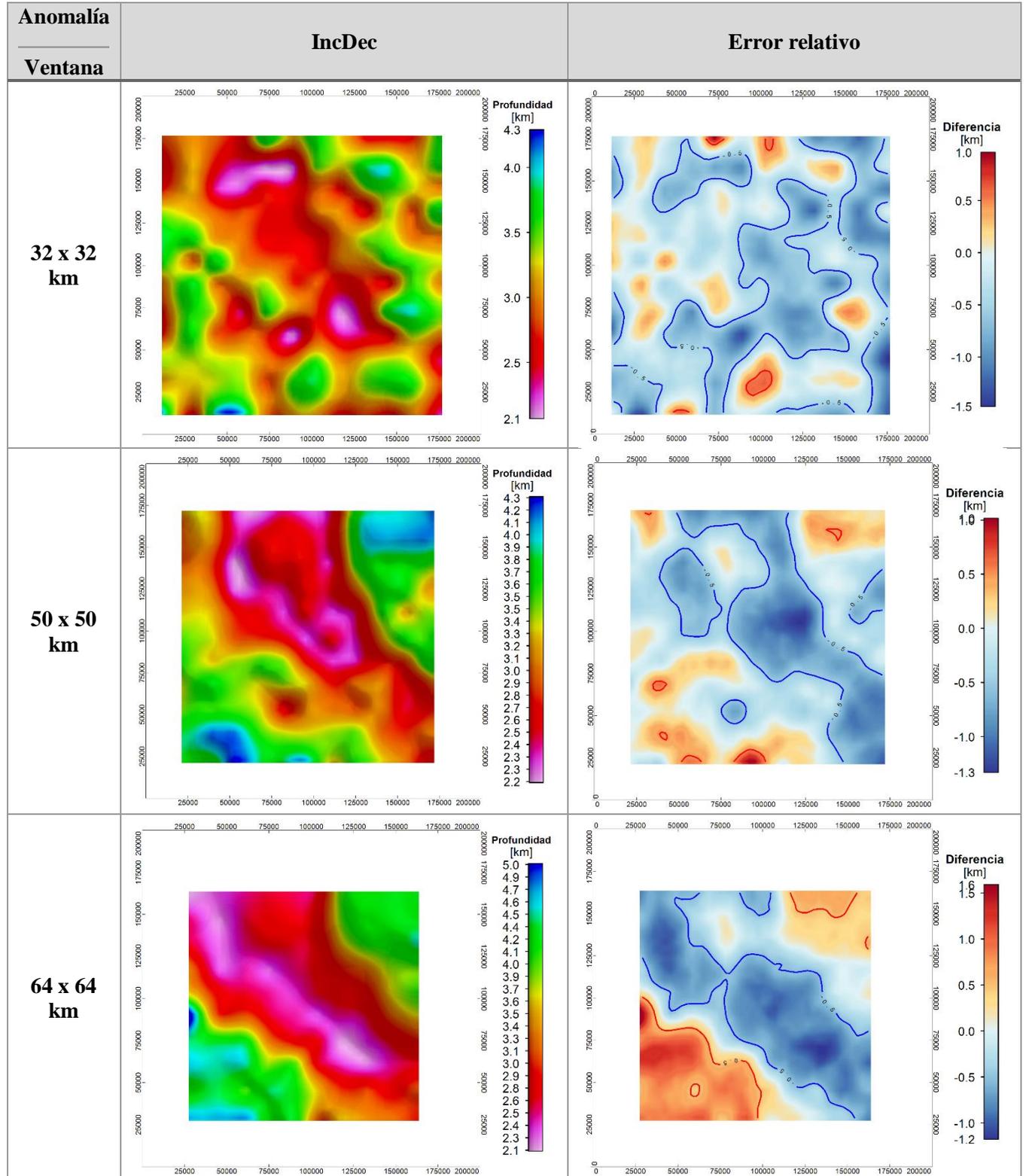
Basamento Magnético o Cima,  $Z_t$



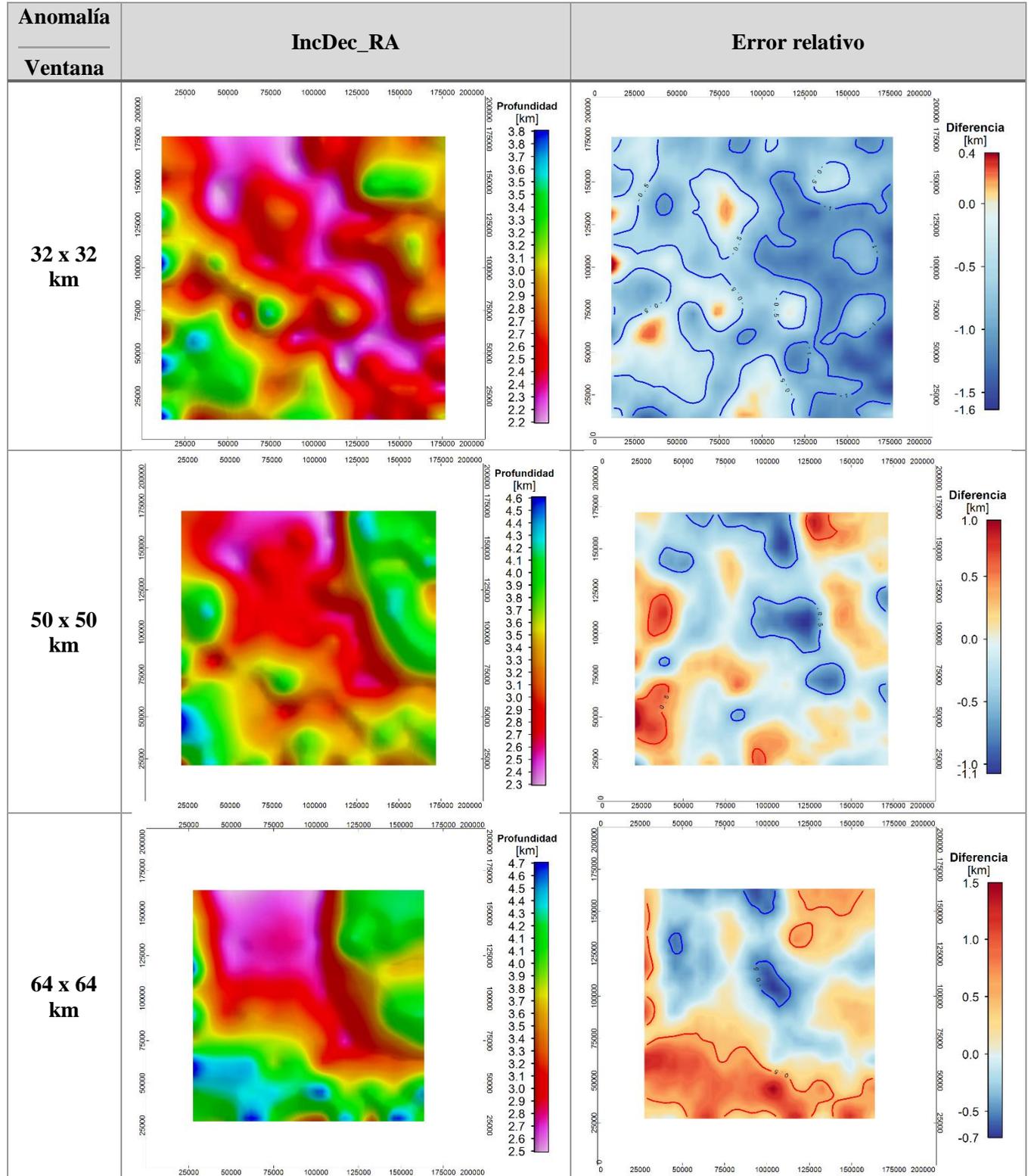
Basamento Magnético o Cima,  $Z_t$



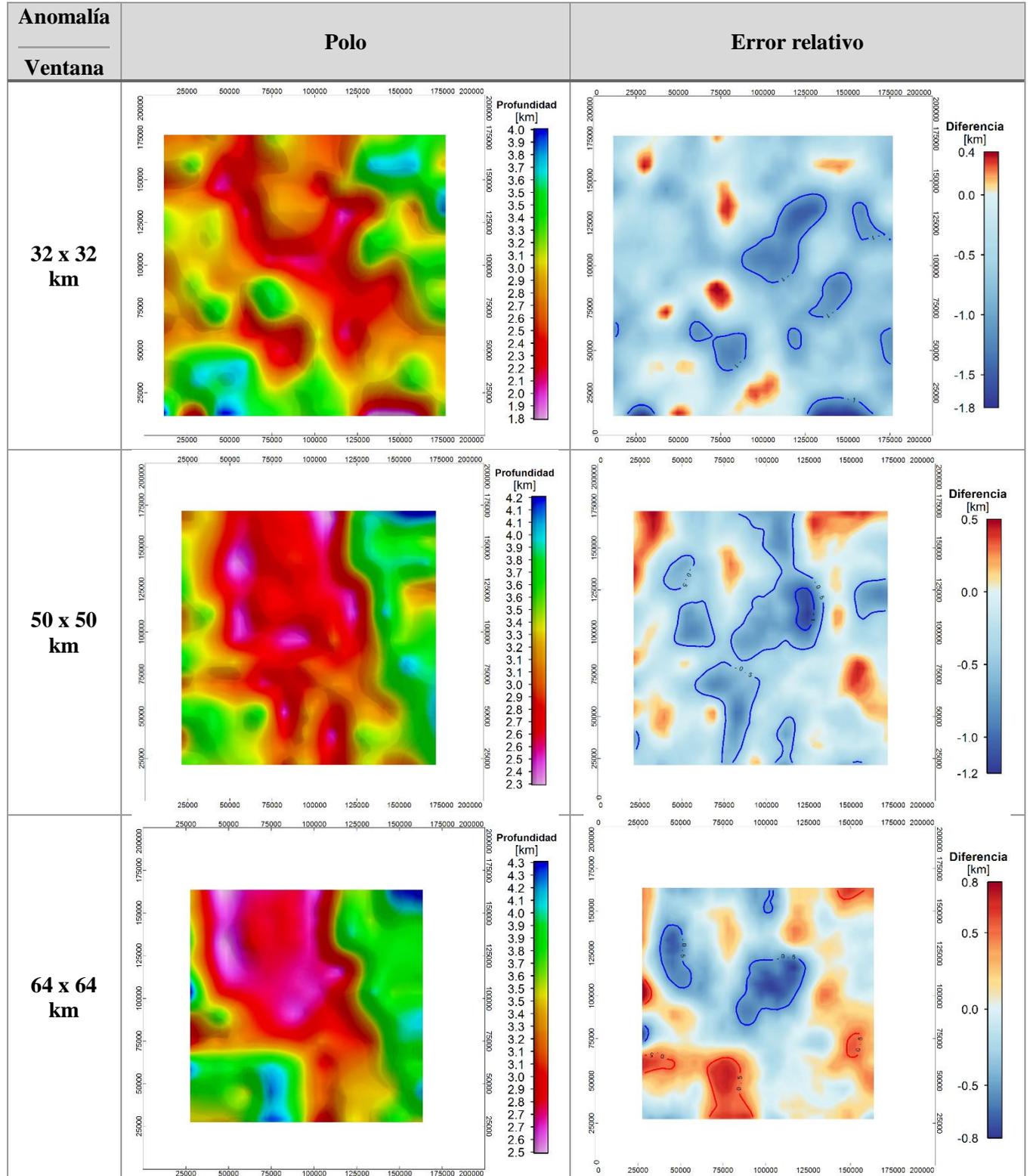
Centroide,  $Z_0$



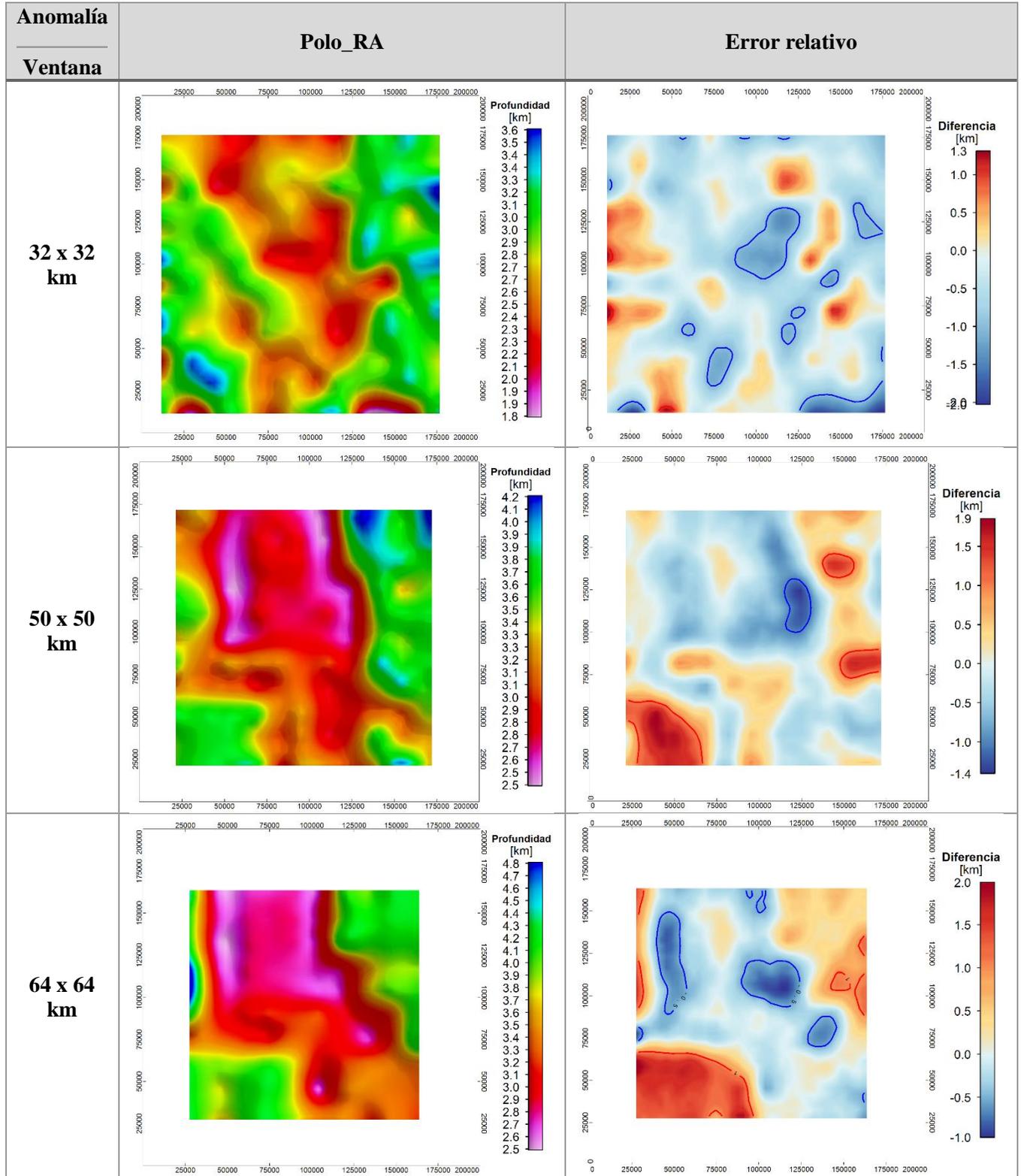
Centroide,  $Z_0$



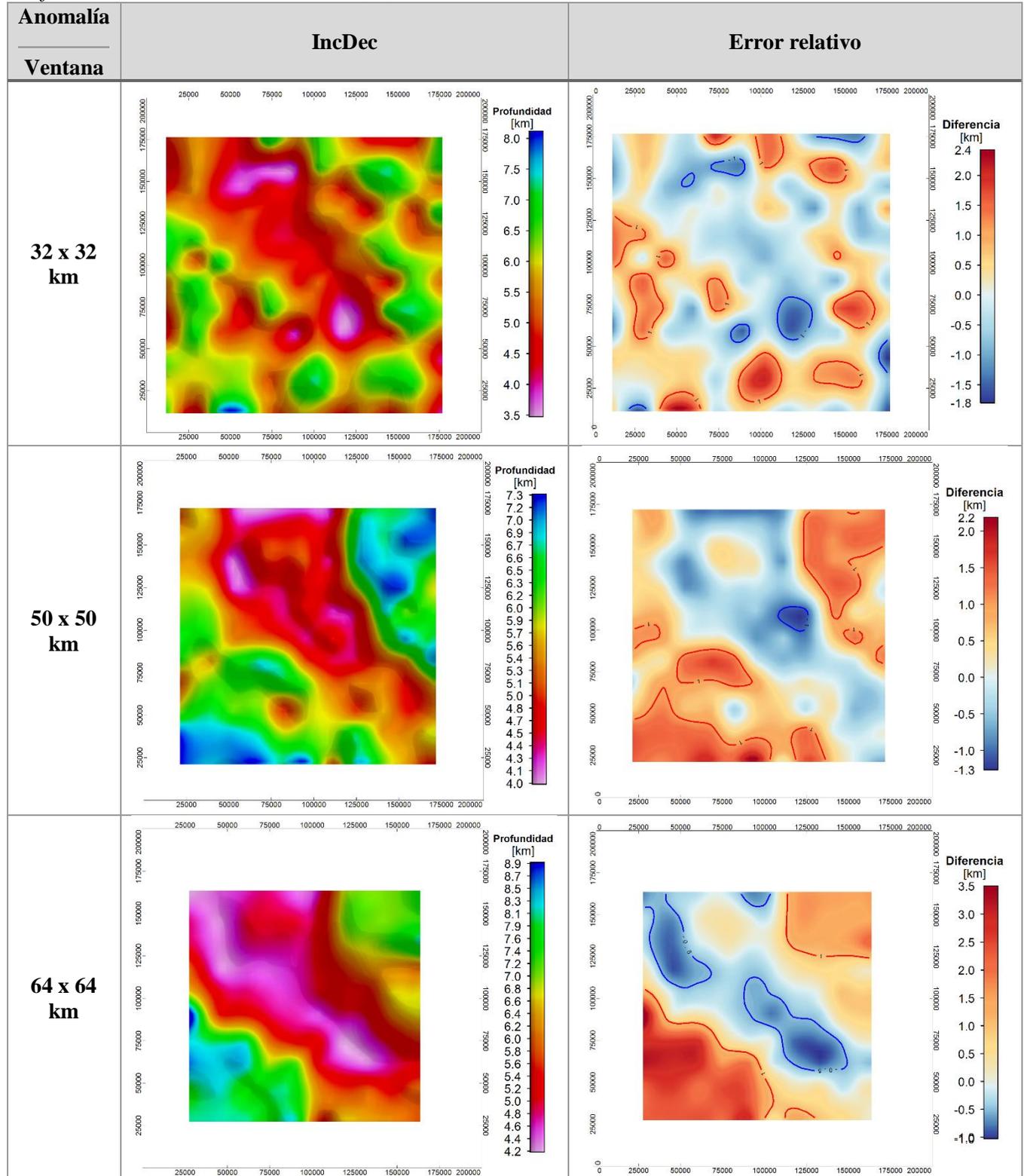
Centroide,  $Z_0$



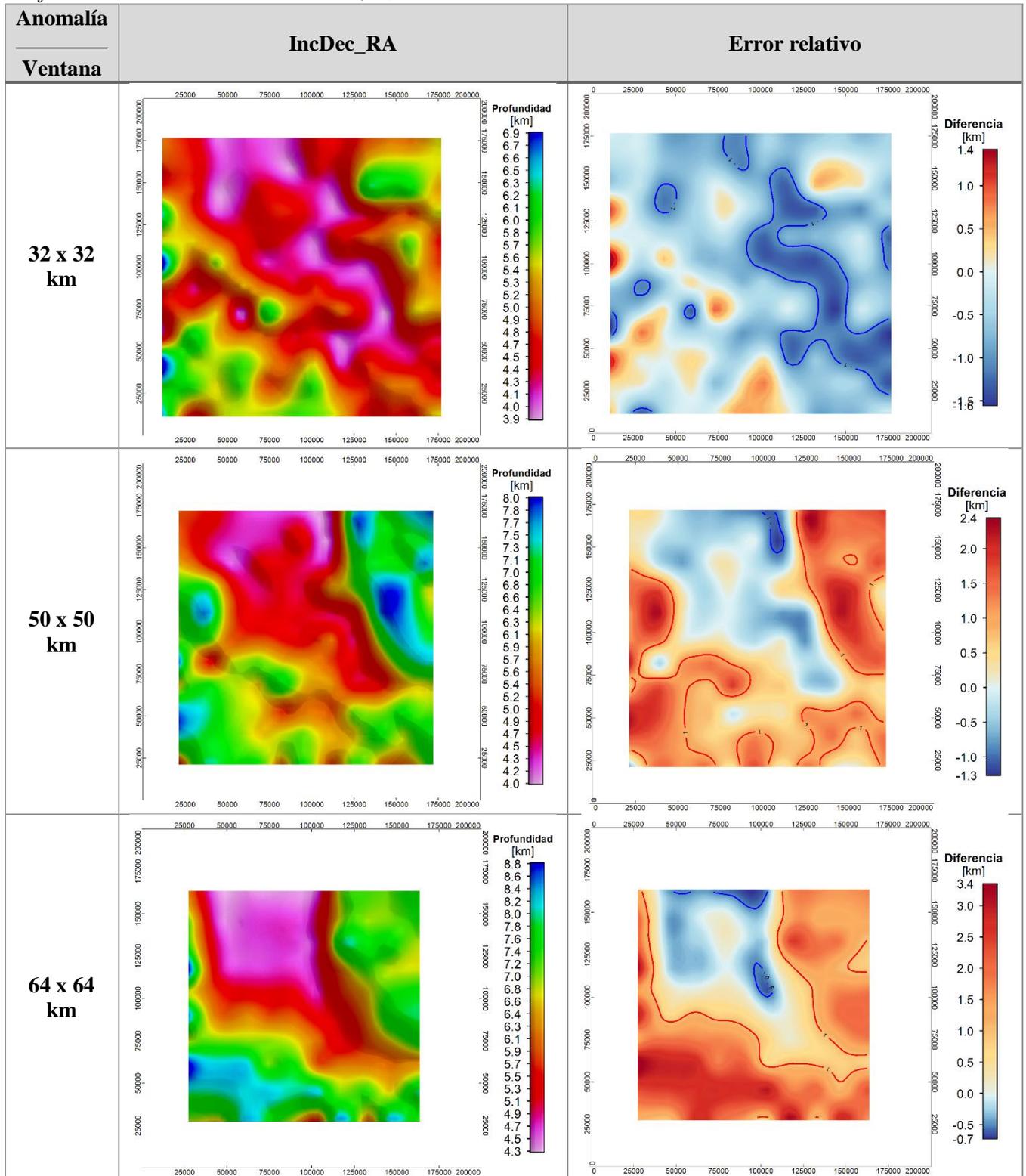
Centroide,  $Z_0$



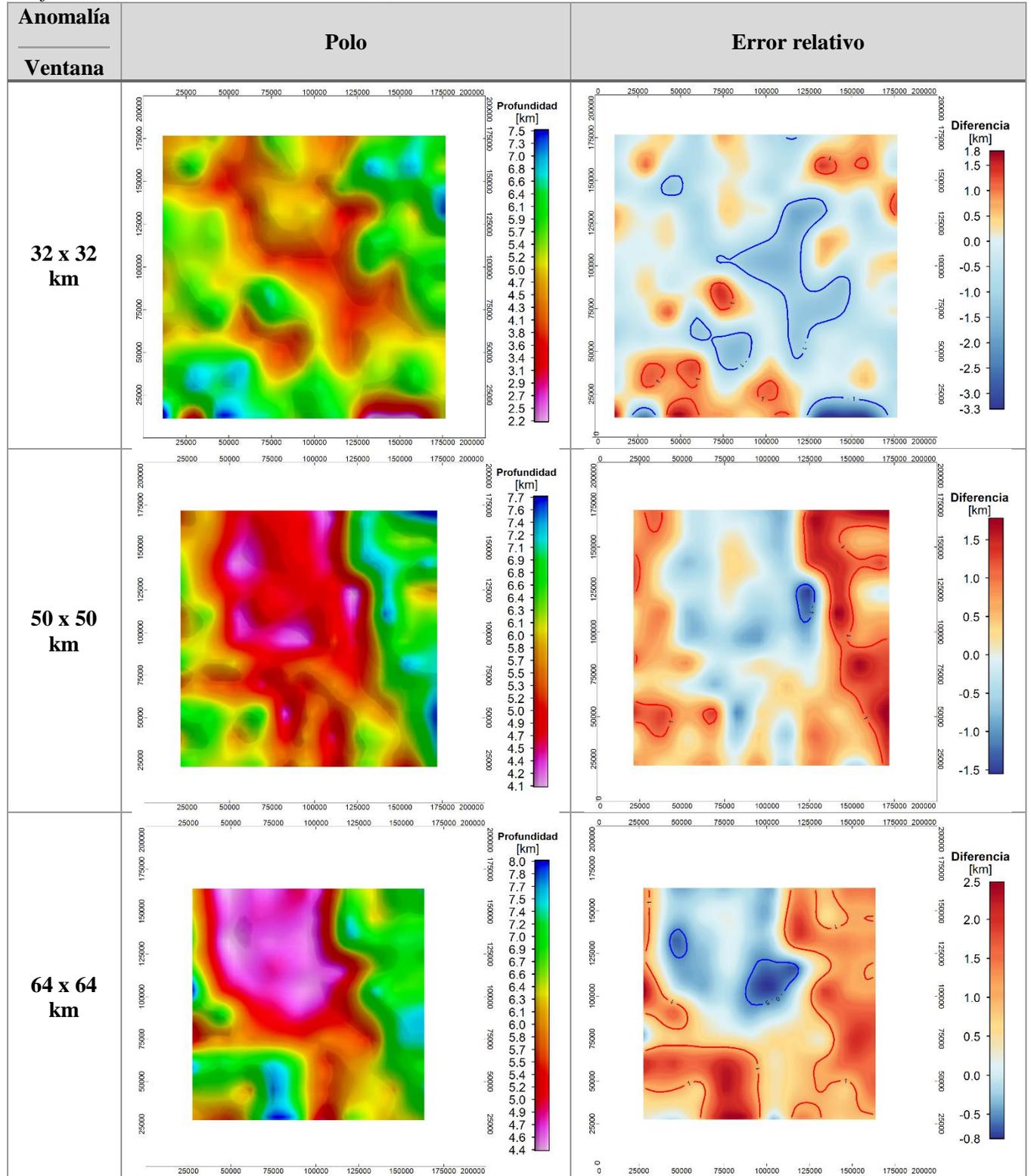
Profundidad de la Isoterma de Curie,  $Z_b$



Profundidad de la Isoterma de Curie,  $Z_b$



Profundidad de la Isoterma de Curie,  $Z_b$



Profundidad de la Isoterma de Curie,  $Z_b$

