



Método CSEM: Interpretación de Curvas (de magnitud y fase) vs Offset

Facultad de Ingeniería

Colegio de Geofísica

Asignatura: Prospección Electromagnética

Docente:

González Hernández Julio César

Integrantes:

García Velásquez Elvira

Paredes Román Clarise

Ramírez Rodríguez Ricardo Uriel

Torres Mora Carlos Alberto

Noviembre 29 -2022

Introducción

Los métodos electromagnéticos tienen como objetivo de estudio el campo electromagnético y su relación con las propiedades electromagnéticas de los materiales presentes en la litosfera, estos métodos incluyen una amplia variedad de técnicas, métodos de estudio, aplicaciones y procedimientos de interpretación, su aplicación involucra una o varias componentes de campo eléctrico o magnético proveniente de alguna fuente electromagnética que puede ser de origen natural o artificial. Entre los métodos que utilizan fuentes artificiales se encuentran los métodos electromagnéticos de fuente controlada (Controlled Source Electromagnetic, CSEM, en sus siglas en inglés), dicho método emplea tecnología para mapear la distribución de resistividad eléctrica del subsuelo, ayudando así a discriminar la presencia de distintos tipos de roca, e incluso la presencia de recursos invaluable como lo son los hidrocarburos, debajo del fondo marino.

Varias compañías como lo son ExxonMobil, Statoil, Shell e instituciones como el instituto de oceanografía, realizaron varios experimentos donde se demostró que los datos arrojados por el método CSEM pueden ser usados para divisar anomalías de resistividad que pueden estar relacionadas a yacimientos de hidrocarburos a grandes niveles de profundidad. El éxito de este método se basa en el hecho de que la estructuras que contienen estos recursos como el aceite y el gas, se caracterizan por tener resistividades altas comparadas con la geología circundante de dichos recursos. Este método permite a geólogos distinguir yacimientos secos o saturados de hidrocarburos.

El presente reporte muestra datos sintéticos del campo electromagnético simulados, mediante el método CSEM (Método descrito más adelante) con el fin de interpretar y encontrar las curvas de fase y magnitud para cuatro modelos asignados mediante el programa Dipole 1D, programa donde se han almacenado los distintos valores de las componentes del campo eléctrico y magnético, tanto su parte real como su parte imaginaria.

Objetivos

Objetivo general

Mediante la generación e interpretación de curvas de fase y magnitud, interpretar qué tipo de modelo geológico son los modelos: A, B, C, D proporcionados.

Objetivo específico

- ✿ Realizar el procesamiento adecuado a los datos proporcionados en clase y darles una interpretación apropiada.

Marco Teórico

Principio fundamental de la Teoría electromagnética

En general, los métodos EM son utilizados para mapear las propiedades eléctricas en las rocas del subsuelo. Para el autor Swift, estas propiedades son la (conductividad (σ) o su inversa la resistividad (ρ), la permitividad eléctrica (ϵ) y la permeabilidad magnética (μ). La propiedad que tiene un mayor rango de variación en ordenes de magnitud es...

(...) la resistividad o su inversa la conductividad, es por ello que, generalmente los métodos EM se enfocan en medir las variaciones en el subsuelo de esta propiedad. Los métodos EM incluyen una gran variedad de técnicas, métodos de sondeo, aplicaciones y procedimientos de interpretación. Cada técnica involucra la medición de uno o más componentes de los campos, eléctricos o magnéticos, mediante un receptor EM y de una fuente de energía EM también llamada transmisor EM. (Swift, 1988).

Fundamentos matemáticos

Las ecuaciones de Maxwell describen el comportamiento de las ondas electromagnéticas al propagarse en un medio conductivo en el dominio del tiempo y dominio de la frecuencia. En los métodos marinos CSEM que operan en el dominio de la frecuencia, una fuente EM de corriente variable (corriente alterna, CA) genera un campo electromagnético primario variable en tiempo, este campo EM primario induce corrientes eléctricas variables en tiempo en un medio conductivo por medio del efecto de inducción. Estas corrientes inducidas al subsuelo al propagarse a profundidad generan a su vez un campo magnético secundario y su respectivo campo eléctrico. Los receptores CSEM marinos son variados y dependiendo de su diseño pueden medir la variación de alguna o algunas de las componentes de ambos campos EM ($\mathbf{E}_{(x,y,z)}, \mathbf{H}_{(x,y,z)}$). Esta información se registra, se procesa e interpreta para obtener las variaciones de la conductividad del medio geológico que atravesaron las ondas electromagnéticas.

$\nabla \times \mathbf{E} + \partial \mathbf{B} / \partial t = 0$	Ecuación de Faraday-Lenz	(1)
$\nabla \times \mathbf{H} - \partial \mathbf{D} / \partial t = \mathbf{j}$	Ecuación de Ampere-Maxwell	(2)
$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho$	Ecuación de Gauss para campos eléctricos	(3)
$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0$	Ecuación de Gauss.	(4)

Donde E es el campo eléctrico o intensidad de campo eléctrico en (V/m)

B es el campo o inducción magnéticos en (Wb/m² o Tesla)

d es el desplazamiento dieléctrico en (C/m²)

J es la densidad de corriente en (A/m²)

H es la intensidad del campo magnético en (A/m)

ρ es la densidad de carga eléctrica en (c/m³)

De las ecuaciones anteriores se deduce la ecuación de continuidad

$$\nabla \cdot J + \frac{\partial \rho}{\partial t} = 0 \quad (5)$$

Que establece la ley de conservación de la carga eléctrica, están ecuaciones se complementan especificando las relaciones constitutivas del medio material. Pueden ser escritas, siempre que la magnitud de los campos E y H y la de sus derivadas temporales no sean muy grandes como:

$$d = \varepsilon E \quad (6)$$

$$B = \mu H \quad (7)$$

$$J = \sigma E \quad (8)$$

Estas últimas ecuaciones muestran como los campos se ven afectados por las propiedades electromagnéticas del medio en base a un modelo. La permeabilidad eléctrica ε (F/m), la permeabilidad magnética μ (H/m), y la conductividad eléctrica σ (S/m) son tensores en caso de ser el medio anisótropo, y escalares en caso de isotropía. Las ecuaciones de Maxwell con las que es necesario trabajar en CSEM quedan expresadas como:

$$\nabla \times E + i\omega\mu H = 0 \quad (9)$$

$$\nabla \times H - \sigma E = J_E^S \quad (10)$$

En su forma armónica e incluyendo la corriente eléctrica externa causada por la fuente artificial.

Método CSEM marino

Los métodos EM se clasifican en distintas categorías dependiendo del tipo de fuente, dominio en el que trabaja, tipo de arreglo transmisor-receptor, tipo de onda, profundidad de investigación, por mencionar algunos. Como la Tabla 2-1 muestra, existe una gran variedad de métodos EM. Cuando las corrientes en un medio conductivo son generadas sin el contacto directo del transmisor o fuente sobre el medio se induce una corriente eléctrica a partir de un campo magnético primario variable mediante el fenómeno de inducción.

Por ello la respuesta EM se denomina inducción EM o técnica “inductiva”.

” (...) Para corrientes transmitidas directamente hacia el interior del medio en los métodos eléctricos (CC) en donde los electrodos de corriente se encuentran en contacto con la superficie del medio, la técnica se denomina “galvánica”. Las técnicas galvánicas dependen

de un buen contacto entre los electrodos y el medio, por lo que no son apropiadas para áreas con alta resistividad superficial (...). (Swift, 1988).

El método CSEM marino surgió para contrarrestar las desventajas que presenta la aplicación marina del método MT. A su vez, el método MMT (del inglés marine magnetotelluric) ...

(...) tiene una sensibilidad limitada a una estructura somera en altas frecuencias debido a la baja conductividad de la corteza oceánica y del manto superior, que, junto con el tirante de agua, atenúan la señal EM. De igual forma, la incidencia vertical del campo EM en MT induce sólo una respuesta horizontal en el suelo marino y por ende no es posible detectar cuerpos resistivos delgados sub-horizontales en el subsuelo marino (típicamente la forma de los yacimientos de gas y aceite). El método CSEM marino es sensible a estas estructuras mediante la propagación lateral en aumento asociada a grandes "skin depths" en capas resistivas y por la irrupción galvánica de corrientes verticales generadas por un dipolo eléctrico horizontal. (Constable, S. 2013, p.505).

La pérdida de energía a altas frecuencias en MMT es compensada al remolcar un transmisor EM cerca del suelo marino, lo que permite un mejor acoplamiento de la energía con las rocas del suelo marino y que se propague lateralmente hacia los receptores. La frecuencia de operación es típicamente de 1 a 10 Hz, pero el rango se ha ampliado de 0.1 a 30 Hz para aplicaciones de exploración dependiendo la conductividad de la formación a estudiar.

"(...) Los datos consisten en amplitudes EM y fases en función del desplazamiento (offset) fuente-receptor y frecuencia. Entre más resistiva sea una roca más lentamente decae la amplitud respecto al desplazamiento y menos varía la velocidad aparente de la fase. Entonces las mediciones CSEM marinas son preferentemente sensitivas a un material resistivo (Constable, 2013). Los métodos CSEM marinos pueden ser estudiados en dos tipos de ambientes: aguas someras (que incluye la plataforma continental) y aguas profundas (...). (Zhdánov, 2009).

En aguas someras: la profundidad máxima en el agua es menor de 500m, proveyendo una conductancia de hasta 750 siemens (Zhdánov, 2009). En estas aguas, debido a la poca profundidad del tirante del agua, existen menos complicaciones técnicas en la adquisición de datos y la mayoría de las mediciones pueden hacerse en la superficie del mar.

Sin embargo, debido a la conductividad del agua de mar el efecto de la onda de aire afecta las mediciones. Este efecto, el de onda de aire, es un problema menor en la inversión además de que recientes investigaciones sugieren que esta energía puede ser utilizada como una segunda fuente. Para el autor Zhdánov, una onda de aire...

(...) Se vuelve considerable en aguas someras pero la sensibilidad al objetivo se mantiene o mejora cuando la onda de aire interactúa favorablemente con el objetivo. Mientras el tirante de agua permita que la fuente se encuentre cerca de la superficie del mar y no impida ver una estructura geoeléctrica bajo el suelo marino, se considera una adquisición de aguas someras. Este impedimento, por parte del tirante de agua, aumenta cuanto mayor sea la conductividad del agua marina. (Zhdánov, 2009).

En aguas profundas: el promedio de las aguas profundas es de 6km, proporcionando decenas de miles de Siemens en conductancia. Se considera que cuando el tirante de agua es lo suficientemente grande como para afectar la propagación del campo EM hacia el fondo marino la fuente debe ser remolcada cerca del suelo marino y las observaciones del campo deben ser

hechas con receptores fijos en el suelo marino. De otra forma conforme aumenta la profundidad se tendría que utilizar frecuencias cada vez más bajas para evitar tener problemas con el tirante de agua sacrificando resolución para estudiar a detalle el suelo marino (Zhdánov, 2009). Sin embargo, las dificultades operacionales aumentan para la adquisición de datos por lo que la profundidad máxima en donde se han realizado adquisición de datos es menor a los 3500m de tirante de agua.

Las mediciones en aguas someras tienen ciertas ventajas sobre las mediciones en tierra. La uniformidad de la capa de mar reduce la dispersión en las mediciones causadas por el ruido geológico en tierra. Además de que una mejor movilidad en el mar permite una alta densidad de datos a lo largo del área de adquisición. Estos factores conducen a un menor requerimiento de resolubilidad cuando las mediciones se hacen en mar. Sin embargo, cuando la columna de agua es muy profunda o el contraste de conductividad entre el agua marina y el fondo marino es muy grande, es mejor hacer las mediciones en el fondo marino. Dependiendo del grado de detección que se esté dispuesto a aceptar, antes de que valga la pena el esfuerzo operacional en realizar mediciones en aguas profundas, se puede considerar un levantamiento del tipo de aguas someras (Zhdánov, 2009).

Campo electromagnético y el ambiente marino.

Las condiciones físicas para la generación y observación del campo electromagnético en tierra difieren significativamente a las del fondo marino. Las características del ambiente oceánico tienen un impacto considerable en el desarrollo y construcción de la instrumentación a utilizar en el método CSEM marino además de que la capa de agua suprayacente al suelo marino afecta las señales a medir del campo EM. Estas diferencias resultan en diferentes técnicas para medir el campo EM en el mar en comparación con las observaciones realizadas en tierra (Zhdánov, 2009 y Constable, 2013).

A diferencia de la corteza terrestre, en la corteza oceánica el agua penetra prácticamente toda la corteza hasta el límite de Mohorovicic debido a su porosidad, permeabilidad y al gran número de fallas subverticales. Como resultado, las heterogeneidades de pequeña escala (static shift) presentes en el subsuelo (que causan distorsiones difíciles de rastrear en tierra) están prácticamente ausentes en el suelo marino. La conductividad eléctrica de los sedimentos del fondo marino es solo 1.5-4 veces más baja que el suelo marino (Edwards, 2005), y la segunda capa inferior, consistente de lavas acojinadas basálticas tienen una conductividad de alrededor de 0.1 S/m. La parte baja de la corteza formada por un material menos poroso de basaltos masivos está caracterizada por el rango de baja conductividad de 0.0001 a 0.03 S/m.

Otra peculiaridad de la corteza oceánica es la anisotropía de su conductividad eléctrica, especialmente cerca del eje de esparcimiento de la lava basáltica en erupción a lo largo de las dorsales oceánicas. En consecuencia, estructuras anisotrópicas y heterogéneas se forman, en donde la conductividad en la dirección paralela a la zona de rift es mayor que en la dirección perpendicular, mientras que en la conductividad vertical es mayor que la horizontal. El grado de anisotropía, así como la conductividad promedio de la corteza terrestre decrece con la edad de la corteza (Shaw, 1994).

Atenuación de la onda EM en el mar

Aunque la geometría de la señal EM y su respuesta puede ser representada como análoga a la de una reflexión sísmica, el efecto EM posee un origen físico y un comportamiento diferente.

La energía EM en un medio conductor posee una naturaleza difusiva más que una propagación de ondas en términos de la ecuación de onda. La señal variable en el tiempo induce una corriente parásita (variante en el tiempo) en la capa conductora. Esta corriente parásita inducida depende de la resistividad de la formación conductora, de la magnitud y la frecuencia de la señal de la fuente. A su vez la corriente parásita induce un campo magnético que se propaga desde la formación que es el campo que los sensores colocados en la superficie miden (Maza A., 2015).

La corriente parásita de la formación conductora se contrapone al cambio producido en el campo generado por la fuente. El resultado de la corriente parásita y la transferencia de energía a la señal de respuesta es la atenuación de la onda EM de entrada (Figura 1). Por consiguiente, a medida que la onda ingresa en el medio conductor, alcanzando cada vez mayor profundidad, la corriente parásita se vuelve más débil. Conforme continúa este proceso, la señal incidente decae con cada incremento sucesivo de la profundidad dentro de la formación conductora a la vez que se forman señales de respuesta más débiles. Este decaimiento se denomina efecto peculiar o de atenuación. En las formaciones más conductivas, el campo incidente induce un flujo de corriente mayor que cancela parcialmente el campo generado por la fuente (Maza A., 2015).

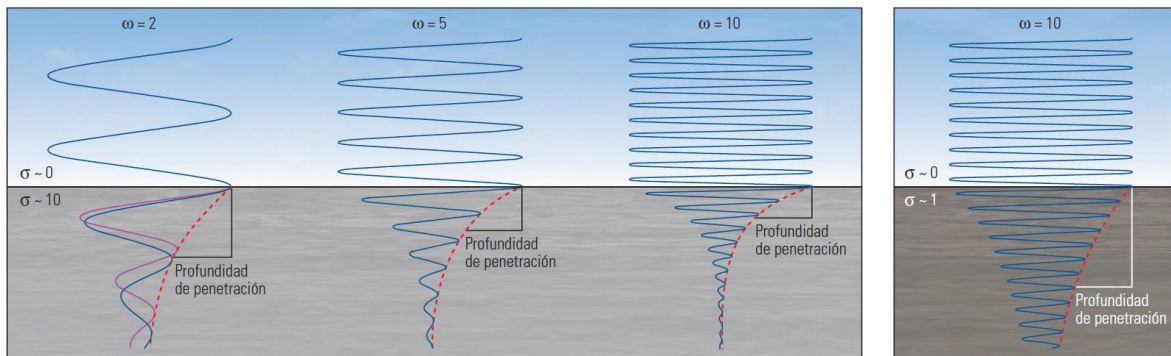


Figura 1. Efecto peculiar o de atenuación: un campo EM descendente (curva azul) que sale de un medio altamente resistivo (el aire) comienza a decaer cuando ingresa en un medio más conductorio (el subsuelo marino). Las ondas de frecuencia más baja (izquierda) se propagan a mayor distancia que las ondas de frecuencia más alta (centro a la izquierda y centro a la derecha); las ondas se propagan a mayor distancia en los medios menos conductivos (derecha) (Maza A., 2015).

Sistemas EM Marinos de adquisición

La instrumentación diseñada para CSEM marino tiene diferencias importantes en comparación al equipo usado tradicionalmente en tierra. Como regla general el dipolo eléctrico horizontal es usado para los transmisores y los receptores bajo el principio fundamental de que en adquisiciones marinas la onda EM propagándose en el agua marina decae mientras que en el suelo marino el campo EM se propaga en una dirección cercana a la horizontal, como en los sondeos geométricos (horizontal skin-effect). La resolución en profundidad del método queda definida en gran medida por la separación entre el transmisor y el receptor del campo EM (Maza A., 2015a).

Sin embargo, transmisores y receptores magnéticos han sido usados para adquisiciones someras en levantamientos profundos, aunque es más sencillo generar un momento dipolar grande usando corrientes eléctricas en el transmisor que atraviesen el agua de mar que campos magnéticos generados por bobinas y bucles (Constable, 2013). Key (2009), menciona que el invertir datos radiales (inline) del campo eléctrico de un dipolo eléctrico horizontal es tan

bueno, o mejor que, invertir cualquier otra combinación de fuentes-receptores. Existen modificaciones de los sistemas de adquisición dependiendo del tipo de fuente/receptor que se utilice para la transmisión/medición del campo EM, del dominio en el que se trabaje (tiempo o frecuencia), del tirante de agua (aguas someras o profundas) y la profundidad de penetración que se desee alcanzar. Los sistemas más comunes son:

Towed streamer (Línea de arrastre)

Utilizado en aguas someras, tiene una penetración promedio mayor a los 2000m bajo el fondo marino dependiendo de la longitud del arreglo. La fuente y los receptores son remolcados por la embarcación, arriba del fondo marino, a una misma velocidad (4-5 nudos). Este sistema permite obtener mayor densidad en el muestreo de datos, aunque no genera datos azimutales (por lo que es una adquisición CSEM marina en 2D).

Permite la adquisición simultánea con sísmica 2D (Figura 2). El movimiento de los receptores con el agua de mar genera un voltaje mayor que el del voltaje de la señal, sin embargo, el ruido eléctrico inducido no afecta el streamer sísmico (que se encuentra 15-20m alejado de la fuente EM). El fuerte momento dipolar de la fuente, la posibilidad de aumentar el dipolo de los receptores, la de convolución determinista y el muestreo espacial denso (que facilita el apilamiento) permite mejorar la relación señal-ruido (Maza A., 2015).

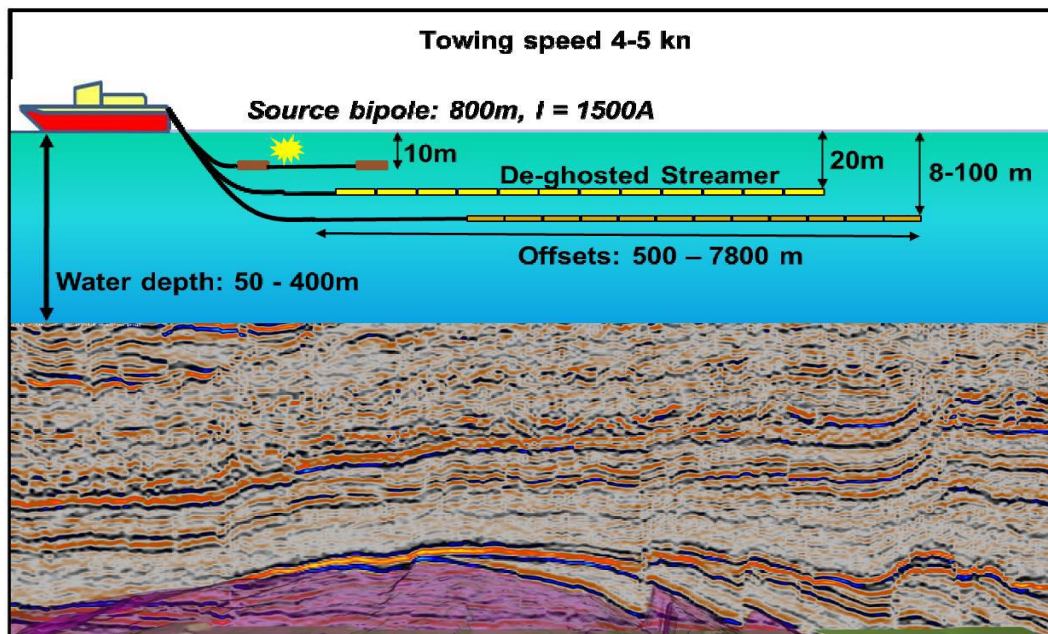


Figura 2. Sistema de adquisición comercial que combina EM marino y sísmica 2D. La fuente dipolar tiene una longitud de 800m con una señal de corriente 1500A. El rango de los receptores es de 500 a 7800 m en offset con dipolos individuales de 50 a 1100m de longitud. La fuente está colocada 10m debajo de la superficie del mar y los receptores están a una profundidad de 100m. La velocidad del remolcador es de 4-5 nudos (Maza A., 2015).

VED - dipolo eléctrico vertical (en el dominio del tiempo)

Utiliza el dipolo eléctrico vertical como fuente y receptor además de que los datos son grabados en modo transitorio, después de que la energía deja de fluir de la fuente. Un pulso cuadrado con polaridad alterna es seguido de un periodo sin energía en donde la respuesta es medida. La corriente vertical resultante de un dipolo eléctrico vertical es sensible a las capas resistivas horizontales profundos. En tiempos tardíos el campo eléctrico vertical sobre una roca de conductividad uniforme es $(E_z(t) \sim t^{-5/2})$. Si aumenta la resistividad de la capa resistiva hay un

mayor decaimiento temporal de hasta $t=2 \rightarrow 10$ s dependiendo de la resistividad de la capa con hidrocarburos. Según Holten et al. (2009), el método fue verificado con un objetivo desafiante localizado a 1700m. Este sistema consiste en dos generadores de pulso en paralelo con una capacidad de 5000 A, cada dipolo transmisor tiene una capacidad de corriente de 2500A y están unidos al buque con cables. El electrodo inferior está posicionado en el fondo marino. El buque es movido a una posición directamente arriba del electrodo inferior mientras que el electrodo superior es colocado 50 metros debajo la superficie del mar para que exista verticalidad entre ambos electrodos.

El reto en este tipo de arreglo es que la amplitud de la señal es menor que con el dipolo eléctrico horizontal por lo que se debe evitar que exista un ángulo de inclinación entre ambos transmisores y los receptores. Cada receptor consiste en una unidad superior con electrodos, una unidad inferior con electrónicos (batería, almacenaje de datos, electrodos inferiores y unidad de registro) y un peso muerto. Los electrodos superiores son mantenidos verticalmente sobre los inferiores mediante una boya con fuerte flotabilidad o con un sistema de tripié rígido. El sistema tiene un rango de offset óptimos transmisor/receptor de entre 500m – 1500 m. La verticalidad elimina la componente del efecto de aire (aire-wave) en la señal que reciben los receptores (Maza A., 2015).

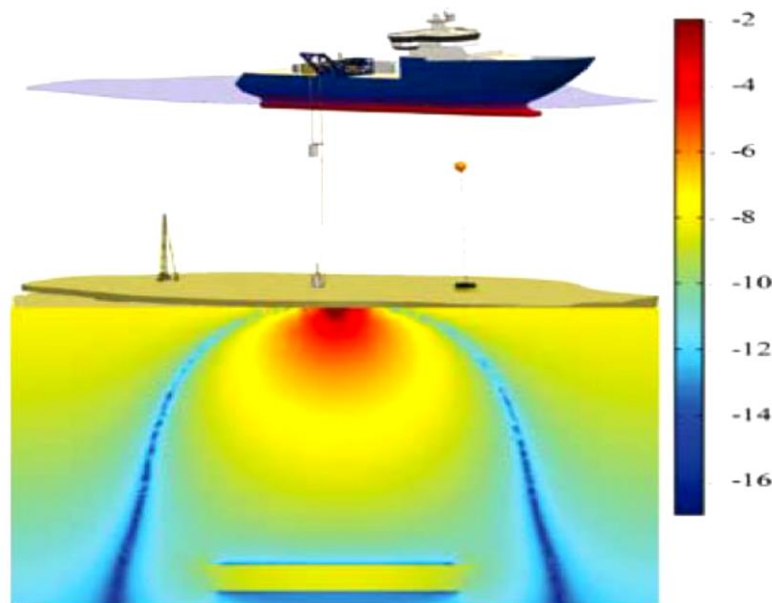


Figura 3. Los electrodos de pulso superior e inferior están justo encima de cada uno para formar un dipolo transmisor vertical, la corriente de retorno viaja en el agua de mar. A la izquierda en el fondo marino, se muestra el tripié extensible y a la derecha, un receptor de cable flexible (Maza A., 2015).

HED - dipolo eléctrico horizontal (nodos)

Este sistema de adquisición es el más usado en los métodos CSEM marinos. El método CSEM marino HED también conocido como SBL (seabed logging) o de nodos, emplea un transmisor dipolar eléctrico horizontal que genera un campo EM con fuertes componentes verticales del campo eléctrico y magnético. Una capa delgada resistiva posee una resistencia significativa a una corriente vertical, que resulta en una anomalía en el campo electromagnético observado (Zhdánov, 2009). El dipolo eléctrico horizontal tiene un acoplamiento galvánico eficiente entre

el agua de mar y el fondo marino además de presentar características de polarización deseables.

Un juego de receptores EM multicomponente son desplegados en el suelo marino sobre las líneas de perfil en el área de estudio. Estos receptores son arrojados desde el buque en caída libre hacia el suelo marino. El transmisor dipolar eléctrico horizontal tiene una longitud de cientos de metros y es arrastrado por el buque mediante un cable umbilical. El transmisor genera un campo EM de baja frecuencias (típicamente entre 0.1 a 10 Hz o más), que se propaga hacia arriba en el agua de mar y hacia abajo dentro del suelo marino. Los receptores miden la amplitud y la fase de los campos eléctricos y/o magnéticos generados por el transmisor. La señal grabada está formada tanto por el campo primario del transmisor como por la respuesta EM de la estructura geoelectrica debajo del suelo marino, después de que la adquisición de datos es completa se manda una señal acústica a los receptores para deshacerse de su peso, que previamente los mantenía en el suelo marino y así ser recuperados por el buque (Zhdánov, 2009).

En la modificación de aguas profundas de método (Shina et al., 1990), es necesario variar la separación del transmisor y los receptores dentro de un amplio límite (hasta 10 km o más). El uso de receptores autónomos hace posible la adquisición de datos radiales y azimutales que aumentan considerablemente las posibilidades del método al hacer posible la detección de la anisotropía de la conductividad (Palshin, 2007).

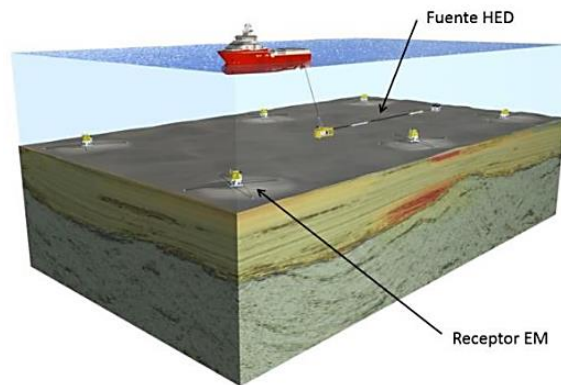


Figura 4. Configuración general del método CSEM marino: receptores eléctricos y magnéticos son desplegados en el suelo marino para grabar los campos en series de tiempo. La señal CSEM marina involucra flujo de corrientes horizontales y verticales, que pueden ser interrumpidos por yacimientos de aceite o gas, lo que provee sensibilidad a las estructuras geológicas aun siendo muy delgadas (Texto Constable, 2010;). (Maza A., 2015, p.45)

Relaciones de sensibilidad

Para que sea posible la medición del campo EM el suelo marino es necesario tener instrumentación con precisión de al menos 0.05 nT para el campo magnético y para el campo eléctrico de 0.01-0.02 V/km. (Maza A., 2015).

Es importante señalar que cuando el objetivo no es resistivo decae rápidamente, por otra parte, cuando es resistivo tarda en decaer.

Objetivos con resistividades altas generan un incremento en la magnitud y una disminución en la pendiente de fase.

Si el estudio se lleva a cabo en aguas someras las respuestas tendrán un lento decaimiento en la magnitud y la curva de fase de offset tendrá un comportamiento más plano (Julio, C. Gonzáles H, 2022).

Metodología

Se nos proporcionaron cuatro mediciones que corresponden al método CSEM ya mencionado, estos datos fueron realizados por un programa llamado Dipole 1D. Debemos seguir los pasos adecuados para que no exista error alguno al momento de realizar las curvas que debemos obtener en el software MATLAB.

Cada archivo estaba en formato. CSEM, para poder visualizarlo se abrió en formato de texto, donde se puede ver características del levantamiento, en la fila cuatro se observa la ubicación de la fuente, en la siguiente la cantidad de frecuencias utilizadas, después el valor de la frecuencia en Hz, en la fila trece se encuentra la cantidad de receptores, en seguida esta la ubicación de estos en coordenadas “xyz” y finalmente se encuentran los valores de las diferentes componentes de campo eléctrico (E_x, E_y, E_z) y campo magnético (H_x, H_y, H_z).

Estas componentes de los campos son las de interés ya que en base a estos se realizarán las curvas de fase y magnitud. Una vez analizado los datos de cada archivo se procede a exportar los valores de las componentes de los campos eléctrico y magnético (csem) a formato “xlsx”, aquí se debe de acomodar cada componente en una celda, todos los datos deben de estar bien distribuidos para que de esta manera se puedan importar en Matlab.

Al momento de anexar los valores otorgados y tener como resultados gráficos (de magnitud y de fase), debemos primero aplicar una función donde el programa MATLAB asigne desde donde se obtendrán los valores que se utilizaran en el código, con la función “xlsread”, se escribe el nombre del archivo de Excel (que le fue asignado) en cuanto a los datos, esto se debe hacer para cada archivo proporcionado, en este caso fueron 4 archivos los cuales fueron analizados.

Asignándole un nombre a cada conjunto de datos y que el software genere los gráficos para cada uno de ellos con el respectivo código; también se debe de asignar el vector “offset”, donde es de gran importancia ya que este contiene la longitud del tendido y sin esto no se generaría el grafico; cabe mencionar que también este tiene que tener el mismo número de eje que los valores que nos fueron dados en el archivo de Excel, el cual empieza de los 0 metros hasta 9900 metros y va de 100 en 100 metros respectivamente.

Para hacer las gráficas de magnitud se utilizan los comandos: “abs”, “subplot”, “semilogy”, y se le añadieron sus respectivos títulos de ejes, así como el grillado para visualizar la dimensión de cada gráfico. Para realizar las gráficas de fase se utilizó la función: “angle”, la cual se utiliza para pasar los valores de magnitud a ángulos de fase, después se aplica: “unwrap” y “rad2deg” para pasar los valores a grados y finalmente se grafica respecto al vector offset ya realizado; este proceso se realiza para cada curva de fase y magnitud de los 4 modelos.

Como nota adicional, debemos tener en cuenta que, al realizar el cambio de formato en el documento dado, pueden surgir variaciones en cuanto a la modificación de esta, y tenemos que separar los valores de los campos, así como asignar la posición real de cada celda y no se pierdan datos.

A1													
	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M
110	9600	0	1000										
111	9700	0	1000										
112	9800	0	1000										
113	10000	0	1000										
114	-3.02E-07	4.08E-09	-1.85E-23	2.50E-25	6.86E-25	5.40E-27	1.80E-27	5.44E-29	-2.93E-11	-8.88E-13	7.98E-13	1.93E-14	
115	3.67E-08	4.07E-09	-1.71E-24	9.28E-26	1.01E-08	1.33E-10	3.45E-29	1.35E-29	-4.48E-12	-4.68E-13	-4.29E-28	-4.24E-29	
116	7.02E-09	1.83E-09	-3.03E-25	2.66E-26	1.01E-09	-6.52E-11	-2.94E-29	-4.35E-31	-1.15E-12	-2.81E-13	-1.26E-28	-3.42E-29	
117	1.96E-09	9.18E-10	-1.07E-25	3.62E-27	2.69E-10	-5.79E-11	-1.97E-29	-4.45E-30	-4.60E-13	-1.94E-13	-4.94E-29	-2.54E-29	
118	6.72E-10	4.92E-10	-5.06E-26	-4.85E-27	1.26E-10	-3.38E-11	-1.17E-29	-5.37E-30	-2.19E-13	-1.41E-13	-2.14E-29	-1.83E-29	
119	2.54E-10	2.73E-10	-2.66E-26	-7.40E-27	7.64E-11	-1.46E-11	-6.67E-30	-5.07E-30	-1.10E-13	-1.04E-13	-9.13E-30	-1.28E-29	
120	9.94E-11	1.55E-10	-1.44E-26	-7.39E-27	5.11E-11	-2.13E-12	-3.54E-30	-4.29E-30	-5.50E-14	-7.64E-14	-3.38E-30	-8.64E-30	
121	3.86E-11	8.97E-11	-7.70E-27	-6.36E-27	3.48E-11	4.98E-12	-1.64E-30	-3.38E-30	-2.54E-14	-5.58E-14	-7.01E-31	-5.67E-30	
122	1.41E-11	5.31E-11	-3.87E-27	-5.04E-27	2.33E-11	8.35E-12	-5.39E-31	-2.53E-30	-9.28E-15	-4.02E-14	4.59E-31	-3.59E-30	
123	4.17E-12	3.23E-11	-1.71E-27	-3.78E-27	1.51E-11	9.33E-12	6.32E-32	-1.80E-30	-6.49E-16	-2.84E-14	8.60E-31	-2.18E-30	
124	2.00E-13	2.02E-11	-5.27E-28	-2.71E-27	9.23E-12	8.91E-12	3.53E-31	-1.21E-30	3.63E-15	-1.96E-14	8.99E-31	-1.25E-30	
125	-1.36E-12	1.31E-11	7.57E-29	-1.86E-27	5.20E-12	7.78E-12	4.56E-31	-7.75E-31	5.41E-15	-1.31E-14	7.83E-31	-6.65E-31	
126	-1.95E-12	8.81E-12	3.43E-28	-1.23E-27	2.52E-12	6.39E-12	4.54E-31	-4.59E-31	5.79E-15	-8.42E-15	6.20E-31	-3.10E-31	
127	-2.15E-12	6.04E-12	4.26E-28	-7.76E-28	8.29E-13	5.00E-12	4.01E-31	-2.42E-31	5.43E-15	-5.12E-15	4.60E-31	-1.06E-31	
128	-2.16E-12	4.19E-12	4.14E-28	-4.63E-28	-1.69E-13	3.75E-12	3.27E-31	-1.01E-31	4.72E-15	-2.86E-15	3.24E-31	1.76E-33	
129	-2.08E-12	2.89E-12	3.59E-28	-2.55E-28	-6.97E-13	2.71E-12	2.53E-31	-1.42E-32	3.91E-15	-1.36E-15	2.18E-31	5.18E-32	

Figura 5. Datos sintéticos de campo electromagnético obtenidos mediante el método CSEM.

RESULTADOS

Modelo 1

Para el modelo 1 se observa que la curva de magnitud tiene un lento decaimiento y también se observa que el valor de magnitud es ligeramente mayor en comparación a los tres modelos restantes, para la curva de fase se tiene un comportamiento más plano, estas observaciones nos indican que hay presencia de un cuerpo resistivo y además que el tirante de agua es somero, por lo que la respuesta del objetivo será más débil.

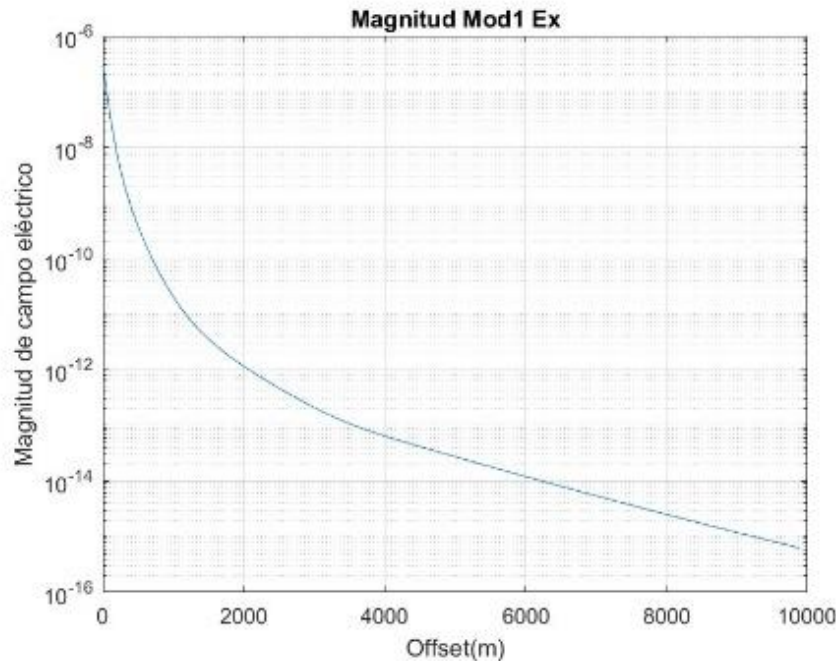


Figura 6. Comportamiento de la curva de magnitud del modelo 1.

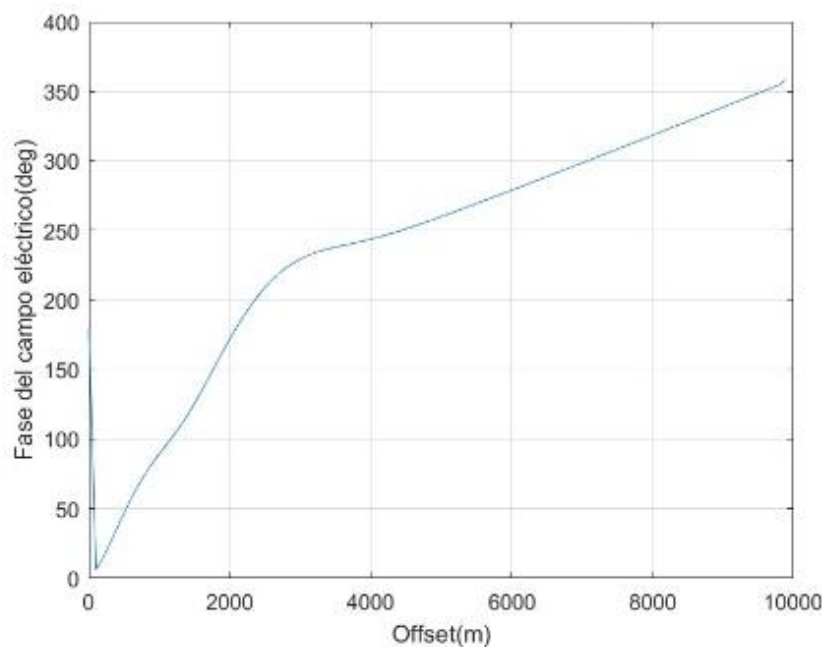


Figura 7. Comportamiento de la curva de fase para el modelo 1.

Modelo 2

En el modelo 2 se observa como la curva decae más rápido que en el modelo 1 lo cual indica que no hay presencia de un objeto resistivo, para la curva de fase se observa que no es tan plana pero tampoco tiene una pendiente tan prolongada como en los modelos 2 y 3. Para ambos modelos (1 y 2) el tirante de agua es somero pero el comportamiento de la curva de fase difiere debido en que en el modelo 1 si hay objeto resistivo y en el modelo 2 no.

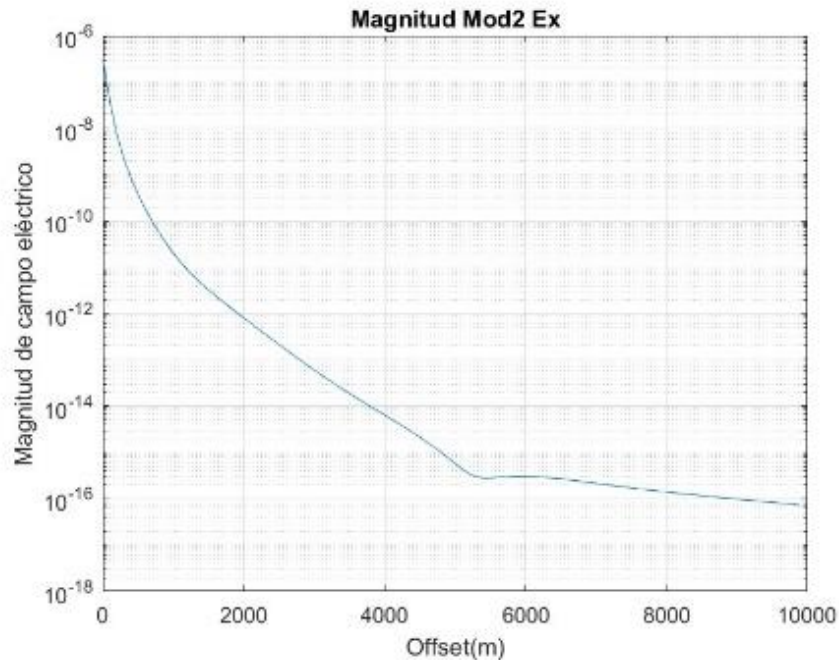


Figura 8. Comportamiento de la curva de magnitud para el modelo 2.

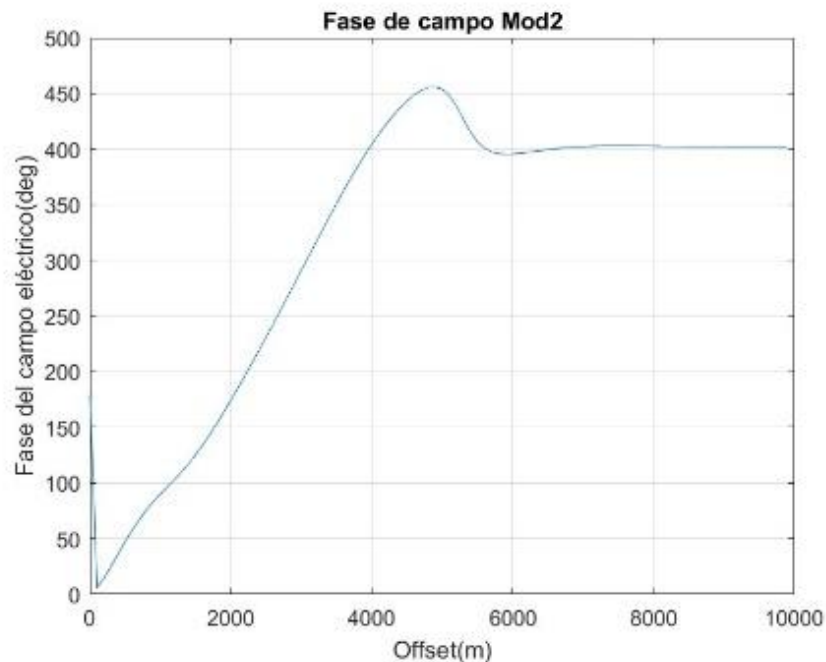


Figura 9. Comportamiento de la curva de fase para el modelo 2.

Modelo 3

Para el modelo 3 y 4 se observa que el comportamiento de ambas curvas (magnitud y fase) son similares, existiendo una pequeña diferencia en el decaimiento de la curva de magnitud, para el modelo 3 el decaimiento es más rápido lo cual indica que no hay presencia de un cuerpo resistivo, la curva de fase nos indica que el tirante de agua es profundo por lo cual la pendiente es más prolongada al igual que en el modelo 4.

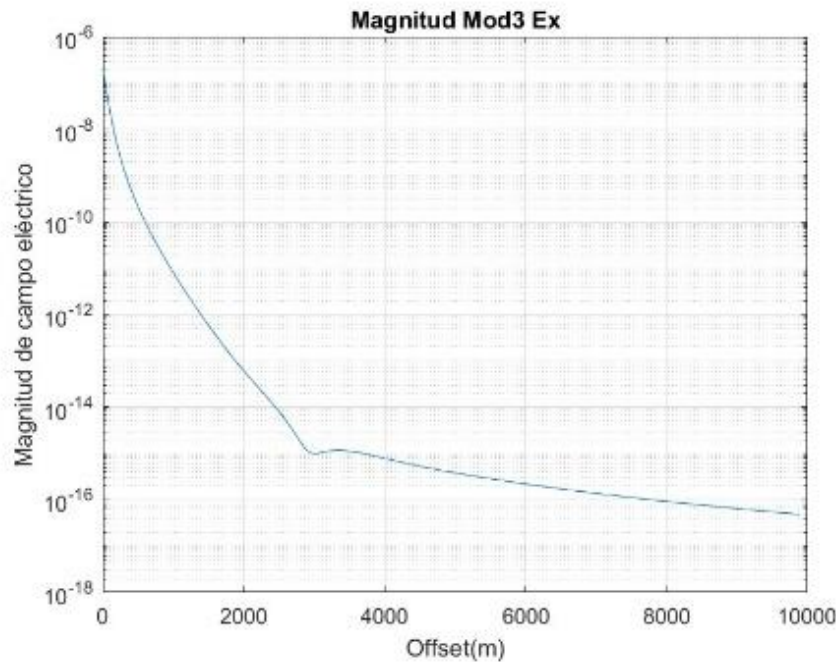


Figura 10. Comportamiento de la curva de magnitud para el modelo 3.

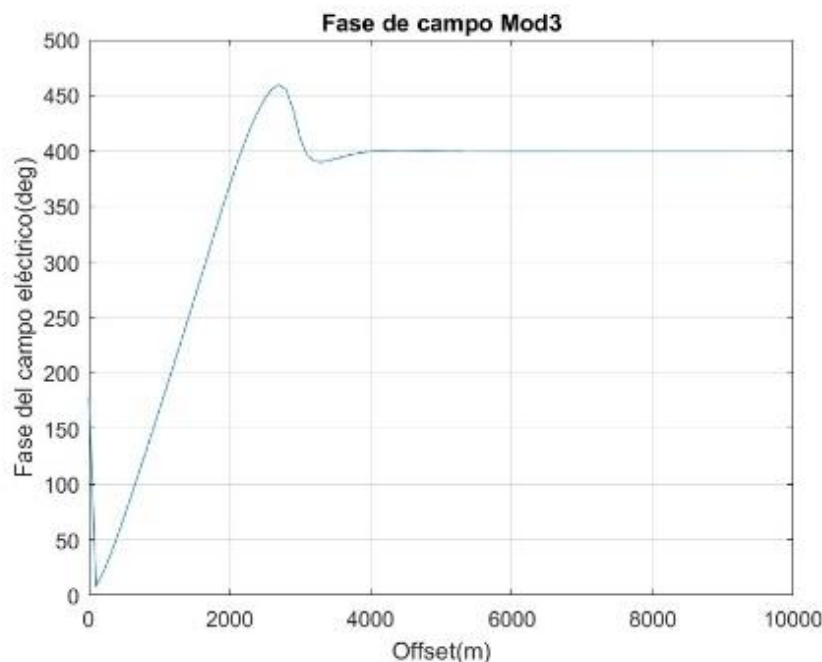


Figura 11. Comportamiento de la curva de fase para el modelo 3.

Modelo 4

En el modelo 4 observamos un decaimiento más lento por lo que indica que si hay un cuerpo resistivo, la curva de fase tiene el mismo comportamiento que el modelo 3 indicando que para ambos modelos el tirante de agua es profundo.

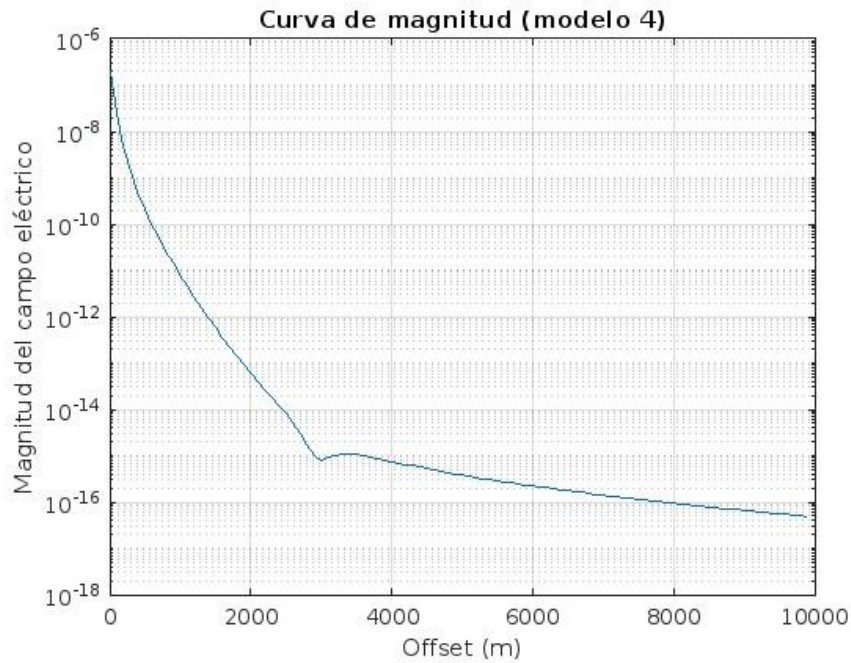


Figura 12. Comportamiento de la curva de magnitud para el modelo 4.

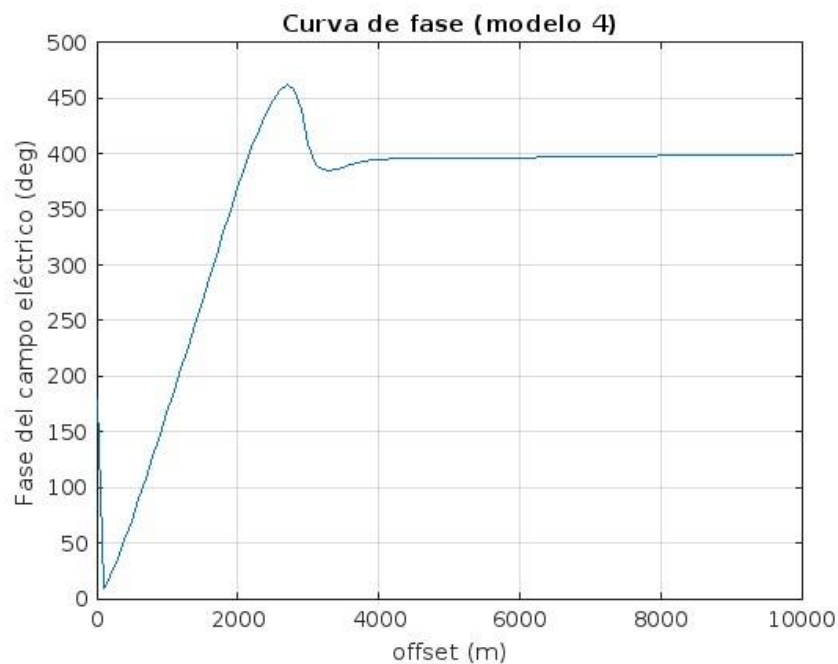


Figura 13. Comportamiento de la curva de fase para el modelo 4.

Conclusiones

Existen cuatro posibles modelos que describen el comportamiento de las curvas, las posibilidades son las siguientes:

- A. Modelo geológico de referencia sin resistivo a 1000 m debajo del fondo marino.
- B. Mismo modelo que A, pero sin resistivo.
- C. Modelo geológico con capa de agua 1 km más profunda sin resistivo.
- D. Mismo modelo que C, pero sin resistivo.

Debido al comportamiento de las curvas tanto en decaimiento como en la prolongación de la pendiente en la curva fase, relacionamos al modelo 1 con el modelo geológico B el cual, indica que existe un cuerpo resistivo y además sobre aguas someras.

Para el modelo 2 se relaciona con el modelo geológico A, en el cual no hay presencia de resistivo y también es sobre aguas someras.

El modelo geológico C está relacionado con las curvas del modelo 3 donde indica que no hay un cuerpo resistivo y además es sobre aguas profundas.

Finalmente, el modelo D se relaciona con el comportamiento de las curvas del modelo 4 donde existe un cuerpo resistivo y también sobre aguas profundas.

Bibliografía

Constable, S. (2013). Review paper: Instrumentation for marine magnetotelluric and controlled source electromagnetic sounding. *Geophysical Prospecting*, p.p 505-532.

González J., (2016). Modelado directo 2D de datos CSEM marinos por diferencias finitas en medios anisotrópicos (Maestría). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. Recuperado de: <http://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/955>

Maza A., (2015). Estudio de sensibilidad del método electromagnético marino de fuente controlada en el dominio de la frecuencia con datos sintéticos (Licenciatura). Tesis de Documento web, extraído de: <http://www.ptolomeo.unam.mx:8080/jspui/bitstream/132.248.52.100/8566/1/Tesis.pdf>

Swift, J. (1988). Fundamentals of the Electromagnetic Method. En M. N. Nabighian, *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Volume1: Theory*, p.p 5-10.

Zhdanov, M. S. (2009). *Geophysical Electromagnetic Theory and Methods*, Amsterdam: Elsevier, p.43.

Anexos

```
clear all; close all; clc;

%Magmod
Ex=xlsread('mod1.xlsx','A:B');
offset=0:100:9900;
Ex_complejo=Ex(:,1)+1i*Ex(:,2);
Mex=abs(Ex_complejo);
semilogy(offset,Mex);
%figure (1)
title('Magnitud Mod1 Ex');
grid on;
ylabel('Magnitud de campo eléctrico')
xlabel('Offset(m)')

%Fasemod
Ex_complejo=1i*Ex(:,2)+Ex(:,1);
MexF=angle(Ex_complejo);
MexF2=unwrap(MexF);
MexF3=rad2deg(MexF2);
%figure (2)
plot(offset,MexF3);
title('Fase de campo Mod1')
ylabel('Fase del campo eléctrico(deg)')
xlabel('Offset(m)')
grid on
```

Comentario:

Este Código se utilizó para los 4 modelos, donde únicamente los cambios que se realizaron para generar cada gráfico individualmente fueron al momento de asignarle el documento en

Excel (mod1, mod2, mod3, mod4 respectivamente) y al asignarles los nombres de cada modelo.